

ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
ИНСТИТУТ ЭКОЛОГИИ АКАДЕМИИ НАУК АБХАЗИИ

На правах рукописи

Хинтуба Лолита Вячеславовна

**Исследование факторов, оказывающих влияние на динамику температуры
приземного слоя воздуха на территории Республики Абхазия**

Специальность – 1.6.18 Науки об атмосфере и климате

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель:
Экба Январби Алиевич,
доктор физико-математических наук,
профессор, вице-президент Академии Наук Абхазии

Сухум – 2025

Оглавление

Введение	3
Глава 1. Климатическая система Земли и влияние отдельных ее компонент на динамику климата	11
1.1. Климатическая система Земли и её внутренние взаимосвязи	11
1.2. Влияние на климат природных катастроф	16
1.3. Антропогенное воздействие на динамику климата.....	20
Глава 2. Влияние геофизических факторов на климат	24
2.1. Влияние вулканических извержений на изменение климата	28
2.2. Влияние вулканической деятельности на температуру воздуха.....	34
2.3. Влияние вулканических извержений на ТПСВ на территории Республики Абхазия.....	38
2.4. Воздействие вулканов на ТПСВ на Северном Кавказе.....	49
Глава 3. Влияние химического состава атмосферы на температуру приземного слоя воздуха (ПСВ)	55
3.1. Химический состав атмосферы и динамика парниковых газов.....	55
3.2. Парниковый эффект, как фактор влияния газового состава атмосферы на радиационный баланс земной поверхности.....	84
3.3. Углеродный цикл и концепция саморегулирования	90
Глава 4. Роль влажности атмосферного воздуха в климатической системе	96
4.1. Основные характеристики влажности на территории Абхазии.....	96
4.2. Влияние относительной влажности на суммарное годовое количество осадков на территории Абхазии.....	100
4.3. Влияние водяного пара на температуру ПСВ в Абхазии и на Северном Кавказе.....	108
Заключение	124
Список литературы	125

ВВЕДЕНИЕ

Наиболее пристальному вниманию в настоящее время подвержены климатические изменения, происходящие в последнее столетие.

Непостоянство климата всегда волновало человечество. В XVIII веке или даже ранее возникли предположения о том, что климатические изменения повторяются через некоторое время. С тех пор не прекращаются попытки найти объяснения причин происходящих колебаний климата.

Изменение климатообразующих факторов носит региональный характер, на него оказывает влияние широта места, близость морей и океанов, орография и т.д. В климатических условиях Абхазии совокупное воздействие различных факторов (орографических, морских и др.) оказывает значительное влияние на формирование местного климата. При этом метеорологические параметры в отдельных случаях могут демонстрировать особенности, отличающиеся от глобальных климатических тенденций.

На динамику температуры воздуха оказывают влияние следующие факторы:

1. Солнечная активность: интенсивность солнечного излучения и длительность солнечного дня влияют на нагревание атмосферы.

2. Географическое положение: местоположение относительно экватора, высота над уровнем моря, близость к океану или горам могут существенно влиять на температуру. Например, близость к океану может сглаживать колебания температуры и делать ее более мягкой, а наличие гор может создавать условия для образования интенсивных воздушных потоков и их влияния на климатические зоны.

3. Природные явления: на динамику температуры воздуха оказывают влияние такие природные явления, как ветер, тепловые потоки, циклы Эль-Ниньо и Ла-Нинья, рельеф местности и др.

4. Воздушные массы: перемещение воздушных масс с разными характеристиками (теплыми или холодными, влажными или сухими) может вызывать изменения температуры воздуха. Например, вверху теплых воздушных масс происходит охлаждение, а внизу холодных воздушных масс – нагревание.

5. Рельеф местности: характеристики рельефа, такие как высота гор, преобладающие ветры и конфигурация местности, могут изменять потоки воздуха и вызывать изменения температуры.

6. Антропогенные факторы: воздействие человека на окружающую среду, загрязнение воздуха и изменение природных ландшафтов, может сказаться на динамике температуры воздуха. Например, выбросы парниковых газов могут вызывать повышение температуры воздуха, приводить к изменению климатических условий и повышению уровня парникового эффекта.

Актуальность проблемы. Исследование факторов, оказывающих влияние на динамику температуры воздуха, имеет высокую актуальность во многих областях, таких как метеорология, климатология, экология и является ключевым показателем климатических изменений. Анализ параметров, влияющих на динамику температуры, помогает уточнить представления о том, какие последствия климатических изменений возможны в будущем, и какие меры можно предпринять для их смягчения. Надёжный прогноз погоды будет являться важным фактором для различных сфер деятельности в Абхазии, таких как сельское хозяйство, энергетика, туризм, а в будущем и авиация.

Объектом исследования является температура приземного слоя воздуха.

Предмет исследования: изучение факторов, оказывающих влияние на динамику температуры воздуха на территории Республики Абхазия.

Целью настоящей диссертационной работы является анализ факторов, оказывающих влияние на динамику температуры воздуха на территории Республики Абхазия, в частности воздействие вулканических извержений и парникового эффекта.

Для достижения указанной цели были поставлены и решены следующие **задачи:**

- Проведение ре-анализа среднегодовых значений температуры приземного слоя воздуха (ПСВ) с применением статистических методов и расчетом отклонений и индексов для оценки воздействия геофизических факторов.

- Анализ влияние газовых компонент атмосферы (метан, озон, водяной пар и др.) на парниковый эффект с использованием дистанционных данных.
- Изучение влияния вулканических извержений на температурный режим в Абхазии и на Северном Кавказе.
- Оценка влияния абсолютной и относительной влажности на режим температуры приземного слоя воздуха и атмосферные осадки.
- Построение долгосрочного статистического прогноза изменений температуры в г.Сухум.

Научная новизна диссертации состоит в следующем:

- Проведен комплексный анализ временных рядов температуры приземного слоя воздуха в г. Сухум за период 1961–2023 гг.
- Выделены трендовые и циклические компоненты температурных рядов с применением быстрого преобразования Фурье и вейвлет-анализа.
- Установлены связи между температурными аномалиями приземного слоя воздуха и вулканической активностью в причерноморском регионе.
- Обнаружено влияние солнечных циклов на температурные колебания в приземном слое воздуха в причерноморском регионе.
- Установлены количественные зависимости между абсолютной влажностью и температурой ПСВ, а также между относительной влажностью и количеством осадков.
- Проведен анализ роли водяного пара как ключевого парникового газа причерноморском регионе.
- Построен долгосрочный статистический прогноз температурной динамики для г.Сухум.

Научная и практическая значимость. Результаты, полученные в работе, углубляют понимание природы климатических факторов, оказывающих влияние на процессы в приземном слое атмосферы и дополняют уже известные теоретические и экспериментальные результаты. Практическая значимость работы определяется возможностью использования результатов исследования в

прогнозировании температуры приземного слоя воздуха на территории Республики Абхазия в г. Сухум.

Достоверность. В работе использованы официальные и проверенные метеорологические данные, предоставленные Институтом экологии (отдел Гидрометеорологического и экологического мониторинга), АИСОРИ (автоматизированная информационная система), а также дистанционные данные национальных и международных климатических служб, включая ERA5 и NASA. Достоверность полученных результатов обеспечивается применением современных статистических методов анализа, таких как корреляционный, регрессионный, спектральный и вейвлет-анализ, которые адекватно отражают временные и пространственные вариации температуры приземного слоя воздуха.

Положения, выносимые на защиту:

1. Установлено, что в годы, аэрозольных выбросов и радиационного баланса, наблюдается повышение температуры приземного слоя воздуха в Абхазии и на Северном Кавказе, в то время как в поствулканический период фиксируется ее понижение.
2. Показано, что среднегодовые значения абсолютной влажности изменяются синхронно с температурой приземного слоя воздуха (коэффициент корреляции $r > 0,85$). Выявлено, что относительная влажность оказывает статистически значимое влияние на количество и интенсивность атмосферных осадков (до $r \approx 0,7$, например, в г. Ставрополь). Полученные результаты позволяют уточнить региональные особенности влагооборота в пространственном распределении Причерноморья и сопредельных территорий Кавказа.
3. Для причерноморского региона впервые проведена количественная оценка вклада водяного пара в формирование парникового эффекта. Выявлено, что рост среднегодовой температуры приземного слоя воздуха в Абхазии за период 1990–2023 гг. составил $1,6\text{ }^{\circ}\text{C}$, из которых около $1,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ ($\approx 87\%$) обусловлены изменениями содержания водяного пара. вклад водяного пара

как парникового газа суммарный радиационный эффект оценивается на уровне 70%, для условий Причерноморья.

4. Разработан долгосрочный статистический прогноз изменения температуры приземного слоя воздуха для города Сухум с использованием метода Фурье и модели SARIMA. Согласно результатам прогноза, на период 2025–2035 гг., ожидается относительная стабильность температурного режима с незначительным ростом среднегодовых значений. С вероятностью 95% прогнозируемые среднегодовые температуры будут находиться в диапазоне 14,3–17,0 °С, при средней ожидаемой погрешности прогноза порядка $\pm 1,0$ °С. Дополнительно, долгосрочный прогноз до 2042 г., построенный на основе метода линейной регрессии, свидетельствует о возможном повышении средней температуры на 0,7–1,5 °С относительно современных климатических условий.

Апробация работы. По теме диссертации опубликовано 30 научных статей, из них 7 — в журналах, рекомендованных ВАК АНА, и 2 — в изданиях, индексируемых в базе данных Scopus.

Результаты исследований были доложены на следующих конференциях:

1. «Воздействие вулканов на климат». Тезисы докладов (молодежная секция) Луганск: изд-во ЛНУ им. В. Даля, 2018.
2. Материалы V Международной научно-практической конференции «Влияние стратосферного аэрозоля на температуру приземного слоя воздуха». Часть 2 – Майкоп: Изд-во «ИП Кучеренко В.О.», 2019.
3. XII Всероссийская научно-техническая конференция с международным участием «Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа» («ГЕОКАВКАЗ-2022»). 15-19 июня, Махачкала - 2022г.(онлайн).
4. Проблемы физики атмосферы, климатологии и мониторинга окружающей среды. Доклады IV Международной научной конференции. г. Ставрополь. 2022 г. (онлайн).
5. Абхазский Государственный Университет. Научно-практическая конференция студентов, аспирантов и молодых ученых физико-математического факультета. 11-22 апреля 2022 г. (очная).

6. Научная конференция аспирантов и молодых ученых Абхазии, посвященная 25-летию Академии наук Абхазии (2–3 ноября 2022 г.) (очная).
7. XII Всероссийская научно-техническая конференция с международным участием «Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа» («ГЕОКАВКАЗ-2023»). Владикавказ -2023 г. (онлайн)
8. Абхазский Государственный Университет. Научно-практическая конференция студентов, аспирантов и молодых ученых физико-математического факультета. 3-7 апреля, 2023 г. (очная)
9. Международная научно-практическая конференция «Фундаментальные и прикладные аспекты геологии, геофизики и геоэкологии с использованием современных информационных технологий» в Майкопском государственном технологическом университете г. Майкоп, 2023 г. (очно).
10. Международная научно-практическая конференция «Системы контроля окружающей среды». Тема доклада «Оценка влияния парниковых газов на температуру приповерхностного слоя воздуха в Абхазии». Севастополь 2024г. (онлайн)
11. Второй Абхазский форум молодых ученых Академии наук Абхазии. Тема доклада «Анализ тренда и цикличности температуры ПСВ на территории Республики Абхазия». Сухум 2024г. (очно)
12. Научно-практическая конференция профессорско-преподавательского состава. Абхазский Государственный Университет. Апрель 2025г. (очная).
13. Материалы VIII международной научно-практической конференции. Фундаментальные и прикладные аспекты геологии, геофизики и геоэкологии с использованием современных информационных технологий. Тема доклада «Анализ температурных тенденций в г. Сухум и использование метода Фурье для среднесрочного прогноза климата». Майкоп 2025. 12-16 мая.
14. Материалы VIII международной научно-практической конференции. Фундаментальные и прикладные аспекты геологии, геофизики и геоэкологии с использованием современных информационных технологий. Тема доклада «О влиянии внутренних гравитационных волн на вертикальное распределение водяного пара». Майкоп 2023. 12-16 мая.
15. Материалы VIII международной научно-практической конференции. Фундаментальные и прикладные аспекты геологии, геофизики и геоэкологии с использованием современных информационных технологий. Тема доклада «Водяной пар в атмосфере и его роль как парникового газа». Майкоп 2025. 12-16 мая.

Структура и объем диссертации. Диссертация состоит из введения, четырех глав, заключения, списка литературы, приложений. Общий объем работы

составляет 135 страниц, включая 42 рисунка, 13 таблиц. Список литературы содержит 100 источников.

Во введении обоснована актуальность темы исследования, сформулированы цели и задачи диссертационной работы, объект исследования, научная новизна, достоверность, научная и практическая значимость, апробация работы, а также основные положения, выносимые на защиту.

В первой главе приведены результаты обзора научной литературы на тему «Климатическая система Земли и влияние отдельных ее компонент на динамику климата».

Во второй главе описывается влияние геофизических факторов на климат, в частности рассматривается влияние вулканов, оказывающих воздействие на температуру приповерхностного слоя воздуха на территории Республики Абхазия и Северного Кавказа. В работе рассчитывались среднегодовые значения ТПСВ, отклонения значений среднемесячных температур ПСВ, индексы температур и их среднемесячные значения, простое и экспоненциальное сглаживание при альфа (α), равном 0,3 (скользящее среднее за 10 лет), по Ставрополю, Владикавказу, Сухуму, Сочи, Туапсе, Анапе, Краснодару за 1982-2023 гг. Показано, что сложный характер временного ряда температуры приземного воздуха атмосферы может быть связан с наложением колебаний, вызванных различными геофизическими факторами. Взаимодействие (наложение) ежегодных колебаний с циклами солнечной активности. Исследования внутренних гравитационных волн.

В третьей главе В третьей главе анализируется влияние химического состава атмосферы на динамику температуры приземного слоя воздуха в Республике Абхазия. Основное внимание уделено парниковым газам — CO_2 , CH_4 , O_3 и водяному пару. Данные за 2010–2017 гг. фиксируют рост CO_2 с 384 до 408 ppm, однако статистически значимой связи с температурой в регионе не выявлено. Озон (1980–2023 гг.) и метан (2002–2024 гг.) также не демонстрируют устойчивой корреляции с температурой. Наиболее выраженную зависимость показывает водяной пар, концентрации которого изменяются синхронно с температурой, подтверждая его ключевую роль в формировании региональных

температурных аномалий. Таким образом, водяной пар оказывает наибольшее влияние на радиационный баланс, в то время как другие газы имеют второстепенное значение в пределах исследуемого периода.

Четвертая глава посвящена анализу роли влажности воздуха в климатической системе. В рамках исследования были рассчитаны среднегодовые значения относительной влажности по данным метеостанций Ставрополя, Владикавказа, Сухума, Сочи, Туапсе и Анапы за период 1982–2022 гг. Проведён корреляционный анализ и построены графики временных рядов. С использованием дистанционных данных, полученных с платформы Giovanni (NASA), выполнено построение временных рядов содержания углекислого газа и водяного пара в дневное и ночное время. Для анализа среднегодовых колебаний температуры и выявления трендов применялись методы дискретного преобразования Фурье и модель SARIMA. Разработаны прогнозные модели температурной динамики на период до 2030 года.

В заключении сформулированы основные результаты и выводы диссертационной работы.

Личный вклад соискателя. Самостоятельно проведён анализ среднегодовых температур с использованием современных статистических методов, включая расчёт отклонений от климатической нормы и температурных индексов. Проанализировано влияние геофизических факторов, таких как атмосферные газовые компоненты, влажность воздуха и вулканическая активность, на формирование температурного режима приземного слоя воздуха. Для оценки вклада парниковых газов использованы данные дистанционного зондирования, которые были интерпретированы. Основные выводы и положения диссертационной работы также сформулированы лично автором.

Автор выражает благодарность научному руководителю доктору физико-математических наук, профессору Эмба Январби Алиевичу за постановку задач, путей решения, обсуждение результатов работы.

Глава 1. Климатическая система Земли и влияние отдельных ее компонент на динамику климата

1.1. Климатическая система Земли и её внутренние взаимосвязи

К климатической системе (КС) обычно относят атмосферу, гидросферу, литосферу, криосферу (лед, снег, многолетняя мерзлота) и биосферу. Звенья климатической системы или ее подсистемы (рисунок 1) имеют различные физические свойства.



Рисунок 1.1. Основные составляющие климатической системы

Атмосфера является ключевым компонентом климатической системы благодаря её глобальному охвату и способности активно взаимодействовать с другими геосферами. Она регулирует тепло- и влагообмен, участвует в формировании климатических процессов и влияет на радиационный баланс Земли.

Океан покрывает около 70,8 % поверхности планеты, суша — примерно 29,2 %. Постоянные ледники занимают около 3,1 % всей площади, а с учётом морского льда и снежного покрова криосфера охватывает до 10–11 % поверхности Земли.

Биосфера распространена неравномерно и занимает участки суши, водной среды и нижних слоёв атмосферы, образуя мозаичную структуру.

Основная масса атмосферы (около 99,8 %) сосредоточена в пределах высоты до 50–60 км. Её масса составляет порядка $5,15 \times 10^{18}$ кг, а условный объём — около $4,2 \times 10^9$ км³. Плотность воздуха экспоненциально снижается с высотой, и следы атмосферы фиксируются на высотах свыше 500 км (Боголепов 2006).

Всепроницаемость атмосферы обусловлена тем, что газы, составляющие атмосферу, постоянно и непрерывно обмениваются с другими компонентами климатической системы. Атмосфера – самая подвижная и изменчивая составляющая климатической системы. Скорость ветра у земли обычно несколько метров в секунду, в свободной атмосфере может достигать нескольких десятков метров в секунду.

Современная атмосфера состоит, как показано на (рисунке 1.2), на 78,1 % из азота, на 21 % из кислорода и на 0,9 % из аргона, но за период существования Земли в 4,6 млрд лет ее состав менялся, и атмосфера Земли на протяжении истории существовала в трех различных составах. Первоначально она состояла из легких газов (водорода и гелия), захваченных из межпланетного пространства.

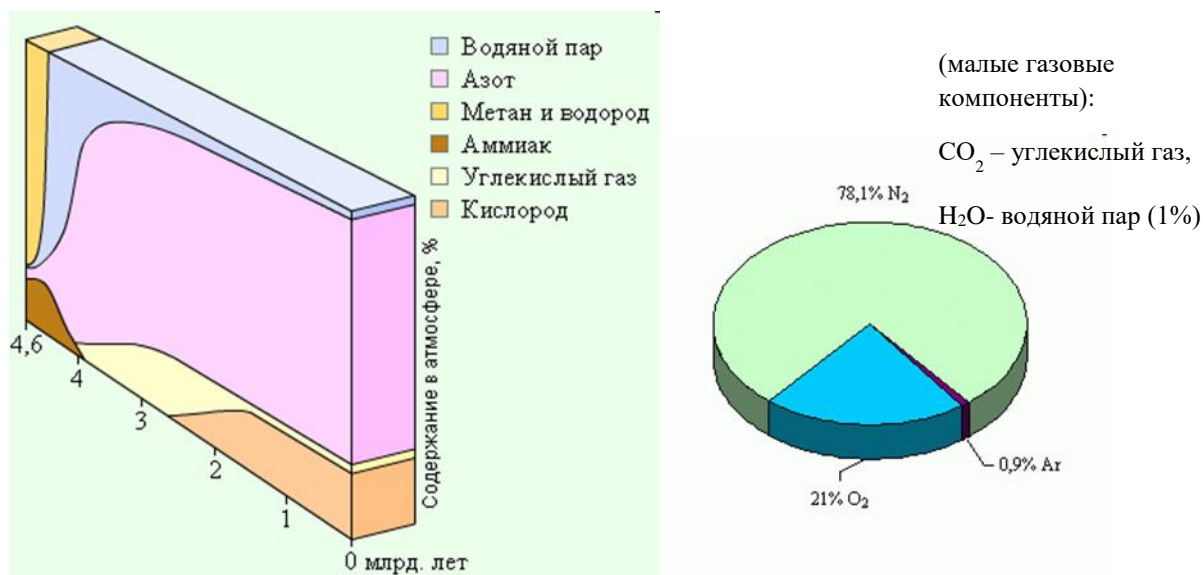


Рисунок 1.2. Состав атмосферы и его изменение во времени.

Это так называемая первичная атмосфера, сформированная около четырех миллиардов лет назад. На следующем этапе активная вулканическая деятельность привела к насыщению атмосферы и другими газами, кроме водорода: углекислым газом, аммиаком, водяным паром. Так, около трех миллиардов лет назад образовалась вторичная атмосфера, которая была восстановительной. Далее процесс образования атмосферы определялся следующими факторами:

- утечкой легких газов (водорода и гелия) в межпланетное пространство;
- химическими реакциями, происходящими в атмосфере под влиянием ультрафиолетового излучения, грозových разрядов и некоторых других факторов.

Постепенно под действием этих факторов сформировалась третичная атмосфера, характеризующаяся значительно меньшим содержанием водорода и повышенным содержанием азота и углекислого газа, образовавшихся в результате химических превращений аммиака и углеводов.

Азот, кислород и аргон являются газами, прозрачными для солнечного света, проходящего через них и нагревающего поверхность Земли. Теплая земля и океаны, в свою очередь, нагревают нижнюю часть атмосферы, и часть этого тепла снова попадает в космос. Если бы на этом все заканчивалось, то средняя температура на Земле не превышала бы $-18\text{ }^{\circ}\text{C}$ вместо нынешних $+15\text{ }^{\circ}\text{C}$. Причина дополнительного тепла в том, что в атмосфере присутствуют парниковые газы (Будыко, Ронов, Яншин 1985).

Следующей важной частью климатической системы является гидросфера, около 97,2 % которой приходится на воды Мирового океана. Объём океанических вод составляет примерно $1,33 \times 10^9\text{ км}^3$, а масса — около $1,4 \times 10^{21}\text{ кг}$.

Вода имеет примерно в 4 раза большую удельную теплоемкость, чем воздух, а теплопроводность воды превышает теплопроводность воздуха примерно в 25 раз. Следовательно, воды Мирового океана являются хорошим аккумулятором солнечной энергии, значительная часть которой передается затем в атмосферу в виде потоков скрытого и явного тепла.

Гидросфера – менее подвижная среда по сравнению с атмосферой, средняя скорость океанических течений равна 3,5 см/с (0,035 м/с). Таким образом, скорость перемещения вещества в гидросфере на два порядка меньше, чем в атмосфере. Несмотря на это, гидросферу, по сравнению с другими компонентами климатической системы (литосферой, криосферой), следует считать также очень подвижной средой, характеризующейся, как и атмосфера, сложными циркуляционными особенностями (Догановский, Малинин 2004).

Атмосфера и океан соприкасаются и взаимодействуют на 2/3 поверхности планеты, передавая друг другу тепло, массу и движение. С поверхности океана в атмосферу испаряется основная часть воды, дающая начало влагообороту. Атмосферные ветры формируют поверхностные течения в океане, переносящие огромное количество тепла, гигантским аккумулятором которого является океан.

Воздействие гидросферы на изменение климата определяется следующими ее основными свойствами:

- способность океанов накапливать энергию в виде тепла;
- перенос тепловой энергии с помощью океанических течений;
- океаны сглаживают внутригодовые и многолетние колебания температуры;
- океаны запасают и растворяют углекислый газ;
- сток пресных вод в океан изменяет солевой состав и циркуляцию океана.

Циркуляция океана, движимая ветром и плотностными контрастами, обусловленными градиентами солености и температуры (термоклинная циркуляция), много более медленная, чем атмосферная, является источником естественной климатической изменчивости долгопериодных масштабов в десятки и сотни лет.

Следующая подсистема изменения климата – это криосфера, которая является сферой льда и холода и представляет собой прерывистую оболочку Земли неправильной формы в области теплового взаимодействия атмосферы, гидросферы и литосферы. Криосфера занимает примерно 10 % поверхности планеты и выделяется отдельно как часть гидросферы в твердом состоянии.

На земном шаре действует колоссальная природная машина, главные части которой – атмосфера, океан, суша и оледенение. Взаимодействие отдельных частей этой машины формирует климат Земли и оледенение, а также вызывает их колебания (Будыко 1980).

Энергетические источники, воздействующие на атмосферу, включают изменения солнечной радиации на внешней границе атмосферы, корпускулярные и метеорные потоки из околоземного космического пространства, тектонические движения земной коры и выбросы продуктов вулканической деятельности. Если посмотреть на работу этой «машины» в масштабе времени 10–100 тыс. лет, то видно, что вся планетарная система находится в термическом неравновесии. Она испытывает крупные автоколебания с большой инерцией, чему способствуют океан и материковые ледники. Увидеть такие длительные колебания можно по следам прошлых оледенений, среди которых различаются наземное, подземное и морское оледенения, характерные для Земли на протяжении многих тысячелетий.

Пятой составной частью климатической системы, а по значимости для биологической жизни и первостепенной, является биосфера – оболочка Земли, заселенная живыми организмами и преобразованная ими. Биосфера начала формироваться не позднее, чем 3,8 млрд лет назад, когда на нашей планете стали зарождаться первые организмы. Она проникает во всю гидросферу, верхнюю часть литосферы и нижнюю часть атмосферы, то есть населяет экосферу. Верхняя граница биосферы в атмосфере находится на высоте 25–30 км и определяется озоновым слоем, задерживающим коротковолновое ультрафиолетовое излучение, губительное для живых организмов. Нижняя граница биосферы в литосфере находится на глубине 1,5–10 км и определяется температурой перехода воды в пар (+100 °С) и температурой денатурации белков, однако в основном распространение живых организмов ограничивается вглубь несколькими метрами. Граница между атмосферой и литосферой в гидросфере проходит на глубине 10–11 км и определяется дном Мирового океана, включая донные отложения.

Биосфера представляет собой совокупность всех живых организмов. В ней обитает более 3 000 000 видов растений, животных, грибов и бактерий. Человек

тоже является частью биосферы, и его деятельность превосходит многие природные процессы (Дроздов, Васильев 1989).

Биомасса на суше на 99,2 % представлена растениями и на 0,8 % животными и микроорганизмами. В океане отношение обратное: растений – 6,3 % от общего объема биомассы, а животных и микроорганизмов – 93,7 %. Суммарная биомасса океана составляет всего 0,13 % биомассы живых организмов.

Влияние биосферы на изменение климата зависит от основных свойств биоты: это прежде всего поглощение и выброс парниковых газов и влияние на углеродный цикл; отдельно можно выделить процесс фотосинтеза и накопление углерода из углекислого газа морскими и наземными растениями и в основном лесами; летучие органические соединения (VOC) изменяют химический и аэрозольный состав атмосферы; биомасса играет существенную роль в балансе тепла и влаги.

В результате можно сделать вывод, что биосфера влияет как на температурно-влажностные характеристики климата, так, в большей степени, и на изменение химического состава атмосферы, что с учетом обратных связей существенно влияет на те же термические показатели климата.

Таким образом, можно сделать вывод, что каждая из подсистем климатической системы имеет свои факторы, которые и определяют естественную динамику климата, а биосфера в лице человека и его деятельности уже формирует и антропогенную составляющую климатических изменений (Дзюба, Панин 2007).

1.2. Влияние на климат природных катастроф

Природные катастрофы, такие как ураганы, землетрясения, наводнения и пожары, оказывают значительное влияние на климат.

Одно из главных последствий природных катастроф – изменение погодных условий. Ураганы могут вызывать сильные дожди и ветры, что приводит к наводнениям и разрушениям. Землетрясения могут вызывать цунами, которые

также приводят к наводнениям и разрушениям. Высокие температуры, вызываемые пожарами, могут приводить к засухам и широкому распространению пожаров.

Изменение климата также может быть вызвано распространением определенных видов растений и животных после природных катастроф. Например, после лесных пожаров в некоторых регионах может происходить смена растительного покрова, что влияет на микроклимат и водосборные системы в этом районе (Будыко 1971).

Однако, природные катастрофы также могут оказывать воздействие на климат в более глобальном масштабе. Например, вулканические извержения выбрасывают в атмосферу большие объемы пепла и газов, что может привести к изменению солнечной радиации и вызвать временное похолодание. Это происходит из-за того, что пепел и газы уменьшают проникновение солнечных лучей на поверхность Земли.

Еще одним примером влияния природных катастроф на климат являются штормовые системы, такие как ураганы. Ураганы могут вызвать смещение воздушных масс и глубокие циклоны, что приводит к изменению характеристик скорости и направления ветра. Это может привести к изменению распределения температуры воды и атмосферы в целом (Хинтуба, Эжба, Ахсалба 2022).

В итоге общий сценарий природных катастроф аналогичен сценарию «ядерной зимы» и включает последовательность следующих событий.

- 1) При столкновении астероида с Землей (или ядерного конфликта, вспышки вулканизма и т.п.) происходит выброс в атмосферу обломков и пыли горных пород, переносимых затем воздушными течениями.

- 2) Кинетическая энергия астероида при ударе преобразуется в тепло и механическую энергию, что вызывает воспламенение органических материалов, образование разломов в земной коре и верхней мантии, землетрясения, перераспределение тектонического напряжения, что может приводить к вулканизму и извержению лавы. Эти процессы сопровождаются задымлением атмосферы и её насыщением водяными парами и углекислым газом, вызванными выбросами от удара и пожарами.

3) Через некоторое время облака из пыли, вулканического пепла, сажи обволакивают всю Землю и закрывают ее от солнечных лучей. Густой мрак может продолжаться несколько тысяч или десятков тысяч лет, что приведет к вымиранию растительности и животных.

4) Наступает резкое похолодание (понижение температуры в отдельных районах до $-100\text{ }^{\circ}\text{C}$) и вымирание организмов, не способных жить без света.

5) Значительный подъем уровня моря за счет продолжительных осадков и гигантские цунами.

6) Продолжительные кислотные дожди, насыщающие кислотами реки, озера, поверхностный слой морей делают водную среду непригодной для жизни.

В целом, природные катастрофы оказывают значительное влияние на климат. Они могут вызывать временные изменения в погодных условиях, изменять растительность и географию регионов, а также приводить к изменению глобальных климатических процессов. Понимание этих влияний важно для планирования мер по адаптации к изменению климата и предотвращению возникновения природных катастроф (Кривенко 1992).

Для территории России только за 17 лет (1996–2012 гг.) рост опасных гидрометеорологических явлений (ОГЯ) происходил со скоростью 188/10 лет, в результате чего их число увеличилось более чем в 2 раза. По данным за период 1991–2014 гг. их рост составлял 15 явлений в год.

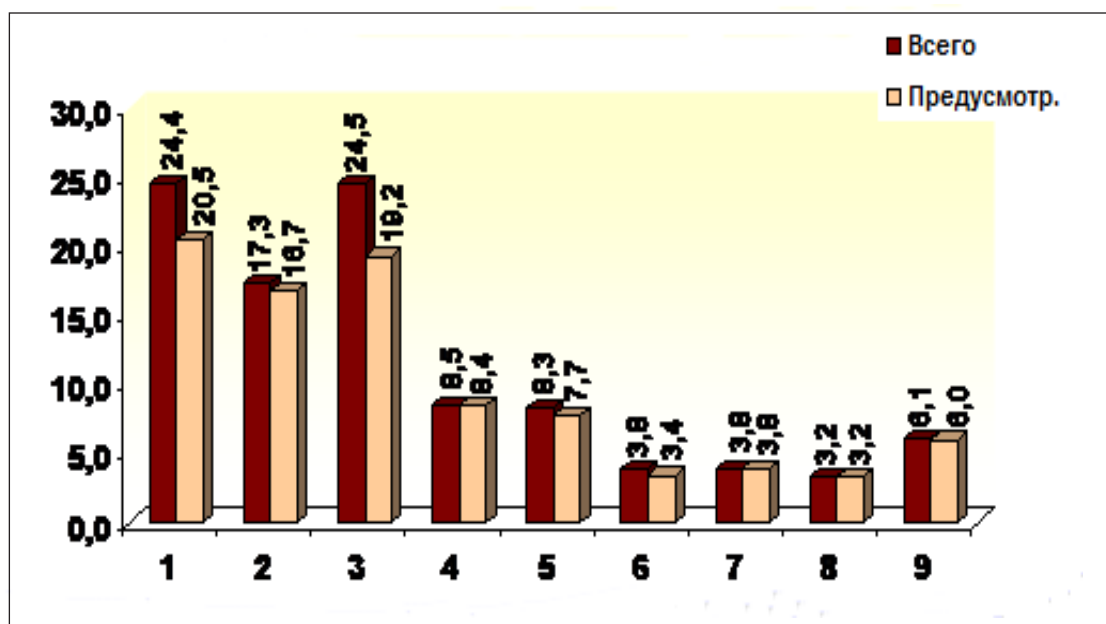


Рисунок. 1.3. Доля числа случаев опасных гидрометеорологических явлений по их видам за период 1991–2014 гг.

где 1 – сильный ветер, ураган, шквал, смерч, пыльные бури; 2 – сильная метель, сильный снег, налипание мокрого снега, гололед, гололедица; 3 – сильный дождь, продолжительный дождь, ливень, град, гроза; 4 – мороз, заморозки, сильная жара, резкое повышение/понижение температуры; 5 – весеннее половодье, дождевой паводок, наводнение, нагонные явления; 6 – лавина, сель; 7 – засуха атмосферная/почвенная, суховей; 8 – чрезвычайная пожарная опасность; 9 – сильный туман, тягун в море, сильное волнение и др.

Из рисунка 1.3. видно, что более 24 % всех явлений приходится на первую группу, состоящую из пяти характеристик (сильный ветер, ураган, шквал, смерч, пыльные бури), и третью группу (сильный дождь, продолжительный дождь, ливень, град, гроза). При этом характеристики и явления, указанных двух групп наиболее трудно прогнозируемы: оправдываемость прогнозов, составляет 83,5 и 78,0 % соответственно.

Если рассматривать виды экономической деятельности, понесшие значительные социально-экономические потери от ОГЯ на территории России, то с большим отрывом лидируют электроэнергетика, сельское хозяйство и

автотранспорт. Достаточно очевидно, что при продолжающихся темпах глобального потепления будет происходить дальнейший рост мощности и частоты погодно-климатических аномалий, в т. ч. экстремальных аномалий (Коршунов, Шаймарданов 2014).

1.3. Антропогенное воздействие на динамику климата

Антропогенные факторы включают в себя деятельность человека, которая приводит к изменению окружающей среды.

Исторически можно выделить следующие виды антропогенной деятельности по мере их усложнения и степени воздействия на окружающую среду: это собирательство, охота и рыболовство, земледелие, добыча полезных ископаемых, промышленность, урбанизация, освоение космоса, загрязнение (химическое, биологическое, радиационное, шумовое и других видов).

В свою очередь, за счет разных видов антропогенной деятельности, имеют место разные виды воздействия на климат: влияние на парниковый эффект и газовый состав атмосферы; изменение радиационного и теплового баланса; изменение альbedo поверхности; изменение характера деятельной поверхности; воздействие на ветровой режим и турбулентный обмен; воздействие на режим увлажнения; изменение микроклимата (Будыко 1971).

Говоря о вкладе антропогенной деятельности в усиление парникового эффекта, следует отметить, что концентрация углекислого газа в атмосфере значительно увеличилась с начала промышленной революции в середине XIX века, преимущественно вследствие сжигания ископаемого топлива.

Что касается других парниковых газов, таких как метан и окись азота, то их концентрация также значительно возросла из-за человеческой деятельности, включая сельское хозяйство (разведение скота и рисоводство), использование удобрений и обработка отходов.

Антропогенное влияние на газовый состав атмосферы также приводит к другим изменениям, таким как увеличение кислотности океанов из-за поглощения избытка углекислого газа, увеличение концентрации озона на нижней границе

атмосферы и сокращение стратосферного озонового слоя (Ахсалба, Эмба, Марандиди 2013).

В последние десятилетия отмечается быстрое усиление в пространственной дифференциации водных ресурсов. Там, где их было мало, становится, как правило, еще меньше и наоборот. В новом Докладе ООН о состоянии водных ресурсов мира говорится, что проблема питьевой воды еще никогда не стояла так остро: от недостатка водных ресурсов сегодня страдают 40 % людей во всем мире, причем более почти 780 млн человек не имеют доступа к чистым источникам питьевой воды. Ожидается, что в период с 2000 по 2050 г. мировой спрос на воду для промышленных целей увеличится на 400 %. ООН предполагает, что к середине XXI в. до 4 млрд человек могут жить, постоянно испытывая нехватку воды.

Очень серьезной проблемой является загрязнение вод суши за счет экстенсивного орошения в сельском хозяйстве, неконтролируемых выбросов пестицидов и других химикатов в водоемы, отсутствия надлежащей очистки сточных вод и других факторов, что приводит к огромному превышению количества обычных вредных веществ свыше предельно допустимых концентраций (ПДК). Так, в России почти 90 % сточных вод попадает в водоемы практически без очистки, а 70 % поверхностных вод и до 30 % подземных потеряли питьевое значение и перешли в категории загрязненности «условно чистая» и «грязная». Около 70 % населения РФ употребляют воду, не соответствующую стандартам питьевой воды. В развивающихся странах ситуация еще хуже (Крышнякова, Малинин 2009).

Загрязнение почв обусловлено выпадением загрязненных осадков, но особенно от использования пестицидов и минеральных удобрений, которые применяются для повышения урожайности сельхозпродукции. При этом с каждым новым годом их требуется все больше и больше, в результате процесс идет по восходящей, и уже сегодня в ряде аграрно-развитых стран (США, Голландии и др.) возникают громадные массивы мертвой почвы, на которой себя хорошо чувствуют лишь генетически модифицированные растения. Растения с нормальной генетикой на такой почве расти и давать полноценное потомство не могут.

Загрязнение океана и изменение свойств океанических вод вызвано нефтепродуктами и другими отходами промышленного производства, выноса загрязненных речных вод в моря и океаны, захоронения в океанических водах высокотоксичных химических и радиоактивных веществ, окислением водных масс за счет снижения показателя рН, вызванного попаданием в океан углекислого газа из атмосферы Земли (Кондратьев, Донченко 1999).

С 1890 г. кислотность океана повысилась на 30 %. Особенно большое влияние на биоресурсы океанических вод оказывают разливы нефти при катастрофах гигантских танкеров и нефтяных платформ.

Города являются наиболее ярко выраженным проявлением антропогенной деятельности. Климатические условия в городах заметно отличаются по отношению к сельской местности. В крупных городах климатические изменения проявлялись уже сотни лет назад, например, сильное загрязнение воздуха и смог в Лондоне, которые уже в XVII в. значительно ослабляли солнечную радиацию.

К числу главных факторов, влияющих на метеорологический режим города, можно отнести: изменение альбедо, которое меньше, чем в загородной местности; уменьшение среднего испарения с земной поверхности; выделение тепла, создаваемого различными видами хозяйственной деятельности, сравнимого с приходящей радиацией; увеличение шероховатости земной поверхности; загрязнение атмосферы различными твердыми, жидкими и газообразными примесями. О.А. Дроздов предлагает рассматривать следующие факторы изменения климатического режима в городах: прямые выбросы тепла и изменение радиационного режима; выбросы газов, твердых и жидких дымовых частиц за счет работы промышленности, транспорта и т.д.; изменение теплового баланса за счет уменьшения испарения и быстрого стока воды; изменение рельефа поверхности (Монин, Сонечкин 2005).

Солнечная радиация занижена в городах до 20 % из-за дыма и пыли и особенно ослаблен приход ультрафиолетовой радиации, что усиливается высокой застройкой в узких улицах. С другой стороны, в городе к рассеянной радиации добавляется дополнительная радиация, отраженная стенами и мостовыми. Этим

обстоятельством в большей мере и обусловлено чувство зноя и духоты, характерное для города летом. На территории города снижено и эффективное излучение, а стало быть, и ночное выхолаживание (Фёдоров 2014).

В результате изменения радиационного баланса, дополнительного поступления тепла в атмосферу от сжигания топлива и малый расход тепла на испарение приводят к более высоким температурам в городе по сравнению с окрестностями, отчего город можно рассматривать как «остров тепла».

Антропогенное воздействие может иметь различные негативные последствия для окружающей среды и живых организмов, таких как разрушение экосистем, сокращение биологического разнообразия, загрязнение воды и почвы, ухудшение качества воздуха, изменение локального климата (Монин 1979).

Для снижения антропогенного воздействия важно принятие мер по охране окружающей среды, устойчивому использованию природных ресурсов, повышению энергоэффективности, развитию возобновляемых источников энергии, введению экологически чистых технологий и стимулированию экологической осведомленности и ответственности у населения и предприятий.

Выводы к главе 1

1. Климатическая система Земли включает взаимосвязанные компоненты: атмосферу, гидросферу, литосферу, криосферу и биосферу, каждая из которых влияет на климат.
2. Атмосфера и океан играют ключевую роль в перераспределении тепла, влаги и энергии.
3. Природные катастрофы, особенно вулканические извержения, способны вызывать кратковременные и долгосрочные изменения климата.
4. Современные климатические изменения обусловлены как естественными, так и антропогенными факторами, действующими во взаимосвязи.

Глава 2. Влияние геофизических факторов на климат

Геофизические факторы оказывают значительное влияние на климат Земли.

К ним относятся:

1. **Солнечная активность:** Изменения в количестве солнечной радиации, достигающей Земли, влияют на климатические условия. Циклы солнечной активности могут вызывать изменения температуры на планете.
2. **Орбитальные изменения:** Изменения в орбите Земли, известные как циклы Миланковича, влияют на распределение солнечного света. Эти циклы включают эксцентриситет (изменение формы орбиты), наклон оси и прецессию.
3. **Тектоника плит:** Движение континентов и их взаимодействие может изменить океанические и атмосферные потоки. Это может приводить к изменению климата в различных регионах, например, образование горных цепей может влиять на осадки.
4. **Океанические течения:** Океанические течения, такие как Гольфстрим, играют ключевую роль в перераспределении тепла на планете, оказывая значительное влияние на климатические условия отдельных регионов.
5. **Вулканическая активность:** Извержения вулканов могут выбрасывать в атмосферу большие количества пепла и газов, что может временно охладить климат, блокируя солнечное излучение.
6. **Атмосферное давление и ветры:** Изменения в распределении атмосферного давления могут вызывать изменения в ветровых потоках, что также влияет на осадки и климатические условия.
7. **Ледники и снег:** Площадь покрытых льдом территорий влияет на альбедо Земли. Увеличение таяния ледников приводит к снижению альбедо и дальнейшему потеплению.
8. **Геомагнитные изменения:** Изменения в геомагнитном поле могут влиять на климатические условия, воздействуя на потоки солнечных заряженных частиц (например, солнечный ветер). Это взаимодействие может изменять

распределение энергий в верхних слоях атмосферы, что потенциально влияет на динамику климата.

Эти факторы взаимодействуют друг с другом и могут оказывать как краткосрочное, так и долгосрочное воздействие на климатические условия, что делает климатическую систему весьма сложной и динамичной (Абдусаматов 2009).

В качестве примера рассмотрим взаимодействие (наложение) ежегодных температурных колебаний с циклами солнечной активности. Тогда результирующее колебание можно представить в виде:

$$T(t) = A_1 \cos \frac{2\pi}{T_1} t + A_2 \cos \frac{2\pi}{T_2} t, \quad (2.1)$$

где $T_1 = 1$ год, $T_2 = 11$ лет.

Возьмем в качестве амплитуды (отклонение от среднегодового значения) годовых колебаний $A_1 = 2$ °С, а в качестве амплитуды колебаний температуры, обусловленных солнечным циклом, рассмотрим два случая: а) $A_2 = 0,2$ °С и б) $A_2 = 2$ °С. Тогда график результирующих колебаний будет иметь вид:

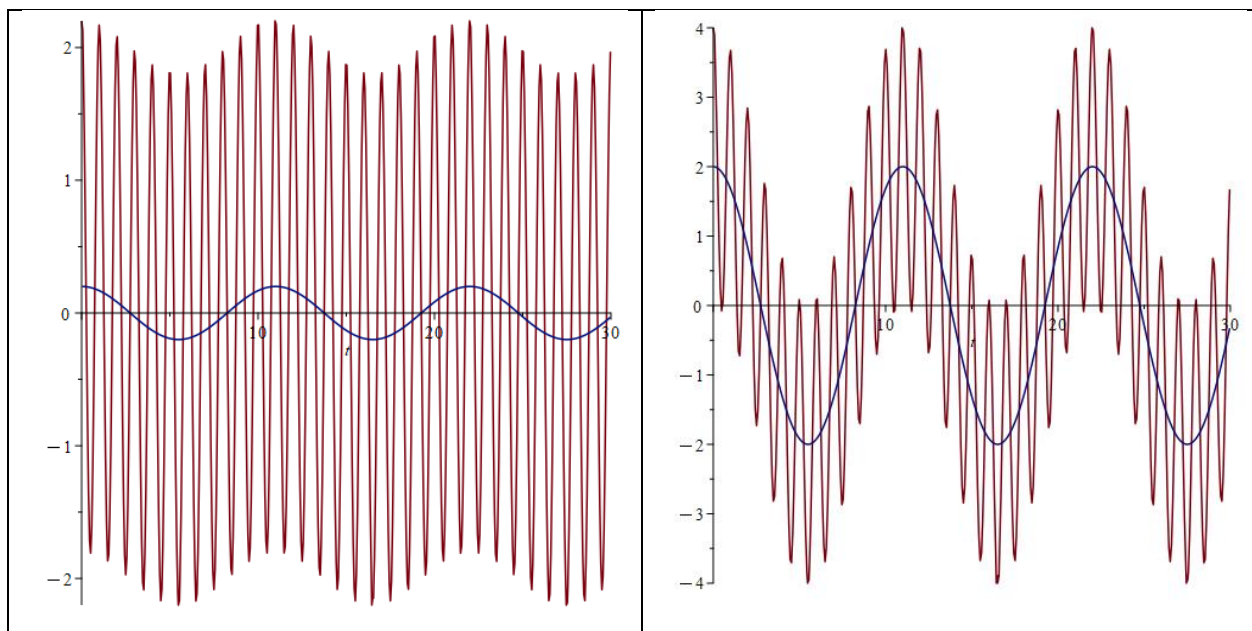


Рисунок 2.1. Наложение колебаний температуры, обусловленных годовым вращением Земли вокруг Солнца (коричневый цвет – результирующее колебаний) и солнечными циклами (синий цвет).

Как видно из рисунка (левый), если амплитуда колебаний температуры, обусловленных солнечным циклом, на порядок меньше, то результирующее колебание моделируется солнечным циклом. Видно, что максимумы результирующего колебания совпадают с максимумами солнечного цикла и, наоборот. Если амплитуды годовых колебаний и колебаний, обусловленных солнечным циклом, сопоставимы, то их наложение приводит к более выраженным и резким изменениям температуры по сравнению с ситуацией, когда амплитуда солнечных колебаний значительно уступает годовым, хотя и в этом случае температурные вариации продолжают моделироваться солнечным циклом.

В качестве второго примера, рассмотрим наложение трех колебаний, т.е. к указанным выше двум колебаниям добавим колебания, обусловленные нутацией земной оси с периодом $T_3 = 18,6$ лет. Результирующее колебание при условии одинаковых амплитуд представлено на рисунке ниже.

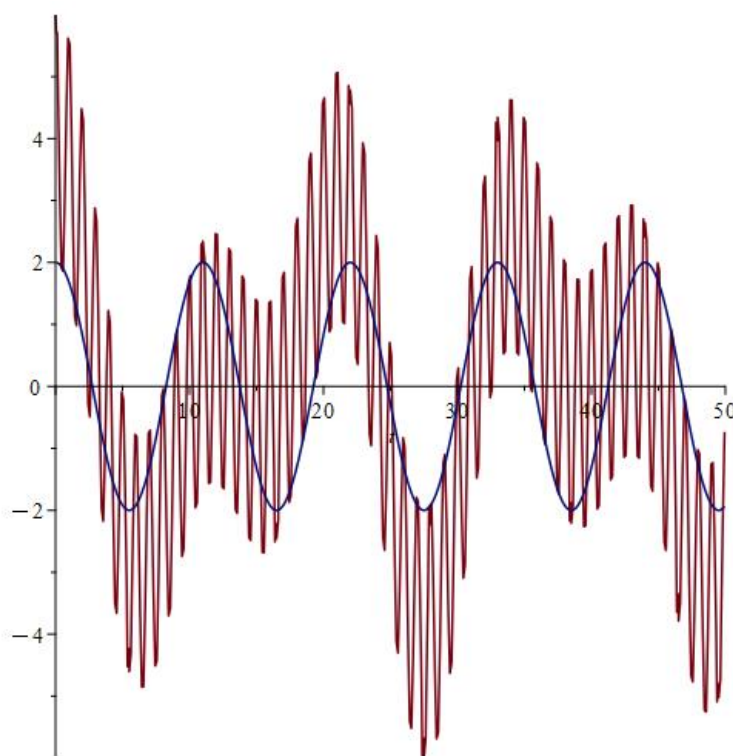


Рисунок 2.2. Наложение колебаний температуры, обусловленных годовым вращением Земли вокруг Солнца, солнечными циклами (синий цвет) и нутацией земной оси

Из рисунка 2.2. видно, что максимумы результирующего колебания не совпадают с максимумами солнечного цикла, причем они то отстают от них, то опережают.

Еще более интересные ситуации возникают при сложении колебаний с близкими периодами. Известно, что период обращения Земли вокруг Солнца не точно равен 1 год. Исходя из этого вводят понятие високосный год. Поэтому рассмотрим результат сложения двух колебаний с периодами, соответственно, $T_1 = 1$ год и $T_2 = 1,1$ год. На рисунке 2.3. ниже приведена результирующая двух колебаний с близкими периодами.

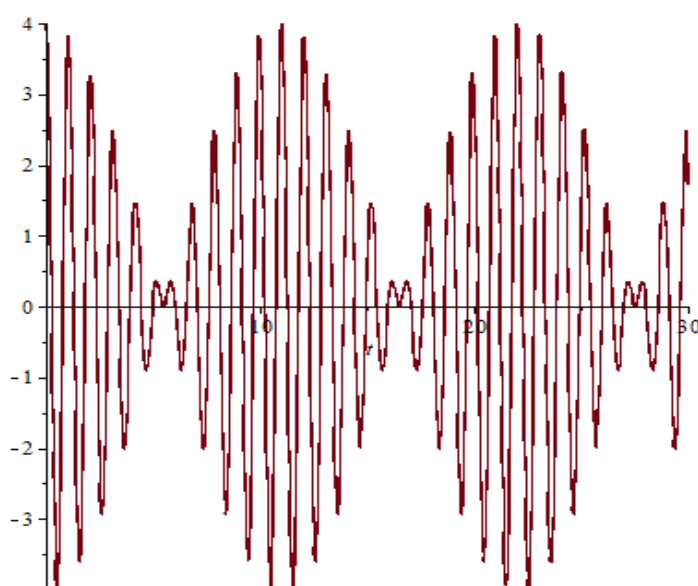


Рисунок 2.3. Возникновение биений в результате сложения колебаний с близкими периодами.

Как видно из рисунка 2.3, результирующее колебание носит характер биений с периодом в 10 лет. Другими, словами, в результате сложения колебаний могут возникать новые гармоники. Таким образом, мы видим, что сложение двух колебаний с близкими к годовому периоду, могут давать биения с периодом 10 лет, что можно вполне спутать с солнечным циклом, но вызваны они другими причинами.

Указанные выше примеры наводят на мысль, что колебания температуры являются результатом сложения колебаний, вызванных разными причинами.

Проблема заключается в том, что мы не знаем всех источников колебаний и их амплитуды. Поэтому при анализе временного хода температуры пользуются статистическими методами, в частности, Фурье-анализом.

2.1. Влияние вулканических извержений на изменение климата

Воздействие вулканических извержений на изменение климата является наиболее значимым геофизическим фактором, который учитывается в глобальных климатических моделях в виде мощного выброса аэрозоля, влияющего на уменьшение проходящей радиации и приземной температуры воздуха.

Вулкан – это геологическое образование, возникающее над каналами и трещинами в земной коре, по которым на земную поверхность извергаются расплавленные горные породы (лава), пепел, горячие газы, пары воды. Вулканы формируются в результате выхода магмы на поверхность земной коры. В процессе извержения выделяются различные продукты вулканической деятельности — газы, лава и твёрдые выбросы, которые со временем накапливаются и образуют вулканические постройки в виде конусов, холмов и гор.

По оценкам разных исследователей, на земном шаре насчитывается от 650 до 1200 действующих вулканов, которые находятся в той или иной степени активности или дремлющем состоянии. Большинство располагается близко к границам литосферных плит, либо вдоль дивергентных (Исландия, Африканская рифтовая система и т.д.) или конвергентных (например, островные дуги и континентальные вулканические дуги Тихоокеанского региона) окраин.

Вулканы на Земле делятся на два типа:

Активные вулканы или действующие – извергавшиеся в исторический период времени или в течение голоцена (в последние 10 тысяч лет). Некоторые активные вулканы могут считаться спящими, но на них ещё возможны извержения.

Неактивные вулканы или потухшие – древние вулканы, потерявшие свою активность.

На суше насчитывается около 900 активных вулканов (таблица 2.1.), в морях и океанах их число уточняется (Влодавец 1973).

Таблица 2.1 -Список самых высоких активных вулканов

Название вулкана	Местоположение	Высота, м	Регион
Охос-дель-Саладо	Чилийские Анды	6893	Южная Америка
Льюльяльяко	Чилийские Анды	6723	Южная Америка
Сан-Педро	Центральные Анды	6159	Южная Америка
Котопахи	Экваториальные Анды	5911	Южная Америка
Килиманджаро	Плоскогорье Масаи	5895	Африка
Мисти	Центральные Анды (юг Перу)	5821	Южная Америка
Орисаба	Мексиканское нагорье	5700	Северная и Центральная Америка
Эльбрус	Большой Кавказ	5642	Европа
Попокатепетль	Мексиканское нагорье	5455	Северная и Центральная Америка
Сангай	Экваториальные Анды	5230	Южная Америка
Толима	Северо_западные Анды	5215	Южная Америка
Ключевская Сопка	п-ов Камчатка	4850	Азия
Рейнир	Кордильеры	4392	Северная и Центральная Америка
Тахумулько	Центральная Америка	4217	Северная и Центральная Америка
Мауна-Лоа	о. Гавайи	4169	Океания
Камерун	Массив Камерун	4100	Африка
Эрджияс	Анатолийское плоскогорье	3916	Азия
Керинчи	о. Суматра	3805	Азия
Эребус	о. Росса	3794	Антарктида
Фудзияма	о. Хонсю	3776	Азия
Тейде	Канарские о-ва	3718	Африка
Семеру	о. Ява	3676	Азия
Ичинская Сопка	п-ов Камчатка	3621	Азия
Кроноцкая Сопка	п-ов Камчатка	3528	Азия
Корякская Сопка	п-ов Камчатка	3456	Азия
Этна	о. Сицилия	3340	Европа

Период извержения вулкана может продолжаться от нескольких дней до нескольких миллионов лет. Форма вулкана зависит от состава извергаемой им лавы. Выделяют пять типов вулканов.

Мощность извержения оценивается индексом вулканической взрывоопасности – VEI (Volcanic Explosivity Index), который основан на объеме извергнутых продуктов тefры и высоте столба пепла и предложен для оценки воздействия извержений на земную атмосферу. Диапазон изменения в баллах: от 0 (< 10 тыс. м³, или 0,01 км³) до 8 (> 1000 км³ пепла и высотой столба пепла более 25 км). При VEI > 6 может быть эффект вулканической зимы (Bradley 1988).

Среди наиболее известных в истории и крупных извержений вулканов выделяются следующие:

- ✚ Извержение Йеллоустонского вулкана около 600 тыс. лет назад имело силу 8 баллов, было выброшено в атмосферу 2450 км³ пепла.
- ✚ На Суматре 69–77 тыс. лет назад произошло извержение вулкана Тоба. В результате на Земле в течение 10 лет шли сернистые дожди, была вулканическая зима. Это же послужило причиной последующего 1000-летнего похолодания, численность предков человека сократилась до 2–10 тысяч.
- ✚ Около 27 тыс. лет назад на Северном острове Новой Зеландии произошло извержение вулкана Таупо (сильнейшее за последние 70 тыс. лет) силой 8 баллов. Объем выбросов составил порядка 1100 км³ пепла, не считая 530 км³ магмы, что составляет 30 млрд тонн пород.
- ✚ Извержение вулкана Санторин в Эгейском море, в 95 км к северу от Крита, около 1628 г. до н.э. было в 3 раза сильнее, чем Кракатау, и составило 60–65 км³ выбросов.
- ✚ Извержение вулкана Таупо 180 г. н. э., сильнейшее за последние 25 тыс. лет с силой 7 баллов, после которого образовалось озеро Таупо. Римские и Китайские источники зарегистрировали явление «красного неба».
- ✚ В 535–536 гг. произошло самое резкое понижение среднегодовой температуры в Северном полушарии за последние 2000 лет. Часто это

похолодание связывают с извержениями вулканов Кракатау и Тавурвур.

- ✚ Около 1000 г. н. э. сильное извержение вулкана Пэктусан, после которого образовалось Небесное озеро (Тяньчи).
- ✚ Извержение вулкана Лаки, Исландия ($19,6 \text{ км}^3$ лавы), вызванное извержением понижение температуры в Северном полушарии, привело в 1784 г. к неурожаю и голоду в Европе.
- ✚ Извержение вулкана Тамбора на острове Сумбава в 1815 г. достигло 7 баллов. Объем выбросов в атмосферу составил порядка $150\text{--}180 \text{ км}^3$. Производимый вулканом шум был слышан даже за 1400 км от места событий. Выброшенные Тамборой тонны песка и вулканической пыли покрыли толстым слоем всю местность в радиусе 100 км. Под тяжестью пепла обрушились жилые дома не только на острове Сумбава, но и на соседних островах. Пепел достиг даже расположенного за 750 км от Тамборы острова Борнео. Количество дыма и пыли в воздухе было так велико, что в радиусе 500 км от вулкана в течение трех дней стояла ночь. Это ужасное извержение, продолжавшееся около 10 дней, по самым скромным подсчетам унесло жизни 50 тыс. человек.
- ✚ В 1883 г. взорвался вулкан Кракатау на острове между Явой и Суматрой, объем вулканического выброса составил 18 км^3 . В результате взрыва колоссальной силы пыль, пепел, газ и обломки камней поднялись на высоту 70–80 км, а затем оказались разбросаны по площади, приблизительно равной 1 млн км^2 . Звук этого взрыва был слышен даже в Австралии, находившейся в 3600 км от Кракатау, а на берегах Явы и Суматры он доходил до 180 децибел, что значительно превышает болевой порог человека. Взрыв вулкана вызвал воздушную волну, 7 раз обогнувшую всю планету. Сила этой волны была такова, что на расстоянии 150 км от вулкана срывало крыши домов и вышибало двери. Вызванное извержением цунами обрушилось на острова Индийского океана, уничтожив почти три сотни городов и поселений. Гигантские волны, высота которых доходила до 30 м, стали причиной гибели более 36 тыс. человек, а еще сотни тысяч людей остались без крыши над головой и средств к существованию. Мощность взрыва оценивается в 26 раз

больше самой мощной водородной бомбы.

- ✚ Пинатубо на филиппинском острове Лусон в 1991 г. (VEI = 6) вызвал падение температуры на 0,5 °С.

После извержений в стратосфере возникают облака мелких частиц, состоящих из вулканической пыли. Они могут заметно ослаблять поток коротковолновой радиации к поверхности и почти не меняют поток длинноволнового уходящего излучения. Только некоторые типы вулканических извержений влияют на климат. Прежде всего они должны быть значительными, чтобы выбросить достаточно материала в нижние слои стратосферы (20–25 км) и находиться в низких широтах. Тогда частицы сформируют «вуаль» по всей планете. Это покрывало влияет на количество солнечной энергии, достигающее поверхности Земли. Последствия извержений меньшего масштаба имеют локальный характер. Вулканические газы (диоксид серы и углекислый газ), даже если они не образуют аэрозольные капли, могут усиливать парниковый эффект, при котором происходит разогрев нижних слоев атмосферы, поскольку эти газы поглощают инфракрасное излучение, испускаемое нагретой Солнцем Землей (Муравьев 2007).

Вулканизм уже давно рассматривается как возможная причина погодных и климатических изменений. Еще 2000 лет назад Плутарх и другие указывали, что извержение вулкана Этна в 44 году до н.э. затмило Солнце и, что возникшее в результате похолодание привело к засыханию посевов и вызвало голод в Риме и Египте. Никаких других публикаций на эту тему не появлялось до тех пор, пока Бенджамин Франклин не предположил, что извержение Лаки в Исландии в 1783 году, возможно, было ответственно за аномально холодное лето 1783 года в Европе и холодную зиму 1783-1784 годов (Franklin 1784).

Самым аномальным годом за всю историю метеорологических наблюдений был 1816 г. Его также называют «Годом без лета». Северная Америка и Европа стали жертвой сильного понижения среднегодовой температуры, которая продолжалась три года, и оказало серьезное влияние на человечество (Форсайт 1988).

Холодам предшествовала другая серьезная катастрофа. В 1815 году началось извержение вулкана Тамбора на индонезийском острове Сумбава. Это был самый масштабный катаклизм такого рода в истории человечества. Извержение началось взрывом, который было слышно за 2600 км от острова. Количество вулканического пепла и пара было таким, что в радиусе 600 км от вулкана на три дня наступила кромешная тьма. На побережья островов Индонезии обрушилась четырехметровая волна цунами, которая принесла смерть и разрушения. По подсчетам само извержение и его последствия стоили жизни 71 тысячи жителей архипелага. Огромное количество пепла, поднявшееся в атмосферу, вызвало в Северном полушарии эффект вулканической зимы, которая забрала в течение последующих трех лет еще сотни тысяч жизней в разных уголках планеты. Проще говоря, в 1816 году лето в Северном полушарии просто не наступило. Извержение Тамборы привело к понижению среднегодовой температуры воздуха на 2,5 градуса. Из-за похолодания в марте весна не пришла, и температура в Европе и Америке оставалась зимней.



Рисунок 2.4. Лед на Темзе в Лондоне, 1816 год

Июнь и июль на большей части Европы ознаменовался заморозками, которые в некоторых странах, например, в Германии, сопровождались сильными бурями, ливнями и градом. Рейн вышел из берегов, затопив огромные территории, а Швейцарию несколько раз за лето накрывало снегопадами. Примерно такие же события происходили и на Североамериканском континенте, от Аляски и до

Панамского перешейка. Три года Северное полушарие не видело летнего тепла, что привело к неурожаю и голоду (Резанов 1984).

2.2. Влияние вулканической деятельности на температуру воздуха

Климатические эффекты извержений более отчетливо сказываются на изменениях приземной температуры воздуха, а также формировании метеорных осадков, что наиболее полно характеризуют климатообразующие процессы. Вот грамотно и научно корректно сформулированный вариант:

Вулканический пепел, выбрасываемый в атмосферу при эксплозивных извержениях, отражает солнечную радиацию и способствует понижению температуры воздуха у земной поверхности. В то время как мелкие частицы пепла обычно сохраняются в атмосфере в течение нескольких недель или месяцев, летучие соединения, такие как диоксид серы (SO_2), могут находиться в стратосфере на протяжении нескольких лет, оказывая более долговременное климатическое воздействие. Мелкие частицы силикатной пыли и серного аэрозоля, концентрируясь в стратосфере, увеличивают оптическую толщину аэрозольного слоя, что ведет к уменьшению температуры на поверхности Земли (Елисеев, Мохов 2008).

В результате крупных вулканических извержений в атмосферу выбрасывается большое количество соединений серы. При этом большая часть этих соединений оказывается в стратосфере, где остается в течение 1-2 лет. Охлаждающий глобальный мгновенный радиационный форсинг (называемый также радиационным возмущающим воздействием для наиболее сильных извержений по абсолютной величине достигает $3-5 \text{ Вт м}^{-2}$, а для сильнейшего за последние 200 лет извержения вулкана Тамбора (1815 г.) $\sim 6 \text{ Вт м}^{-2}$.

В результате извержений вулканов Агунг (о-в Бали, 1963 г.) и Сент-Хеленс (США, 1980 г.) наблюдаемое максимальное понижение температуры поверхности Земли в Северном полушарии составило менее $0,1 \text{ }^\circ\text{C}$. Однако для более крупных

извержений, например, вулкан Тамбора (Индонезия, 1815 г.), вполне возможно понижение температуры на 0,5 °C и более (см. таблицу 2.2).

Кроме того, уменьшение притока солнечной радиации к поверхности океана вызывает уменьшение испарения и соответствующее уменьшение осадков. Уменьшение вулканической активности и рост солнечной постоянной могут служить причиной как средневекового климатического оптимума IX-XII веков, так и потепления, наблюдавшегося в первой половине XX века.

Оптическая толщина атмосферы после извержений вулканов Агунг (1963 г.), Фуэго (Гватемала, 1974 г.), Сент-Хеленс (США, 1980 г.) в течение двух лет была ниже средней на 10 % и более, а после извержений вулкана Эль-Чичон (Мексика, 1982) и Пинатубо (Филлипины, 1991) - на 50 %. Возможно, что столь длительный эффект был вызван вторичными аэрозолями, образовавшимися из продуктов извержения. Поступление вулканического вещества в атмосферу влечет изменение режима химических процессов. Так, например, вслед за мощными извержениями вулканов Эль-Чичон (Мексика, 1982 г.) и Пинатубо (Филиппины, 1991 г.) наблюдалось уменьшение общего содержания озона в атмосфере. Сера вулканического происхождения в составе SO_2 и H_2S – один из источников формирования слоя серных аэрозолей в стратосфере (слой Юнге) на высотах 20-25 км.

При извержении вулканов выбрасываются огромные объемы аэрозолей, взвешенных частиц, которые разносятся тропосферными и стратосферными ветрами и поглощают часть солнечного излучения. В результате извержения вулкана Пинатубо в 1991 году на Филиппинах на высоту 35 километров было заброшено столько пепла, что средний уровень солнечного излучения снизился на 2,5 Вт на квадратный метр, что соответствует глобальному охлаждению, по меньшей мере, на 0,5-0,7 °C.

Таблица 2.2- Влияние на климат вулканических стратосферных аэрозолей

Вулкан	Широта	Дата	Стратосферный аэрозоль, Мг	Понижение температуры в Северном полушарии, °С
<i>Эксплозивные извержения</i>				
Безымянный	56° с.ш.	1956	0,2	<0,05
Сент-Хеленс	46° с.ш.	1980	0,3	<0,1
Агунг	8° ю.ш.	1963	10	<0,05
Эль-Чичон	17° с.ш.	1982	20	<0,4
Кракатау	6° ю.ш.	1883	50	0,3
Тамбора	8° ю.ш.	1815	200	0,5
Тоба	3° с.ш.	75 000 л.н.	1000	-
<i>Эффузивные трещинные извержения</i>				
Лаки	64° с.ш.	1783-1784	~100	1,0
Роза	47° ю.ш.	4 млн. л.н.	6000	

Как следствие вулканические извержения приводят к похолоданию климата в течении 1-2 лет. В частности, после извержения вулкана Тамбора лето 1816 г. было аномально холодным («год без лета»). С другой стороны, зимой, следующей после извержения вулкана, в тропиках или субтропиках, отмечается потепление над сушей внетропических широт Северного и Южного полушарий. Последнее связывают с откликом циркуляции тропосферы (развитием положительной фазы Арктического и Антарктического колебаний) и усилением адвективного переноса тепла с океанических регионов на сушу. Зимнее потепление суши Северного полушария не проявляется при извержениях высоких широт, например, при извержении вулкана Катмай (1912 г.).

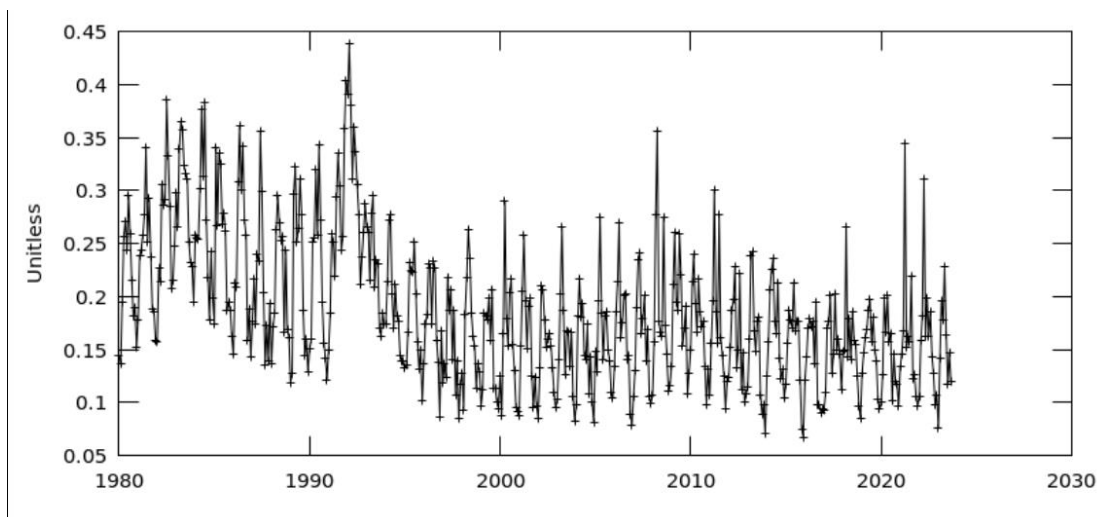


Рисунок 2.5. Усредненное по площади полное аэрозольное рассеяние АОТ 550 нм ежемесячно 0,5 x 0,625 град. [Реанализ MERRA-2 M2TMNXAER v.5.12.4] за период с января 1980 г. по сентябрь 2023 г., регион 40.0517E, 41.814N, 42.6445E, 43.6597N

На рисунке 2.5 изображено усредненное полное аэрозольное рассеяние за период с 1980-2023 г. где мы можем увидеть, как колебалось количество аэрозолей по всей территории Республики Абхазия и близ лежащих территорий. Эти колебания являются следствием природных и антропогенных выбросов, переносимых конвекционными потоками. Данные были взяты с сайта NASA Giovanni.

Другая причина возможного похолодания обуславливается экранирующим воздействием аэрозолей H_2SO_4 в стратосфере. Следуя, принимаем, что в современную эпоху, в результате вулканической и фумарольной деятельности, в атмосферу попадает примерно 14 млн т. серы ежегодно, при ее общей естественной эмиссии приблизительно 14÷28 млн т. (Семенов, Ясюкевич, Гельвер 2006)

2.3. Влияние вулканических извержений на ТПСВ на территории Республики Абхазия

Изменение климатообразующих факторов носит региональный характер, на него оказывает влияние широта места, близость морей и океанов, орография и т.д. Для условий Абхазии все эти факторы имеются в совокупности и оказывают существенное влияние на формирование местного климата и метеорологические элементы очень часто имеют тенденцию, противоположную ходу глобальных климатических факторов.

Так же на климат Республики Абхазия оказывают влияния вулканические извержения. Они приводят к изменению климата в регионе. При извержении вулкана выбрасывается большое количество пепла и газов, которые блокируют солнечный свет, уменьшают прозрачность атмосферы, загрязнение, уничтожение стратосферного озона. Это приводит к изменению температур, т.е. к нагреванию верхних слоев атмосферы и охлаждению нижних, а также к образованию кислотных дождей. Все это в совокупности влияет на региональный климат, растительность и сельское хозяйство на территории Абхазии.

Важно проводить исследования метеорологических параметров для оценки и прогнозирования возможных последствий и принятия необходимых мер для безопасности и устойчивого развития региона (Хинтуба, Экба 2019).

В ходе исследования использованы данные о средних месячных температурах приземного слоя воздуха в городе Сухум за период 1961–2023 гг. Самым тёплым за весь период наблюдений стал 2010 год, когда среднегодовая температура достигла 18,6 °С; именно в этом году были зафиксированы рекордные значения в июне, июле, августе, сентябре и декабре. Самым холодным оказался 1992 год со среднегодовой температурой 12,9 °С, особенно выделяющийся минимальной температурой февраля — 2,2 °С. Среди аномалий отмечаются необычно прохладный июль 2023 года (17,1 °С) и экстремально жаркий август 2010 года (29,7 °С).

С целью анализа динамики климатических изменений были выделены два характерных интервала: 1961–1990 гг. — для оценки наличия устойчивых температурных трендов, и 1991–2020 гг. — для анализа трансформации температурного режима в условиях глобального потепления.

В настоящее время климатические нормы обновляются каждые 30 лет, и текущий базовый период охватывает 1991–2020 гг., в то время как предыдущий период включает 1961–1990 гг. На основе данных среднегодовых температур для г. Сухум проведен анализ изменения климатической нормы и проверка статистической значимости этих изменений.

Таблица 2.3- Сравнение характеристик среднемноголетнего годового хода температуры за периоды 1961- 1990 гг. и 1991–2020 гг.

	1961–2020 гг.	1961–1990 гг.	1991–2020 гг.
Среднее	14,95	14,40	15,50
Стандартная ошибка	0,13	0,12	0,21
Медиана	14,78	14,36	15,61
Стандартное отклонение	1,03	0,65	1,17
Дисперсия выборки	1,07	0,42	1,37
Экцесс	-0,32	-0,16	-0,30
Асимметричность	0,22	0,49	0,14
Интервал	5,75	2,99	5,75
Минимум	12,87	13,42	12,87
Максимум	18,62	16,41	18,62

На основе среднегодовых температур для г. Сухум было установлено, что изменение климатической нормы составило 1,1 °С, увеличившись с 14,4 °С (1961–1990 гг.) до 15,5 °С (1991–2020 гг.) (таблица 2.3). Для проверки статистической значимости изменений были сформулированы гипотезы:

- **Нулевая гипотеза (H₀)** – изменение климатической нормы незначительно и случайно; глобальное потепление не наблюдается.
- **Альтернативная гипотеза (H_a)** – изменение климатической нормы статистически значимо, глобальное потепление актуально.

Уровень значимости принят равным $\alpha=0,05$. В данном случае используется двусторонний критерий t-Стьюдента. Табличные данные указывают, что критическое значение t-оценки при степени свободы $df=58$ равно 2,002. Объединенная дисперсия между двумя выборками составила $s_p^2= 0,896$. В результате расчетов t-статистика равна $t = 4,496$, что больше критического значения ($|t| = 4,496 > t_{crit}=2,002$), следовательно, гипотеза H_0 отвергается. Также оценке $t=4,496$ соответствует p-значение $\ll 0,001$, что указывает на высокий уровень статистической значимости различий между выборками. Следовательно, проверка гипотез показала, что можно говорить о глобальном потеплении климата, наблюдаемом в г. Сухум за период 1961–2020 гг.

Также медиана выросла на 1,25 °C (с 14,36 °C до 15,61 °C). Анализ асимметричности показывает умеренную правостороннюю асимметрию для периода 1961–1990 гг. (0,49), что указывает на тенденцию к более теплым годам в конце этого периода, и слабую правостороннюю асимметрию для периода 1991–2020 гг. (0,14), что свидетельствует о более равномерном распределении температур с общим сдвигом к более высоким значениям. Увеличение дисперсии (с 0,42 до 1,37) и интервала температур во втором периоде указывает на рост изменчивости и экстремальных значений, что может быть связано с климатическими изменениями.

На протяжении всего исследуемого периода в Абхазии наблюдается общая тенденция к повышению температуры приземного слоя воздуха. Особенно ярко эта тенденция проявилась в 1999–2010 гг., когда был зафиксирован локальный максимум среднегодовой температуры — 18,6 °C. (рисунок 2.6).

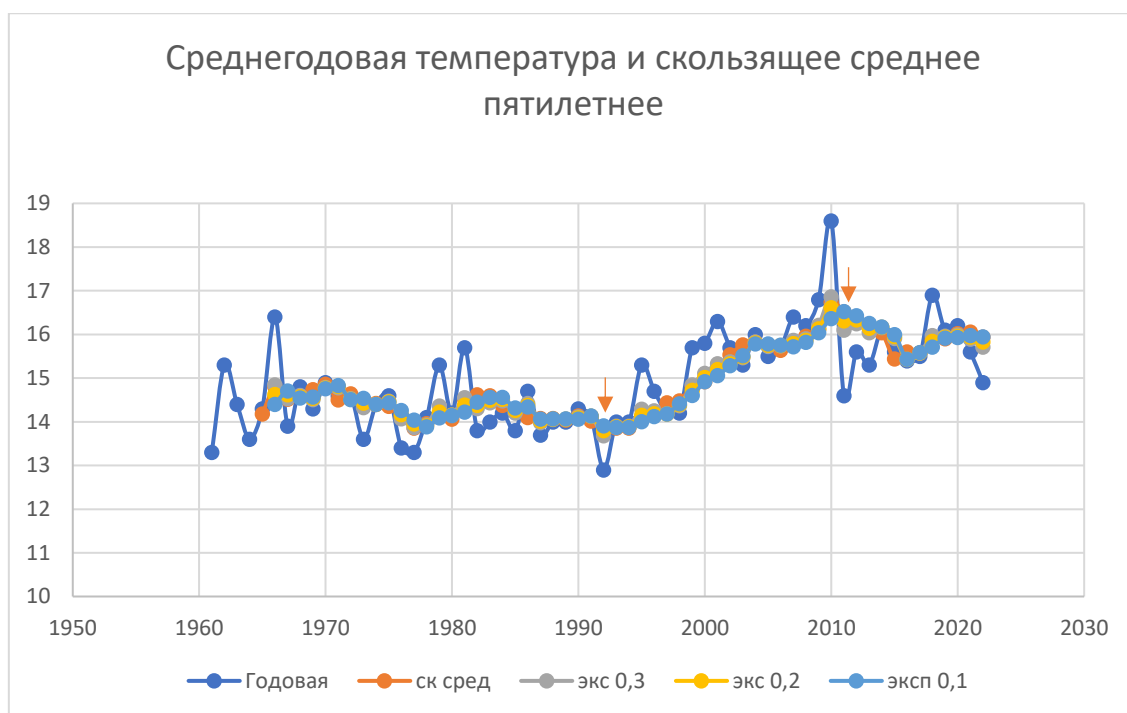


Рисунок 2.6. Среднегодовая температура и скользящие средние пятилетние температуры приповерхностного воздуха, г. Сухум (ГМС «Сухумский Маяк»)

Из рисунка 2.6 следует, в году, следующем за вулканическим извержением, на территории Абхазии отмечается заметное снижение температуры приземного слоя воздуха. Так, после извержения вулкана Пинатубо среднегодовая температура снизилась на $1,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ по сравнению с годом извержения, а после извержения вулкана Эйяфьядлайёкюдль (Исландия, 14–19 апреля 2010 года) разница составила около $3,8\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Глобальные температуры тоже реагируют на вулканические извержения, понижения температур составили: вулкан Эль-Чичон, 1982 г. $-0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$; Пинатубо, 1991 г., $-0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$; Эйяфьядлайёкюдль, 2010 г. $-0,2\text{ }^{\circ}\text{C}$. Но поскольку глобальные температуры являются следствием значительных пространственно-временных осреднений, их амплитуда колебаний существенно меньше региональных. Рассмотрение динамики глобальной температуры приземного слоя воздуха за 1961-2023 гг. позволяет выделить ряд специфических черт. Первое, это ярко выраженная за 1961-2023 гг. тенденция к росту температуры. Второй особенностью можно считать наличие локальных максимумов температуры, наблюдавшиеся в

1940-ых, 1980-ых и в период после 2000-ых годов. Наличие этих трёх максимумов интерпретируется как проявление 60-70-летних климатических циклов. Третья особенность, проявляющаяся на кривой 5-летнего скользящего среднего, состоит в фиксации локальных максимумов температуры с периодичностью, варьирующей от 6 до 11 лет. Изменения абсолютных значений температуры и степень этих изменений представляют собой важные параметры, характеризующие возможные последствия изменений даже всего климата Земли. Эти последствия – таяние ледников, повышение уровня воды в морях, наводнения, засухи, изменения биоты и ряд других явлений (Экба, Ахсалба, Хинтуба 2023).

Тенденции климатических температур, наблюдавшиеся в предыдущие годы, в основном сохраняются: среднегодовые, весенние и осенние температуры растут на всей территории РА. Средняя скорость роста среднегодовой температуры воздуха на территории Абхазии в 1976-2014 гг. составила $0,9\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$, что в 5 раз больше скорости роста глобальной температуры за тот же период $0,17\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$. По всей видимости, в этих случаях основная роль в понижении температуры воздуха принадлежит стратосферному аэрозолю, который сохраняется в атмосфере в течение длительного времени (Афанасьев, Хинтуба, Экба, Закинян 2023).

Для временного ряда среднегодовых температур можно проводить также экспоненциальное сглаживание, где можно выделить роль вулканов при рассмотрении экспоненциальных скользящих средних (рисунок 2.7.).



Рисунок 2.7. Простое и экспоненциальное сглаживание при альфа (α), равном 0,3 (скользящее среднее за 10 лет)

На рисунке 2.7 хорошо видны «скачки» на графиках, которые не связаны с сезонными факторами. Прежде всего, можно обратить внимание на характер изменения температуры и его скользящих средних в 1990 – 1995 гг. и 2010 – 2012 гг. Это связано с извержениями вулканов Пинатубо (1991 г.) и Эйяфьядлайёкюдль (2010 г.). Кроме того, на графиках экспоненциальной скользящей средней температуры мы видим другие пики, которые также могут быть связаны с извержениями вулканов:

- 1980 г. – Сент-Хеленс;
- 1982 г. – Эль-Чичон.

Полагается, что даже кратковременная, но масштабная вулканическая активность способна изменить радиационный баланс планеты, который является энергетической основой существования и развития экосистем, атмосферной циркуляции, морских течений, а также климатических и биогеохимических процессов в глобальной системе Земля–океан–атмосфера. Выбрасываемые в воздух аэрозоли поглощают часть исходящего от Земли тепла и рассеивают значительную часть входящего солнечного излучения. Этот эффект может

сохраняться на протяжении от двух до трех лет. Кроме того, выделяемые в результате подземных взрывов серные газы превращаются в сульфатный аэрозоль – мельчайшие капли, на три четверти, состоящие из серной кислоты. После извержения эти частицы могут задерживаться в стратосфере на три-четыре года. Серная кислота – крайне токсичное вещество. Вдыхание ее паров вызывает у животных и людей воспаления и болезни дыхательных путей, при попадании вещества на кожу остаются химические ожоги (Афанасьев, Смирнов 2020).

Для выявления более тонких механизмов воздействия вулканической тефры на приземную температуру воздуха нами были исследованы отклонения фактических среднемесячных температур от средних многолетних значений в год извержения и в год, следующий за извержением вулкана Эйяфьядлайёкюдль (Исландия, 2010). При этом, чтобы выделить сигнал вызванный воздействием вулканической тефры на ПСВ на фоне меняющейся сезонной температуры, нами были использованы не абсолютные значения температур, а температурные индексы $I = \frac{\Delta t}{t_{cp}}$ представляющие собой отношение отклонения температуры от среднего значения Δt к самому значению t_{cp} . Расчёты средних значений параметров за соответствующие периоды и значения температурных индексов представлены в таблице 2.4. (Экба, Ахсалба, Хинтуба 2020)

Таблица 2.4 -Индексы температур и их среднемесячные значения для вулкана Эйяфьядлайёкюдль (Исландия, 2010 г.)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
t_{cp} 61-90 (1)	6,0	6,7	8,6	12,7	16,5	21,4	22,9	23,0	20,0	15,9	11,8	8,0
t_{cp} 2010	10	11	10,5	14,2	19,7	25,8	28,9	29,7	25,5	17,6	16,1	14,4
Δt 10-90	4	3,3	1,9	1,5	3,2	5,4	6,0	6,7	5,5	1,7	4,3	6,4
$I = \frac{\Delta t}{t_{cp}}$	0,4	0,3	0,18	0,10	0,16	0,20	0,20	0,22	0,21	0,09	0,26	0,44

t_{cp} 94-17 (2)	6,9	7,2	9,5	13,4	17,8	22,1	25,2	25,8	21,7	16,8	12,4	8,6
$\Delta(2-1)$	0,9	0,5	0,9	0,7	1,3	1,7	2,1	2,8	1,7	0,9	0,6	0,6
$I = \frac{\Delta t}{t_{cp}}$	0,15	0,07	0,1	0,06	0,078	0,08	0,09	0,12	0,085	0,056	0,05	0,075
t_{cp} 2011	8,3	5,6	9,4	11,4	16,2	21,8	25,4	25	21	15,3	7,5	8,2
Δt_{cp} 11- 17	1,4	-1,6	-0,1	-2	-1,6	-0,3	0,2	-0,8	-0,7	-1,5	-4,9	-0,4
$I = \frac{\Delta t}{t_{cp}}$	0,17	-0,29	-0,01	-0,17	-0,1	-0,014	0,008	-0,008	-0,03	-0,03	-0,15	-0,05

Графики распределения температурных индексов, изображённых на рисунке 2.8, показывают существенное отличие хода параметров при извержении вулкана и в последующие годы.

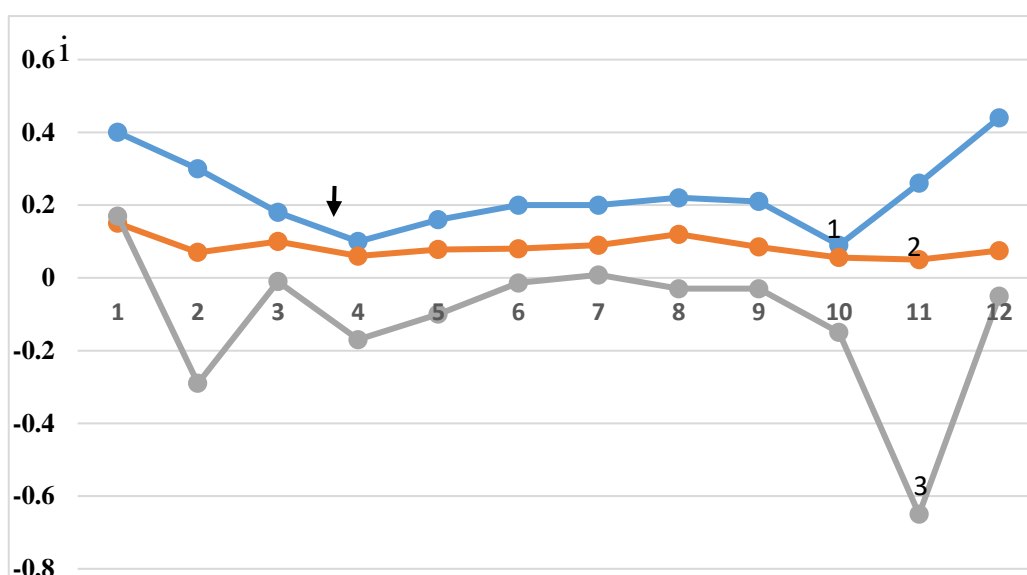


Рисунок 2.8. Среднемесячное распределение температурных индексов: 1 — в год извержения вулкана Эйяфьядлайёкюдль (Исландия, 2010); 2 — средние многолетние значения температурных индексов за период 1994–2017 гг. по отношению к базовому периоду 1961–1990 гг.; 3 — значения температурных индексов за 2011 год по отношению к средним значениям за 1994–2017 гг.

Из анализа рисунка 2.8 следует, что после извержения вулкана в течении нескольких месяцев до сентября температура ПСВ повышалась, несмотря на

значительную запылённость атмосферы. Нужно полагать, что в течении этого времени влияние парниковых вулканических газов было превалирующим по сравнению с ослаблением солнечной радиации и аэрозольным загрязнением тропосферы. Резкое понижение температуры ПСВ в сентябре связано с влиянием стратосферного аэрозоля, который в течение пяти месяцев имел возможность распространиться на значительную часть земной атмосферы и тем самым ослабить солнечную радиацию на значительных площадях земной поверхности. В следующем 2011 году после некоторого зимнего повышения температуры ПСВ в течении всего года шло понижение, что мы связываем с влиянием исключительно стратосферного аэрозоля, который распространяется в стратосфере благодаря струйным течениям и развитой турбулентности и остаётся в ней в течении нескольких лет.

Помимо вулканов на температуру приземного слоя воздуха оказывают влияние и другие факторы. Один из рассмотренных — нами- это солнечные циклы.

Для территории Республики Абхазия были рассмотрены временные ряды среднегодовых температур для г. Сухум на основе данных за промежуток 1961 – 2023 гг. Проанализированы циклические составляющие и тренд. При анализе Фурье была получена периодограмма быстрого преобразования Фурье (БПФ) среднегодовых температур, которая показала 5-6 летние, квазидвухлетний и солнечный циклы.

Периодограмма – это функция от частоты, которая показывает оценку спектральной плотности сигнала (Большаков 2003).

Для проведения спектрального анализа необходимо от фактических значений среднегодовых температур отнять линию тренда. Из рисунка 2.7 видно, что линия тренда может быть представлена в виде полинома 4-ой степени, либо в виде 2 полиномов 2 степени, где переходной точкой будет 2010 год (извержение исландского вулкана и достижение максимума 30-летнего цикла, смена тенденции на противоположную). Использование полинома 4-ой степени нецелесообразно, поэтому рассмотрим спектр ВР, ограничившись данными до извержения вулкана Эйяфьядлайёкюдль.

Для 48-летнего промежутка времени (1961 – 2008 гг.) построим периодограмму среднегодовой температуры.

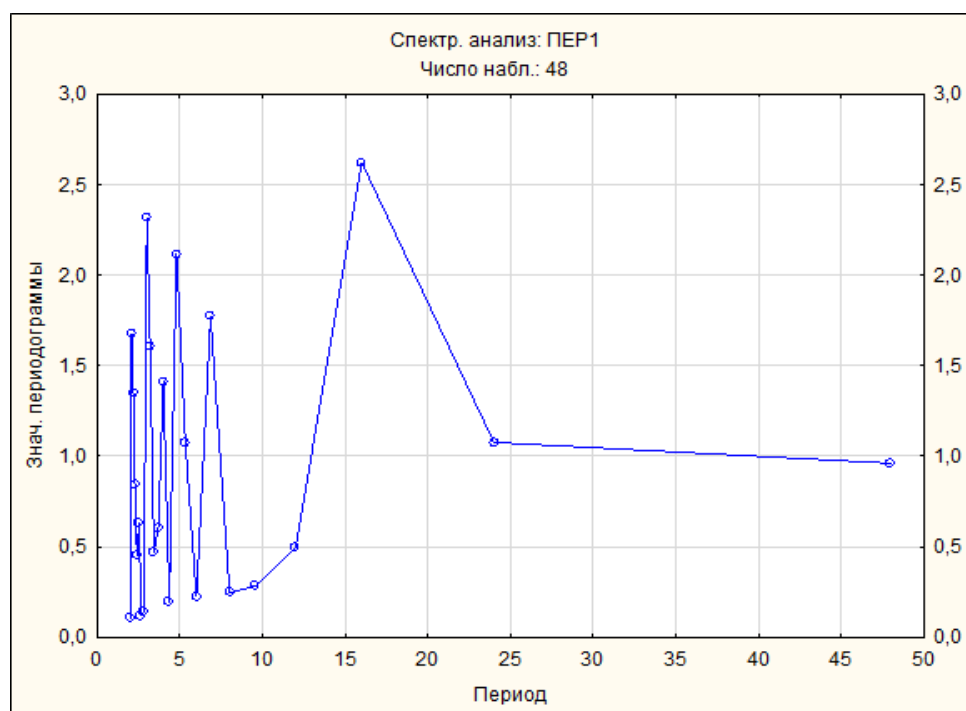


Рисунок 2.9. Периодограмма БПФ среднегодовых температур воздуха для Сухума (1961 –2008 гг.), с вычетом полиномиальной линии тренда $n = 2$

На рисунке 2.9 можно отметить несколько гармоник периода временного ряда, которые представлены в виде заострённых концов. Наиболее ярко выражены 16-летний, 5-6 летние и квазидвухлетние циклы. На графике видно, что при $P > 24$ лет функция монотонно убывает, т.е. мы не можем рассматривать колебания большего периода. Рассматривая 48-летний диапазон, мы не можем в нём говорить о наличии циклов, период которых больше либо равно 24 лет (следствие из теоремы Котельникова). Другим недостатком БПФ является то, что рассматриваемые периоды гармоник зависят от выборки, т.е. наличие именно 16-летнего цикла под вопросом. Также БПФ исключает возможность существования циклов с переменным периодом, который характерен для солнечной активности. Однако последнюю задачу решает вейвлет-анализ (Afanasev, Khintuba, Ekba, Zakinyan 2024).

Вейвлет-анализ представляет собой эффективный метод исследования временных рядов, позволяющий выявлять временные и частотные характеристики климатических процессов. Он позволяет локализовать колебания по времени, что особенно важно при изучении нестационарных климатических данных, таких как температурные ряды.

В результате анализа строится **скалограмма** — графическое представление распределения энергии сигнала по времени и масштабам (обратным частотам). По горизонтальной оси скалограммы откладывается время, по вертикальной — масштаб (период колебаний), а цветовая шкала отражает интенсивность сигнала. Это позволяет определить, в какие временные периоды наблюдаются значимые температурные колебания на различных временных масштабах, например, годовых, межгодовых или многолетних (Астафьева 1998).

На языке Python была построена скалограмма для данного ряда, что позволило выявить циклы, в том числе переменные.

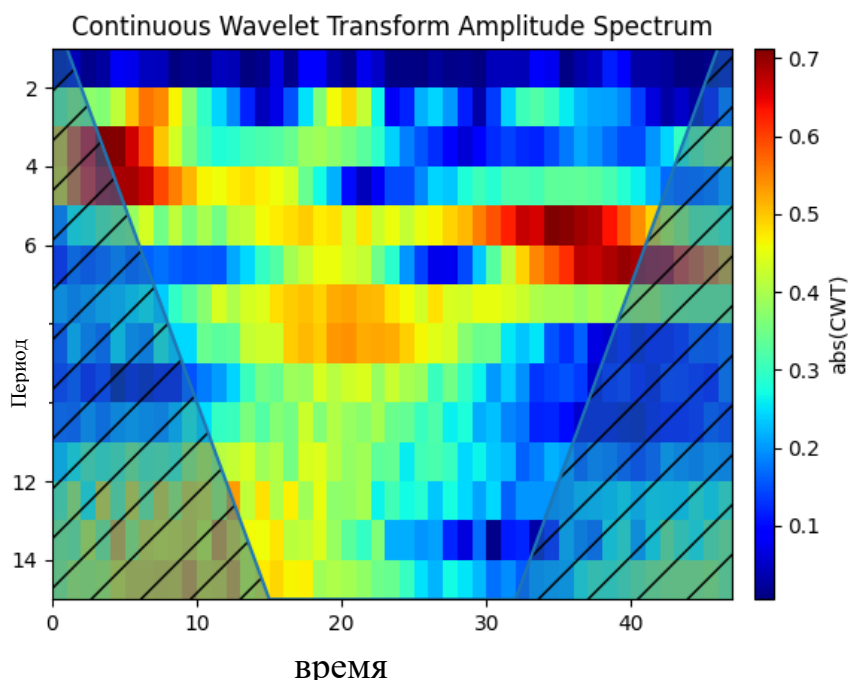


Рисунок 2.10. Вейвлет-анализ ВР среднегодовых значений температур для г. Сухум (1961 – 2008 гг.)

На рисунке 2.10 видно, что наблюдаются переменные периоды 4-6 лет и 8-13 лет (второй из них может быть связана с 11-летним циклом, который на самом деле

варьируются примерно от 9 до 13 лет), также виден слабый цикл с периодом 2-3 года (возможно, квазидвухлетний). Но, как мы видели из рисунка 2.6, колебания с периодом в 10 лет могут получиться не за счет солнечных циклов, а в результате сложения двух колебаний с периодами, близкими к годовому.

2.4. Воздействие вулканов на ТПСВ на Северном Кавказе

Если рассмотреть климатические последствия вулканических извержений по результатам косвенных данных на протяжении всей нашей эры, то низкой вулканической активности соответствуют частые засухи и периоды потепления в связи с повышенной прозрачностью атмосферы, а затем похолодание в течении нескольких лет.

Изложенные в работе расчёты с высокой достоверностью подтверждаются многолетним трендом среднегодовой температуры не только на территории Абхазии, но и во всем Северо-Кавказском регионе. Началом процесса понижения температуры послужило извержение вулкана Эйяфьядлайёкюдль (Исландия, 14-19.04.2010).

На основе обширного фактического материала однозначно подтверждено влияние мощных вулканических извержений на глобальные и региональные изменения температуры приповерхностного слоя воздуха.

В таблице 2.5 указана особенность тенденции изменения среднегодовых температур приземного слоя воздуха на шести метеостанциях (Сухум, Сочи, Туапсе, Анапа, Краснодар, Владикавказ, Ставрополь).

Таблица 2.5-Перепады среднегодовых температур ПСВ, под воздействием извержения вулканов

Пункт наблюдения	Эль-Чичон $\Delta t^{\circ}C = t_{83} - t_{82}$	Пинатубо $\Delta t^{\circ}C = t_{92} - t_{91}$	Эйяфьядлайёкюдль $\Delta t^{\circ}C = t_{11} - t_{10}$
<i>Сухум</i>	-0,2	-1,2	-4
<i>Сочи</i>	0,1	-1,2	-3
<i>Краснодар</i>	-1,3	-0,5	-2,6
<i>Ставрополь</i>	-1,3	-1	-3
<i>Владикавказ</i>	-2,1	-0,7	-2,7
<i>Анапа</i>	-0,4	-0,5	-2,7
<i>Туапсе</i>	-0,1	-0,9	-2,9

Несмотря на расположение и различные климатические зоны, города Кавказа имеют практическую синхронность. Коэффициент корреляции $R > 0,85$. Кроме того, такая же синхронность наблюдается в скачкообразном понижении среднегодовой температуры ПСВ в год, последующий за извержением.

В зависимости от удалённости пункта от вулканического очага, особенностей распространения тefры в тропосфере и стратосфере, эффект понижения температуры может быть различным. В данных случаях основная роль в понижении температуры воздуха принадлежит стратосферному аэрозолю, который сохраняется в атмосфере в течение длительного времени.

Существенный интерес, с точки зрения выявления механизмов воздействия извержения вулканов на температуру ПСВ, представляет сезонное распределение отклонений среднемесячных значений температур ПСВ от средних многолетних, предшествующих извержению, по пунктам с различными климатическими условиями. В таб. 2.6 представлены отклонения среднемесячных температур, вызванные извержением вулкана Эйяфьядлайёкюдль (Исландия, 2010г).

Таблица 2.6- Отклонения значений среднемесячных температур ПСВ, вызванных воздействием вулкана Эйяфьядлайёкюдль (Исландия, 2010 г.), от средних многолетних

Пункт наблюдения	$\Delta t^{\circ}\text{C} = t^{\circ}_{11} - t^{\circ}_{\text{cp}10}$											
	месяцы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
Сухум	1,4	-1,6	-0,2	-2,3	-1,6	-0,2	0,3	-0,7	-0,5	-1,7	-5,4	-0,7
Владикавказ	0,7	-3,2	-1	-2,7	-0,9	-0,2	1,9	-1,3	-0,3	-1,1	-5,6	1,9
Краснодар	-0,8	-3,5	-1,6	-2,4	-0,6	0,8	2,2	-0,8	0,3	-1,2	-5,5	3,4
Сочи	0,6	-2,6	-0,9	-2,2	-1,6	-0,9	0,3	-1,2	-0,8	-1,7	-4,9	0,5
Ставрополь	-0,7	-4,4	-1,7	-2,8	-0,7	-0,2	1,5	-1,4	-0,2	-1,7	-6,2	2,3
Туапсе	0,3	-2,5	-0,8	-1,7	-0,6	0,1	1	-0,7	-0,1	-1,7	-5,4	1,9
Анапа	-0,7	-3	-1,4	-1	-0,2	1	0,6	-0,1	0,4	-1,6	-6,2	2,8

Из анализа таблицы 2.6 следует, что отклонения температуры приземного слоя воздуха (ТПСВ) существенно зависят от времени года. Перепад температур в холодное время года составляет от -1,6 °С (Сухум) до -4,4 °С (Ставрополь). В тёплое время года эти отклонения достигают соответственно -5,4 °С (Сухум) и -6,2 °С (Ставрополь). Наибольшие отклонения, равные -6,2 °С, наблюдаются на метеостанциях в городах Ставрополь и Анапа.

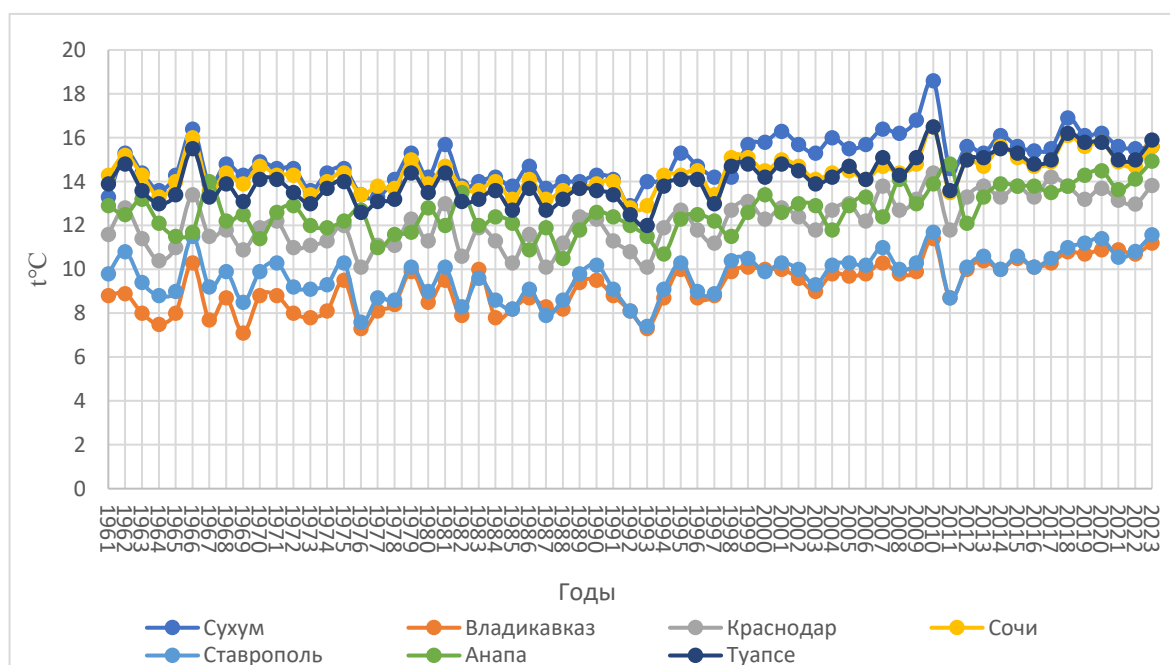


Рисунок 2.11. Среднегодовая температура приземного слоя воздуха по городам Кавказа за 1961-2023 гг.

В общем случае наиболее значимые понижения температур наблюдаются в регионах с континентальным климатом. В прибрежных пунктах наблюдений сказывается смягчающее действие морских акваторий. При этом в конце зимы (февраль) и последнего осеннего месяца (ноябрь) в год после извержения вулкана Эйяфьядлайёкюдль (Исландия, 2010г), температура синхронно во всех пунктах наблюдения резко понижается.

Можно полагать, что столь резкие понижения температур не могут быть результатом действия парниковых газов, выделяемых при извержении, или снижением прозрачности атмосферы под влиянием аэрозольных выбросов в тропосферу и стратосферу. Вероятнее всего в атмосфере происходят такие перестройки циркуляционных процессов, которые позволяют Арктическим циклонам проникать в южные регионы, тем более что указанные периоды понижения температур соответствуют весенней и зимней перестройке атмосферы, связанной с естественной активизацией циклонической деятельности.

В отличие от изложенного при общем существенном (скачкообразном) понижении среднегодовых температур, зимние и особенно летние температуры остаются значимо выше средних многолетних значений. Таким образом, создаётся «эффект тёплой зимы» и «жаркого» лета.

Стоит также обратить внимание, что за последнее десятилетие 2011-2020 гг. среднегодовая температура составила 15,7 °С, что на 0,6 °С ниже предыдущей десятилетки, то есть с 2011 года происходит понижение температуры ПСВ, которое продолжается и в настоящее время, так как 2022 год был самым холодным за последнее десятилетие (Экба, Хинтуба 2023).

В повышении или понижении температуры ПСВ значительную роль играет парниковый эффект, вызванный парниковыми газами атмосферы, при этом, приоритетная роль принадлежит, на наш взгляд, водяному пару.

Вулканы могут оказывать влияние на различные климатические характеристики, включая температуру, осадки и состав атмосферы. Вот некоторые из основных способов, которыми вулканы могут влиять на климат:

1. Выброс в атмосферу вулканических газов и пепла: вулканические извержения способны выпускать большое количество газов, таких как водяной пар, углекислый газ (CO_2), диоксид серы (SO_2), а также твердые пепельные частицы. Эти вещества, попадая в атмосферу, могут влиять на солнечную радиацию, отражая ее обратно в космос, что может привести к временному понижению температуры на поверхности Земли.

2. Воздействие на атмосферу: высокие концентрации газов и пепла от вулканических извержений могут изменить химический состав воздушной оболочки планеты. Например, сернистый газ способен превращаться в серную кислоту, что приводит к образованию кислотных дождей.

3. Формирование аэрозолей: пепельные частицы, выбрасываемые вулканами, могут образовывать аэрозоли в верхних слоях атмосферы. Эти аэрозоли могут влиять на образование облаков и выпадение осадков, что может в конечном итоге привести к изменению климата.

4. Влияние на океанский климат: извержения вулканов могут иметь влияние на океанскую циркуляцию и поверхностные течения. Например, большое количество пепла, попадающего в океан, может создать плавучие барьеры, затрудняющие перенос тепла и влаги.

5. Долгосрочные последствия: вулканические извержения могут изменить климат на долгосрочной основе путем влияния на атмосферные и океанские процессы. Некоторые известные примеры включают «вулканическую зиму», вызванную выбросами вулкана Тамбора в 1815 году, и глобальное потепление из-за выбросов парниковых газов вулкана Эль-Чичон в 1982 году.

Учитывая разнообразие вулканов и высокую изменчивость климата, влияние вулканов на климатические характеристики может быть сложным и многофакторным. Точный масштаб и продолжительность влияния вулканов на климат все еще являются объектом активных исследований, и изучения (Хаин 2003).

Выводы к главе 2

1. Вулканические извержения являются значимым геофизическим фактором, влияющим на глобальный климат, за счет выброса аэрозолей и вулканических газов в атмосферу.
2. Мелкие частицы серного аэрозоля в стратосфере обеспечивают охлаждение поверхности Земли в течение 1–2 лет после крупных извержений.
3. Анализ температуры на шести станциях (Сухум, Сочи, Краснодар, Ставрополь, Владикавказ, Анапа) демонстрирует синхронные скачкообразные понижения температур после извержений, что подтверждается высоким коэффициентом корреляции ($R > 0,85$).
4. Проведенный вейвлет-анализ временных рядов температуры показал существование 9-13-летнего периода колебания. Эти колебания можно было бы связать с солнечными циклами, но как показали наши расчеты, они могут быть результатом сложения двух колебаний с периодами, близкими к годовому, в результате чего возникают биения с периодом в 10 лет.

Глава 3. Влияние химического состава атмосферы на температуру приземного слоя воздуха (ПСВ)

3.1. Химический состав атмосферы и динамика парниковых газов

Химический состав атмосферы может оказывать влияние на температуру приземного слоя воздуха через следующие механизмы:

1. Парниковый эффект: некоторые газы, такие как углекислый газ (CO_2), метан (CH_4) и оксид азота (NO), обладают способностью задерживать тепловое излучение от поверхности Земли и возникает парниковый эффект. Это приводит к повышению температурного градиента в атмосфере и воздух нагревается.
2. Озоновый слой: озон (O_3) в верхних слоях атмосферы поглощает ультрафиолетовое (УФ) излучение от Солнца. Это предотвращает проникновение большого количества УФ-лучей в приземные слои атмосферы, что снижает, нагрев воздуха в этих слоях.
3. Вертикальная циркуляция: химические вещества, такие как аэрозоли и осадки, могут взаимодействовать с солнечным излучением и изменять его поглощение атмосферой. Это создает изменения температурных градиентов и тепловой перенос воздуха в вертикальном направлении.
4. Кислородные соединения: химические вещества, такие как кислородные соединения, могут влиять на уровень загрязнения атмосферы. Повышенное загрязнение может привести к увеличению поглощения и рассеяния солнечного излучения, что снижает его проникновение в атмосферу и тем самым снижает нагрев воздуха.

Все эти факторы взаимодействуют между собой и с другими климатическими факторами, такими как солнечное излучение и географические особенности, и могут вызывать изменения температуры приземного слоя воздуха. Эти изменения, в свою очередь, могут иметь важные последствия для погодных условий, климата и экологических процессов (Santer 2000).

Современный состав атмосферного воздуха у поверхности Земли, включая основные его примеси, приведен в (таблице 3.1).

Таблица 3.1- Современный химический состав атмосферного воздуха

Газ	Относительная молекулярная масса, а.е.м.	Объемная концентрация, %
Квазипостоянные компоненты		
Азот (N ₂)	28,016	78,110
Кислород (O ₂)	31,998	20,953
Аргон(Ar)	39,942	0,934
Неон (Ne)	20,182	18,18·10 ⁻⁴
Гелий (He)	4,003	5,24·10 ⁻⁴
Криптон (Kr)	83,80	1,14·10 ⁻⁴
Ксенон (Xe)	131,3	0,087·10 ⁻⁴
Водород (H ₂)	2,016	0,5·10 ⁻⁴
Метан (CH ₄)	16,043	2·10 ⁻⁴
Закись азота (N ₂ O)	44,015	0,5·10 ⁻⁴
Термодинамически активные примеси		
Водяной пар (H ₂ O)	18,005	0–7
Двуокись углерода (CO ₂)	44,009	0,01–0,1
Озон (O ₃)	47,998	В среднем 0,032 0–10 ⁻⁴
Двуокись серы (SO ₂)	64,064	В среднем 4·10 ⁻³ –10 ⁻⁴
Двуокись азота (NO ₂)	46,007	0–2·10 ⁻⁶

Из таблицы 3.1 следует, что атмосфера является смесью газов, среди которых основные по объему это: азот (78,11 %), кислород (20,95 %), аргон (0,93%), водяной пар (до 7 %), углекислый газ, или двуокись углерода, озон и другие газы совсем в небольшом количестве, такие как гелий, неон, ксенон, криптон, метан, двуокись серы, в приземном слое тропосферы. При этом газы делятся на квазипостоянные

компоненты, концентрация которых мало изменяется, и они составляют в среднем 99,96 % всего объема атмосферы, и термически активные примеси, или парниковые газы, состав которых может значительно меняться средний объем составляет всего 0,04 % от всей атмосферы.

Основным газом атмосферы является азот. Образование большого количества азота N_2 обусловлено окислением аммиачно-водородной атмосферы молекулярным кислородом O_2 , который стал поступать с поверхности планеты в результате фотосинтеза 3 млрд лет назад. Также азот N_2 выделяется в атмосферу в результате денитрификации нитратов и других азотосодержащих соединений. Азот окисляется озоном до NO в верхних слоях атмосферы. Азот N_2 вступает в реакции лишь в специфических условиях (например, при разряде молнии). Окисление молекулярного азота озоном при электрических разрядах в малых количествах используется в промышленном изготовлении азотных удобрений.

Кислород является вторым по составу и определяющим для жизни газом атмосферы. Кислород, в отличие от азота, является химически очень активным элементом. Специфическая функция кислорода – окисление органического вещества гетеротрофных организмов, горных пород и недоокисленных газов, выбрасываемых в атмосферу вулканами. Аргон является третьим по распространенности элементом в земной атмосфере и представляет собой инертный одноатомный газ без цвета, вкуса и запаха.

Наиболее изменяющимися в настоящее время и оказывающими наибольшее воздействие на динамику климата являются парниковые газы или малые газовые компоненты, к которым относятся:

CO_2 – углекислый газ, CH_4 – метан, N_2O – закись азота, O_3 – озон, H_2O – водяной пар, фреоны (хлорфторуглероды). Несмотря на то, что они занимают менее 0,1 % объема атмосферы, их назначение является очень важным, так как они задерживают уходящее с поверхности Земли длинноволновое излучение и значительно увеличивают температуру тропосферы. Вклад этих газов в парниковый эффект, по расчетам, примерно на 33,2 К увеличивает среднюю

температуру поверхности Земли, составляет: 20,6 К от H₂O, 7,2 К от CO₂, 1,4 К от N₂O, 0,8 К от CH₄, 2,4 К от O₃, 0,3 К от NH₄ и фреонов (Кондратьева 2001).

Глобальные концентрации CO₂, CH₄ и N₂O в атмосфере заметно повысились в результате деятельности человека с 1750 г. и сейчас далеко превосходят доиндустриальные значения, определенные по кернам льда, охватывающим многие тысячи лет.

Для анализа динамики парниковых газов необходима математическая модель, описывающая их баланс. Ниже предлагается математическая модель, описывающая динамику водяного пара, как основного парникового газа.

Водяной пар (H₂O) является основным естественным парниковым газом, который ответственен более чем за 60 % парникового эффекта. Водяной пар является значительным парниковым газом, который влияет как на радиационные, так и на динамические свойства атмосферы Земли. Хотя количество водяного пара экспоненциально уменьшается с высотой, радиационный баланс Земли чувствителен к изменениям водяного пара в верхней тропосфере (UT). Кроме того, водяной пар в стратосфере играет важную роль в химии стратосферного озона и формировании глобального радиационного баланса. Современные исследования показывают, что положительная обратная связь, связанная с увеличением содержания водяного пара в стратосфере, вносит вклад в 5-10% от общего антропогенного радиационного воздействия парниковых газов, усиливая процессы глобального потепления (Десслер:2013).

В отсутствие глобальных трехмерных наблюдений водяного пара продукты глобального повторного анализа часто используются для проверки результатов численного моделирования. Повторный анализ выполняется на основе современной численной модели прогнозирования погоды и часто использует метод ассимиляции 4D-VAR для объединения данных прямых измерений и дистанционного зондирования в согласованное представление состояния атмосферы. За последнее десятилетие был достигнут значительный прогресс в разработке систем моделирования ассимиляции данных и их включении в

постоянно растущие спутниковые наблюдения, особенно связанные с водяным паром, облаками и осадками (Courtier et al., 1994).

Водяной пар участвует во множестве процессов, что делает его роль далеко неоднозначной в разных условиях. Прежде всего при испарении с поверхности Земли и дальнейшей конденсации в атмосфере в нижние слои атмосферы (тропосферу) благодаря конвекции переносится до 40 % от всего тепла, поступающего в атмосферу. Таким образом, водяной пар при испарении несколько понижает температуру поверхности. Но выделившееся в результате конденсации в атмосфере тепло идет на ее разогрев и в дальнейшем – на разогрев и самой поверхности Земли. Но после конденсации водяного пара образуются капли воды либо кристаллы льда, которые интенсивно участвуют в процессах рассеяния солнечного света, отражая часть солнечной энергии назад в космос. Облака, как раз представляющие собой скопления этих капель и кристаллов, увеличивают долю солнечной энергии (альбедо), отражаемой самой атмосферой обратно в космос, а дальше осадки из облаков могут выпасть в виде снега, увеличивая альбедо поверхности. Фактически, сконденсированный в капли либо кристаллы льда водяной пар тоже является одним из аэрозолей. Однако у водяного пара все равно остаются мощные полосы поглощения в инфракрасной области спектра, а значит, роль тех же облаков далеко не однозначна (Шерстюков 2007).

Обратные связи, обусловленные изменениями содержания водяного пара в атмосфере, усиливают реакцию климатической системы практически на все климатические воздействия, включая антропогенные и естественные изменения содержания CO₂.

В отличие от обратных связей с облаками, которые сильно различаются в моделях общей циркуляции, обратная связь с водяным паром при ясном небе довольно постоянна от одной модели к другой. По существу, все модели общей циркуляции (GCMS) обеспечивают обратную связь с водяным паром, соответствующую той, которая была бы получена при поддержании относительной влажности приблизительно постоянной в зависимости от климата. Двойственность эта особенно заметна в следующих крайних случаях: при покрытии облаками неба

в солнечную летнюю погоду температура на поверхности снижается, а если то же самое происходит зимней ночью, то наоборот, повышается. На окончательный результат влияет и положение облаков: на низких высотах мощная облачность отражает много солнечной энергии, и баланс может быть в данном случае в пользу антипарникового эффекта, а вот на больших высотах разреженные перистые облака пропускают довольно много солнечной энергии вниз, но даже разреженные облака являются почти непреодолимым препятствием для инфракрасного излучения, и здесь можно говорить о преобладании парникового эффекта.

Водяной пар является лишь ключевым следствием, но не причиной процесса глобального потепления, что следует из уравнения Клаузиуса –Клапейрона (УКК), которое связывает насыщающую упругость водяного пара с температурой воздуха. Из этого уравнения следует, что при повышении средней глобальной температуры воздуха (14 °С) на 1 градус, насыщающая упругость водяного пара повышается на 6,5 %. Но в действительности УКК является чисто термодинамическим и не описывает реальную атмосферу. Кроме того, насыщающая упругость водяного пара – это не эквивалент влагосодержания атмосферы (ВА). В общем случае формирование ВА происходит в результате вертикального влагообмена атмосферы с океанической поверхностью, который можно представить в виде уравнения (Малинин, Гордеева 2003):

$$\frac{\partial W}{\partial t} + \text{div } \mathbf{F} = E - P, \quad (3.1)$$

где W – влагосодержание атмосферы, \mathbf{F} – вертикально-интегрированный горизонтальный полный поток водяного пара, $E - P$ – эффективное испарение. Здесь E – величина испарения, количество влаги, испаряемой с единицы площади поверхности в единицу времени; P – интенсивность осадков, количество воды, приходящей на единицу поверхности в единицу времени. Величина $\text{div } \mathbf{F}$ согласно теореме Остроградского — Гаусса отражает разницу между количеством атмосферной влаги, покидающей пределы рассматриваемой территории, и её поступлением на эту территорию. Если рассматривать Мировой океан в целом, то

$\text{div } F$ означает результирующий перенос водяного пара с океана на континенты. При осреднении данного уравнения для земного шара $\text{div } F = 0$ (Малинин 2006).

Изменения влагосодержания атмосферы (ВА) в соответствии с уравнением глобального атмосферного баланса влаги, определяются исключительно разностью глобальных величин испарения и осадков или, в первом приближении, разностью испарения и осадков над Мировым океаном. Именно это игнорируется экспертами МГЭИК (Межправительственная группа экспертов по изменению климата). Обратимся к анализу линейных трендов компонентов влагообмена глобальной системы «океан-атмосфера» совместно с температурой воздуха приповерхностного слоя и температурой поверхностного слоя воды (ТПО). Предварительно тренды приведены к безразмерному виду путем расчета его индекса

$$I_{\text{тр}} = \frac{100a_1n}{x_{\text{ср}}}, \quad (3.2),$$

где a_1 – угловой коэффициент, n – длина временного ряда, $x_{\text{ср}}$ – среднее значение тренда. Индекс тренда – некий аналог коэффициента вариации, используемого для сравнения изменчивости характеристик, имеющих разную размерность (Малинин 1994).

Таблица 3.2- Оценки трендов и индексов глобальной системы океан–атмосфера (1988–2016 гг.)

Характеристика	Уравнение тренда	Коэффициент детерминации R^2	Индекс тренда $I_{\text{тр}}$
<i>ВА</i>	$0,057t + 27,09$	0,82	5,91
<i>ТВ</i>	$0,018t + 16,74$	0,72	3,07
<i>ТПО</i>	$0,017t + 17,19$	0,71	2,83
<i>E</i>	$0,286t + 132,8$	0,51	6,05
<i>P</i>	$0,403t + 122,7$	0,58	9,08
<i>E–P</i>	$-0,116t + 10,12$	0,62	40,1

Из таблицы 3.2 видно, что наибольшее значение коэффициента детерминации наблюдается для влагосодержания атмосферы (ВА), а наименьшее — для испарения (Е). Даже если не учитывать показатель эффективного испарения (Е–Р), для которого высокий индекс тренда в значительной степени обусловлен низким средним значением этого параметра, можно отметить, что максимальный индекс тренда зафиксирован для осадков (9,0 %), близкие значения характерны для испарения и влагосодержания (6,0 и 5,9 % соответственно), а минимальные — для температур поверхности океана (ТПО) и температуры воздуха (ТА), составляющие 2,8 и 3,1 %. Это свидетельствует о том, что долговременные (трендовые) изменения влагосодержания атмосферы определяются преимущественно вертикальным влагообменом между океаном и атмосферой, а не глобальным потеплением (Малинин, Шевчук 2008).

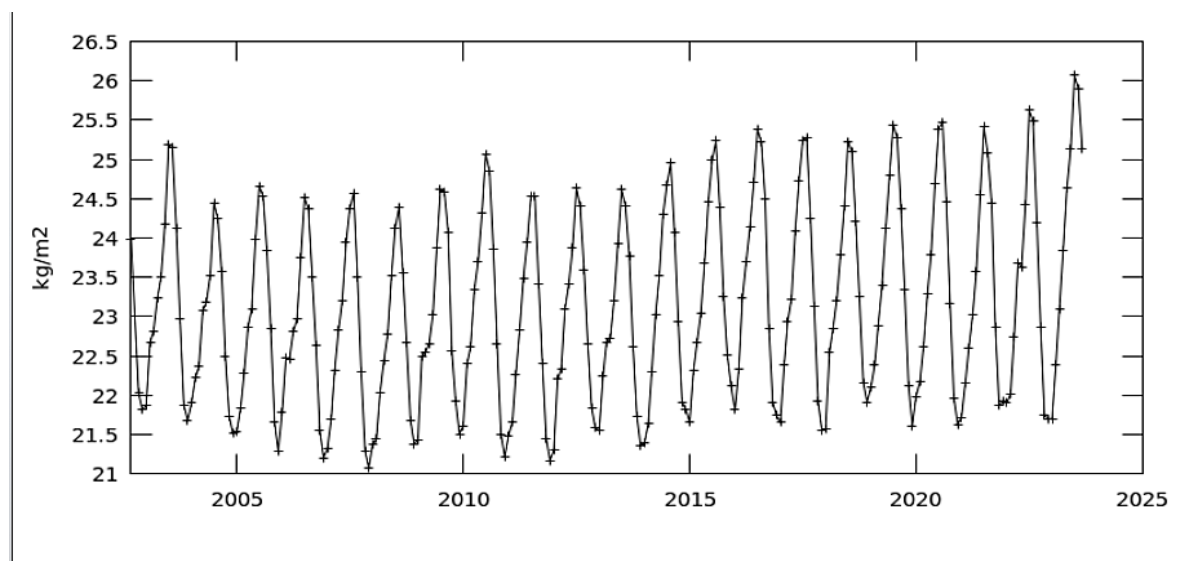


Рисунок 3.1. Временной ряд, усредненное по площади общее количество водяного пара в столбе (дневное время/ по возрастанию, по спутниковым данным AIRS – Atmospheric Infrared Sounder) ежемесячно 1 град. кг/м² за период с сентября 2002 г. по сентябрь 2023 г.

На высоте 705 км на солнечно-синхронной орбите спутник собирает профили температуры и водяного пара для наблюдения за глобальными водными и

энергетическими циклами, изменениями и тенденциями климата, а также реакцией климатической системы на увеличение выбросов парниковых газов. Усреднение проводится по сетке с размером 1×1 градус. На рисунке 3.1 хорошо видны скачки, которые не связаны с сезонными факторами.

На рисунке 3.2. представлен график временных рядов температуры воздуха для территории Абхазии с 2002 – 2023 гг.

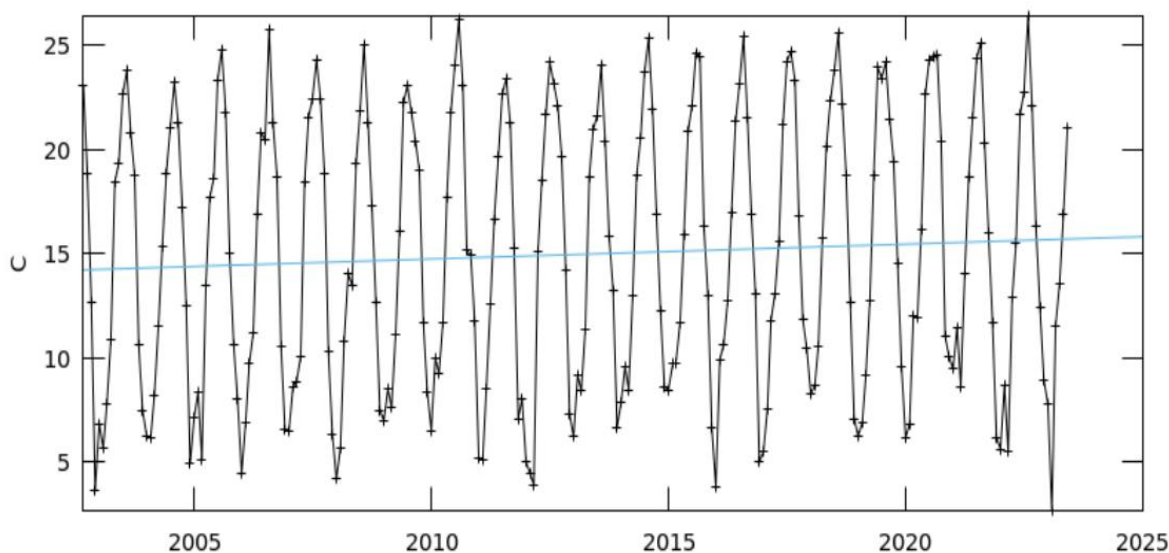


Рисунок 3.2. Временные ряды, усредненные по площади для температуры воздуха для территории Абхазии, сентябрь 2002 – июнь 2023 гг., °C, месячные данные, регион 40 E.42N.40 E.43 N (Абхазия), 1°, 1000 гПа (750 мм рт. ст.)

Рисунок 3.2 показывает температуру приземного слоя воздуха в Абхазии с 2002-2023 гг. Если сравнивать графики водяного пара (3.1) и температуры (3.2) можно увидеть синхронность изменений.

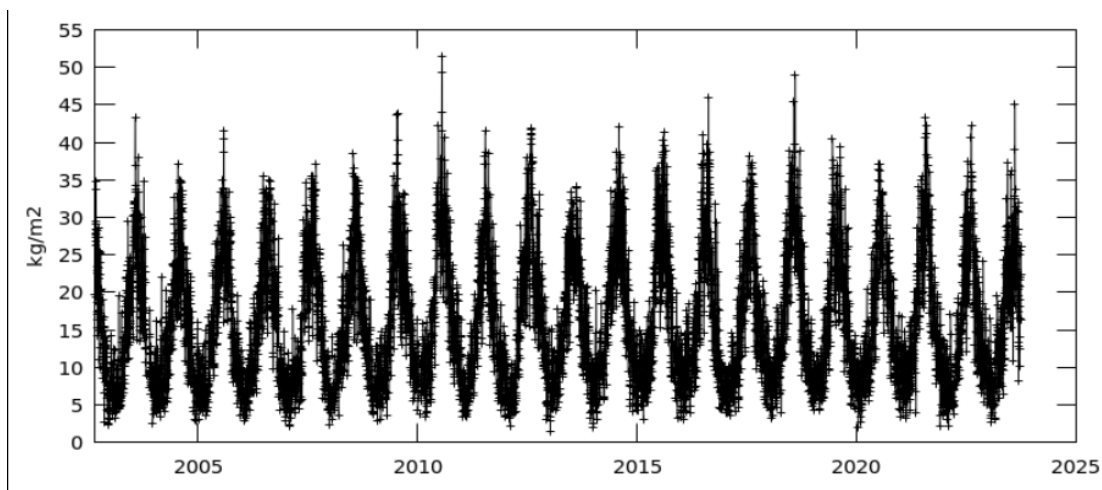


Рисунок 3.3. Временной ряд, усредненное по площади общее количество водяного пара в столбе (ночное время/ по убыванию, только AIRS) ежемесячно 1 град. кг/м² за период 31 августа 2002 г. по 1 октября 2023 г.

На рисунке 3.3 показаны скачки, в которой виден максимальный выброс водяного пара в 2010 г., когда произошло извержение Исландского вулкана Йяфьятлайокудль.

Результаты анализа свидетельствуют, что ключевым фактором радиационного потепления в регионе выступает водяной пар, механизм воздействия которого реализуется через положительную обратную связь с температурой приземного слоя воздуха. При этом не выявлено статистически значимой связи между динамикой концентрации CO₂ и изменениями температуры в исследованный период.

Человеческая деятельность очень слабо влияет на содержание водяного пара в атмосфере – только лишь за счет роста площади орошаемых земель, изменения площади болот и работы энергетики, что на фоне испарения со всей водной поверхности Земли и вулканической деятельности незначительно. Но возможно косвенное влияние. Например, глобальное потепление вызывает испарение с поверхности океана и меняет баланс воды в атмосфере, влияя на крупномасштабную циркуляцию атмосферы (Малинин, Гордеева, Наумов 2018).

Основной источник H_2O – испарение с океана, затем с почв (эватранспирация), на что затрачивается в среднем 23 % солнечной радиации, приходящей на земную поверхность. В атмосфере содержится в среднем $1,29 \cdot 10^{13}$ т влаги (водяного пара и жидкой воды), что эквивалентно слою воды 25,5 мм. Среднегодовая концентрация H_2O составляет 2 мг/м³ или 3200 ppm, однако локальные изменения содержания во времени и пространстве имеют значительную вариацию. Среднее время жизни молекулы воды в атмосфере – 10 дней. Некоторые данные наблюдений свидетельствуют о росте содержания водяного пара в атмосфере, например, по данным измерений на станции Иссык-Куль содержание водяного пара растет в виде линейного тренда со скоростью 1 % в год.

Возвращаясь к формуле (3.1), описывающей баланс влагосодержания в атмосфере, заметим, что имеет место связь между потоком, F водяного пара и его влагосодержанием W в виде (Матвеев: 1984).

$$F = -K_{\Pi} \cdot \text{grad } W, \quad (3.3)$$

где K_{Π} – коэффициент турбулентной диффузии водяного пара.

Средние значения K_{Π} над сушей не превышают 0,2 м²/с. Эта величина типична для различных климатических районов.

Подставляя (3.3) в (3.1), получим уравнение переноса водяного пара в виде:

$$\frac{\partial W}{\partial t} - \text{div}(K_{\Pi} \cdot \text{grad } W) = E - P. \quad (3.4)$$

Считая K_{Π} постоянной величиной, запишем

$$\frac{\partial W}{\partial t} = K_{\Pi} \nabla^2 W + E - P. \quad (3.5)$$

Таким образом, уравнение переноса водяного пара имеет вид уравнения диффузии с источником, роль которого играет эффективное испарение.

В декартовых координатах уравнение (3.5) запишется в виде:

$$\frac{\partial W}{\partial t} = K_{\Pi} \left(\frac{\partial^2 W}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 W}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 W}{\partial z^2} \right) + E - P. \quad (3.6)$$

Если интересоваться только горизонтальным потоком, то уравнение переноса водяного пара примет вид:

$$\frac{\partial W}{\partial t} = K_{\Pi} \frac{\partial^2 W}{\partial x^2} + E - P. \quad (3.7)$$

Если эффективное испарение (источник влаги в атмосфере) равно нулю, то уравнение примет классический вид:

$$\frac{\partial W}{\partial t} = K_{\Pi} \frac{\partial^2 W}{\partial x^2}, \quad (3.8)$$

имеющее фундаментальное решение:

$$W(x, t) = \frac{W_0}{\sqrt{4\pi K_{\Pi} t}} \exp\left(-\frac{x^2}{4K_{\Pi} t}\right), \quad (3.9)$$

где W_0 – начальное влагосодержание, если при условии допустить, что в начальный момент времени ($t = 0$) весь водяной пар был сосредоточен в начале координат ($x = 0$).

Из формулы (3.9) следует, что передний фронт области локализации водяного пара будет расширяться по формуле Эйнштейна:

$$x = 2\sqrt{K_{\Pi} t}. \quad (3.10)$$

Отсюда видно, на расстояние $x_* = 1$ км водяной пар распространится за время

$$t_* = \frac{x_*^2}{4K_{\Pi}} = \frac{(10^3)^2}{4 \cdot 0,2} \approx 10^6 \text{ (с)} = \frac{10^6}{3600} \text{ (ч)} \approx 250 \text{ (ч)} > 10 \text{ сут.}$$

Из данной оценки следует, что роль турбулентной диффузии водяного пара незначительна для процессов, временной масштаб которых ограничен сутками, например, процессы облакообразования. Но для крупномасштабных процессов, в проблеме формирования климата, роль турбулентной диффузии водяного пара может быть значима.

Поэтому удобно ввести безразмерные величины

$$\tilde{x} = \frac{x}{x_*}, \quad \tilde{t} = \frac{t}{t_*}, \quad \tilde{W} = \frac{W}{W_0},$$

которые, соответственно, выражают количество километров, число декад (10 суток) и во сколько раз уменьшается влагосодержание.

Тогда формулу (3.9) удобно переписать в виде:

$$\tilde{W}(\tilde{x}, \tilde{t}) = \frac{1}{x_* \sqrt{\pi \tilde{t}}} \exp\left(-\frac{\tilde{x}^2}{\tilde{t}}\right). \quad (3.11)$$

На рисунке 3.4. приведены расчеты по данной формуле, для горизонтального распределения влагосодержания.

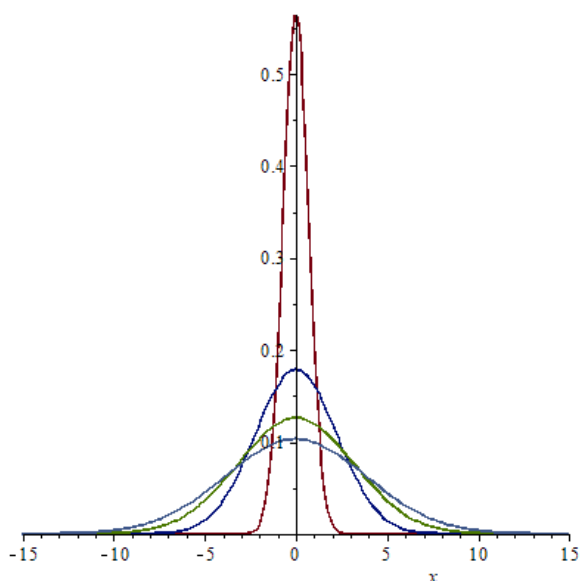


Рисунок. 3.4. Эволюция влагосодержания для четырех значений декад: 1, 10, 20, 30.

Расчеты показывают, что за счет механизма турбулентной диффузии, источник влаги, находящийся в начальный момент времени в начале координат $x = 0$, даже почти за год (30 декад) распространится на область радиусом порядка 10-15 км, причем концентрация его в начале координат уменьшится в 10 раз.

Вернемся к формуле (3.1), только в выражении для потока (3.3) учтем не только диффузионную составляющую, но и конвективную. Тогда для полного потока запишем выражение:

$$\mathbf{F} = W\mathbf{v} - K_{\Pi} \cdot \text{grad } W, \quad (3.12)$$

где \mathbf{v} – вектор скорости воздушного потока.

Подставляя (3.12) в (3.1), получим

$$\frac{\partial W}{\partial t} + (\mathbf{v}, \nabla)W + W \cdot \operatorname{div} \mathbf{v} - K_{\Pi} \nabla^2 W = E - P. \quad (3.13)$$

Уравнение неразрывности (закон сохранения массы) для несжимаемой жидкости сведется к виду: $\operatorname{div} \mathbf{v} = 0$. Поэтому окончательно запишем:

$$\frac{\partial W}{\partial t} + (\mathbf{v}, \nabla)W - K_{\Pi} \nabla^2 W = E - P. \quad (3.14)$$

Уравнение (3.14) распишем в проекциях на оси координат в вертикальной плоскости (x, z) :

$$\frac{\partial W}{\partial t} + u \frac{\partial W}{\partial x} + w \frac{\partial W}{\partial z} - K_{\Pi} \left(\frac{\partial^2 W}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 W}{\partial z^2} \right) = E - P. \quad (3.15)$$

Здесь (u, w) – горизонтальная и вертикальная составляющие скорости движения воздуха. Считается, что ось y не вносит ничего нового и закономерность такая же, как по оси x . Второе слагаемое в левой части называется *адвективной* составляющей и отвечает за *адвекцию*, а третье слагаемое отвечает за восходящее движение.

Так как в уравнение баланса влаги (3.15) входят скорости движения, дополним это уравнение уравнением движения, записанным в проекциях на оси (x, z) :

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}, \quad (3.16)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + w \frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g, \quad (3.17)$$

где p – давление воздуха; ρ – плотность воздуха. Воздух будем считать ненасыщенным.

Таким образом, система уравнений, описывающая динамику содержания водяного пара в атмосфере, сводится к виду:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}, \quad (3.18)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + w \frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g, \quad (3.19)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad (3.20)$$

$$\rho \left(\frac{\partial s}{\partial t} + u \frac{\partial s}{\partial x} + w \frac{\partial s}{\partial z} \right) = I. \quad (3.21)$$

В формуле (3.21) мы перешли от влагосодержания W во всем столбе воздуха единичной площади к массовой доле s водяного пара. По определению $W = \int_0^H \rho s dz$

Величина I – источник водяного пара, определяющий количество водяного пара, поступающее в единицу объема в единицу времени за счет испарения и конденсации (с последующим выпадением в виде осадков).

В последнем уравнении мы пренебрегли диффузионным потоком, так как оценки показали, что он незначителен.

Представим величины, входящие в систему уравнений, в виде суммы величины в состоянии статики и возмущения:

$$p = \bar{p} + p', \quad s = \bar{s} + s'. \quad (3.22)$$

Здесь черта сверху означает, что величина относится к состоянию статики. Возмущением плотности воздуха за счет нагрева, а значит силой плавучести, обусловленной нагревом, в нашей модели мы пренебрегаем. Плавучесть будет обусловлена только лишь влажностью воздуха.

Система уравнений (3.18) – (3.21) в состоянии статики запишется в виде:

$$\frac{\partial \bar{p}}{\partial x} = 0, \quad (3.23)$$

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial z} - g = 0, \quad (3.24)$$

$$\bar{E} - \bar{P} = 0. \quad (3.25)$$

Последнее уравнение утверждает, что в состоянии статики эффективное испарение равно нулю. Другими словами, неравенство нулю эффективного испарения приводит к циркуляции атмосферы.

С учетом уравнений статики система уравнений, описывающая динамику влагосодержания, запишется в виде:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial p'}{\partial x}, \quad (3.26)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + w \frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial p'}{\partial z} - gs', \quad (3.27)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad (3.28)$$

$$\frac{\partial s}{\partial t} + u \frac{\partial s}{\partial x} + w \frac{\partial s}{\partial z} + w \frac{\partial \bar{s}}{\partial z} = \frac{I}{\bar{\rho}}. \quad (3.29)$$

Величина эффективного испарения считается заданной функцией, находится статистическими методами (см. табл. 3.2: $I = E' - P' = e_0 - e_1 t$).

Здесь второе слагаемое в правой части уравнения (3.27) есть сила плавучести, обусловленная влажностью воздуха.

Система уравнений (3.26) – (3.29) является системой нелинейных уравнений в частных производных. В общем случае ее решить аналитически не представляется возможным. Как правило, ее решают численно. Поэтому для анализа системы мы ее линеаризуем, т.е. пренебрежем квадратичными членами, являющиеся с точки зрения теории возмущения, величинами второго порядка малости.

Тогда линеаризованная система уравнений, описывающая динамику влагосодержания в атмосфере, примет вид:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial p'}{\partial x}, \quad (3.30)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial p'}{\partial z} - gs', \quad (3.31)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad (3.32)$$

$$\frac{\partial s'}{\partial t} + w \frac{\partial \bar{s}}{\partial z} = \frac{I'}{\bar{\rho}}. \quad (3.33)$$

Таким образом, мы получили четыре уравнения с четырьмя неизвестными (u, w, p', s') . Задачу усложняет наличие источника массовой доли водяного пара в правой части (3.33). Поэтому найдем решение системы уравнений (3.30) – (3.33) в отсутствие источника массовой доли водяного пара и представим ее в виде:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{p'}{\bar{\rho}} \right) = 0, \quad (3.34)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial p'}{\partial z} + g s' = 0, \quad (3.35)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad (3.36)$$

$$\frac{\partial s'}{\partial t} - b w = 0. \quad (3.37)$$

При записи (3.37) мы учли, что в состоянии статики массовая доля водяного пара линейно убывает с высотой:

$$\frac{\partial \bar{s}}{\partial z} = -b. \quad (3.38)$$

Сведем систему однородных (в правой части нули, без источников) уравнений (3.34) – (3.37) к одному уравнению на возмущение массовой доли водяного пара s' .

Из двух уравнений (3.34) и (3.35) исключим возмущение давления p' . Для этого возьмем производную z от (3.34) и производную по x от (3.35) и вычтем:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \right) - \frac{1}{H_\rho} \frac{\partial u}{\partial t} - g \frac{\partial s'}{\partial x} = 0. \quad (3.39)$$

Здесь при выводе (3.39) мы учли (3.34), а также, что в состоянии статики плотность воздуха подчиняется уравнению:

$$\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z} = -\frac{1}{H_\rho}, \quad (3.40)$$

где $\frac{1}{H_\rho} = \frac{1}{T}(\gamma_A - \gamma)$ определяет характерный масштаб атмосферы (стратификация по плотности воздуха); $\gamma_A = \frac{g}{R_d} = 34^\circ \text{C}/\text{км}$ – градиент автоконвекции; R_d – удельная газовая постоянная; γ – вертикальный градиент температуры, для стандартной атмосферы равный $6^\circ \text{C}/\text{км}$.

Горизонтальную скорость исключим из уравнения неразрывности (3.36), получим

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \right) - \frac{1}{H_\rho} \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial w}{\partial z} + g \frac{\partial^2 s'}{\partial x^2} = 0. \quad (3.41)$$

Вертикальную скорость исключим из уравнения (3.37) и окончательно получим

$$\frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} \right) s' + bg \frac{\partial^2 s'}{\partial x^2} - \frac{1}{H_\rho} \frac{\partial^2}{\partial t^2} \frac{\partial s'}{\partial z} = 0. \quad (3.42)$$

Таким образом, нами получено уравнение, описывающее эволюцию массовой доли водяного пара в пространстве и во времени.

Будем искать решение (3.42) в виде бегущей волны

$$s' = S(z) \exp[i(K_x x - \omega t)], \quad (3.43)$$

где K_x – горизонтальная составляющая волнового вектора, в общем случае может быть комплексным числом; ω – циклическая частота колебания волны.

Подставляя (3.43) в (3.42), получим *дисперсионное соотношение*:

$$S'' - \frac{1}{H_\rho} S' + \left(\frac{bg - \omega^2}{\omega^2} \right) K_x^2 S = 0. \quad (3.44)$$

Введем обозначение:

$$\omega_0^2 = bg. \quad (3.45)$$

Тогда (3.44) запишется в виде:

$$S'' - \frac{1}{H_\rho} S' + \left(\frac{\omega_0^2 - \omega^2}{\omega^2} \right) K_x^2 S = 0. \quad (3.46)$$

Приведем (3.46) к каноническому виду, т.е. избавимся от первой производной, с помощью преобразования:

$$S = \tilde{S} e^{\beta z}, \quad (3.47)$$

где β – константа, которую будем подбирать так, чтобы исчезла первая производная.

Для этого подставляем (3.47) в (3.46):

$$\tilde{S}'' + \left(2\beta - \frac{1}{H_\rho} \right) \tilde{S}' + \left[\beta^2 - \frac{1}{H_\rho} \beta + \left(\frac{\omega_0^2 - \omega^2}{\omega^2} \right) K_x^2 \right] \tilde{S} = 0. \quad (3.48)$$

Отсюда

$$\beta = \frac{1}{2H_\rho}. \quad (3.49)$$

И уравнение (3.48) приводится к каноническому виду:

$$\tilde{S}'' + \left[\left(\frac{\omega_0^2 - \omega^2}{\omega^2} \right) K_x^2 - \frac{1}{4H_\rho^2} \right] \tilde{S} = 0. \quad (3.50)$$

Чтобы решение было в виде волны, выражение в скобках должно быть постоянным и равно квадрату вертикальной составляющей волнового вектора:

$$\left(\frac{\omega_0^2 - \omega^2}{\omega^2} \right) K_x^2 - \frac{1}{4H_\rho^2} = K_z^2 \quad (3.51)$$

Отсюда получим *дисперсионное соотношение* в традиционном виде:

$$\omega^2 = \omega_0^2 \frac{K_x^2}{K_x^2 + K_z^2 + \frac{1}{4H_\rho^2}}, \quad \omega = \pm \omega_0 \frac{K_x}{\sqrt{K_x^2 + K_z^2 + \frac{1}{4H_\rho^2}}}. \quad (3.52)$$

Из дисперсионного соотношения (3.52) следует, что максимальная частота волны, описывающей динамику массовой доли водяного пара, равна

$$\omega_0 = \sqrt{bg}. \quad (3.53)$$

Величина b зависит от климата региона. Так, например, Матвеев Л.Т. приводит значение $b=1/9000 \text{ м}^{-1}$, а Тверской П. Н. (1962) $b=1/5000 \text{ м}^{-1}$. Для значения $b=1/9000 \text{ м}^{-1}$ оценим значения максимальной частоты ω_0 , получим

$$\omega_0 = \frac{1}{30} \text{ с}^{-1}. \quad \text{Для минимального периода колебаний, получим}$$

$$T_0 = \frac{2\pi}{\omega_0} = 60\pi \text{ с} \approx 180 \text{ с} = 3 \text{ мин (Матвеев:1984)}.$$

Из уравнения (3.52) следует, что частота колебания волны зависит от длины волны и направления распространения. Угол наклона волны по отношению к горизонту определяется выражением

$$\cos \alpha = \frac{K_x}{\sqrt{K_x^2 + K_z^2}}. \quad (3.54)$$

Для горизонтальной волны получим

$$K_z = 0, \quad \omega = \omega_0 \frac{K_x}{\sqrt{K_x^2 + \frac{1}{4H_\rho^2}}}, \quad (3.55)$$

соответственно, для периода колебаний

$$T = T_0 \frac{\sqrt{K_x^2 + \frac{1}{4H_\rho^2}}}{K_x}. \quad (3.56)$$

Отсюда, для длинных волн

$$K_x \ll \frac{1}{2H_\rho}, \quad \lambda_x \gg 4\pi H_\rho \approx 100 \text{ км}$$

$$T = T_0 \frac{\lambda_x}{4\pi H_\rho}, \quad (3.57)$$

т.е. чем больше горизонтальная длина волны, тем больше период колебаний.

Из дисперсионного соотношения (3.52) следует, что для строго вертикальных длин волн $K_x = 0$ и $\omega = 0$, т.е. период колебаний стремится к бесконечности. Для не горизонтальных волн, если $K_z \gg \frac{1}{2H\rho}$ или $\lambda_z \ll 2H\rho$, то

$$T = T_0 \frac{K_z}{K_x} = T_0 \frac{\lambda_x}{\lambda_z}, \quad (3.58)$$

т.е. чем меньше вертикальная длина волны, тем больше период колебаний. Например, для значений

$$\lambda_x = 100 \text{ км}, \quad \lambda_z = 1 \text{ км},$$

получим

$$T = 300 \text{ мин} = 5 \text{ час}. \quad (3.59)$$

Однако, для значений

$$\lambda_x = 100 \text{ км}, \quad \lambda_z = 1 \text{ м},$$

уже получим намного большее значение периода колебаний.

$$T = 10^5 T_0 = 300000 \text{ мин} = 5000 \text{ час} \approx 200 \text{ сут}. \quad (3.60)$$

Таким образом, проведенный анализ показывает, что система уравнений, описывающая динамику водяного пара, дает целый спектр частот и длин волн. При соответствующих условиях (рельеф, состояние атмосферы) могут наблюдаться волны противоположных направлений, которые могут накладываться и образовывать стоячие волны, период биений которых определяется разностью частот. Это также приводит к спектру волн с различными длинами волн и периодами колебаний.

Рассмотренные волны относятся к типу внутренних гравитационных волн или волн плавучести. Согласно современным представлениям, основными источниками внутренних гравитационных волн могут быть: 1) тепловая конвекция и связанные с ней процессы облакообразования, 2) рельеф местности при перемещении над ними воздушных масс и 3) сдвиг ветра (фонового или ведущего потока). В общем случае, внутренние гравитационные волны могут вызываться вулканами, цунами, землетрясениями, сходом лавин.

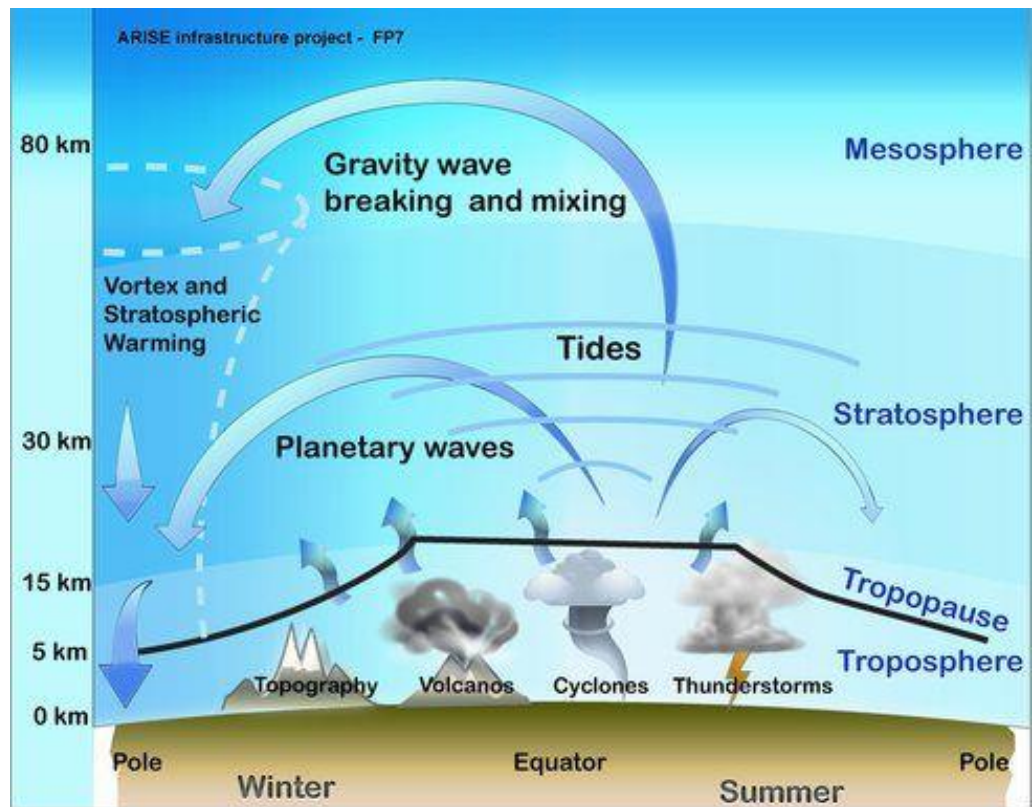


Рисунок 3.5. Основные источники вертикально распространяющихся внутренних гравитационных волн

Основными источниками вертикально распространяющихся внутренних гравитационных волн являются орографические возмущения (рельеф местности), вулканическая активность, тропические циклоны, грозовые облака и другие мощные конвективные процессы в тропосфере. Эти явления генерируют волны, которые распространяются вверх через стратосферу и могут достигать мезосферы, где они взаимодействуют с приливами и планетарными волнами, вызывая их разрушение и перемешивание воздушных масс (Holton : 2004).

Но, по нашему мнению, для территории Абхазии основным источником вертикально распространяющихся внутренних гравитационных волн, определяющих динамику водяного пара, являются горно-долинные ветры.

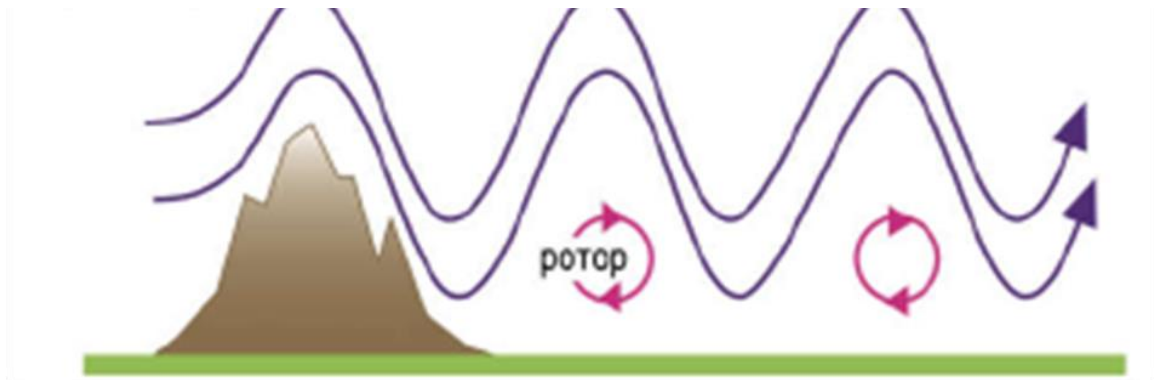


Рисунок 3.6. Возникновение внутренних гравитационных волн при обтекании горных массивов

На рисунке 3.6 схематично представлено формирование внутренних гравитационных волн в атмосфере при обтекании горного препятствия стратифицированным воздушным потоком. При движении стабильного потока через орографическое возвышение происходит возмущение изолиний плотности, что приводит к возникновению волнообразной структуры в надгорной области и за пределами горы. Такие возмущения распространяются в вертикальном и горизонтальном направлениях, образуя характерные синусоидальные колебания. В нижней части волнового поля, непосредственно за горой, формируются роторные зоны с выраженными вихревыми структурами, указывающими на наличие локальной турбулентности и вращательного движения. Возникающие внутренние гравитационные волны представляют собой один из механизмов вертикального переноса энергии и импульса в атмосфере, существенно влияя на её термодинамическое состояние и динамику

Таким образом, орографически обусловленные процессы, включая генерацию внутренних гравитационных волн, оказывают значительное влияние на вертикальную структуру атмосферы и динамику нижнего тропосферного слоя. Однако наряду с динамическими факторами важную роль в формировании метеорологических и климатических условий играют и состав атмосферы, в частности концентрация парниковых газов. Среди них ключевое значение имеет

углекислый газ (CO_2), изменение содержания которого напрямую влияет на радиационный баланс, тепловые характеристики приземного слоя воздуха и общую энергетическую систему атмосферы (Величко:2012).

Углекислый газ (CO_2), или двуокись углерода (диоксид углерода), является вторым газом по вкладу в парниковый эффект (около 22 %). В отличие от водяного пара, углекислый газ не переходит в жидкое или твёрдое состояние при понижении температуры и продолжает создавать парниковый эффект даже при самых низких температурах, возможных в земных условиях. Источники углекислого газа в атмосфере Земли – это вулканические выбросы, жизнедеятельность биосферы, лесные пожары, деятельность человека.

Антропогенными источниками являются: сжигание ископаемого топлива, газа в факелах; сжигание биомассы, включая вырубку лесов; некоторые промышленные процессы, приводящие к значительному выделению углекислоты (например, производство цемента), землепользование и другие. Основными потребителями углекислого газа являются растения, однако в состоянии равновесия большинство биоценозов за счет гниения биомассы производит приблизительно столько же углекислого газа, сколько и поглощает. Антропогенная эмиссия увеличивает концентрацию углекислого газа в атмосфере, что, предположительно, является главным фактором изменения климата.

Углекислый газ (CO_2) является «долгоживущим» в атмосфере: время жизни молекулы около 5 лет. Он практически не поглощает приходящую солнечную радиацию, но очень сильно поглощает тепловую уходящую длинноволновую радиацию в диапазоне 13–17 мкм. Данные регулярных измерений на сети станции показывают его стабильный рост примерно со скоростью 5 % в год практически во всех частях Земли в виду хорошего перемешивания и переноса воздушными течениями. Выявлен также и сезонный ход CO_2 с наибольшей амплитудой в 20 ppm для внутриконтинентальных областей средних широт и с наименьшей (несколько ppm) – в тропиках, над океанами и в высоких широтах. Максимум концентрации наблюдается в конце зимы – начале весны, а минимум – в конце лета – начале осени, что связано с усилением биологической активности в теплый период и

поглощением его растениями. Углекислый газ вовлечен в мощный круговорот углерода в системе «литосфера – гидросфера – атмосфера», и изменение земного климата связывают прежде всего с изменением баланса его поступления в атмосферу и выведения из нее (Экба, Ахсалба, Хинтуба 2021).

На рисунках 3.7 и 3.8 представлены графики временных рядов углекислого газа CO₂ для территории Абхазии за 2010-2017 гг. и за 2015 — 2022 гг.

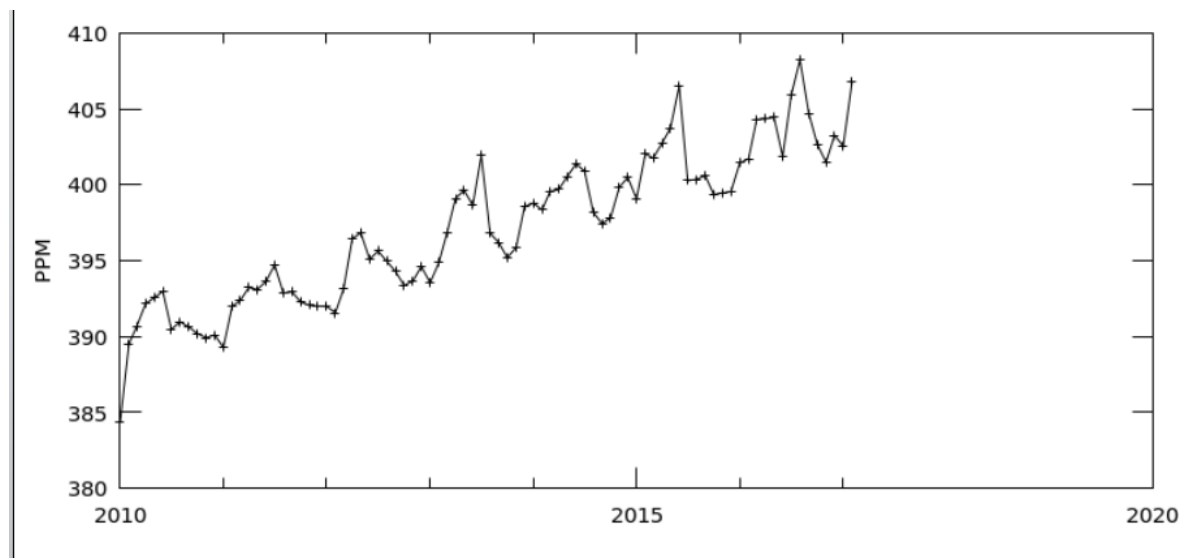


Рисунок 3.7. Временные ряды, среднее по площади содержание углекислого газа CO₂, (молярная доля) в свободной тропосфере по данным ИК-излучения ежемесячно (усреднение по сетке 2 x 2,5 град). PPM за период с января 2010 г. по февраль 2017г. на территории Республики Абхазия. Регион 39.1992E, 43.0005N, 40/7813E, 44.1211N

Из рисунка 3.7 следует, что минимальное значение было отмечено в 2010 году и составляло 384 ppm, максимум же наблюдался в конце 2016 года и составило 408 ppm.

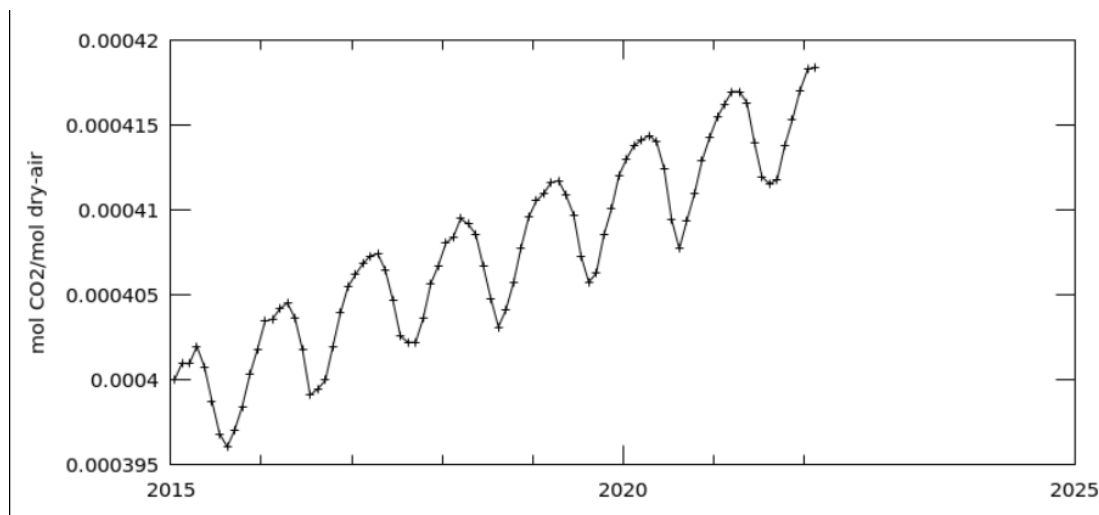


Рисунок 3.8. Временной ряд, среднее по площади содержание углекислого газа CO₂, среднее значение ассимилированного сухого воздуха 0,5 x 0,625 град. моль CO₂ / моль на территории Республики Абхазия. Регион 39.1992E, 43.0005N, 40/7813E, 44.1211N

Из анализа рисунка 3.8 прослеживается дальнейший рост концентрации CO₂ вплоть по нынешнее время. Так же из графика следует, что между температурой приземного слоя воздуха и концентрацией углекислого газа корреляции нет. Углекислый газ растет по экспоненциальной, а температура приземного слоя воздуха весь этот промежуток времени претерпевала то повышение, то понижение.

Озон (O₃) является третьим по вкладу в парниковый эффект газом (около 25 % от вклада CO₂) в полосе мощного поглощения 9,6 мкм и самым необходимым для жизни, поскольку защищает Землю от жесткого ультрафиолетового излучения Солнца. Различают стратосферный и тропосферный озон. Первый (так называемый озоновый слой) является постоянной и основной защитой от вредного излучения. В связи с этим проблема «озоновых дыр» в озоносфере Антарктики, связанная с периодическим локальным уменьшением концентрации озона в настоящее время является очень важной. Второй же считается вредным, так как может переноситься к поверхности Земли и ввиду своей токсичности вредить живым существам. Кроме

того, повышение содержания именно тропосферного озона внесло вклад в рост парникового эффекта атмосферы.

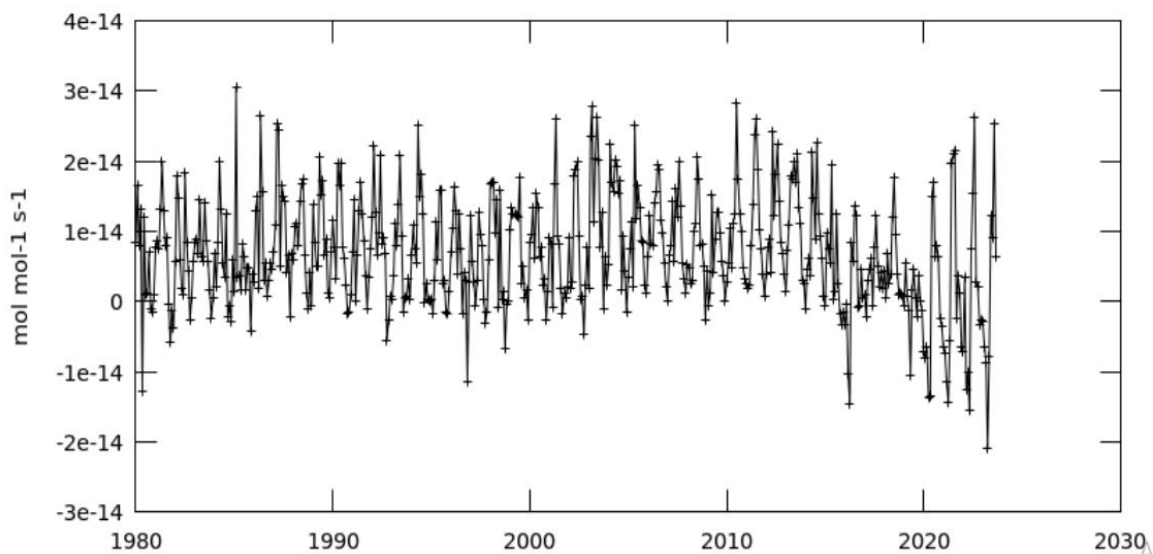


Рисунок 3.9. Усредненная по площади тенденция анализа общего содержания озона с 1980-2023 гг. на территории Республики Абхазия

Из рисунка 3.9 следует, что нет явной тенденции к устойчивому увеличению или уменьшению.

Большая часть тропосферного озона образуется, когда оксиды азота (NO_x), окись углерода (CO) и летучие органические соединения вступают в химические реакции в присутствии кислорода, водяных паров и солнечного света (фотодиссоциация O_2). Транспорт, промышленные выбросы, а также некоторые химические растворители являются основными источниками этих веществ в атмосфере. Метан также способствует образованию озона. Время жизни тропосферного озона составляет примерно 22 дня, основными механизмами его удаления являются связывание в почве, разложение под действием ультрафиолетовых лучей и реакции с радикалами OH и HO_2 .

Концентрации тропосферного озона отличаются высоким уровнем изменчивости и неравномерности в географическом распределении. Существует система мониторинга уровня тропосферного озона, основанная на спутниковых и

наземных наблюдениях. Из-за высокой пространственно-временной изменчивости озона, а также его опасности для растений и здоровья человека при концентрациях выше 60 мкг/м³ (или 30 ppbv), система требует развертывания большого числа пунктов наблюдения. Поскольку для образования озона требуется солнечный свет, высокие уровни озона наблюдаются обычно в периоды жаркой и солнечной погоды, и летний максимум может быть в 2 раза выше зимнего минимума.

Метан (CH₄) – важный парниковый газ атмосферы. Представляет собой бесцветный газ без запаха, являющийся вторым по значимости антропогенным парниковым газом после углекислого газа. Его современная концентрация в атмосфере составляет около 1920 частей на миллиард, что почти в три раза превышает доиндустриальный уровень (725 ppbv). Основными природными источниками метана выступают водно-болотные экосистемы, деятельность термитов, газогидраты на океаническом дне и процессы таяния вечной мерзлоты. Однако около 60% современных выбросов имеют антропогенное происхождение, включая сельское хозяйство (животноводство и рисоводство), добычу ископаемого топлива с сопутствующими утечками, а также процессы обращения с отходами на свалках и очистных сооружениях.

Ключевой современной проблемой остается риск неконтролируемого высвобождения метана при таянии вечной мерзлоты и дестабилизации газогидратов, что может привести к дополнительному усилению парникового эффекта. Учитывая относительно короткое время жизни метана в атмосфере (9-12 лет), меры по сокращению его выбросов способны дать быстрый положительный эффект для климатической системы.

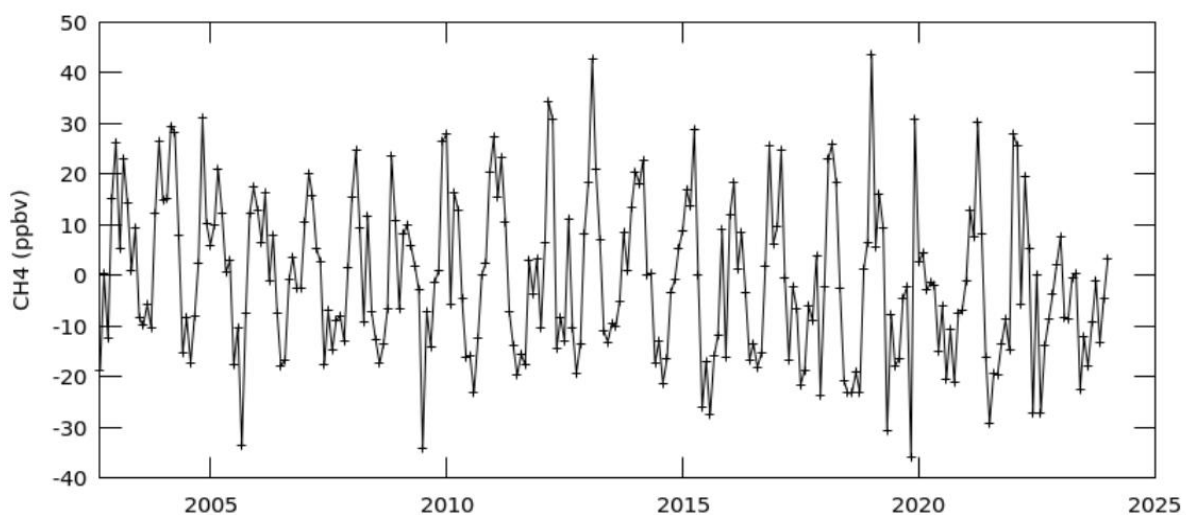


Рисунок 3.10. Усредненная по площади молярная доля метана с 2002-2024 гг. на территории Республики Абхазия

Из рисунка 3.10 следует, что за последние несколько лет идет тенденция понижения количества метана в атмосфере на территории Республики Абхазия. Максимальная концентрация составила около 41 ppbv в 2019 г. Оценка потоков метана из антропогенных и некоторых естественных источников составляет в общем около 0,48 Гт/год. К этим источникам относят болота (0,05–0,07 Гт/год), насекомые, прежде всего термиты (0,02 Гт/год), рисовые поля (0,12 Гт/год), домашние животные, прежде всего жвачные (0,08 Гт/год), а также свалки (0,05 Гт/год). Включают также выделение метана при добыче угля (0,035 Гт/год) и потери при добыче газа (0,034 Гт/год), а также некоторые другие источники: добычу нефти, угля, сжигание биомассы, переработку мусора.

Метановые гидраты. Метановые гидраты представляют собой уникальные кристаллические соединения, где молекулы метана заключены в ледяные "клетки" из молекул воды. Эти образования, внешне напоминающие обычный лед, хранят в себе колоссальные запасы газа - по современным оценкам, от 1 000 до 10 000 гигатонн углерода. Это в сотни раз превышает все разведанные месторождения природного газа и в тысячи раз - текущее содержание метана в атмосфере.

Особая опасность метангидратов заключается в их хрупком равновесии с окружающей средой. Они стабильны только при определенных условиях - низких температурах (0-10°C) и высоком давлении, характерных для океанических глубин (300-500 метров) и толщ вечной мерзлоты. Даже незначительное повышение температуры воды или снижение давления может запустить процесс разложения гидратов с высвобождением метана.

Закись азота (N_2O), или веселящий газ, хотя и имеет небольшой вклад в парниковый эффект, но ее парниковая активность в 298 раз выше, чем у CO_2 . Кроме того оксиды азота могут влиять на озоновый слой. Современная концентрация N_2O составляет 320 ppb, а доиндустриальная – 285 ppb при тренде 0,3 %, или 0,8 ppb, в год. Основными источниками закиси азота в атмосфере являются микробиологические процессы в почве и океане, разложение азотных удобрений, сжигание ископаемого топлива. В настоящее время примерно 40 % поступающего в атмосферу N_2O обусловлена хозяйственной деятельностью. Стоками являются окислительные процессы в почве и в стратосфере. Антропогенная эмиссия N_2O составляет 8,1 Мт/год, естественная – 9,6 Мт/год и общая – 17,7 Мт/год. Время жизни молекулы N_2O в атмосфере 80–150 лет. Закись азота является источником двуокиси азота NO_2 , разрушающей стратосферный озон, а в тропосфере способствует образованию озона. Большая часть эмиссии закиси азота в 52–68 % отмечается в тропиках обоих полушарий по сравнению со средними и высокими широтами, где эмиссия 32–48 %. Причем в Северном полушарии концентрация закиси азота на 1 ppb больше, чем в Южном и наблюдается слабый сезонный ход с амплитудой 0,5–0,8 ppb.

3.2. Парниковый эффект, как фактор влияния газового состава атмосферы на радиационный баланс земной поверхности

Парниковый эффект – это явление удержания теплового излучения на Земле в результате взаимодействия солнечного излучения с атмосферой. Основными

газами, ответственными за парниковый эффект, являются водяной пар, углекислый газ (CO_2), метан (CH_4), оксид азота (N_2O) и озон (O_3).

Эти газы называются парниковыми газами, потому что они имеют способность поглощать и излучать инфракрасное излучение, которое является основным видом теплового излучения, испускаемого Землей. Когда солнечное излучение достигает поверхности Земли, оно нагревает её, вследствие чего Земля излучает инфракрасное излучение обратно в атмосферу. Парниковые газы поглощают это излучение, препятствуя его уходу в космос. Таким образом, они создают эффект теплового удержания, аналогичный тому, как пленка парника задерживает тепло.

Таким образом, газовый состав атмосферы играет ключевую роль в регулировании радиационного баланса земной поверхности, и его изменение может иметь серьезные последствия для окружающей среды и человеческого благополучия (Santer 2003).

Температура любой планеты определяется балансом между поглощенной частью излучения и уходящим излучением. Для длительных промежутков времени справедлива гипотеза о лучистом равновесии, когда приток энергии к Земле от Солнца уравнивается ее потерей в космическое пространство, что выражается в виде известного радиационного баланса системы «Земля – атмосфера».

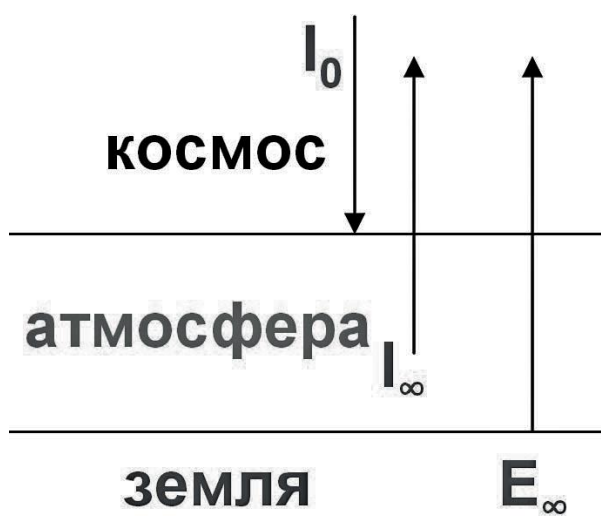


Рисунок 3.11. Составляющие радиационного баланса системы «Земля – атмосфера»

Радиационный баланс данной системы (R_S) является алгебраической суммой потоков радиации, входящих в земную атмосферу из мирового пространства и уходящих обратно, и выражается известным уравнением:

$$R_S = I_0 - I_\infty - E_\infty, \quad (3.61)$$

где I_0 – приток солнечной радиации на верхнюю границу атмосферы;

I_∞ – уходящая коротковолновая радиация (отраженная и рассеянная вверх);

E_∞ – уходящая длинноволновая радиация земной поверхности и атмосферы.

Если принять I_0 за 100 %, то $I_\infty = 35$ % и $E_\infty = 65$ % и для Земли в целом радиационный баланс близок к нулю и за многолетний период не отличается существенно от нуля. Поэтому приходящая к верхней границе солнечная радиация (S) за вычетом отраженной с учетом альбедо должна уравниваться уходящим длинноволновым излучением:

$$I_0 (1 - \alpha) = E^*, \quad (3.62)$$

где $I^* = I_0 - \alpha I_0 = I_0 (1 - \alpha)$ – поглощенная земной поверхностью радиация; α – альбедо (0,30 для Земли); E^* – эффективное излучение.

С учетом площади проекции Земли πR^2 (R – радиус Земли) и закона Стефана–Больцмана, согласно которому мощность излучения абсолютно черного тела, прямо пропорциональна площади его поверхности и четвертой степени абсолютной температуры:

$$E^* = \varepsilon \sigma T^4, \quad (3.63)$$

уравнение можно преобразовать в следующее соотношение:

$$\pi R^2 I_0 (1 - \alpha) = 4 \pi R^2 \varepsilon \sigma T^4, \quad (3.64)$$

или

$$1/4 I_0 (1 - \alpha) = \varepsilon \sigma (T_n)^4, \quad (3.65)$$

где T_n – температура земной поверхности в абсолютной шкале;

$\sigma = 5,670 \cdot 10^{-8} \text{Вт}/(\text{м}^2 \text{К}^4)$ постоянная Стефана–Больцмана; ε – относительный коэффициент излучения, равный 0,95, т.е. Земля рассматривается не как абсолютно черное тело, а как серое тело; I_0 – солнечная постоянная.

Тогда выражение для температуры уходящего излучения T , можно записать в виде:

$$T_{\text{п}} = [I_0(1-\alpha)/4\varepsilon\sigma]^{1/4}, \quad (3.66)$$

По формуле (3.66) можно получить теоретическую оценку температуры поверхности Земли в условиях лучистого баланса системы «Земля – атмосфера». При $I_0 = 1367 \text{ Вт/м}^2$, $\alpha = 0,30$, которая будет равна $T = 258 \text{ К}$ или $-15 \text{ }^\circ\text{С}$. Но при такой температуре вся поверхность Земли, включая океаны, может замерзнуть, после чего наступило бы оледенение, при котором альбедо стало бы таким, как для снежного покрова $\alpha = 0,80$, и температура поверхности опустилась бы до $T = 180 \text{ К}$, или $-87 \text{ }^\circ\text{С}$, как во внутренних областях Антарктиды. Фактическая же наблюдаемая глобальная температура равна примерно $+15 \text{ }^\circ\text{С}$, что на $30 \text{ }^\circ\text{С}$ выше и как раз обусловлено парниковым эффектом, то есть поглощением уходящего с поверхности длинноволнового излучения водяным паром, углекислым газом и другими примесями (Комаров 1996).

Температура земной поверхности находится в диапазоне $190\dots330 \text{ К}$, или $-83\dots+57 \text{ }^\circ\text{С}$, и при таких температурах уходящая радиация имеет длины волн $4\text{--}120 \text{ мкм}$, а максимум ее энергии приходится на $10\text{--}15 \text{ мкм}$ инфракрасной области и ее интенсивность меньше, чем коротковолновой, приходящей от Солнца. Большая часть (47 \%) приходящего излучения поглощается поверхностью. Уходящее от Земли длинноволновое излучение в значительной степени не уходит в космическое пространство, а поглощается атмосферой, что и обуславливает более высокую температуру, чем получается по формуле (3.66).

Основными поглотителями уходящего длинноволнового излучения являются водяной пар, двуокись углерода и другие парниковые газы, полосы поглощения которых как раз и приходятся на длины волн с максимумом эффективного излучения. Отсюда следует, что рост концентрации парниковых газов приводит к увеличению температуры поверхности, и чем больше эта концентрация, тем больше увеличение, особенно при положительной обратной связи с H_2O . Для стратосферы же, наоборот, рост CO_2 приводит к понижению температуры. Это

связано с тем, что стратосфера является излучателем со средней температурой $T = 250 \text{ K}$, что приходится на длины волн $11,5 \text{ мкм}$. Близость этой величины к полосе поглощения углекислого газа вызывает тот эффект, что при увеличении концентрации CO_2 стратосфера становится еще более интенсивным излучателем, и ее температура понижается. Однако вклад роста CO_2 в понижение температуры стратосферы является не единственным и не самым главным, так как в стратосфере определяющим газом является озон, концентрация которого снижается. Для количественной оценки влияния парниковых газов на температуру предложена эмпирическая формула

$$E^* = a + bT, \quad (3.68)$$

где a, b – эмпирические коэффициенты; $a = 203 \text{ Вт/м}^2$; $b = 2,09 \text{ Вт/(м}^2 \cdot \text{°C)}$. Приравняем усваиваемую Землей солнечную радиацию и уходящее длинноволновое излучение Земли:

$$I_0(1 - \alpha) = a + bT_B, \quad (3.69)$$

при $\alpha = 0,30$ и $I_0 = 1367 \text{ Вт/м}^2$, получим $T_B = 16,6 \text{ °C}$, температуру близкую к современной температуре Северного полушария.

Таблица 3.3- Парниковые газы Земли

Газ	Концентрация	Вклад в парниковый эффект
Водяной пар	$\approx 1 \%$ ($0,05\text{--}3 \%$, в зависимости от условий)	$\approx 90 \%$
Углекислый газ	$\approx 0,042 \%$ (420 ppm , современное значение)	$\approx 10 \%$
Метан	$\approx 0,00018 \%$ ($1,8 \text{ ppm}$)	$< 1 \%$

Вернемся к уравнению (3.4) и рассмотрим ситуацию, когда тепловой баланс нарушен за счет источника тепла, обусловленного парниковыми газами. Как было

показано выше, массовая доля водяного пара изменяется периодически и поэтому за большой период усреднения вклад его будет равен нулю. При этом мы не рассматриваем сценарий, когда за счет обратных связей, увеличение концентрации углекислого газа, может приводить к нагреву океана и испарению, а значит к увеличению концентрации водяного пара (Экба, Ахсалба, Хинтуба 2021).

Тогда уравнение баланса тепла можно записать в виде:

$$\frac{dI}{dt} = k, \quad (3.70)$$

где k – количество тепла, излученного парниковыми газами (будем говорить об углекислом газе), по направлению к поверхности Земли, I – тепловая энергия, аккумулируемая у поверхности Земли.

Тепло, уходящее в космос, мы не учитываем, так как оно принимает мизерное значение по сравнению с солнечной постоянной.

Интегрируя (3.9), получим

$$I = kt + \text{const}. \quad (3.71)$$

Константу интегрирования найдем из условия, что начальный момент соответствует температуре поверхности, равной температуре Будыко:

$$\text{const} = I_0. \quad (3.72)$$

Тогда рост интенсивности падающего на поверхность Земли теплового излучения будет описываться выражением:

$$I - I_0 = kt. \quad (3.73)$$

Введем равновесную температуру, соответствующую данной интенсивности, и будем пользоваться формулой Будыко, но для произвольной температуры:

$$I(1 - \alpha) = a + bT. \quad (3.74)$$

Отсюда выразим интенсивность излучения через температуру

$$I = \frac{a + bT}{1 - \alpha}. \quad (3.75)$$

Подставим (3.74) в (3.73), получим после элементарных преобразований:

$$\frac{a + bT}{1 - \alpha} - I_0 = kt,$$

$$\begin{aligned}
 a + bT - I_0(1 - \alpha) &= (1 - \alpha)kt, \\
 a + bT - (a + bT_B) &= (1 - \alpha)kt \\
 T &= T_B + \frac{(1 - \alpha)k}{b}t.
 \end{aligned}
 \tag{3.76}$$

Коэффициент k можно оценить из того факта, что температура приземного воздуха планеты растет на 0.5°C за каждые 100 лет:

$$k = b \frac{(T - T_B)}{(1 - \alpha)t} = \frac{2 \cdot 0.5}{0.7 \cdot 100 \cdot 365 \cdot 24 \cdot 3600} \approx 4 \cdot 10^{-10} \left(\frac{\text{Вт}}{\text{м}^2 \cdot \text{с}} \right).
 \tag{3.77}$$

Из уравнения следует, что при постоянной интенсивности парникового излучения модель предсказывает устойчивый линейный рост температуры со скоростью 0.5°C за 100 лет, что количественно описывается коэффициентом α в уравнении (3.77).

Таким образом, выше мы рассмотрели упрощенную ситуацию, когда интенсивность приходящего излучения, обусловленного парниковыми газами постоянна. При таком допущении мы получаем линейный рост температуры приземного воздуха планеты.

3.3. Углеродный цикл и концепция саморегулирования

Среди множества химических элементов, без которых невозможно существование жизни на Земле, углерод является главным. Химические превращения органических веществ связаны со способностью атома углерода образовывать длинные ковалентные цепи и кольца. Основными резервуарами углерода являются: атмосфера, гидросфера (в основном океан), биосфера (континентальная биомасса, включая почвы) и литосфера (ископаемое топливо). В течение последних двух столетий в системе «атмосфера – биосфера – гидросфера» происходят изменения потоков углерода, интенсивность которых примерно на порядок величины превышает интенсивность геологических процессов переноса этого элемента (Яншин, Будыко, Израэль 2001).

Таблица 3.4- Содержание углерода в различных резервуарах

Резервуар	Концентрация углерода	Содержание углерода, Гт
Атмосфера (масса $5,14 \cdot 10^6$ Гт)	390 ppm (ранее 260 ppm)	717 (550)
Океан (масса $1,384 \cdot 10^9$ Гт):		
- неорганический углерод	29 г/м ³	39000
- органический углерод	0,7 г/м ³	1000
- растворенная органика		30
Биосфера:		
- живая масса		560
- неживая органическая масса		30
- соломенная подстилка		60
- гумус		2000–16000
Литосфера (масса $24 \cdot 10^9$ Гт):		1000000
- неорганический углерод	20 %	48
- органический углерод	0,07 %	17,5

Как следует из табл. 3.4, основная масса углерода (порядка 1 млн Гт, где 1 Гт = 1 млрд т = 10^9 т) сосредоточена в верхнем (осадочном) слое земной коры (литосфере), в его неорганических отложениях. Главным образом это карбонаты и органически горючие ископаемые, важнейшие из которых- нефтеносные сланцы, уголь, нефть, накопившиеся за сотни миллионов лет. За сравнительно короткие в геологическом понимании промежутки времени – сотни тысячи лет – вынос этих пород на поверхность так невелик, что им можно пренебречь.

В жизненные процессы в биосфере (на суше и в океане) вовлечено всего несколько десятых процента общего огромного запаса углерода. Все процессы, объединяющие потоки и превращения неорганического и органического углерода, образуют глобальный биогеохимический цикл углерода. Круговорот углерода в биосфере состоит из двух разных циклов, наземного и морского, связанных через границу между океаном и атмосферой (рис. 3.12). Быстро вращающиеся

«шестеренки» круговорота углерода в трех стихиях – на суше, в атмосфере и океане – соединены с медленными, по геологическим меркам времени, крупномасштабными процессами общей циркуляции углерода, как бы через редуктор с большим передаточным числом (Семилетов 1993).

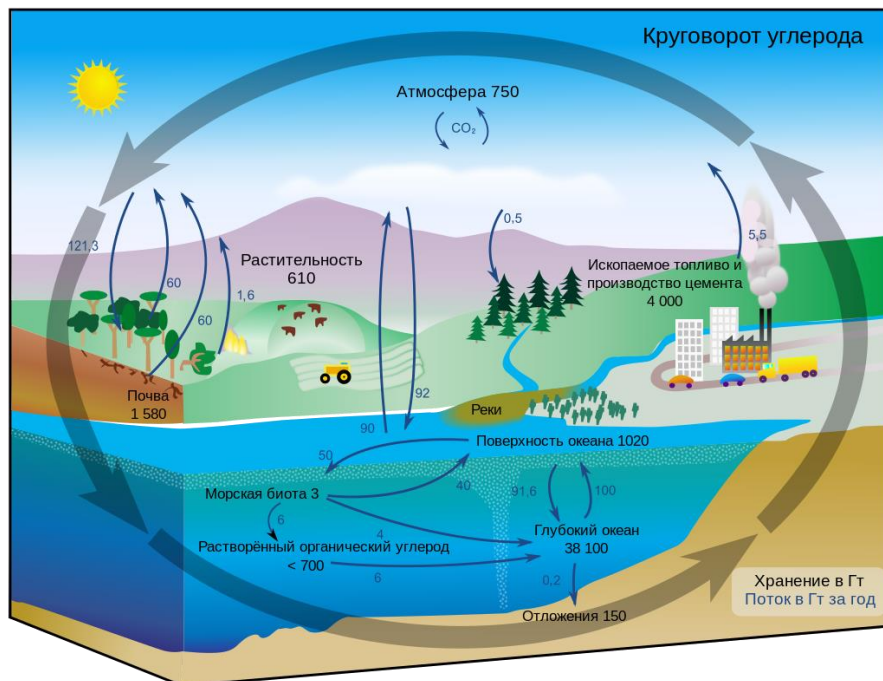


Рисунок 3.12. Схема геохимического цикла углерода

Рисунок 3.12 показывает количество углерода в атмосфере, гидросфере и геосфере Земли, а также годовой перенос углерода между ними. Все величины в гигатоннах (миллиардах тонн).

Литосфера сейчас обеспечивает весьма небольшой поток углекислого газа, поступающего в атмосферу прежде всего благодаря вулканической деятельности – около 0,1 Гт углерода в год. Основные потоки наблюдаются в системах «океан (вместе с обитающими там организмами) – атмосфера» и «наземная биота – атмосфера». Ежегодно океан поглощает из атмосферы около 92–93 гигатонн (Гт) углерода, при этом обратно в атмосферу возвращается примерно 90 Гт. Таким образом, чистое поглощение океаном составляет 2–3 Гт углерода в год. Параллельно с этим, в результате дыхания и разложения наземных организмов в атмосферу выделяется около 100 Гт углерода ежегодно. В процессе фотосинтеза наземной растительностью изымается из атмосферы тоже около 100 Гт углерода.

Таким образом, механизм поступления и изъятия углерода из атмосферы достаточно сбалансирован, обеспечивая приблизительно равные потоки.

Современная жизнедеятельность человека включает в этот механизм все увеличивающийся дополнительный поток углерода в атмосферу за счет сжигания горючих ископаемых (нефть, газ, уголь и пр.), по данным, например, за период 1989–1999 гг., в среднем около 6,3 Гт в год. Также поток углерода в атмосферу увеличивается и за счет вырубки и частичного сжигания лесов – до 1,7 Гт в год. Даже учитывая возможность поглощения около 2 Гт дополнительного углерода океаном, все равно остается довольно значимый дополнительный поток (к настоящему времени около 6 Гт в год), увеличивающий содержание углекислого газа в атмосфере.

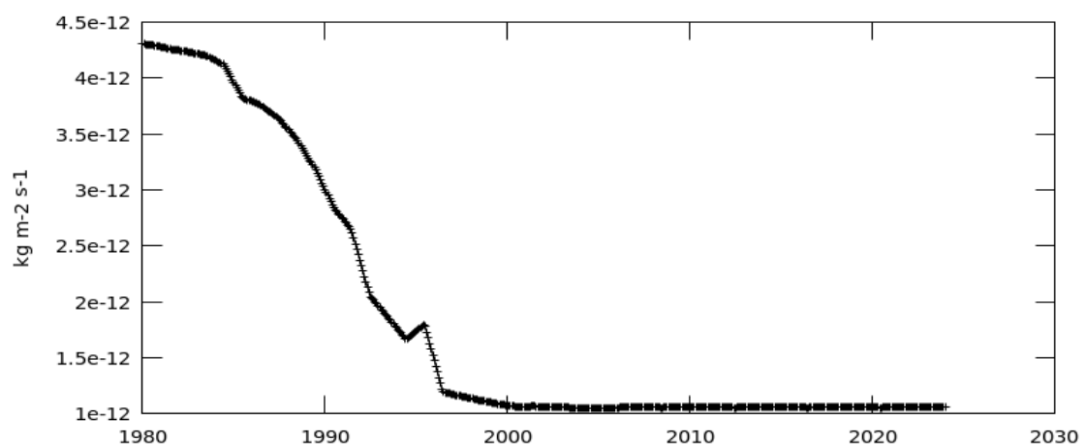


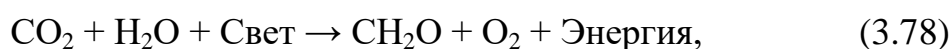
Рисунок 3.13. Временной ряд, усредненный по площади антропогенных выбросов органического углерода с 1980-2024гг. на территории Республики Абхазия.

Из рисунка 3.13 следует, что значения колеблются в диапазоне 1×10^{-12} – 4.5×10^{-12} кг·м⁻²·с⁻¹, что указывает на очень низкие абсолютные величины выбросов. За 44 года заметен незначительный тренд увеличения (примерно в 2–3 раза), но без резких скачков.

Поглощение углекислого газа океаном уже в ближайшем будущем может уменьшиться, и даже возможен обратный процесс – выделение углекислого газа из Мирового океана. Это связано с понижением растворимости углекислого газа при

повышении температуры воды – так, например, при повышении температуры воды всего с 5 до 10 °С коэффициент растворимости углекислого газа в ней уменьшается приблизительно с 1,4 до 1,2. Таким образом, поток углекислого газа в атмосферу, вызываемый хозяйственной деятельностью, не велик по сравнению с некоторыми естественными потоками, однако его нескомпенсированность приводит к постепенному накоплению CO₂ в атмосфере, что разрушает баланс поступления и изъятия CO₂, складывавшийся за миллиарды лет эволюции Земли и жизни на ней.

Основным уравнением не только углеродного, но и кислородного цикла является уравнение фотосинтеза:



хотя помимо простейшего формальдегида CH₂O в результате фотосинтеза могут образовываться и более сложные органические соединения.

Круговорот углерода начинается с фиксации атмосферной двуокиси углерода в процессе фотосинтеза (в растениях и некоторых микроорганизмах). Часть образовавшихся углеводов используется самим растением для получения энергии. При этом двуокись углерода (продукт реакции) уходит через листья или корни растения. Часть фиксированного растениями углерода потребляется животными, которые получают его с пищей и выделяют его при дыхании в виде углекислого газа. Мертвые растения и животные разлагаются микроорганизмами почвы, углерод их тканей окисляется до двуокиси и возвращается в атмосферу. Суммарная масса живого органического вещества, поддерживаемая в результате фотосинтеза зеленых растений, известна только приблизительно. Не вызывает сомнений, что ее основная часть состоит из растений (масса животных составляет малую долю общего количества вещества живых организмов) и что в общей массе растений преобладают деревья. В связи с этим планетарная величина биомассы в значительной мере определяется распространением лесов на континентах. Леса не только основные потребители двуокиси углерода на суше, но и главный резервуар биологически связанного углерода (400–500 Гт). Можно полагать, что среднее

время круговорота углерода в земных организмах равно 10–17 годам и близко к аналогичному показателю для атмосферы (Soden 2008).

Краткие выводы к третьей главе

1. Построена математическая модель, описывающая баланс парниковых газов. Уравнение переноса водяного пара сведено к уравнению диффузии с источником в виде эффективного испарения.
2. Турбулентная диффузия водяного пара малозначима для краткосрочных процессов (например, облакообразования), но может играть важную роль в климатических масштабах.
3. Расчёты показывают, что за год за счёт турбулентной диффузии влага распространяется на 10–15 км, при этом концентрация в начальной точке снижается в 10 раз.
4. Максимальная частота колебаний массовой доли водяного пара пропорциональна корню из её вертикального градиента.
5. Модель описывает широкий спектр волн и частот, зависящих от длины и направления распространения. Вертикальные волны с периодом около года формируют климат, их основным источником является горный рельеф, взаимодействующий с влажными воздушными массами.

Глава 4. Роль влажности атмосферного воздуха в климатической системе

4.1. Основные характеристики влажности на территории Абхазии

Влажность атмосферного воздуха играет важную роль в климатической системе. Она влияет на формирование и распределение облачности, а также на циркуляцию воздушных масс в атмосфере.

Влажность воздуха определяет способность атмосферы удерживать водяной пар. Когда влажность достигает насыщения образуется облачность, которая способствует увеличению атмосферного переноса тепла и влаги. Облачность также отражает солнечное излучение, что может влиять на температуру поверхности Земли.

Кроме того, влажность атмосферы влияет на формирование осадков. При достижении насыщения происходит конденсация водяного пара, что приводит к образованию облаков и осадков, таких как дождь, снег или град. Распределение осадков по планете играет важную роль в географическом распределении климатических зон и растительного покрова.

Влажность атмосферы также влияет на интенсивность и частоту экстремальных погодных явлений, таких как ураганы, тайфуны и сильные штормы. Повышенная влажность может усиливать такие явления, делая их более разрушительными.

Кроме того, изменения влажности атмосферы могут быть связаны с климатическими изменениями. Например, глобальное потепление может привести к усилению парникового эффекта и увеличению влажности атмосферы, что в свою очередь может привести к увеличению интенсивности и частоты экстремальных погодных явлений (Экба, Ахсалба, Хинтуба 2023).

Влажность – это параметр, характеризующий содержание водяного пара в воздухе. В экологических исследованиях очень часто пользуются относительной влажностью. В природе существует суточный ритм влажности (она повышается

ночью и снижается днем), это связано с суточным ходом температуры воздуха. Иссущающее действие воздуха – важный экологический фактор, особенно для наземных растений. Животные сами регулируют свое поведение так, чтобы избежать дегидратации, переходя в защищенные места или перенося свою активность на ночное время. Растениям же приходится оставаться на месте. Для большинства видов сельскохозяйственных культур эффективность транспирации равна 2. Атмосферные осадки и влажность воздуха на внешней границе наземной экосистемы имеют определяющее значение для формирования ее водного режима и таким образом входят в число наиболее важных экологических факторов, так как обеспеченность водой является главнейшим условием жизнедеятельности любого организма.

Особенностью влажности воздуха является ее большая неустойчивость и вариация. При обычных погодных условиях значения относительной влажности в течении от 1–2 мин может измениться на 10-15 %. Исключительное влияние на влажность воздуха оказывают турбулентные потоки и развивающиеся в приземном слое атмосферы нисходящие и восходящие воздушные потоки. С относительной влажностью связана атмосферная засуха, оказывающая отрицательное воздействие на сельскохозяйственные культуры.

На территории Республики Абхазия влажность испытывает определенные колебания, вызванные видом подстилающей поверхности, развивающимися здесь атмосферно-циркуляционными процессами и орографической структурой. Высокая абсолютная влажность характерна для всей Абхазии. Этому способствуют ее закрытость с трех сторон высокими горными хребтами, открытость ее со стороны Черного моря, доминирующее действие влажных западных атмосферных течений, пышная растительность и повышенный температурный фон в продолжении всего года. В холодный период года в низменных районах Абхазии средние показатели абсолютной влажности в зоне высот 400-500 м в два-три раза больше, чем в высокогорной. По мере повышения температуры абсолютная влажность увеличивается, достигая максимума в июле-августе (Экба, Ахсалба 2018).

Максимум абсолютной влажности в низинных районах (24 мб) приходится так же на июль-август. Колебания абсолютной влажности по месяцам с высотой уменьшаются. В равнинных зонах абсолютная влажность составляет 10 - 13 мб, а в зоне высокогорья падает до 4 мб.

Относительная влажность колеблется по территории в широких пределах. Самые высокие ее величины наблюдаются в прибрежных районах. Здесь среднегодовое значение ее составляет 80- 85 %.

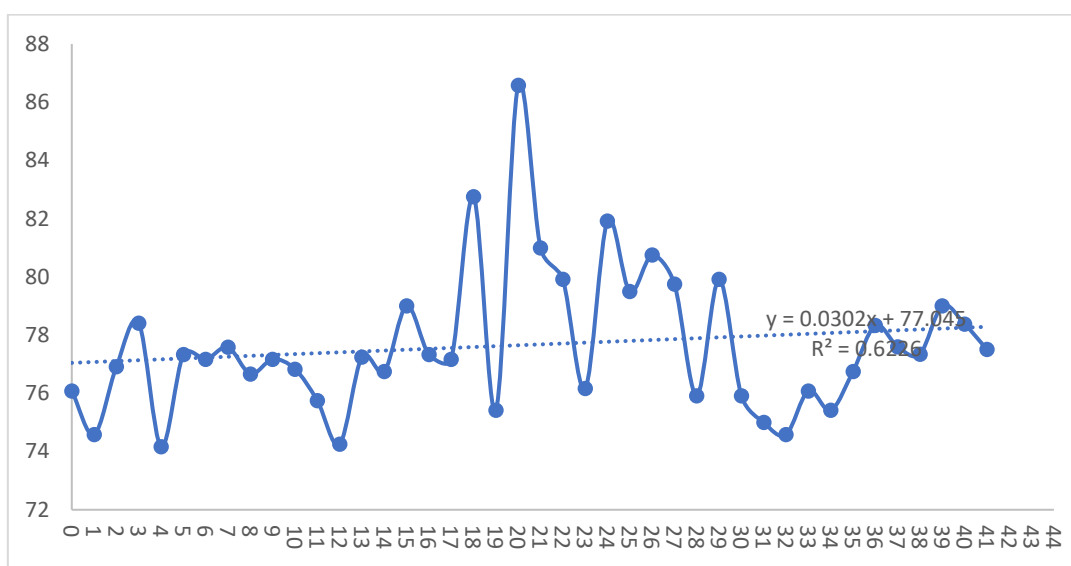


Рисунок 4.1. Среднегодовая относительная влажность с 1982-2024 гг.
г. Сухум (ГМС «Сухумский Маяк»)

На рисунке 4.1 шкала по горизонтали (0,1,2,3,4.....) это года с 1982-2024гг. Минимум относительной влажности здесь наблюдается в июле и августе, а максимум с февраля по июнь и в декабре. Большое практическое значение имеют данные относительной влажности за 13 часов. С нею связана интенсивность испарения, которая резко влияет на увлажненность района. В качестве показателей степени засушливости и повышении увлажненности отдельных районов используется число дней с относительной влажностью $\leq 30\%$ и число дней с относительной влажностью $\geq 80\%$ за 13 часов (Хинтуба, Экба, Ахсалба 2022).

В целом, преимущественно проводится анализ ВР (временных рядов) среднегодовой относительной влажности, т.к. это позволяет выявить тренд.

Тренд представляет собой устойчивую закономерность, наблюдаемую в течение длительного интервала времени.

Из-за неблагоприятного баланса влаги вероятность недостаточной обеспеченности влагой за летние месяцы в Абхазии составляет: в августе – 59%, поэтому атмосферная засуха здесь часто наблюдается в течение месяца. За последние 20 лет с повышением температуры систематически понижается относительная влажность, если в 2002 году среднегодовая относительная влажность составляла 87 %, то в 2023 году она понизилась до 78%.

Исследование, опубликованное в журнале *Science Advances*, ссылается на спутниковые наблюдения, которые выявили расширение растительности во всем мире в течение большей части 1980-х и 1990-х годов. Но затем, около 20 лет назад, эта тенденция остановилась.

Климатические данные указывают на то, что падение влажности связано с так называемым дефицитом давления паров — разницей между фактическим количеством влаги в воздухе и максимальным количеством влаги, которое атмосфера может удерживать. Высокий дефицит называют атмосферной засухой. С конца 1990-х годов более половины растительных ландшафтов мира испытывали растущий дефицит влаги или пересыхание.

Минимум относительной влажности на территории Республики Абхазия наблюдается летом: в июле, августе и сентябре, а максимум весной: в апреле, мае и июне.

В то же время среднегодовая абсолютная влажность воздуха меняется синхронно со среднегодовой температурой воздуха (рисунок 4.2).

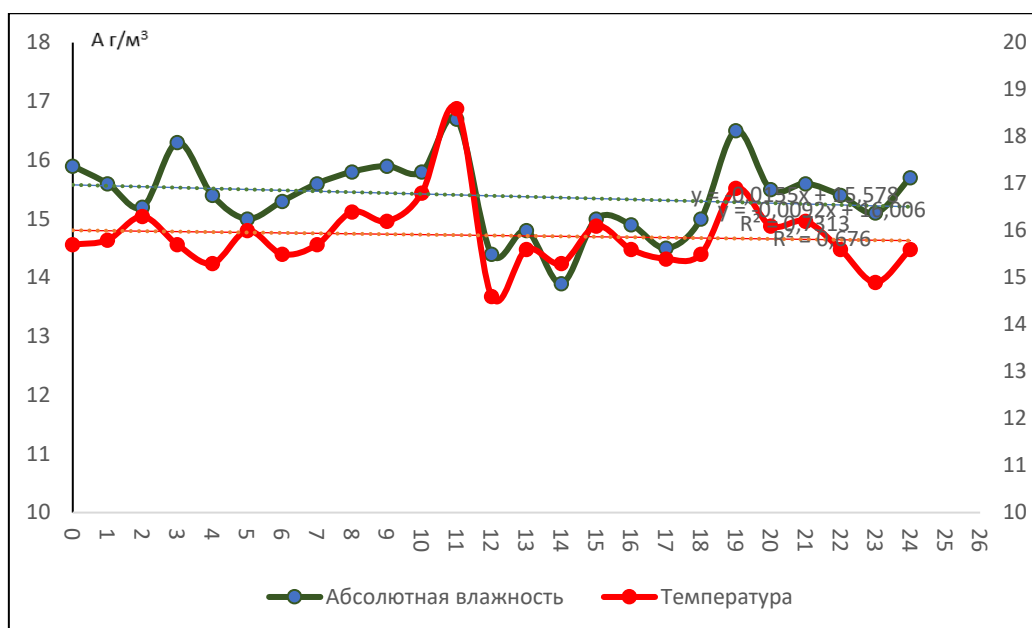


Рисунок 4.2. Среднегодовая абсолютная влажность и температура ПСВ с 1999-2024 гг. г. Сухум (ГМС «Сухумский Маяк»)

На рисунке 4.2. шкала по горизонтали (0,1,2,3,4.....) это года с 1999-2024 гг. Коэффициент корреляции между двумя рядами данных за последние 25 лет составляет более 0,85.

Основными сельскохозяйственными культурами в субтропической зоне являются цитрусовые, чай, тунговые деревья, бамбук, маслины, инжир, хурма и пробковый дуб. Эти растения по требованию к влаге являются мезофитами муссонного климата и с понижением влажности испытывают существенное угнетение.

4.2. Влияние относительной влажности на суммарное годовое количество осадков на территории Абхазии и Северного Кавказа

Наблюдающееся в последнее десятилетие потепление климата на территории Абхазии вызвало изменение метеорологических параметров. Увеличились годовые суммы температур. Кроме того, произошла значительная трансформация сезонного распределения атмосферных осадков, минимум наблюдается в летние месяцы, особенно в июле.

Абхазия лежит в переходной зоне между субтропическим и умеренным поясами и условия погоды здесь менее устойчивы, чем в типичных субтропиках. Климат Абхазии резко выделяется от климатов России своей известной субтропичностью, большим балансом тепла и влаги, высокой биологической и хозяйственной продуктивностью.

Однако, в отдельные годы в связи с тем, что большая часть летних осадков выпадает со значительными перепадами в виде кратковременных ливней, не успевающих в достаточной мере увлажнить почву, в июле и августе наблюдается недостаток влаги.

Исключительное влияние на влажность воздуха оказывают турбулентные потоки и развивающиеся в приземном слое атмосферы нисходящие и восходящие воздушные потоки.

Степень насыщенности воздуха влагой является одним из расчетных параметров эффективной температуры и потому приобретает большое значение при оценке комплексного воздействия климата на организм человека. Эффективная температура – это один из биометеорологических индексов, характеризующих эффект воздействия на человека комплекса метеоэлементов (температуры, влажности воздуха и ветра).

С относительной влажностью связана атмосферная засуха, оказывающая угнетающее действие на сельскохозяйственные культуры. Абсолютная влажность воздушной среды влияет на конденсационные процессы и определяет их интенсивность. Абсолютная влажность и ее дефицит являются исходными данными для расчета потерь на испарение (Экба, Дбар, Ахсалба 2003).

На территории Кавказа влажность испытывает большие колебания, вызванные орографической структурой, видом подстилающей поверхности и развивающимися здесь атмосферно-циркуляционными процессами. Высокая абсолютная влажность характерна для территорий, расположенных на черноморском побережье, в то время как дефицит влажности наблюдается на Северном Кавказе, особенно, в восточных регионах таблица 4.1.

Таблица 4.1- Значения относительной влажности воздуха ($f\%$) по месяцам за 1982-2023 гг., по Северному Кавказу

Города	месяцы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
	$f\%$												
Сухум	$f\%_{\text{сред.}}$	80	79	78	78	79	80	75	74	75	77	78	79
Сочи	$f\%_{\text{сред.}}$	72	71	72	74	78	79	79	77	76	75	72	71
Анапа	$f\%_{\text{сред.}}$	80	78	76	74	77	75	70	67	70	74	78	80
Туапсе	$f\%_{\text{сред.}}$	71	68	69	71	74	74	71	69	69	71	69	71
Ставрополь	$f\%_{\text{сред.}}$	84	81	77	68	67	65	59	58	66	76	83	84
Владикавказ	$f\%_{\text{сред.}}$	78	76	76	71	74	73	72	73	77	78	79	78
Краснодар	$f\%_{\text{сред.}}$	81	76	72	66	66	66	63	62	67	75	80	83

Из таблицы 4.1 следует, минимальные значения влажности наблюдаются в летние месяцы (июль–август), что особенно заметно в континентальных городах (Ставрополь, Краснодар, Владикавказ), где показатели падают до 58–67%. Это связано с повышенными температурами и усиленным испарением. Максимальная влажность характерна для зимне-весеннего периода (декабрь–апрель), особенно в прибрежных городах (Сухум, Сочи, Анапа), где значения достигают 78–84% из-за влияния морских воздушных масс и меньшего испарения. Прибрежные города (Сухум, Сочи) демонстрируют более плавный годовой ход влажности с меньшими колебаниями ($\pm 5\text{--}10\%$), чем континентальные (Ставрополь: $\pm 25\%$).

Анапа и Туапсе занимают промежуточное положение, но летний минимум там выражен слабее, чем в глубине материка. Летний минимум обусловлен нагревом воздуха и удалением от насыщения. Зимний максимум связан с низкими температурами и активной циклонической деятельностью (особенно на побережье).

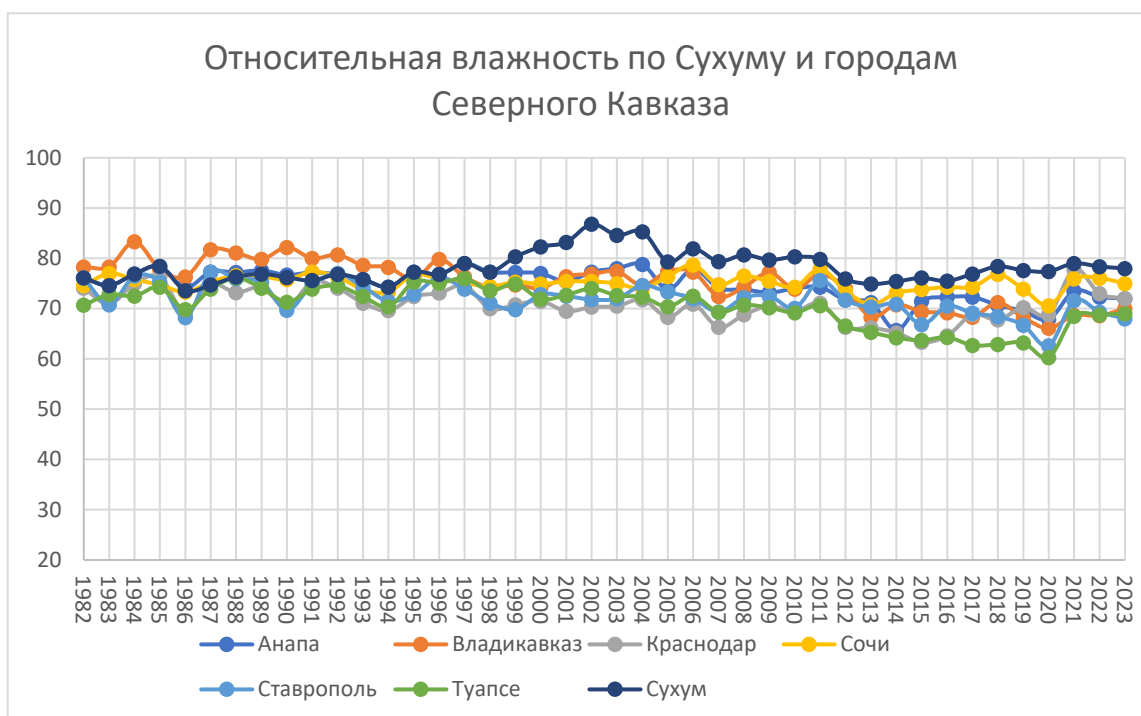


Рисунок 4.3. Среднегодовая относительная влажность по городам Кавказа за 1982-2020 гг.

Среднегодовые значения относительной влажности приземного слоя воздуха, показанные на рисунке 4.3., демонстрируют устойчивое повышение её среднегодовых значений до 83% к 2002 году и соответствующее снижение относительной влажности до значений 65% к 2020 году.

За вегетационный период на побережье Абхазии выпадает более половины годовой суммы осадков (свыше 60 %), но они не могут создать благоприятный баланс влаги не только из-за усиленного притока в это время солнечной радиации и увеличения испарения, но и в связи с характером выпадения осадков.

Большая часть летних осадков выпадает со значительными перепадами в виде кратковременных ливней, не успевающих в достаточной мере увлажнить почву (таблица 4.2). Недостаточная обеспеченность влагой чаще всего наблюдается в июле и августе (Хинтуба, Экба, Ахсалба 2022).

Таблица 4.2- Значения суммарных месячных осадков (R_{мм}) за период 1982-2019 гг., по городам Кавказа

Город а	Мес.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
	R мм												
<i>Сухум</i>	R _{ср}	165,1	146,9	156,3	133,0	121,7	147,6	144,4	153,3	164,8	182,6	179,8	171,4
<i>Сочи</i>	R _{ср}	175,5	129,1	142,5	111,2	105,4	103,1	121,0	108,8	142,7	183,2	176,4	177,5
<i>Анапа</i>	R _{ср}	61,2	46,2	52,0	38,6	40,6	41,8	35,4	34,5	51,1	53,4	50,2	63,1
<i>Туапсе</i>	R _{ср}	155,3	119,2	118,3	88,4	96,7	95,7	97,4	83,7	121,5	151,5	142,9	163,6
<i>Ставрополь</i>	R _{ср}	28,4	28,4	41,1	42,0	73,4	76,8	58,6	37,6	49,1	53,4	37,6	33,1
<i>Владикавказ</i>	R _{ср}	30,4	33,5	61,0	94,2	146,3	182,8	114,2	87,6	71,5	63,6	41,0	30,0

Несмотря на значительные колебания месячных и годовых сумм осадков, достигающих 100 % и более, между экстремальными значениями среднегодовых значений атмосферных осадков для территорий с различными типами климата наблюдается высокий коэффициент синхронности, достигающий значений 0,7-0,8. Что является свидетельством того, что на территориях Северного и Юго-Западного Кавказа атмосферные осадки формируются одними и теми же глобальными циркуляционными процессами (Экба, Ахсалба, Хинтуба 2020). Более того, если до 2002 года среднегодовое количество атмосферных осадков повышалось на 10-12%, то начиная с 2003 года их количество неизменно сокращается по всем метеостанциям (рисунок 4.4.).

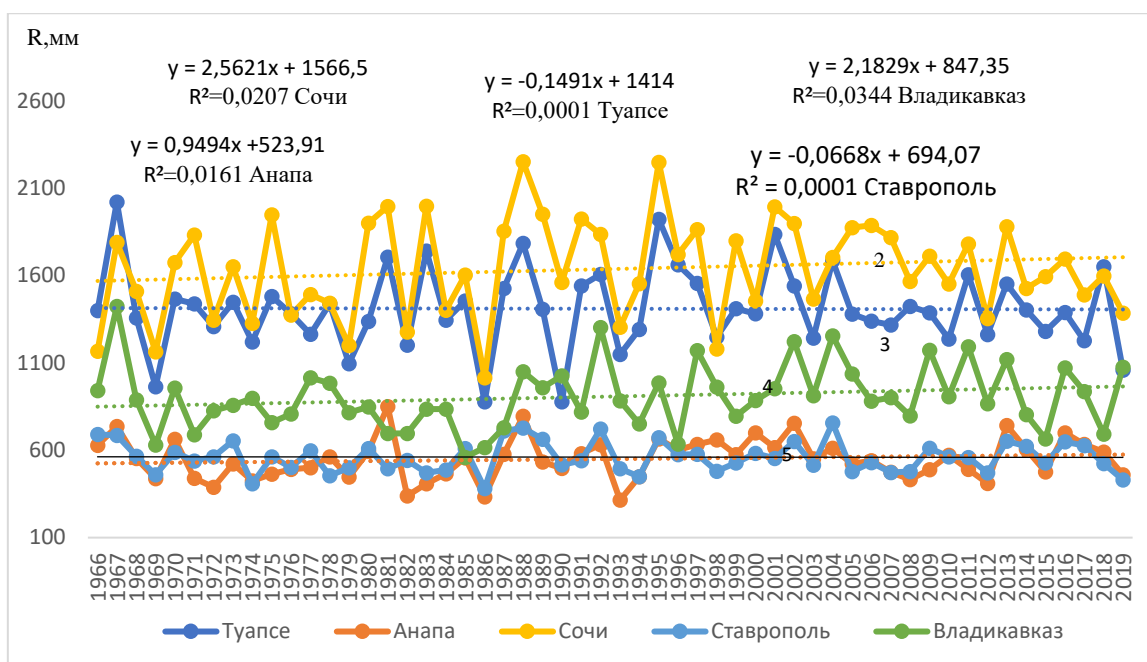


Рисунок 4.4. Распределение среднегодовых суммарных значений атмосферных осадков на Кавказе

Таблица 4.3- Корреляционная связь атмосферных осадков г. Сочи с городами Кавказа

Анапа-Сочи	0,51
Владикавказ-Сочи	0,29
Ставрополь-Сочи	0,47
Сухум-Сочи	0,29
Туапсе-Сочи	0,74

Высокая корреляционная связь, достигающая значений 0,7 прослеживается между суммарным среднегодовым количеством осадков и среднегодовой относительной влажностью (рисунок 4.5), что является подтверждением приоритетности роли водяного пара в формировании атмосферных осадков.

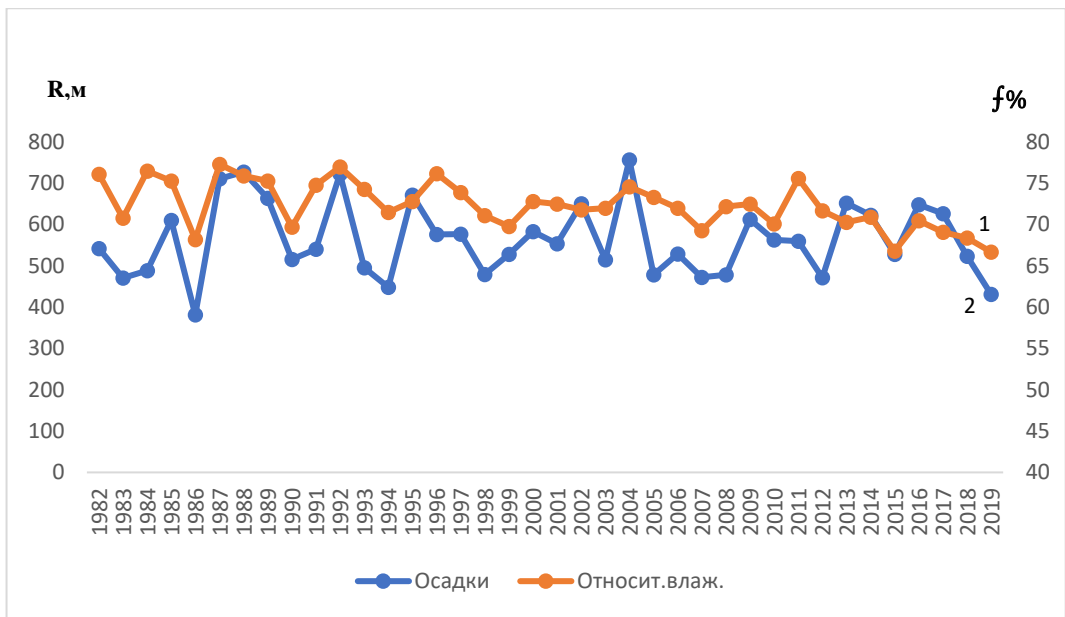


Рисунок 4.5. Среднегодовые значения атмосферных осадков и относительной влажности г. Ставрополь за 1982-2019гг.

Ещё более тесная связь наблюдается между суммарными месячными осадками и сезонными месячными значениями относительной влажности (рисунок 4.5). Для Анапы, которая находится на побережье Чёрного моря, эта зависимость практически функциональная.

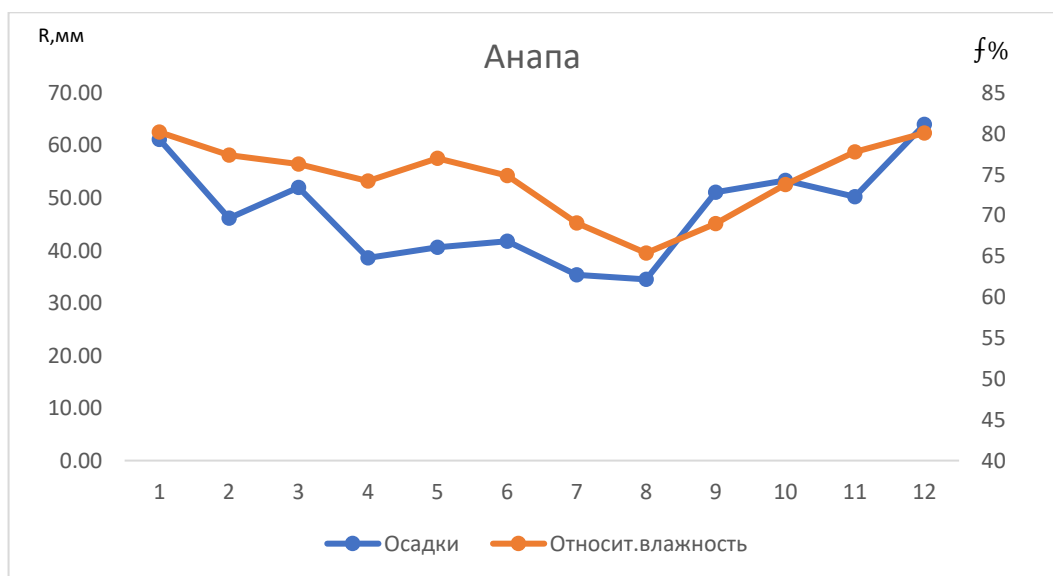


Рисунок 4.6. Сезонное распределение атмосферных осадков и относительной влажности г. Анапа

При общей синхронности изменений суммарного количества атмосферных осадков и среднемесячной относительной влажности, например, для Сухума, имеются определённые расхождения (рисунок 4.7).

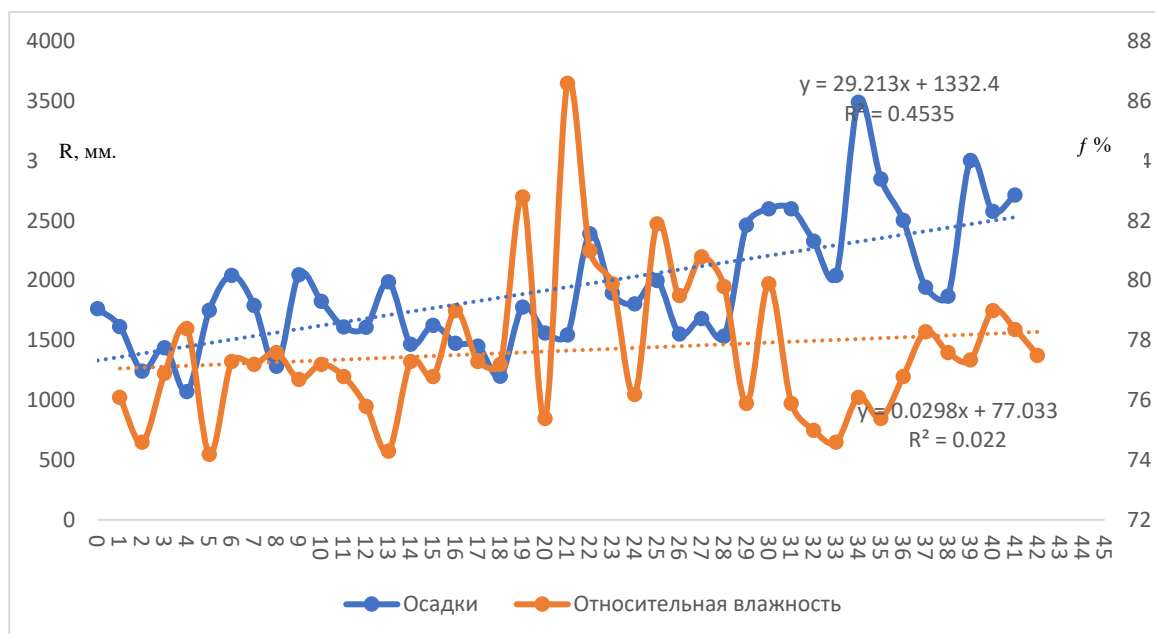


Рисунок 4.7. Суммарные осадки и среднегодовая относительная влажность с 1982-2023 гг. г. Сухум (ГМС «Сухумский Маяк»)

Такое положение связано с влиянием Чёрного моря, как мощного источника водяного пара и особенностью орографии территории Абхазии, которая окаймлена с Северо-запада, Севера и Северо-востока Кавказским хребтом, что затрудняет циркуляцию воздушных масс и создаёт микроклимат, характеризующийся высокой относительной влажностью и малым количеством осадков, поскольку существенное повышение температуры в этот период года значительно снижает возможности конденсационных процессов.

При этом, относительная влажность синхронно меняется с суммарными среднемесячными осадками, а абсолютная влажность синхронно с температурой.

Сравнение трендов годовых значений относительной влажности и суммарных годовых осадков, несмотря на значительные колебания последних, тоже показывают значимую синхронность.

Таким образом, относительная влажность воздуха является определяющим фактором, ответственным за формирование как сезонных, так и межгодовых сумм атмосферных осадков. Учитывая тесную связь абсолютной влажности и среднегодовой температуры приземного слоя воздуха, установленной в работе, можно констатировать, что атмосферная влага является основным фактором, ответственным за формирование регионального климата (Экба, Ахсалба 2011).

Относительная влажность является основой для формирования осадков. При пониженной относительной влажности осадков соответственно меньше. Среднегодовая абсолютная влажность воздуха меняется синхронно со среднегодовой температурой воздуха, коэффициент корреляции составляет более 0,85.

Систематическое понижение относительной влажности снижает интенсивность конденсационных процессов в атмосфере, что приводит к снижению количества атмосферных осадков, особенно в зимний период, что и наблюдается на Кавказе в последнее десятилетие (Хинтуба, Экба 2022).

4.3. Влияние водяного пара на температуру ПСВ в Абхазии и на Северном Кавказе

Потепления, подобные состоянию конца XX века, наблюдались и раньше примерно 1000 и 1700 лет назад. Об этом свидетельствуют реконструкции климата за последние 2000 лет. Накопилось уже много фактов, противоречащих антропогенной гипотезе. В последние годы было сделано два крупных научных открытия.

Было установлено, что климат на планете менялся во времени циклически и что его потепление — это естественный процесс.

Современные исследования подчеркивают ключевую роль океана в глобальных климатических изменениях. Пространственно-временные особенности температурных трендов Мирового океана не демонстрируют однозначной связи с ростом концентрации парниковых газов в атмосфере (Логинов:2020).

Анализ климатических изменений указывает на их тесную связь с циркуляционными процессами во все толще атмосферы (Переведенцев:2019). Существенную роль в климатических колебаниях играет изменение наклона земной оси (Фёдоров:2018).

Исследования динамики климатических процессов выявили их зависимость от океанических явлений, которые модулируются барицентрическим вращением Солнечной системы, при этом антропогенный вклад в парниковый эффект оценивается не более 25% .

Наблюдаемые климатические изменения преимущественно обусловлены естественными процессами, хотя антропогенный фактор также оказывает определенное влияние. Особое значение имеет влагосодержание атмосферы, которое выступает не следствием, а самостоятельным фактором глобального потепления.

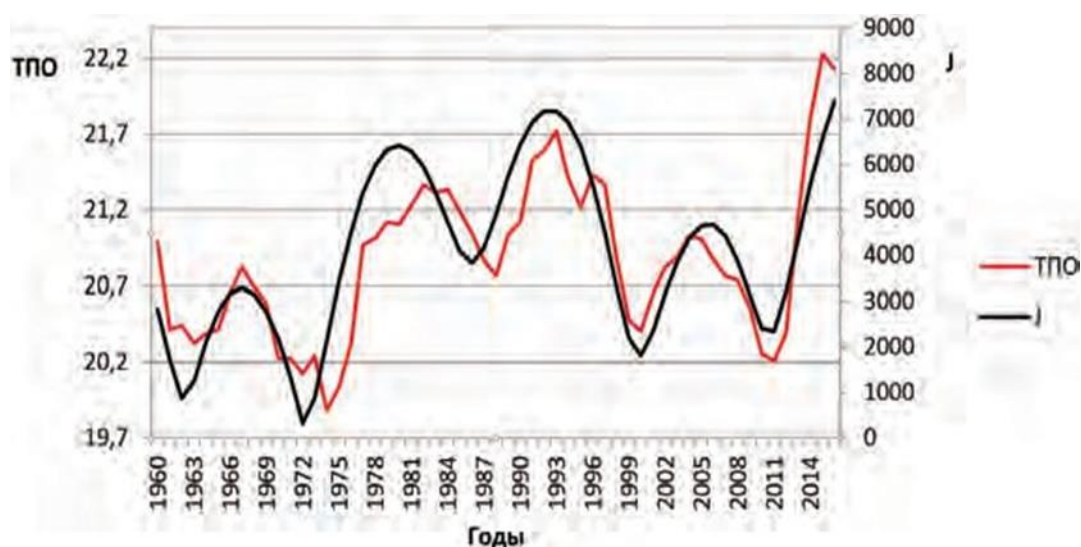


Рисунок 4.8. Динамика температуры океана и момента инерции Солнца со сдвигом на 35 лет (Шерстюков 2021)

На рисунке 4.8 показана динамика температуры поверхности океана (ТПО) в зоне Калифорнийского течения (сглаженные трёхлетние данные) в сопоставлении с моментом инерции солнечного вращения относительно барицентра Солнечной системы (с 35-летним временным сдвигом). График демонстрирует возможную

связь между солнечной динамикой и долгопериодными колебаниями океанической температуры (Шерстюков 2021).

Выводы об антропогенной причине современного глобального потепления получены на основе полуэмпирических математических моделей. При всей их сложности модели несовершенны, они показывают только то, что в них заложили авторы. Принципиальный механизм влияния парниковых газов на радиационный баланс известен, но не известна количественная сторона отклика всей климатической системы на антропогенные выбросы парниковых газов.

В настоящее время нет оснований для обвинений человечества в современных бедах климата и нет оснований для принятия необоснованных дорогостоящих мер по ограничению использования углеводородов.

В результате накопленных сведений по данным наблюдений возникло предположение о том, что самой общей причиной всех долгопериодных колебательных процессов, касающихся климата Земли, являются возмущения, связанные с барицентрическим вращением Солнечной системы. Возможно, барицентрическое вращение регулирует цикличность солнечной активности и возмущения магнитного поля Земли, которые в свою очередь оказывают дополнительное воздействие на глобальную океаническую циркуляцию, перераспределение тепла и влаги по планете и цикличность многолетних колебаний климата. Барицентрическое вращение неравномерно, циклические изменения момента инерции барицентрического вращения Солнечной системы создают в Мировом океане не учтённые ранее внешние силы, которые составляют от 25 до 50 % общей изменчивости ТПО.

В конце 1990-х гг. категоричность мнения о глобальном потеплении ослабла, широкое распространение получила, прежде всего, среди ученых, точка зрения о недоказанности антропогенного происхождения глобального потепления и его реальности (Мохов, Елисеев 2012).

Основные источники углекислого газа в атмосфере: вулканическая деятельность, пожары, дыхание животных и растений. Источник кислорода – фо-

тосинтез. Поступление и ассимиляция углекислого газа сбалансированы. «Избыток» углекислого газа активизирует фотосинтез. Уменьшение его концентрации в одном месте компенсируется ростом в другом. Общая эмиссия углекислого газа в атмосферу составляет 750 млрд тонн в год. При дыхании животных выделяется около 3 млрд тонн. Примерно столько же углекислого газа выделяется в результате деятельности людей. Таким образом, в результате жизнедеятельности животных и социальной активности человека выделяемое количество углекислого газа существенно меньше, чем его выделение при извержении вулканов и пожарах.

С 1900 года средняя температура приземного слоя воздуха увеличилась примерно на 0,8 °С, причём в основном рост температуры происходил в период с середины 70-х годов XX века вплоть до нынешнего времени (рисунок 4.9).

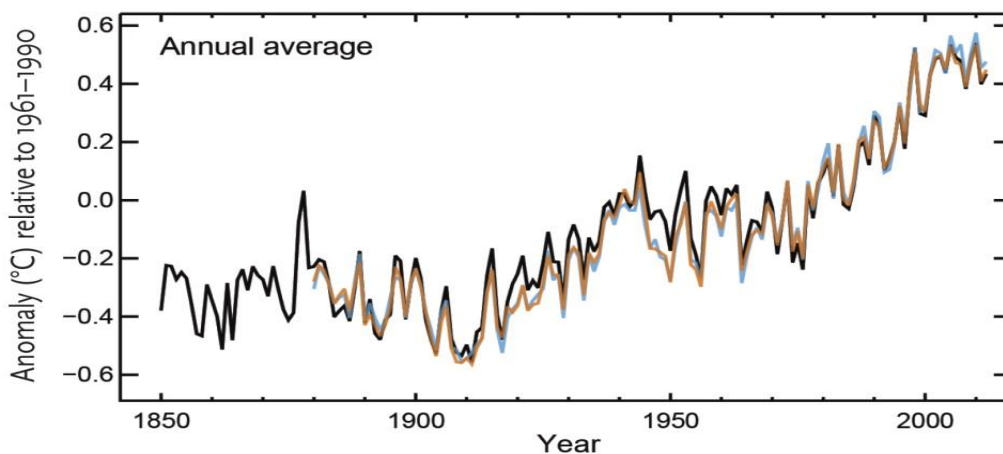


Рисунок 4.9. Рост глобальной средней температуры ПСВ с 1850-2000гг.

Изменения температуры показаны относительно средней глобальной температуры приземного слоя воздуха в период с 1850 по 2000 год. Это наблюдение и целый ряд других (например, уменьшение площади арктического морского льда и выросшее теплосодержание Мирового океана), а также сигналы, подаваемые живой природой (такие, как смещение к полюсам чувствительных к температуре видов рыб, млекопитающих, насекомых и т. д.), в совокупности неопровержимо свидетельствуют о том, что имеет место глобальное потепление.

Глобальное потепление в XX в. проявлялось в нижних слоях атмосферы, а в верхнем слое тропосферы и стратосфере, наоборот, происходило похолодание. Если содержание CO₂ и других парниковых газов практически постоянно по всей толще атмосферы, то водяной пар убывает по экспоненциальному закону и выше тропосферы его содержание пренебрежимо мало. Отсюда следует, что именно водяной пар может служить определяющим фактором парникового эффекта (ПЭ). В работе [Малинин 2014] показано, что в пределах Мирового океана межгодовые колебания влагосодержания атмосферы ТА, тесно взаимосвязаны друг с другом. Эта связь, исключая полярные районы, выражается формулой:

$$W = 7,8 \times 103,83 t(z)/[169 - t(z)]. \quad (4.1.)$$

где W_m — это интегральное влагосодержание атмосферы над Мировым океаном, выраженное в кг/м² (или эквивалентных мм водного столба).

Ошибка расчета W по этой формуле составляет 2–4 % по независимым данным. Примем, например, за начальное значение влагосодержания атмосферы над Мировым океаном (W_M) величину $W_M = 29,6$ кг/м² (мм), которому соответствует значение $t(z) = 22,2$ °С и вычислим оценки W_M при изменении температуры с шагом 0,2 °С (таблица 4.4).

Таблица 4.4- Оценка изменений влагосодержания атмосферы и температуры воздуха над Мировым океаном

Характеристика	Значения					
	22,2	22,4	22,6	22,8	23,0	23,2
T, °С	22,2	22,4	22,6	22,8	23,0	23,2
W_M , мм	29,6	30,0	30,4	30,8	31,3	31,7
ΔT , °С	0,0	0,2	0,4	0,6	0,8	1,0
ΔW_M , мм	0,0	0,4	0,8	1,2	1,7	2,1
$\Delta W_M / W_M$, %	0,0	1,3	2,6	3,9	5,4	6,6

Из таблицы 4.4 следует, что при изменении температуры на $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$, соответствующей современному тренду глобального потепления за столетний период, W_M увеличивается на $1,2\text{ кг/м}^2$ или на 4% . Вполне допустим и обратный вывод, что повышение W_M всего на 4% через ПЭ может привести к увеличению температуры на $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$. Такие малые колебания W_M вполне возможны в результате естественных причин, связанных с крупномасштабным влагообменом в системе океан–атмосфера (Laskar, Robutel, Joutel 2004).

На рисунке 4.10 приводится межгодовой ход W_M , рассчитанный по спутниковым данным за период 1988–2004 гг.

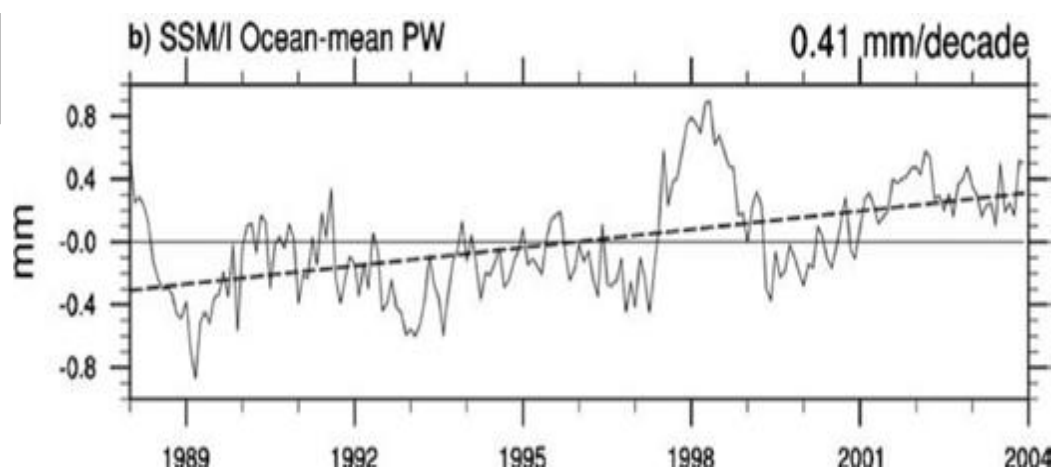


Рисунок 4.10. Межгодовой ход влагосодержания атмосферы за период 1988–2004 гг

На фоне случайных колебаний выделяется резкий рост W_M в 1998–1999 гг., который обусловлен экстремальным проявлением Эль-Ниньо в данный период времени. Кроме того, во временном ряде W_M отчетливо выражен положительный тренд равный $T_T = 0,04\text{ мм/год}$, причиной которого, очевидно, является рост испарения с поверхности Мирового океана.

Глобальная ПТВ за период 1988–2004 гг. увеличилась на $0,28\text{ }^{\circ}\text{C}$. За это же время, как видно из (рисунок 4.10), W_M возросло на $0,6\text{ мм}$. Отсюда следует, что при повышении влагосодержания на указанную величину глобальная ПТВ увеличивается на $0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ (таблица 4.5.). Следовательно, даже простой модельный расчет показывает, что изменения водяного пара как сильного парникового газа

вполне могут приводить к наблюдаемым в современный период изменениям температуры воздуха. Возможно, игнорирование роли водяного пара экспертами МГЭИК в формировании ПЭ как раз связано с его малыми изменениями. Поскольку в реальных условиях рост концентрации CO_2 и ВА происходит согласованно и в одной фазе, то очевидно их воздействие на ПТВ осуществляется совместно. Хотя концентрация CO_2 монотонно растёт, температура реагирует нелинейно из-за влияния естественных циклов, что подчёркивает сложность парникового эффекта (Кокорин 2014).

В частности, для современных изменений ПТВ характерен 60-летний цикл, наиболее ярко проявляющийся в Арктике в виде чередования теплых и холодных эпох. Очевидно, вполне возможна и «промежуточная» точка зрения, в соответствии с которой современное потепление климата обусловлено не только ростом концентрации парниковых газов (ПГ), но и естественными факторами. Наиболее четко она была сформулирована академиком К.Я. Кондратьевым, по мнению которого глобальное потепление обусловлено не только ростом концентрации ПГ по следующим причинам: – пространственное распределение потепления в обоих полушариях совершенно различно и не соответствует результатам численного моделирования; – оценки «парникового потепления» дают значения, близкие к природной обусловленности климата; – весьма важно, что потепление в XX в. было сконцентрировано в течение двух периодов: в 1920–40 гг. и после 1975 г. С 1940-х до начала 1970-х годов в северном полушарии имело место похолодание климата, хотя в это время промышленность интенсивно развивалась. В южном полушарии ПТВ оставалась неизменной; – существует значительная пространственная дифференциация в изменениях климата. В некоторых регионах (в основном в северном полушарии) после 1975 г. вплоть до последнего времени продолжалось похолодание. К сказанному можно добавить, что рост концентрации CO_2 и других газов может быть частично вызван природными факторами, в частности процессами крупномасштабного взаимодействия атмосферы и океана. В среднем за год Мировой океан поглощает 92,3 Гт/год CO_2 , а выделяет обратно в атмосферу – 90 Гт/год, т.е. чистое поглощение составляет 2,3 Гт/год. Эта величина составляет

примерно одну треть от эмиссии CO_2 в атмосферу за счет выбросов ископаемого топлива. Как известно, поглощение CO_2 приходится на умеренные и высокие широты океана, а выделение его – на низкие широты. Во второй половине XX в. отмечается рост температуры воды Мирового океана и уменьшение общей ледовитости Северного Ледовитого океана (СЛО). Вследствие этого уменьшается альbedo, увеличивается поглощенная океаном радиация и происходит дальнейшее повышение температуры воды в СЛО. Поэтому в высоких широтах северного полушария поглощение океаном CO_2 уменьшается, а в низких широтах, наоборот, должно происходить увеличение потока CO_2 в атмосферу. Как итог, результирующий поток CO_2 в атмосферу возрастает и Мировой океан уже может выступать в климатической системе не как стабилизатор ПЭ, а как его ускоритель (Шерстюков 2008).

На рисунке 4.11 показана карта среднего общего содержания водяного пара в атмосфере за 1988-2023 гг. Данные получены на основе спутниковых наблюдений, обработанных компанией Remote Sensing Systems (RSS), версия v7r2. В ней представлено распределение водяного пара (в миллиметрах) над океанами по всему земному шару.

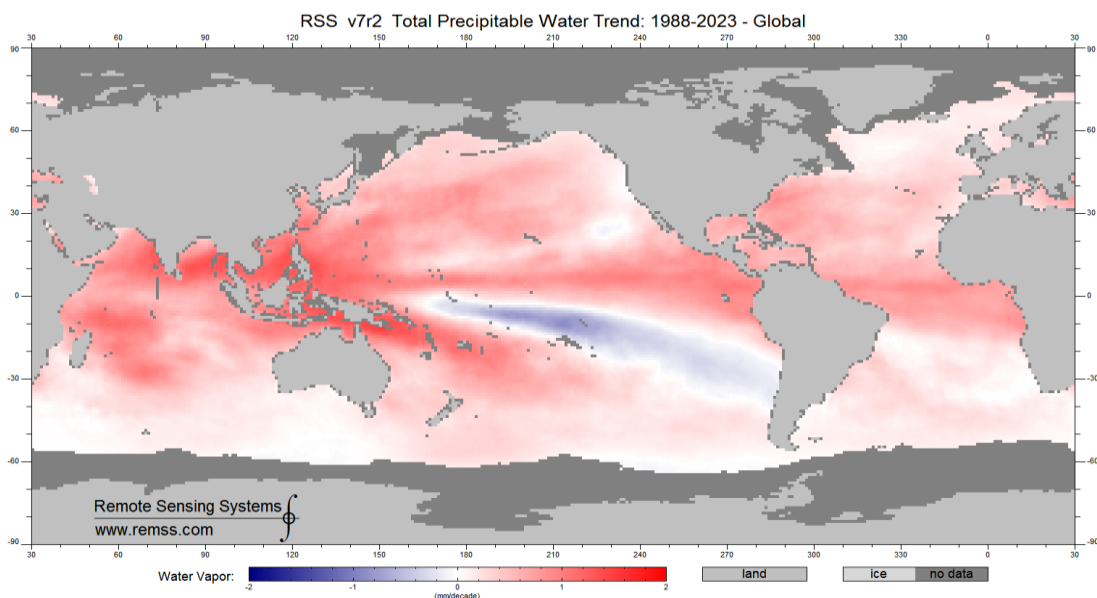


Рисунок 4.11. Карта общего содержания водяного пара в атмосфере за 1988- 2023 гг.

Карта показывает: цветовая шкала отображает изменение содержания водяного пара в миллиметрах на декаду. Красные оттенки указывают на увеличение содержания влаги (до +2 мм/декада). Синие оттенки — на снижение содержания влаги (до -2 мм/декада). Белый цвет обозначает нейтральные или незначительные изменения. Серый цвет обозначает сушу, полярные ледяные области или отсутствие данных. Наиболее выраженное снижение влагосодержания наблюдается в центральной и восточной части экваториальной части Тихого океана, что может быть связано с изменениями в динамике явлений типа Эль-Ниньо и Ла-Нинья (Гущина 2014). В то же время значительное увеличение содержания влаги фиксируется во многих других тропических и субтропических регионах, особенно в западной части Тихого океана, Атлантике и Индийском океане. Эти изменения соответствуют теоретическим ожиданиям в условиях глобального потепления: с ростом температуры воздуха его способность удерживать водяной пар увеличивается (в соответствии с уравнением Клаузиуса–Клапейрона).

В таблице 4.5 приводятся результаты оценки влияния водяного пара на температуру в Республике Абхазия за период с 1990-2023 гг.

Таблица 4.5- Оценка влияния водяного пара на температуру ПСВ на территории Республики Абхазия

Период	Средняя температура °С	Вклад водяного пара °С
1990-1999	14.5	0.8
2000-2009	15.2	1.1
2010-2019	15.8	1.3
2020-2023	16.1	1.4

Расчёт доли H₂O:

$$\Delta T_{H_2O} = \Delta T_{общ.} \left(\frac{\Delta W}{\Delta W + \Delta C + \Delta A} \right), \quad (4.2)$$

где $\Delta T_{\text{общ}} = 1.6 \text{ }^\circ\text{C}$ — общее потепление (1990–2023), ΔW , ΔC , ΔA — вклады водяного пара, CO_2 и аэрозолей соответственно.

Анализ данных показал, что средняя температура воздуха в Республике Абхазия имеет тенденцию к повышению. В период с 1990 по 2023 год средняя температура воздуха повысилась на $1.6 \text{ }^\circ\text{C}$. При этом вклад водяного пара в это повышение составляет около $1.4 \text{ }^\circ\text{C}$. Это свидетельствует о том, что водяной пар является одним из основных факторов, влияющих на повышение температуры в регионе.

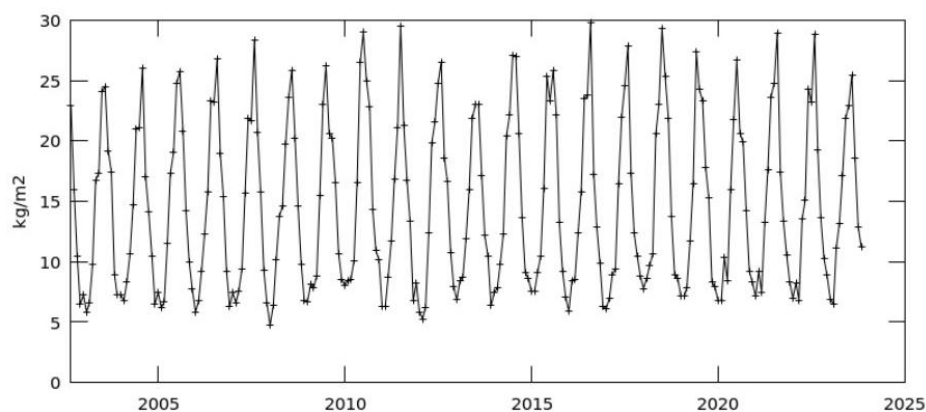


Рисунок 4.12. Общее количество водяного пара в дневное время по Северному Кавказу

Если сравнить тенденцию изменения водяного пара на территории Республики Абхазия и Северного Кавказа, то мы можем увидеть синхронность изменений.

Извержения вулканов оказывают значительное влияние на динамику влажности атмосферы, особенно в тропосфере и стратосфере. Этот эффект можно проследить в долгосрочных временных рядах влажности воздуха (рис.4).

Построим временной ряд среднегодовой влажности и проверим его на наличие аномалий, связанных с крупными вулканическими извержениями (например, Эль-Чичон (1982), Пинатубо (1991), Хунга-Тонга (2022)).



Рисунок 4.13 Динамика средней годовой относительной влажности на метеостанции Маяк (г. Сухум)

Рисунок 4.13 показывает изменения среднегодовой абсолютной влажности (в г/м³) в городе Сухум с 1999 года по настоящее время. На графике видно, что среднегодовая влажность в Сухуме меняется во времени, но ключевые вулканические извержения (1982 — Эль-Чичон, 1991 — Пинатубо, 2022 — Хунга-Тонга) могут совпадать с изменениями тренда.

Формула баланса влаги при извержении вулканов может быть представлена следующим образом:

$$\Delta W = W_v - (E + P + D) \quad (4.3)$$

где: ΔW — изменение содержания водяного пара в атмосфере, кг / м³ воды; W_v — водяной пар, выбрасываемый вулканом, кг / м³; E — дополнительное испарение воды с поверхности Земли (из-за нагрева вулканическими процессами), кг; P — конденсация и выпадение осадков (увеличенные осадки из-за дополнительных ядер конденсации и охлаждения), кг; D — диффузия и удаление водяного пара из атмосферы (например, его унос в стратосферу и возможное рассеивание), кг.

Если $W_v > (E + P + D) \rightarrow$ влажность в атмосфере увеличивается.

Если $W_v < (E+P+D) \rightarrow$ влажность снижается, поскольку вулканические аэрозоли могут уменьшать испарение.

Если учесть вулканические аэрозоли, то можно добавить член A , влияющий на радиационный баланс и испарение:

$$\Delta W = W_v - (E + P + D + A) \quad (4.4)$$

где A — уменьшение испарения из-за глобального охлаждения, вызванного аэрозолями SO_2 . Эта формула может применяться для оценки краткосрочных и долгосрочных последствий извержений на атмосферную влажность.

Современные изменения климата и возрастающая частота экстремальных погодных явлений требуют разработки более точных методов анализа климатических данных и прогноза их изменений в среднесрочной перспективе. Одним из эффективных инструментов для такого анализа выступает метод Фурье — математический аппарат, позволяющий представить временные ряды в виде суммы гармонических функций

С целью более комплексного анализа температурных временных рядов, а также для устранения остатков автокорреляции, возникающих после выделения периодических составляющих, в рамках данного исследования была использована сезонная авторегрессионная интегрированная скользящая модель (**SARIMA**). Эта модель эффективно учитывает, как детерминированные, так и стохастические характеристики временного ряда, включая тренды, сезонность и шумовые компоненты.

Итоговая прогностическая конструкция представляет собой гибридную модель, сочетающую в себе спектральные характеристики, полученные на основе метода Фурье, и параметрические возможности модели SARIMA.

Такой подход позволяет проводить многокомпонентный анализ временного ряда: выделять долгосрочные тенденции, устойчивые циклы и нерегулярные колебания, а также формировать достоверные сценарии среднесрочного климатического прогноза, в частности, прогнозировать среднегодовые изменения температуры в регионе на горизонте нескольких лет вперёд.

В результате моделирования был построен среднесрочный прогноз среднегодовой температуры воздуха в Абхазии на период 2023–2030 гг. с использованием комбинированного подхода, включающего метод Фурье для выделения доминирующих циклических компонент и модель SARIMA для учета тренда сезонности и остаточной автокорреляции.

Временной ряд раскладывается на сумму синусоидальных функций для выделения среднегодовых колебаний. Формула ряда Фурье:

$$y_t = a_0 + \sum_{k=1}^k \left[a_k \cos\left(\frac{2\pi kt}{P}\right) + b_k \sin\left(\frac{2\pi kt}{P}\right) \right] + \epsilon_t, \quad (4.5)$$

где t - время (месяц), P – все время наблюдения, a_k и b_k – коэффициенты Фурье, ϵ_t – остаточная ошибка. Коэффициенты рассчитываются как:

$$a_0 = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^N y_t,$$

$$a_k = \frac{2}{N} \sum_{t=1}^N y_t \cos\left(\frac{2\pi kt}{P}\right),$$

$$b_k = \frac{2}{N} \sum_{t=1}^N y_t \sin\left(\frac{2\pi kt}{P}\right) \quad (4.6)$$

При анализе Фурье сложные сигналы разлагаются на более простые синусоидальные компоненты, что позволяет выделить основные периодические составляющие временных рядов. Модель SARIMA использовалась для учета тренда и остаточной автокорреляции, дополняя Фурье-компоненты.

На рисунке 4.13 представлена динамика температур за весь доступный период наблюдений (1960–2023 гг.) и полученный прогноз на последующие 10 лет. Красной линией обозначены прогнозные значения, а розовая область указывает на 95% доверительный интервал, отражающий степень неопределенности модели.

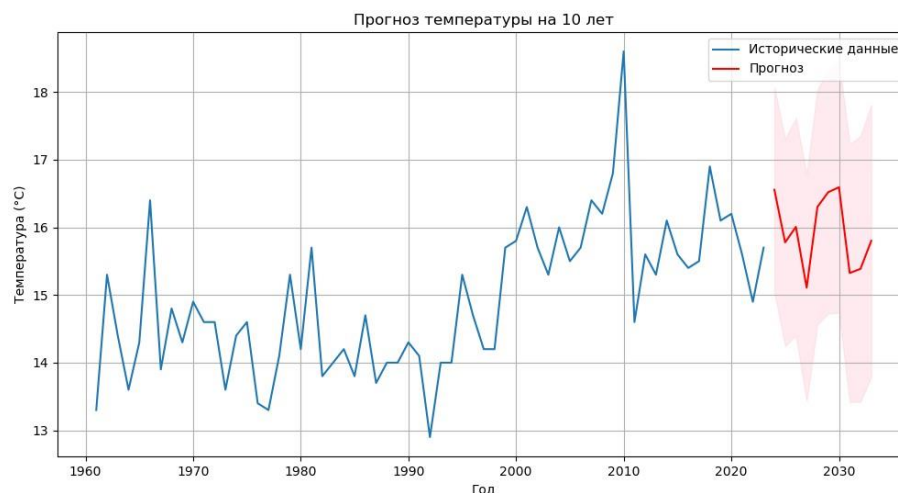


Рисунок 4.13. Прогноз среднегодовой температуры воздуха с 2025–2035 гг. на основе метода Фурье и модели SARIMA в г. Сухум

Синим цветом показан исторический ряд данных температур от 1960 года до 2023 года. Эти данные демонстрируют как долгосрочный тренд на повышение температуры, так и выраженные межгодовые колебания, свидетельствующие о наличии климатической цикличности.

Прогноз показывает, что в будущем возможно умеренное повышение температуры, однако значительная внутренняя изменчивость сохраняется.

Доверительный интервал (розовая область) показывает, что возможные отклонения могут быть довольно значительными — среднегодовая температура воздуха может варьироваться от около 13,5°C до 18,5°C. Температура имеет тенденцию к росту с 1960-х годов до наших дней, хотя и с выраженными колебаниями.

Прогноз указывает на относительно стабильную температуру, без резкого роста или падения. Указанная модель (Фурье + SARIMA) хорошо справляется с выявлением цикличности и тренда, но из-за природы климатических процессов сохраняется значительная неопределённость (Хинтуба, Афанасьев, Экба, Закинян 2025).



Рисунок 4.14. Прогноз среднегодовой температуры воздуха с 2023–2042 гг. методом линейной регрессии г. Сухум

Согласно прогнозу, проведенного методом линейной регрессии, температура в регионе будет продолжать расти (рисунок 4.14). К 2042 году средняя температура может повыситься примерно на $0,7\text{--}1,5^\circ\text{C}$ относительно текущих значений. Хотя данные имеют некоторый разброс, общий тренд подтверждает тенденцию глобального и регионального потепления. Погрешность прогноза по линейной регрессии на 2042 год составляет $\pm 0,5^\circ\text{C}$.

Краткие выводы к 4 главе

1. Относительная влажность является основой для формирования осадков. При пониженной относительной влажности осадков соответственно меньше. Среднегодовая абсолютная влажность воздуха меняется синхронно со среднегодовой температурой воздуха, коэффициент корреляции составляет более 0,85.
2. Водяной пар является основным фактором изменения температуры приземного слоя воздуха.
3. Относительная влажность на Кавказе колеблется в широких пределах. Самые высокие ее величины наблюдаются в прибрежных районах. Здесь

среднегодовое значение ее составляет 80-85 %.

4. Прогноз на период 2025–2035 гг. предполагает относительную стабильность температуры с умеренными циклическими изменениями и минимальным ростом, что подтверждается доверительным интервалом (13.5–18.5 °С). Долгосрочный прогноз до 2042 года, основанный на линейной регрессии, предсказывает повышение средней температуры на 0.7–1.5 °С относительно текущих значений, что соответствует глобальным и региональным тенденциям потепления.

Заключение

1. Установлено, что крупные вулканические извержения (например, Пинатубо 1991 г., Эйяфьядлайёкюдль 2010 г.) вызывают краткосрочное (1–3 года) снижение температуры приземного слоя воздуха, особенно в осенне-зимний период. Эти изменения сопровождаются синхронными температурными колебаниями по данным метеостанций региона ($r > 0,85$).
2. Анализ влажности воздуха показал её устойчивую связь с температурой: среднегодовая абсолютная влажность изменяется синхронно с ТПСА.
3. Водяной пар подтверждён как основной парниковый газ с вкладом до 70 % в общий парниковый эффект, играющий ключевую роль в формировании температурных условий приземного слоя воздуха в причерноморской зоне.
4. Математическое моделирование показало, что перенос водяного пара можно описать уравнением диффузии с источником, обусловленным эффективным испарением. Турбулентная диффузия становится значимой при масштабах от нескольких месяцев.
5. С помощью Фурье- и вейвлет-анализа выявлены квазипериодические колебания температур (2, 5–6, 11 лет), соответствующие солнечной активности и другим геофизическим процессам. Эти методы позволили обнаружить температурные аномалии, вызванные извержениями, и оценить их вклад в климатическую изменчивость региона.
6. Прогноз на 2025–2035 гг. указывает на относительную стабильность температуры с умеренными колебаниями в пределах доверительного интервала 95%. Долгосрочный прогноз до 2042 года предполагает рост средней температуры на 0,7–1,5 °С, что согласуется с глобальными и региональными трендами потепления.

Список литературы

1. Абдусаматов Х.И. Солнце определяет климат // Наука и жизнь. – 2009. – № 1. – С. 34–42.
2. Астафьева Н.М. Вейвлет-анализ: основы теории и примеры применения // Успехи физических наук. Т. 166. – 1998, № 11. – С. 1145–1170.
3. Афанасьев И.С., Хинтуба Л.В., Экба Я.А., Закинян Р.Г. «Исследование цикличности и тренда температуры приземного слоя воздуха по данным метеостанции Маяк г. Сухум.» Фундаментальные и прикладные аспекты геологии, геофизики и геоэкологии с использованием современных информационных технологий. Материалы VII международной научно-практической конференции. Часть 1. – Майкоп: изд-во «ИП Кучеренко В.О.», 2023. С.16-18.
4. Афанасьев И.С., Смирнов А.А. Мониторинг атмосферных аэрозолей с использованием спутниковых данных // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. — 2020. — Т. 17, № 3. — С. 89–102.
5. Ахсалба А.К., Экба Я.А., Марандиди С.И. Влияние моря на газовый состав атмосферного воздуха побережья Абхазии // Известия ЮФУ. Технические науки. 2013. №9. С. 146.
6. Большаков В.А. Климатические циклы фанерозоя с позиций новой концепции орбитальной теории палеоклимата // Изв. РАН. – Сер.: Геогр. – 2003. – № 3. – С. 14–25.
7. Боголепов М.А. Периодические возмущения климата // Периодические процессы и биосфера. 2006. Т. 5, № 1. С. 32–68.
8. Будыко М.И. Климат в прошлом и будущем. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 351 с.
9. Будыко М.И. Климат и жизнь. – Л.: Гидрометеиздат, 1971. – 470 с.
10. Будыко М.И., Ронов А.Б., Яншин А.Л. История атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 208 с.

11. Влодавец В.И. Вулканы Земли. – М.: Наука, 1973. – 168 с.
12. Гущина Д.Ю. Модификация Эль-Ниньо в условиях меняющегося климата: мониторинг, причины, удаленный отклик. МГУ им. М.В. Ломоносова. 2014г. С 50.
13. Дзюба А.В., Панин Г.Н. Механизм формирования многолетних направленных изменений климата в прошедшем и в текущем столетиях // Метеорология и гидрология. – 2007, № 5. – С. 5–27.
14. Догановский А.М., Малинин В.Н. /Гидросфера Земли. / Санкт-Петербург. Гидрометеиздат. 2004 г. 625 с.
15. Дроздов О.А., Васильев В.А., Кобышева Н.В., Раевский А.Н., Смекалова Л.К., Школьный Е.П. Климатология. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 567с.
16. Елисеев А.В., Мохов И.И. Влияние вулканической активности на изменение климата последних влинескольких веков: оценки с климатической моделью промежуточной сложности. Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2008, Т.44, вып. 6, с. 723-736.
17. Израэль, А.И. Бедрицкий, Ю.С. Цатуров, В.В. Челюканов. Очерки по истории гидрометеорологической службы России / Ю.А. Т. 3. Кн. 1. – СПб.: Гидрометеиздат, 2005. – 339 с.
18. Израэль, Г.М. Черногаева, Г.В. Груза и др. Состояние и комплексный мониторинг природной среды и климата. Пределы изменений / Ю.А.– М.: Наука, 2001. – 242 с
19. Кондратьев К.Я., Донченко В.К. Экодинамика и геополитика Т.1. Глобальные проблемы. – СПб., 1999. – 1032 с.
20. Кокорин А.О. Изменение климата: обзор Пятого оценочного доклада МГЭИК. – М.: Всемирный фонд дикой природы (WWF), 2014. – 80 с.
21. Коршунов А.А., Шаймарданов В.М., Шаймарданов М.З. Об организации обслуживания потребителей данными об опасных гидрометеорологических явлениях и неблагоприятных условиях погоды. Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации. 2014. С.100-110.

22. Комаров В.С. Методология прогноза мезоклимата города на примере критериальных оценок холодного периода года. // Оптика атмосферы и океана. 1996. - т.9. - №4. - С.495-503.
23. Кривенко В.Г. Концепция внутривековой и многовековой изменчивости климата как предпосылка прогноза // Климаты прошлого и климатический прогноз. – М., 1992. – С. 39–40.
24. Крышнякова О.С., В. Н. Малинин. Тренды в колебаниях температуры воздуха и осадках на Европейской территории России // Известия РГО. Т.141. – 2009, вып.2. – С. 23–30.
25. Малинин В.Н. Межгодовые изменения климата и уровня Мирового океана // Сб. докл. российско- британской конф. «Киотский протокол: экономические аспекты». – СПб.: Даниэль, 2006. – С. 68–80.
26. Малинин В.Н. Влагообмен в системе океан–атмосфера. – Л.: Гидрометеиздат, 1994. – 197 с.
27. Малинин В.Н., Шевчук О.И. Эвстатические колебания уровня Мирового океана в современных климатических условиях // Изв. РГО. Т. 140. – 2008, вып.4. – С. 20–30.
28. Малинин В.Н., Гордеева С.М. Физико-статистический метод прогноза океанологических характеристик. – Мурманск: ПИНРО, 2003. – 164 с.
29. Малинин В.Н., Гордеева С.М., Наумов Л.М. Влагосодержание атмосферы как климатообразующий фактор. Современные проблемы дистанционного зондирования земли из космоса. Институт космических исследований РАН. ISSN: 2070-7401 eISSN: 2411-0280. г. СПб. 2018 г. С 243-245.
30. Монин А.С., Шишков Ю.А. История климата. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 408 с.
31. Монин А.С., Сонечкин Д.М. Колебания климата по данным наблюдений. – М.: Наука, 2005. – 192 с.
32. Мохов И.И., Елисеев А.В. Моделирование глобальных климатических изменений в XX-XXIII веках при новых сценариях антропогенных воздействий RCP. Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН,

Москва. 2012г. С732.

33. Муравьев Я.Д. Вулканические извержения и климат. Вестник ДВО РАН. 2007. № 2. С 82.
34. Резанов И.А. Великие катастрофы в истории Земли. – М.: Наука, 1984. – 176 с., ил. – (Сер. «Человек и окружающая среда»).
35. Семенов С.М., Ясюкевич В.В., Гельвер Е.С. Выявление климатогенных изменений. – М.: Изд. центр «Метеорология и гидрология», 2006. – 324с.
36. Семилетов И.П. Углеродный цикл и глобальные изменения за последний климатический период // МГИ. 1993. Вып. 76. С. 163-183.
37. Фёдоров В.М. Солнечная радиация и климат Земли. — М.: Физматлит, 2014. — 232 с. — ISBN 978-5-9221-1567-3.
38. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. – М.: Научный Мир, 2003.
39. Хинтуба Л.В., Эмба Я.А., Ахсалба А.К. Признаки похолодания приземного слоя воздуха в Абхазии в последнее десятилетие. Тезисы докладов Международной научно-практической конференции. Севастополь: ИП Куликов А.С., 2022.-С.105.
40. Хинтуба Л.В., Эмба Я.А., Ахсалба А.К. «Относительная влажность и атмосферные осадки на территории Абхазии». ВЕСТНИК АНА. 2022 г. С 120.
41. Хинтуба Л.В., Эмба Я.А., Ахсалба А.К. «Роль влажности в формировании атмосферных осадках в различных климатических зонах Кавказа». ВЕСТНИК АНА, серия «Естественные науки» УДК 551.5. Изд-во «ИП Белкина Е.А.», 2022 г.
42. Хинтуба Л. В., Эмба Я. А. Влияние стратосферного аэрозоля на температуру приземного слоя воздуха. Материалы V Международной научно-практической конференции. Часть 2 – Майкоп: Изд-во «ИП Кучеренко В.О.», 2019.- С.225.
43. Хинтуба Л.В., Эмба Я.А., Ахсалба А.К. «Влияние влажности приземного слоя воздуха на формирование атмосферных осадков в различных климатических

- зонах Кавказа». Геокавказ 2022. Том XII. Махачкала 2022.С. 676-683.
- 44.Хинтуба Л.В., Афанасьев И.С., Ломя Р.Ф., Эмба Я.А., Закинян Р.Г. «Анализ температурных тенденций в г. Сухум и использование метода Фурье для среднесрочного прогноза климата». Фундаментальные и прикладные аспекты геологии, геофизики и геоэкологии с использованием современных информационных технологий. Майкоп: изд-во «ИП Кучеренко В.О.», 2025. С.393-396.
- 45.Шерстюков Б. Г. Колебательная система климата, резонансы, дальние связи, прогнозы. Обнинск: ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД», 2021. 222 с.
- 46.Шерстюков Б. Г. Пространственные и сезонные особенности изменений климата в период интенсивного глобального потепления. Казань 2008. С 44.
- 47.Шерстюков Б.Г. Аномалии температуры в высокоширотной атмосфере при различных условиях в космосе //Оптика атмосферы и океана. -1996. -т.9. -№4. -С.504-514.
- 48.Шерстюков Б.Г. Сезонно-широтные особенности парникового эффекта на территории России //Метеорология и гидрология.- 2007.-№12.-С.21-28.
49. Эмба Я.А., Ахсалба А.К. «Физическая экология атмосферы». Краснодар-Сухум, Академия,2018, -431с.
50. Эмба Я.А., Дбар Р.С., Ахсалба А.К. Тенденции изменения климата Юго-Западного Кавказа в XX-ом столетии. Тр. междунар. конф. "Биосфера и человек", Майкоп, 2003, - С. 38-41.
51. Эмба Я.А, Ахсалба А.К. Современные изменения приземной температуры воздуха и режима атмосферных осадков в прибрежной зоне Абхазии. Доклады Адыгской (черкесской) Международной академии наук. Нальчик. 2011, том 13, №2, С.105-111.
- 52.Эмба Я.А., Ахсалба А.К., Хинтуба Л.В. «Динамика температуры и влажности приземного слоя воздуха на территории Абхазии за период глобального потепления» Всероссийская научная конференция с международным участием «Экология и климат». Тезисы 25-26 февраля 2020. СПб.
53. Эмба Я.А., Ахсалба А.К., Хинтуба Л.В., Начкебия Х.А. «Изменчивость

основных климатообразующих факторов на территории Абхазии в период глобального потепления». ВЕСТНИК, АНА. 2020. С172-182.

54. Экба Я. А., Ахсалба А. К., Хинтуба Л. В. «Исследование влияние температуры поверхности Черного моря на обмен углекислым газом с атмосферой». Материалы VI Международной научно-практической конференции. Фундаментальные и прикладные аспекты геологии, геофизики и геоэкологии с использованием современных информационных технологий. Часть 2. – Майкоп: Изд-во «ИП Кучеренко В.О.», 2021. С.187-195.
55. Экба Я.А., Ахсалба А.К., Хинтуба Л.В. «Глобальные и региональные (Абхазия) проявления парникового эффекта в атмосфере и на поверхности Земли». Материалы XI всероссийской научно-технической конференции с международным участием «Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа». М.: ИИЕТ РАН. Том XI . 2021. С 493-498.
56. Экба Я.А., Ахсалба А.К. , Хинтуба Л.В. «Особенности влияния мощных вулканов на температуру приземного слоя воздуха (ПСВ) на территории Абхазии». ВЕСТНИК АНА, серия «Естественные науки». УДК 551.5. Изд-во «ИП Белкина Е.А.»
57. Экба Я.А., Ахсалба А.К. , Хинтуба Л.В. Марандиди С.И. «Бюллетень оперативного мониторинга погоды на территории Абхазии, за 2020 год». ВЕСТНИК АНА, серия «Естественные науки» №11. УДК 551.5. Изд-во «ИП Белкина Е.А.», 2021. С.137-147.
58. Экба Я. А., Ахсалба А. К., Хинтуба Л. В. «Humidity of the Surface Air Layer as the Main Factor of the Formation of the Basic Climate Forming Elements». Physics of the Atmosphere, Climatology and Environmental Monitoring. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. <https://doi.org/10.1007/978-3-031-19012-4>. 2022г. С.131-140.
59. Экба Я.А., Ахсалба А.К., Хинтуба Л.В. «Влажность приземного слоя воздуха, как главный фактор формирования основных климатообразующих элементов». Проблемы физики атмосферы, климатологии и мониторинга окружающей среды. Доклады IV Международной научной конференции. г.

Ставрополь. 2022г. С. 24-31.

60. Экба Я.А., Ахсалба А.К., Хинтуба Л.В. «Признаки и причины понижения приповерхностной температуры воздуха в Абхазии в 21 столетии». Международная конференция. Изменения климата: причины, риски, последствия, проблемы адаптации и регулирования. Климат-2023. Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН. 2023. С. 94.
61. Экба Я.А., Ахсалба А.К., Хинтуба Л.В., Касландзия Н.Д. «Особенности влияния влагосодержания атмосферы на потепление климата». Международная конференция. Изменения климата: причины, риски, последствия, проблемы адаптации и регулирования. Климат-2023. Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН. 2023. С.95.
62. Экба Я.А., Ахсалба А.К., Марандиди С.И., Хинтуба Л.В. «Баланс концентрации углекислого газа в атмосфере и его роль в парниковом эффекте на территории Абхазии». Геокавказ 2023. Том XIII. Махачкала 2023. С. 696-703.
63. Экба Я.А., Ахсалба А.К., Хинтуба Л.В. «Вероятность похолодания ПСВ в 21-м столетии в следствие снижения солнечной активности и воздействия вулканов». Фундаментальные и прикладные аспекты геологии, геофизики и геоэкологии с использованием современных информационных технологий. Материалы VII международной научно-практической конференции. Часть 2. – Майкоп: изд-во «ИП Кучеренко В.О.», 2023.С.292-300.
64. Экба Я.А., Ахсалба А.К., Хинтуба Л.В., Касландзия Н.Д. «Роль водяного пара, как основного парникового газа, в потеплении климата». Материалы VII международной научно-практической конференции. Часть 2. – Майкоп: изд-во «ИП Кучеренко В.О.», 2023.С.300-312.
65. Экба Я.А., Хинтуба Л.В., Ахсалба А.К. Роль влажности в формировании атмосферных осадков в различных климатических зонах Кавказа», Вестник АНА, 2023, серия «Естественные науки», №13.
66. Экба Я.А., Дбар Р.С. Экологическая климатология и природные ландшафты Абхазии. Акад. наук Абхазии, Гидрофизический ин-т АНА, Ин-т экологии

- горных территорий КБНЦ РАН. Сухум, 2007. С.322.
67. Эмба Я.А., Дбар Р.С., Ахсалба А.К. Региональные климатические изменения и экологические проблемы Абхазии. Устойчивое развитие горных территорий. Северо-Кавказский горнометаллургический институт. ISSN: 1998-4502eISSN: 2499-975X. 2015г. С. 42-52.
68. Яншин А.Л., Будыко М.И., Израэль Ю.А. Глобальные проблемы биосферы. – М.: Наука, 2001.
69. Bradley R.S. The explosive volcanic eruption signal in northern hemisphere continental temperature records // *Clim. Change*. 1988. N 12. P. 221-243.
70. Laskar J., Robutel P., Joutel F. et al. A Long-term numerical solution for the Earth // *Icarus* 170. 2004. Iss. 2.
71. Rampino M.R., Self S. The atmospheric effects of El Chichon // *Sci. Am*. 1984. N 250. P. 48-57.
72. Afanasev I. S., Khintuba L. V., Ekba Y. A., Zakinyan R. G. (2023), Investigation of the Cyclicity and Trend of the Surface Air Temperature According to the Weather Station Mayak of Sukhum // *Russian Journal of Earth Sciences*. Vol. 23, ES0204, doi: 10.2205/2023ES02SI04
73. Trenberth K.E., Fasullo J., L. Smith. Trends and variability in column-integrated atmospheric water vapor // *Climate Dynamics*. – 2005, № 24. – P. 741–758, DOI 10.1007/s00382-005-0017-4.
74. Land-Use, Land-Use Change and Forestry: A Special Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). – Cambridge Univ. Press, 2000.
75. Forster, P. M. de F., and K. P. Shine. Assessing the climate impact of trends in stratospheric water vapor, *Geophys. Res. Lett.*, 29, 1086, doi:10.1029/2001GL013909. 2002.
76. Callendar G.S. The artificial production of carbon dioxide and its influence on temperature. – *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 1938, V. 64, № 27, P. 223–240.
77. Climate of the 21st century: changes and risks. – University of Hamburg, Germany, 2001. – 449 pp.

78. IPCC, 2013–2014. Fifth Assessment Report, Climate Change 2013–2014, v. 1–3.
URL: www.ipcc.ch
79. Sagan C., Toon O.B., Pollack J.B. Human impact on climate: of global significance since the domestication of fire. – N.Y., 1978.
80. Special report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Managing the risks of extreme events and disasters to advance climate change adaptation, 2012.
– URL: 582 pp. www.ipcc.ch
81. United Nations Framework Convention on Climate Change (UNFCCC).
Рамочная конвенция ООН об изменении климата (РКИК ООН) и Киотский протокол. Архив документов и решений, новости, данные о выбросах парниковых газов, официальные государственные доклады. URL: www.unfccc.int.
82. Simkin T., Siebert L., McClelland L., Bridge D., Newhall C.G., Latter J.H.
Volcanoes of the World. N. Y.: Van Nostrand Reinhold, 1981. 232 p.
83. Schneider K. Die Vulkanischen Erscheinungen der Erde. – Berlin, 1911.
84. Ауф дем Кампе, Йорн. В самое пекло // Гео. — 2013. — № 03 (180). — С. 42—55.
85. Charlson R.J., Lovelock J.E., Andreae M.O., Warren S.G. Oceanic phytoplankton, atmospheric sulfur, cloud albedo and climate // Nature. 1987. V. 326, N 614. P. 655-661.
86. Rampino M.R., Self S., Stothers R.B. Volcanic winters // Annual Rev. of Earth and Planetary Sc. Let. 1988. N 16. P. 73-99.
87. Rampino M.R., Self S. The atmospheric effects of El Chichon // Sci. Am. 1984. N 250. P. 48-57.
88. Shine K.P., Sinha R.K. Influence of solar activity on climatic parameters // Proceedings of the Academy of Sciences. 1991. Vol. 318, No. 4. Pp. 812–816
89. Chevallier et al., Andersson et al. Riese et al., Dessler et al., Huang et al., 2015.
90. Мирс, К.А. и Ф.Дж. Венц. Набор данных о температуре нижней тропосферы, полученных со спутника, с использованием оптимизированной корректировки суточных эффектов, J. Climate.

91. Santer, B. D., et al. (2019). Celebrating the anniversary of three key events in climate change science. *Nature Climate Change*, *9*(3), 180-182.
92. Santer, BD, JF Painter, CA Mears, C. Doutriaux, P. Caldwell, JM Arblaster, PJ Cameron-Smith, NP Gillett, PJ Gleckler, J. Lanzante, J. Perlwitz, S. Solomon, PA Stott, KE Taylor, L. Terray, PW Thorne, MF Wehner, FJ Wentz, TML Wigley, LJ Wilcox и CZ Zou, (2012) Определение влияния человека на температуру атмосферы, Труды Национальной академии наук, 110(1), 26-33, doi:10.1073/pnas.1210514109.
93. Santer, BD, CA Mears, C. Doutriaux, PM Caldwell, PJ Gleckler, TML Wigley, S. Solomon, N. Gillett, DP Ivanova, TR Karl, JR Lanzante, GA Meehl, PA Stott, KE Taylor, PW Thorne, MF Wehner и FJ Wentz, (2011) Разделение сигнала и шума при изменении температуры атмосферы: важность шкалы времени, *J. Geophys. Res.*, 116, D22105, doi:10.1029/2011JD016263.
94. Santer, BD, KE Taylor, PJ Gleckler, C. Bonfils, TP Barnett, DW Pierce, TML Wigley, CA Mears, FJ Wentz, W. Bruggemann, N. Gillett, SA Klein, S. Solomon, PA Stott и MF Wehner, (2009) Включение информации о качестве модели в исследования по обнаружению и объяснению изменений климата, *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 106(35), 14778-14783, doi:10.1073/pnas.0901736106.
95. Santer, BD, PW Thorne, L. Haimberger, KE Taylor, TML Wigley, JR Lanzante, S. Solomon, M. Free, PJ Gleckler, PD Jones, TR Karl, SA Klein, CA Mears, D. Nychka, GA Schmidt, SC Sherwood и FJ Wentz, (2008) Согласованность моделируемых и наблюдаемых температурных трендов в тропической тропосфере. *Международный журнал климатологии*, 28(13), 1703-1722.
96. Мирс, К.А., Ф.Дж. Венц, П. Торн и Д. Берни (2011), Оценка неопределенности изменений температуры атмосферы в MSU и AMSU с использованием метода Монте-Карло, *Журнал геофизических исследований*, 116.
97. Мирс, К. А., Б. Д. Сантер, Ф. Дж. Венц, К. Е. Тейлор и М. Ф. Венер, (2007) Связь между температурой и изменениями количества осаждаемой

воды в тропических океанах, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L24709, doi:10.1029/2007GL031936.

98. Santer, BD, CA Mears, FJ Wentz, KE Taylor, PJ Gleckler, TML Wigley, TP Barnett, JS Boyle, W. Bruggemann, NP Gillett, S. Klein, DW Pierce, PA Stott и MF Wehner, (2007) Выявление антропогенных изменений в содержании влаги в атмосфере, *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 104, 15248-15253.
99. Soden B.J., Held I.M., Colbert P.D. The radiative signature of upper tropospheric moistening // *Science*. 2008. Vol. 320, No. 5879. Pp. 1180–1184.
100. Zou, Cheng-Zhi (2017), Причины различий в темпах потепления тропосферы по данным моделей и спутников, *Nature Geosci*, doi: 10.1038/ngeo2973.