

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ ОРДЕНА  
ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ИНСТИТУТ СОЛНЕЧНО-ЗЕМНОЙ ФИЗИКИ  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи  
УДК 551.510.43



Саункин Андрей Витальевич

**Исследование изменчивости интенсивности свечения атомарного кислорода 557.7  
нм и температуры области мезопаузы над Восточной Сибирью спутниковыми и  
наземными инструментами**

Специальность 1.6.18 «Науки об атмосфере и климате»

Диссертация на соискание ученой степени  
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель:  
Кандидат физико-математических наук  
Васильев Роман Валерьевич

Иркутск – 2026

## Оглавление

Введение .....	4
Глава 1. Теоретические основы .....	11
1.1 Вертикальная структура атмосферы .....	11
1.1.1 Принципы деления атмосферы на слои .....	11
1.1.2. Формирование озонового слоя и ионосферы.....	14
1.2. Формирование слоев собственного свечения атмосферы.....	16
1.2.1. Эмиссия гидроксила (OH) .....	20
1.2.2. Эмиссия атомарного кислорода (O).....	22
1.2.3. Эмиссия атомарного натрия (Na).....	24
1.3. Методы исследования атмосферы с использованием собственного свечения. ....	24
1.3.1. Наземные методы наблюдений .....	24
1.3.2. Спутниковые методы наблюдения .....	26
1.4. Модели для исследования верхней атмосферы.....	27
1.5. Текущее состояние проблемы по сопоставлению данных полученных различными инструментами и моделями. ....	32
1.6. Выводы к Главе 1 .....	33
Глава 2. Источники данных и программный комплекс .....	34
2.1. Источники данных .....	34
2.2. Программный комплекс для загрузки, обработки и визуализации спутниковых данных .....	40
2.2.1. Алгоритм и ресурсы для пополнения базы данных спутниковыми сведениями....	40
2.2.2. Алгоритмы для обработки, фильтрации и визуализации спутниковых данных.....	42
2.2.3. Оценка данных полученных спутниковыми инструментами MLS Aura и SABER TIMED.....	42
2.2.4. Получение сведений об облачности над ГФО Торы с помощью комплекса Алиса	47
2.3. Выводы к Главе 2 .....	48
Глава 3. Метод расчета интенсивности свечения 557.7 нм из данных SABER .....	48
3.1. Фотохимия эмиссии 557.7 нм .....	49
3.2. Концентрация атомарного кислорода .....	50
3.3. Интенсивность 557.7 нм .....	55
3.4. Выводы к Главе 3 .....	58
Глава 4. Сопоставление сведений о параметрах атмосферы полученных спутниковым и наземным инструментами .....	59
4.1. Сопоставление интенсивностей 557.7 .....	59
4.1.1. Приведение к одинаковым единицам измерения.....	61
4.2. Сопоставление температур.....	63

4.2.1 Проведение калибровки данных ИФП с помощью данных SABER .....	63
4.2.2. Расчет эффективной температуры по данным SABER.....	67
4.2.3. Расчет эффективной температуры со смещением высоты максимума профиля интенсивности по данным SABER .....	71
4.3. Выводы к Главе 4 .....	74
Глава 5. Исследование динамики параметров верхней атмосферы над Восточной Сибирью.77	77
5.1. Среднемноголетние сезонные вариации параметров слоя эмиссии 557.7нм.....	77
5.1.1. Расчет интенсивности и эффективной температуры из данных модели NRLMSIS	77
5.1.2. Среднемноголетние сезонные вариации температуры.....	78
5.1.3. Среднемноголетние сезонные вариации интенсивности 557.7 нм.....	80
5.1.4. Динамика экстремумов .....	83
5.2. Выводы к Главе 5 .....	86
Глава 6. Исследование температуры и интенсивности 557.7 нм по наземным и спутниковым данным во время внезапных стратосферных потеплений .....	87
6.1. Подготовка данных .....	88
6.2. Результаты, полученные наземными инструментами .....	89
6.3. Результаты, полученные спутниковым инструментом SABER .....	92
6.3.1. Интенсивность .....	92
6.3.2. Температура .....	95
6.3.3 Анализ параметров эмиссий атмосферы .....	99
6.4. Выводы к Главе 6 .....	101
Заключение .....	103
Список литературы .....	105

# Введение

## Актуальность темы исследования

В настоящее время активно развивается комплексный подход к изучению атмосферных процессов на нашей планете. Одной из сторон такого подхода является переход от климатических моделей к моделям Земной системы. Под этим понимается включение в климатические модели процессов переноса и трансформации малых газовых примесей, динамики растительности и биоты в почве и океане, а также динамических и химических процессов в верхних слоях атмосферы [Kulyamin, 2015]. Для нижнего слоя атмосферы (тропосфера, стратосфера) накоплены многолетние данные наблюдений, обобщенные в климатических архивах, успешно используются модели общей циркуляции атмосферы. Влияние верхней атмосферы на циркуляцию нижних слоев атмосферы пока еще изучено недостаточно. Изучение средней и верхней атмосферы представляет и самостоятельный интерес, обусловленный необходимостью решения задач радиофизики и прогноза «космической погоды». Эти задачи диктуют необходимость включения в комплексные модели Земной системы описания динамики мезосферы и нижней термосферы.

Изучение параметров верхней атмосферы преимущественно основывается на методах дистанционного зондирования. Прямые методы, такие как ракетное зондирование, несмотря на свою точность, характеризуются ограниченностью как во времени, так и в пространстве. Вследствие различий в физических принципах спутниковых и наземных методов наблюдения за атмосферой, регулярно возникает необходимость в сравнительном анализе получаемых данных. К примеру, в работе [Medvedeva, 2013] было установлено, что в районах Иркутска и Звенигорода на высотах 84 и 88 км спутниковые данные регистрируют более низкую температуру по сравнению с наземными измерениями.

Из всего спектра свечения неба зелёное свечение области мезопаузы было обнаружено первым еще в начале прошлого века [Fukuyma, 1977]. Это свечение атомарного кислорода с длиной волны 557.7 нм происходит вблизи области мезопаузы (~90-100 км), немного выше свечения гидроксила (~85-90 км). Это свечение является результатом рекомбинации атомов кислорода. Источником этих атомов служит процесс фотодиссоциации молекул  $O_2$ , инициируемый ультрафиолетовым излучением Солнца [Semenov, Shefov, 2008]. Мониторинг свечения атомарного кислорода 557.7 нм является одним из основных инструментов исследования термодинамического состояния мезосферы-нижней термосферы (МНТ), поэтому в настоящее время это достаточно хорошо изученное ночное свечение атмосферы. Однако, имеется ряд нерешенных задач, например, не до конца объяснены

особенности суточных и сезонных вариаций интенсивности 557.7 нм (I 557.7 нм) на различных широтах.

Наиболее изученными являются низкие широты, для которых накоплены многолетние измерения с геостационарных спутников [Takahashi et al., 1995; Shepherd, et al., 2006]. В средних и высоких широтах основной мониторинг I557.7 проводится на отдельных наземных станциях или с помощью лимбовых спутников [Fukuyama, 1977; Cogger et al., 1981]. Исследования подтверждают потенциал интерферометров Фабри-Перо, установленных в высоких широтах, в мониторинге температуры и ветра посредством анализа доплеровского уширения и смещения линии 557,7 нм [Kosch et al., 2000; Holmes et al., 2005]. Тем не менее, валидация таких измерений спутниковыми данными остается редкой практикой. Ключевое различие между методами заключается в их разрешении: наземные системы фиксируют процессы с минутной дискретностью (приливы, гравитационные волны), тогда как спутники отображают глобальную структуру явлений. Следовательно, совместный анализ наземных и спутниковых данных открывает путь к новым сведениям, например, о пространственной динамике свечения 557,7 нм.

Взаимная верификация данных, получаемых со спутниковых и наземных инструментов, представляет собой технически сложную задачу, обусловленную принципиальными различиями в методиках измерений. Наземные приборы регистрируют интегральные параметры, в то время как спутниковые — вертикальные профили атмосферных характеристик. Для обеспечения корректного сопоставления спутниковые данные требуют специальной обработки. В связи с этим разрабатываются производные продукты, которые, используя исходные спутниковые данные и существующие модели атмосферы, позволяют рассчитать интегральные параметры, максимально приближенные к тем, что регистрируются наземными инструментами.

Сверхнизкие околоземные орбиты (ССО) (160-250 км) обладают операционными преимуществами, включая снижение стоимости миссий (техническое оснащение спутникового инструмента), улучшение характеристик связи и дистанционного зондирования. Однако эксплуатацию осложняют повышенное атмосферное сопротивление, воздействие атомарного кислорода (эрозия) и ионосферные помехи. Недостаточная изученность региона обусловлена сложностью взаимодействия фотохимических, плазмо-химических и динамических процессов, требующих разработки комплексных моделей для прогнозирования условий. Таким образом, изучение эмиссии 557.7нм является прямым инструментом для исследования самой среды СОО так как предоставляет сведения об концентрации и распределении атомарного кислорода, который может вызывать эрозию материалов спутника. Исследование эмиссии 557.7 нм — это не просто астрофизическое наблюдение, а

практический метод диагностики среды на сверхнизких орбитах, необходимый для оценки рисков и успешного планирования будущих миссий.

На сегодняшний день появляется новый инструментарий, включающий спутниковые и наземные данные, продукты на основе фотохимических и эмпирических моделей. Это создаёт предпосылки для исследований в рамках комплексного подхода, интегрирующего спутниковые и наземные наблюдения.

### **Цель диссертационной работы**

Целью является сопоставление параметров верхней атмосферы: интенсивностей свечения атомарного кислорода на длине волны 557.7 нм, регистрируемой новым экспериментальным инструментом и синтезированной по оригинальному методу из спутниковых данных, и температур в данном слое, полученных над Восточной Сибирью для взаимной верификации данных получаемых наземными и спутниковыми инструментами.

Для достижения цели были поставлены следующие задачи:

1. Создание программного комплекса для загрузки, обработки и визуализации спутниковых данных.
2. Сравнение данных различных спутниковых инструментов для возможности исследования слоя свечения атомарного кислорода.
3. Создание алгоритма расчета интенсивности свечения атомарного кислорода 557.7 нм по данным о физико-химическом составе мезосферы-нижней термосферы, полученном с помощью спутникового инструмента.
4. Сравнение интенсивностей 557.7 нм и температур эмиссионного слоя по данным спутникового инструмента, наземных инструментов и эмпирических моделей верхней атмосферы.
5. Взаимная корректировка (калибровка) параметров верхней атмосферы, получаемых наземными и спутниковыми инструментами.
6. Исследование среднемноголетних сезонных вариаций параметров слоя свечения 557.7 нм над Юго-Восточной Сибирью по данным наблюдений и моделирования.
7. Исследование влияния ВСП на параметры эмиссионных слоев атомарного кислорода и гидроксила над Сибирью.

### **Научная новизна работы**

Предложен новый оригинальный метод расчёта интенсивности свечения атомарного кислорода на длине волны 557,7 нм (I557.7) по данным спутникового инструмента SABER, основанный на простых фотохимических моделях. Ключевым результатом является

вычисление высотного профиля I557.7 на основе профиля концентрации атомарного кислорода ( $[O]$ ). Все необходимые для расчёта параметры — химический состав и температура мезопаузы — также были получены из измерений SABER. Продемонстрировано, что рассчитанная по этой методике ночная I557.7 находится в хорошем соответствии с наземными наблюдениями.

Предложен новый метод, для корректного сопоставления температур наблюдаемых наземным и спутниковым инструментами, в котором используется смещение высоты слоя свечения, для расчета эффективной температуры (температура с учетом эмиссионного слоя 557.7 нм) по спутниковым данным, и минимизация методом наименьших квадратов разности сезонных вариаций.

Впервые проведено сопоставление параметров слоя свечения 557.7 нм (интенсивность, температура, высота максимума) с использованием данных наземного и спутникового инструментов, при помощи методов, разработанных в рамках диссертационной работы.

Показано влияние ВСП на высотное распределение восстановленной I557.7, рассчитанной по спутниковым данным SABER, и на другие параметры атмосферы (температура, эмиссия гидроксила).

### **Методы исследования**

Данные о параметрах атмосферы Земли получены с помощью наземных инструментов Геофизической обсерватории ИСЗФ СО РАН: интерферометр Фабри-Перо (ИФП) и спектрометр SATI. В качестве спутниковых инструментов использовались SABER TIMED и MLS AURA. Фоновые климатологические сведения о параметрах атмосферы получены с использованием модели NRLMSIS 2.0. Для расчета параметров слоя свечения атмосферы на длине волны 557.7 нм (не содержащихся в модели) использовались современные представления о кинетике химических реакций в газе. Разработка программного комплекса для загрузки, обработки и фильтрации по времени и пространству исследуемых данных, моделированию и синтезу ненаблюдаемых напрямую параметров совершалась с использованием языка Python и его специализированных библиотек.

### **Достоверность полученных результатов**

Достоверность полученных результатов подтверждается использованием надежных сведений об атмосфере, полученных спутниковыми и наземными инструментами, согласованностью результатов с другими авторами работ, применением проверенных методов обработки и анализа данных и использованием корректного математического аппарата.

Вариации временной динамики I557.7 по данным наземных и спутниковых средств хорошо коррелирует друг с другом, что является признаком достоверности получаемых данных.

### **Научная и практическая значимость**

Разработанный метод может применяться в дальнейшем для построения глобальных карт пространственного распределения I557.7, исследования морфологии этого свечения атмосферы, исследований временных и пространственных распределений температуры и циркуляции верхней атмосферы. Показано, что высокая корреляция I557.7 восстановленной из спутниковых данных с регистрируемой наземным инструментом может быть использована для калибровки наземных средств по спутниковым и модельным данным.

### **Положения, выносимые на защиту:**

1. Предложен оригинальный метод расчета интенсивности свечения атомарного кислорода 557.7 нм отличительной особенностью которого является использование спутниковых измерений SABER и общепринятых фотохимических моделей.

2. Выполненное в работе сопоставление температуры области мезопаузы по данным наземного и спутникового инструментов указывает на необходимость корректировки фотохимических моделей свечения атомарного кислорода и гидроксила для использования со спутниковыми данными. Сопоставление выполнялось при помощи минимизации среднеквадратичных отклонений разности временных рядов температур, используя высоту свечения как параметр.

3. Среднемноголетние сезонные вариации параметров атмосферы в слое свечения 557.7 нм над Восточной Сибирью по данным различных инструментов и предложенного метода, демонстрируют согласованное поведение в зимне-весенний период и слабую согласованность в летне-осенний период. Наблюдаемый апрельский минимум среднемесячных значений интенсивности слоя свечения 557.7 нм не соответствуют результатам, получаемым по данным эмпирической модели NRLMSIS, где наблюдается локальный максимум.

4. Данные о вертикальной структуре эмиссионных слоев, полученные по предложенной в работе методике на основе многолетних спутниковых наблюдений, подтверждают, что мажорные внезапные стратосферные потепления вызывают возмущения, которые приводят к значительным изменениям температуры, интенсивности и высоты максимума свечения слоев атомарного кислорода и гидроксила с периодом около 10 дней.

### **Личный вклад автора**

Все представленные в диссертации результаты получены автором самостоятельно либо при его определяющем участии. Выносимые на защиту положения основаны на результатах исследований, проведенных автором самостоятельно либо при его определяющем участии. Автор принимал прямое участие в получении, обработке, научном анализе и интерпретации полученных экспериментальных данных.

### **Апробация работы**

Результаты исследований докладывались на симпозиумах и конференциях:

- V Международная научная конференция “Региональные проблемы дистанционного зондирования Земли” (Красноярск, 2018);
- Международная конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» (Москва, 2019, 2022);
- Международная Байкальская молодежная научная школа по фундаментальной физике и конференции молодых ученых «Взаимодействие полей и излучения с веществом» (Иркутск, 2019, 2022);
- Международный симпозиум по Атмосферной Радиации и Динамике (Санкт-Петербург, 2021);
- Космические риски и космическая погода (Иркутск, 2021);
- Международный Симпозиум “Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы” (Москва 2021, 2023).

### **Публикации**

1. **Saunkin, A.**; Vasilyev, R.; Zorkaltseva, O. Study of Atomic Oxygen Airglow Intensities and Air Temperature near Mesopause Obtained by Ground-Based and Satellite Instruments above Baikal Natural Territory. *Remote Sens.* 2022, 14, 112. <https://doi.org/10.3390/rs14010112>
2. Podlesny S. V., Devyatova E. V., **Saunkin A. V.**, Vasilyev R. V. Comparing methods to estimate cloud cover over the Baikal Natural Territory in December 2020 // *Solnechno-Zemnaya Fizika*. 2022. no. 4. pp. 102-109. DOI: <https://doi.org/10.12737/szf-84202210>
3. Vasilyev, R.; **Saunkin, A.**; Zorkaltseva, O.; Artamonov, M.; Mikhalev, A. Climatology of 557.7 nm Emission Layer Parameters over South-East Siberia, Observations and Model Data. *Appl. Sci.* 2023, 13, 5157. <https://doi.org/10.3390/app13085157>
4. **Saunkin A. V.**, Vasilyev R. V., and Zorkaltseva O. S., "Airglow intensity of atomic oxygen 557.7 nm according to satellite and ground-based observations over Eastern Siberia", *Proc.*

SPIE 11916, 27th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics, Atmospheric Physics, 1191682 (15 December 2021); <https://doi.org/10.1117/12.2603386>

5. **Saunkin A. V.**, Vasilyev R. V., Zorkaltseva O. S., Artamonov M. F., and Mikhalev A. V., "Climatology of atmospheric parameters in mesosphere-lower thermosphere region of the Southern of Eastern Siberia.", Proc. SPIE 12780, 29th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics, 127807E (17 October 2023); <https://doi.org/10.1117/12.2690774>

6. Zorkaltseva O. S., Vasilyev R. V., **Saunkin A. V.**, and Pogoreltsev A. I., "The study of temperature and night green airglow at mid-latitude in MLT during winter", Proc. SPIE 11560, 26th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics, Atmospheric Physics, 1156081 (12 November 2020); <https://doi.org/10.1117/12.2574914>

7. Medvedeva I. V., Tatarnikov A. V., Edemsky I. K., and **Saunkin A. V.**, "Studying variations in atmospheric constituents over the Baikal Natural Territory from the long-term data of Aura MLS measurements", Proc. SPIE 12341, 28th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics, 123410P (7 December 2022); <https://doi.org/10.1117/12.2644834>

8. Olga ZORKALTSEVA, Andrei SAUNKIN, Roman VASILYEV, Galina GAVRILYEVA, Maxim ARTAMONOV, Olga ANTOKHINA, Effects of Sudden Stratospheric Warmings on Airglow Emissions Layers Over Siberia, Advances in Space Research, 2025, ISSN 0273-1177, <https://doi.org/10.1016/j.asr.2025.01.054>.

Из представленных публикаций четыре входит в список ВАК.

### **Структура и объем диссертации**

Диссертация состоит из введения, шести глав, заключения и списка литературы. Общий объем диссертации составляет 118 страниц, включая 50 рисунков. Список цитируемой литературы состоит из 123 наименований.

# Глава 1. Теоретические основы

## 1.1 Вертикальная структура атмосферы

### 1.1.1 Принципы деления атмосферы на слои

Атмосфера Земли является газовой средой, основными компонентами которой являются атомы и молекулы азота и кислорода, а также водорода и гелия. Малые компоненты, например, окись азота, окись углерода, двуокись углерода, и тд. (Рисунок 1), а также метастабильные атомы и молекулы - являются составляющими для фотохимии, энергетики и излучения атмосферы [Шефов и др., 2006].

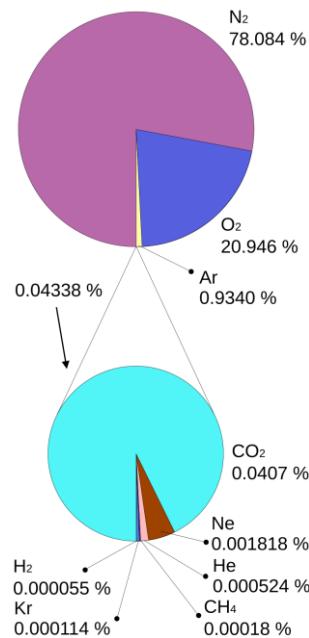


Рисунок 1. Химический состав атмосферы [<https://clck.ru/3QrmZy>]

Атмосферные газы не расслаиваются на высотах до 100 км. Компоненты атмосферы находится в постоянном движении что приводит к их перемешиванию. Выше 100 км происходит расслоение атмосферных газов вследствие увеличения длины свободного пробега частиц, что приводит к интенсивной диффузии газовых компонент, в результате которой каждая компонента распределяется по экспоненциальному закону соответствующему её

атомной массе. Выше 1000 км атмосфера состоит преимущественно из атомарного кислорода, гелия и водорода (Рисунок 2а).

Земная атмосфера представляет собой последовательность слоев, отличающиеся температурными характеристиками. Вертикальное распределение температуры атмосферы показано на Рисунке 2б. Каждый слой представляет собой область, где изменение температуры с высотой имеет постоянный знак. Слои называются “сферами”, а границы между ними “паузами” [Брасье, Соломон, 1987].

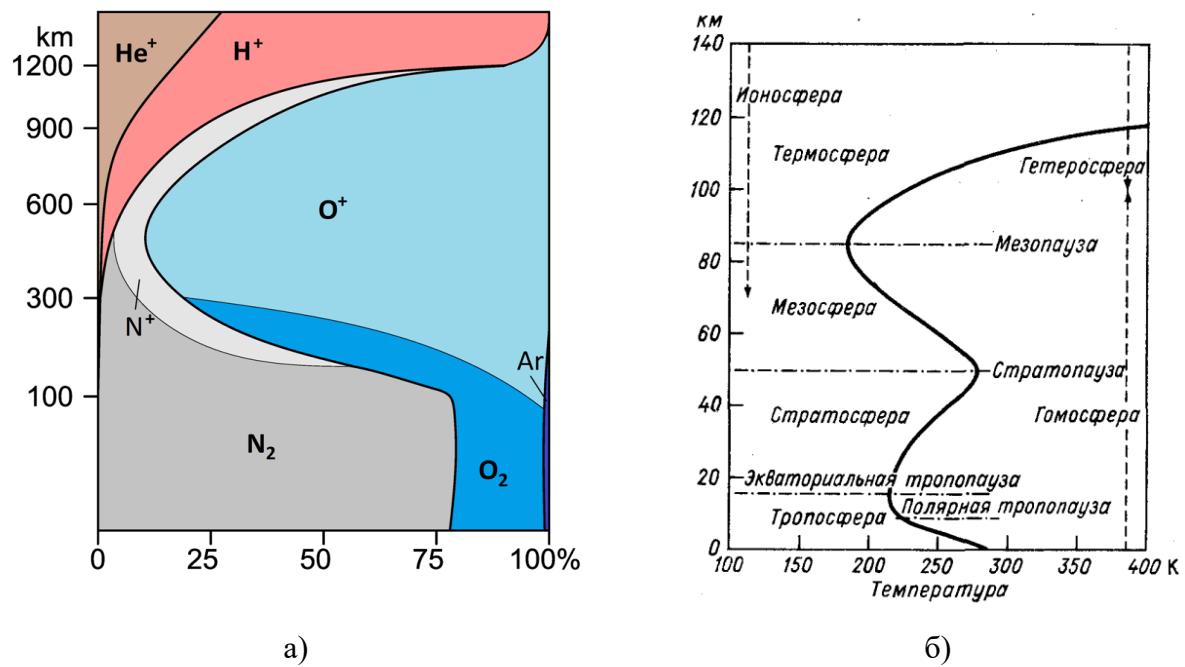


Рисунок 2. а) Распределение химического состава атмосферы по высоте [https://clck.ru/3Qrmfk], б) Термическая структура атмосферы [Брасье, Соломон, 1987]

Самая нижняя часть атмосферы — тропосфера. У полюсов ее толщина составляет 8 км, а у экватора - 18 км. Тропосфера является самой плотной частью атмосферы, в ней концентрируется практически весь водяной пар, облака и осадки. Температура в тропосфере уменьшается с высотой [Моханакумар, 2011].

Тропосфера ограничена сверху тропопаузой, и она является нижней границей слоя стратосферы. Эта граница препятствует вертикальному перемешиванию, поэтому в тропопаузе часто бывают большие градиенты концентрации. Концентрация водяного пара существенно уменьшается над тропопаузой, а концентрация озона существенно растет [Моханакумар, 2011].

Стратосфера располагается выше тропопаузы. Температура в стратосфере увеличивается, с высотой, до ~273 К в стратопаузе, где происходит смена знака температурного градиента. Озон играет основную роль в регулировании температурного

режима в стратосфере. Температура увеличивается с ростом концентрации озона. Озон поглощает солнечную УФ радиацию, в результате образуется кинетическая энергия атомов и молекул, благодаря которой повышается температура в стратосфере. Верхняя граница стратосферы называется стратопаузой. Она находится на уровне 50-55 км, выше которого температура перестает расти с высотой [Моханакумар, 2011].

Над стратопаузой находится мезосфера, на высотах от ~50 до ~90 км. Процессы в мезосфере включают сложное взаимодействие динамических, термических и химических механизмов. Если рассматривать экстремальные значения температурного режима мезосферы, то летом над полюсами наблюдается минимальные значения температуры (до 150 К), что обусловлено адиабатическим охлаждением при подъеме воздуха в циркуляции "лето–зима" [Smith, 2004]. Зимой мезопауза нагревается из-за нисходящих движений. Парниковые газы, в свою очередь, являются источником радиационного охлаждения, основной вклад вносит CO<sub>2</sub>, который понижает температуру мезопаузы со скоростью до 8 К/сутки. Сезонная изменчивость высоты мезопаузы летом составляет 80–90 км, зимой — около 100 км. Резкий переход между этими уровнями создает широтные температурные градиенты, влияющие на распространение гравитационных и приливных волн [Smith, 2004].

Мезопауза отделяет мезосферу от следующего слоя. Мезопауза характеризуется температурным минимумом, высота которого значительно меняется в зависимости от широты и сезона. Формирование мезопаузы определяется балансом между фотохимией и динамикой. Помимо преобладающих радиационных процессов, ключевое значение имеют адиабатические эффекты: адвекция в общей циркуляции, молекулярный и турбулентный перенос тепла, а также диссипация энергии гравитационными волнами и конвекцией [Brasseur, Solomon, 2005].

Термосфера, находящаяся над мезосферой, является областью высокой температуры (~500-2000 К), и низкой плотности. Энергетический баланс термосферы определяется поглощением интенсивной солнечной радиации молекулярным кислородом, концентрация которого, в этом слое, невелика. Хотя на высотах 100-200 км основными компонентами газовой среды являются азот и кислород, она характеризуется значительной разреженностью [Моханакумар, 2011].

Термопауза - это уровень, на котором рост температуры останавливается с высотой. Высота термопаузы находится между 250 и 500 км и зависит от солнечной активности [Моханакумар, 2011].

Экзосфера наиболее удаленная область от земной поверхности. Ее верхняя граница располагается на высотах ~960-1000. Экзосфера является переходной зоной между земной атмосферой и межпланетным пространством [Моханакумар, 2011].

Атмосфера подвержена воздействию солнечной ультрафиолетовой радиации, поглощение которой приводит к продукции различных малых газовых компонент и ионов. Изменения ионно-химического состава влияют на температуру атмосферы, её динамику, влияют на процессы переноса излучения, распространение радиоволн и формируют собственное свечение атмосферы. Наиболее яркие примеры такого рода процессов это формирование озонового слоя и ионосферы Земли.

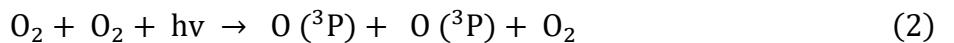
### 1.1.2. Формирование озонового слоя и ионосферы

Содержание озона зависит как от годовых изменений солнечной радиации, так и от гораздо более быстрых процессов – переноса воздушными течениями атмосферы.

Молекула озона ( $O_3$ ), состоящая из трёх атомов кислорода, может распадаться на молекулярный ( $O_2$ ) и атомарный ( $O$ ) кислород. Энергия, требуемая для этой диссоциации, составляет 1,04 эВ. Обратная реакция — образование  $O_3$  — возможна при наличии в атмосфере свободных атомов кислорода. Эти атомы появляются в результате диссоциации молекулы  $O_2$ , для которой требуется энергия в 5,09 эВ. При поглощении кванта света в ультрафиолетовом диапазоне с длиной волны 122–175 нм молекулой кислорода [Хриан, 1969] инициируется реакция:



а при  $\lambda \leq 242.4$  нм, т. е. в коротковолновой части ультрафиолетовой области, происходит следующая реакция:



Поглощение излучения в диапазоне 175–201 нм может привести к образованию возбуждённой  $O_2$ , которая при столкновении с обычной молекулой кислорода диссоциирует на два атома [Хриан, 1969]. Суммарную реакцию образования атомарного кислорода можно записать так:



Озон может образоваться в процессе тройных соударений молекул



где  $M$  — молекула кислорода, азота или любая другая, способная доставить нужную для образования молекулы  $O_3$  энергию [Хргиан, 1969].

Как уже отмечалось, озон поглощает солнечное ультрафиолетовое и видимое излучение, что приводит к его распаду на  $O_2$  и атом кислорода, в нормальном или возбуждённом состоянии [Хргиан, 1969]. Этот процесс описывается реакциями:



Распад молекулы озона возможен при ее столкновении с атомом кислорода [Хргиан, 1969]:



В верхней мезосфере и термосфере концентрация атомарного кислорода становится выше, чем концентрация озона. В этом регионе озон является короткоживущим компонентом, поскольку скорость его фотолиза с высотой резко возрастает. В результате озон находится в фотохимическом равновесии с атомарным кислородом, время жизни которого, в отличие от озона, значительно увеличивается с высотой [Брасье, Соломон, 1987].

Ионосфера — это слой земной атмосферы, где под воздействием жесткого ультрафиолетового и мягкого рентгеновского излучения Солнца происходит не только разрушение молекул (как в озоновом слое), но и ионизация атомов и молекул. Основной механизм ионизации связан с поглощением солнечного излучения в рентгеновском и УФ-диапазонах. С увеличением высоты атмосфера становится более разреженной, что замедляет процессы рекомбинации плазмы и присоединения электронов к нейтральным частицам. Благодаря этому концентрация электрон-ионной плазмы достигает значений, достаточных для влияния на радиосвязь: ионосфера отражает короткие и средние радиоволны, обеспечивая их распространение на большие расстояния [Моханакумар, 2011].

На Рисунке 3 представлено вертикальное строение ионосферы Земли. На схеме видна вертикальная структура этой области атмосферы, где, как правило, выделяют отдельные слои - D, E, F1 и F2. Область наиболее высоких температур в верхней атмосфере совпадает с верхней ионосферой, поскольку в обеих этих зонах ключевую роль играет воздействие

солнечного рентгеновского излучения, которое одновременно ионизирует и нагревает верхние слои атмосферы [Моханакумар, 2011].

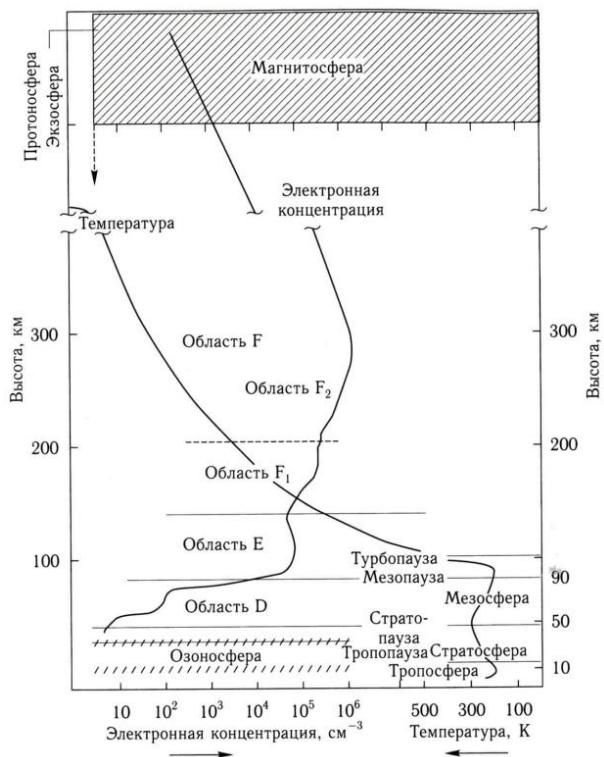


Рисунок 3. Дневной высотный профиль электронной концентрации в ионосфере и нейтральной атмосфере [Моханакумар, 2011]

Поглощение УФ излучения Солнца верхней атмосферой обуславливает процессы фотоионизации и фотодиссоциации молекул и атомов и приводит к прямому нагреву поглощающей среды, а также к вариациям химического состава атмосферы по вертикали и к образованию слоёв плазмы. Вследствие возникновения новых веществ и ионов в атмосфере возникают последовательности химических реакций, обеспечивающих сток из атмосферы энергии ультрафиолета вложенной в химический потенциал. Часть этой энергии поглощённого УФ излучения превращается в тепло в результате экзотермических реакций, а часть передаётся в возбуждённые состояния продуктов реакций, что приводит к возникновению собственного свечения атмосферы.

## 1.2. Формирование слоев собственного свечения атмосферы

Верхняя атмосфера обладает собственным свечением, интенсивность которого варьируется в зависимости от времени суток. На протяжении почти века анализ этого излучения позволяет получать информацию о её строении и протекающих в ней процессах.

Слои свечения формируются в результате химических реакций и рекомбинаций возбужденных атомов и молекул. Ключевой аспект химии возбужденных частиц, особенно в области мезосферы и нижней термосферы, это их роли в процессах флюoresценции и хемилюминесценции, где флюoresценция определяется как быстрое излучение поглощенного фотона.



Хемилюминесценция возникает, когда частица переходит в возбуждённое состояние в ходе химической реакции, а не от поглощения фотона:



Возбужденные составляющие могут тратить свою энергию при соударениях с другими молекулами (гашение). Однако в верхней атмосфере, где плотность воздуха относительно мала и имеется больше фотонов с высокой энергией для образования возбужденных частиц, возникает флюoresценция и хемилюминесценция. Таким образом освобождаются фотоны фиксированных длин волн или континуума, образуя характерные эмиссии собственного свечения атмосферы [Брасье, Соломон, 1987].

Собственное свечение атмосферы генерируется преимущественно за счет фотохимических реакций (таких как диссоциация, рекомбинация и хемилюминесценция) и рекомбинации ионов в ионосфере. В основе этих явлений лежит образование возбужденных частиц в результате химических реакций или столкновений. Далее, способность такой частицы испустить фотон определяется балансом между двумя конкурирующими процессами: радиационным переходом в основное состояние (чья вероятность задается коэффициентом Эйнштейна  $A_{ki}$  и временем жизни  $\tau = 1/A_{ki}$ ,  $k$  – индекс верхнего уровня,  $i$  – нижнего) и столкновениями с окружающими частицами, приводящими к безызлучательной потере энергии. Считается, что именно эта конкуренция является определяющей для всех наблюдаемых процессов атмосферного излучения [Шефов и др., 2006]

Изменение концентрации возбуждённых частиц с высотой, зависит от плотности атмосферы (т.е. на больших высотах меньше столкновений, поэтому возбуждённые состояния живут дольше) и интенсивности солнечного излучения. В термосфере (выше 100 км) УФ и рентгеновское излучение приводит к сильному возбуждению атомов. Концентрация зависит и от химического состава, так как разные реакции доминируют на разных высотах. Время жизни

возбуждённых состояний тоже зависит от высоты, и чем выше, тем меньше столкновений и больше время жизни. Образование возбуждённых состояний происходит за счет фотохимических реакций, рекомбинаций ионов и прямого возбуждения солнечным излучением. Гашение за счет излучательного перехода (испускание фотона), безызлучательной релаксации (передача энергии при столкновениях) и химических реакций.

В сильно разреженной газовой среде верхней атмосферы (выше 80 км) ключевую роль в протекании химических реакций и образовании новых компонентов играют столкновения между атомами и молекулами. Кинетика этих процессов характеризуется частотой газокинетических столкновений, которая задается соотношением:

$$\beta \cdot [N] = 0.81 \cdot 10^{-1} \cdot \sqrt{\frac{T}{M}} \cdot [N] (s^{-1}) \quad (12)$$

где  $\beta$  – коэффициент скорости  $T$  – температура,  $M$  – молекулярная масса,  $[N]$  – концентрация частиц. Как видно из формулы, среднее время между двумя столкновениями на порядки больше длительности самого столкновения. Это позволяет считать систему сталкивающихся частиц изолированной от остальной среды в промежутках между соударениями [Шефов и др., 2006].

Концентрация продуктов реакции [Шефов и др., 2006]



где  $E$  – энергия равная:

$$[AC] = \alpha \cdot [AB] \cdot [CD] \cdot \tau \quad (14)$$

где то что в квадратных скобках – концентрации ( $\text{см}^{-3}$ ),  $\alpha$  – коэффициент скорости реакции ( $\text{см}^3 \text{с}^{-1}$ ),  $\tau$  – время жизни (с) молекул АС, образовавшихся в реакции [Шефов и др., 2006].

Время жизни возбужденных атомов и молекул описывается следующим уравнением:

$$\tau = \frac{1}{\sum_K A_{ik} + \sum_m \beta_{im} \cdot [M]} (c) \quad (15)$$

где  $A_{ik}$  – вероятности переходов ( $\text{с}^{-1}$ ) с излучением из возбужденного состояния,  $\beta_{im} \cdot [M]$  – скорости процессов дезактивации ( $\text{с}^{-1}$ ) возбужденных состояний. Константы скорости реакций  $\alpha$  являются функциями температуры,  $\beta$  – коэффициент скорости дезактивации,  $M$  – атомы и молекулы, вызывающие дезактивацию возбужденных частиц как путем снятия возбуждения, так и последующими химическими реакциями [Шефов и др., 2006].

Коэффициент скорости реакции:

$$\alpha(\text{или } \beta) = \int_{E_0}^{\infty} \sigma(E) \cdot v(E) \cdot dE \quad (16)$$

где  $\sigma(E)$  – эффективное сечение взаимодействия реагирующих компонентов,  $v(E)$  – скорость,  $E_0$  – энергия, с которой начинается реакция [Шефов и др., 2006]. Поскольку скорость зависит от температуры:

$$\alpha = k(T) \cdot e^{-\frac{E}{T}} (\text{см}^3 \cdot \text{с}^{-1}) \quad (17)$$

где  $E$  – минимальная энергия активации для вступления в реакции активных молекул, коэффициент  $k(T)$  является функцией температуры, а также размеров и масс реагирующих молекул [Шефов и др., 2006].

Излучаемая интенсивность, на примере образования возбужденных молекул кислорода в процессе Барта, для линии 557.7 нм, определяется следующим соотношением:

$$I_{557.7} = \int_0^{\infty} Q(Z) dZ \text{ (рэлей)} \quad (18)$$

где  $Q$  – мера эмиссии ( $\text{фотон} \cdot \text{см}^{-3} \text{с}^{-1}$ ),  $Z$  – высота [Шефов и др., 2006].

Слои атмосферного свечения (Рисунок 4) формируются из-за сложного баланса между солнечным излучением, химическими реакциями и процессами рекомбинации. Их интенсивность и спектр меняются с высотой из-за вариаций плотности, состава атмосферы и времени жизни возбуждённых состояний. Слоистая структура собственного свечения отражает вертикальный профиль температуры, плотности и состава атмосферы.



Рисунок 4. Фотография Земли сделанная с космической станции NASA [<https://www.nasa.gov>]

Собственное излучение атмосферы относится к области аэрономии, которая является связующим звеном между химией и физикой атмосферы [Brasseur, Solomon, 2005]. Исследование свечения атмосферы играет ключевую роль в решении таких глобальных проблем, как изменение климата, мониторинг космической погоды и изучение вертикальных связей в атмосфере [Khomich et al., 2006]. Также с помощью свечения атмосферы можно изучать структуру гравитационных волн. Возможности такого исследования продемонстрированы в работах [Pautet et al., 2019; Sedlak et al., 2021; Gavrilov et al., 2024].

На интенсивность и структуру слоев свечения атмосферы влияют различные факторы, включая солнечную активность и геомагнитные бури (Uma et al., 2011; Михалев, 2020; Гаврильева и др., 2021). Другие значимые факторы включают взаимодействие с искусственными и естественными космическими объектами, такими как метеоры, космические аппараты (Beletsky et al., 2004; Mende et al., 1998) и сейсмическая активность (Inchin et al., 2020; Mikhalev et al., 2021).

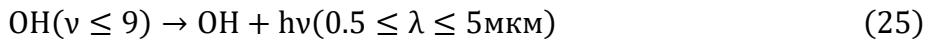
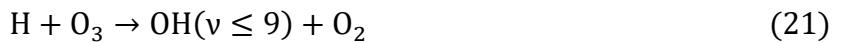
Ниже приводится более подробное описание некоторых эмиссий, фотохимические реакции, их длины волн и на каких высотах возникает излучение.

### 1.2.1. Эмиссия гидроксила (OH)

Природа эмиссии гидроксила была объяснена значительно позже её первоначального обнаружения. Первые свидетельства этого явления были получены в 1928 году [Slipher, 1929],

когда были обнаружены спектральные максимумы около 653, 687 и 727 нм [Шефов и др., 2006].

Излучение гидроксила (OH) возникает на высотах ~87км [Rousselot et al., 2000], чуть ниже слоя свечения атомарного кислорода (557.7 нм). Его источником являются реакции рекомбинации атомарного кислорода, который, в свою очередь, образуется при фотодиссоциации молекулярного кислорода. Данный процесс приводит к формированию в атмосфере характерной полосы свечения, возникающей за счет вращательно-колебательных переходов возбужденных молекул OH. Излучение этих молекул охватывает широкий инфракрасный диапазон от ~0,5 до ~5 мкм [Шефов и др., 2006, Khomich et al., 2006]. Ниже приведены реакции образования эмиссии гидроксила:



Наиболее интенсивное свечение OH-молекулы наблюдается в ближней инфракрасной области спектра (~1,5 мкм). Поскольку некоторые из её низких вращательных уровней находятся в состоянии, близком к локальному термодинамическому равновесию, это позволяет использовать их для оценки температуры [Шефов и др., 2006].

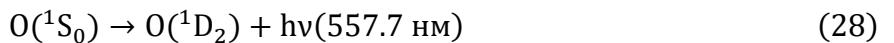
Наземные измерения позволяют определить три ключевых геофизических параметра гидроксильного излучения мезопаузы: интенсивность, вращательную и колебательную температуры. Интенсивность излучения служит индикатором скорости фотохимических процессов и динамической структуры верхней атмосферы; её изменения содержат информацию о скорости рекомбинации атомарного кислорода, диссипации энергии и путях образования молекул OH. Вращательная и колебательная температуры, в свою очередь, дают сведения о состоянии среды, скоростях релаксационных процессов и вероятностях соответствующих переходов [Шефов и др., 2006].

Параметры эмиссии гидроксила измеряются с помощью различных наземных и дистанционных инструментов, включая спектрометры, фотометры и интерферометры [Ammosov et al., 2000].

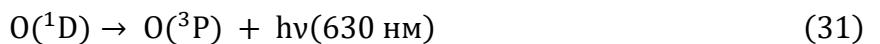
### 1.2.2. Эмиссия атомарного кислорода (O)

Эмиссия 557.7 нм впервые была исследована Рэлеем [Rayleigh, 1924] еще в начале прошлого века. Начиная с 1924 излучение зеленой линии наблюдалось многими наземными инструментами, ближе к 1971 году – ракетными инструментами, и в свою очередь спутниковыми инструментами с 1999 года [Fukuyama, 1977]. Многолетние наблюдения эмиссии 557.7 нм, выполненные на сети распределённых станций, позволили провести систематизацию данных и установить закономерности в вариациях её ключевых параметров: интенсивности, доплеровской температуры и высоты максимума излучающего слоя, локализованного вблизи 100 км [Шефов и др., 2006]. Поэтому в настоящее время она является наиболее изученной линией ночных свечений.

Рекомбинация атомарного кислорода, образующегося при фотодиссоциации  $O_2$  ультрафиолетовым излучением Солнца, приводит к излучению на длине волны 557,7 нм [Semenov, Shefov, 2008]. В атмосфере Земли наблюдается два основных механизма генерации свечения на длине волны 557,7 нм. Наиболее интенсивный из них связан с полярными сияниями, возникающими при высыпании энергичных электронов в высокоширотных регионах во время геомагнитных бурь. Для данного механизма характерны следующие особенности: процессы в верхних слоях атмосферы сопровождаются повышением температуры; в условиях авроральной активности может происходить искажение профиля линии 557,7 нм; указанное искажение способно приводить к некорректной оценке температурных характеристик [Ignat'ev, Nikolashkin, 2002]. Интенсивные зеленые сияния, появляются только во время самых сильных геомагнитных бурь [Khomich et al., 2002] и [Михалев, 2019]. Второй механизм основан на химических рекомбинации с участием атомарного кислорода. В данной диссертационной работе этот механизм является основным в генерации свечения 557,7 нм.



Атомарный кислород излучает также на высотах  $\sim 270$  км преимущественно на длине волны 630 нм (и слабо на 557.7 нм), что описывается следующими реакциями:



Зависимость интенсивности эмиссии 557,7 нм от концентрации атомарного кислорода позволяет использовать её в качестве индикатора для изучения динамических процессов (ветра и горизонтальной диффузии) в мезосфере и нижней термосфере. Именно динамические процессы определяют пространственное перераспределение кислорода, который, в свою очередь, является центральным элементом в фотохимических реакциях и энергетическом балансе данной области атмосферы [Шефов и др., 2006].

Наиболее выраженной особенностью вариаций эмиссии 557.7 нм является годовая составляющая, величина которой увеличивается с увеличением широты. Результаты многолетних исследований свидетельствуют о выраженной сезонной зависимости и межгодовых вариациях в характеристиках эмиссии 557.7 нм [Liu et al., 2008; Wang et al., 2002]. Амплитуда полугодовой составляющей вариаций этой эмиссии значительно слабее амплитуды годовой составляющей, она максимальна над экватором и уменьшается с увеличением широты [Deutsch, Hernandez, 2003]. В работе [Fukuyama, 1977] показано, что амплитуда годовой составляющей зеленой линии на широтах от 7 до 44 с.ш. находится в пределах от 10% до 30%, с меньшими амплитудами на низких широтах. Амплитуда полугодовых колебаний также варьируется с широтой, уменьшаясь с увеличением широты от 37% в низких широтах до примерно 10% в средних широтах. Используя фотометрические данные 557.7 нм над Кисо за период 1979-1994 авторы [Shiokawa, Kiyama, 2000] показали наличие двух сезонных пиков: один в июне, а другой в октябре.

Полугодовые вариации излучения на длине волны 557.7 нм в тропическом регионе наблюдались по спутниковым измерениям WINDII, измерениях наземных фотометров, а также в модели TIME-GCM [Shepherd et al., 2005]. Однако для регионов средних широт полугодовая компонента была отмечена в работе [Shepherd et al., 2005] по спутниковым данным только на 96 км в 20:00 LT, которая с течением ночи ослабевала и к 02:00 LT практически отсутствовала. В работе [Фишкова, 1983; Fukuyama, 1977; Михалев, 2017] на основе многолетних данных об атмосферной эмиссии 557.7 нм было показано наличие 3-х максимумов I 557.7 нм в феврале-марте и октябре, а также в июне. При этом амплитуда октябряского максимума наибольшая. Минимальные значения I557.7 наблюдались в апреле. К возможным механизмам, обусловливающим особенности сезонного хода I557.7, можно отнести вариации глобальной циркуляции атмосферы на высотах МНТ, обеспечивающие перенос атомарного кислорода в верхней атмосфере, вертикальные движения слоя кислорода и температурные вариации на уровне эмиссии.

### 1.2.3. Эмиссия атомарного натрия (Na)

Металлы в верхней атмосфере Земли представляют собой минорные составляющие, не относящиеся к газовым компонентам, и используются в качестве индикаторов динамических процессов. Эмиссия натрия в линиях 589.0-589.6 нм (32, 33) была впервые зафиксирована [Slipher, 1929] в спектре ночного неба. Основными источниками поступления атомарного натрия в атмосферу являются испарение с поверхности океанов и метеорная аблация в области мезопаузы. Соответствующий слой свечения локализован на высоте ~92 км и имеет толщину ~10 км [Шефов и др., 2006].



## 1.3. Методы исследования атмосферы с использованием собственного свечения.

### 1.3.1. Наземные методы наблюдений

Свечение верхних слоев атмосферы служит точным индикатором состояния атмосферы. Такие параметры, как плотность, температура и их изменения, отражаются в интенсивности и спектре этого излучения. Для их измерения требуется спектральная аппаратура с высоким разрешением, позволяющая фиксировать малейшие изменения в спектре. Выбор конкретного прибора зависит от целей исследования. [Шефов и др., 2006].

Оптические методы измерений — неотъемлемый инструмент изучения физики верхней атмосферы и околоземного космического пространства. Все теоретические модели, описывающие свойства и поведение атмосферы, должны либо опираться на данные этих экспериментов, либо проходить через их экспериментальную проверку [Шефов и др., 2006].

Спектральные приборы служат для разложения электромагнитного излучения (УФ, видимого и ИК диапазонов) на монохроматические составляющие. Этот процесс осуществляется с помощью диспергирующих элементов, среди которых сегодня наибольшее распространение получили дифракционные решетки. Они бывают плоскими, вогнутыми и отличаются формой штриха. По своему назначению спектральные приборы делятся на:

монохроматоры – выделяют узкую спектральную линию; полихроматоры – одновременно выделяют несколько узких спектральных областей; спектрографы – предназначены для одновременной фотографической регистрации широкого участка спектра; спектрометры – позволяют проводить сканирование спектра [Шефов и др., 2006].

Данные инструменты позволяют исследовать параметры атмосферы (температуру, интенсивность, ветер) полученные при регистрации различных эмиссий, например таких как: атомарный кислород (O), гидроксил (OH), молекулярный кислород (O<sub>2</sub>), атомарный натрий (Na), гелий (He), атомарный водород (H), окись азота (NO), различные металлы (K, Mg<sup>+</sup>, Li, Ca<sup>+</sup>, Fe) и т.д.

Исследование свечения ночного неба, объединяющего собственное излучение атмосферы и внеатмосферные источники, связано с регистрацией крайне слабых световых потоков. В отличие от фотографического метода, требующего многочасовых экспозиций, фотоэлектрические приёмники позволяют фиксировать быстрые изменения свечения. При этом не существует универсальных серийных приборов для таких задач. Создание измерительной аппаратуры для исследований атмосферного свечения характеризуется разработкой специализированных инструментов в единичных экземплярах или ограниченных сериях, ориентированных на достижение конкретных научных целей [Шефов и др., 2006].

Сфера применения интерферометров охватывает научные исследования и промышленный контроль, где доминируют задачи измерения линейных смещений и длин волн. В области термометрии их использование в основном сконцентрировано в зоне высоких температур и значительных интенсивностей излучения, что обусловлено требованиями к приемлемому времени регистрации и влечет за собой разработку специализированных конструкций. В свою очередь, применение интерферометров в астрономии и при изучении собственного свечения атмосферы, связанное с регистрацией слабых световых потоков, выдвигает качественно иные требования: необходимость обеспечения многочасовой стабильности, эффективного экранирования от фоновых помех и достижения предельной чувствительности приемно-регистрирующих систем [Шефов и др., 2006].

Практически с момента открытия свечения верхней атмосферы для его исследования начали применять интерферометр Фабри-Перо. Выдающиеся светосила и разрешающая способность этого прибора сыграли решающую роль в решении одной из важнейших научных задач того времени — точном определении длины волны зеленой линии ночного неба. К

основным направлениям его применения относятся: определение доплеровской температуры по линиям атомарного кислорода 557.7 нм, исследование аномального уширения линий излучения натрия и анализ вращательно-колебательных спектров гидроксила [Шефов и др., 2006].

### **1.3.2. Спутниковые методы наблюдения**

Инструменты дистанционного зондирования собирают большие объемы информации о состоянии окружающей среды, принимая излучение в широком спектральном диапазоне. Основная сложность заключается в создании алгоритмов для преобразования этих данных в пригодную для использования информацию. Различают активные и пассивные методы. Активные предполагают излучение спутником собственного сигнала (например, лазера) с последующей регистрацией его отражения. Однако чаще используются пассивные методы, основанные на приеме естественного излучения — отраженного солнечного света или собственного излучения объектов [Сутырина, 2013].

Для получения комплексной геофизической информации на орбиту были выведены специализированные спутники, оснащённые аппаратурой дистанционного зондирования. Съёмка земной поверхности осуществляется в различных диапазонах спектра: ультрафиолетовом (УФ), видимом, ближнем, среднем и тепловом инфракрасном (ИК), а также в радиодиапазоне [Сутырина, 2013].

Исследования собственного свечения атмосферы при помощи спутниковых инструментов производятся методом сканирования лимба Земли. В таких спутниковых инструментах используются радиометры, спектрометры и интерферометры. Предназначены они для получения сведений о высотном распределении таких параметров атмосферы как химический состав, температура, различные эмиссии, скорость ветра и т.д. [Шефов и др., 2006].

Спутниковые измерения эмиссии верхней атмосферы имеют ряд уникальных особенностей, сочетающих преимущества и ограничения. Ключевое достоинство — возможность быстрого получения глобальных разрезов, демонстрирующих широтно-долготные вариации. Однако для выявления статистически значимых закономерностей требуются длительные серии наблюдений, что представляет отдельную задачу. Особую сложность создает лимбовое зондирование (наблюдение вдоль горизонта): измеряется интегральная интенсивность, усредненная по обширному диапазону широт, долгот и местного

времени. В околосумеречные периоды луч зрения неизбежно пересекает как еще неосвещенные, так и уже освещенные Солнцем области атмосферы [Шефов и др., 2006].

#### **1.4. Модели для исследования верхней атмосферы**

MSIS (Mass Spectrometer Incoherent Scatter, [http://uap-www.nrl.navy.mil/models\\_web/msis/msis\\_home.htm](http://uap-www.nrl.navy.mil/models_web/msis/msis_home.htm)). Одна из промежуточных версий модели является NRLMSISE-00, разработанная коллективом авторов (Mike Picone, Alan Hedin и Doug Drob) на основе модели MSISE90. Модель NRLMSIS 2.0, разработана на основе NRLMSISE-00, другими словами, данная модель является крупным, переформулированным обновлением предыдущей версии NRLMSISE-00 [<https://ccmc.gsfc.nasa.gov/models/NRLMSIS~2.0/>]. Как и ее предшественники, NRLMSIS 2.0 является эмпирической атмосферной моделью, которая оценивает среднее наблюдаемое поведение температуры, восемь видов плотностей (N<sub>2</sub>, O<sub>2</sub>, O, He, H, Ar, N и аномальный O) и плотность массы как параметрическую функцию местоположения, дня года, времени суток, солнечной активности (через индекс F10.7) и геомагнитной активности (через индекс “ар”). Модель включает физические ограничения гидростатического равновесия в хорошо перемешанной нижней атмосфере (ниже высоты ~70 км), гидростатическое равновесие по видам (аналогично диффузионному равновесию) выше ~200 км и релаксацию термосферной температуры к асимптотической экзосферной температуре (через температурный профиль Бейтса) [Emmert et al., 2020]. NRLMSISE-2.0 использует ракетные, спутниковые измерения и данные радаров некогерентного рассеяния.

Эмпирическая модель CIRA, разрабатываемая Комитетом COSPAR, служит для расчета термодинамических параметров атмосферы вплоть до 2000 км. Начиная с 1960-х годов, было опубликовано несколько ее версий, среди которых часто цитируется CIRA-86. Данная модель интегрирует в себе два основных компонента: выше 120 км она заимствует термосферный блок из модели MSIS-86, а для высот 0–120 км использует табличные данные, основанные на глобальных компиляциях (включая измерения спутников Nimbus) [Oort, 1983]. Объединенная модель удовлетворяет условиям гидростатического и теплового баланса и адекватно воспроизводит характерные черты общей циркуляции атмосферы и ее слоистой структуры. Обновленной версией данной модели является CIRA 2014 (пятое издание). Оно содержит обновленные версии эмпирических моделей, которые были разработаны благодаря значительным достижениям в прямых измерениях с помощью соответствующих космических

инструментов 1980-х, 1990-х и начала-середины 2000-х годов [<ftp://nssdcftp.gsfc.nasa.gov/models/atmospheric/cira/>].

Эмпирическая модель горизонтального ветра (HWM) прошла значительный путь развития, начиная с версии HWM87, которая моделировала нейтральный ветер в термосфере (выше 220 км) по спутниковым данным. Методология модели основана на аппроксимации зональных и меридиональных компонентов ветра с помощью векторных сферических гармоник. Последующие ревизии (HWM90, HWM93) позволили распространить её применение до земной поверхности за счёт асимиляции данных разнообразных наземных инструментов: радаров некогерентного рассеяния, интерферометров Фабри-Перо и метеорных радаров. Наиболее существенное обновление HWM07 включало в себя как фундаментальные изменения в формулировке модели, так и интеграцию значительных массивов новых наблюдений, в частности, с приборов WINDII и HRDI миссии NASA UARS.

Обновленная версия модели, HWM14, включает обширные наземные измерения ИФП 630 нм в экваториальных и полярных регионах, а также поперечные ветры со спутника Gravity Field and Steady State Ocean Circulation Explorer (GOCE) (высота ~250 км). Как и в HWM07, в термосфере модель состоит из двух частей: части спокойного времени и части геомагнитного возмущения [<https://ccmc.gsfc.nasa.gov/models/HWM14~2014/>].

Международная эталонная модель ионосферы (IRI) — это наиболее широко признанная эмпирическая модель, создаваемая в рамках совместного проекта Комитета по космическим исследованиям (COSPAR) и Международного союза радионавигации (URSI). Проект был инициирован в конце 1960-х годов с целью разработки стандартной модели на основе всех доступных наблюдений. С тех пор модель регулярно пересматривается и улучшается, и её последней актуальной версией является IRI-2020.

Модель IRI функционирует как комплексный инструмент для расчёта среднемесячных условий в ионосфере. По введённым координатам, дате и времени модель выдаёт обширный набор параметров, охватывающих электронную плотность (65/80–30000 км), ионный состав (75–2000 км) и температуры (60–2000 км). Среди выходных данных — ключевые характеристики, такие как vTEC, вертикальный дрейф ионов, вероятности образования специфических слоёв (F1, спорадический E), а также оценка влияния геомагнитной активности.

Модель базируется на данных всемирной сети ионозондов, радаров некогерентного рассеяния (таких как Аресибо, Хикамарка), спутниковых зондов (ISIS, Alouette), а также

измерений, полученных непосредственно с бортовых приборов многочисленных спутников и ракет [<https://irimodel.org/>].

В работе [Шефов и др., 2006] приводятся описания моделей эмиссии 557.7 нм для различных вариаций, таких как, в ночной период суток, лунные, сезонные, в зависимости от уровня солнечной активности, возмущенные после стратосферных потеплений (ВСП) и другие. Ниже будут рассмотрены формулы для сезонных вариаций и возмущенных вариаций после ВСП.

Интенсивность зеленой линии излучения атомарного кислорода демонстрирует сложную зависимость от времени года, находясь под влиянием нескольких факторов: географической широты, многолетних трендов и уровня солнечной активности. На основе многолетних наблюдений, проведенных в Абастумани [Фишкова, 1983; Фишкова и др., 2000, 2001], в обобщающей работе [Шефов и др., 2006] были представлены сезонные вариации интенсивности этой эмиссии для средних широт см. Рисунок 5:

$$\Delta I_S = 0.176 \cdot \cos \frac{2\pi}{365} (t_d - 230) + 0.094 \cdot \cos \frac{4\pi}{365} (t_d - 120) + 0.184 \cdot \cos \frac{6\pi}{365} (t_d - 50) \quad (34)$$

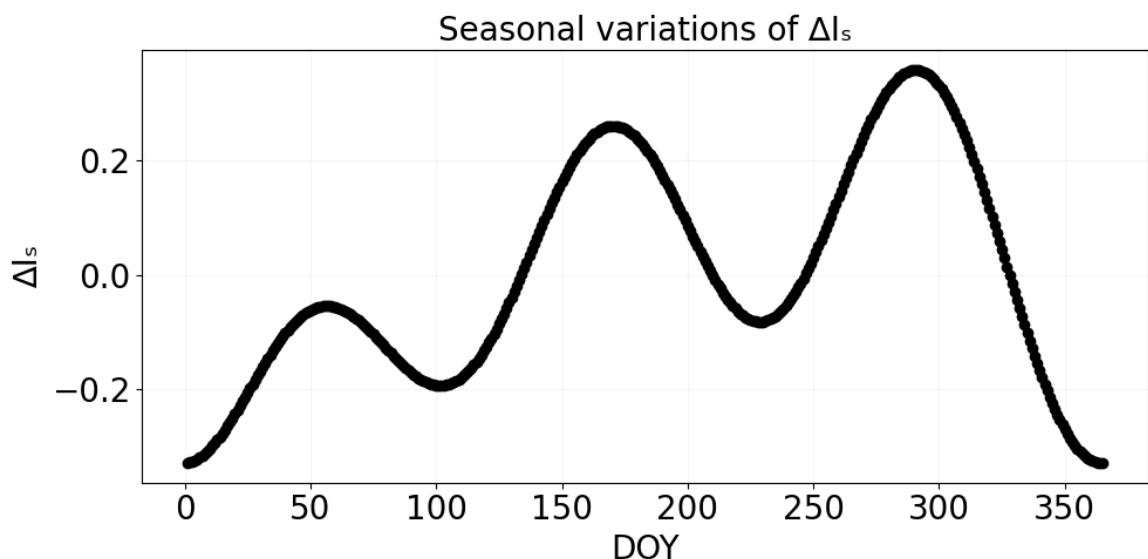


Рисунок 5. Вариации  $\Delta I_S$  относительно дня года.

В исследовании [Шефов и др., 2006] сезонные вариации температуры были рассчитаны на основании данных [Hernandez, 1976, 1977], из которых предварительно была исключена зависимость от солнечной активности см. Рисунок 6.

$$\Delta T_s = 2.74 \cdot \cos \frac{2\pi}{365} (t_d - 230) + 4.67 \cdot \cos \frac{4\pi}{365} (t_d - 120) + 9.94 \cdot \cos \frac{6\pi}{365} (t_d - 50) \quad (35)$$

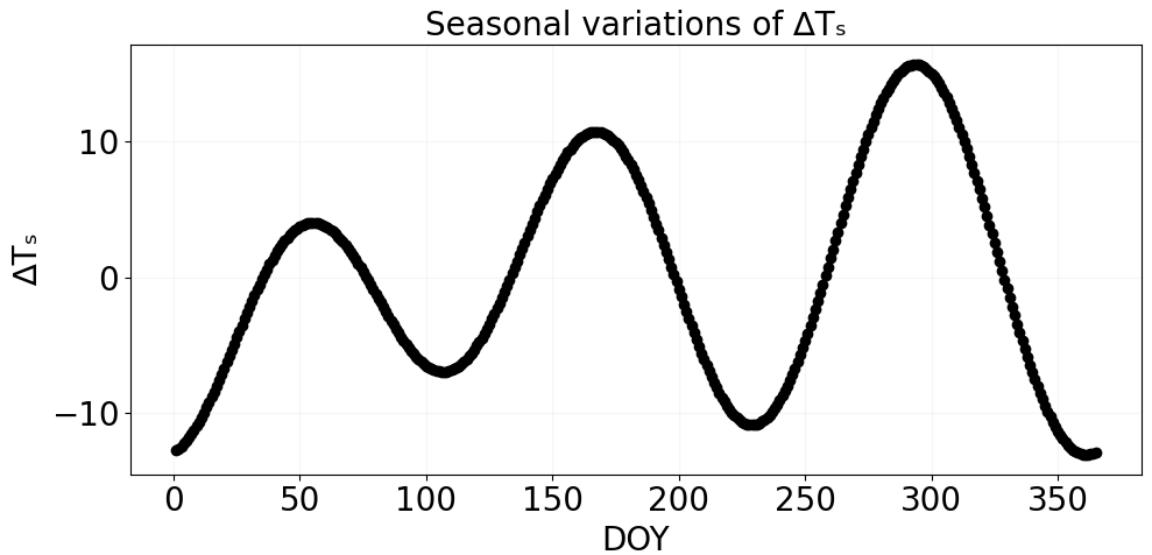


Рисунок 6. Вариации  $\Delta T_s$  относительно дня года.

В исследовании [Шефов и др., 2006] были получены сезонные вариации высоты излучающего слоя на основе ракетных измерений. Для этого из исходных данных были исключены влияния суточных вариаций и солнечной активности (см. Рисунок 7). Как видно из графика, подъему высоты слоя сопутствует снижение как интенсивности свечения, так и температуры в его пределах, что согласуется с более ранними выводами [Shefov et al., 2000]. Для вариаций толщины слоя:

$$\Delta W_s = -2.17 \cdot \cos \frac{2\pi}{365} (t_d - 230) - 1.16 \cdot \cos \frac{4\pi}{365} (t_d - 120) - 2.26 \cdot \cos \frac{6\pi}{365} (t_d - 50) \quad (36)$$

Вариации высоты слоя:

$$\Delta Z_{ms} = -3.52 \cdot \cos \frac{2\pi}{365} (t_d - 230) - 1.88 \cdot \cos \frac{4\pi}{365} (t_d - 120) - 3.68 \cdot \cos \frac{6\pi}{365} (t_d - 50) \quad (37)$$

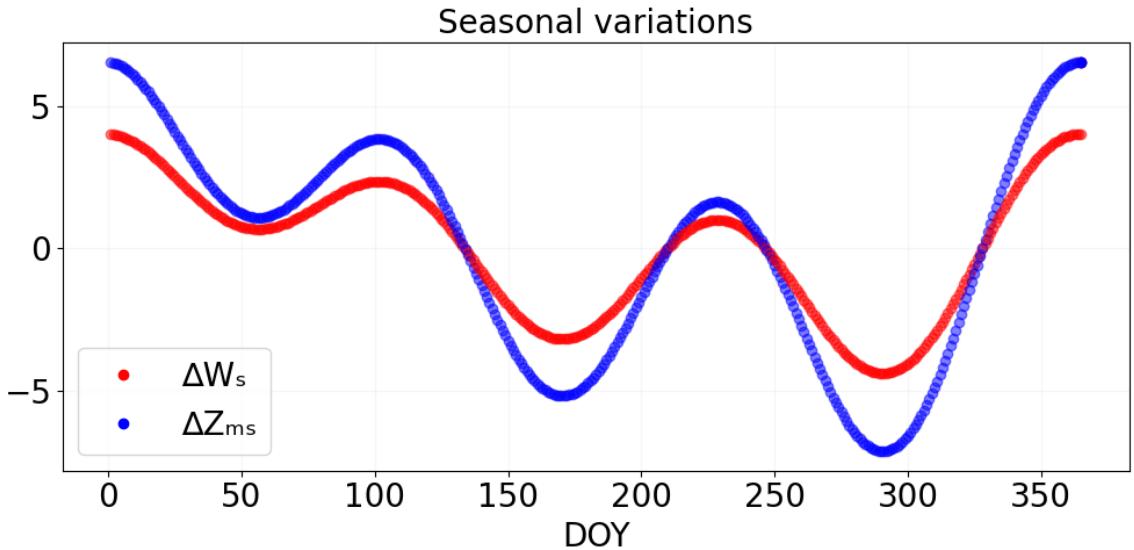


Рисунок 7. Вариации  $\Delta W_s$  и  $\Delta Z_{ms}$  относительно дня года.

Влияние стратосферных потеплений на нижнюю термосферу проанализировано в работах [Fukuyama, 1977; Фишкова, 1983]. Однако следует отметить, что измерения интенсивности и температуры проводились не синхронно: данные были получены на разных обсерваториях в Восточном и Западном полушариях (хотя и на близких широтах) в течение примерно десяти лет [Шефов и др., 2006]. Кроме того, в этих исследованиях использовались различные подходы к определению нулевого момента времени в методе наложения эпох.

В исследовании [Фишкова, 1983] за нулевую точку отсчета ( $t_{SW}$ ) принимался момент начала стратосферного потепления на уровне 10 гПа ( $\sim 32$  км), который определялся по появлению устойчивого очага с максимальным положительным отклонением температуры в соответствии с методикой, предложенной в работе [Ракипова, Ефимова, 1975]. Таким образом,

$$\Delta I_{SW} = 0.04 \cdot (t - t_{SW}) \cdot e^{\frac{-(t-t_{SW})}{10}} \quad (38)$$

Зависимость температуры была установлена по данным работы [Hernandez, 1977]. В отличие от анализа интенсивности, в исследовании [Шефов и др., 2006] в качестве точки отсчета ( $I_{SW}$ ) был выбран максимум стратосферного потепления, который наблюдается в среднем на 3-5 суток позже его начала. В этом случае:

$$\Delta T_{SW} = -1.5 \cdot (t - t_{SW}) \cdot e^{\frac{-(t-t_{SW})}{10}} \quad (39)$$

## 1.5. Текущее состояние проблемы по сопоставлению данных полученных различными инструментами и моделями.

Верификация данных экспериментальных установок требует сравнения с независимыми источниками для выявления ошибок. Это особенно актуально для изучения мезосферы и нижней термосферы, где из-за редкости прямых ракетных измерений критически важно сопоставлять данные наземных и спутниковых наблюдений. Вследствие различий в физических принципах, используемых инструментами для наблюдения параметров атмосферы, возникает объективная необходимость в сопоставлении получаемых ими данных. Проводимые сравнения, помимо задачи валидации методов косвенных измерений, создают основу для более углублённого анализа физико-химических процессов, протекающих в атмосфере.

С целью валидации методов дистанционного зондирования в работе [French, Mulligan, 2010] выполнено сравнение эквивалентных температур слоя гидроксила, рассчитанных по спутниковым данным (SABER TIMED [<http://www.timed.jhuapl.edu/WWW/index.php>], MLS Aura [<https://mls.jpl.nasa.gov/>]), с прямыми измерениями по линиям OH(6-2), проведенными наземным спектрометром (станция Дэвис, Антарктида). Анализ выявил хорошее соответствие данных с незначительным систематическим расхождением до 2 К, что, наряду с прочими фактами, указывает на высокую пространственную однородность исследуемого эмиссионного слоя. Корректировка плотности атмосферы в эмпирической модели NRLMSISE-00, описанная в [Cheng et al., 2020], базируется на спутниковых измерениях инструмента SABER TIMED и приводит к существенному улучшению точности моделирования в области 80–100 км. Валидация подобных спутниковых данных осуществляется путем сравнения с наземными наблюдениями, как, например, в работе [Parihar et al., 2017], где пространственные распределения параметров, зарегистрированные камерой всего неба в Ранчи в Индии ( $23,3^{\circ}$  с.ш.,  $85,3^{\circ}$  в.д.), продемонстрировали согласие с данными SABER при допустимом уровне дисперсий. Исследование [Gavrilyeva et al., 2011] посвящено сопоставлению двух методов измерения температуры мезопаузы: наземного (с помощью ИК-спектрографа на полигоне Маймага в Якутске) и спутникового (с использованием прибора SABER в той же географической области). Авторы работы [López-González et al., 2007] выполнили сравнительный анализ температурных характеристик с использованием комплекса методов – высокоширотного наземного спектрометра SATI (Сьерра-Невада, Испания) и спутникового инструмента SABER, что позволило провести взаимную верификацию данных. Исследование [Liu et al., 2015] посвящено методике определения вращательной температуры, в частности, оптимизации выбора коэффициентов Эйнштейна. Для этого авторы использовали данные

наземного спектрометра Horiba IHR550 в Синлуне (Китай  $40^{\circ}24'$  с.ш.,  $117^{\circ}35'$  в.д.) и сопоставляли их со спутниковыми измерениями SABER. Сравнительный анализ, проведенный в указанных исследованиях, демонстрирует хорошую согласованность данных, полученных из наземных и спутниковых источников.

Эмиссия атомарного кислорода на длине волны 557,7 нм возникает в области мезопаузы, непосредственно выше слоя свечения гидроксила. В исследованиях [Kosch et al., 2000; Holmes et al., 2005] продемонстрирована возможность использования аэрономических интерферометров Фабри-Перо в высоких широтах для определения температуры и скорости ветра путем анализа доплеровского уширения и смещения этой линии.

Наземные инструменты регистрируют интегральную характеристику температуры и интенсивности свечения атмосферы, во всей толщине слоя, что делает их чувствительными к изменениям высоты эмиссионного слоя в области, где наблюдаются сильные вертикальные градиенты температуры. Напротив, спутниковые наблюдения лимба Земли предоставляют подробные вертикальные профили с высоким разрешением, что позволяет более точно анализировать динамику эмиссионного слоя.

Немаловажны и сопоставления данных полученных спутниковыми и наземными инструментами с данными моделей. В одних случаях такие работы полезны для корректировки параметров модели, в иных случаях позволяют пересмотреть алгоритмы обработки спутниковых или наземных данных.

## 1.6. Выводы к Главе 1

В Главе 1 выполнен общий обзор современного состояния знаний об атмосфере Земли и собственном свечении верхних слоев. Описаны основные приборы и методы исследования атмосферы, основанные на измерении собственного свечения. Описаны характеристики атмосферы, о которых можно получить представление на основе данных о собственном свечении. Приведена основная информация о принципах наземных и спутниковых наблюдений и дан обзор современного состояния проблемы по сопоставлению характеристик собственного свечения, получаемых с помощью наземных данных и спутникового зондирования. Описаны основные модели верхней атмосферы, привлекаемые в современной науке к исследованию верхней атмосферы.

Информация, представленная в Главе 1, дает представление о базовых принципах и современном состоянии решаемой в диссертации задачи о сопоставлении температуры и интенсивности свечения атомарного кислорода 557,7 нм по наземным и спутниковым данным.

В результате изложенного выше можно обозначить цель диссертационной работы, которой является сопоставление параметров верхней атмосферы: интенсивности свечения атомарного кислорода на длине волны 557.7 нм и температуры в данном слое, полученных над Восточной Сибирью при помощи наземных и спутниковых инструментов.

Для достижения цели были поставлены следующие задачи:

1. Создание программного комплекса для загрузки, обработки и визуализации спутниковых данных.
2. Сравнение данных различных спутниковых инструментов для возможности исследования слоя свечения атомарного кислорода.
3. Создание алгоритма расчета интенсивности свечения атомарного кислорода 557.7 нм по данным о физико-химическом составе мезосферы-нижней термосферы, полученном с помощью спутникового инструмента.
4. Сравнение интенсивностей 557.7 нм и температур эмиссионного слоя по данным спутникового инструмента, наземных инструментов и эмпирических моделей верхней атмосферы.
5. Взаимная корректировка (калибровка) параметров верхней атмосферы, получаемых наземными и спутниковыми инструментами.
6. Исследование среднемноголетних сезонных вариаций параметров слоя свечения 557.7 нм над Юго-Восточной Сибирью по данным наблюдений и моделирования.

## **Глава 2. Источники данных и программный комплекс**

### **2.1. Источники данных**

В диссертационной работе использовались следующие источники данных:

- 1) Инструмент MLS (Microwave Limb Sounder) является микроволновым зондирующем радиометром, установленный на борту спутника NASA EOS Aura (Рисунок 8, запуск 15.07.2004), предназначен для лимбовых измерений атмосферных параметров. Получаемые данные о химическом составе, температурных профилях, влажности и облачном льде используются для мониторинга стратосферного озона, изучения климатической изменчивости и анализа глобальной атмосферной химии. MLS регистрирует тепловое микроволновое излучение от «лимба» Земли, сканируя профиль от поверхности Земли до ~90

км каждые  $\sim$ 25 секунд. MLS измеряет вертикальные профили озона и многих химических веществ, которые на него влияют. Обеспечивает глобальные измерения стратосферных и мезосферных OH и HO<sub>2</sub>, ключевых химических веществ в химии водорода, которые разрушают озон. Измеряет оксид хлора (ClO), хлористый водород (HCl), оксид брома (BrO), водяной пар (H<sub>2</sub>O), азотную кислоту (HNO<sub>3</sub>), температуру и так далее. EOS MLS измеряет тепловое излучение из широких спектральных полос с центром около 118, 190, 240, 640 и 2500 ГГц. Они измеряются непрерывно (24 часа в сутки) 7 микроволновыми приемниками (по 2 на 118 и 2500 ГГц) [<https://mls.jpl.nasa.gov/eos-aura-mls/>].



Рисунок 8. Спутниковый инструмент MLS Aura [<https://clck.ru/3QrtsN>]

2) Инструмент SABER, представляющий собой широкополосный эмиссионный радиометр для зондирования атмосферы, входит в состав научной аппаратуры спутника NASA TIMED (Thermosphere Ionosphere Mesosphere Energetics and Dynamics) (Рисунок 9). Основная цель SABER — предоставлять данные, необходимые для углубления понимания фундаментальных процессов, управляющих энергией, химией, динамикой и переносом в мезосфере и нижней термосфере (от 60 км до 180 км). Реализация данной задачи в приборе SABER обеспечивается за счёт глобального лимбового зондирования атмосферы 10-канальным широкополосным ИК-радиометром, работающим в спектральном диапазоне 1.27–17 мкм. В результате обработки первичных измерений реконструируются вертикальные распределения кинетической температуры, давления, геопотенциальной высоты, концентраций малых газовых компонент (O<sub>3</sub>, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O, O, N<sub>2</sub>), измеряются мощности эмиссии в полосах NO 5.3 мкм, OH 2.1/1.6 мкм и O<sub>2</sub> 1.27 мкм, а также определяются скорости радиационного охлаждения/нагрева и химического нагрева для набора ключевых атмосферных процессов [<https://saber.gats-inc.com/>].

Основные характеристики

- Разрешение по высоте: от 10 км до 180 км
- Интервал вертикальной выборки лимба (вертикальное разрешение): 0,4 км
- Дата запуска: 7 декабря 2001 г.
- Высота орбиты: 625 км, круговая (+/- 25 км)
- Наклонение орбиты: 74,1 градуса (+/- 0,1 градуса)



Рисунок 9. Спутниковый инструмент SABER TIMED [<https://clck.ru/3Qrtto>]

3) Интерферометр Фабри-Перо (ИФП) (Рисунок 10), установленный в геофизической обсерватории (ГФО) ИСЗФ СО РАН вблизи п. Торы (Россия, Бурятия, 52 с.ш., 103 в.д.), изготовлен в организации KEO Scientific (Канада) и называется KEO Scientific “Arinae”. Интерферометр оснащен набором из шести светофильтров с шириной полосы пропускания ~1 нм каждый и центральными длинами волн полосы пропускания 630.0, 557.7, 427.8, 589.3, 732.0, 843.0 нм. После светофильтра располагается эталон Фабри—Перо. Отражающие поверхности выполнены из материала с низким коэффициентом теплового расширения и покрыты специализированным светоотражающим составом, оптимизированным для работы с излучением на длинах волн 630.0 и 557.7 нм. Интерференционная картина, формирующаяся на нижней пластине эталона, фокусируется собирающей линзой на матрице видеокамеры. Поле зрения устройства ~2.5°. В устройстве используется камера PIXIS 1024B CCD. Для дополнительной калибровки интерферометр оснащен гелий-неоновым лазером. Интерферометр измеряет температуру и скорость ветра путем анализа доплеровского уширения, и смещения спектральных линий ночного свечения атмосферы. В диссертационной работе используются данные, полученные по линии 557.7 нм, которая излучается атомарным кислородом в относительно тонком слое (~10 км), расположенным на высоте 90-100 км над земной поверхностью Земли. Методика определения параметров атмосферы с помощью ИФП представлена в [Васильев и др., 2017].



Рисунок 10. Интерферометр Фабри-Перо [<https://clck.ru/3QrtjY>]

4) Спектрометр SATI (САТИ-1М, [<http://atmos.iszf.irk.ru/ru/data/spectr>]) (Рисунок 11) собран на основе спектрографа ИСП-51 который представляет собой трехпризменный спектрограф со стеклянной оптикой, которая состоит из двух одинаковых 60°-х призм и одной призмы постоянного отклонения. Данный спектрограф предназначен для систематических наблюдений спектральных (360-1000 нм) и пространственных характеристик атмосферного свечения с акцентом на анализ динамики основных эмиссионных линий ([OI] 557.7 нм, [OI] 630.0 нм, [NaI] 589.0-589.6 нм) в условиях различных гелиогеофизических возмущений. Установлен в Геофизической обсерватории ИСЗФ СО РАН (п. Торы, 51.8° N, 103.1° E) для опытной эксплуатации с марта 2011 г. [<http://dep1.iszf.irk.ru/Оптические%20инструменты>].



Рисунок 11. Спектрометр SATI [<http://dep1.iszf.irk.ru/sites/default/files/sati1.jpg>]

5) Спектрограф Shamrock (Рисунок 13) представляет собой систему на основе монохроматора Shamrock SR-303i (Andor Technology) и предназначен для детектирования слабого излучения в дальней инфракрасной области. Рабочий спектральный диапазон инструмента охватывает 900–1650 нм. Данный спектрограф установлен на оптическом полигоне Маймага в Якутии ( $63.04^{\circ}$  с.ш.,  $129.51^{\circ}$  в.д.), и регистрирует полосы гидроксила OH(3,1) в дальней инфракрасной области ( $\sim 1,5$  мкм). Расчет вращательной температуры осуществляется путем аппроксимации экспериментальных спектров модельными кривыми с учетом аппаратной функции оборудования. Для термализованной полосы OH(3-1) получаемая вращательная температура соответствует кинетической температуре атмосферы в слое излучения ( $\sim 80$ -85 км) [Ammosov, Gavrilyeva, 2000; Gavrilyeva et al., 2021; Колтовской и др., 2018].



Рисунок 13. Инфракрасный спектрограф Shamrock [<https://clck.ru/3QrwPP>].

6) NRLMSIS 2.0 - это эмпирическая атмосферная модель, которая охватывает высоты от поверхности Земли до нижней границы экзосферы  $\sim 1000$  км и описывает среднее наблюдаемое поведение температуры, восемь видов концентраций и плотности массы с помощью параметрической аналитической формулы [<https://ccmc.gsfc.nasa.gov/models/NRLMSIS~2.0/>].

Входные данные для модели:

- Год и день
- Время дня
- Геодезическая высота от 0 до 1000 км
- Геодезическая широта и долгота
- Местное видимое солнечное время
- 81-дневное среднее значение солнечного потока F10.7
- Ежедневный солнечный поток F10.7 за предыдущий день

- Ежедневный магнитный индекс

Выходные данные модели включают:

- Концентрация гелия (He)
- Концентрация кислорода (O)
- Концентрация кислорода ( $O_2$ )
- Концентрация азота (N)
- Концентрация азота ( $N_2$ )
- Концентрация аргона (Ar)
- Концентрация водорода (H)
- Общая плотность массы
- Аномальная концентрация кислорода
- Температура экзосферы
- Температура на определенной высоте

Пример выходных данных представлен на Рисунке 12.

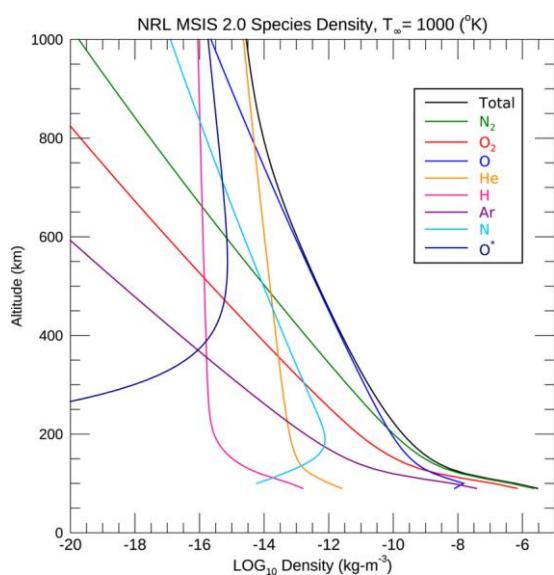


Рисунок 12. Примеры графиков выходных данных модели NRLMSIS 2.0  
[<https://clck.ru/3QrtnV>]

7) Аппаратно-программный комплекс «Алиса-СК™» (Рисунок 14) предназначен для приема и обработки информации, передаваемой со спутниковых инструментов Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) на борту NOAA (NOAA-18 и NOAA-19) в диапазоне 1.7 ГГц. Комплекс «Алиса-СК™» разработан и обслуживается компанией «Инженерно-технологический центр “СканЭкс”» [<https://www.scanex.ru>].



Рисунок 14. Приемная антенна комплекса «Алиса-СКТМ» установленная в ГФО Торы

Полученные данные из различных источников хранятся в разных форматах. Единицы измерения для параметров атмосферы содержащихся в таких файлах тоже различны. Поэтому необходимо было сделать удобный доступ к таким данным, предварительно их обработать и визуализировать.

## **2.2. Программный комплекс для загрузки, обработки и визуализации спутниковых данных**

В настоящее время существует большое количество данных, полученных со спутниковых инструментов. В различных источниках файлы хранятся в разных форматах. Для удобства использования таких данных появилась необходимость разработать программный комплекс для загрузки, обработки и визуализации данных, содержащих параметры верхней атмосферы, полученных из спутниковых инструментов. Было запланировано организовать хранение, сортировку и автоматическое пополнение базы данных [<https://atmos.iszf.irk.ru>]. Новая база не являлась бы простой копией существующего ресурса, а предоставляла обработанные данные с возможностью пространственно-временной выборки и построения высотных температурных карт. Кроме того, рассматривалось её пополнение данными других инструментов и предобработанной спутниковой информацией о ветре и химическом составе атмосферы.

### **2.2.1. Алгоритм и ресурсы для пополнения базы данных спутниковыми сведениями**

Для оценки возможности автоматизированного сбора исходных спутниковых данных о земной атмосфере был проведён анализ нескольких информационных ресурсов:

1. Инструмент MLS Aura. Для доступа к данным в формате HDF5 на официальном сайте требуется регистрация и заполнение специальных форм. В результате пользователь получает HTML-страницу со списком ссылок на файлы.
2. Инструмент SABER TIMED. Регистрация на сайте не обязательна. Ресурс предоставляет как демонстрационные графики распределения атмосферных параметров, так и HTML-страницу со ссылками на данные в формате NetCDF.
3. Ресурс «atmos.iszf.irk.ru» (в настоящее время не функционирует). На момент анализа сайт предоставлял для предварительного просмотра изображения облачности со спутников GOES. Важно отметить, что данный ресурс планировалось использовать в качестве агрегатора для данных, получаемых с ресурсов MLS Aura и SABER.

Данные, предоставляемые спутниковыми ресурсами, используют различные форматы для хранения, такие как HDF4, HDF5 и NetCDF [[https://annefou.github.io/metos\\_python/02-formats/](https://annefou.github.io/metos_python/02-formats/)]. Эти файлы содержат высотные профили различных параметров атмосферы. Поэтому, помимо задачи по автоматическому пополнению базы данных, разработка программного комплекса потребовала реализации специализированных алгоритмов. Эти алгоритмы необходимы для вторичной обработки данных с целью получения физико-химических характеристик атмосферы в произвольной точке над земной поверхностью.

Для реализации алгоритмов был выбран язык программирования Python [Rossum, 1995]. На его основе разработан программный комплекс, функционирующий в автоматическом режиме и состоящий из следующих логических модулей:

1. Модуль ввода данных: Принимает от пользователя через терминал информацию о требуемом параметре атмосферы и где наблюдений.
2. Модуль формирования запроса: Генерирует URL-адрес интернет-ресурса на основе введенных пользователем данных.
3. Модуль авторизации: При необходимости выполняет автоматический вход на веб-сайт, заполняя поля логина и пароля.
4. Модуль парсинга: Анализирует полученный HTML-код и извлекает из него ссылки на файлы данных по заданным расширениям.
5. Модуль управления загрузкой: Формирует итоговый список файлов и передает его на модуль загрузки.

6. Модуль загрузки: Осуществляет скачивание файлов из сети Интернет с использованием библиотеки «wget» [<https://pypi.org/project/wget/>] для пополнения базы данных.

### **2.2.2. Алгоритмы для обработки, фильтрации и визуализации спутниковых данных**

Для обработки и визуализации данных был использован ряд специализированных библиотек Python:

1. Визуализация: выполнялась с помощью библиотек Matplotlib [Hunter, 2007], Basemap [Whitaker, 2011] и Cartopy [Met Office, 2010].
2. Чтение данных: работа с файлами различных форматов (HDF5, NetCDF) обеспечивали библиотеки H5py [Collette, 2014] и NetCDF4 [Unidata, 2015].
3. Математическая обработка: вычисления и операции с массивами данных проводились с использованием библиотеки NumPy [Oliphant, 2016].

Алгоритм обработки данных состоит из четырех последовательных этапов:

1. Модуль управления данными: Отвечает за открытие и чтение файлов соответствующих форматов. На основе указанного года формирует список файлов для обработки.
2. Модуль извлечения и первичной обработки: Извлекает параметры атмосферы из считанных файлов. Выполняет пространственную фильтрацию данных (по высоте, широте и долготе) и сохраняет результаты в промежуточном формате для дальнейшего использования.
3. Модуль вторичной обработки: Выполняет расчеты и дополнительную фильтрацию данных по заданным критериям, например, осуществляет временное накопление (усреднение) параметров.
4. Модуль визуализации: Обеспечивает отображение обработанных данных путем нанесения их на карты различных проекций, построения высотных профилей параметров атмосферы и применения иных методов визуализации в соответствии с поставленной задачей.

### **2.2.3. Оценка данных полученных спутниковыми инструментами MLS Aura и SABER TIMED**

Апробация программного комплекса производилась на спутниковых данных, полученных с инструментов MLS AURA (далее MLS) и SABER TIMED (далее SABER). На Рисунке 15 представлена визуализация траектории измерений температуры, полученных по спутниковым данным за 03.01.2017. Построение изображения выполнялось поэтапно: сначала формировались массивы координат (долготы и широты), затем создавалась картографическая основа в ортографической проекции, после чего точки измерений наносились на карту. Полученная схема позволяет проследить траекторию съёмки за указанный временной интервал и оценить расположение измеренных температурных профилей, что необходимо для определения попадания траектории в заданный регион. Сравнительный анализ за несколько суток показывает, что траектория по данным MLS остается практически неизменной, в то время как траектории SABER демонстрируют существенные вариации от дня к дню.

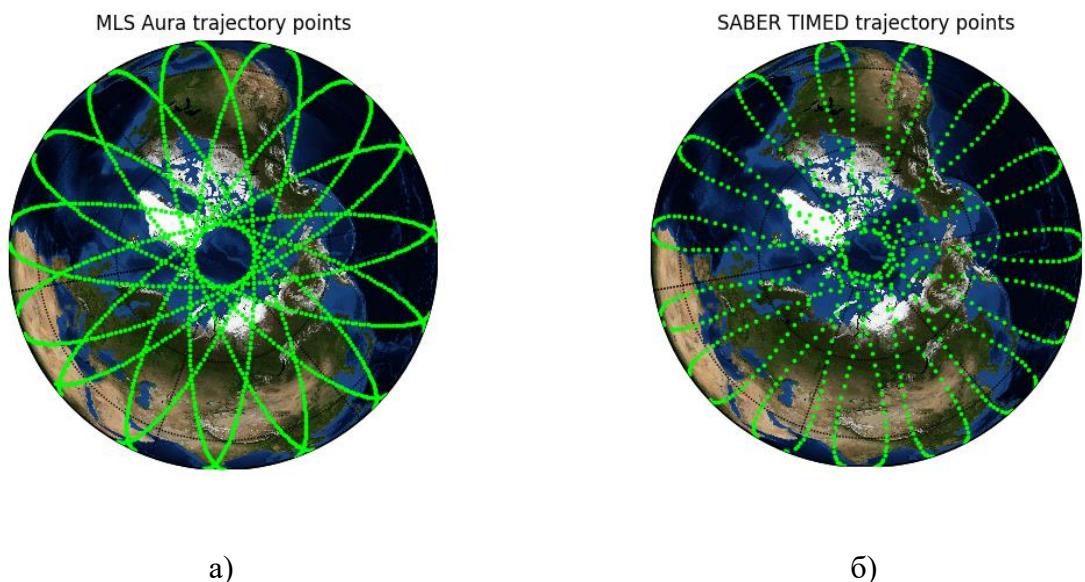


Рисунок 15. Ортографическая проекция (вид Северного полюса Земли) с точками замеров параметров атмосферы за 03.01.2017 по данным MLS (а), по данным SABER (б)

На Рисунке 16 представлены температурные профили, полученные по данным двух инструментов 01.03.2017 над географическим объектом Торы. Для сравнения выбраны профили, наиболее близкие друг к другу в пространстве и времени.

Полученные распределения температуры соответствуют реальной вертикальной структуре атмосферы: в диапазоне от 1000 до 100 гПа наблюдается спад температуры, что характерно для тропосферы; от 100 до 1 гПа отмечается рост температуры - стратосфера; от 1 до  $\sim 0,001$  гПа происходит падение температуры - мезосфера; выше  $\sim 0,001$  гПа наблюдается рост температуры - термосфера. Такая последовательность изменений температуры подтверждает физическую достоверность измерений и корректность интерпретации данных.

Визуально можно отметить что температура, полученная из данных SABER более детализирована, по сравнению с данными MLS, так как у SABER вертикальное разрешение в 400 уровней (шаг  $\sim 0.4$  км), в то время как у MLS их всего 55. Но при этом MLS предоставляет сведения об температуре от поверхности Земли.

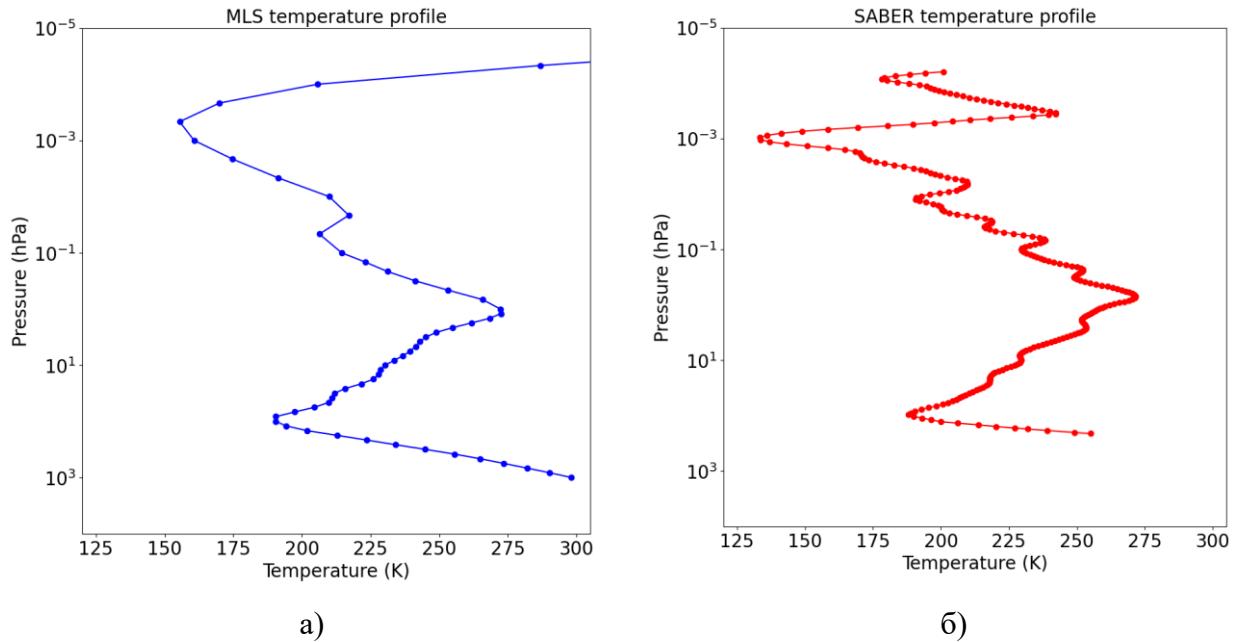


Рисунок 16. Температурный профиль по данным MLS (а), по данным SABER (б)

На Рисунке 17 представлено расположение точек измерений температурных профилей инструментами MLS и SABER над ГФО Торы в 2017-2018 гг. Важно отметить, что область спутниковых наблюдений приблизительно соответствует пространственному охвату наземного инструмента ИФП, что обеспечивает корректность последующего сравнительного анализа.

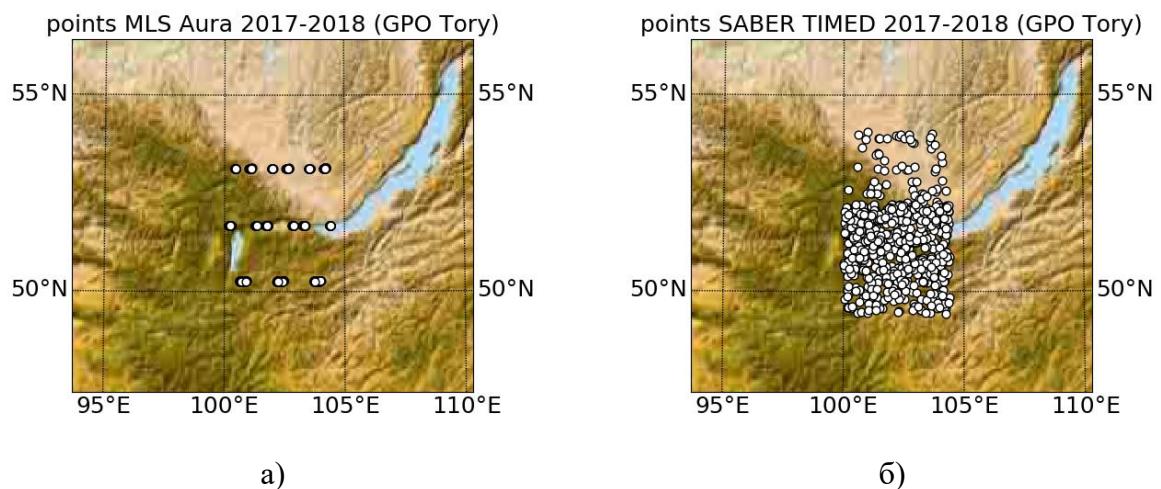


Рисунок 17. Пространственное распределение точек измерений, над ГФО Торы за 2017-2018 гг., полученных спутниковыми инструментами: а) MLS, б) SABER

По результатам визуального анализа распределения точек измерений (Рисунок 17) можно заключить, что плотность измерений инструмента MLS ниже, чем у SABER. Это объясняется особенностями орбит: MLS работает на солнечно-синхронной орбите, что обеспечивает регулярное прохождение над одной и той же территорией в одинаковое время суток. Как следствие, на карте наблюдается эффект наложения траекторий измерений. В отличие от этого, инструмент SABER функционирует на геоцентрической орбите с наклонением  $74.1^\circ$ , что обеспечивает более равномерное покрытие. Следует отметить, что общее количество измерений за рассматриваемый период над выбранной территорией практически одинаково: 772 для MLS и 727 для SABER.

На Рисунке 18 представлено сравнение данных двух спутников на высоте около 90 км над исследуемым регионом за период 2017-2018 гг. Для каждого измерения SABER были подобраны наиболее близкие по времени точки измерений MLS, что позволило провести корректное сопоставление данных.

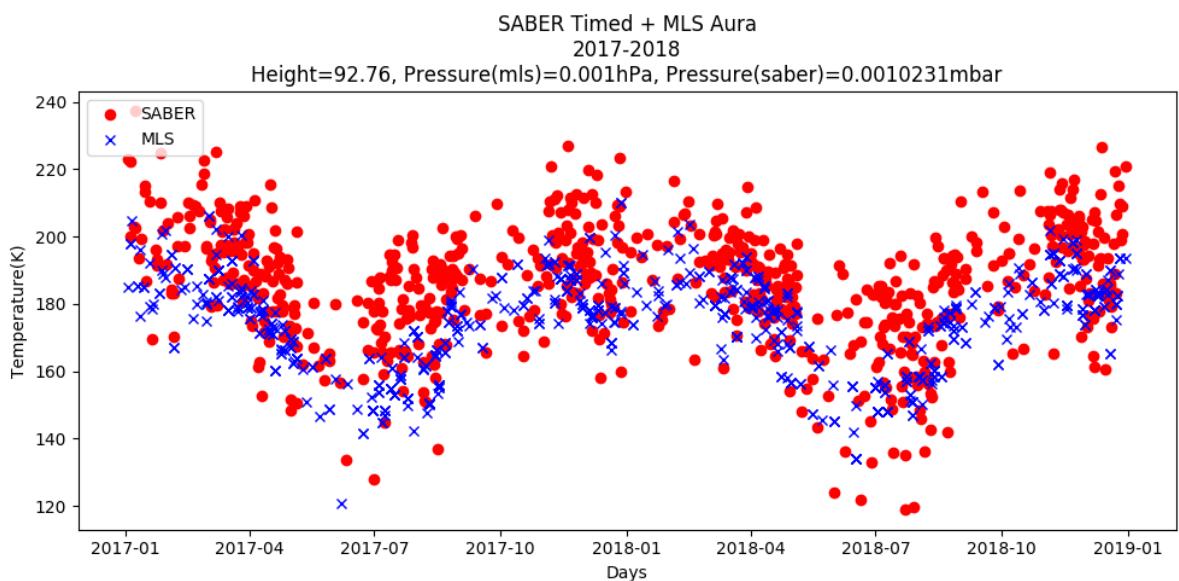


Рисунок 18. Динамика температуры на высоте ~90 км над ГФО Торы за 2017-2018 гг. по данным инструментов MLS и SABER

Данные о температуре, полученные со спутников SABER и MLS для выбранного региона, демонстрируют схожую сезонную динамику на протяжении всего исследуемого периода. Оценка временных интервалов между измерениями двух спутниковых инструментов представлена на Рисунке 19, где показано статистическое распределение разниц во времени между замерами MLS и SABER в виде гистограммы. Интервал между последовательными измерениями может достигать двух суток, что обусловлено различными орбитальными траекториями и временем пролета спутников над заданной территорией.

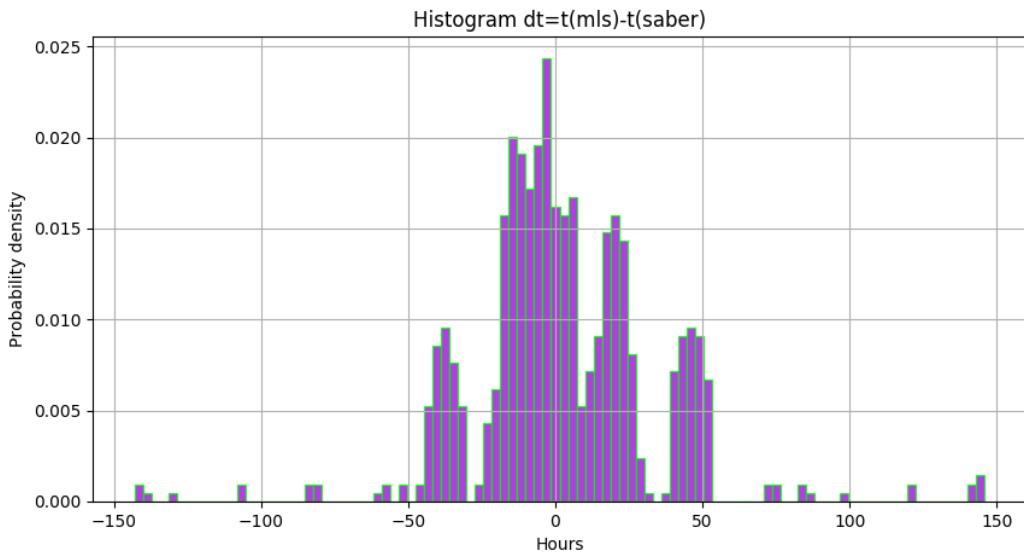


Рисунок 19. Гистограмма временных разниц ( $\Delta t$ ) между измерениями температуры по данным инструментов MLS и SABER (см. Рисунок 17)

На Рисунке 20 показано суточное распределение спутниковых измерений температуры на высоте  $\sim 90$  км. Данные MLS, как отмечалось ранее, строго привязаны к фиксированному времени — приблизительно 6:30 и 19:30 по всемирному времени (UT). В отличие от этого, измерения SABER распределены в течение суток с явным преобладанием в локальное вечерне-ночное время (UT+8).

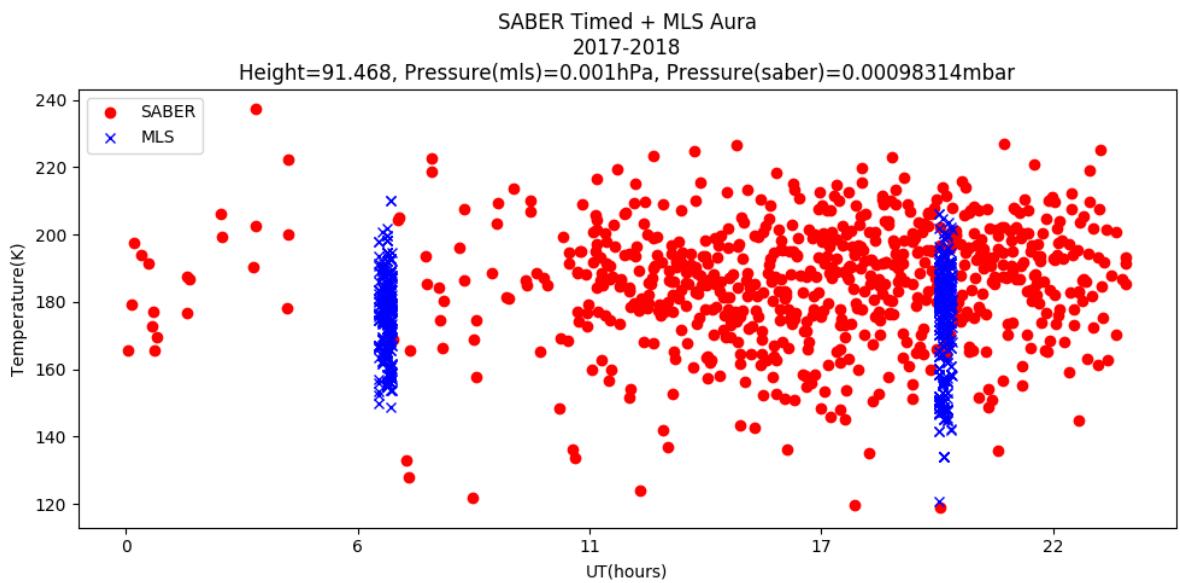


Рисунок 20. Распределение суточных измерений температуры над ГФО Торы за 2017-2018 гг. по данным инструментов MLS и SABER

Благодаря расширенному временному охвату и равномерному территориальному распределению измерений, инструмент SABER представляет большую ценность для

верификации наземных наблюдений, чем MLS, что подтверждает его перспективность для дальнейших исследований.

#### **2.2.4. Получение сведений об облачности над ГФО Торы с помощью комплекса Алиса**

Следует учитывать, что наземные наблюдения за параметрами атмосферы в ночное время могут проводиться неравномерно из-за ряда эксплуатационных ограничений, включая фоновую засветку (в частности, лунное освещение), неблагоприятные погодные условия (осадки в виде дождя и снега), а также наличие облачного покрова в месте расположения инструмента. Таким образом, учет этих факторов необходим для достоверного сопоставления спутниковых и наземных данных.

Если для спутниковых данных, которые получены лимбовым методом сканирования Земли, облачность не является помехой, то для наземных инструментов необходимо учитывать облачный покров. Для анализа пространственного распределения облачного покрова применены данные полученные с использованием аппаратно-программного комплекса «Алиса-СК™». На Рисунке 21 приведен репрезентативный пример исходных снимков с выделенным облачным покровом для исследуемого региона. С целью количественной характеристики облачности, над ГФО Торы, разработана специализированная вычислительная методика, основанная на определении относительной доли пикселей, идентифицированных как облачный покров, по отношению к суммарному количеству пикселей в области анализа. Данный алгоритм также был использован для расчета процента облачности в работе [Подлесный и др., 2022].

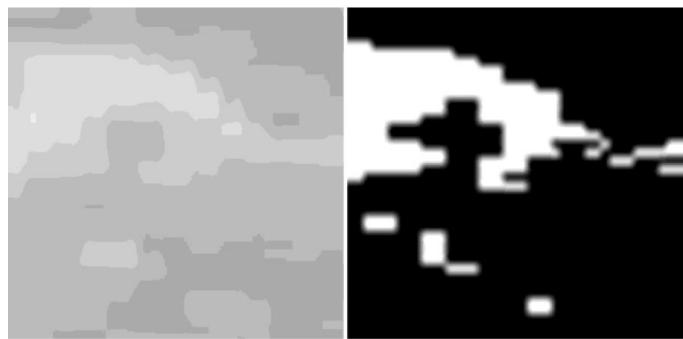


Рисунок 21. Пример исходного снимка (слева) и маска облачности (справа) полученные с помощью «Алиса-СК™» над ГФО Торы.

## 2.3. Выводы к Главе 2

Разработан программный комплекс, направленный на систематизацию и обеспечение доступности спутниковых сведений о параметрах атмосферы Земли. Также разработаны алгоритмы для обработки, фильтрации и визуализации спутниковой информации, позволяющий делать выборку по пространству (области, высоте), по времени и по необходимым параметрам атмосферы.

Рассмотрены спутниковые данные полученные со спутниковых инструментов MLS и SABER для выявления более информативных по времени и пространству данных. Выполнена наглядная визуализация траекторий измерения, построены высотные профили температуры, наложены точки замеров, за два года, в определенной области для сравнения и сопоставлены температуры и построена гистограмма времени  $\Delta t$ -разницы между временем замеров. Проведенная оценка показала преимущество данных SABER, которые характеризуются оптимальным пространственным охватом и временным распределением (с доминированием вечерних замеров), что обеспечивает их приоритетное использование для верификации наземных наблюдений и возможности изучения слоя свечения атомарного кислорода.

По результатам анализа снимков облачного покрова и разработки алгоритма для расчета процента облачности, были получены временные ряды процента облачности, которые в дальнейшем использовались для фильтрации данных, полученных наземными инструментами в ГФО Торы (интерферометр Фабри-Перо), не содержащих облачности.

## Глава 3. Метод расчета интенсивности свечения 557.7 нм из данных SABER

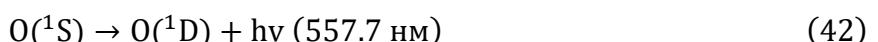
Наземные инструменты регистрируют интегральные характеристики атмосферы, в свою очередь спутниковые инструменты предоставляют профили (высотное распределение) различных параметров атмосферы, поэтому для более точного сопоставления таких параметров необходимо провести интегрирование (спутниковых данных) по высоте, но при этом необходимо учитывать эмиссионный слой, по которому наземный инструмент рассчитывает температуру. Для этого требуются сведения, полученные спутниковым инструментом об эмиссии, которую регистрирует наземный инструмент. В данной главе описывается метод получения сведений об интенсивности 557.7 нм далее (I557.7) из спутниковых данных, которая необходима для расчета эффективной температуры - интегральная температура с весом в виде I557.7 (подробнее в Главе 4, Раздел 2.2).

Определение интегральной интенсивности свечения и эффективной температуры атмосферы требует предварительного восстановления вертикального профиля концентрации атомарного кислорода [O] на основании спутниковых измерений инструмента SABER.

Спутниковый инструмент SABER не ведет прямые измерения эмиссии 557.7 нм, но при этом наблюдает такие параметры атмосферы как эмиссия гидроксила, плотность атмосферы, температуру и другие. На основании этих данных может быть рассчитана концентрация атомарного кислорода [O] с использованием методики, представленной в работе [Mlynczak et al., 2013]. Впоследствии, следя подходу, изложенному в [Gao et al., 2012], может быть получен профиль объемной скорости свечения (VER) линии 557.7 нм, где описывается методика расчета концентрации [O] по известной интенсивности I557.7.

### 3.1. Фотохимия эмиссии 557.7 нм

Для лучшего понимания возникновения эмиссии 557.7 нм в атмосфере необходимо подробнее рассмотреть фотохимические процессы и реакции, связанные с атомарным кислородом. Излучение на длине волны 557,7 нм, генерируемое переходом O(<sup>1</sup>S→<sup>1</sup>D), составляет важный компонент ночного свечения мезосферы. Образование возбужденных атомов O(<sup>1</sup>S) впервые было объяснено Чепменом посредством механизма тройной рекомбинации атомарного кислорода [Bates, 1988]. Однако позже Барт предложил двухступенчатый механизм с участием возбужденного O<sub>2</sub>. Современные исследования характеристик зеленой линии и распределения атомарного кислорода, выполненные с использованием различных экспериментальных методов, демонстрируют преимущественную согласованность с механизмом, предложенным Бартом [Gao et al., 2012]. Формирование возбужденного атома кислорода O(<sup>1</sup>S) с энергией 4.2 эВ происходит посредством трёхчастичных столкновений с участием атомарного кислорода и состоит из нескольких последовательных этапов:



Зная [O] в единице объёма, и скорость течения (40) и (41), можно оценить количество фотонов 557.7 нм (42), исходящих из единицы объема в единицу времени.

Образование озона из атомов кислорода в данном случае происходит посредством тройных соударений по механизму:



Интенсивность ночного излучения гидроксильного слоя напрямую зависит от химических процессов с участием озона, образующегося при взаимодействии с атомарным кислородом. Ключевой стадией этого механизма является реакция:



В работе [Mlynczak et al., 2013] показано, что измерения эмиссии гидроксила инструментом SABER могут быть использованы для определения ночной  $[O]$ . В основе метода лежит предположение о динамическом равновесии между образованием озона (43) и его разрушением в реакции с атомарным водородом (44), что обеспечивает прямую пропорциональность между интенсивностью свечения гидроксила и концентрацией атомарного кислорода.

### 3.2. Концентрация атомарного кислорода

Методика количественного определения  $[O]$ , представленная в работе [Mlynczak et al., 2013], основана на формуле, в которой концентрация атомарного кислорода выражается через интенсивность гидроксильного свечения, измеренную инструментом SABER:

$$V = k_2 [O][O_2][M] \left[ \frac{f_9}{A_9 + C_9} A_{97} + \frac{f_8}{A_8 + C_8} A_{86} + \frac{f_9}{A_9 + C_9} \frac{A_{98} + C_{98}}{A_8 + C_8} A_{86} \right] \quad (45)$$

где  $V$  — наблюдаемая интенсивность объемной эмиссии гидроксила,  $[O]$  — концентрация атомарного кислорода,  $[O_2]$  — концентрация молекулярного кислорода,  $[M]$  — плотность атмосферы. Данное соотношение позволяет определить концентрацию атомарного кислорода в соответствии с методикой, изложенной в работе [Good, 1976]. Уравнение (45) может быть преобразовано в квадратное уравнение относительно  $[O]$ , где коэффициенты включают измеренную инструментом SABER интенсивность гидроксильного излучения, а также кинетические и спектроскопические параметры, значения которых приведены в таблице 1

(подробное описание коэффициентов представлено в [Mlynczak et al., 2013]). Следует отметить, что в более поздней публикации [Mlynczak et al., 2018] были предложены обновленные коэффициенты для уравнения (45), и в настоящем исследовании представлены результаты расчетов для обеих версий коэффициентов, Таблица 1.

Таблица 1. Коэффициенты уравнения (45)

Коэффициент	Mlynczak et al., 2013	Mlynczak et al., 2018
$f_9$	0.4444	0.47
$f_8$	0.2756	0.34
$A_9$	$215.05 \text{ s}^{-1}$	$215.05 \text{ s}^{-1}$
$A_8$	$178.06 \text{ s}^{-1}$	$178.06 \text{ s}^{-1}$
$A_{98}$	$20.05 \text{ s}^{-1}$	$20.05 \text{ s}^{-1}$
$A_{97}$	$118.35 \text{ s}^{-1}$	$118.35 \text{ s}^{-1}$
$A_{86}$	$117.21 \text{ s}^{-1}$	$117.21 \text{ s}^{-1}$
$k_9^{O_2}$	$1.05 \times 10^{-11} \exp(220/T) \text{ cm}^3 \text{ s}^{-1}$	$2.5 \times 10^{-11} \text{ cm}^3 \text{ s}^{-1}$
$k_9^{O_2}$	$3.36 \times 10^{-13} \exp(220/T) \text{ cm}^3 \text{ s}^{-1}$	$3.36 \times 10^{-13} \exp(220/T) \text{ cm}^3 \text{ s}^{-1}$
$k_9^O$	$5 \times 10^{-11} \text{ cm}^3 \text{ s}^{-1}$	$3 \times 10^{-10} \text{ cm}^3 \text{ s}^{-1}$
$C_9$	сумма $k_9^{O_2}[O_2]$ , $k_9^{O_2}[N_2]$ , $k_9^O[O]$	сумма $k_9^{O_2}[O_2]$ , $k_9^{O_2}[N_2]$ , $k_9^O[O]$
$k_8^{O_2}$	$8 \times 10^{-12} \text{ cm}^3 \text{ s}^{-1}$	$4.8 \times 10^{-13} \text{ cm}^3 \text{ s}^{-1}$
$k_8^{N_2}$	$7 \times 10^{-13} \text{ cm}^3 \text{ s}^{-1}$	$7 \times 10^{-13} \text{ cm}^3 \text{ s}^{-1}$
$k_8^O$	$5 \times 10^{-11} \text{ cm}^3 \text{ s}^{-1}$	$1.5 \times 10^{-10} \text{ cm}^3 \text{ s}^{-1}$
$C_8$	сумма $k_8^{O_2}[O_2]$ , $k_8^{N_2}[N_2]$ , $k_8^O[O]$	сумма $k_8^{O_2}[O_2]$ , $k_8^{N_2}[N_2]$ , $k_8^O[O]$
$k_{98}^{O_2}$	$4.2 \times 10^{-12} \text{ cm}^3 \text{ s}^{-1}$	$4.2 \times 10^{-12} \text{ cm}^3 \text{ s}^{-1}$

$k_{98}^{N_2}$	$4 \times 10^{-13} \text{ cm}^3 \text{s}^{-1}$	$4 \times 10^{-13} \text{ cm}^3 \text{s}^{-1}$
$C_{98}$	сумма $k_{98}^{O_2}[O_2]$ , $k_{98}^{N_2}[N_2]$	сумма $k_{98}^{O_2}[O_2]$ , $k_{98}^{N_2}[N_2]$
$k_2$	$6 \times 10^{-34} (300/T)^{2.4}$	$6 \times 10^{-34} (300/T)^{2.4}$

На Рисунке 22 приведены усредненные за период 2016-2020 гг. высотные профили параметров, измеренных спутниковым инструментом SABER в окрестности полуночи по местному времени над ГФО Торы: относительной концентрации озона (mixing ratio) (а), интенсивности гидроксильного свечения (б) и плотности атмосферы в логарифмическом масштабе (в). Красным цветом показаны профили температуры по данным SABER.

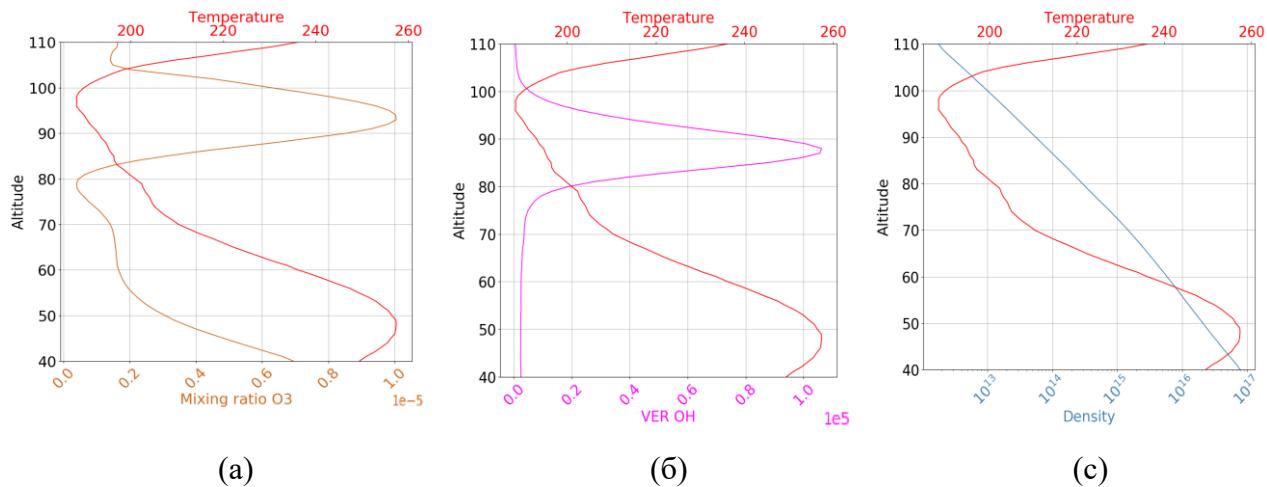


Рисунок 22. Высотные распределения параметров по данным инструмента SABER: (а) вертикальный профиль относительной концентрации озона, (б) интенсивность свечения гидроксила [ $\text{erg}/(\text{cm}^3 \cdot \text{s})$ ], (с) плотность атмосферы [ $\text{cm}^{-3}$ ] в логарифмическом масштабе. Красной кривой показан профиль температуры.

На Рисунке 23 представлены усредненные за 2016-2020 гг. высотные профили  $[O]$ , полученные описанной выше методикой для обоих вариантов коэффициентов. Синий профиль представляет собой результат, полученный с использованием коэффициентов, взятых из [Mlynczak et al., 2013], а профиль красной линии представляет собой результат с использованием новых коэффициентов из [Mlynczak et al., 2018]. Сравнивая эти два профиля, было обнаружено, что при использовании новых коэффициентов максимум  $[O]$  находится на высоте  $\sim 95$  км — это примерно на 1 км выше, чем при использовании старых коэффициентов.  $[O]$  заметно возрастает на высоте 93–100 км. Однако результатирующее количество полученных высотных профилей  $[O]$  с использованием уравнения (45) с новыми коэффициентами меньше,

чем с использованием старой версии коэффициентов (см. Рисунок 24). Дисперсия концентрации в новых наборах данных также увеличивается, поэтому профиль красной линии не такой гладкий, как синий. Дополнительно можно отметить резкое увеличение [O] в верхней части профилей. В статьях, положенных в основу использованного метода, и в [Panka et al., 2018] авторы демонстрируют схожие высотные профили параметров в пределах высот от 80 до 100 км. Возможно, описанная методика расчета [O] некорректно работает выше 100 км. На Рисунке 22 можно отметить, что каждый физический параметр уменьшается после 100 км. По-видимому, причиной некорректного выполнения описанной методики, приводящей к ложному резкому увеличению [O] выше 100 км, могло быть одновременное уменьшение концентрации озона, плотности воздуха и интенсивности гидроксильного излучения в верхней части профилей. Например, рисунок 5.4 в [Brasseur, Solomon, 2005] демонстрирует отсутствие данных о [O] на расстоянии более 100 км. Также был построен график концентрации атомарного кислорода из набора данных SABER, полученных по методике [Panka et al., 2018], в виде желтой линии на Рисунке 23. Для этого было использовано относительная концентрация кислорода из набора данных [ftp://saber.gats-inc.com/Version2\_0/SABER\_atox\_Panka\_et al\_2018\_GRL/] и соответствующая плотность атмосферы из набора данных SABER. Усредненный профиль кислорода, полученный в рассматриваемой области (вблизи ИФП), не имеет выраженного пика, а концентрация резко возрастает, начиная с 98–99 км. Возможно, данные о [O] из [Panka et al., 2018] неверны, начиная с высоты 98–99 км.

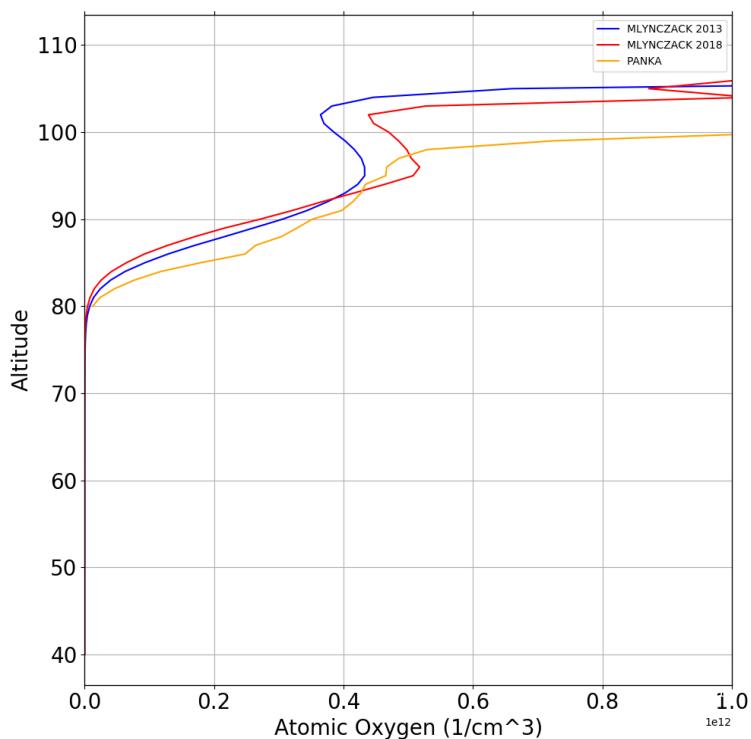


Рисунок 23. Вертикальные профили  $[O][\text{cm}^{-3}]$  усредненные за 2016–2020 гг. Синяя линия – данные рассчитанные с использованием [Mlynczak et al., 2013], красная линия – данные рассчитанные с использованием [Mlynczak et al., 2018], а желтая линия основана на данных из [Panka et al., 2018].

Если распределить профили  $[O]$  по времени, полученные для исследуемой области (ГФО Торы), можно построить двумерные диаграммы (тепловые карты), отражающие сезонное поведение  $[O]$ . Подготовленные таким образом данные представлены на Рисунке 24. Вертикальная ось — высота, горизонтальная ось — время, цвет —  $[O]$ .

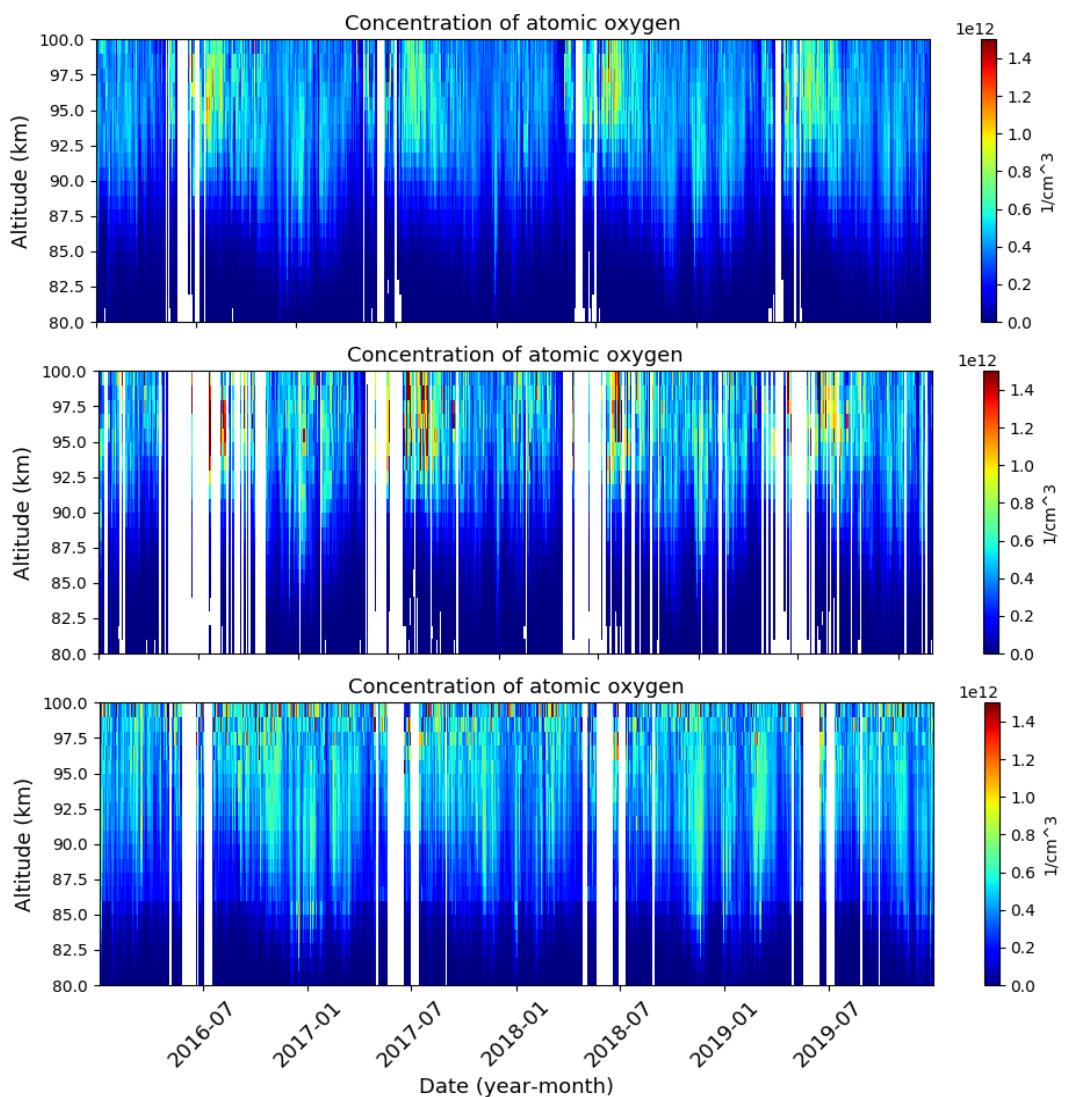


Рисунок 24. Динамика высотного профиля  $[O]$  за 2016–2020 гг. над ГФО Торы, в ночные времена. На верхней панели представлены данные, рассчитанные по [Mlynczak et al., 2013]; на средней панели представлены данные, рассчитанные по [Mlynczak et al., 2018]; и на нижней

панели представлены данные, полученные с использованием набора данных из [Panka et al., 2018].

Максимум [O] наблюдается на высотах около 94–96 км для верхней и средней панелей (Рисунок 24). В поведении временных вариаций [O] четко прослеживается годовой ход с максимальными значениями в августе. В зимние месяцы слой с повышенной концентрацией кислорода расширяется и опускается на более низкие уровни (около 85 км). В [Smith et al., 2010] было показано, что в средних широтах на высотах около 84 км максимальные значения концентрации кислорода наблюдаются в зимний период года. Верхняя и средняя панели Рисунка 24 демонстрируют, как зимой снижается максимум [O]. Такие вариации соответствуют вариациям, представленным в работе [Smith et al., 2010] но не достигают таких же высот.

Как и на Рисунке 23, возрастающая изменчивость входных параметров выше 100 км может быть причиной некорректной реконструкции концентрации кислорода, что приводит к ложному резкому увеличению [O] выше 100 км. Длинные пробелы в данных на средней панели Рисунка 24 по сравнению с данными верхней панели обусловлены особенностями метода, описанного в [Mlynczak et al., 2018]. Некоторые решения квадратного уравнения восстановления [O] при заданных входных параметрах не существуют. А также пробелы в данных нижней панели по сравнению с данными верхней панели обусловлены внутренними ограничениями исходного набора данных.

В результате получены [O] с использованием двух наборов коэффициентов и построены соответствующие графики, а также добавлен график построенный из набора данных по методике [Panka et al., 2018]. В следующем этапе необходимо рассчитать I557.7 на основе полученных [O], и рассмотреть влияние различных методов на результат ее восстановления.

### 3.3. Интенсивность 557.7 нм

При известной [O] можно провести расчет для получения I557.7 используя формулу из работы [Gao et al., 2012]:

$$V_{557.7} = A_{557.7}[O(^1S)] = \frac{A_{557.7}k_1[O]^3[M]}{\{(A(^1S) + k_5[O_2])(C'^{(0)} + C'^{(1)}[O] + C'^{(2)}[O_2])\}} \quad (46)$$

где  $M$  – плотность атмосферы,  $k_1$  - коэффициент скорости рекомбинации трех тел,  $k_5$  – коэффициент гашения  $O(^1S)$  кислородом,  $A_{557.7}$ ,  $A(^1S)$  — коэффициенты Эйнштейна. Значения этих коэффициентов представлены в Таблице 2, подробнее в работе [Gao et al., 2012].

Таблица 2. Коэффициенты уравнения (46)

Коэффициент	Gao et al., 2012
$k_1$	$4.7 \times 10^{-33} (300 / T^2)$
$k_5$	$5 = 2.32 \times 10^{-12} \exp((-812 - 1.82 \times 10^{-3} T^2) / T)$
$A_{557.7}$	$1.26 \text{ s}^{-1}$
$A(^1S)$	$1.34 \text{ s}^{-1}$
$C'^{(0)}$	13
$C'^{(1)}$	224
$C'^{(2)}$	17

На Рисунке 25 показаны профили I557.7, усредненные за 2016-2020 гг. Профили синтезированы на основе расчетных данных профилей  $[O]$  с различными наборами коэффициентов. Здесь можно отметить, что интенсивность, полученная с новыми коэффициентами [Mlynczak et al., 2018] (красная линия), выросла, при этом максимум остался на том же месте, что и при использовании старых наборов коэффициентов [Mlynczak et al., 2013] (зеленая линия). Аналогичным образом интенсивность увеличивается в диапазоне 93–100 км для новых коэффициентов. Предполагается вариативность красной кривой увеличилась из-за пробелов в данных. Резкое увеличение интенсивности выше 100 км обусловлено, как было описано выше, неправильно определяемой  $[O]$  на этих высотах. Профиль I557.7 (фиолетовая линия) был получен с использованием  $[O]$  из [Panka et al., 2018]. Виден очень узкий пик на высоте 97 км, а затем резкий рост интенсивности, начиная с 98 км. Довольно неожиданно обнаружить резкий пик в вертикальном распределении интенсивности, поскольку расчеты в этом случае основывались на монотонно возрастающей  $[O]$ . Положение пика вблизи 100 км, где метод реконструкции становится нестабильным, указывает на

возможные ошибки в расчетах из-за разброса значений в данных выше 100км. Тем не менее этот пик был учтен для дальнейших расчетов.

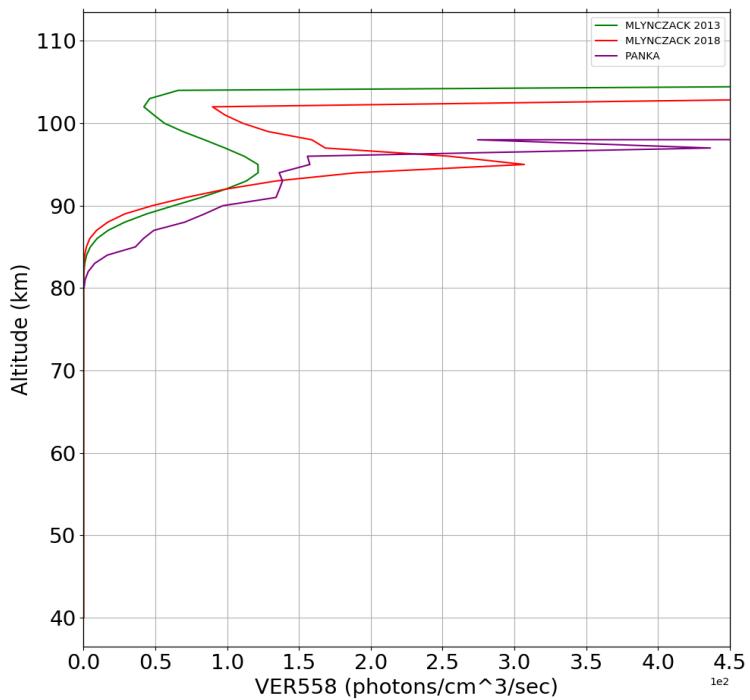


Рисунок 25. Профили I557.7 усредненные за 2016–2020 гг, синтезированные на основе данных SABER над ГФО Торы, в ночное время. Зеленая линия основана на данных, рассчитанных с помощью [Mlynczak et al., 2013], красная линия основана на данных, рассчитанных с помощью [Mlynczak et al., 2018], и фиолетовая линия основана на данных, рассчитанных с помощью [Panka et al., 2018].

Видно, что пик I557.7 находится на высоте около 94–95 км. Это свидетельствует о корректности проведенных расчетов в первом приближении и о том, что результат согласуется с [Gao et al., 2012]. На Рисунке 26 демонстрируется временная динамика интенсивности с длиной волны 557,7 нм, представленное так же, как временная динамика [O] на Рисунке 24. На верхней панели Рисунка 26 представлены данные, рассчитанные с использованием [O] по [Mlynczak et al., 2013], на средней панели представлены данные, рассчитанные с использованием [Mlynczak et al., 2018], а на нижней панели представлены данные, рассчитанные при помощи [Panka et al., 2018]. Основное отличие состоит в значительном увеличении интенсивности летом для верхней и средней панелей при отсутствии сезонного усиления I557.7 на нижней панели.

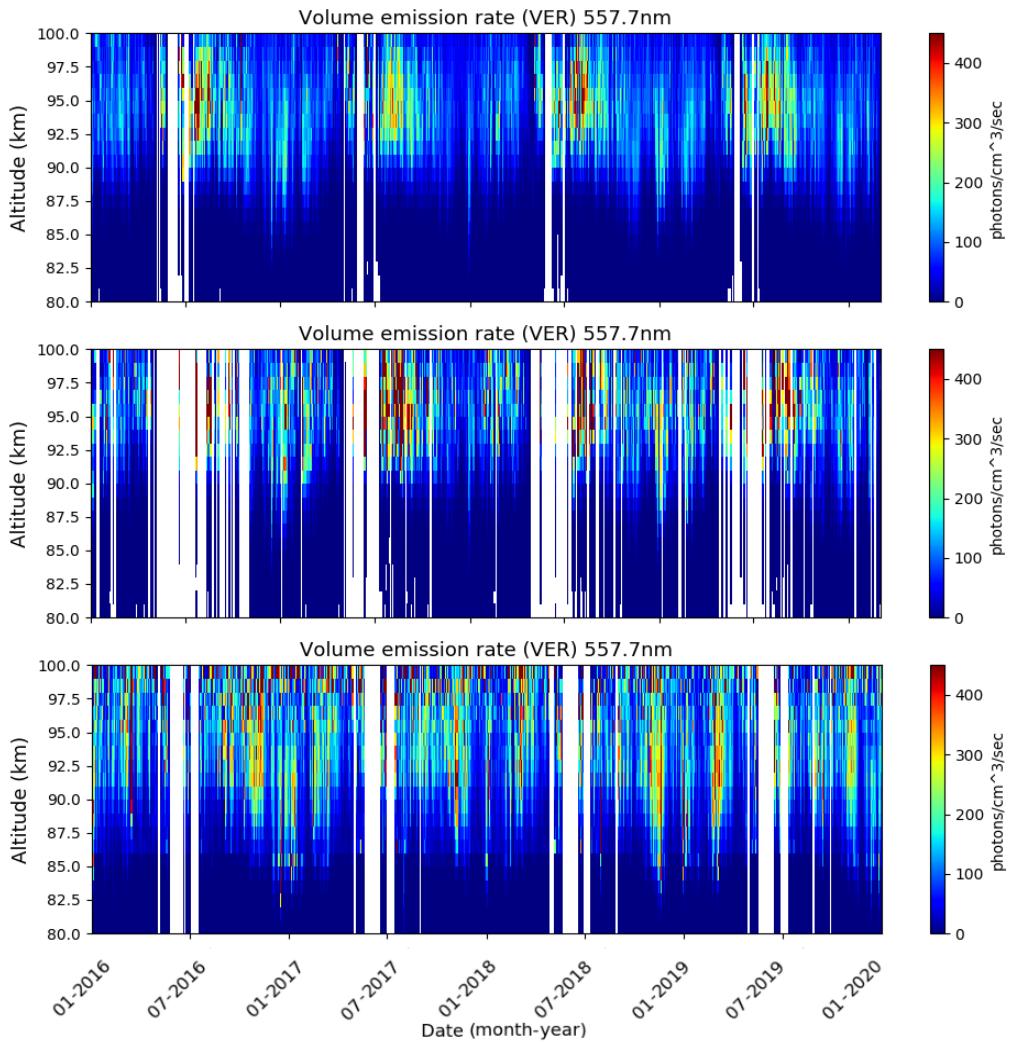


Рисунок 26. Динамика высотного профиля I557.7 за 2016–2020 гг. над ГФО в Торах, в ночные времена. Верхняя панель основана на данных, рассчитанных с использованием [Mlynczak et al., 2013], средняя панель основана на данных, рассчитанных с использованием [Mlynczak et al., 2018], нижняя панель основана на данных, рассчитанных с использованием [Panka et al., 2018].

### 3.4. Выводы к Главе 3

В данной главе рассмотрены фотохимические реакции, которые описывают механизм образования эмиссии 557.7 нм и их связь с атомарным кислородом и эмиссией гидроксила. На основе формулы [Mlynczak et al., 2013], рассчитана  $[O]$ . В работе [Gao et al., 2012] представлена формула описывающая механизм образования эмиссии 557.7 нм, с помощью которой была синтезирована I557.7, на основе  $[O]$  из спутниковых данных SABER. Используя параметры атмосферы из данных SABER, используя фотохимические формулы, соединили два метода после чего была получена синтезированная эмиссия 557.7 нм (видимого спектра)

которую данный спутниковый (микроволновый) инструмент не наблюдает напрямую. Таким образом, предложен оригинальный метод расчета интенсивности свечения атомарного кислорода 557.7 нм отличительной особенностью которого является использование спутниковых измерений SABER и общепринятых фотохимических моделей. Принимались во внимание и другие коэффициенты, изложенные в работе [Mlynczak et al., 2018] для расчета [O] а также, для сравнения, использовался атомарный кислород, полученный из [Panka et al., 2018]. На основе предложенного метода расчёта интенсивности свечения на лине волны 557.7 нм для различных источников данных были получены временные ряды вертикальных профилей свечения. В результате [O], и рассчитанная по ней  $I_{557.7}$ , по коэффициентам из работы [Mlynczak et al., 2013], содержат меньше пробелов в данных тем самым являясь более информативными.

## **Глава 4. Сопоставление сведений о параметрах атмосферы полученных спутниковым и наземным инструментами**

### **4.1. Сопоставление интенсивностей 557.7**

Интерферометр Фабри-Перо определяет температуру и скорость ветра по доплеровскому уширению и смещению спектральных линий естественного ночного свечения атмосферы. Используются сведения полученные при помощи линии 557.7 нм, излучаемой атомарным кислородом в слое толщиной около 10 км, находящемся на высоте 90-100 км над поверхностью Земли. В отличие от спутникового средства, наземный интерферометр регистрирует свечение всего слоя, без разделения по высотам, поэтому получаемые характеристики (интенсивность свечения, температура, ветер) по сути являются некими интегральными значениями, усредненными по всему светящемуся слою. Методика, определения параметров атмосферы с помощью ИФП, представлена в работе [Васильев и др, 2017].

Для того чтобы получить интегральную  $I_{557.7}$  необходимо рассчитать интеграл  $I_{557.7}$  по высоте, при этом интеграл берется для высот 80–102 км, чтобы получить корректные значения интенсивности для сравнения наземных и спутниковых наблюдений. Интегральная  $I_{557.7}$ , полученная по данным SABER, и интенсивность, наблюданная интерферометром, показывают хорошее согласие, особенно зимой и весной (Рисунок 27). Временная динамика интегральных интенсивностей на нижней панели Рисунка 27 демонстрирует упомянутое выше

отсутствие летнего увеличения интенсивности 557,7 нм, полученное с использованием данных из [Panka et al., 2018].

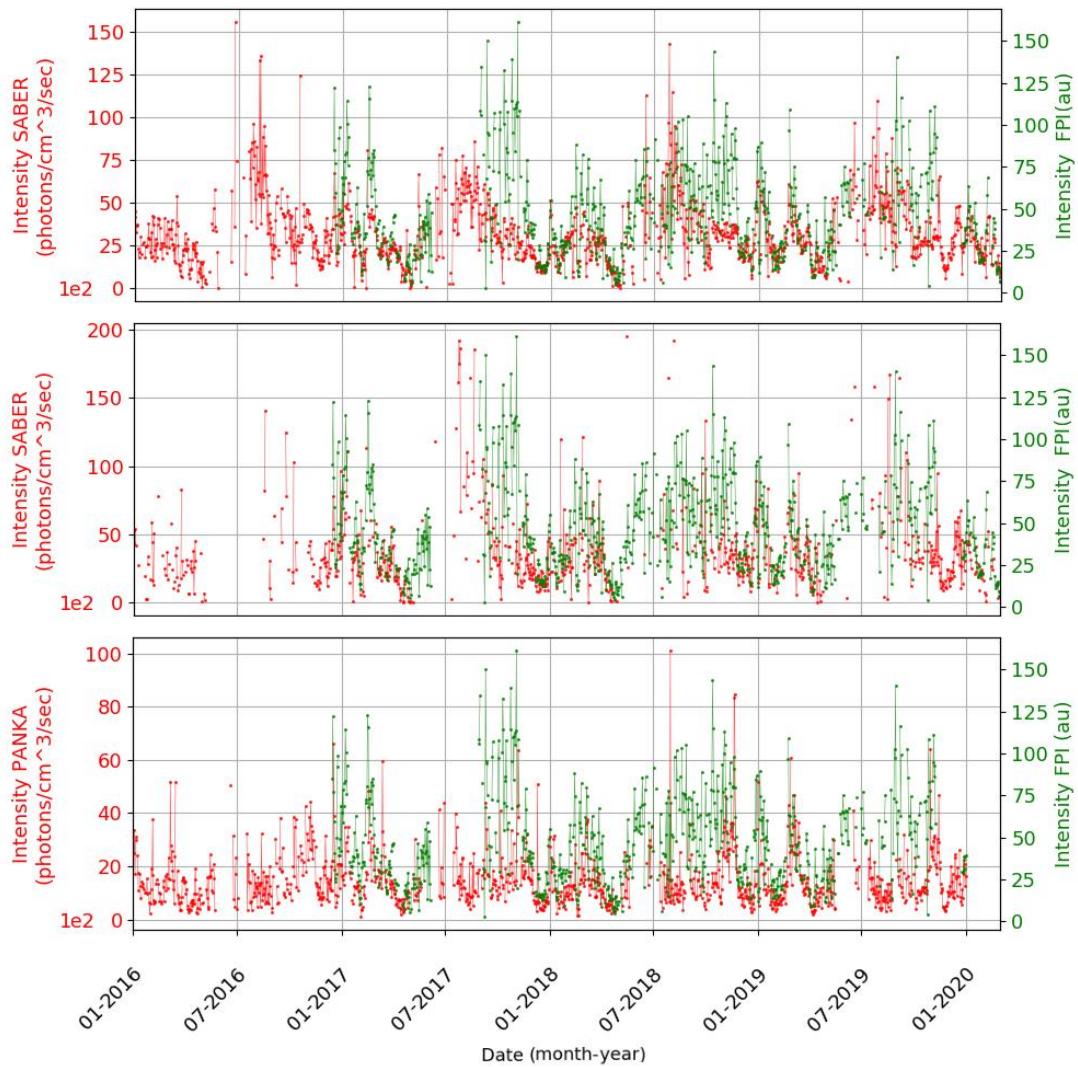


Рисунок 27. Временная динамика I557.7, наблюдаемая с помощью интерферометра Фабри-Перо (зеленый), и I557.7, интегрированной по высоте, рассчитанной по данным SABER (красный) за 2016–2020 гг над ГФО Торы, в ночное время. На верхней панели представлены данные, рассчитанные с использованием [Mlynczak et al., 2013], на средней панели представлены данные, рассчитанные с использованием [Mlynczak et al., 2018], а на нижней панели представлены данные, рассчитанные с использованием [Panka et al., 2018].

Интенсивность 557.7 нм, наблюдаемая с помощью ИФП, выражена в условных единицах. На данном этапе не проводилась калибровка интенсивности, чтобы привести ее к значениям потока фотонов, но при этом учитывается фон. Таким образом, интенсивность в условных единицах — это I557.7, которая должна достаточно хорошо совпадать с реальным потоком фотонов 557.7 нм. Но для того чтобы более корректно сопоставить параметры

атмосферы, полученные из различных источников данных, необходимо привести их к одинаковым единицам измерения и синхронизировать.

#### 4.1.1. Приведение к одинаковым единицам измерения

Интегральная интенсивность свечения, наблюдаемая наземным инструментом, не может быть преобразована в высотный профиль, поэтому интенсивность свечения, полученная по данным SABER и результатам моделирования для сравнения с наземными средствами, должна быть приведена к одинаковым единицам измерения. Полученный высотный профиль объемной I557.7 для дальнейшего сопоставления с данными наземных инструментов необходимо перевести в Рэлеи ( $10^{-6}$  фот/см $^2$ /сек). Для этого можно использовать следующее выражение:

$$R = 10^{-6} \times \sum_i^N I_i \Delta h \times 10^5 = I_S \Delta h \times 10^{-1} \quad (47)$$

где  $I_i$  это объемная интенсивность свечения (фот/см $^3$ /сек) для каждого уровня (i), N - количество уровней в высотном профиле,  $\Delta h$  - толщина слоя в километрах. Подобные преобразования встречаются, например, в работе [Baker, Romick, 1986]. Толщина слоя  $\Delta h$  в данной случае это диапазон высот 85-100 км.

Помимо этого, с использованием высотных профилей температуры и I557.7 в этом-же диапазоне высот рассчитывалась эффективная температура по данным SABER.

Сравнение вариаций I557.7 синтезированной по данным SABER с вариациями интегральной интенсивности при помощи интерферометра Фабри-Перо приведено на Рисунке 28. На рисунке приведены средненочные значения интенсивности, усредненные за период с 2017 по 2021 г. Следует отметить, что в некоторые моменты времени существуют одинаковые тенденции динамики интенсивности из разных источников, вплоть до межсуточных вариаций, например, область локального максимума интенсивности около 75 дня или вариации в конце года. Результаты измерения интенсивности, полученной интерферометром Фабри-Перо, приведены в относительных единицах, поскольку калибровки прибора для оценки интенсивности светового потока не проводилось. Относительные единицы интенсивности наблюданной интерферометром можно перевести в Рэлеи используя данные SABER в те периоды времени, где вариации интенсивностей имеют наибольшее сходство.

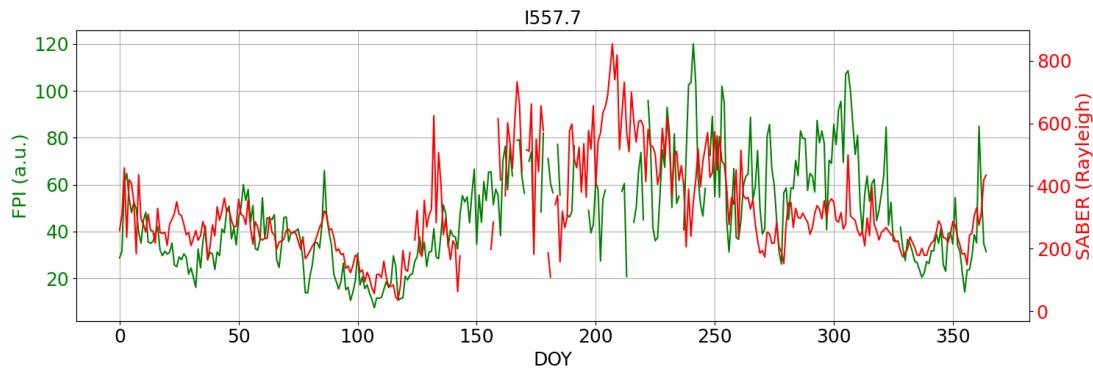


Рисунок 28. Среднегодовые значения I557.7 за период с 2017-2021 года по данным: SABER (красные) и ИФП (зеленые).

Диаграмма рассеяния, с использованием скользящей средней с окном в 7 дней, для рядов интенсивности ИФП и SABER в моменты времени 0–125 и 325–365 года (время наилучшего сходства) приведена на Рисунке 29. Несмотря на существенную дисперсию, положительная корреляция двух исследуемых рядов прослеживается довольно отчетливо, коэффициент корреляции рядов по Пирсону, при использовании скользящей средней с окном в 7 дней, равен 0.78.

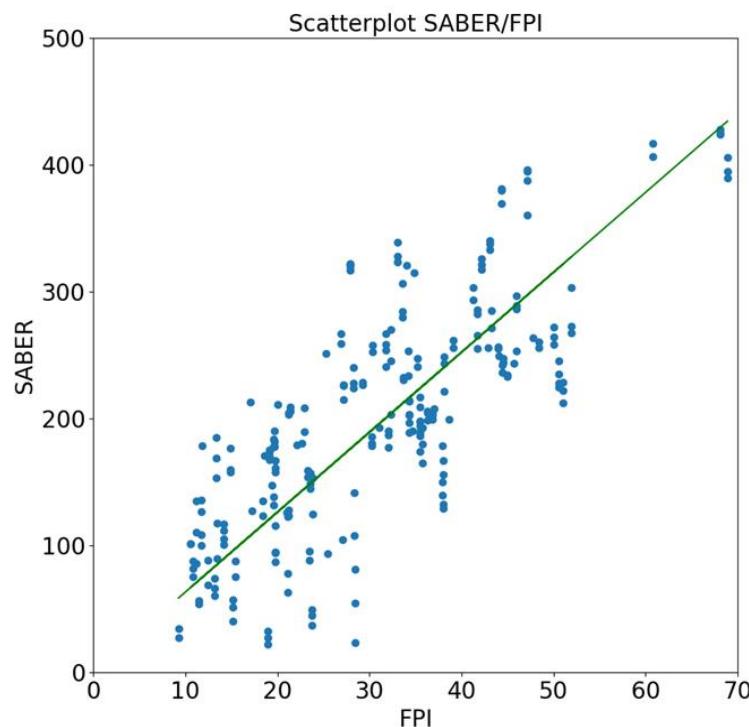


Рисунок 29. Диаграмма рассеяния (синие точки) и линия регрессии (зеленая линия) для I 557,7 нм по данным ИФП и SABER (с использованием скользящей средней с окном в 7 дней).

Метод определения интенсивности из интерферограмм предполагает вычитание фона [Васильев и др., 2017], поэтому для предлагаемой калибровки интерферометра можно считать, что взаимосвязь двух интенсивностей не только линейная, но и без смещения нуля. Линия линейной регрессии двух наборов данных проходящая через начало координат также приведена на диаграмме рассеяния. Тангенс угла наклона этой линии: 6.322 Рл/отн.ед. далее будет использоваться для перевода относительных единиц I557.7, полученной интерферометром, в Релеи.

Ниже приведена Таблица 3 полученных коэффициентов для различных окон скользящей средней и без нее.

Таблица 3. Коэффициенты, полученные при различных окнах скользящей средней

Окно	Наклон	Коэффи. корр.
Без скользящей средней	6.32	0.61
3 дня	6.30	0.72
5 дней	6.30	0.76
7 дней	6.30	0.78
9 дней	6.33	0.75

После определения одинаковых единиц измерения для I557.7, полученных спутниковым и наземным инструментами, необходимо сопоставить и температуры, для выявления несоответствий и их устранения посредством калибровки данных наземного инструмента.

## 4.2. Сопоставление температур

### 4.2.1 Проведение калибровки данных ИФП с помощью данных SABER

Данные спутникового инструмента содержат высотное распределение температуры атмосферы, а температура, регистрируемая ИФП – некая интегральная характеристика. Первоначально не было сведений об эмиссии 557.7 нм, и температуры сопоставлялись напрямую. На каждой фиксированной высоте может быть свой сезонный ход температуры, и предполагается что температура усредненного светящегося слоя, наблюдаемая наземным инструментом, имеет сезонный ход схожий с сезонным ходом на высоте максимума свечения.

Поэтому методом наименьших квадратов, меняя высоту на которой была измерена температура спутниковым инструментом, при сопоставлении необходимо найти наиболее схожий сезонный ход температур, который наблюдают спутниковый и наземный инструменты. Недостатком ИФП является отсутствие калибровочного источника света в оптическом диапазоне около 577.7 нм. Таким образом, отсутствие сведений об аппаратной функции ИФП может приводить к искажению наблюдаемой по зелёной линии кислорода температуры. Для устранения этой неоднозначности необходимо провести сопоставление температур, и попытаться провести калибровку данных наземного инструмента при помощи спутниковых данных. Предполагается, что температура, полученная спутником и наземным средством связана линейным образом:

$$T_i^h = aT_i + b \quad (48)$$

где  $T_i$  – температура ИФП,  $T_i^h$  – температура SABER полученная на высоте  $h$ ,  $a$  и  $b$  – искомые коэффициенты,  $i$  – момент времени. Коэффициенты этой линейной зависимости могут быть определены при помощи метода наименьших квадратов (МНК). Задача заключается в нахождении минимального значения суммы квадратов функции ошибки для варьирующихся коэффициентов  $a$  и  $b$ :

$$S(a, b, h) = \sum_{i=1}^n (aT_i + b - T_i^h)^2 \quad (49)$$

Для поиска минимума находим частные производные функции  $S(a,b)$  по переменным  $a$  и  $b$ , приравниваем эти производные к нулю, решаем получившуюся систему, и тогда искомые коэффициенты выражаются как:

$$a = \frac{\sum_{i=1}^n T_i T_i^h - nb \sum_{i=1}^n T_i}{n \sum_{i=1}^n T_i^2} \quad (50)$$

$$b = \frac{\sum_{i=1}^n T_i^h - na \sum_{i=1}^n T_i}{n} \quad (51)$$

Поскольку точная высота высвечивания в этой работе предполагается неизвестной, то необходимо выполнить эту операцию для некоторого набора высот, на котором ведёт наблюдения SABER. Затем необходимо скорректировать температуру, полученную ИФП на линейную взаимосвязь с данными SABER для каждого высотного уровня, и далее эту скорректированную температуру можно проанализировать при помощи коэффициента корреляции Пирсона или проанализировать поведение (49) с высотой для уже полученных параметров  $a$  и  $b$ . В первом случае высота максимума коэффициента корреляции, а во втором случае высота минимума (49) укажут на высоту, где фактически происходит замер температуры двумя средствами одновременно.

На (Рисунке 30, а) приведено поведение указанных параметров с высотой. Температуры, полученные из данных SABER, взяты над ГФО Торы за 2017-2018 гг. Поведение коэффициента корреляции с высотой имеет два локальных максимума, на высотах 79 и 89 км. Функция ошибки имеет один локальный минимум на высоте  $\sim 95$  км масштабный фактор  $a \approx 0.05$  и смещение  $b \approx 160$ К для этой высоты.

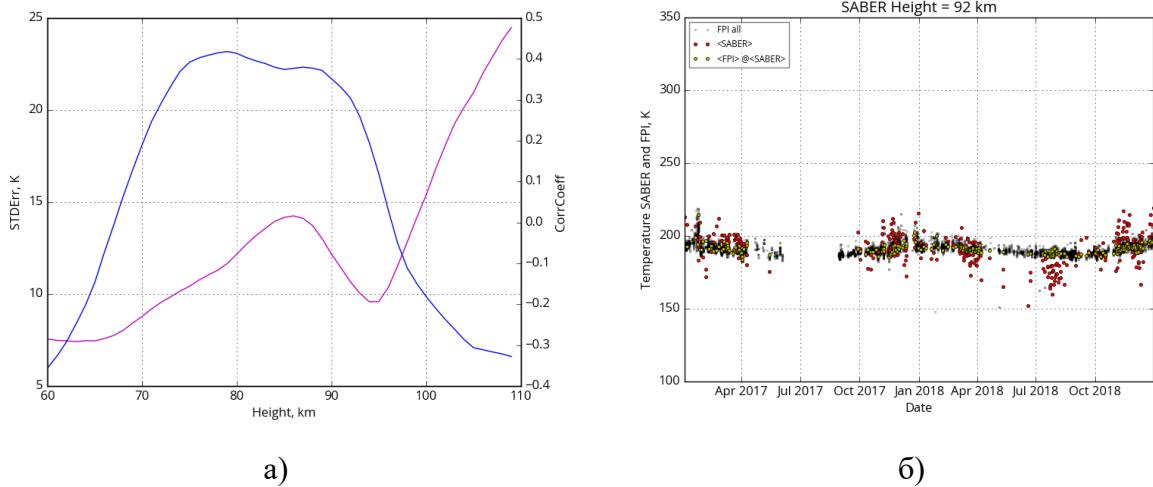


Рисунок 30 Результаты визуализаций SABER и ИФП: а) функция ошибки  $S(a,b)$  («STDErr», фиолетовый цвет) и коэффициент корреляции Пирсона («CorrCoeff», синий цвет) по отношению к высоте, б) сезонное поведение температур за период 2017-2018 гг. над ГФО Торы: красные – температуры, полученные SABER, темные – скорректированные температуры, полученные ИФП, желтые – скорректированные температуры, полученные ИФП, усредненные по двухчасовому интервалу относительно времени замеров SABER.

Однако, если проанализировать результаты поведения скорректированных температур ИФП и спутниковых температур на (Рисунке 30, б), можно заметить, что данные не очень хорошо совпадают, в особенности их дисперсия. Возможная причина может заключаться в неправильном подходе к минимизации, поскольку масштабный фактор и смещение, коэффициенты « $a$ » и « $b$ » соответственно, минимизируются совместно. Кроме этого, у данных, полученных ИФП сезонная вариация температур (около 20К) примерно в два раза меньше чем у SABER (около 40К).

Чтобы минимизировать экспериментальные сведения о температуре с учётом отдельно смещения и масштабного фактора функция ошибки была разбита на две части, отдельно для минимизации смещения (коэффициент  $b$ ):

$$f(b) \Rightarrow a = 0 \Rightarrow S(b, h) = \sum_{i=1}^n (b - T_i^h)^2 \quad (52)$$

при  $\frac{dS}{db} = 0$  получаем:

$$b = \frac{\sum_{i=1}^n T_i^h}{n} \quad (53)$$

где  $b$  является средним значением  $T_i^h$ , и отдельно для минимизации масштабного фактора (коэффициент  $a$ ):

$$f(a) \Rightarrow b = 0 \Rightarrow S(a, h) = \sum_{i=1}^n (aT_i - T_i^h)^2 \quad (54)$$

при  $\frac{dS}{da} = 0$  получаем:

$$a = \frac{\sum_{i=1}^n T_i T_i^h}{n \sum_{i=1}^n T_i^2} \quad (55)$$

Результат двухэтапной минимизации, в которой изначально определялось смещение, а затем масштабный фактор приведен на Рисунке 31.

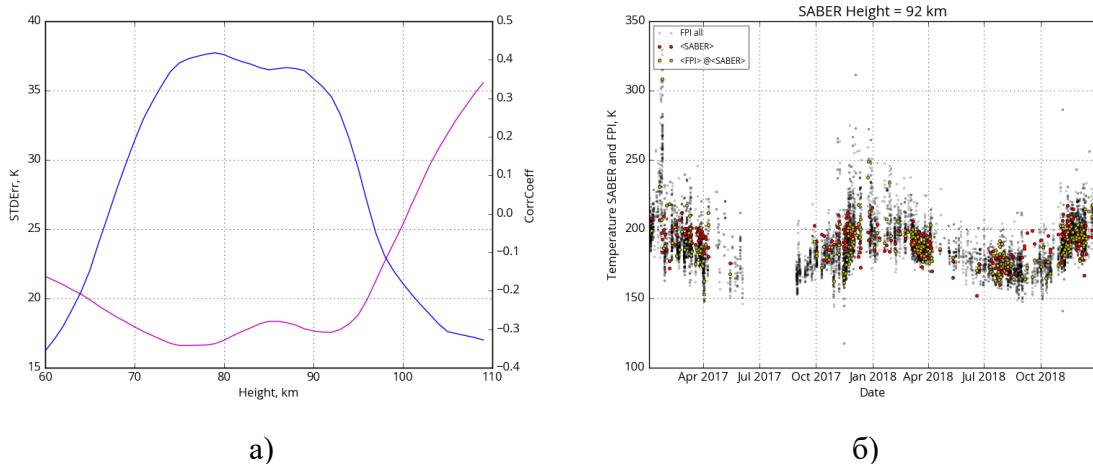


Рисунок 31. Результаты визуализаций SABER и ИФП: а) функция ошибки  $S(a,b)$  («STDErr», фиолетовый цвет) и коэффициент корреляции Пирсона («CorrCoeff», синий цвет) по отношению к высоте, б) сезонное поведение температур за период 2017-2018 гг. над ГФО Торы: красные – температуры, полученные SABER, темные – скорректированные температуры, полученные ИФП, желтые – скорректированные температуры, полученные ИФП, усредненные по двухчасовому интервалу относительно времени замеров SABER.

Несмотря на то что на (Рисунке 31, а) присутствует два локальных минимума функции ошибки, первый, главный локальный минимум находится по высоте слишком низко от высоты на которой происходит свечение атомарного кислорода поэтому будет рассматриваться второй локальный минимум. Для высоты 89 км, где расположен второй максимум коэффициента корреляции Пирсона, выбирать масштабный фактор и смещение также

физически не обосновано, поскольку хорошо известно, что на этой высоте реализуется излучение слоя гидроксила, и значительное количество ранее выполненных исследований отделяет высоту высвечивания гидроксила от высоты высвечивания атомарного кислорода (например, [Шефов и др., 2006]). Поэтому наиболее целесообразно выбрать для определения высоты высвечивания 92 км, где расположен второй локальный минимум, были выбраны смещение  $a \approx 0.99$  и масштабный фактор  $b \approx 120\text{K}$ , другими словами вариации температур идентичные и существует лишь систематическое смещение. Сезонный ход скорректированных температур (с помощью выбранных коэффициентов), полученных ИФП изображён на (Рисунке 31, б). Если сравнить Рисунок 30(б) и Рисунок 31(б), то можно отметить что на втором рисунке данные более соответствуют друг другу и наблюдается совпадающий сезонный ход температур, то есть во втором подходе к минимизации были получены корректные коэффициенты в отличие от первого.

На данном этапе проведено предварительное сопоставление температур с корректировкой данных полученных ИФП. Для более корректного сопоставления параметров атмосферы, полученные различными методами их регистрации, необходимо приблизить данные содержащие высотное распределение характеристик к тем что предоставляют интегральные характеристики. В данном случае спутниковые данные содержат высотные профили параметров атмосферы, а наземные инструменты - интегральные характеристики, регистрируемые в слое эмиссии, поэтому для приближения спутниковых данных к методу регистрации температуры наземными инструментами, необходимо рассчитать эффективную температуру из данных SABER, зависящую от толщины эмиссионного слоя.

#### **4.2.2. Расчет эффективной температуры по данным SABER**

Для сравнения температуры, полученной с помощью спутниковых и наземных инструментов, важно выбрать моменты времени, когда оба инструмента наблюдали один и тот же объем атмосферы. SABER ведёт лимбовые измерения и получает высотный профиль температуры глобально по всей поверхности Земли. Для сравнения были выбраны моменты времени, когда спутник проводил наблюдения в области радиусом 700 км, в центре которой находилась геофизическая обсерватория Торы. Поведение высотного профиля ночной температуры средней атмосферы, полученной SABER за несколько лет над ГФО Торы приведено на Рисунке 32. Положение мезопаузы по спутниковым данным SABER варьируется в течение года по высоте с амплитудой около 13 км (98 км в зимний период и 85 км в летний период). Температура мезопаузы также варьируется на протяжении года с амплитудой около

30 °K (145°K в летний период 175 °K в зимний период), что достаточно хорошо согласуется с результатами, представленными в работе [Brasseur, Solomon, 2005].

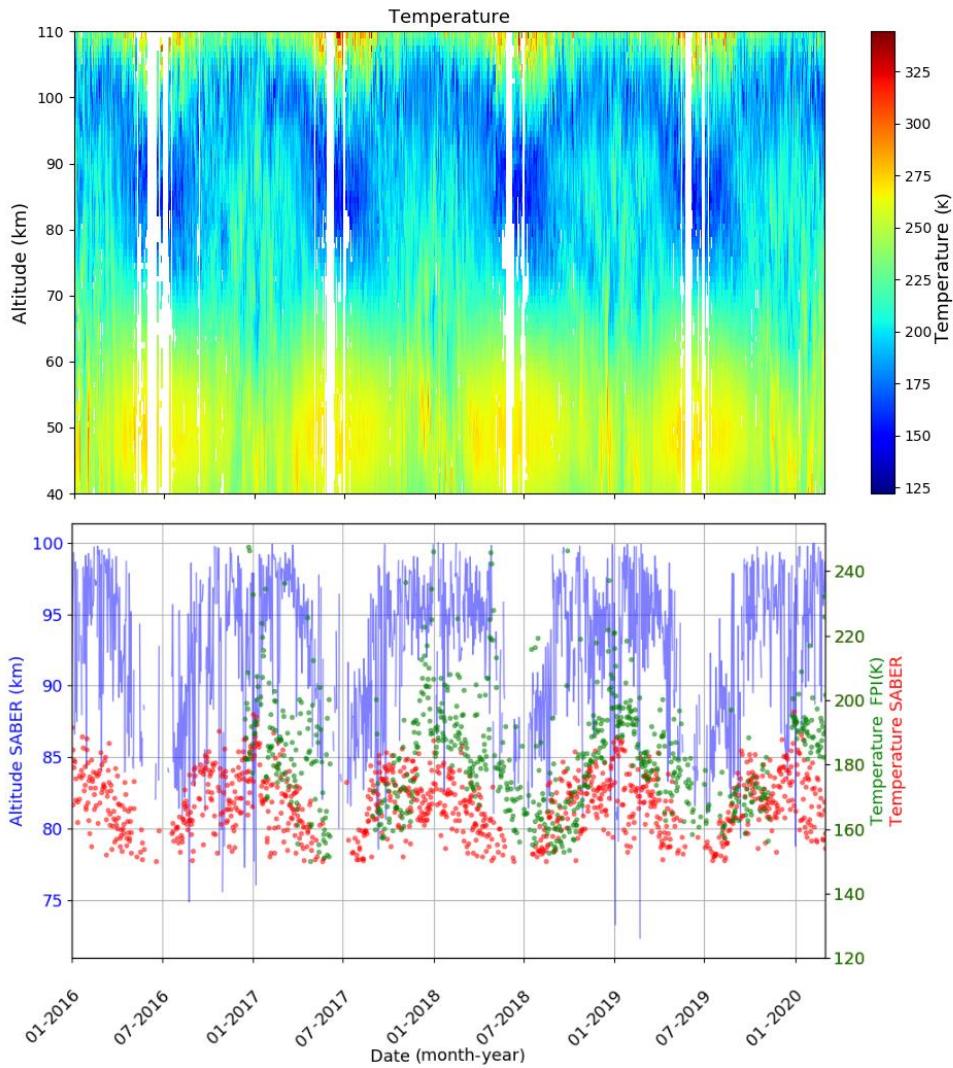


Рисунок 32. Вверху — поведение температуры над ГФО Торы по данным SABER. Внизу — изменения высоты мезопаузы (синяя линия) и температуры, полученные по данным SABER на высоте 94 км (красные точки), и скорректированной температуры по данным ИФП (зеленые точки). Представленные данные охватывают временной интервал 2016–2020 гг.

Данное исследование проводилось в спокойные геомагнитные годы с 2016 по 2020 год. Это был период сниженной солнечной и геомагнитной активности, поэтому вкладом в свечение 557,7 нм от авроральных процессов можно было пренебречь. Общепринято, что высота свечения атомарного кислорода 557.7 нм расположена на 95-97 км [Фишкова, 1983], [Khomich et al., 2002]. Сезонные вариации температуры, усредненной в этой фиксированной области высот по данным SABER, слабо выражены, в отличие от достаточно сильных сезонных вариаций температуры области мезопаузы, полученных ИФП на Рисунке 33.

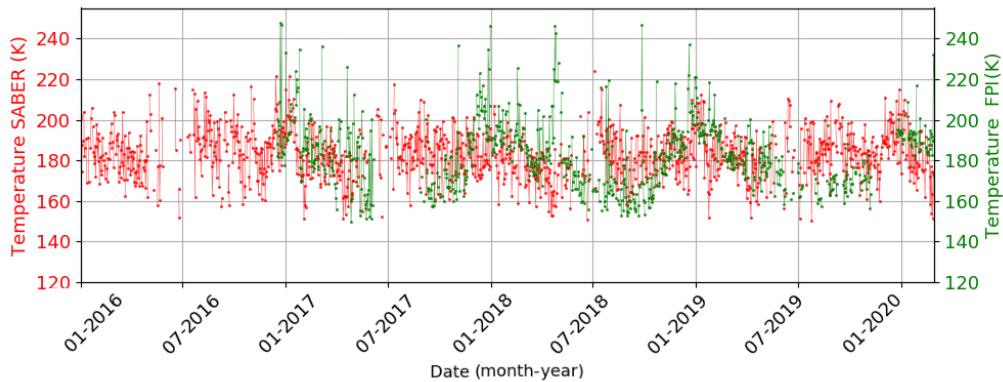


Рисунок 33. Красные точки — температура, усредненная по высотам 95–97 км по данным SABER. Зеленые точки — температура, полученная интерферометром Фабри – Перо.

Такое расхождение в результатах наблюдений температуры наземным и спутниковым инструментами может быть объяснено особенностями, связанными с изменением характеристик высотного профиля свечения линии атомарного кислорода 557.7 нм. Поскольку ИФП регистрирует интегральную интенсивность, излучаемую в некотором диапазоне высот, то и наблюдаемая ИФП температура это также некая интегральная характеристика. Ее можно назвать эффективной температурой ( $T_{\text{eff}}$ ), полученной в результате усреднения значений температуры в некотором диапазоне высот внутри слоя свечения с весами равными интенсивности свечения на определённой высоте:

$$T_{\text{eff}} = \frac{\sum_h T(h) \cdot V_{557.7}(h)}{\sum_h V_{557.7}(h)} \quad (56)$$

где  $h$  — высота,  $T(h)$  — температура атмосферы по данным SABER,  $V_{557.7}$  — объемная 1557.7 синтезированная из данных SABER.

Схожий подход был использован в [Liu et al., 2015], где температура, полученная наземным инструментом в слое свечения гидроксила, сравнивалась с температурой, полученной с помощью SABER.

Высотный профиль 1557.7 восстановленный по данным SABER позволяет при помощи (56) получить эффективную температуру и сравнить её с результатами наземных наблюдений. Поведение этих величин за всё время наблюдений над ГФО Торы приведено на Рисунке 34, где на верхней панели представлены данные, рассчитанные с использованием [Mlynczak et al., 2013], на средней панели представлены данные, рассчитанные с использованием [Mlynczak et al., 2018], а на нижней панели представлены данные, рассчитанные с использованием [Panka et al., 2018].

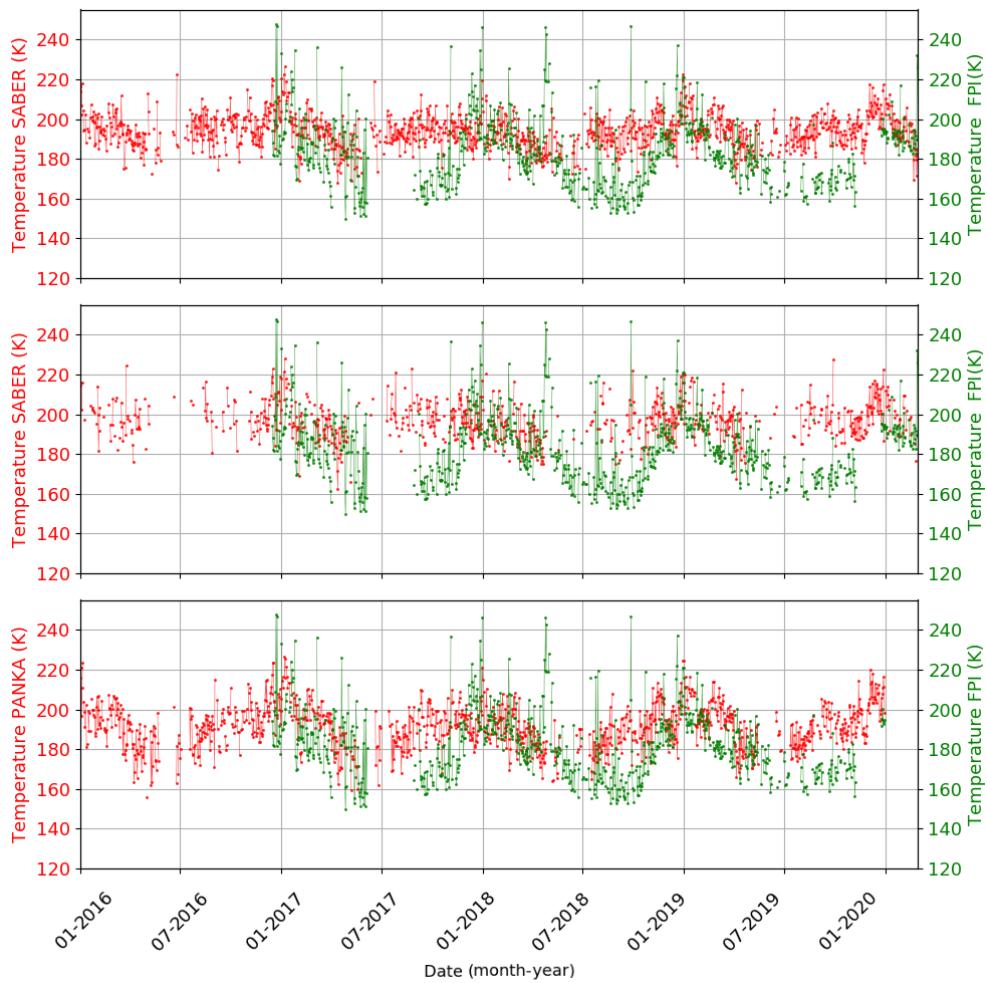


Рисунок 34. Временная динамика температуры, наблюдаемая с помощью интерферометра Фабри-Перо (зеленый), и эффективной температуры, рассчитанной по данным SABER (красный) за 2016–2020 гг над ГФО Торы, в ночное время. На верхней панели представлены данные, рассчитанные с использованием [Mlynczak et al., 2013], на средней панели представлены данные, рассчитанные с использованием [Mlynczak et al., 2018], а на нижней панели представлены данные, рассчитанные с использованием [Panka et al., 2018].

Изменение со временем наблюдаемых характеристик (Рисунок 34) показывает, что вариации эффективной температуры по данным SABER уменьшили свою дисперсию по сравнению с поведением усредненной температуры на Рисунке 33, но не имеют выраженного сезонного хода, особенно в данных на верхней и средней панели. Наблюдаемая ИФП температура имеет сезонный ход, который в первом приближении соответствует сезонной температурной динамике области мезопаузы. Существенных различий при использовании коэффициентов по [Mlynczak et al., 2013] и [Mlynczak et al., 2018] для реконструкции профилей  $[O]$  не наблюдается, но при использовании [Mlynczak et al., 2018] в данных имеются некоторые пробелы. Температуры на нижней панели довольно схожи, но все же имеются некоторые

расхождения в летний и осенний период, где интенсивности также различаются (см. Рисунок 27).

#### 4.2.3. Расчет эффективной температуры со смещением высоты максимума профиля интенсивности по данным SABER

Как уже упоминалось выше, сезонный ход высоты максимума I557.7 не согласован с положением мезопаузы. В связи с этим, предполагается, что возможная причина различного сезонного хода температур полученных разными методами (Рисунок 34), связана с некорректной реконструкцией  $O(^1S)$ , а именно неверное положение высоты максимума интенсивности свечения. Для проверки предположения использовался метод сравнения двух рядов данных, подобный тому что применялся выше (Глава 4 Раздел 2.1) для определения наиболее подходящей высоты максимума. Смещающая высотный профиль свечения по высоте, полученный по данным SABER, будем вычислять для каждого такого смещения новую эффективную температуру при помощи (56). Для чтобы найти наиболее подходящую новую высоту положения максимума свечения воспользуемся весовой функцией ошибки, вычисляемой на всём периоде наблюдений:

$$D(h) = \sqrt{\frac{\sum_i^N I_i (T_{(FPI)i} - T_{(SABER)hi})^2}{\sum_i^N I_i}} \quad (57)$$

где  $I_i$  – интенсивность свечения атомарного кислорода, интегрированная по высоте,  $T_{(FPI)i}$  – температура атмосферы, измеренная с помощью интерферометра Фабри–Перо,  $T_{(SABER)hi}$  – эффективная температура атмосферы, определенная по данным SABER для профиля, максимум которого расположен на высоте  $h$ , индекс  $i$  — обозначает момент времени проведения наблюдения. Высота, соответствующая минимальному значению (57) будет означать, что для данного положения профиля свечения временные вариации температуры, измеренной ИФП будут максимально точно совпадать с временными вариациями эффективной температуры, определенной SABER. На Рисунке 35 представлена функция ошибок (57), рассчитанная для различных сдвигов профиля свечения атомарного кислорода по высоте. Функция ошибок рассчитывалась для профилей, полученных тремя разными методами.

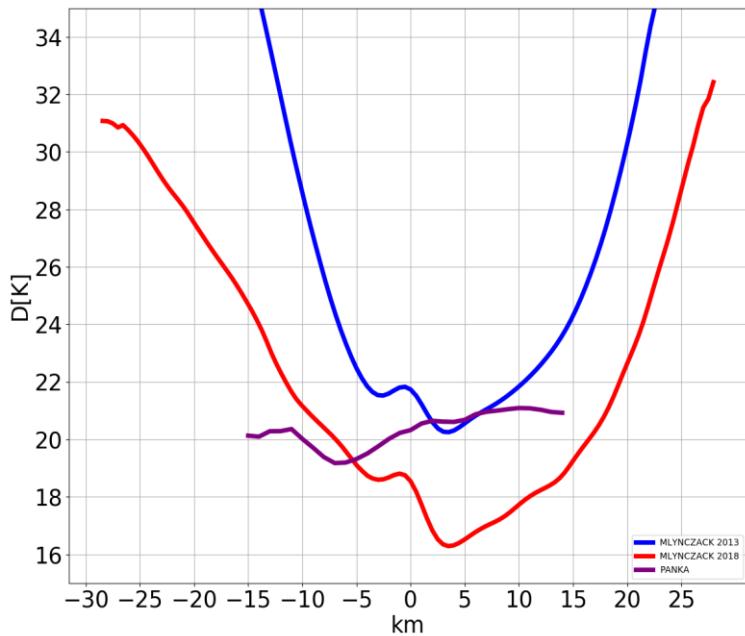


Рисунок 35. График зависимости функции ошибок от смещения по высоте профиля свечения атомарного кислорода. Синий цвет основан на данных, рассчитанных с помощью [Mlynczak et al., 2013], красный — на данных, рассчитанных с помощью [Mlynczak et al., 2018], а фиолетовый — на данных, рассчитанных с помощью [Panka et al., 2018].

Минимум весовой функции ошибок для синей линии приходится на сдвиг по высоте приблизительно +3 км (~97 км), как и для красной линии (~98 км). Сдвиг высоты, полученный для фиолетовой линии, составляет примерно -7 км (90 км). Такое различие, по-видимому, связано с отсутствием выраженного сезонного хода I557.7, полученного с помощью работы [Panka et al., 2018], поскольку суть описанной процедуры уравнения (57) заключается в минимизации разницы в сезонных вариациях двух наборов данных.

Сезонное поведение эффективной температуры, полученное с использованием смещенных профилей интенсивности по высоте, лучше соответствует поведению температуры, измеренной интерферометром. На верхней и средней панелях Рисунка 36 построены графики эффективной температуры по смещённым профилям I557.7, рассчитанным из [Mlynczak et al., 2013] и [Mlynczak et al., 2018], соответствующие минимумам их функций ошибок (Рисунок 35). Видно, что отклонения в сезонном ходе температуры для ИФП и SABER появляются в середине лета и осенью где температура, полученная ИФП ниже температуры, полученной по данным SABER. Интегральные интенсивности для ИФП и SABER также различаются в эти периоды (Рисунок 27) где интенсивность по данным ИФП выше, чем интенсивность по данным SABER.

Дисперсия эффективной температуры, полученная при смещенному профиле I557.7 рассчитанной по [Panka et al., 2018], увеличилась (нижняя панель Рисунка 36), а сезонные вариации стали менее выраженными. Это может быть связано с направлением смещения

профиля I557.7, а также с отмеченным выше отсутствием выраженных сезонных вариаций интенсивности свечения атмосферы, полученных в [Panka et al., 2018]. Следует отметить тот факт, что эффективная температура без смещения профиля I557.7 полученной с использованием [Panka et al., 2018], в результате лучше соответствует температуре, полученной ИФП (Рисунок 34). В дальнейшем, для реконструкции I557.7 будут использоваться старые коэффициенты для восстановления [O] из спутниковых данных SABER, так как необходимы сведения о распределении данной интенсивности в летний период времени, которые отсутствуют по новым коэффициентам и по методике [Panka et al., 2018].

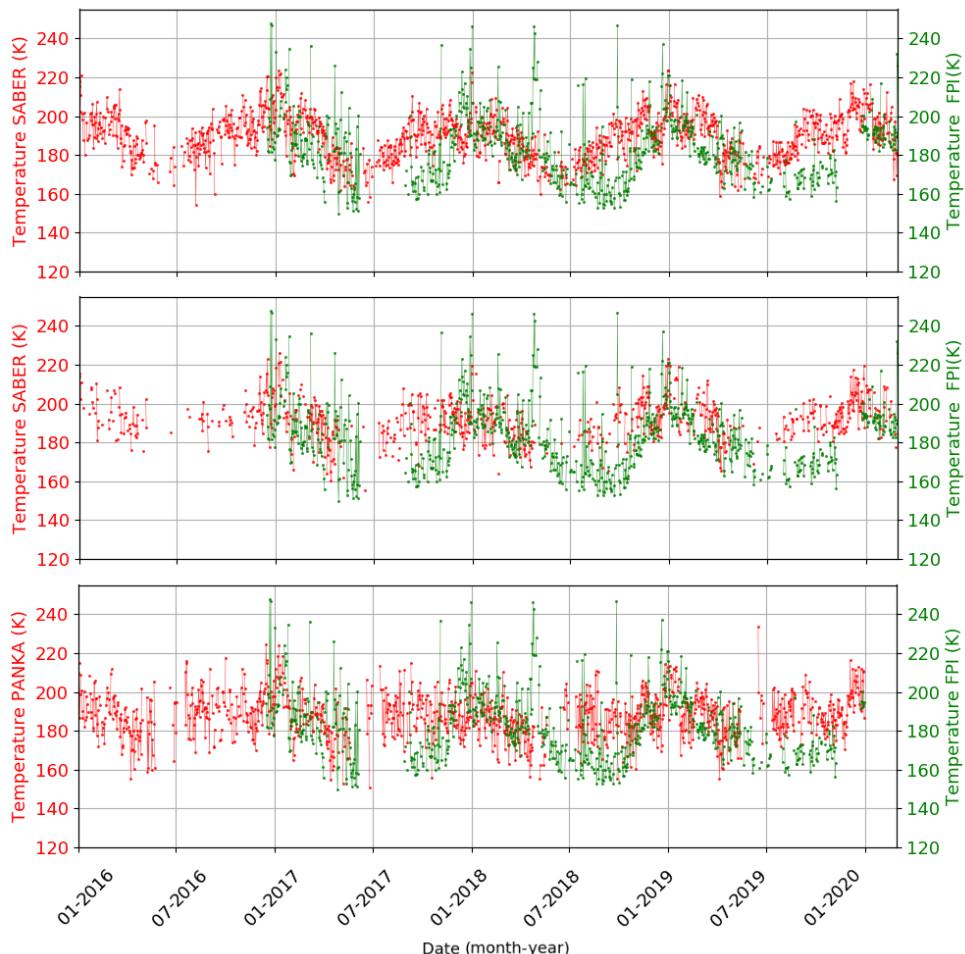


Рисунок 36. Динамика температуры, наблюдаемая интерферометром Фабри – Перо (зеленый), и динамика эффективной температуры, рассчитанной по данным SABER (красный) со сдвигом высоты профиля интенсивности за 2016–2020 гг над ГФО Торы, в ночное время. На верхней панели представлены данные, рассчитанные по [Mlynczak et al., 2013], на средней панели представлены данные, рассчитанные по [Mlynczak et al., 2018], а на нижней панели представлены данные, рассчитанные по [Panka et al., 2018].

Полученное лучшее согласие сезонных вариаций температур при смещении синтезированного по данным SABER профиля свечения, примерно на 3 км вверх для обоих вариантов расчета  $[O]$  с использованием [Mlynczak et al., 2013] и [Mlynczak et al., 2018], по всей видимости означает, что профиль свечения определяется не совсем верно, и в действительности эмиссионный слой 557.7 нм лежит выше. По крайней мере, это справедливо для средних широт, где расположен ИФП. Кроме того, следует отметить, что локальные быстрые (несезонные) изменения температуры, полученные с помощью двух инструментов, находятся в противофазе. При этом для ИФП существует обратная зависимость между температурой и интенсивностью, тогда как для профиля I557.7, синтезированного SABER, эти параметры коррелируют ([Zorkaltseva et al., 2020], см. рисунок 17). Отметим, что можно наблюдать существенные различия в поведении температуры МНТ (мезосфера-нижняя термосфера) по спутниковым и наземным данным во время внезапных стратосферных потеплений, когда данные ИФП показывают значительное повышение температуры, а данные SABER — ее снижение [Zorkaltseva et al., 2020]. Таким образом, возможной причиной этих вариаций может быть вертикальная динамика профиля I557.7 возникающая вследствие факторов которые невозможно учесть по данным SABER. Например, изменение  $[O]$ , или эффективности механизма Барта вследствие поступления не регистрируемых инструментом SABER химических компонент из нижележащей атмосферы может приводить как к снижению прекурсоров свечения, так и к подавлению самой эмиссии. Не стоит отбрасывать также и возможность того, что наряду с механизмом Барта на уровне мезопаузы действует ещё какой-либо механизм генерации эмиссии 557.7 нм интенсивность которого значительно ниже интенсивности механизма Барта, а максимум профиля свечения может быть сдвинут выше. Таким образом при подавлении основной части свечения начинают наблюдаться параметры линии 557.7 нм, свечение которой генерируется выше, что приводит к наблюдаемому увеличению температуры, при снижении интенсивности свечения, поскольку температурный градиент над мезопаузой значительно выше чем под ней. Как видно из [Gao et al., 2012], зависимость коэффициентов, определяющих излучение эмиссии, существенна и обратно пропорциональна температуре. Например, в работе [Куликов и др., 2024] предлагается модернизированная фотохимическая модель и обновленные константы для восстановления  $[O]$ , которые могут повлиять на расчет высоты максимума I557.7 и далее на сезонные вариации эффективной температуры, что требует дополнительного исследования.

### 4.3. Выводы к Главе 4

Сопоставлены интенсивности ночных свечения атмосферы 557,7 нм и температуры полученных наземным интерферометром Фабри-Перо и спутниковым инструментом SABER на уровне мезопаузы над Байкальской природной территорией.

Сопоставлены сезонные вариации 1557.7 полученных наземным и спутниковым инструментами. Проведена калибровка интенсивности свечения полученной интерферометром Фабри-Перо с использованием сопоставления пересчитанной в Рл интегральной интенсивности, полученной по данным SABER, с относительными единицами интенсивности, полученными ИФП. Зависимость интенсивностей линейная с наклоном 6.322 Рл/отн.ед., без смещения. Интенсивности, регистрируемая ИФП и полученная SABER, приведены к одинаковым единицам измерения: Рэлеи ( $10^{-6}$  фот/см $^2$ /сек). Таким образом, в результате взаимной верификации данных, показано, соответствие сезонных вариаций интенсивностей, синтезированной с помощью предложенного метода и наземно-наблюденной интерферометром Фабри-Перо.

Проведено, предварительное, сопоставление температур, полученных SABER и ИФП, в результате которого обнаружилось присутствие ошибки в данных ИФП, и для ее нивелирования было предположено, что связь между температурами, получаемыми различными методами, линейная, с некоторым смещением. Для поиска этой линейной зависимости был использован метод наименьших квадратов для получения коэффициентов  $a$  и  $b$ , масштабного фактора и смещения соответственно. В ходе решения задачи было использовано два подхода. В первом, (стандартном) подходе данные не очень хорошо совпадают, а сезонный ход температур слабо выражен. Во втором, при анализе  $a$  и  $b$  коэффициентов по отдельности, полученные данные больше соответствуют друг другу, и наблюдается совпадающий сезонный ход температур. Получены масштабный коэффициент (0.99) и смещение (-120 К) линейной взаимосвязи, а также середины диапазона усреднения (~92.5 км), которая приблизительно соответствует максимуму слоя свечения атомарного кислорода. Выполнена корректировка данных температуры ИФП с помощью данных SABER.

Предварительное сопоставление температур, полученных SABER и ИФП, показало хорошее соответствие временных вариаций температуры мезопаузы и температуры наблюданной интерферометром. Однако учёт высотного профиля интенсивности свечения для корректного сравнения данных наземного инструмента со спутниковыми данными привёл к рассогласованию результатов: эффективная интегральная температура, вычисленная по профилям параметров атмосферы из данных SABER, не воспроизводит сезонный ход температуры, наблюданной ИФП.

Было сделано предположение, что высотный профиль интенсивности, определенный с помощью простых аэрономических моделей и спутниковых данных, неверен, а именно,

положение максимума слоя свечения. Поэтому, смещающая синтезированный профиль интенсивности, максимум которого был обнаружен на ~94 км с использованием коэффициентов [Mlynczak et al., 2013] и ~95 км с использованием [Mlynczak et al., 2018] (см. Рисунок 25), по высоте относительно температуры, были повторно рассчитаны эффективные температуры по данным SABER. Наилучшее совпадение температурных вариаций наземного и спутникового инструментов, соответствующее относительно корректному воспроизведению сезонного хода температуры по SABER, было достигнуто при смещении максимума интенсивности на высоту ~97 км с использованием коэффициентов [Mlynczak et al., 2013] и на высоту ~98 км с использованием коэффициентов [Mlynczak et al., 2018]. Максимумы [O] а также интенсивности, полученные по коэффициентам из [Mlynczak et al., 2018], находятся на ~1 км выше, чем максимумы, рассчитанные по старой версии коэффициентов, полученных из [Mlynczak et al., 2013]. Но при использовании [Mlynczak et al., 2018] появляется больше пробелов в данных при расчете [O] по сравнению с [Mlynczak et al., 2013]. Профиль I557.7, полученный на основе [O] [Panka et al., 2018], с помощью которого была рассчитана эффективная температура, не привел к согласию температур, полученных ИФП и SABER. Причина послужило отсутствие отчетливых сезонных вариаций [O] и I557.7. Однако более высокое положение свечения на основе [Panka et al., 2018], относительно результата функции ошибки (полученной на высоте 90 км), привело к достаточно хорошему согласию температуры полученной ИФП и эффективной температурой, рассчитанной без смещения профиля свечения, по сравнению с теми же значениями, рассчитанными на основе [Mlynczak et al., 2013] и [Mlynczak et al., 2018]. Подводя итог, можно отметить что, выполненное в работе сопоставление температуры области мезопаузы по данным наземного и спутникового инструментов указывает на необходимость корректировки фотохимических моделей свечения атомарного кислорода и гидроксила для использования со спутниковыми данными. Сопоставление выполнялось при помощи минимизации среднеквадратичных отклонений разности временных рядов температур, используя высоту свечения как параметр. Смещение максимума интенсивности по данным SABER способствовало практически корректному восстановлению сезонных вариаций температуры. Однако, расхождения короткопериодных вариаций температуры по двум инструментам, особенно в летний период, присутствуют, что предполагает наличие дополнительных факторов, искажающих профиль свечения линии 557.7 нм и требует дальнейшего изучения.

## **Глава 5. Исследование динамики параметров верхней атмосферы над Восточной Сибирью.**

### **5.1. Среднемноголетние сезонные вариации параметров слоя эмиссии 557.7 нм.**

Сравнение только интегральных характеристик снижает исследовательский потенциал набора данных SABER поскольку в этом случае не будет использоваться информация о вертикальной динамике исследуемых характеристик. Поэтому помимо интегральных величин из высотных профилей полезно извлечь информацию об экстремальных значениях. В данной главе будут использоваться информация о положении минимума температуры, положении максимума  $[O]$  и максимума  $I_{557.7}$ .

Глава 5 представляет собой, в некотором смысле, продолжением цикла работ [Михалев, 2017; Mikhalev et al., 2003; Mikhalev et al., 2008], выполненных в ГФО Торы в предыдущие десятилетия, но с использованием различных наземных, спутниковых и модельных данных. Данная Глава направлена на изучение особенности сезонного хода над ГФО Торы (52 с.ш., 103 в.д.) температуры МНТ и характеристиках эмиссии 557.7 нм и сравнении результатов по данным радиометра SABER, интерферометра Фабри-Перо, спектрографа SATI и модели NRLMSIS.

#### **5.1.1. Расчет интенсивности и эффективной температуры из данных модели NRLMSIS**

Методика расчета  $I_{557.7}$  аналогична изложенной в Главе 3, однако в данном случае концентрации атомарного и молекулярного кислорода брались из данных NRLMSIS 2.0 за период с 2017 по 2021 гг для диапазона высот 80-120 км с шагом 1 км и временным разрешением 0.25 ч. Из полученных расчетных данных выделялись периоды, соответствующие ночным периодам наблюдения ИФП. Затем производилось усреднение интенсивности в пределах 2017-2021 гг для каждой ночи года и месяца. Синтезированная таким образом интенсивность использовалась для расчета интенсивности в Рэлеях с использованием выражения (47) и определения эффективной температуры слоя, взвешенной по интенсивностям в разрезе профиля высот. Помимо расчета указанных параметров, модель NRLMSIS 2.0 использовалась для получения временной динамики высот минимальных значений температуры, усредненной  $[O]$  и высот максимумов  $I_{557.7}$ .

Профили температуры полученные при помощи моделирования, также должны быть усреднены с весами равными интенсивности свечения, для получения интегральной характеристики - эффективной температуры, подобно методу, изложенному в Главе 4 Раздел 2.2, которая в дальнейшем должна будет сравниваться с результатами наблюдений интерферометра.

Вследствие того, что наземные средства ведут наблюдения исключительно в ночное время, из временных рядов спутниковых и модельных данных были исключены светлое время суток. Полученные ряды данных необходимо привести к единому виду. Пропуски в рядах вследствие неподходящих условий наблюдения или технических проблем, дисперсия данных вследствие естественных причин и шумов аппаратуры затрудняют сравнение, например, годовой динамики исследуемых характеристик. Поэтому будут сопоставляться усредненные за период с 2017 по 2021г. временные ряды средненочных или усредненных по месяцам значений исследуемых характеристик.

### **5.1.2. Среднемноголетние сезонные вариации температуры**

Известно, что летняя мезопауза холоднее зимней. Это связано с циркуляцией атмосферы на высотах мезопаузы, вызывающей апвеллинг на летнем полюсе и даунвеллинг на зимнем полюсе. Поднимающийся воздух адиабатически расширяется и охлаждается, что приводит к холодной летней мезопаузе, и, наоборот, опускание воздуха приводит к его сжатию и связанному с этим повышению температуры в зимней мезопаузе [Houghton, 1986]. В мезосфере циркуляция в течение года связана с диссипацией гравитационных волн, которые являются драйвером меридиональной циркуляции [Björn, 1984].

Годовой ход средненочной эффективной температуры в области мезопаузы, полученной по данным SABER, ИФП и модели NRLMSIS за периоды с 2017 по 2021 на высотах 85-100 км над югом Восточной Сибири приведён на Рисунке 37.

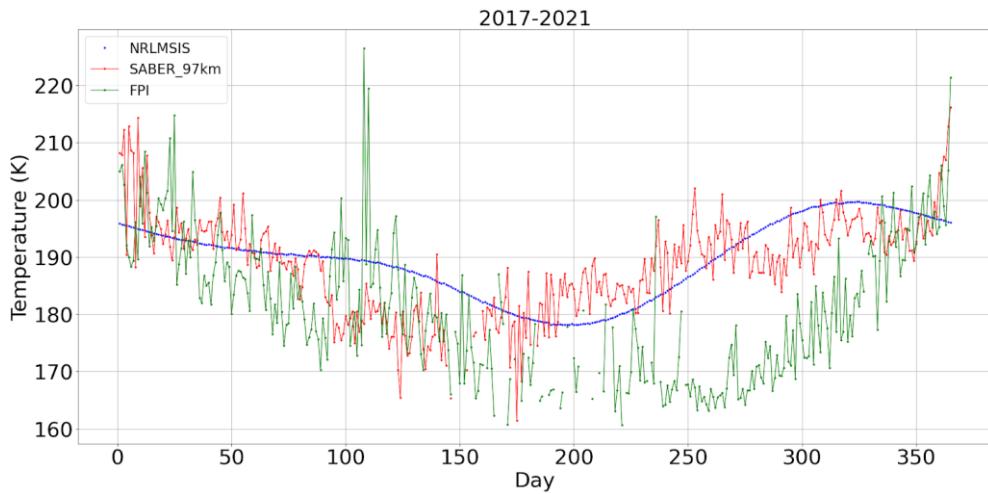


Рисунок 37. Среднегодовая эффективная температура в период с 2017 по 2021 год. SABER (красный), ИФП (зеленый) и по модели NRLMSIS (синий).

Годовой ход усредненной по месяцам ночной эффективной температуры в области мезопаузы, по данным тех же источников и в аналогичный период времени приведён на Рисунке 38.

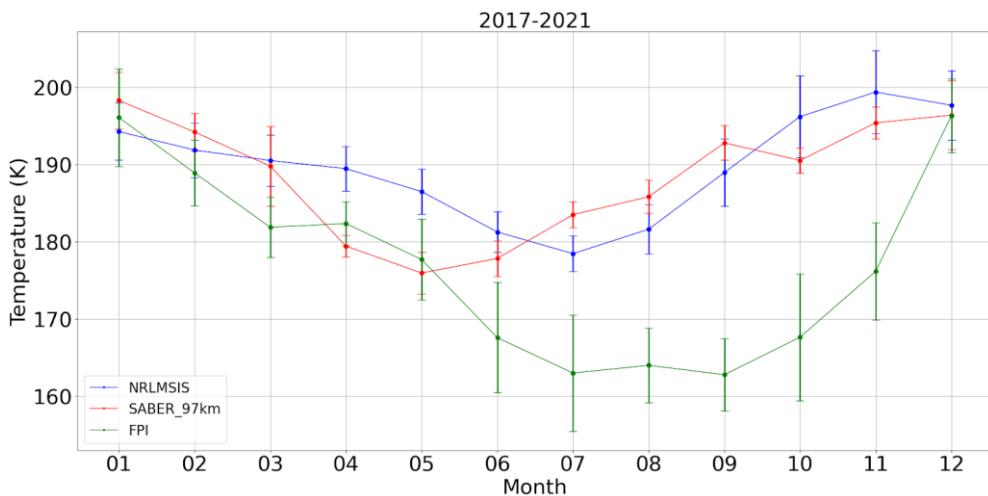


Рисунок 38. Усредненные по месяцам значения эффективной температуры и среднестатистические отклонения в период с 2017-2021. SABER (красный), ИФП (зеленый) и по модели NRLMSIS (синий).

Рисунки 37 и 38 показывают, что минимальные температуры наблюдаются в летний период года ( $\sim 160$ - $180$  K), а максимальные - в зимний ( $\sim 200$  K) по эмпирическим и модельным данным. Однако сезонное понижение температуры по данным модели происходит более плавно, в то время как снижение температуры по данным спутникового и наземного средства идет с большей скоростью. Снижение температуры по данным интерферометра вблизи сотового дня года сменяется сильными вариациями, в ходе которых отдельные средненочечные значения могут превышать значения зимней температуры (Рисунок 37). Эти вариации в среднесуточных

значениях приводят к снижению темпа падения усредненных по месяцам значений в апреле (Рисунок 38). Минимальные значения усредненной по месяцам эффективной температуры в области мезопаузы достигаются в мае по данным SABER ( $\sim 175$  K) и в июле по данным модели ( $\sim 178$  K), после чего температура начинает повышаться. Минимальные значения температуры по данным интерферометра достигаются в июле и держатся практически на одном уровне ( $\sim 165$  K) до сентября (Рисунок 38). По данным Рисунка 37 вследствие дисперсии данных достаточно трудно определить точно эти моменты времени, однако различие между температурами осенне-летнего периода прослеживается довольно отчётливо. Темп роста температуры по данным модели и спутникового средства в летне-осенний период приблизительно одинаков, в то время как температура по данным интерферометра начинает существенно расти только осенью. Разница температуры, полученная из разных источников, составляет около 20 K и приходится на сентябрь-октябрь. Рост температуры в осенний период по данным интерферометра начинается с октября и его темп существенно выше, чем в модельных и спутниковых данных, в конечном итоге это приводит к выходу эффективной температуры на одинаковые значения для всех трёх средств в зимний период.

В зимне-весенний период особенность поведения температуры обусловлена влиянием процессов, развивающихся в нижележащих слоях атмосферы. Зимой характерна высокая повторяемость внезапных стратосферных потеплений, которые зарождаются и активно развиваются над регионом, где получены обсуждаемые результаты. Влияние этих процессов может быть причиной значительных вариаций средненочной температуры и соответствующего замедления падения усредненной по месяцам температуры [Zorkaltseva, Vasilyev, 2021].

Летне-осенние расхождения в наблюдаемой температуре косвенно могут быть обусловлены различием поведения интенсивности в этот период для спутникового и наземного инструментов, поскольку эффективная температура вычисляется с использованием высотного профиля эмиссии 557.7 nm. Кроме этого, следует отметить, что температура, полученная из модельных данных для этого периода, очень хорошо совпадает с результатами наблюдений при помощи спутникового средства. Температуры имеют похожее поведение в зимне-весенний период где вариативность температур  $\sim 10$  K, а в летне-осенний период составляют  $\sim 25$  K.

### **5.1.3. Среднемноголетние сезонные вариации интенсивности 557.7 nm**

Годовой ход средненочной интенсивности свечения линии 557.7, полученной по данным SABER, ИФП и модели NRLMSIS за периоды с 2017 по 2021 над югом Восточной Сибири приведён на Рисунке 39. Годовой ход усредненной по месяцам ночной интенсивности, по данным тех же источников и спектрометра SATI за аналогичный период времени представлен на Рисунке 40. Минимальные значения I557.7 наблюдаются в зимне-весенний период максимальные преимущественно летом и осенью. Сезонный ход интенсивности для различных инструментов практически одинаков от начала зимы до начала лета, и различен летом и осенью, что очень хорошо заметно на Рисунке 39. Зимние интенсивности свечения составляют величину около 200-300 Рл, с наступлением весеннего периода интенсивность начинает снижаться, достигая минимальных значений около 100 Рл в апреле. При переходе от весны к лету наблюдается резкий рост интенсивности, до значений 400 Рл в начале лета, после чего сведения разных инструментов начинают расходиться. По данным спутникового средства интенсивность продолжает нарастать до максимальных значений около 500 Рл в июле-августе, а по данным наземных средств, интенсивность начинает варьироваться в диапазоне 300-450 Рл. Интенсивность по данным всех инструментов начинает снижаться в августе-сентябре, однако по данным интерферометра в октябре и в ноябре интенсивность вновь увеличивается, в то время как SATI и SABER показывают снижение интенсивности. Максимальное различие I557.7 ИФП от I5577 SABER и NRLMSIS наблюдается в ноябре и составляет величину почти 200 Рл. С наступлением зимы интенсивности, полученные всеми инструментами, становятся практически одинаковыми и выходят на уровень 200-300 Рл. Вариации интенсивности по данным NRLMSIS не превышают 200 Рл в течение всего года. Следует отметить, что за исключением апрельского минимума, в остальные моменты времени модельная интенсивность достаточно хорошо соответствует усредненным по месяцам значениям полученным интерферометром, существенные различия видны в июне и в ноябре. Кроме того, интенсивность, полученная при помощи модели, имеет локальный максимум весной, там, где по данным всех рассматриваемых инструментов наблюдается глобальный минимум интенсивности.

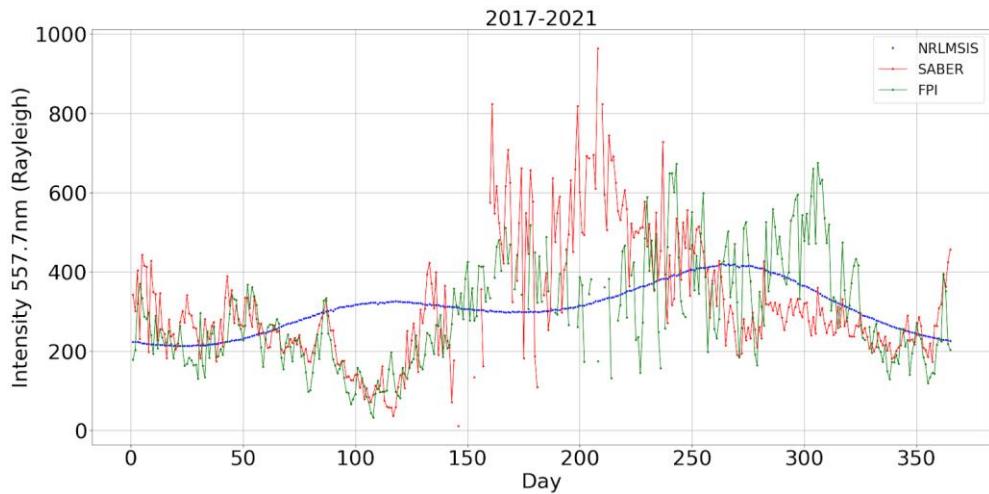


Рисунок 39. Среднегодовая интенсивность в период с 2017 по 2021 год. SABER (красный), ИФП (зеленый) и по модели NRLMSIS (синий).

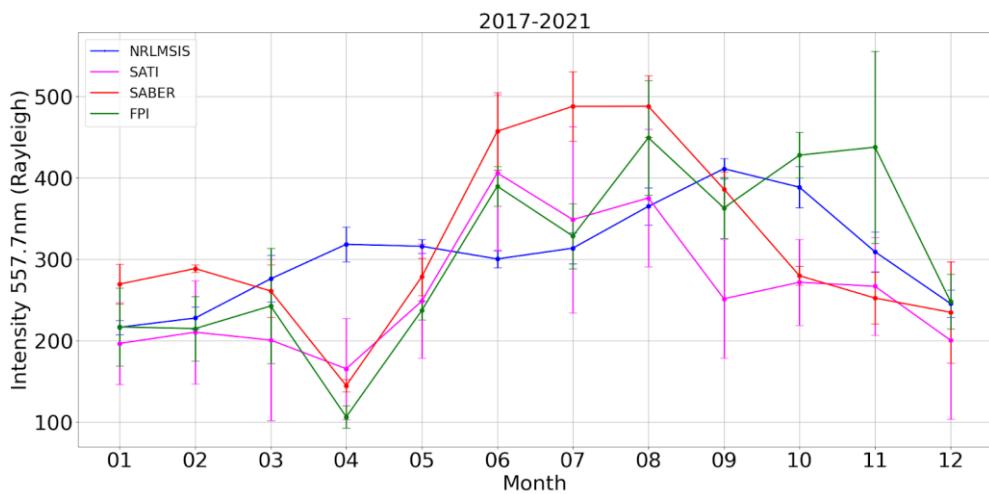


Рисунок 40. Усредненная по месяцам интенсивность в период с 2017-2021 год по данным: SABER (красная линия), ИФП (зеленая линия), продукт модели NRLMSIS (синяя линия), SATI (фиолетовая линия) и их среднестатистические отклонения.

В целом, годовой ход эмиссии 557.7нм и температуры мезопаузы над югом Восточной Сибири укладывается в общепринятые представления о поведении этих параметров над средними широтами [Brasseur, Solomon, 2005]. Вариации I557.7 по данным инструментов отличаются от вариаций, полученных из продукта модели NRLMSIS, особенно это заметно в апреле. Возможно это связано с широтной особенностью формирования эмиссии 557.7 нм которая не учитывается в модели NRLMSIS, или климатическими изменениями не учитываемыми используемой моделью. Схожие различия наблюдались в работе [Матафонов, Михалев, 2011] где сопоставлялись значения сезонного хода I557.7, полученные экспериментальными и модельными данными, в результате которого получено согласие для зимних, конца осенних и начала весенних месяцев.

Летний июньский максимум I557.7 по данным SABER может быть объяснён тем, что в

верхней атмосфере во время летних лимбовых наблюдений вблизи терминатора остаётся существенным влияние освещённой солнцем атмосферы, которое не удаётся до конца устраниТЬ из высотных профилей температуры и атмосферных компонент операцией деконволюции «сырых» спутниковых данных. Другая причина расхождений может заключаться в том, что фотохимические процессы не успевают прийти в стационарное течение после заката, и используемые в этой статье для синтеза интенсивности фотохимическая модель и исходные спутниковые данные некорректно отражают реальное состояние светящейся области мезопаузы.

Наличие осеннего максимума интенсивности в данных интерферометра и его отсутствие в данных спутникового средства, хорошо заметное на Рисунке 38, объяснить довольно сложно. Вероятно, существует влияние каких-либо дополнительных химических процессов в области мезопаузы, которые не могут быть учтены на основе рассматриваемой в рамках данной работы информации, предоставляемой SABER. При этом следует отметить, что результаты моделирования при помощи NRLMSIS предполагают наличие осеннего максимума интенсивности.

Наблюдаемое расхождение интенсивностей по данным двух наземных средств летом и осенью может быть объяснено следующим образом. Лето и осень — это сезоны в которые в месте проведения наблюдения наиболее часто возникают туманы и облачность. При подготовке временных рядов для данных интерферометра выбирались интервалы времени, в которые поле облачности в регионе при проведении наблюдений отсутствовало. Для этого использовался алгоритм описанный в Главе 2 Раздел 2.4. Для временных рядов спектрометра такой подготовки данных перед усреднением не проводилось. В результате этого схожесть вариаций от месяца к месяцу в летне-осенний период для интерферометра и спектрометра осталась, но абсолютные значения интенсивности для спектрометра стали существенно ниже (см Рисунок 40, месяцы с 7 по 12). Интенсивности имеют схожее поведение в зимне-весенний период с вариативностью  $\sim 50$  Рл, но в летне-осенний период вариативность больше и составляет  $\sim 100$  Рл.

#### **5.1.4. Динамика экстремумов**

Сравнение высот минимума температур по данным SABER и модели NRLMSIS представлено на Рисунке 41. Годовая динамика положения минимума температуры, полученная из высотных профилей спутникового средства и из модели, находятся в хорошем согласии. Следует отметить, что размах колебаний высоты ночной мезопаузы по данным

SABER немногим меньше 10 км, а по данным модели эта величина изменяется на 15 км.

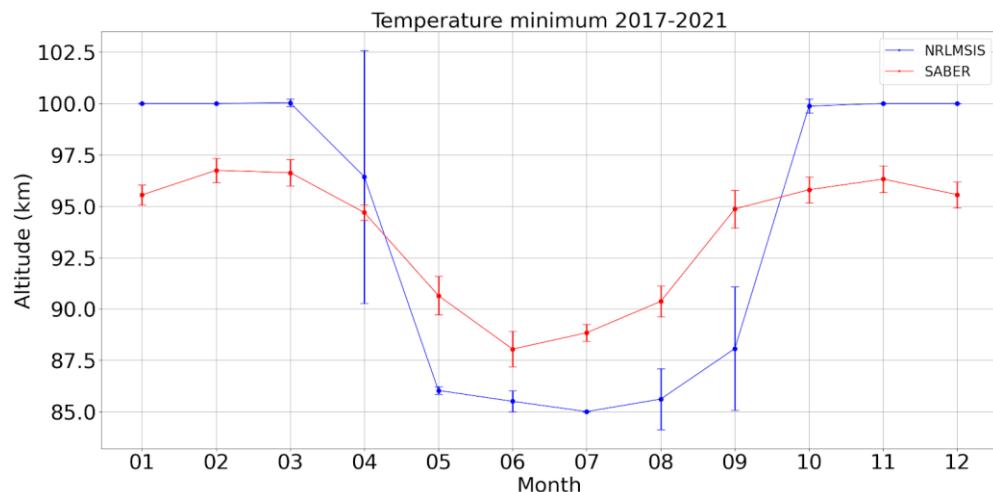


Рисунок 41. Усредненная по месяцам высота минимальной температуры и среднестатистические отклонения за период с 2017 по 2021. SABER (красный) и по модели NRLMSIS (синий).

Таким образом, динамика температуры и температурного профиля (минимума температуры) в целом находится в соответствии с современными представлениями о температурном режиме области мезопаузы.

На Рисунке 42 демонстрируется сравнение усреднённых за месяц положений высоты максимума I557.7 по данным SABER и по данным продукта модели NRLMSIS. Можно отметить что с января по июнь оба графика ведут себя относительно схожим образом, высота максимума свечения увеличивается с января до максимального значения в апреле 95.5 - 96 км, и падает с апреля по июнь до минимальных летних значений ~94 км. Максимальная высота пика свечения ~95 км. во втором полугодии по данным спутникового средства достигается в августе, а по данным модели в сентябре-октябре. Декабрьские и январские положения максимума интенсивности для модельных данных располагаются гораздо ниже наблюдаемых при помощи спутника характеристик (92 и 94 км соответственно).

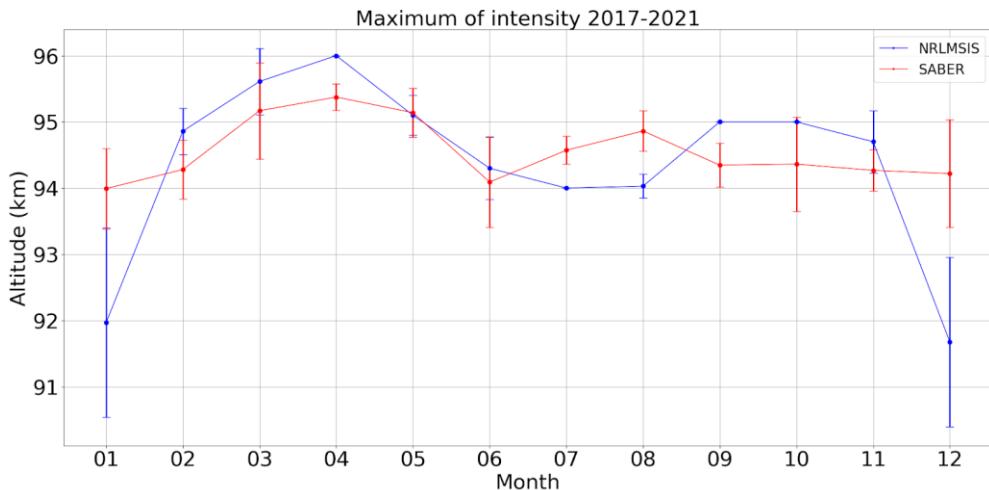


Рисунок 42. Усредненная по месяцам высота максимальной интенсивности и среднестатистические отклонения за период с 2017 по 2021. SABER (красный) и по модели NRLMSIS (синий).

Минимум интенсивности совпадает с максимумом вариаций температуры (Рисунок 37), и максимальной высотой пика интенсивности (Рисунок 42) за весь год. Поднятие области свечения вверх означает перемещение в более тёплые слои воздуха. При этом скорость реакции тройных соударений будет замедляться, что приведёт к снижению интенсивности свечения, а эффективная температура при этом будет увеличиваться, что по всей видимости приводит к замедлению сезонного снижения наблюдаемой интерферометром температуры в апреле по данным Рисунка 38.

Наличие вариации с периодом в полгода в поведении максимума интенсивности на фоне сильных годовых вариаций в абсолютном значении интенсивности и температуры предполагают, что возможная причина кроется в сезонном поведении  $[O]$ . Годовая динамика максимума  $[O]$  приведена на Рисунке 43. Как видно, концентрация также имеет преимущественную вариацию с годовым периодом. Поэтому, возможная причина наблюдаемых особенностей вертикальной динамики слоя свечения может лежать в особенностях циркуляции воздуха, формирующих вертикальную динамику концентрации химических компонент, способных оказывать значительное влияние на интенсивность свечения. Стабильное поведение максимума  $[O]$  полученное по данным модели (Рисунок 43) также указывает на то, что адекватное описание наблюдаемого процесса только с использованием эмпирических сведений о составе атмосферы без учёта динамики воздуха сделать достаточно трудно и нужны дальнейшие исследования.

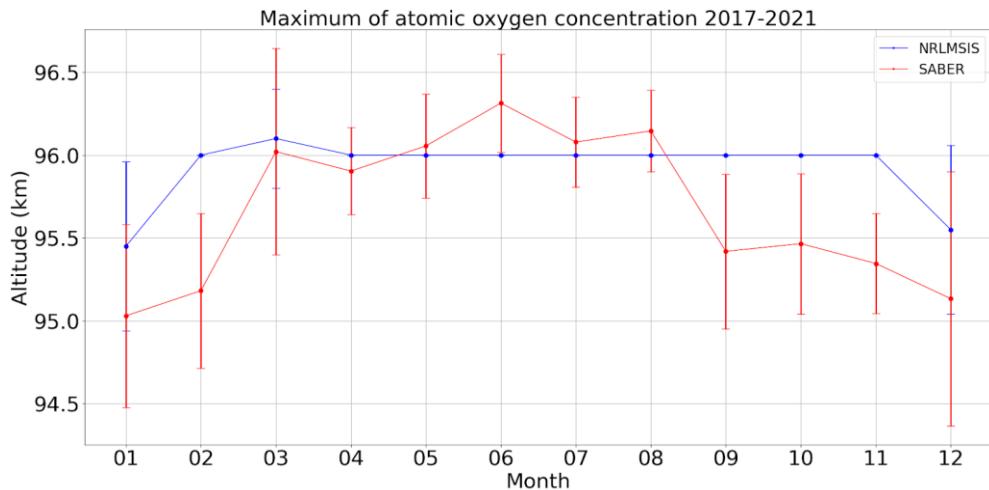


Рисунок 43. Усредненная по месяцам высота максимальной [O] и среднестатистическое отклонения за период с 2017 по 2021. SABER (красный) и по модели NRLMSIS (синий).

## 5.2. Выводы к Главе 5

Проведено исследование среднемноголетних сезонных вариаций ночной температуры атмосферы и I557.7 над Югом Восточной Сибири на высотах от 85 до 100 км в период с 2017 по 2021 год. Проведена адаптация и визуализация исследуемых параметров атмосферы полученных инструментами SABER, SATI, ИФП и по модели NRLMSIS.

Сопоставление сезонных вариаций температуры в районе ГФО Торы по наземным спутниковым и модельным данным показало их неплохое соответствие, однако в летне-осенний период значения температуры по данным ИФП оказались существенно ниже, чем по данным SABER и NRLMSIS. Разница в температурах в летне-осенний период между спутником и наземным инструментом возможно связана с поведением интенсивности так как эффективная температура рассчитывается с использованием высотного профиля эмиссии 557.7 нм. Температура, полученная моделью и спутниковым инструментом, имеют схожие вариации, а также схожее поведение усредненной по месяцам высоты минимальной температуры.

Согласно анализу годовых изменений I557.7 по данным спутника, наземных инструментов и модели, различия наблюдаются в апреле и сентябре–ноябре. Интенсивность, полученная продуктом NRLMSIS, отличается от остальных в апреле, предполагается что это связано с тем что модель не учитывает широтные особенности возникновения излучения 557.7 нм или климатические изменения в данной области. Наибольшая высота максимума I557.7 в апреле (Рисунок 42) сопровождается снижением значений интенсивности (Рисунок 40) и небольшого уменьшения температуры (Рисунок 38), что согласуется с замечанием описанном

в Главе 1 Разделе 4.5, где рассматриваются модели вариаций эмиссии 557.7 нм [Шефов и др., 2006]. Высокие значения интенсивности по SABER летом могут быть обусловлены остаточным эффектом в атмосфере от свечения солнца после заката вследствие чего некоторые фотохимические процессы могут не учитываться в модели расчета I 557,7 нм. Максимум интенсивности осенью, регистрируемый ИФП, объяснить довольно сложно, но при этом модель NRLMSIS предполагает его наличие поэтому требуется дальнейшее исследование. Различия измерений интенсивности наземными инструментами в периоды лета и осени возможно связаны с погодными условиями (облачность, туман) т.к. данные ИФП выбирались только в ясные дни, а данные SATI не фильтровались и поэтому интенсивность, полученная спектрометром в этот период ниже. Проведенное сопоставление параметров атмосферы, полученных наземными и спутниковым инструментом, а также модели, было выполнено для проверки методики восстановления I557.7 нм, синтезированную из спутниковых данных SABER. Таким образом, среднемноголетние сезонные вариации параметров атмосферы в слое свечения 557.7 нм над Восточной Сибирью по данным различных инструментов и предложенного метода, демонстрируют согласованное поведение в зимне-весенний период и слабую согласованность в летне-осенний период. Наблюдаемый апрельский минимум среднемесячных значений интенсивности слоя свечения 557.7 нм не соответствуют результатам, получаемым по данным эмпирической модели NRLMSIS, где наблюдается локальный максимум. Одно из предположений заключалось в том, что эмиссия кислорода на длине волны 557,7 нм, регистрируемая ИФП, может быть частично обусловлена выпадением частиц вследствие геомагнитной активности, однако авроральный овал редко достигает наших широт [Михалев, 2013].

## **Глава 6. Исследование температуры и интенсивности 557.7 нм по наземным и спутниковым данным во время внезапных стратосферных потеплений**

Внезапные стратосферные потепления (ВСП) являются ключевым фактором изменений в верхних слоях атмосферы [Baldwin et al., 2021; Butler et al., 2015; Zorkaltseva et al., 2021]. ВСП характеризуются значительным потеплением в стратосфере, охлаждением в мезосфере и генерацией атмосферных гравитационных волн (АГВ) [Zishun et al., 2024]. В работе [Медведева и др., 2011, Medvedeva et al., 2012] проводилось исследование влияния ВСП на температуру в области МНТ над ГФО Торы и Звенигородской обсерваторией ( $56^{\circ}\text{N}$ ,  $37^{\circ}\text{E}$ ), с помощью спутникового и наземных инструментов где отмечается повышение температуры в

стратосфере на ~30К и похолодание в мезопаузе на ~20. Стратосферная внетропическая циркуляция зимой характеризуется сильными западными ветрами, образующими мощный полярный вихрь (ПВ). Эта циркуляция может нарушаться один или несколько раз за зиму из-за распространяющихся вверх планетарных волн из тропосферы [Andrews et al., 1987] или внутренних нелинейных взаимодействий в стратосфере между волнами и средним потоком [Погорельцев и др., 2014]. Эти взаимодействия могут привести к внезапному ослаблению стратосферного ПВ и быстрому полярному стратосферному потеплению. ВСП оказывают влияние на всю толщу атмосферы, причем эффекты простираются от тропосферы до верхних слоев атмосферы [Baldwin et al., 2021, Yiğit et. al., 2012]. Сибирь является критическим регионом для исследований ВСП, поскольку данные события часто возникают над ней и распространяются к полюсам, нарушая стратосферный полярный вихрь [Wang, Q. et al., 2024; Zyulyaeva Yu. et al. 2009, Zhang Y. et al., 2022 Liu M. et al., 2022]. Однако влияние ВСП на эмиссионные слои над Сибирью, в частности на слои атомарного кислорода (O) и гидроксила (OH), требуют более детального исследования. Например, недостаточно изучены влияние данных событий на высотные распределения эмиссионных слоев. Известно, что в период действия внезапных зимних стратосферных потеплений (СП) интенсивности сумеречного и ночного излучения верхней атмосферы испытывают колебания с амплитудой до 40–70 % в сумерки и до 20 % ночью [Фишкова, 1983]. В отдельных случаях отмечались увеличения интенсивности эмиссии атомарного кислорода 557.7 нм (I557.7) до 100 % [Мегрелишвили, Фишкова, 1984].

В диссертации использовались спутниковые данные для анализа температуры и интенсивности свечения слоев свечения, атомарного кислорода и гидроксила. Данные были отобраны для ночных условий в радиусе 700 км с центром в местах расположения наземных инструментов, в частности ИФП и спектрометра Shamrock.

Большой интерес представляет рассмотрение мажорных ВСП, то есть тех случаях, когда наблюдалось изменение направления зонального ветра на широте 60 с. ш. Дата начала события ВСП определялась как день с быстрым ростом температуры, превышающим 5 К/день, в то время как дата окончания определялась как день, когда восточные ветры возвращались к западным. Центральная дата ВСП была определена как день максимальной температуры на уровне 10 гПа [Butler et al, 2015; Зоркальцева и др., 2023].

## 6.1. Подготовка данных

Для оценки влияния ВСП на слои свечения гидроксила (OH) и атомарного кислорода (O) был применен композитный анализ. Для этого данные с ИФП, инфракрасного спектрографа Shamrock и радиометра SABER были усреднены относительно дня максимальной интенсивности ВСП, охватывая диапазон  $\pm 15$  дней от центральной даты. Этот подход, так называемый анализ методом наложенных эпох, позволил выявить систематические изменения параметров свечения атмосферы во время событий ВСП. В таблице ниже перечислены даты максимальной интенсивности ВСП, использованные для композитного анализа. Количество зарегистрированных ВСП, в период с 2003-2023гг, по данным наземных инструментов: для ИФП, который работает с 2017 года, составило всего пять событий, а по данным спектрографа Shamrock 15. Напротив, радиометр SABER предоставил более широкий набор данных, 17 событий ВСП (таблица 1).

Таблица 1. Центральные даты ВСП.

	ИФП	Shamrock	SABER
17 Jan 2003	-	+	+
27 Dec 2003	-	+	+
15 Mar 2005	-	+	+
24 Jan 2006	-	+	+
04 Mar 2007	-	+	+
23 Feb 2008	-	+	+
23 Jan 2009	-	+	+
01 Feb 2010	-	+	+
12 Jan 2013	-	+	+
17 Mar 2014	-	+	+
07 Mar 2016	-	+	+
01 Feb 2017	+	+	+
18 Feb 2018	+	+	+
08 Jan 2019	+	+	+
05 Jan 2021	+	+	+
22 Mar 2022	+	-	+
17 Feb 2023	+	-	+

## 6.2. Результаты, полученные наземными инструментами

На Рисунке 44 изображены композиты температур по данным ИФП и спектрометра во время ВСП. День 0 — день максимальной температуры ВСП (максимальная температура отмечалась на высотах – 10 гПа). Тонкие кривые — график для каждого года, а пунктирная черная линия показывает среднюю температуру за все годы.

Рисунок 44 иллюстрирует, что влияние эффектов ВСП на усредненные температуры слоя свечения атмосферы, измеренные наземными инструментами, незначительны. Над ОП Маймага наблюдается высокая межгодовая изменчивость температуры, что затрудняет идентификацию эффектов, связанных с ВСП (Рисунок 44 вверху). Данные ИФП (Рисунок 44 внизу) показывают более отчетливую изменчивость температуры, но малое количество наблюдений ограничивает возможность сделать подробные выводы. Предыдущие исследования эффектов ВСП над ГФО Торы [Zorkaltseva et. al., 2021] продемонстрировали более сильную реакцию в интенсивности слоя свечения 557,7 нм (I557.7), особенно во время крупных событий ВСП, когда наблюдалось уменьшение I557.7. На Рисунке 45 показан композит I557.7 по данным ИФП во время ВСП. Рисунок 45 подчеркивает более выраженную реакцию на ВСП, показывающую увеличение I557.7 примерно за пять дней до пика ВСП. В работе [Фишкова, 1983] увеличение интенсивности, с последующим ее уменьшением подтверждает наблюдаемую реакцию эмиссионного слоя на событие ВСП. В максимуме ВСП интенсивность зеленого свечения атмосферы (I557.7) достигает самых низких значений.

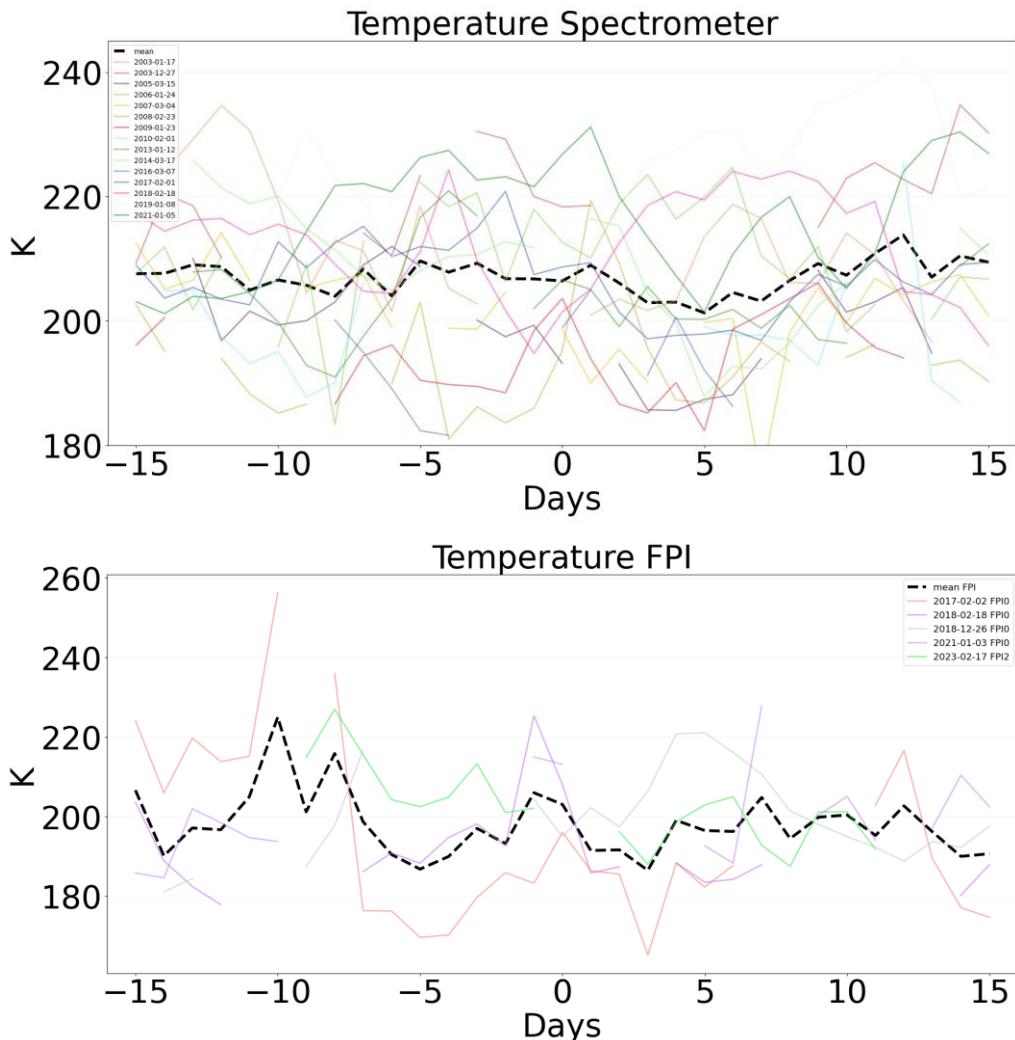


Рисунок 44. Композит температуры по спектрометру (вверху) и ИФП (внизу). Пунктирная черная линия показывает среднюю температуру по годам, служащую ориентиром для межгодовой изменчивости.

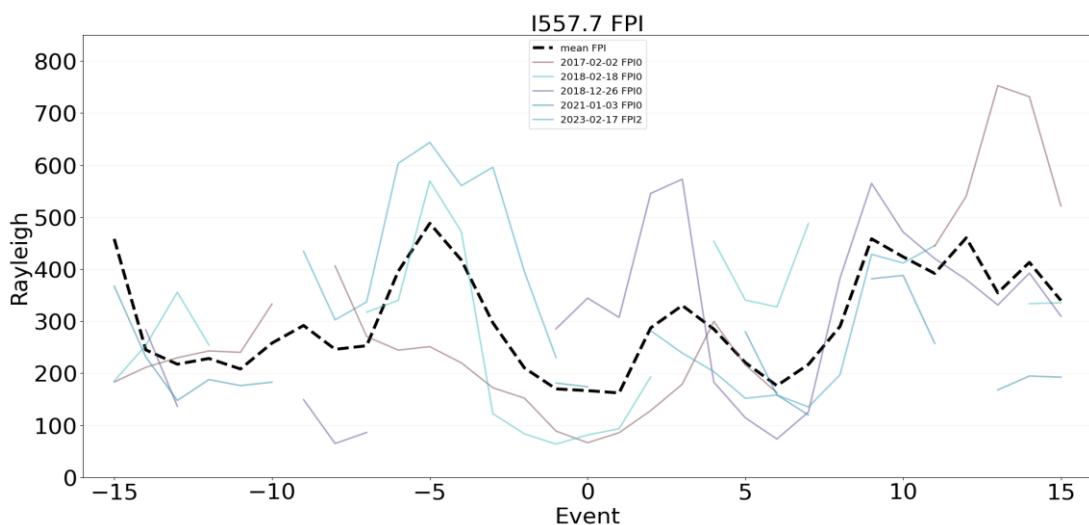


Рисунок 45. Композит I557.7 по ИФП. Пунктирная черная линия показывает среднюю I557.7 по годам.

## **6.3. Результаты, полученные спутниковым инструментом SABER**

### **6.3.1. Интенсивность**

Считается, что незначительное влияние ВСП на вариации слоев свечения атмосферы, как это наблюдается на Рисунках 44 и 45, в первую очередь обусловлено ограничениями наземных инструментов. Наземные инструменты измеряют интегральную температуру и интенсивность свечения атмосферы в слое эмиссии. Поскольку вертикальные градиенты температуры в области МНТ большие, изменения высоты слоев эмиссии могут существенно влиять на наблюдаемые интегральные значения. Следовательно, фактическая реакция верхних слоев атмосферы на ВСП может быть больше, чем та, что регистрируется наземными инструментами.

Для дальнейшего изучения данного вопроса были проанализированы спутниковые наблюдения, которые предоставляют профили параметров атмосферы с вертикальным разрешением 0,4 км в диапазоне высот 40–100 км. На основе данных SABER слои свечения атомарного кислорода и гидроксила хорошо идентифицируются в профилях интенсивностей (далее VER - объёмная скорость эмиссии). VER 557.7 рассчитана из данных SABER по методике описанной в Главе 3. Слой свечения кислорода 557.7 нм охватывает высоты 85–100 км, причем его максимальная интенсивность приходится примерно на 95 км (Рисунок 46, вверху). Эмиссионный слой гидроксила охватывает высоты 78–95 км, а его максимальная интенсивность находится на высоте около 85 км (Рисунок 46, внизу).

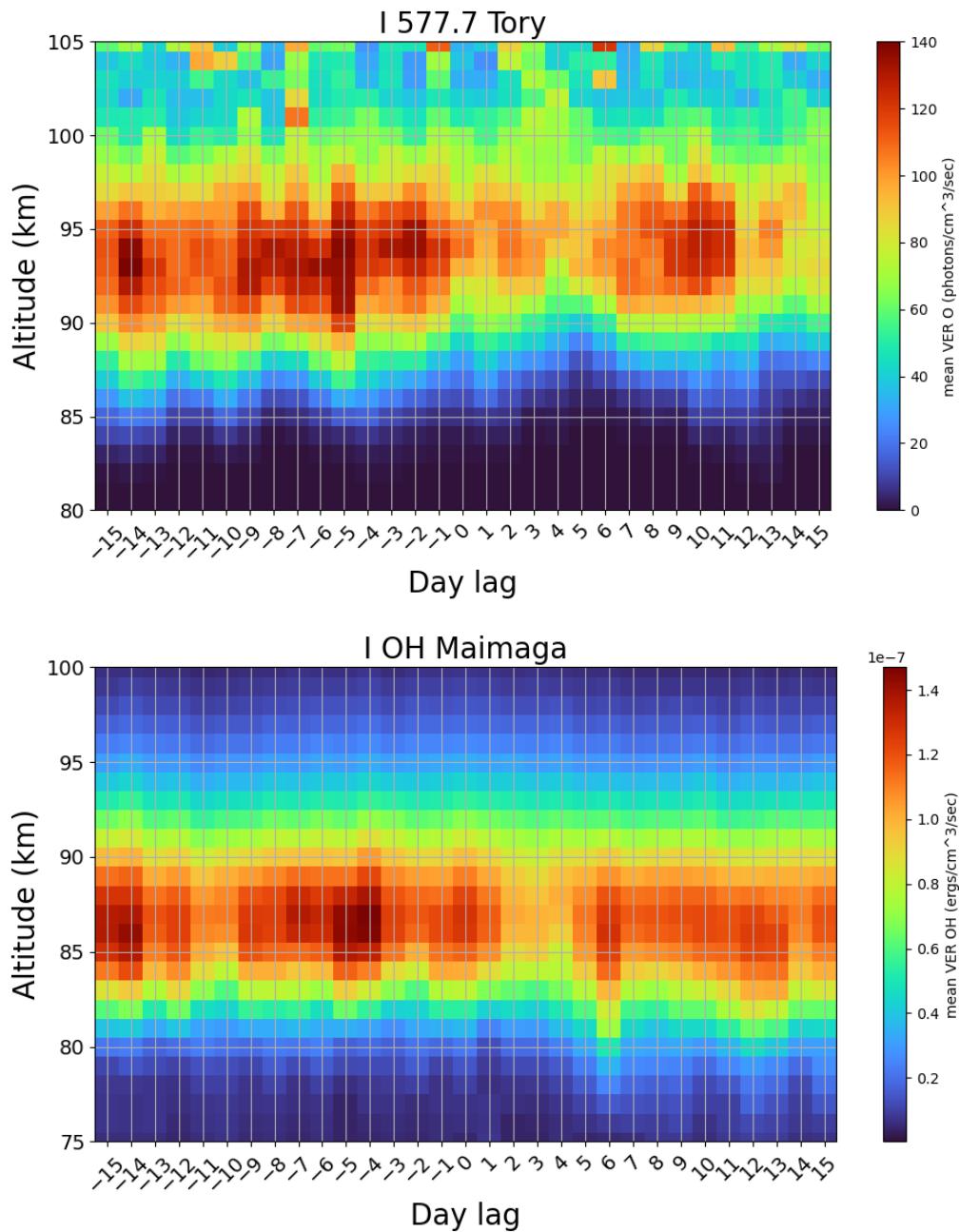


Рисунок 46. Композитный вертикальный разрез интенсивности излучения атомарного О над ГФО Торы (вверху) и OH над ОП Маймага (внизу) по данным SABER.

Перед максимумом ВСП повышенные значения VER наблюдаются как для кислородных, так и для гидроксильных слоев. В день максимальной температуры ВСП (день 0) и в течение 5–7 дней после него наблюдается снижение значений VER и утончение слоев свечения атмосферы. Слои начинают восстанавливаться примерно через 5–7 дней после максимума ВСП.

Для расчета аномалии температуры (T) и VER были подсчитаны их средние значения с 2003 по 2023 год и далее их вычли из текущих значений T и VER. Если представить Рисунок 46 в терминах аномалий, вычитая средние долгосрочные значения параметров, то эффекты

ВСП становятся еще более выраженными (Рисунок 47). В эмиссионных слоях возникает квазиволновая структура, характеризующаяся увеличением интенсивности до и после максимума ВСП и заметным затуханием около максимума ВСП (с дня -1 по день +5).

Еще одной особенностью является восстановление эмиссионных слоев после максимума ВСП. Аномалии кислородного слоя становятся положительными в дни +7-+8, что указывает на восстановление, который далее поднимается на большую высоту, чем его положение до ВСП. Кроме того, с дня -15 можно наблюдать заметный сдвиг высоты кислородного слоя вверх (Рисунки 46 и 47).

Напротив, слой эмиссии гидроксила ведет себя иначе. Он восстанавливается на более низкой высоте после максимума ВСП и спускается в последующие дни. Наблюдаемые особенности поведения слоев свечения атмосферы подтверждают результаты, полученные ранее в статье [Gao et al., 2011]

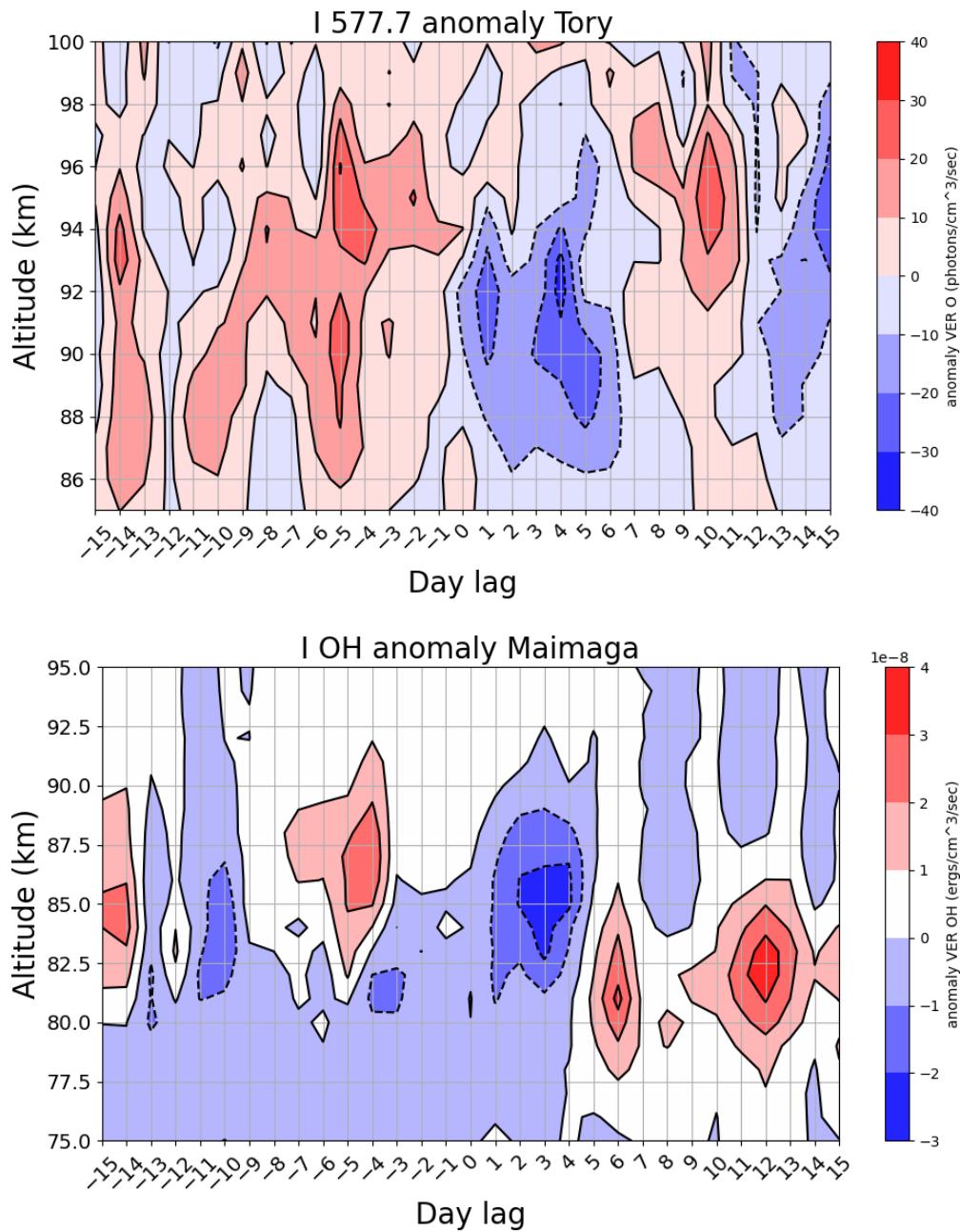


Рисунок 47. Композитный вертикальный разрез аномалий интенсивности атомарного О над ГФО Торы (вверху) и OH над ОП Маймага (внизу) по данным SABER.

### 6.3.2. Температура

Поведение температуры выявляет отчетливые особенности, связанные с ВСП (Рисунок 48). Снижение температуры мезосферы и одновременное потепление в стратосфере наблюдаются в период с -3 по +12 день относительно максимума ВСП. Эта картина соответствует типичной продолжительности ВСП, которая в среднем составляет около трех недель [Зоркальцева и др., 2023].

Холодная область мезопаузы расширяется вниз, создавая заметный вертикальный сдвиг. Примечательно, что эти температурные характеристики наблюдаются в обеих сибирских обсерваториях, несмотря на их значительное географическую удаленность, что предполагает региональную согласованность в реакции атмосферы на события ВСП.

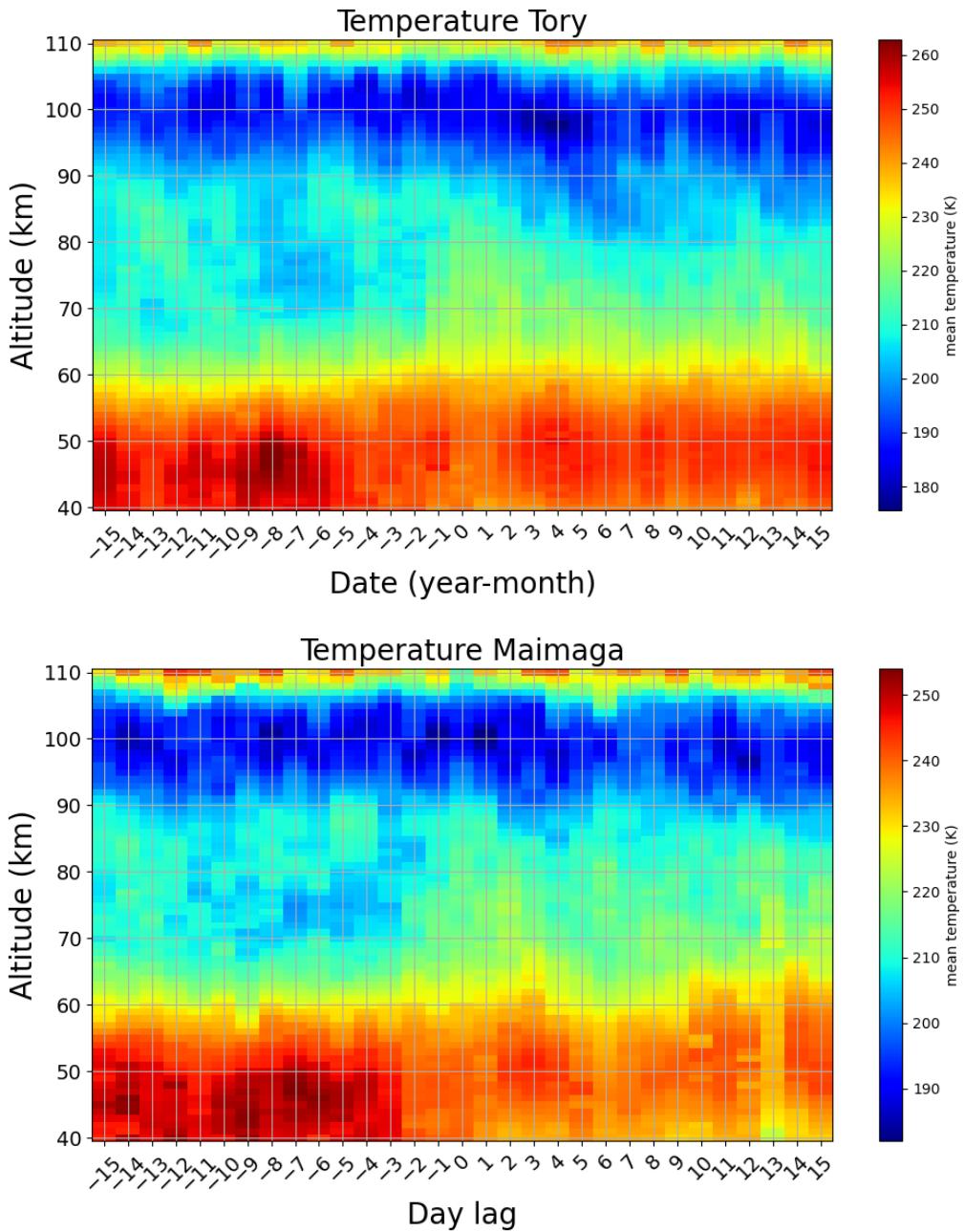


Рисунок 48. Композитный вертикальный разрез температуры над ГФО Торы (вверху) и над ОП Маймага (внизу) по данным SABER.

Рисунок 49 иллюстрирует поведение аномалий температуры до и после максимума ВСП. Перед максимумом ВСП повышение температуры наблюдается на высотах около 40–50 км, в то время как понижение температуры происходит между ~60–70 км. После максимума ВСП

температура заметно понижается на высотах  $\sim$ 40–60 км, в то время как повышение наблюдается на высотах  $\sim$ 60–80 км. Стратосферные потепления часто возникают над Сибирью (примерно за 5–7 дней), прежде чем сместиться на северо-восток к полюсу, что приводит к деформации стратосферного полярного вихря, ключевой характеристики событий ВСП.

Географическое расположение обсерваторий обеспечивает дополнительный контекст для этих наблюдений. Обсерватория Торы, расположенная южнее, чем ОП Маймага, постоянно регистрирует более высокие базовые температуры в вертикальных разрезах. Однако во время ВСП аномалии температуры или реакция атмосферы на событие более выражены над ОП Маймага, что подчеркивает ее чувствительность к динамике ВСП. Стратосфера (ниже 50 км) прогревается сильнее перед центральной датой ВСП над ОП Маймага (Рисунки 48 и 49) и охлаждается сильнее после максимума ВСП, чем над Торами. Температурные аномалии становятся сопоставимыми над обеими обсерваториями в мезосфере.

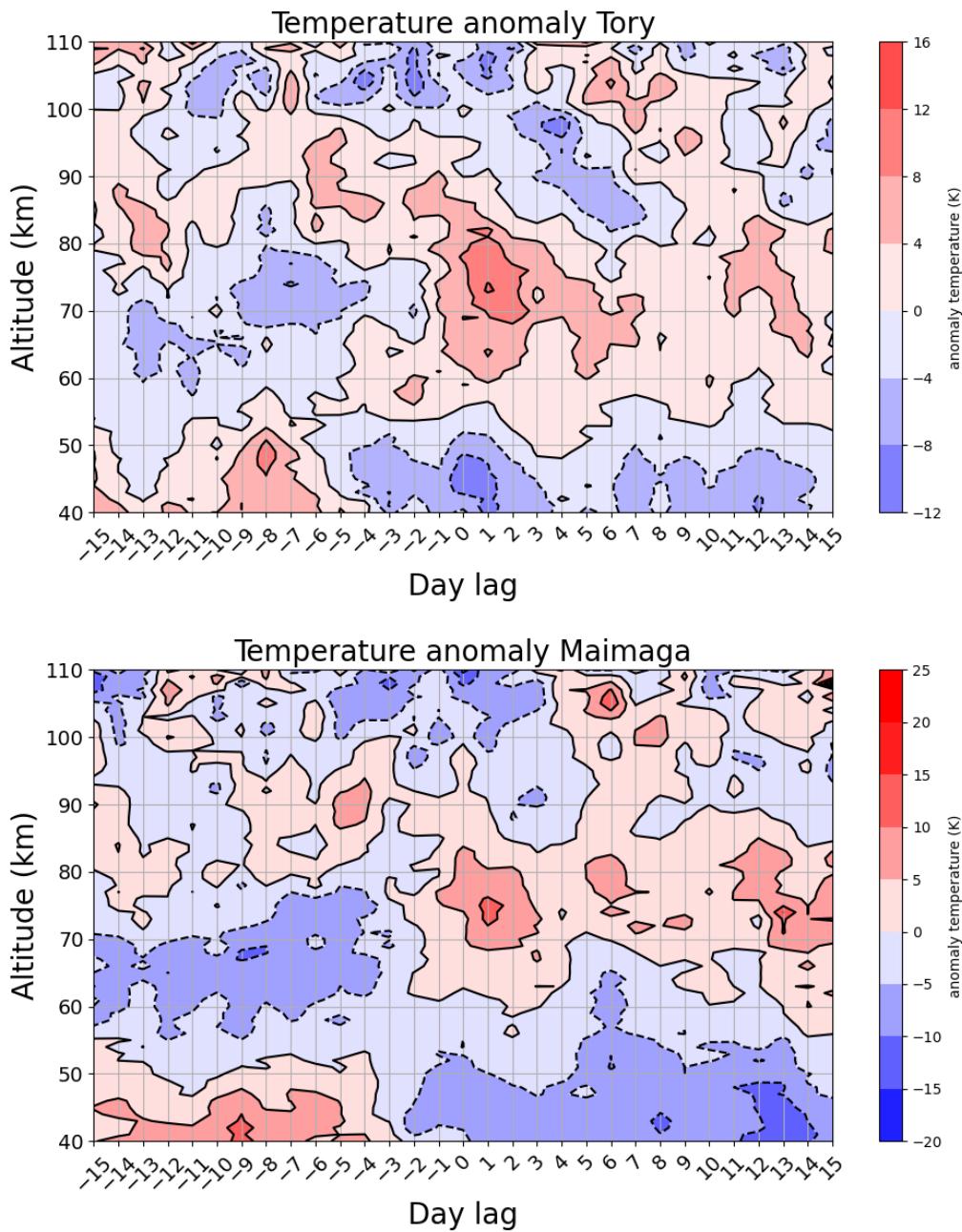


Рисунок 49. Композитный вертикальный разрез температурных аномалий, над ГФО Торы (вверху) и над ОП Маймага (внизу), по данным SABER.

Рисунки 48 и 49 показывают положительную температурную аномалию в стратосфере над обсерваториями со дня -15 по -3 перед мажорным ВСП, в то время как отрицательные температурные аномалии доминируют в мезосфере в этот период. Примерно за 3–5 дней до максимума ВСП знак температурной аномалии меняется на противоположный на стратосферных высотах над сибирскими обсерваториями. В максимуме ВСП температура достигает пика в мезосфере (~60-90 км), в то время как термосфера (~100-110 км) демонстрирует охлаждение. Такое поведение создает слоистую структуру с чередующимися знаками температурных аномалий вблизи стратопаузы и мезопаузы. Продолжительность этих

аномалий, примерно 10 дней, предполагает, что они вызваны планетарными волнами, распространяющимися вверх из нижних слоев атмосферы.

В области мезосферы и термосферы изменения температуры, вероятно, регулируются адиабатическим охлаждением и нагреванием под влиянием стратосферной динамики. Слой свечения атмосферы, ответственный за эмиссию I557.7, расположен на границе мезосферы и термосферы, где температурные аномалии в двух регионах имеют противоположные знаки. В результате наземные наблюдения, регистрирующие интегральную температуру в слое свечения атмосферы (Рисунок 44), показывают лишь незначительные эффекты от ВСП.

### 6.3.3 Анализ параметров эмиссий атмосферы

Проанализирована связь между высотой слоя эмиссии, аномалиями температуры и интенсивности свечения атмосферы во время ВСП. Изменения этих параметров показаны на рисунке 50, а коэффициенты корреляции между ними представлены в таблице 2.

Чтобы лучше понять вертикальную структуру, были рассчитаны усредненные по высоте профили аномалии температуры и VER для диапазона высот 85–100 км над Торами и 78–95 км над ОП Маймага. Кроме того, была определена высота максимума излучения VER, что дает представление о зависящей от высоты реакции слоев свечения атмосферы во время событий ВСП.

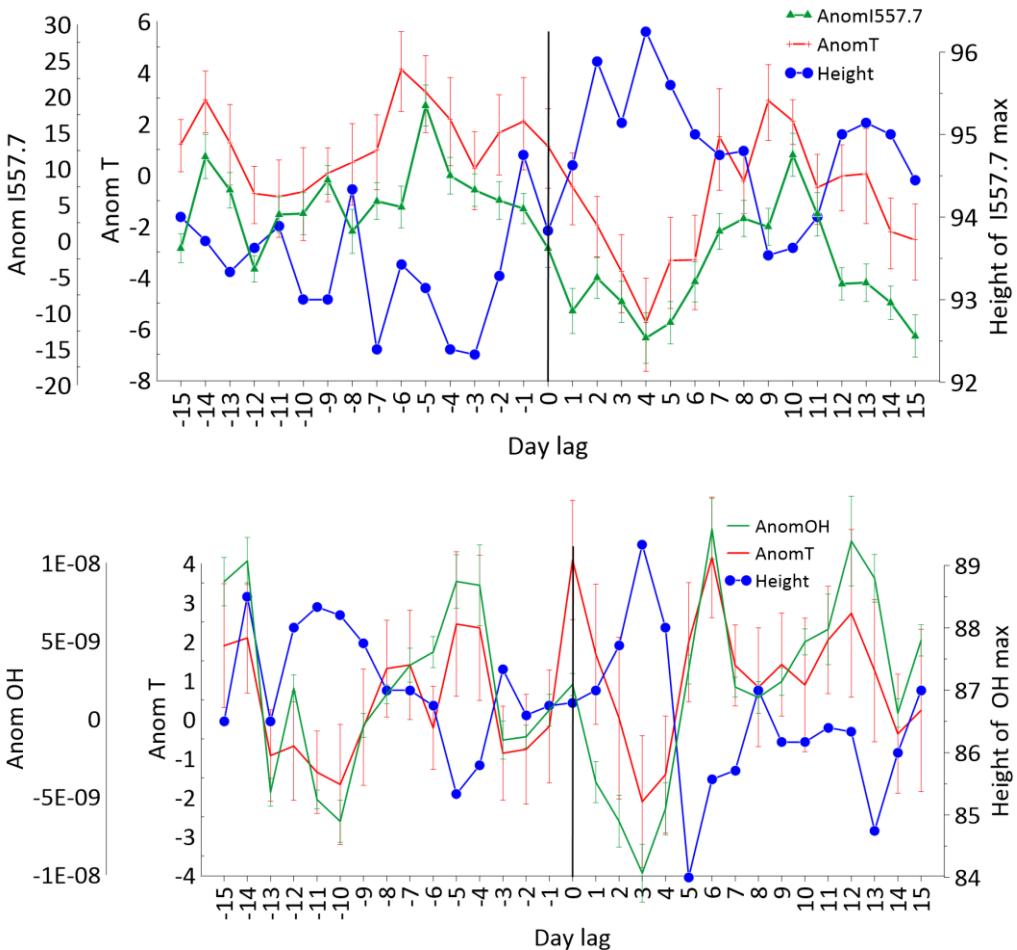


Рисунок 50. Поведение аномалий температур, VER и высоты максимума VER над ГФО Торы (вверху) усредненные от 85 до 100 км и над ОП Маймага (внизу) усредненные от 78 до 95 км по данным SABER

Рисунок 50 и таблица 2 демонстрируют сильную положительную корреляцию между аномалиями температуры и VER, а также отрицательную корреляцию между максимальной высотой слоев свечения атмосферы и аномалиями температуры и VER. Поведение усредненных аномалий VER согласуется с работой [Михалев, 2010], где демонстрируется колебания I557.7 с периодами в несколько суток во время ВСП. Известно, что во время событий ВСП планетарные волны большой амплитуды распространяются в верхнюю атмосферу из стратосферы, изменяя схемы циркуляции и модифицируя фильтрацию гравитационных волн [Eswaraiah et al., 2023; Lifar et al., 2024].

Таблица 2. Коэффициенты корреляции между температурными аномалиями, аномалиями VER и высотой максимума VER над ГФО Торы (вверху) и над ОП Маймага (внизу).

ГФО Торы	Высота	Температура	I557.7
Высота	1	-0.5	-0.7
Температура		1	0.8
I557.7			1
ОП Маймага	Высота	Температура	ОН
Height	1	-0.6	-0.6
Температура		1	0.8
ОН			1

Изменяющаяся структура аномалии, наблюдаемая в вертикальных разрезах (Рисунки 48–49), предполагает адиабатические процессы. До нулевого дня ВСП наблюдается сжатие (увеличение плотности) в стратосфере, разрежение (уменьшение давления) в мезосфере и сжатие в термосфере. После максимума ВСП эта динамика меняется на противоположную. Это говорит о том, что температурные изменения в мезосфере и термосфере, вероятно, вызваны адиабатическим охлаждением или нагреванием в зависимости от динамики стратосферы.

Наблюдаемое увеличение температуры и VER, сопровождающееся уменьшением максимальной высоты слоев эмиссии (Рисунок 50), согласуется с концепцией адиабатического сжатия. Наоборот, максимальная высота слоев свечения атмосферы приходится примерно на дни +3–+4 после пика ВСП (день 0), совпадая с самыми низкими значениями температуры и интенсивности. Это отражает адиабатическое расширение, при котором температура уменьшается и, согласно механизму Барта, VER уменьшается. Знакопеременная структура температурной аномалии может быть объяснена ослаблением составляющей остаточной меридиональной циркуляции (ОМЦ), что обсуждалось, например, в работах [Laskar et al. 2019; Bal et al., 2017]. В свою очередь, это приводит к изменению вертикальной составляющей ОМЦ: ослабление нисходящей ветви ниже мезопаузы способствует адиабатическому охлаждению, а ее усиление выше мезопаузы к нагреву [Koval et al., 2021].

#### 6.4. Выводы к Главе 6

В данной главе проведено исследование изменения характеристик эмиссионных слоев в мезосфере–нижней термосфере над Сибирью во время ВСП. Анализ был сосредоточен на слоях эмиссий атомарного кислорода линии 557,7 нм и линиях гидроксила (3, 1). Температуры

и интенсивности оценивались с использованием как наземных, так и спутниковых наблюдений.

Важно отметить, что наземные наблюдения за собственным свечением атмосферы предоставляют только интегральные характеристики эмиссионных слоев, тогда как спутниковый инструмент SABER выполняет измерения, направленные на лимб, что позволяет проводить послойные атмосферные наблюдения на высотах от 40 до 110 км. Результаты, полученные наземными инструментами, демонстрируют незначительное влияние ВСП, вероятно, потому, что эмиссионные слои О и OH утончаются, уменьшаются по интенсивности и смещаются по высоте во время этих событий. Кроме того, увеличение максимальной высоты слоев эмиссии примерно на 2 км наблюдалось через 4–5 дней после мажорных ВСП. Учитывая большие вертикальные градиенты температуры в этом регионе, даже небольшое смещение высоты эмиссионных слоев может привести к значительным изменениям в интегральных значениях температуры, зарегистрированных наземными инструментами.

В данной главе подтверждается, что ВСП обнаруживаются над сибирскими обсерваториями за 5–7 дней до начала мажорных ВСП. Это наблюдение связано с климатологическими характеристиками развития ВСП. Во время ВСП мезосфера охлаждается, а нижняя термосфера нагревается. В момент максимального развития ВСП знак температурных аномалий над обсерваториями меняется на противоположный: мезосфера демонстрирует положительную аномалию, в то время как нижняя термосфера и стратосфера показывают отрицательные аномалии. Нагрев мезосферы сопровождается уменьшением VER. Интересно, что изменения температуры и VER до, во время и после максимума ВСП почти синхронны в обеих обсерваториях, несмотря на их значительное географическое разделение в 3150 км.

Результаты этого исследования согласуются с выводами [Gao et al., 2011], который продемонстрировал значительные зависящие от высоты реакции свечения атмосферы на события ВСП с использованием наблюдений SABER. Их анализ показал, что изменения состава, такие как изменения [O], и динамические процессы, включая модуляцию гравитационных волн и активность планетарных волн, играют центральную роль в понимании эволюции слоев свечения атмосферы во время ВСП. В нашем исследовании также наблюдалось, что слои свечения атмосферы О и OH истончаются, уменьшаются в интенсивности и смещаются по высоте во время событий ВСП. Таким образом, данные о вертикальной структуре эмиссионных слоев, полученные по предложенной в работе методике на основе многолетних спутниковых наблюдений, подтверждают, что мажорные внезапные стратосферные потепления вызывают возмущения, которые приводят к значительным

изменениям температуры, интенсивности и высоты максимума свечения слоев атомарного кислорода и гидроксила с периодом около 10 дней.

Учитывая временной масштаб наблюдаемых аномалий (приблизительно 10 дней), разумно приписать эти изменения влиянию планетарных волн, распространяющихся вверх из нижних слоев атмосферы. Наиболее вероятное объяснение сильной связи между вертикальными атмосферными процессами во время событий ВСП совпадает с гипотезой, предложенной Смитом [Smith, 1996]. Эта гипотеза предполагает, что возмущения планетарного масштаба генерируются «*in situ*» в мезосфере из-за сопротивления гравитационной волны, которое не является зонально симметричным из-за фильтрующих эффектов планетарных волн в стратосфере. Этот механизм был поддержан другими исследованиями, такими как [Funke et al., 2010; Korenkov et al., 2012; McLandress et al., 2013]. Хотя данной диссертационной работе не проводиться пространственный анализ для непосредственного наблюдения горизонтального масштаба планетарных волн, временные аномалии, наблюдаемые в используемых данных, убедительно указывают на влияние ВСП в планетарном масштабе на верхние слои атмосферы. Кроме того, изменения температуры в мезосфере-нижней термосфере, вероятно, частично обусловлены адиабатическими процессами охлаждения и нагрева, которые определяются остаточной меридиональной циркуляцией [Laskar et al., 2019; Bal et al., 2017; Koval et al., 2021]. Полученные выводы согласуются с результатами [Koval et al., 2021], которые продемонстрировали критическую роль остаточной меридиональной циркуляции (ОМЦ) во время событий ВСП. Наблюдаемые аномалии температуры в МНТ в данной работе согласуются с адиабатическим охлаждением и нагревом, вызванными изменениями в ОМЦ. Эти изменения циркуляции влияют на вертикальное и широтное перераспределение тепла и импульса, подчеркивая динамическую связь между стратосферными и мезосферными процессами.

## Заключение

Диссертационная работа представляет собой исследование температуры и интенсивности свечения слоя атомарного кислорода 557.7 нм по наземным, спутниковым и модельным данным для Восточной Сибири. Для достижения цели были получены следующие результаты:

1. Создан программный комплекс для загрузки, обработки и визуализации спутниковых данных (MLS, SABER).

2. Сопоставлены данные спутниковых инструментов MLS и SABER для возможности исследования слоя свечения атомарного кислорода. В результате сопоставления получено, что наиболее подходящим устройством для проведения сравнений является SABER, поскольку его замеры в ограниченной области на поверхности Земли в Восточной Сибири более равномерно распределены по локальному времени для наземных устройств.

3. Разработан алгоритм расчета интенсивности свечения атомарного кислорода 557.7нм по данным о физико-химическом составе мезосфера-нижней термосферы, полученном с помощью спутника SABER и простых фотохимических моделей, отражающих производство атомарного кислорода и динамику концентрации его возбужденного состояния  $O(^1S)$ .

4. Проведена калибровка интенсивности свечения полученной интерферометром Фабри-Перо с использованием сопоставления пересчитанной в Рл интегральной интенсивности, полученной по данным SABER, с относительными единицами интенсивности, полученными ИФП. Зависимость интенсивностей линейная с наклоном 6.322 Рл/отн.ед., без смещения.

5. Традиционные методы минимизации, используемые для сравнения длинных временных рядов наблюдаемых температур, позволили скорректировать систематическую ошибку температуры, регистрируемой ИФП с использованием температуры получаемой SABER на некоторой высоте в предположении линейной взаимосвязи этих величин и изменения высоты как параметра. Получены масштабный коэффициент (0.99) и смещение (-120 К) линейной взаимосвязи, а также середины диапазона усреднения (92.5 км), которая приблизительно соответствует максимуму слоя свечения атомарного кислорода.

6. Сопоставлены ряды двух наземных инструментов для одного из которых (ИФП) выполнена коррекция данных с использованием алгоритма расчета процента облачности, а для другого (SATI) эта процедура не проводилась. В результате, в летне-осенний период, получены более высокие значения интенсивности, регистрируемой ИФП, по отношению к SATI, у которого присутствовала облачность.

7. Сопоставлены интенсивности 557.7нм и температуры эмиссионного слоя по данным SABER, интерферометра Фабри-Перо, спектрографа SATI и модели NRLMSIS. Проведено исследование среднемноголетних сезонных вариаций параметров слоя свечения 557.7 нм над Юго-Восточной Сибирью по данным наблюдений различными инструментами и моделирования. Интенсивности и температуры имеют схожее поведение в зимне-весенний период с разбросом в ~ 50 Рл и ~10 К соответственно, в то время как в летне-осенний период разброс составляет ~ 100 Рл и ~25 К соответственно. Значения I557.7 в апреле, по данным

инструментов, принимают минимум в отличии от значения полученного из продукта модели NRLMSIS.

8. Проведено детальное исследование влияния ВСП на изменения в высотном распределении характеристик эмиссионных слоев в мезосфере–нижней термосфере над Сибирью. Результаты, полученные наземными инструментами, демонстрируют незначительное влияние ВСП из-за утончения, уменьшения по интенсивности и смещения по высоте исследуемых эмиссионных слоев во время ВСП. Обнаружено увеличение максимальной высоты слоев эмиссии примерно на 2 км которое наблюдалось через 4–5 дней после мажорных ВСП. Подтверждено что ВСП обнаруживаются над сибирскими обсерваториями за 5–7 дней до начала мажорных ВСП.

## Список литературы

Брасье Г., Соломон С. Аэрономия средней атмосферы. М., 1987. 413 с.

Васильев Р. В., Артамонов М. Ф., Белецкий А. Б., Жеребцов Г. А., Медведева И. В., Михалев А. В., Сыренова Т. Е. Регистрация параметров верхней атмосферы Восточной Сибири при помощи интерферометра Фабри—Перо KEO Scientific «Arinae» // Солнечно-земная физика. 2017. Т. 3, № 3. С. 70–87. DOI: 10.12737/szf-33201707.

Гаврильева Г. А., Аммосов П. П., Колтовской И. И. Сравнение наземных и спутниковых измерений температуры атмосферы в области мезопаузы в высокоширотном районе Восточной Сибири // Геомагнетизм и аэрономия. 2011. Т. 51, № 4. С. 563–569. EDN NYFWFP. (переводная версия <https://doi.org/10.1134/s0016793211030066>)

Колтовской И. И., Аммосова А. М., Сивцева В. И. Цифровой инфракрасный спектрограф Shamrock // МАТЕРИАЛЫ XIX Всероссийской научно-практической конференции молодых ученых, аспирантов и студентов в г. Нерюнгри, с международным участием : Секции 1-5, Нерюнгри, 29–31 марта 2018 года. Нерюнгри: Изд-во Технического института (ф) СВФУ, 2018. С. 88-91. DOI 10.18411/a-2018-58. EDN VVRYJW.

Куликов М. Ю., Беликович М. В., Чубаров А. Г., Дементьева С. О., Фейгин А. М. Восстановлениеочных распределений характеристик мезосфера – нижней термосфера по спутниковым данным // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2024. Т. 60. №1. С. 81-94. doi: 10.31857/S0002351524010086.

Матафонов Г. К., Михалев А. В. Сезонная и межгодовая изменчивость атмосферной эмиссии атомарного кислорода 557.7 нм // Солнечно-земная физика. 2011. № 17(130). С. 174-178. EDN NYIIFB.

Медведева И. В., Белецкий А. Б., Перминов В. И., Семенов А. И., Черниговская М. А., Шефов Н. Н. Вариации температуры атмосферы на высотах мезопаузы и нижней термосферы в периоды стратосферных потеплений по данным наземных и спутниковых измерений в различных долготных секторах // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов: сб. науч. тр. М.: ООО До Мира, 2011. Т. 8, № 4. С. 127-135.

Моханакумар К. Взаимодействие стратосферы и тропосферы. М.: Физматлит, 2011. 452 с.

Михалев А. В. Вариации атмосферной эмиссии 557.7 нм в период действия стратосферных потеплений в условиях высокой и низкой солнечной активности // Солнечно-земная физика. 2010. № 15(128). С. 127-130. EDN NBUWZD.

Михалев А. В. Среднеширотные сияния в 23–24-х солнечных циклах по данным наблюдений на юге Восточной Сибири // Солнечно-земная физика. 2019. Т. 5. № 4. С. 80-89. DOI: <https://doi.org/10.12737/szf-54201909>.

Михалев А. В. Проявление солнечной активности и динамики атмосферы в вариациях интенсивности эмиссий ночного неба 557.7 и 630.0 нм в 24-м солнечном цикле // Солнечно-земная физика. 2020. № 3. С. 99-104. DOI: <https://doi.org/10.12737/szf-63202011>.

Михалев А. В. Среднеширотные сияния в Восточной Сибири в 1991-2012 гг // Солнечно-земная физика. 2013. № 24(137). С. 78-83. EDN SXLBOH.

Михалев А. В. Особенности сезонного хода атмосферной эмиссии [OI] 557,7 нм // Оптика атмосферы и океана. 2017. Т. 30, № 4. С. 296-300. DOI 10.15372/AOO20170406. EDN YJXYYF.

Погорельцев А. И., Савенкова Е. Н., Перцев Н. Н. Внезапные стратосферные потепления: роль нормальных атмосферных мод // Геомагнетизм и аэрономия. 2014. Т. 54, № 3. С. 387-397. DOI 10.7868/S0016794014020163. EDN SCECAN.

Подлесный С. В., Девятова Е. В., Саункин А. В., Васильев Р. В. Сопоставление методов определения облачного покрова над Байкальской природной территорией в декабре 2020 г // Солнечно-земная физика. 2022. Т. 8, № 4. С. 102-109. DOI 10.12737/szf-84202210.

Ракипова Л. Р., Ефимова Л. К. Динамика верхних слоев атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1975. 255 с.

Сутырина Е. Н. Дистанционное зондирование земли : учебное пособие. Иркутск : Изд-во ИГУ, 2013. 165 с.

Фишкова Л. М. Ночное излучение среднеширотной верхней атмосферы Земли. Тбилиси: МЕЦНИЕРЕБА, 1983. 271 с.

Фишкова Л. М., Марцваладзе Н. М., Шефов Н. Н. Закономерности вариаций эмиссии атомарного кислорода 557.7 нм // Геомагнетизм и аэрономия. 2000. Т. 40, № 6. С. 107-111.

Фишкова Л. М., Марцваладзе Н. М., Шефов Н. Н. Многолетние вариации эмиссии натрия ночной верхней атмосферы // Геомагнетизм и аэрономия. 2001. Т. 41, № 4. С. 552-556.

Фишкова Л. М., Марцваладзе Н. М., Шефов Н. Н. Сезонные вариации зависимости эмиссии атомарного кислорода 557.7 нм от солнечной активности и многолетнего тренда // Геомагнетизм и аэрономия. 2001. Т. 41, № 4. С. 557-562.

Хргиан А. Х. Физика атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1969. 646 с.

Шефов Н. Н., Семенов А. И., Хомич В. Ю. Излучение верхней атмосферы – индикатор ее структуры и динамики. М.: ГЕОС, 2006. 741 с.

Зоркальцева О. С., Антохина О. Ю., Антохин П. Н. Долговременная изменчивость параметров внезапных стратосферных потеплений по данным реанализа ERA5 // Оптика

атмосферы и океана. 2023. Т. 36, № 3(410). С. 200-208. DOI 10.15372/AOO20230306. EDN EAFMQR.

Collette A. H5py: HDF5 and Python. 2014. URL: <http://www.h5py.org/>

Andrews D., Taylor F., McIntyre M. The influence of atmospheric waves on the general circulation of the middle atmosphere // Phil. Trans. Roy. Soc. London. Ser. A. 1987. P. 693–705.

Ammosov P.P., Gavrilyeva G.A. Infrared Digital Spectrograph for Hydroxyl Rotational Temperature Measurements // Instruments and Experimental Techniques. 2000. Vol. 43. DOI: <https://doi.org/10.1023/A:1026680119998>

Baker D.J., Romick G.J. The rayleigh: Interpretation of the unit in terms of column emission rate or apparent radiance expressed in SI units // Appl. Opt. 1976. Vol. 15. P. 1966–1968.

Bal S., Schimanke S., Spangehl T., Cubasch U. Enhanced residual mean circulation during the evolution of split type sudden stratospheric warming in observations and model simulations // J. Earth Syst. Sci. 2018. Vol. 127. P. 68. DOI: 10.1007/s12040-018-0972-x

Baldwin M., Ayarzagüena B., Birner T. et al. Sudden stratospheric warmings // Rev. Geophys. 2021. Vol. 59, No. 1. DOI: <https://doi.org/10.1029/2020RG000708>

Bates D. Excitation of 557.7 nm OI line in nightglow // Planet. Space Sci. 1988. Vol. 36. P. 883–889. DOI: 10.1016/0032-0633(88)90094-3.

Beletsky A.B., Gress O.G., Mikhalev A.V. Nightglow behavior during the 16–18 November 2001 passage of the Leonids meteor stream // Advances in Space Research. 2004. Vol. 33, No. 9. P. 1486–1490.

Björn L.G. The cold summer mesopause // Adv. Space Res. 1984. Vol. 4. P. 145–151.

Brasseur G.P., Solomon S. Aeronomy of the Middle Atmosphere. Cham, Switzerland: Springer, 2005. DOI: 10.1007/1-4020-3824-0.

Butler A.H., Seidel D.J., Hardiman S.C. et al. Defining Sudden Stratospheric Warmings // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 2015. Vol. 96. P. 1913–1928. DOI: <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00173.1>

Chamberlain J.W. *Physics of the Aurora and Airglow*. Academic Press, 1961. P. 45–48.

Cheng X., Yang J., Xiao C., Hu X. Density Correction of NRLMSISE-00 in the Middle Atmosphere (20–100 km) Based on TIMED/SABER Density Data // *Atmosphere*. 2020. Vol. 11. P. 341. DOI: 10.3390/atmos11040341

Cogger L.L., Elphinstone R.D., Murphree J.S. Temporal latitudinal 5577 Å airglow variations // *Can. J. Phys.* 1981. Vol. 59. P. 1296–1307.

Craven J.D., Frank L.A. Latitudinal motions of the aurora during substorms // *J. Geophys. Res.* 1987. Vol. 92, No. A5. P. 4565–4573.

Deutsch K.A., Hernandez G. Long-term behavior of the OI 558 nm emission in the night sky and its aeronomical implications // *J. Geophys. Res. Atmos.* 2003. Vol. 108. P. 1430.

Emmert J.T., Drob D.P., Picone J.M. et al. NRLMSIS 2.0: A whole-atmosphere empirical model of temperature and neutral species densities // *Earth and Space Science*. 2020. DOI: 10.1029/2020ea001321

Eswaraiah S., Seo K.-H., Kumar K.N. et al. Intriguing Aspects of Polar-to-Tropical Mesospheric Teleconnections during the 2018 SSW: A Meteor Radar Network Study // *Atmosphere*. 2023. Vol. 14. P. 1302. DOI: 10.3390/atmos14081302

Frank L.A., Signarth J.B., Craven J.D. On the flux of small comets in to Earth's upper atmosphere. I. Observations // *Geophys. Res. Lett.* 1986. Vol. 13, No. 4. P. 303–306.

French W.J.R., Mulligan F.J. Stability of temperatures from TIMED/SABER v1.07 (2002–2009) and Aura/MLS v2.2 (2004–2009) compared with OH(6-2) temperatures observed at Davis Station, Antarctica // *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* 2010. Vol. 10. P. 11439–11446. DOI: 10.5194/acp-10-11439-2010

Fukuyama K. Airglow variations and dynamics in the lower thermosphere and upper mesosphere—II. Seasonal and long-term variations // J. Atmos. Terr. Phys. 1977. Vol. 39. P. 1–14.

Funke B., Lpez-Puertas M., Bermejo-Pantale D. et al. Evidence for dynamical coupling from the lower atmosphere to the thermosphere during a major stratospheric warming // Geophys. Res. Lett. 2010. Vol. 37. DOI:10.1029/2010GL043619

Gao H., Xu J., Ward W., Smith A.K. Temporal evolution of nightglow emission responses to SSW events observed by TIMED/SABER // J. Geophys. Res. 2011. Vol. 116. DOI:10.1029/2011JD015936

Gao H., Nee J.-B., Xu J. The emission of oxygen green line and density of O atom determined by using ISUAL and SABER measurements // Ann. Geophys. 2012. Vol. 30. P. 695–701. DOI:10.5194/angeo-30-695-2012

Gavrilov N.M., Popov A.A., Dalin P. et al. Multiyear variations of time-correlated mesoscale OH temperature perturbations near the mesopause at Maymaga, Tory and Zvenigorod // Advances in Space Research. 2024. Vol. 73. P. 3408-3422. DOI:10.1016/j.asr.2023.05.049

Gavril'yeva G.A., Ammosov P.P., Ammosova A.M. et al. Geomagnetic activity signature in seasonal variations of mesopause temperature over Yakutia // Proc. SPIE. 2017. Vol. 10466. P. 1046670. DOI: 10.1117/12.2288710

Gavril'yeva G.A., Ammosov P.P., Koltovskoi I.I. et al. The optic meridional network in Yakutia: The method of mesopause temperature measurement // AIP Conference Proceedings. 2021. Vol. 2328, No. 1. DOI: <https://doi.org/10.1063/5.0042255>

Good R. Determination of atomic oxygen density from rocket borne measurement of hydroxyl airglow // Planet. Space Sci. 1976. Vol. 24. P. 389–395. DOI:10.1016/0032-0633(76)90052-0

Harding B.J., Gehrels T.W., Makela J.J. Nonlinear regression method for estimating neutral wind and temperature from Fabry-Perot interferometer data // Appl. Opt. 2014. Vol. 53. P. 666–673. DOI:10.1364/ao.53.000666

Hernandez G. Lower thermosphere temperatures determined from the line profiles of the OI 17,924 K (5577A) emission in the night sky. 1. Long-term behaviour // J. Geophys. Res. 1976. Vol. 81, No. 28. P. 5165-5172.

Hernandez G., Roble R.G. Direct measurements of nighttime thermospheric winds and temperatures. I. Seasonal variations during geomagnetic quiet periods // J. Geophys. Res. 1976. Vol. 81, No. 13. P. 2065-2074.

Hernandez G. Lower thermosphere temperatures determined from the line profiles of the OI 17,924-K (5577Å) emission in the night sky. 2. Interaction with the lower atmosphere during stratospheric warming // J. Geophys. Res. 1977. Vol. 82, No. 16. P. 2127-2131.

Hernandez G., Roble R.G. Direct measurements of night-time thermospheric winds and temperatures. 3. Monthly variations during solar minimum // J. Geophys. Res. 1977. Vol. 82, No. 35. P. 5505-5511.

Hersbach H., Bell B., Berrisford P. et al. The ERA5 global reanalysis // Q. J. Roy. Meteor. Soc. 2020. DOI:10.1002/qj.3803

Holmes J.M., Conde M., Deehr C., Lummerzheim D. Morphology of evening sector aurorae in  $\lambda$ 557.7-nm Doppler temperatures // Geophys. Res. Lett. 2005. Vol. 32. DOI:10.1029/2004gl021553

Shiokawa K., Otsuka Y., Oyama S. et al. Development of low-cost sky-scanning Fabry-Perot interferometers for airglow and auroral studies // Earth Planets Space. 2012. Vol. 64. P. 1033–1046. DOI:10.5047/eps.2012.05.004

Hunter J.D. Matplotlib: A 2D graphics environment // Computing In Science & Engineering. 2007. Vol. 9, No. 3. P. 90–95. DOI:10.1109/MCSE.2007.55

Ignat'ev V.M., Nikolashkin S.V. Dissociative line profile of the 557.7 nm [OI] sporadic emission in Auroras // Geomagn. Aeron. 2002. Vol. 42. P. 360–365.

Inchin P., Snively J., Williamson A. et al. Mesopause airglow disturbances driven by nonlinear infrasonic acoustic waves generated by large earthquakes // Journal of Geophysical Research: Space Physics. 2020. Vol. 125, No. 6. DOI: <https://doi.org/10.1029/2019JA027628>

John T. Houghton. The Physics of Atmospheres. 2nd ed. Cambridge University Press, 1986. 271 p.

Khomich V.Y., Semenov A.I., Shefov N.N. Airglow as An Indicator of Upper Atmospheric Structure and Dynamics. Springer Science & Business Media, 2008. 740 p.

Korenkov Y.N., Klimenko V.V., Klimenko M.V. et al. The global thermospheric and ionospheric response to the 2008 minor sudden stratospheric warming event // J. Geophys. Res. Space Phys. 2012. Vol. 117. DOI:10.1029/2012JA018018

Kosch M., Ishii M., Nozawa S. et al. A comparison of thermospheric winds and temperatures from Fabry-Perot interferometer and EISCAT radar measurements with models // Adv. Space Res. 2000. Vol. 26. P. 979–984. DOI:10.1016/s0273-1177(00)00041-7

Koval A.V., Chen W., Didenko K.A. et al. Modelling the residual mean meridional circulation at different stages of sudden stratospheric warming events // Ann. Geophys. 2021. Vol. 39. P. 357–371. DOI: 10.5194/angeo-39-357-2021

Kulyamin D.V., Dymnikov V.P. Modeling of the lower ionosphere climate // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2015. Vol. 51, No. 3. P. 272–291. DOI:10.1134/s0001433815030068

Labitzke K., Lenschow R., Naujokat B., Petzoldt K. First note on the major stratospheric warming at the end of December 1984. Beilage zur Berliner Wetterkarte SO 1/85. Met. Inst. Free University of Berlin, 1985.

Laskar F.I., McCormack J.P., Chau J.L. et al. Interhemispheric Meridional Circulation During Sudden Stratospheric Warming // Journal of Geophysical Research: Space Physics. 2019. Vol. 124, No. 8. DOI:10.1029/2018JA026424

Lifar V.D., Didenko K.A., Koval A.V., Ermakova T.S. Numerical Simulation of QBO and ENSO Phase Effect on the Propagation of Planetary Waves and the Evolution of Sudden Stratospheric Warming // Atmos. Ocean. Opt. 2024. Vol. 37. DOI: 10.1134/S1024856024700489

Liu G., Shepherd G.G., Roble R.G. Seasonal variations of the nighttime O(1S) and OH airglow emission rates at mid-to-high latitudes in the context of the large-scale circulation // *J. Geophys. Res. Atmos.* 2008. Vol. 113. P. A06302.

Liu W., Xu J., Smith A.K., Yuan W. Comparison of rotational temperature derived from ground-based OH airglow observations with TIMED/SABER to evaluate the Einstein coefficients // *J. Geophys. Res. Space Phys.* 2015. Vol. 120. P. 10069–10082. DOI:10.1002/2015ja021886

Liu H.-L., Bardeen C.G., Foster B.T. et al. Development and validation of the Whole Atmosphere Community Climate Model with thermosphere and ionosphere extension (WACCM-X 2.0) // *Journal of Advances in Modeling Earth Systems.* 2018. Vol. 10. P. 381–402. DOI: 10.1002/2017MS001232

Liu M., Hu D., Guan Z. Modulation of a long-lasting extreme cold event in Siberia by a minor sudden stratospheric warming and the dynamical mechanism involved // *Climate Dynamics.* 2022. Vol. 60. DOI: <https://doi.org/10.1007/s00382-022-06353-7>

López-González M., García-Comas M., Rodriguez E. et al. Ground-based mesospheric temperatures at mid-latitude derived from O2 and OH airglow SATI data: Comparison with SABER measurements // *J. Atmos. Sol. -Terr. Phys.* 2007. Vol. 69. P. 2379–2390. DOI:10.1016/j.jastp.2007.07.004

McLandress C., Scinocca J.F., Shepherd T.G. et al. Dynamical control of the mesosphere by orographic and nonorographic gravity wave drag during the extended northern winters in 2006 and 2009 // *J. Atmos. Sci.* 2013. Vol. 70. P. 2152–2169. DOI: <https://doi.org/10.1175/JAS-D-12-0297.1>

Medvedeva I.V., Semenov A.I., Chernigovskaya M.A., Perminov V.I. Studying manifestations of 2008-2011 sudden stratospheric warmings in East Siberia and European Russia // *Geophysica.* 2012. Vol. 48, No. 1/2. P. 91-103.

Medvedeva I.V., Semenov A.I., Perminov V.I. et al. Comparison of ground-based OH temperature data measured at Irkutsk (52°N, 103°E) and Zvenigorod (56°N, 37°E) stations with Aura MLS v3.3 // *Acta Geophysica.* 2013. Vol. 62, No. 2. P. 340–349. DOI:10.2478/s11600-013-0161-x

Met Office. Cartopy: a cartographic python library with a Matplotlib interface. Exeter, Devon, 2010-2015. URL: <http://scitools.org.uk/cartopy>

Mende S.B., Swenson G.R., Llewellyn E.J. Ram glow: Interaction of space vehicles with the natural atmosphere // Advances in Space Research. 1988. Vol. 8, No. 1. P. 229–241. [https://doi.org/10.1016/0273-1177\(88\)90368-7](https://doi.org/10.1016/0273-1177(88)90368-7)

Mikhalev A.V., Popov M.S., Kazimirovsky E.S. The manifestation of seismic activity in 557.7 nm emission variations of the Earth's upper atmosphere // Advances in Space Research. 2001. Vol. 27, No. 6. [https://doi.org/10.1016/S0273-1177\(01\)00179-X](https://doi.org/10.1016/S0273-1177(01)00179-X)

Mikhalev A.V., Medvedeva I.V., Kazimirovsky E.S., Potapov A.S. Seasonal variation of upper—Atmospheric emission in the atomic oxygen 555 nm line over East Siberia // Advances in Space Research. 2003. Vol. 32. P. 1787–1792.

Mikhalev A.V., Stoeva P., Medvedeva I.V. et al. Behavior of the atomic oxygen 557.7 nm atmospheric emission in the current solar cycle 23 // Adv. Space Res. 2008. Vol. 41. P. 655–659.

Mlynczak M.G., Hunt L.A., Mast J.C. et al. Atomic oxygen in the mesosphere and lower thermosphere derived from SABER: Algorithm theoretical basis and measurement uncertainty // J. Geophys. Res. Atmos. 2013. Vol. 118. P. 5724–5735. DOI:10.1002/jgrd.50401

Mlynczak M.G., Hunt L.A., Russell J.M., Marshall B.T. Updated SABER Night Atomic Oxygen and Implications for SABER Ozone and Atomic Hydrogen // Geophys. Res. Lett. 2018. Vol. 45. P. 5735–5741. DOI:10.1029/2018gl077377

Oort A.H., Peixoto J.P. Global Angular Momentum and Energy Balance Requirements from Observations // Theory of Climate, Proceedings of a Symposium Commemorating the Two-Hundredth Anniversary of the Academy of Sciences of Lisbon. 1983. P. 355–490. DOI:10.1016/s0065-2687(08)60177-6

Panka P.A., Kutepon A.A., Rezac L. et al. Atomic Oxygen Retrieved from the SABER 2.0- and 1.6- $\mu$ m Radiances Using New First-Principles Nighttime OH(v) Model // Geophys. Res. Lett. 2018. Vol. 45. P. 5798–5803. DOI:10.1029/2018gl077677

Parihar N., Singh D., Gurubaran S. A comparison of ground-based hydroxyl airglow temperatures with SABER/TIMED measurements over 23° N, India // Ann. Geophys. 2017. Vol. 35. P. 353–363. DOI:10.5194/angeo-35-353-2017

Pedatella N.M., Liu H.-L., Marsh D.R. et al. Analysis and hindcast experiments of the 2009 sudden stratospheric warming in WACCMX+DART // Journal of Geophysical Research: Space Physics. 2018. Vol. 123. P. 3131–3153. <https://doi.org/10.1002/2017JA025107>

Picone J.M., Hedin A.E., Drob D.P., Aikin A.C. NRLMSISE-00 empirical model of the atmosphere: Statistical comparisons and scientific issues // Journal of Geophysical Research. 2002. Vol. 107, No. A12. P. 1468. DOI: 10.1029/2002JA009430

Rousselot C., Lidman J.-G., Cuby G., Moreels G., Monnet. Night-sky spectral atlas of OH emission lines in the near-infrared // Astronomy and Astrophysics. 2000. Vol. 354. P. 1134-1150.

Rayleigh L. The light of the night sky: Its intensity variations when analysed by colour filter // Proc. R. Soc. London, Ser. A. 1924. Vol. 119. P. 117-137.

Russell J.M., III, Mlynczak M.G., Gordley L.L. Overview of the Sounding of the Atmosphere Using Broadband Emission Radiometry (SABER) experiment for the Thermosphere-Ionsphere-Mesosphere Energetics and Dynamics (TIMED) mission // Proc. SPIE. 1994. Vol. 2266. P. 406–415. DOI:10.1117/12.187579

Semenov A.I., Shefov N.N. Airglow as an Indicator of Upper Atmospheric Structure and Dynamics. Springer Science & Business Media, 2008. 740 p.

Shefov N.N., Semenov A.I., Pertsev N.N. Dependencies of the amplitude of the temperature enhancement maximum and atomic oxygen concentrations in the mesopause region on seasons and solar activity level // Phys. Chem. Earth. Pt B. 2000. Vol. 25, No. 5-6. P. 537-539.

Shefov N.N., Semenov A.I., Pertsev N.N., Sukhodoev V.A. The spatial distribution of the gravity wave energy influx into the mesopause over a mountain lee // Phys. Chem. Earth. Pt B. 2000. Vol. 25, No. 5-6. P. 541-545.

Shepherd G.G., Thuillier G., Gault W.A. et al. WINDII, the wind imaging interferometer on the upper atmosphere research satellite // *J. Geophys. Res.* 1993a. Vol. 98, No. D6. P. 10725-10750.

Shepherd G.G., Thuillier G., Solheim B.H. et al. Longitudinal structure in atomic oxygen concentrations observed with WINDII on UARS // *Geophys. Res. Lett.* 1993b. Vol. 20, No. 12. P. 1303-1306.

Shepherd M.G., Liu G., Shepherd G.G. Mesospheric semiannual oscillation in temperature and nightglow emission // *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.* 2006. Vol. 68. P. 379-389.

Shepherd G.G., Liu G., Roble R.G. Large-scale circulation of atomic oxygen in the upper mesosphere and lower thermosphere // *Adv. Space Res.* 2005. Vol. 35. P. 1945-1950.

Shiokawa K., Kiyama Y. A search for the springtime transition of lower thermospheric atomic oxygen using long-term midlatitude airglow data // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 2000. Vol. 62. P. 1215-1219.

Slipher V.M. Emissions in the spectrum of the light of the night sky // *Publ. Astron. Soc. Pac.* 1929. Vol. 41, No. 242. P. 262-263.

Slipher V.M. Spectrographic studies of the planets // *Mon. Not. Roy. Astron. Soc.* 1933. Vol. 93, No. 9. P. 657-668.

Smith A.K., Marsh D.R., Mlynczak M.G., Mast J.C. Temporal variations of atomic oxygen in the upper mesosphere from SABER // *Journal of Geophysical Research.* 2010. Vol. 115, No. D18. DOI:10.1029/2009jd013434

Smith A.K. Physics and chemistry of the mesopause region // *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics.* 2004. Vol. 66, No. 10. P. 839-857. <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2004.01.032>

Smith A.K. Longitudinal variations in mesospheric winds: Evidence for gravity wave filtering by planetary waves // *J. Atmos. Sci.* 1996. Vol. 53. P. 1156-1173.

Takahashi H., Clemesha B.R., Batista P.P. Predominant semi-annual oscillation of the upper mesospheric airglow intensities and temperatures in the equatorial region // J. Atmos. Terr. Phys. 1995. Vol. 57. P. 407–414.

The Sounding of the Atmosphere using Broadband Emission Radiometry (SABER) instrument. URL: <http://saber.gats-inc.com/data.php> (дата обращения: 27.11.2024).

Travis Oliphant. NumPy: A guide to NumPy. USA: Trelgol Publishing, 2006. URL: <http://www.numpy.org>

Uma D., Pan C.J., Sinha H.S. Effects of solar cycle variations on oxygen green line emission rate over Kiso, Japan // Earth, Planets and Space. 2011. Vol. 63. P. 941-948. <https://doi.org/10.5047/eps.2011.04.006>

Unidata. Network Common Data Form (netCDF) version 4.x. Boulder, CO: UCAR/Unidata, 2015. DOI: <http://doi.org/10.5065/D6H70CW6>

Van Rossum G. Python tutorial. Technical Report CS-R9526, Centrum voor Wiskunde en Informatica (CWI), Amsterdam, May 1995.

Wang D.Y., Ward W.E., Solheim B.H., Shepherd G.G. Longitudinal variations of green line emission rates observed by WINDII at altitudes 90–120 km during 1991–1996 // J. Atmos. Solar-Terr. Phys. 2002. Vol. 64. P. 1273–1286.

Wang Q., Duan A., Zhang C. et al. A connection from Siberian snow cover to Arctic stratospheric ozone // Atmospheric Research. 2024. Vol. 307. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2024.107507>

Whitaker J.S. Matplotlib Basemap Toolkit 1.1.0. 2011. URL: <http://matplotlib.org/basemap>

Yigit E., Medvedev A. Gravity waves in the thermosphere during a sudden stratospheric warming // Geophysical Research Letters. 2012. Vol. 39. DOI: 10.1029/2012GL053812

Zhang Y., Si D., Ding I. et al. Influence of Major Stratospheric Sudden Warming on the Unprecedented Cold Wave in East Asia in January 2021 // Advances in Atmospheric Sciences. 2022. Vol. 39, No. 4. <https://doi.org/10.1007/s00376-022-1318-9>

Zishun Q., Alan Z., Liu N. et al. Evidence for SSW Triggered Q6DW-Tide and Q6DW-Gravity Wave Interactions Observed by Meteor Radars at 30°S // Geophysical Research Letters. 2024. Vol. 51, No. 7. <https://doi.org/10.1029/2023GL108066>

Zorkaltseva O.S., Vasilyev R.V., Saunkin A.V., Pogoreltsev A.I. The study of temperature and night green airglow at mid-latitude in MLT during winter // Proc. SPIE 11560, 26th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics, Atmospheric Physics. 2020. P. 1156081. <https://doi.org/10.1117/12.2574914>

Zorkaltseva O.S., Vasilyev R.V. Stratospheric influence on MLT over mid-latitudes in winter by Fabry-Perot interferometer data // Ann. Geophys. 2021. Vol. 39. P. 267–276. <https://doi.org/10.5194/angeo-39-267-2021>

Zyulyaeva Yu., Zhadin E. Analysis of three-dimensional Eliassen-Palm fluxes in the lower stratosphere // Russ. Meteorol. Hydrol. 2009. Vol. 34. P. 483–490. DOI:10.3103/S1068373909080019