

Взаимосвязь высоты тропопаузы и вертикального профиля коэффициента затухания света

Кочин А. В.

Центральная аэрологическая обсерватория, Долгопрудный, e-mail: amarl@mail.ru

Характер изменения погоды и климата в значительной мере определяются термодинамическими и радиационными процессами в атмосфере, потому что около четверти энергии Солнца задерживается атмосферой и вызывает изменение ее температуры. Интегральное значение коэффициента затухания оптического излучения в атмосфере измеряется мировой актинометрической сетью. Однако для ряда задач важны особенности вертикального распределения коэффициента затухания. Для прямых измерений вертикального профиля затухания света в атмосфере в ЦАО разработан радиозонд с оптическим датчиком. Изучение оптических процессов в атмосфере проводится радиозондами с высокоточными приемниками излучения в различных диапазонах (рис.1), которые оснащаются системой стабилизации угла наклона оптических датчиков. Нам удалось разработать недорогой радиозонд (Kochin 2021) без использования системы стабилизации, что позволило выполнить более 20 пусков и сделать сравнительный анализ полученных данных.



Рис.1. Радиозонд для изучения оптических процессов в атмосфере с системой стабилизации угла наклона оптического датчика.

Rolf Philipona, Andreas Kräuchi, and Emmanuel Brocard.
Solar and thermal radiation profiles and radiative forcing
measured through the atmosphere.

GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS 2012

Описание экспериментального оборудования.

Эксперименты проводились с использованием двух типов оптических датчиков и двух типов радиозондов. Внешний вид радиозондов с установленными датчиками приведен ниже.

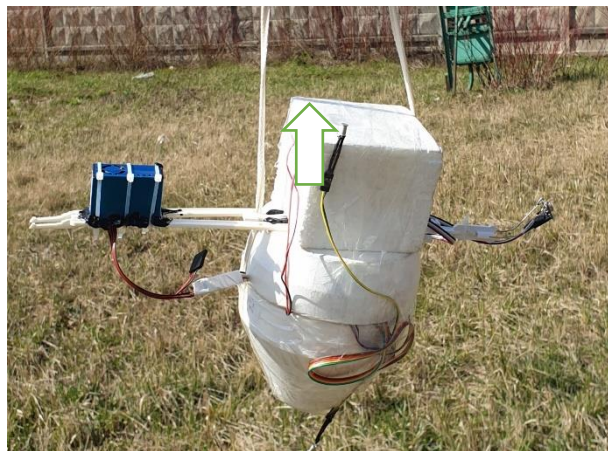
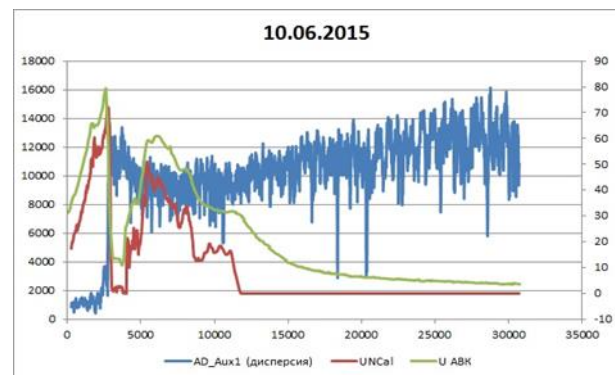
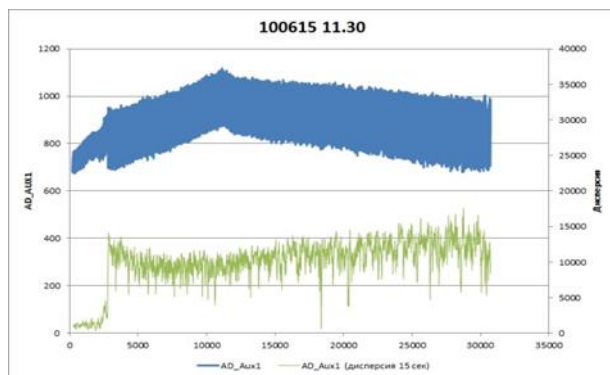
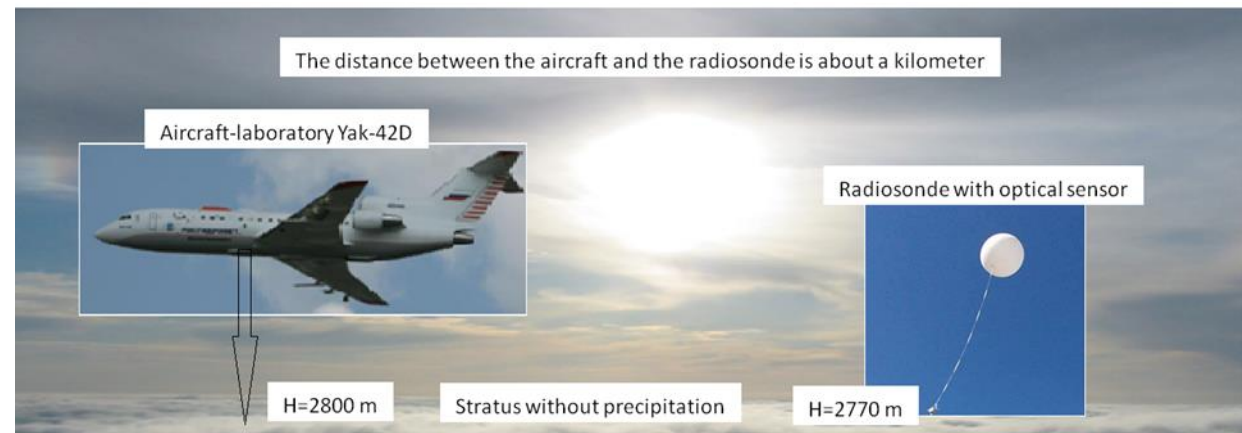


Рисунок 2. Внешний вид радиозондов с оптическими датчиками (слева Modem, Франция, справа MP3-3, Россия) и место запуска АЭ Долгопрудная. Белые стрелки рядом с оптическими датчиками показывают направление диаграммы направленности.

Для удешевления конструкции оптический датчик был реализован на обычном коммерческом фотодиоде видимого диапазона с углом обзора 60 градусов. На радиозонд устанавливался обычный фотодиод ФД-256 производства РФ с рабочим диапазоном 0,4...1,1 мкм. Фотодиоды проверялись в термокамере с возможностью охлаждения до температуры -70°C . Для использования в экспериментах были выбраны экземпляры, у которых выходной сигнал практически не зависел от температуры в диапазоне от 40 до -70°C .

Базовая цель проведения экспериментов измерение высоты верхней границы облачности.



Радиозонд пересекал верхнюю границу облачности в момент пролета над ней самолета. Расстояние между самолетом и радиозондом было около одного километра. По данным самолета наблюдалась сплошная слоистая облачность с ровной верхней границей. Внизу слева отображен необработанный сигнал оптического датчика (синяя линия), зеленым цветом показана дисперсия сигнала. Справа показаны показания датчиков влажности радиозондов в спаренном выпуске – фирмы MODEM (красная линия) и российским МРЗ-3 (зеленая линия) (Kochin 2022).

Рис.3. Эксперименты по измерению высоты верхней границы облачности (ВГО) методом радиозондирования совместно с летающей лабораторией Росгидромета ЯК-42.

Экспериментальные данные по ясному небу.

Радиозонды с оптическими датчиками запускались в стандартный срок 12 GMT на аэрологической станции Долгопрудная (индекс 27713), расположенной в непосредственной близости от г. Москва (55,93 N, 37,52 E). По местному времени время запуска приходилось на 15 часов. Высота Солнца над горизонтом менялась от 30 до 50 градусов. Было сделано более 20 пусков в различных синоптических условиях [5]. Сырые данные показаны на рис. 3 и указывают на возможность определения величины ослабления солнечного излучения (Kochin 2021), потому что спадающим участок справа соответствует изменению высоты Солнца над горизонтом.

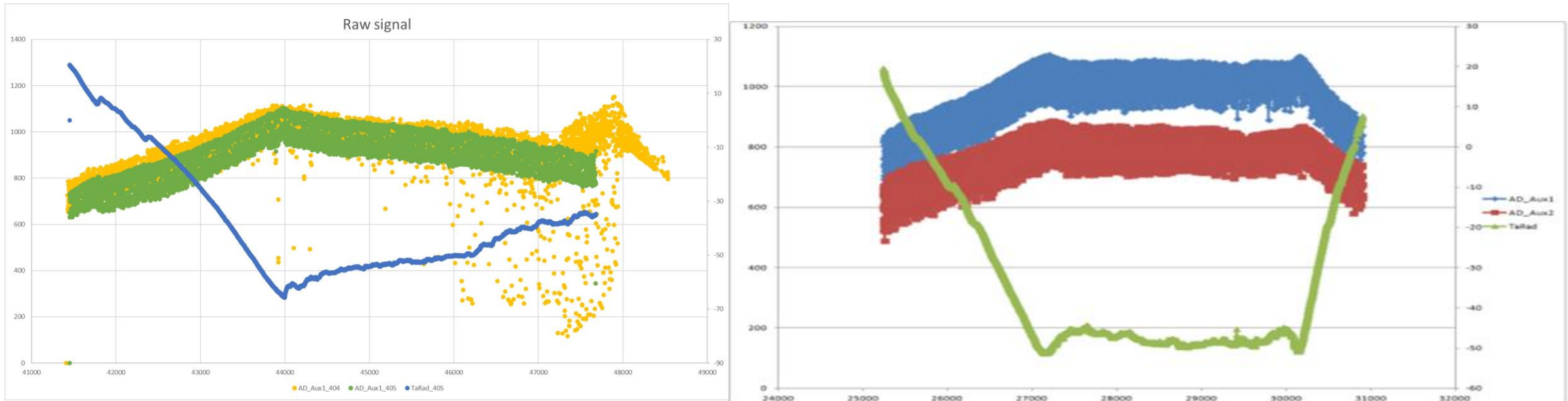


Рис. 4. Сырые данные оптических датчиков в спаренных пусках. Справа данные скорректированы на высоту подъема Солнца. Красным показаны данные ИК датчика в диапазоне 1 мкм.

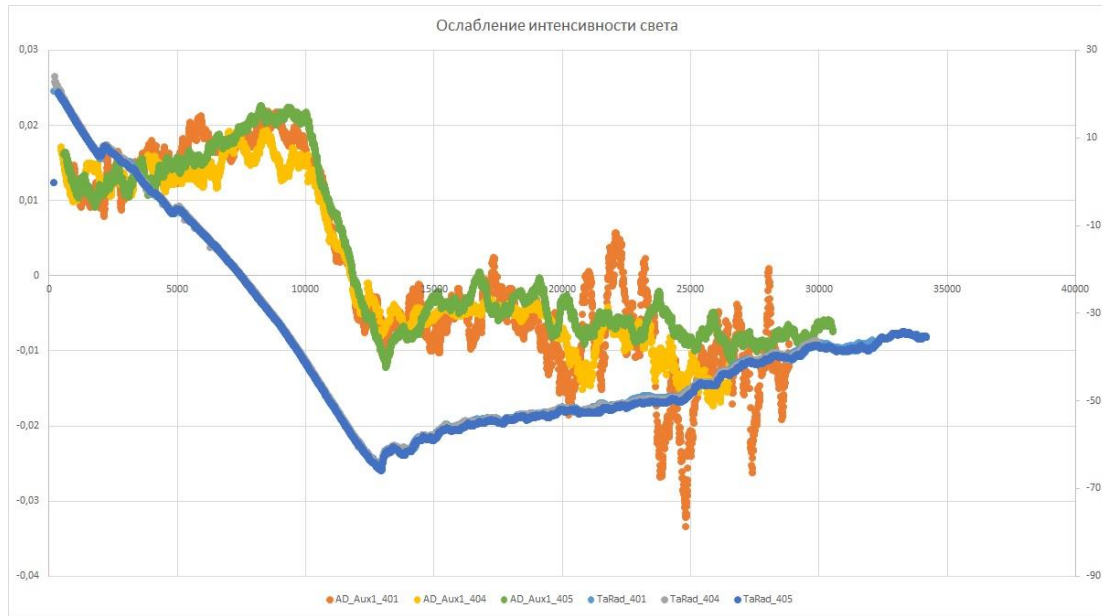


Рис.5. Коэффициенты затухания в строенном пуске рассчитанные стандартным методом осреднения по высоте 1,5 км. Синим показана температура. Данные каждого радиозонда показаны своим цветом (зеленый, желтый, оранжевый)

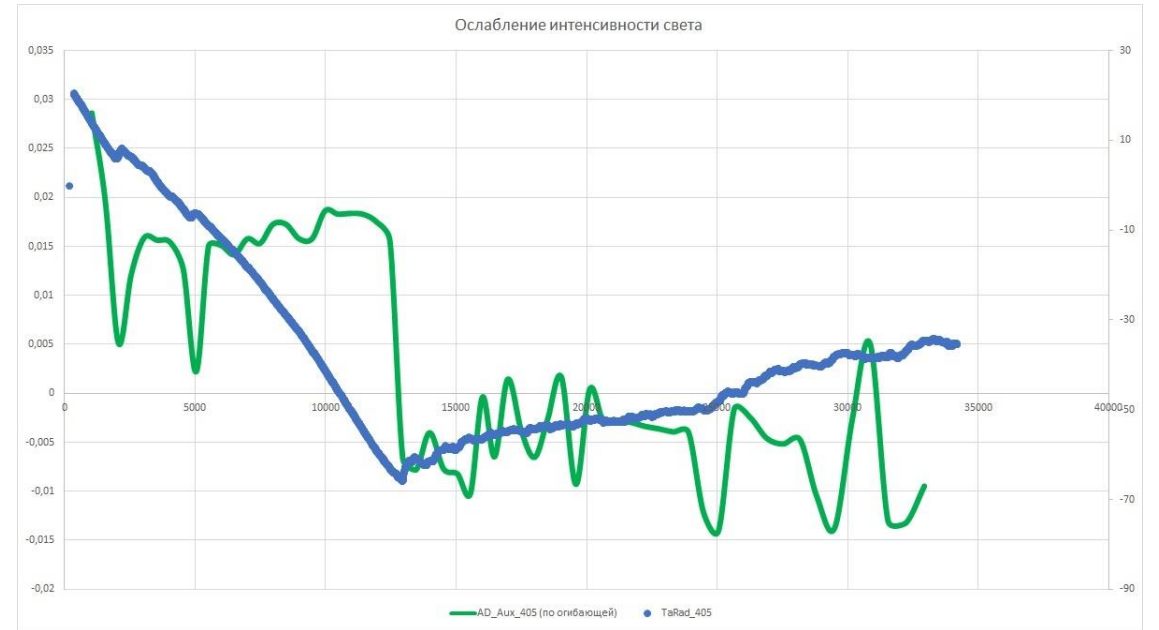


Рис.6. Коэффициент затухания (зеленый) рассчитанный методом максимумов. Синим показана температура.

Высота тропопаузы и полное ослабление.

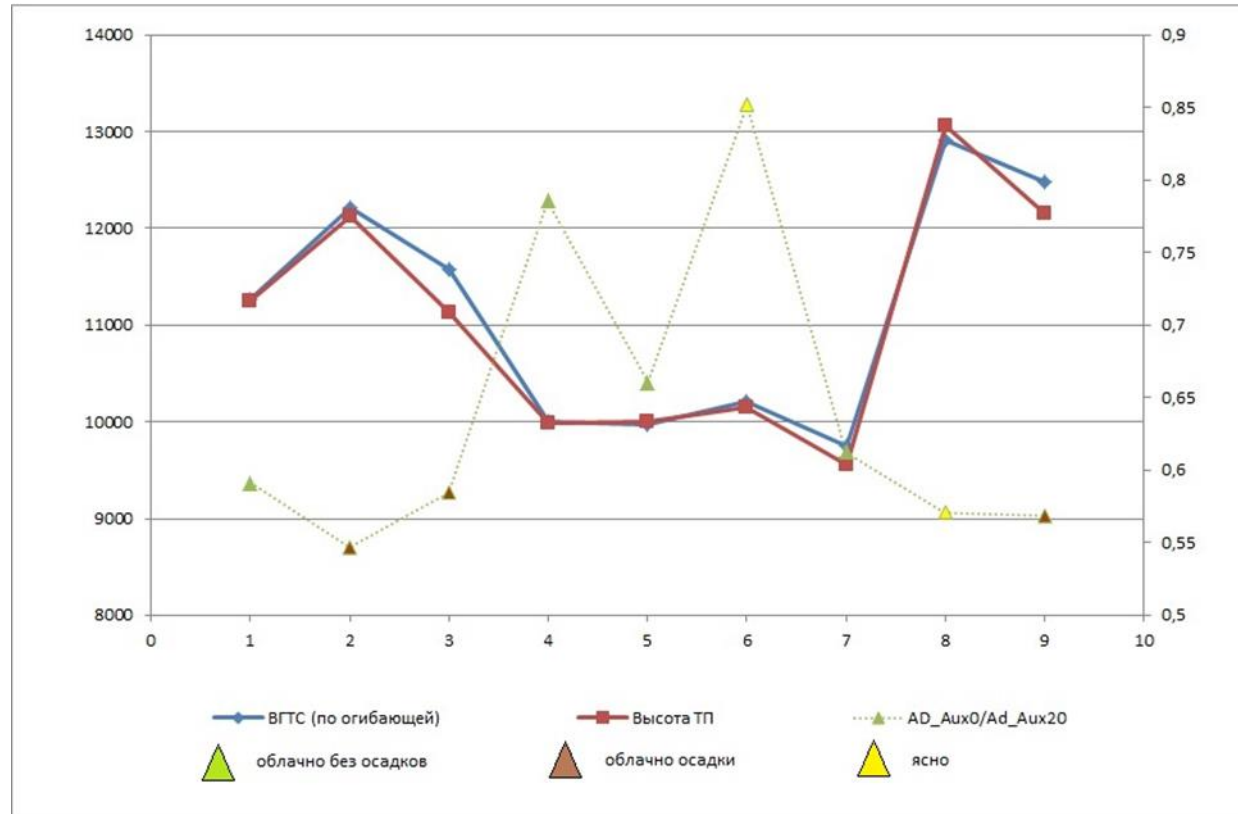
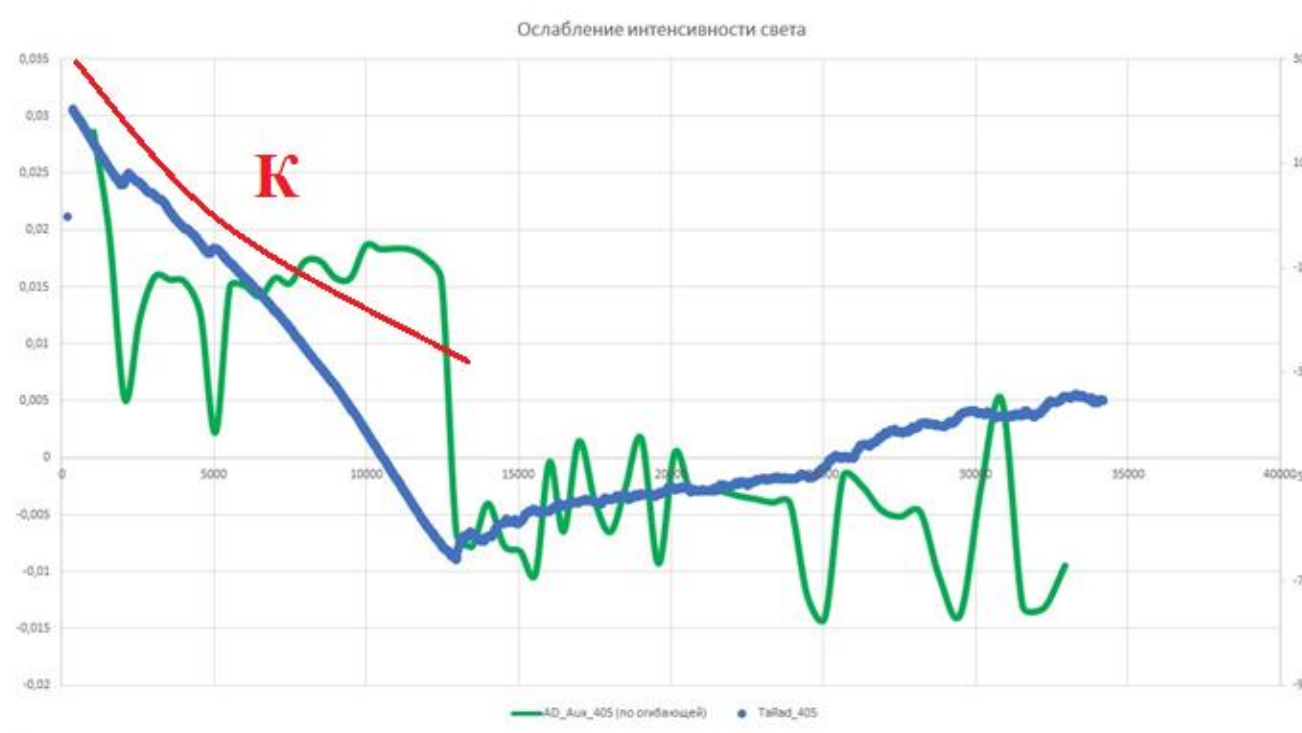


Рис.7. Красная линия показывает высоту тропопаузы по профилю температуры, синяя линия показывает высоту перегиба в коэффициенте ослабления. Пунктиром показано соотношение сигналов оптического датчика у Земли и на высоте 20 км. Треугольниками показаны случаи ясного неба, облаков без осадков и облаков с осадками.

Результаты анализа данных.

Для определения соотношения между высотой тропопаузы по профилю температуры и по коэффициенту ослабления были обработаны результаты 9 пусков (рис. 7). Оказалось, что эти высоты практически не отличаются. Иногда высота тропопаузы по коэффициенту ослабления выше примерно на 0,5 км. Таким образом, существующий метод расчета высоты тропопаузы по профилю температуры фактически определяет высоту аэрозольного слоя с увеличенным коэффициентом поглощения света в тропосфере. Анализ соотношения сигналов оптического датчика у Земли и на высоте 20 км показал, что полное ослабление солнечного излучения в видимого диапазоне главным образом определяется высотой тропопаузы.

Рис.8. Качественное соотношение между экспериментальными коэффициентами затухания света (зеленая линия) и теоретическими коэффициентами затухания (кривая К) в соответствии с ожидаемой удельной концентрацией аэрозолей в тропосфере.



Увеличение коэффициента затухания света в верхней части тропосферы с последующим резким уменьшением может быть вызвано обводнением аэрозолей, которое отсутствует выше тропопаузы, где концентрация водяного пара мала.

Механизм турбулентного переноса.

Для анализа механизма турбулентного переноса рассматривается отдельная воздушная частица, участвующую в турбулентном перемешивании, которую называют турбулентным молеком (ТМ). ТМ отрываются от общего потока в одной точке пространства, перемещаются на некоторое расстояние и смешиваются с потоком в другой точке.

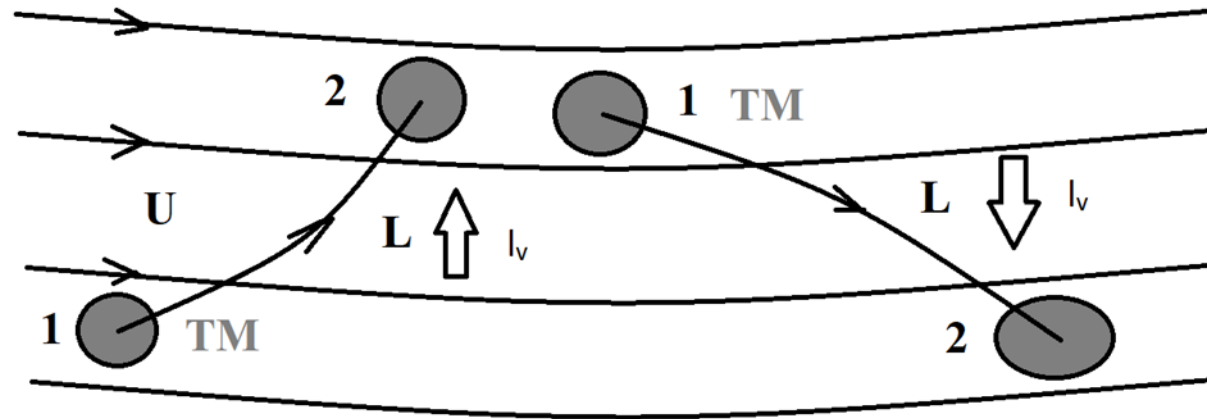
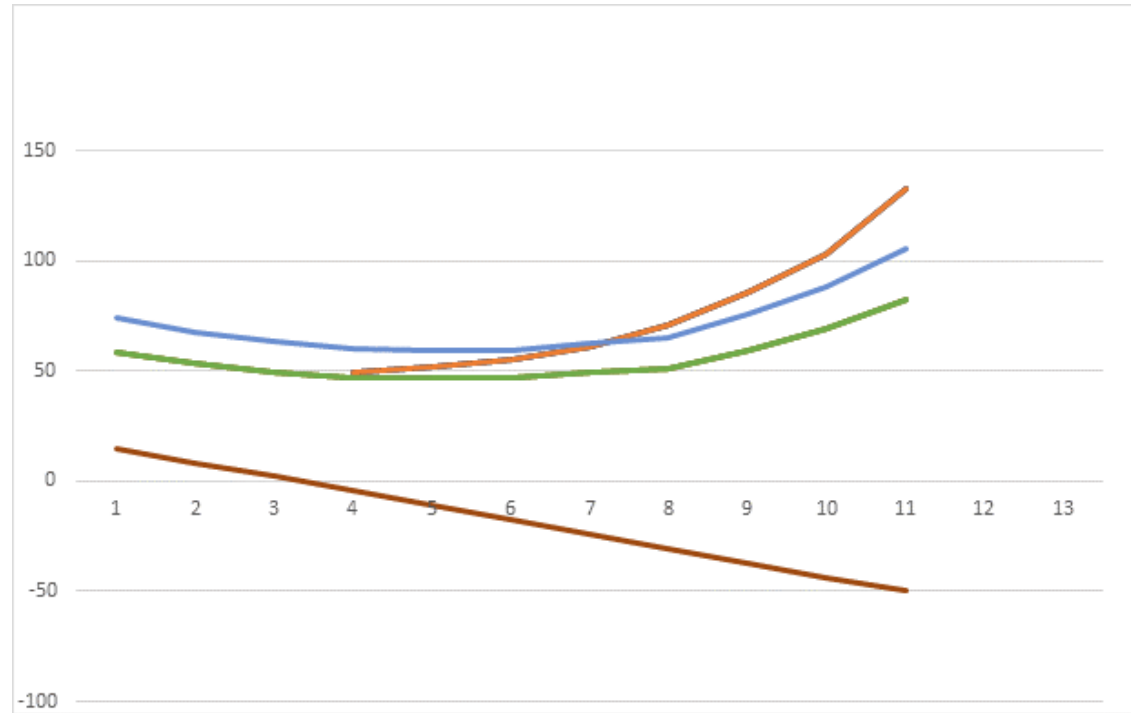


Рис.9. Турбулентный перенос.

Для целей рассмотрения процесса турбулентного перемешивания вводится понятие о так называемом пути смешения l , представляющем собой расстояние, на которое перемещается ТМ от момента зарождения до полного смешения с воздушным потоком (рис. 9). В реальных условиях процесс смешения ТМ происходит непрерывно: оторвавшаяся от общего потока воздушная частица постепенно начинает смешиваться с окружающим воздухом. Смещение ТМ в вертикальном направлении сопровождается изменением температуры. Химический состав воздуха не изменяется при изменении давления и температуры, поэтому удельная концентрация водяного пара остается неизменной.

Зависимость относительной влажности от высоты в стандартной атмосфере Международного Союза Электросвязи (МСЭ) ITU-R P.835-6



Использованные соотношения:

$$\rho(h) = \rho_0 \cdot \exp(-h/2)$$

влажность по СА МСЭ, ρ_0 плотность водяного пара у поверхности, h – высота км

$\rho(h)_s = 12,8 \cdot \exp(-0,54 \cdot h)$ аппроксимация плотности насыщенного пара при 15 градусах Цельсия у поверхности ($\rho(0)_s$ 12,8 г/куб.м.) и градиенте температуры 6,5 градуса на км.

Рис. 10. Зависимость относительной влажности от высоты над водой (зеленая кривая) и надо льдом (красная кривая) в стандартной атмосфере МСЭ при 58 % у поверхности. Оранжевая линия температура. При турбулентном переносе на высоте на высоте 10 км надо льдом возникает насыщение и сублимация. При увеличении относительной влажности у поверхности до 75 % (синяя кривая) конденсация над водой возникнет уже и в тропосфере. Плотность насыщенного водяного пара в тропосфере уменьшается быстрее его плотности в атмосфере, что приводит к его периодической конденсации или коагуляции с последующим испарением, причем интенсивность процесса растет с высотой.

Обводнение аэрозоля

Физико-химический состав атмосферного аэрозоля зависит от относительно долговременных процессов: предыстории зарождения, времени существования и от множества источников и стоков аэрозоля. Синхронно с изменением температуры воздуха меняется относительная влажность, которая обуславливает трансформацию спектра размеров частиц и соответственно изменяет их оптические постоянные (Георгиевский 1978, Панченко 2009 Чаянова 1967, Панченко 2022). Результаты измерений ИОА СО РАН показывают, что в 80 % случаев над поверхностью Земли наблюдается дымка. Это вызвано изменением относительной влажности [Лактионов 1988], что приводит к обводнению первоначально сухих частиц. В свою очередь оптические свойства смоченных (обводненных) частиц значительно отличаются от аналогичных для сухих частиц. Равновесный радиус частицы при росте относительной влажности воздуха растет. Конкретный вид зависимости определяется гигроскопическими свойствами аэрозоля и зависят от химического состава и размера частиц.

Таким образом процессы конденсации и сублимации приводят к конденсационного укрупнения атмосферного аэрозоля, что вызывает увеличение затухания по сравнению с сухим аэрозолем. Эффект должен приводить к затуманиванию воздуха в атмосфере ниже тропопаузы. Пилоты самолетов постоянно наблюдают это явление при пересечении тропопаузы.

Косвенные подтверждения эффекта обводнения аэрозолей

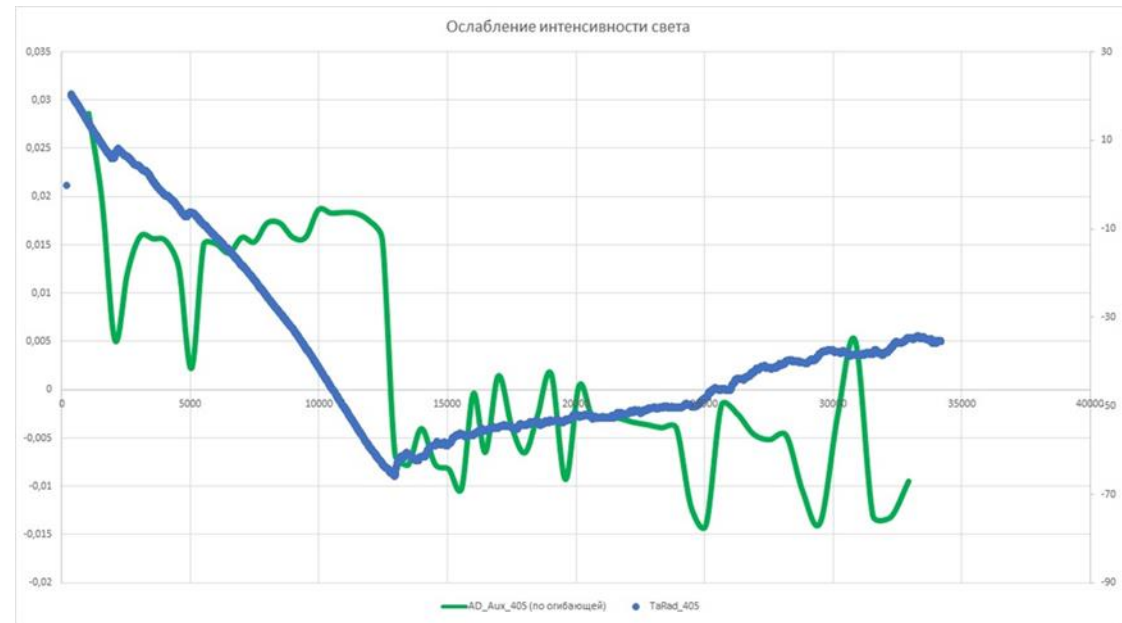
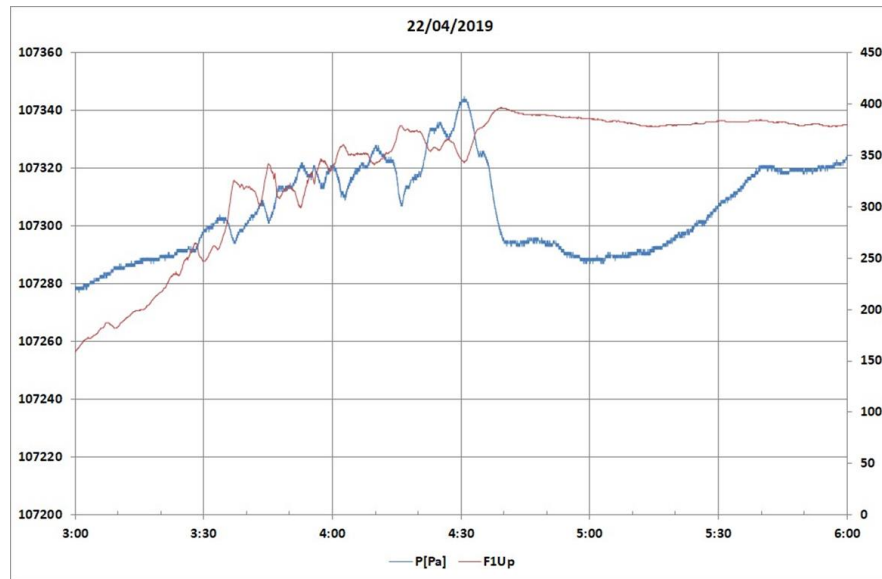


Рис. 11. Косвенные подтверждения эффекта обводнения аэрозолей.

Слева синхронные колебания давления и интенсивности света на восходе Солнца. Изменения давления вызваны колебаниями атмосферы в вертикальном направлении при прохождении Терминатора. Смещения воздуха по вертикали изменяют степень насыщения водяного пара и условия обводнения аэрозоля, что проявляется в интенсивности солнечного света. Справа график коэффициент затухания света, в котором на высоте инверсий наблюдаются локальные минимумы. Наиболее вероятная причина появления которых отсутствие конденсации водяного пара при инверсионном ходе температуры.

Заключение

Радиозонд с оптическим датчиком позволяет оценить величину коэффициента затухания света в атмосфере (Кочин 2021). Оказалось, что на высоте тропопаузы происходит резкое уменьшение коэффициента затухания света. Таким образом, существующий метод расчета высоты тропопаузы по профилю температуры, по сути, определяет высоту аэрозольного слоя в тропосфере с увеличенным коэффициентом ослабления. Заметного изменения концентрации аэрозоля в верхней части тропосферы не отмечено, поэтому увеличенный коэффициент ослабления скорее всего вызван обводнением аэрозоля, которое способно увеличить сечение рассеяния и ослабления. Косвенным подтверждением этого является близкое к постоянному значение коэффициента затухания от поверхности до тропопаузы с минимумами в слоях инверсии температуры. Причиной обводнения аэрозоля может быть процессы конденсации и испарения водяного пара при его турбулентном переносе. Плотность насыщенного водяного пара в тропосфере уменьшается быстрее его плотности в атмосфере, что приводит к его периодической конденсации с последующим испарением, причем интенсивность процесса растет с высотой. Над тропопаузой в стратосфере относительная влажность низка и условия для конденсации водяного пара отсутствуют.

Литература

1. Rolf Philipona, Andreas Kräuchi, and Emmanuel Brocard.
Solar and thermal radiation profiles and radiative forcing measured through the atmosphere.
GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS 2012
2. Kochin & al. 2021. Examination of Optical Processes in The Atmosphere During Upper Air Soundings. JAOT. DOI: 10.1175/JTECH-D-20-0158.1 2.
3. Kochin A. 2022. Comparison of measuring the cloud top height by a radiosonde with an optical sensor and an airplane. <https://arxiv.org/ftp/arxiv/papers/2206/2206.02215.pdf> DOI: [10.48550/arXiv.2206.02215](https://doi.org/10.48550/arXiv.2206.02215)
3. Рекомендации МСЭ. Стандартная атмосфера МСЭ ITU-R P.
4. Георгиевский Ю.С., Розенберг Г.В. Влажность как фактор изменчивости аэрозоля // Изв. АН СССР, ФАО, 1973, т. 9, № 2, с 126–138.
5. Терпугова С. А., Панченко М. В., Свириденков М. А., Докукина Т. А. Соотношения между оптическими и микрофизическими параметрами конденсационной изменчивости приземного аэрозоля . // Оптика атмосферы и океана. 2009. Т. 22. № 07. С. 629-634.
6. *Лактионов А.Г.* Равновесная гетерогенная конденсация. Л.: Гидрометеоиздат. 1988. 160 с.
7. Панченко М. В. Вертикальные профили комплексного показателя преломления аэрозоля в тропосфере западной Сибири DOI: [10.56820/OAOPA.2022.95.76.002](https://doi.org/10.56820/OAOPA.2022.95.76.002)
8. Шифрин К.С., Чаянова Э.А., Теория нефелометрического метода измерения прозрачности и структура атмосферного аэрозоля // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. -1967, т.3, №3, с.274-283.