

ОБЛАКА И АЭРОЗОЛЬ ВЫШЕ ТРОПОСФЕРЫ: ОПТИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ И НОВЕЙШАЯ ИСТОРИЯ

О. С. Угольников

Институт космических исследований РАН

В лекции рассказывается о твердых и жидких частицах, появляющихся в стратосфере и мезосфере Земли. Описываются существующие методы и результаты измерений микрофизических свойств аэрозольных частиц, оптические явления, которые они вызывают на небе. Показывается высокая эффективность измерений фона неба с помощью широкоугольных цветных и поляризационных камер для измерения размеров частиц. Особенный акцент делается на серебристые облака, появляющиеся в области глубокого летнего температурного минимума в верхней мезосфере Земли и отражающие процесс быстрого похолодания этого слоя в последние десятилетия.

CLOUDS AND AEROSOL ABOVE TROPOSPHERE: OPTICAL OBSERVATIONS. THE NEWEST HISTORY

O. S. Ugolnikov

Russian Space Research Institute

In this lecture the solid and liquid particles in stratosphere and mesosphere of the Earth are described. The methods of study of microphysical properties of particles and the optical phenomena that they cause in the sky are described. High effectiveness of sky background measurements by color and polarization all-sky cameras for size estimation is shown. The basic attention is paid to noctilucent clouds appearing in the layer of deep summer temperature minimum in upper mesosphere and reflecting the process of fast cooling of this layer during the recent decades.

История наблюдений

Высокие слои атмосферы в течение многих веков оставались «белым пятном», совершенно неизвестным ученым. Даже окружающее

космическое пространство, не говоря уже о нижних слоях атмосферы, имело более понятные свойства. Отправить хотя бы в стратосферу какой-либо прибор, способный изучить ее состав, было невозможно до первой половины XX в. Изучить высокие слои атмосферы удаленно (например, по взаимодействию среды с излучением) было затруднительно из-за значительно более сильного влияния плотных нижних слоев. Данная проблема могла быть решена в период сумерек, когда нижние слои атмосферы погружаются в тень Земли (см. обзор [1]). Приземные слои по-прежнему будут вносить вклад в яркость неба посредством многократного рассеяния, тем не менее именно в период сумерек оптические особенности высоких слоев (и, в частности, наличие там аэрозольных частиц) проявляются сильнее всего.

Мезосфера Земли, расположенная на высотах 50—90 км, остается труднодоступной для прямых измерений даже сейчас: в ней невозможны ни полеты аэростатов, ни движение искусственных спутников Земли. Прямые измерения носили лишь кратковременный характер и проводились с середины XX в. с борта геофизических ракет. До этого скудные данные о мезосфере удавалось получить на основе анализа полета метеорных тел. Высоты сгорания метеоров (60—100 км) были определены еще в конце XVIII в. Сам факт столь большой высоты указывал на то, что линейное уменьшение температуры с высотой, имеющее место у поверхности Земли, на каком-то уровне должно останавливаться и сменяться ее ростом. Однако до открытия озонового слоя в начале XX в. ничего не было точно известно о высотах, где этот рост начинается, и о причинах данного явления.

Еще более скудной была информация о возможности существования в высоких слоях атмосферы аэрозольных частиц. В разреженном воздухе уже при размере около нескольких микрометров частица должна достаточно быстро опускаться вниз. Увеличение температуры в стратосфере в сочетании с низким давлением делает невозможной кристаллизацию льда (исключение, как сейчас известно, может иметь место только в зимней полярной стратосфере при температурах ниже 190 К). Видимые облака располагались ниже самых высоких горных вершин. Более высокие слои воздуха долгое время считались абсолютно чистыми от аэрозоля.

Подобное мнение сохранялось почти до конца XIX в., пока не случилось событие, в корне перевернувшее все эти представления и, по сути, ставшее стартовой точкой всей науки об аэрозоле в высоких

слоях атмосферы. 23 августа 1883 г. началось извержение вулкана Кракатау между островами Суматра и Ява (Индонезия). 27 августа оно достигло максимума. Полная мощность извержения составила 200 млн т в тротиловом эквиваленте [2].

Выброшенные при извержении пепел и аэрозоль уменьшили прозрачность атмосферы к оптическому излучению Солнца и ослабили его поток на поверхности Земли. Результатом стало похолодание на нашей планете в среднем на 1.5 К в течение последующих лет. Это был уже не первый случай похолодания на Земле вследствие вулканических извержений. Достаточно вспомнить «годы без лета» на Руси в 1601—1603 гг., вызвавшие массовый голод и фактически положившие начало периоду Смутного времени. Вероятной причиной этого тяжелого для нашей страны события является извержение вулкана Уайнапутина в Южной Америке в феврале 1600 г. По своей мощности оно было сопоставимо с извержением Кракатау в 1883 г. Однако напрямую связать климатические изменения с активностью вулкана, да еще и столь отдаленного, в XVII в. еще не было возможности. В конце XIX в. эта связь была твердо установлена.

Через некоторое время после извержения в разных местах поверхности Земли стали наблюдаться оптические атмосферные явления, невидимые ранее. Обзор этих явлений приведен в книге [3]. Одно из таких явлений — аномально низкая яркость Луны во время полного затмения 4 октября 1884 г., которое было видно в Европе. В середине затмения Луна практически исчезла с неба Земли. На связь этой аномалии с вулканом обратил внимание Камилл Фламарион [4]. Тот факт что вулканические выбросы препятствовали распространению солнечного излучения через атмосферу Земли к Луне, указывал на значительную высоту выбросов (10 км и выше) и их глобальное распространение над всей поверхностью Земли.

Другие два явления были связаны с появлением в атмосфере качественно новых (по крайней мере, как считалось в то время) образований, и каждому из них была посвящена статья в уже существовавшем тогда журнале Nature. Оба новых объекта были видны в сумерки, когда Солнце подсвечивает слои атмосферы, начиная с определенной высоты. Эта высота определяется текущим положением Солнца под горизонтом и может быть легко вычислена.

Буквально вскоре после извержения резко изменился цвет вечерней и утренней зари, в нем значительно усилились красно-пурпурные оттенки [5]. Необычный цвет сохранялся в течение сумерек достаточно долго, из чего был сделан вывод, что атмосферная субстанция,

вызывающая это явление, располагается в широком слое со средней высотой более 20 км. Ряд исследователей объясняли окраску зари эффектами дифракции [6], однако более правильная интерпретация была дана позже [7] и состояла в покраснении света Солнца у горизонта при наблюдении из высоких слоев атмосферы, содержащих вулканическую пыль. Длительность периодов наблюдений эффекта пурпурных зорь и обширность зон их наблюдения указывали на то, что продукты вулканических выбросов быстро переносятся ветрами и надолго задерживаются в стратосфере. К примеру, выбросы Кракатау за 12 дней совершали полный оборот над экватором Земли. Явления пурпурных зорь наблюдались регулярно и в последующее время, усиливаясь после вулканических извержений [8].

Однако самое неожиданное оптическое явление случилось почти через два года после извержения Кракатау. Практически одновременно, начиная с 8 июня 1885 г., наблюдатели в нескольких странах — Германии, России, Чехии, Эстонии — заметили странные облака, которые светились в достаточно глубокие сумерки, вблизи местной полуночи. Вскоре статья о новом типе атмосферных объектов появилась в журнале Nature [9]. Это свечение в темные сумерки дало возможность легко определить высоту облаков, которая составляла от 80 до 85 км [10]. Существование облаков на такой высоте казалось невозможным, хотя понимание, что атмосфера доходит до этих высот, уже было, так как высоты сгорания метеоров были определены триангуляционным способом за век до появления серебристых облаков и были близки к ним по значению.

На возможную связь серебристых облаков с метеорами, как главными поставщиками пыли в верхнюю атмосферу, указывал факт появления облаков не только в поствулканическую эпоху. Нужно отметить, что наполнение мезосферы вулканическими выбросами возможно только при очень сильных извержениях, наподобие Кракатау в 1883 г. Тем не менее облака оставались видимыми в конце XIX и начале XX в., их яркость резко увеличилась в первые дни июля 1908 г., после падения Тунгусского метеорита. Аномально светлые ночи наблюдались в Европе и Азии от Англии до Центральной Сибири — места предполагаемого падения. Это требовало особого объяснения, которое было дано в рамках гипотезы о кометном происхождении Тунгусского метеорита. До столкновения с Землей он двигался под некоторым углом к радиусу-вектору, и частицы кометного хвоста выпадали в атмосферу над длинной полосой, в которой и регистрировались аномально светлые ночи.

После некоторого спада активности к середине XX в. частота появления серебристых облаков вновь стала увеличиваться, что особенно хорошо заметно по спутниковым наблюдениям [11]. В настоящее время на широтах, соответствующих средней полосе России, серебристые облака можно регулярно наблюдать июньскими и июльскими ночами. В северных районах нашей страны в это время ночи очень светлые, однако там серебристые облака часто бывают видны в августе. Все это относится и к вулканически спокойным периодам, и к эпохам умеренной метеорной активности. Очевидно, что действует какой-то вековой процесс, изменивший физические условия в мезосфере и сделавший условия для появления серебристых облаков более благоприятными.

Аналогичная ситуация имеет место с аэрозолем в стратосфере, который не исчезает в вулканически спокойные эпохи. Более того, содержание такого «фонового» аэрозоля в последние годы проявляет тенденцию к устойчивому росту [12]. Поиск причин этих трендов стало важной задачей физики атмосферы на рубеже тысячелетий. Проблема проявляет тесную связь с физикой и химией стратосферного и мезосферного аэрозоля, которые будут описаны в следующей главе.

Физика и химия аэрозольных частиц

Дискуссии относительно свойств и состава частиц серебристых облаков начались сразу же после их обнаружения. Тем не менее основная модель — ледяная — была окончательно подтверждена только на рубеже XX и XXI вв. в ходе работы спутника UARS (Upper Atmosphere Research Satellite [13]). Образование льда при низких давлениях (примерно 5×10^{-6} от давления на поверхности Земли) возможно только при очень низких температурах, что и вызывало сомнения в ледяной природе облаков в течение многих десятилетий. Измерения температур в верхней мезосфере стали возможны только во второй половине XX в., они показали наличие глубокого минимума вблизи мезопаузы. Примечательно, что наиболее низкие температуры фиксируются летом, а не зимой. Это связано с особенностями прохождения через атмосферу акустико-гравитационных волн и переноса воздуха. Летом в мезосфере высоких широт преобладают восходящие потоки, в которых воздух быстро охлаждается.

На рис. 1 показаны примеры вертикальных профилей давления насыщенного пара и парциального давления H_2O по измерениям на

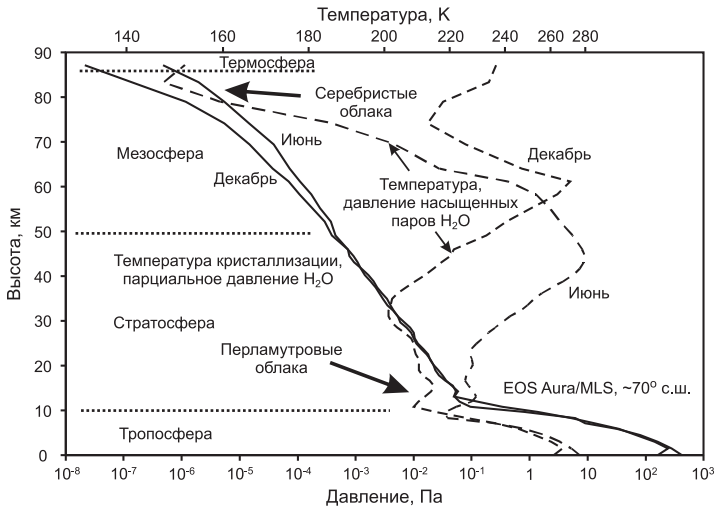


Рис. 1. Вертикальные профили температуры и парциального давления водяного пара в сравнении с предельными значениями для кристаллизации льда

спутнике EOS Aura [14] для зимы и лета на широте $70^\circ N$. Эти же профили можно интерпретировать как зависимости температуры и порога кристаллизации для частиц льда (верхняя горизонтальная ось на том же рисунке). Образование льда возможно, если температура ниже пороговой или, то же самое, парциальное давление больше давления насыщенного пара. По графикам видно, что такая ситуация достаточно стабильно реализуется в тропосфере, где и возникает большинство облаков. В более высоких слоях атмосферы подобная картина может иметь место только в узких слоях и в определенные сезоны года. Один из таких слоев — верхняя летняя мезосфера (80–90 км), где образуются серебристые облака.

Необходимость низких температур, как представляется в настоящее время, и является основной причиной молодости серебристых облаков и увеличивающейся частоты их наблюдения. Измерения последних десятилетий указывают на вероятность негативных температурных трендов в верхней мезосфере, особенно в высоких широтах летом [15, 16]. То есть до конца XIX в. на широтах, соответствующих Центральной Европе, мезосферная температура могла не опускаться до порога замерзания льда. Резкая зависимость условий возник-

новения серебристых облаков от температуры является причиной частого появления волновой структуры в картине облаков. Через мезосферу проходят акустико-гравитационные волны, и температура на гребне волны и между волнами может отличаться на десятки градусов.

Негативный температурный тренд в мезосфере заставляет задуматься о его причинах, в том числе антропогенных [17]. Интересно, что они могут быть общими с «глобальным потеплением» у поверхности Земли и состоять в увеличении содержания парниковых газов, прежде всего CO_2 [18, 19]. В мезосфере молекулы диоксида углерода сталкиваются с атомами кислорода и высвечивают энергию в виде инфракрасного излучения, тем самым уводя тепло из атмосферы.

Тем не менее нельзя говорить о том, что мезосферные облака не существовали до конца XIX в. Вероятнее всего, они имели меньшую область распространения, образуясь только в приполярных широтах, где температурный минимум наиболее глубокий. Эти облака оставались незамеченными не столько из-за малонаселенности приполярных районов Земли, сколько из-за полярного дня и белых ночей, совпадающих по времени с температурным минимумом. В XX в. спутниковые наблюдения [20] показали практически непрерывное наличие облаков вблизи полюса. Подобные облака, состоящие из малых частиц и незаметные визуально, принято называть полярными мезосферными облаками, а термин «серебристые» относится к облакам, доступным для непосредственных наблюдений с поверхности Земли.

Помимо низкой температуры для образования ледяной частицы в разреженной среде необходимо наличие ядер конденсации. В их качестве могут выступать гидратные ионы [21], а также частицы метеорного происхождения [22]. Короткий период наблюдений (июнь—июль) в средних широтах, не охватывающий периодов активности сильных метеорных потоков, не дает возможность проверить их корреляцию с появлением серебристых облаков, однако в более северных широтах, где облака наблюдаются и в августе, существует тенденция к усилению их активности после максимума Персеид (см. далее).

Сами метеорные частицы достаточно крупные, но при попадании в атмосферу Земли они дробятся на более мелкие и, в пределе, на микрочастицы «метеорного дыма» [23] размером всего в несколько нанометров. Они могут находиться вблизи мезопаузы (90 км) длительное время, собирая вокруг себя водяной лед. Увеличиваясь в размере и массе, частицы опускаются вниз. На высотах менее 80 км

температура уже превышает 150 К и лед быстро испаряется. Именно этим объясняется то, что серебристые облака видны несколько ниже слоя температурного минимума и диапазон наблюдаемых высот очень узок: способность частицы с размером менее длины волны рассеивать свет зависит от ее радиуса r как r^6 , и мы видим только самую крупную фракцию частиц (до 0.1 мкм). Это же делает измерение радиуса частиц важным для понимания свойств летней мезосферы высоких широт.

Другой слой атмосферы, где может возникнуть лед, как видно на рис. 1, — полярная стратосфера, только теперь уже зимняя. В большинстве случаев над зимним полюсом образуется устойчивый полярный стратосферный вихрь, препятствующий проникновению теплого воздуха из низких широт. Ледяные частицы образуют полярные стратосферные или перламутровые облака. Они наблюдаются достаточно редко, но, если это случается, представляют собой очень красивое зрелище. Частицы полярных стратосферных облаков значительно крупнее (до 1 мкм и более) и характеризуются сложным химическим составом. Помимо водяного льда они могут состоять из переохлажденного раствора серной и азотной кислот. В начале весны, при проникновении в стратосферу солнечного ультрафиолетового излучения, на поверхности частиц стратосферных облаков начинаются химические реакции, приводящие, в частности, к уничтожению молекул озона O_3 и появлению «озоновых дыр».

Над большей частью поверхности Земли, включая средние широты, полярные стратосферные облака образоваться практически не могут из-за слишком высокой температуры. Из этого можно сделать вывод, что стратосферный аэрозоль, создающий эффект «пурпурных зорь» и появляющийся после вулканических извержений, имеет иную природу. В середине XX в. начались прямые аэростатные измерения состава стратосферы, в ходе которых Юнге и соавторы [24] обнаружили аэрозольные частицы на высоте около 20 км, этот слой был назван слоем Юнге. Их химический состав был изучен спустя 10 лет [25]: частицы представляли собой концентрированный раствор серной кислоты H_2SO_4 , который может существовать во всем диапазоне температур, наблюдающемся в стратосфере.

Механизм образования стратосферного аэрозоля связан не с вулканическим пеплом, как это казалось ранее, а с выбросами сернистого газа SO_2 . В тропосферных условиях этот газ не вступает в активные химические реакции, поэтому слабые извержения вулканов, выбросы которых не достигают стратосферы, особо не сказываются на

оптических характеристиках воздуха вдали от самих вулканов. Ситуация кардинально меняется в стратосфере. Существующие в ней озон, свободные атомы кислорода и радикалы гидроксила OH через промежуточные продукты (SO_3 , HSO_3) превращают сернистый газ в серную кислоту, переходящую в жидкое состояние.

В 70-е гг. XX в. началось регулярное аэростатное зондирование стратосферного аэрозоля в штате Вайоминг (США) [26], продолжающееся до настоящего времени. За этот период произошло два мощных извержения вулканов (Эль-Чичон в 1982 г. и Пинатубо в 1991 г.), были и вулканически спокойные отрезки времени, когда стратосферный аэрозоль был в фоновом состоянии. Измерения показали, что фоновый и вулканический аэрозоль отличаются не только количеством, но и размером частиц, у вулканического аэрозоля он существенно больше (до 0.3—0.4 мкм против 0.1 мкм у фоновых частиц). Попадая в полярную стратосферу, частицы сульфатного аэрозоля могут становиться ядрами конденсации для полярных стратосферных облаков, которые, таким образом, также коррелируют с вулканической активностью.

Еще в XX в. было обращено внимание на постепенное увеличение содержания фонового аэрозоля, но в то время это могло быть связано с изменением качества и чувствительности измерительной аппаратуры. В XXI в. данный рост был уже надежно установлен [12], и он также может быть связан с антропогенной деятельностью, а именно с увеличением выбросов сернистого газа в атмосферу. Таким образом, как и в случае серебристых облаков, вопрос о наблюдении стратосферного аэрозоля имеет экологический аспект. Контроль за количеством и составом аэрозоля важен и вне периодов вулканической активности.

Измерение микрофизических параметров частиц

Основной проблемой изучения стратосферных и особенно мезосферных аэрозольных частиц является трудность контактных измерений с борта прибора, расположенного непосредственно в нужном атмосферном слое. Если в стратосферу еще можно отправить аэростат, то в мезосфере невозможны длительные полеты каких-либо аппаратов.

В такой ситуации основную функцию по изучению микрофизики аэрозоля могут взять на себя методы удаленного зондирования как с Земли, так и с борта ее искусственных спутников. В подавляющем

большинстве случаев зондирование происходит на оптической основе: аэрозольные частицы рассеивают свет Солнца или какого-либо другого (в том числе искусственного) источника света. Свойства рассеяния зависят от размера частиц и в случае сфер субмикронных и микронных радиусов описываются теорией Ми. Рассеянный свет в той или иной степени поляризован, поэтому измерения поляризации могут существенно уточнить данные о размерах частиц.

Спутниковый анализ может быть особенно эффективным, если он использует лимбовую схему измерений: аппарат находится сбоку от исследуемого слоя, и регистрируемое рассеянное (или поглощаемое) излучение распространяется по касательной к этому слою. Данный способ позволяет достичь хорошего разрешения по высоте, а также может усилить чувствительность за счет большой длины луча сквозь данный слой.

Суть спутниковых измерений размера частиц, как правило, сводится к измерению коэффициента рассеяния или поглощения единицы объема воздуха, содержащего аэрозоль, на разных длинах волн и сравнению полученных данных друг с другом. Если количество инструментальных цветовых полос не меньше трех, то можно поставить задачу восстановления распределения частиц по размерам. В случае стратосферного и мезосферного аэрозоля это распределение обычно считается логнормальным (нормальным по логарифму радиуса частицы):

$$f(r) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\zeta r} \exp \frac{-\ln^2(r/r_0)}{2\zeta^2}; \quad \zeta = \ln \sigma. \quad (1)$$

Здесь r_0 — среднелогарифмический радиус частицы (будем далее называть его просто средним), σ — ширина распределения, причем для монодисперсного распределения (все частицы одинаковые) $\sigma = 1$. Спутниковое зондирование стратосферного аэрозоля лимбовым методом проводится в ряде экспериментов, в том числе OSIRIS на шведско-канадском аппарате Odin [27], а изучение серебристых облаков проводилось в конце XX в. на спутнике SAGE II [28] и в начале XXI в. при помощи аппаратуры SCIAMACHY на европейском спутнике Envisat [29].

Похожая методика используется в лидарном зондировании, при котором область атмосферы освещается мощным вертикальным лазерным импульсом, после чего регистрируется обратный рассеянный сигнал. За счет очень высокого разрешения этого сигнала по времени удается достичь высотного разрешения, недостижимого для других

методов (существенно лучше 1 км). Данные о размерах частиц получаются на основе сравнения рассеянных сигналов в разных длинах волн. Метод использовался для анализа стратосферного аэрозоля [30]. Лидарный анализ систематически применялся для изучения серебристых облаков, обзор результатов приведен в [31]. Для решения ряда задач, в том числе для поиска несферичных частиц, эффективны кросс-поляризационные лидарные измерения, при которых лазер и приемник работают во взаимно перпендикулярных направлениях поляризации [32].

Лимбовая спутниковая и лидарная схемы измерений опираются на данные при одном угле рассеяния (180° для лидара и какое-то одно фиксированное значение, определяемое текущей геометрией, для спутника). Другие методы измерений связаны с одновременным анализом свойств рассеяния света под разными углами. Очевидно, при этом нужно делать предположение о пространственной однородности микрофизических свойств частиц. Подобная схема может быть реализована с помощью камер всего неба, фиксирующих фон рассеянного излучения. Для изучения стратосферы или мезосферы подобные измерения нужно производить в определенный период сумерек, когда исследуемый слой еще освещен Солнцем, а более низкие и плотные слои погружены в тень Земли. В этот момент аэрозоль будет проявлять себя наиболее заметно, изменяя интенсивность, спектральный состав и поляризацию фона неба. Необходимо отметить, что к началу XXI в. данные о поляризации света серебристых облаков имелись только для углов рассеяния, не превышающих 80° [33].

С 2011 г. в Чепелево (Московская область) начала работу поляризационная камера всего неба [34, 35]. Одной из ее задач было измерение температуры в мезосфере [36]. За время наблюдений в полосе с эффективной длиной волны 540 нм дважды были зафиксированы обширные поля серебристых облаков на углах рассеяния вплоть до 130° . Особого внимания заслуживают очень яркие облака вечером 5 июля 2015 г., покрывавшие большую часть неба. Метод выделения поля облаков на фоне сумеречного неба и определения его поляризации подробно описан в [37]. На рис. 2 показаны зависимости поляризации света, рассеянного серебристыми облаками, от угла рассеяния. Для сравнения приведена релеевская кривая, соответствующая малым частицам (менее 100 нм), она оказывается в хорошем согласии с измерениями.

Другой эффект, который может использоваться для определения размеров частиц серебристых облаков, — изменение их цвето-

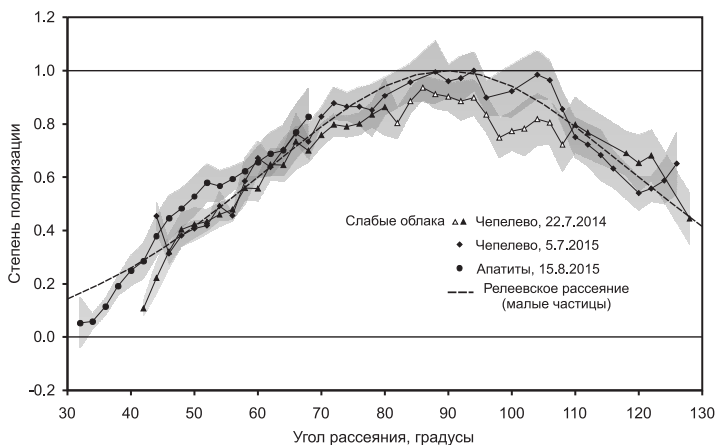


Рис. 2. Поляризация света, рассеянного частицами серебристых облаков, по данным наблюдений в сравнении с теоретической кривой для малых частиц

вых характеристик в зависимости от угла рассеяния. Для размеров ледяных частиц, характерных для серебристых облаков, теория Ми предсказывает практически одинаковые угловые распределения интенсивности рассеянного света для разных длин волн в оптическом диапазоне. Изменение цветового индекса рассеяния очень невелико и линейно по косинусу угла рассеяния [38], наклон определяется размером частиц. В области зари должно наблюдаться незначительное посинение облаков. При этом необходимо принимать в расчет все другие факторы, влияющие на цвет облаков (поглощение в полосах Шапюи озона, релеевское рассеяние и т. д.). Данный эффект был зарегистрирован по наблюдениям с трехцветной (RGB) камерой всего неба, установленной на станции Ловозеро в Мурманской области. На рис. 3 показана зависимость цветового индекса от угла рассеяния, на которой указанный эффект хорошо заметен. Интересно, что яркие и обширные серебристые облака наблюдались там в ночь с 12 на 13 августа 2016 г., менее чем через сутки после максимума метеорного потока Персеиды.

На рис. 4 показаны области возможных значений параметров логнормального распределения частиц серебристых облаков по размерам на основе поляризационного и цветового анализа в сравнении с результатами лидарного, ракетного и спутникового зондирования,

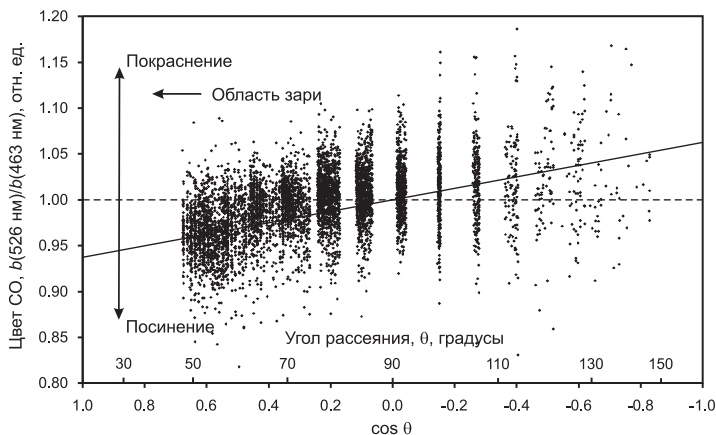


Рис. 3. Цветовой индекс серебристых облаков в альмукантарате с зенитным расстоянием 45° в зависимости от углового расстояния от Солнца (угла рассеяния)

приведенными в обзорах [31, 39]. Мы видим хорошее согласие результатов. Эффективный размер частицы (или ее размер в случае монодисперсного распределения с $\sigma = 1$) составляет около 55 нм, а средний размер при распределении с $\sigma = 1.4$, принимаемом в большинстве работ, примерно вдвое меньше, около 30 нм.

Аналогичная работа может производиться для стратосферного аэрозоля, в этом случае эффективными будут одновременные измерения цвета и поляризации (в каждой из длин волн). Разработанные для стратосферного аэрозоля методы (цветовой и поляризационный) [40] позволяют определить средний размер частиц в зависимости от высоты. На рис. 5 показаны профили для вечерних сумерек 27 марта 2016 г. в сравнении со спутниковым профилем эксперимента OSIRIS [27] на другую дату и пункт Земли. Профили достаточно похожи, на них заметен максимум на высоте около 22 км, соответствующий слою Юнге. Этот максимум менее выражен на сумеречных профилях, что связано с более низким высотным разрешением. При этом само распределение частиц по размерам очень близко к типичным значениям, полученным в ходе аэростатных измерений [26]: $r_0 = 0.09$ мкм, $\sigma = 1.6$.

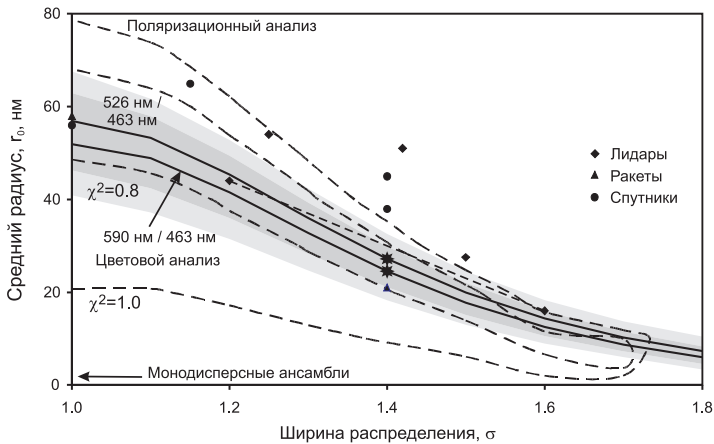


Рис. 4. Параметры логнормального распределения частиц серебристых облаков по размерам на основе поляризационного и цветового анализа (по двум парам длин волн)

Заключение

В данной работе были рассмотрены два класса частиц в земной атмосфере: ледяные частицы в верхней летней мезосфере, образующие серебристые облака, и сульфатные частицы в стратосфере. Эти частицы, хотя и имеют разную природу и области появления, связаны несколькими общими свойствами. Во-первых, они одновременно обратили на себя внимание наблюдателей вслед за извержением вулкана Кракатоу в 1883 г., хотя, бесспорно, они существовали в атмосфере и ранее. Во-вторых, в настоящее время, буквально в последние годы и десятилетия, оба типа объектов обнаруживают тенденцию к увеличению числа частиц и частоты появления, и в обоих случаях это может иметь антропогенные причины.

Как серебристые облака, так и стратосферный аэрозоль (сюда можно включить и полярные стратосферные облака) порождают красивые оптические явления, которые можно наблюдать невооруженным глазом в период сумерек. Столь заметное проявление на небе дает возможность проводить исследования физических особенностей аэрозольных частиц посредством цветовых и поляризационных камер всего неба. Будучи значительно более дешевыми и простыми в использовании, нежели лидары или космические аппара-

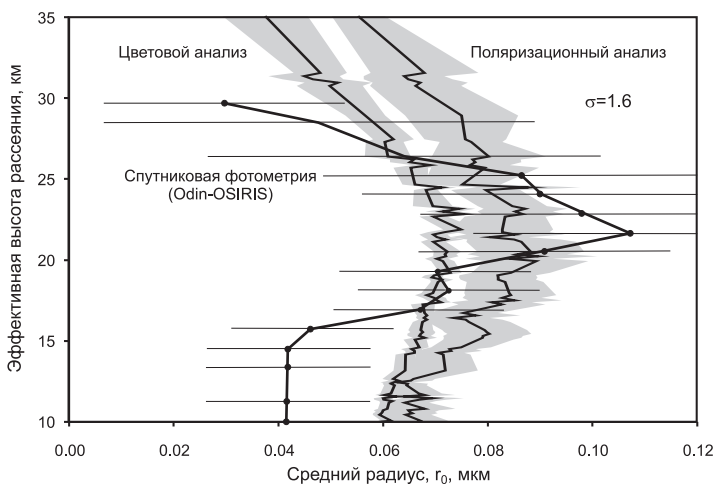


Рис. 5. Примеры вертикальных профилей среднего размера частиц по данным цветового и поляризационного анализа фона сумеречного неба в сравнении со спутниковыми измерениями

ты, эти приборы могут давать сопоставимую по точности информацию о микрофизике аэрозоля. Необходимо отметить, что в настоящее время большое количество цветных камер всего неба установлено в северных широтах для регулярного мониторинга полярных сияний; данные камеры можно также использовать как сеть аэрозольных измерений. Для этого время их работы нужно расширить в сумерки, включая светлые летние ночи.

Автор выражает благодарность И. А. Маслову (ИКИ РАН), Б. В. Козелову и А. В. Ролдугину (Полярный геофизический институт, г. Апатиты) за разработку приборов и сотрудничество в проведении экспериментальных исследований средней и верхней атмосферы. Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант 16-05-00170.

Библиографические ссылки

1. Розенберг Г. В. Сумерки. — М. : Физ.-мат. лит., 1963.
2. Self S., Rampino M. R. The 1883 eruption of Krakatau // Nature. — 1981. — Vol. 294. — P. 699.

3. *Symons G. J.* The Eruption of Krakatoa and Subsequent Phenomena (Report of the Krakatoa Committee of the Royal Society). — L., 1888.
4. *Flammarion C.* L'eclipse totale de lune du 4 Octobre // *L'Astronomie*. — 1884. — Vol. 3. — P. 401.
5. *Clark J. E.* The remarkable sunsets // *Nature*. — 1883. — Vol. 29. — P. 130.
6. *Russell F. A. R.* Proximate physical cause of the unusual twilight glows in 1883-4 // *The Eruption of Krakatoa, and Subsequent Phenomena*. — 1888. — P. 178.
7. *Gruner P., Kleinert H.* Die Dämmerungserscheinungen (Grand, Hamburg, Germany). — 1927. — P. 10.
8. *Lee R. L., Hernandez-Andres J.* Measuring and modeling twilight's purple light // *Applied Optics*. — 2003. — Vol. 42. — P. 445.
9. *Leslie R. C.* Sky Glows // *Nature*. — 1885. — Vol. 32. — P. 245.
10. *Jesse O.* Die Hohe der leuchtenden Nachtwolken // *Astron Nachr*. — 1896. — Vol. 140. — P. 161.
11. *DeLand M. T., Thomas G. E.* Updated PMC trends derived from SBUV data // *J. Geophys. Res.* — 2015. — Vol. 120. — P. 2140.
12. *Solomon S., Daniel J. S., Neely III R. R. et al.* The persistently variable "background" stratospheric aerosol layer and global climate change // *Science*. — 2011. — Vol. 333. — P. 866.
13. *Hervig M., Thompson R. E., McHugh M. et al.* First confirmation that water ice is the primary component of polar mesospheric clouds // *Geophys. Res. Lett.* — 2001. — Vol. 28. — P. 917.
14. *Schwartz M. J., Lambert A., Manney G. L. et al.* Validation of the Aura Microwave Limb Sounder temperature and geopotential height measurements // *J. Geophys. Res.* — 2008. — Vol. 113. — P. D15S11.
15. *Beig G., Keckhut P., Lowe R. P. et al.* Review of Mesospheric Temperature Trends // *Rev. Geophys.* — 2003. — Vol. 41. — P. 1015.
16. *Beig G.* Trends in the mesopause region temperature and our present understanding - an update // *Phys. Chem. Earth*. — 2006. — Vol. 31. — P. 3.
17. *Beig G.* Long-term trends in the temperature of the mesosphere/lower thermosphere region: 1. Anthropogenic influences // *J. Geophys. Res.* — 2011. — Vol. 116. — P. A00H11.
18. *Houghton J. T.* Absorption and emission by carbon dioxide in the mesosphere // *Quart. J. Royal Met. Soc.* — 1970. — Vol. 96. — P. 767.
19. *Roble R. G., Dickinson R. E.* How will changes in carbon dioxide and methane modify the mean structure of the mesosphere and thermosphere? // *Geophys. Res. Lett.* — 1989. — Vol. 16. — P. 1441.

20. *Donahue T. M., Guenther B.* The altitude of the scattering layer near the mesopause over the summer pole // *J. Atmos. Sci.* — 1973. — Vol. 30. — P. 515.
21. *Witt G.* The nature of noctilucent clouds // *Space Res.* — 1969. — Vol. 9. — P. 157.
22. *Rosinski J., Snow R. H.* Secondary particulate matter from meteor vapors // *J. Meteorol.* — 1961. — Vol. 18. — P. 736.
23. *Hunten D. M., Turco R. P., Toon O. B.* Smoke and dust particles of meteoric origin in the mesosphere and stratosphere // *J. Atmos. Sci.* — 1980. — Vol. 37. — P. 1342.
24. *Junge C. E., Changnon C. W., Manson J. E.* Stratospheric aerosols // *J. Meteorol.* — 1961. — Vol. 18. — P. 81.
25. *Rosen J. M.* The boiling point of stratospheric aerosols // *J. Appl. Meteorol.* — 1971. — Vol. 10. — P. 1044.
26. *Deshler T., Hervig M. E., Hofmann D. J. et al.* Thirty years of in situ stratospheric aerosol size distribution measurements from Laramie, Wyoming (41 N), using balloon-borne instruments // *J. Geophys. Res.* — 2003. — Vol. 108. — P. D54167.
27. *Bourassa A. E., Degenstein D. A., Llewellyn E. J.* Retrieval of stratospheric aerosol size information from OSIRIS limb scattered sunlight spectra // *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* — 2008. — Vol. 8. — P. 4001.
28. *Bingen C., Fussen D., Vanhellemont F.* A global climatology of stratospheric aerosol size distribution parameters derived from SAGE II data over the period 1984-2000: 1. Methodology and climatological observations // *J. Geophys. Res.* — 2004. — Vol. 109. — P. D06201.
29. *Savigny C. von, Burrows J. P.* Latitudinal variation of NLC particle radii derived from northern hemisphere SCIAMACHY / Envisat limb measurements // *Adv. Space Res.* — 2007. — Vol. 40. — P. 765.
30. *Jumelet J., Bekki S., David C., Keckhut P.* Statistical estimation of stratospheric particle size distribution by combining optical modelling and lidar scattering measurements // *Atmos. Chem. Phys.* — 2008. — Vol. 8. — P. 5435.
31. *Baumgarten G., Fiedler J., Rapp M.* On microphysical processes of noctilucent clouds (NLC): observations and modeling of mean and width of the particle size distribution // *Atmos. Chem. Phys.* — 2010. — Vol. 10. — P. 6661.
32. *Baumgarten G., Fricke K. H., Cossart G. von.* Investigation of the shape of noctilucent cloud particles by polarization lidar technique // *Geophys. Res. Lett.* — 2002. — Vol. 29. — P. 1.

33. *Tozer W. F., Beeson D. E.* Optical model of noctilucent clouds based on polarimetric measurements from two sounding rocket campaigns // *J. Geophys. Res.* — 1974. — Vol. 79. — P. 5607.
34. *Угольников О. С.* Атмосфера Земли: строение и оптика // *Физика космоса* : тр. 41-й Международ. студ. науч. конф., Екатеринбург, 30 янв. — 3 февр. 2012 г. — Екатеринбург : Изд-во Урал. ун-та, 2012. — С. 158.
35. *Угольников О. С.* Верхняя атмосфера: встреча Земли и космоса // *Физика космоса* : тр. 43-й Международ. студ. науч. конф., Екатеринбург, 3—7 февр. 2014 г. — Екатеринбург : Изд-во Урал. ун-та, 2014. — С. 112.
36. *Ugolnikov O. S., Maslov I. A.* Summer mesosphere temperature distribution from wide-angle polarization measurements of the twilight sky // *J. Atmos. Terr. Phys.* — 2013. — Vol. 105. — P. 8.
37. *Ugolnikov O. S., Maslov I. A., Kozelov B. V., Dlugach J. M.* Noctilucent cloud polarimetry: Twilight measurements in a wide range of scattering angles // *Plan. Space Sci.* — 2016. — Vol. 125. — P. 105.
38. *Ugolnikov O. S., Galkin A. A., Pilgaev S. V., Roldugin A. V.* Noctilucent cloud particle size determination based on multi-wavelength all-sky analysis // *Plan. Space Sci.* — 2017. — Vol. 146. — P. 10.
39. *Kokhanovsky A. A.* Microphysical and optical properties of noctilucent clouds // *Earth-Sci. Rev.* — 2005. — Vol. 71. — P. 127.
40. *Угольников О. С., Маслов И. А.* Исследования фонового стратосферного аэрозоля с помощью многоцветных широкоугольных измерений фона сумеречного неба // *Косм. исслед.* — 2018. — Т. 56.