

АТМОСФЕРА ЗЕМЛИ: СТРОЕНИЕ И ОПТИКА

В лекции рассказывается о строении, тепловом режиме и особенностях химического состава различных слоев атмосферы Земли. Отмечается сильное влияние малых газовых составляющих на физические свойства атмосферы, хотя относительное содержание этих газов исчисляется долями процента. Рассматриваются слои твердых и жидких частиц на различных высотах в атмосфере, механизм их формирования и наблюдательные проявления, а также оптические явления, происходящие в атмосфере.

The lecture describes the structure, thermal regime and chemical properties of the different layers of the Earth's atmosphere. The strong influence of minor gaseous components on the physical state of atmosphere is noticed, despite of low relative concentration of these gases (parts of percent). The solid and liquid particles layers, their formation and observational effects are also described. The atmospheric optical events are listed.

Введение

Эра астрономических исследований из космоса началась несколько десятилетий назад. Но и сейчас подавляющее большинство астрономических наблюдений проводится с поверхности нашей планеты Земли. Относится это не только к любительским телескопам, но и к исследованиям на передовом фронте астрономической науки. За последние десятилетия в строй было введено несколько наземных оптических телескопов с диаметром объектива от 5 до 10 метров, еще больше проектов находятся в стадии разработки.

Во время любых наземных астрономических наблюдений, будь то обычная зрительная труба или телескоп им. Кека, мы регистрируем излучение далеких объектов, которое пришло к нам на поверхность Земли сквозь газовую оболочку нашей планеты — атмосферу. Сама же атмосфера Земли очень сложна и во многом уникальна по сравнению с другими планетами Солнечной системы. Уникальность заключается не только в обилии кислорода, дающего нам возможность дышать. Наша газовая оболочка имеет сложный химический

состав, высотное строение, физические и оптические свойства. Что особенно важно — все эти свойства оптимальны для поддержания жизни на нашей планете, по крайней мере, если не подвергать атмосферу сильному физическому или химическому возмущению (как внешнему, так и внутреннему).

Естественно, атмосфера изменяет излучение далеких объектов, проходящее сквозь нее. Взаимодействие излучения с атмосферой включает в себя несколько разных процессов, и при проведении астрономических исследований ученые должны четко представлять, каким образом атмосфера влияет на вид небесных объектов и как правильно учесть это влияние.

Не менее важной задачей является выбор правильного места для строительства обсерваторий и проведения наблюдений. К этому пункту на Земле предъявляются серьезные требования — все атмосферные эффекты, влияющие на изображение небесных объектов, должны быть если не минимальными, то легко учитываемыми, предсказуемыми. Помимо этого, в пункте наблюдений часто должна быть ясная погода. Ведь облака — достаточно распространенные и элементарные атмосферные образования — сильнее всего влияют на условия астрономических наблюдений, зачастую делая их просто невозможными.

Все вышеперечисленное тесно связывает астрономическую науку с физикой и оптикой атмосферы Земли. Поэтому многие астрономы, особенно экспериментаторы, занимающиеся наблюдениями, являются хорошими специалистами в атмосферной оптике. С другой стороны, астрономическая наука на протяжении многих десятилетий способствовала развитию науки об атмосфере, особенно об ее верхних слоях. И сейчас одним из главных инструментов изучения физики атмосферы являются космические проекты. А когда мы говорим о наземных астрономических наблюдениях, мы не можем не учитывать свойства атмосферы, поэтому они должны быть хорошо известны любому астроному-экспериментатору.

Строение и состав атмосферы

Газовая оболочка нашей планеты достаточно обширна. Окутывая весь земной шар, она простирается от поверхности Земли до высот в несколько сотен километров. Большинство искусственных спутников Земли обращаются по своим орбитам в среде, существенно более плотной, чем окружающее межпланетное пространство, что приво-

дит к изменению орбит — постепенному снижению спутников и их последующему входу в плотные слои атмосферы.

Газовый состав атмосферы достаточно сложен и изменяется с высотой. 99.9% всей массы атмосферы составляют молекулярный азот (N_2 , около 78%), молекулярный кислород (O_2 , около 21%) и аргон (Ar , чуть менее 1%). И хотя все остальные примеси составляют лишь малые доли процента, влияние некоторых из них на физические условия на поверхности Земли оказывается очень сильным. Достаточно сказать, что если бы атмосфера состояла только из азота, кислорода и аргона, жизнь в ее современных формах на поверхности нашей планеты была бы невозможна: средняя температура была бы существенно ниже $0^\circ C$, а сама поверхность Земли подвергалась бы мощному потоку ультрафиолетовой радиации Солнца.

Столь необычная картина связана с тем, что все три основных газа атмосферы прозрачны как для видимых солнечных лучей, так и для теплового инфракрасного излучения Земли (молекулярный кислород имеет узкие полосы поглощения на границе видимого и инфракрасного диапазонов, но они не изменяют общей температурной картины). В реальной атмосфере вся переработка радиации и, тем самым, регулирование теплового баланса осуществляется другими газами — малыми газовыми примесями.

Состав малых газовых примесей и физические свойства атмосферы Земли на разных высотах сильно отличаются друг от друга. Почти 90% всей массы атмосферы сосредоточено в ее нижнем слое — тропосфере. Это самая знакомая нам часть атмосферы, среда нашего обитания. В качестве примесей в ней присутствуют инертные газы (не только аргон), углекислый газ, водяной пар и другие соединения. Доля водяного пара обычно составляет сотые доли процента, и, тем не менее, он играет ключевую роль во многих тропосферных процессах, в частности, формировании облачности и осадков. Именно содержание водяного пара является основным фактором, определяющим климат (и астроклимат).

Почему же малая атмосферная примесь, коей является водяной пар, оказывается столь важной в тропосфере? Все дело в том, что водяной пар — по сути единственная газовая составляющая, способная конденсироваться (превращаться в жидкость) в тех условиях, что господствуют в тропосфере. Как известно, вода характеризуется большим значением удельной теплоты парообразования $2.25 * 10^6$ Дж/кг, и при конденсации водяного пара выделяется значительное количество энергии. После ряда преобразований именно

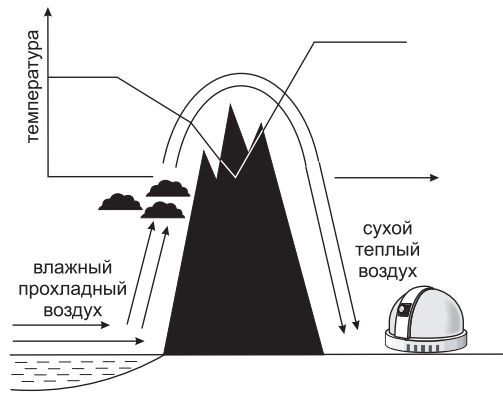


Рис. 1. Течение воздуха через горный массив

эта энергия приходит к нам в виде ураганов, гроз и других атмосферных катаклизмов. Водяной пар играет определяющую роль в тепловом балансе тропосферы — как приземных, так и более высоких ее слоев. Теплота парообразования также играет роль резервуара энергии, существенно снижающего температурные вариации на влажных территориях поверхности Земли и в нижней атмосфере.

Помимо этого, водяной пар вместе с рядом других малых газовых составляющих (тропосферным озоном O_3 и, прежде всего, углекислым газом CO_2) обладает широкими полосами поглощения в инфракрасной области спектра, уменьшая отток энергии от Земли и способствуя нагреву ее поверхности и нижних слоев атмосферы — в этом состоит суть парникового эффекта. Именно поэтому температура поверхности Земли существенно выше, чем в случае чистой азотно-кислородной атмосферы.

Температура тропосферного воздуха уменьшается с высотой в среднем на $6^\circ C$ на километр, при этом сухой воздух охлаждается с высотой еще быстрее — $10^\circ C$ на километр. Данная величина соответствует термодинамическим законам для газа в поле тяжести, лишённого собственных источников тепла (эта адиабатическая модель в целом справедлива для сухой прозрачной тропосферы). Вершины гор остаются заснеженными, даже когда у их подножия по-летнему тепло. А за бортом самолета, набравшего высоту около 10 км, обычное значение температуры составляет $-50^\circ C$.

Разница высотного температурного градиента для сухого и влаж-

ного воздуха может оказывать заметное влияние на климатические условия на поверхности. Примером тому может служить фен — ветер, огибающий горные массивы (см. рисунок 1). До встречи с горами воздух может быть влажным, но при подъеме вдоль склона влага конденсируется, образует облака и выделяет тепло, замедляя охлаждение воздуха. После обхода горного массива воздух, теперь уже сухой, быстро нагревается и при достижении поверхности оказывается значительно теплее, чем до подъема. Погода на этой территории будет теплой и ясной.

Уменьшение температуры с высотой позволяет атмосферному воздуху перемешиваться: теплые массы поднимаются вверх, холодные — опускаются вниз. За счет этого конвективного перемешивания химический состав тропосферного воздуха почти не изменяется с высотой. Уменьшается лишь содержание водяного пара — поднимаясь вверх, в более холодные области тропосферы, он конденсируется. Так в атмосфере образуются облака, прежде всего — в циклонах, областях пониженного приземного атмосферного давления. Воздушные массы перемещаются над поверхностью Земли от краев к центру циклона, а затем поднимаются вверх, образуя облачность. В антициклоне — области повышенного давления — ситуация обратная: сухие воздушные массы опускаются из верхних слоев тропосферы, и погода остается безоблачной.

Выше 10 км уменьшение температуры замедляется, а на высоте 15-17 км оно и вовсе останавливается. Тропосферные конвективные потоки не поднимаются выше этого слоя, который называется тропопаузой — верхней границей тропосферы. Далее начинается следующий слой нашей газовой оболочки — стратосфера. До высот порядка 30 км температура там не меняется с высотой и весьма мала: около -60°C , а зимой в полярных широтах — и того меньше. Иногда она там падает ниже -80°C , и тогда даже при низком стратосферном давлении возможно образование кристалликов льда. В этом случае мы наблюдаем перламутровые или полярные стратосферные облака на высотах 17-20 км. Они бывают видны в полярные сумерки, когда их подсвечивает зашедшее Солнце, и представляют очень красивое зрелище.

Основными химическими составляющими в стратосфере остаются молекулярный азот и кислород, но состав малых примесей существенно изменяется. Связано это, прежде всего, с тем, что до стратосферы доходит некоторое количество высокоэнергичного (рентгеновского) излучения Солнца. Под его действием небольшая часть

молекул кислорода начинает диссоциировать — распадаться на атомы кислорода, активные химические реагенты. Они вступают в ряд реакций, образуя малые газовые стратосферные примеси. Одна из самых важных реакций — соединение атома кислорода с молекулой кислорода при каталитическом участии третьей молекулы. Результатом этой реакции является молекула озона O_3 , важнейшего газа, необходимого для существования жизни на Земле. Именно озон задерживает губительное для нас ультрафиолетовое излучение Солнца, не пропуская его дальше в тропосферу и к поверхности Земли.

Общее содержание озона в атмосфере Земли не так уж и велико — если бы мы могли собрать его и перенести к поверхности Земли, то при нормальных условиях слой чистого озона имел бы толщину около 3 мм. В действительности озон распределен по всей стратосфере с максимумом концентрации на высоте около 25 км, являясь на всех высотах лишь малой примесью — порядка 0.001% по объему. Но полосы поглощения ультрафиолетового излучения у молекулы озона столь сильны, что такого количества оказывается достаточно, чтобы самое опасное излучение с длиной волны меньше 3000 Å не достигало поверхности нашей планеты. Более мягкий ультрафиолет (3000 – 3200 Å) приходит к нам существенно ослабленным.

Естественно, любые изменения содержания озона в атмосфере могут резко изменить поток ультрафиолетового излучения Солнца у поверхности Земли. И “озоновая дыра”, появившаяся над южным полушарием в последние десятилетия XX века, стала предметом серьезного беспокойства во всем мире. “Дыра” вполне могла иметь антропогенное происхождение — соединения азота и галогенов (хлора, брома), выбрасываемые в атмосферу, сохраняются в течение длительного времени, могут попасть в стратосферу, где будут уничтожать озон. Процесс этот весьма эффективный — один атом хлора в стратосфере может последовательно разрушить несколько миллионов молекул озона! Не последнюю роль в процессе уничтожения озона играют упомянутые выше полярные стратосферные облака — они имеют сложный химический состав, богатый соединениями хлора и азота, освобождаемыми в атмосферу под действием солнечного излучения. Поэтому холодные полярные стратосферные вихри, содержащие эти облака, часто совпадают с областями пониженного содержания озона.

Задерживая значительную долю солнечного ультрафиолета, озон существенно влияет на тепловой баланс в стратосфере, так как поглощаемая им энергия, в конце концов, превращается в тепло. В

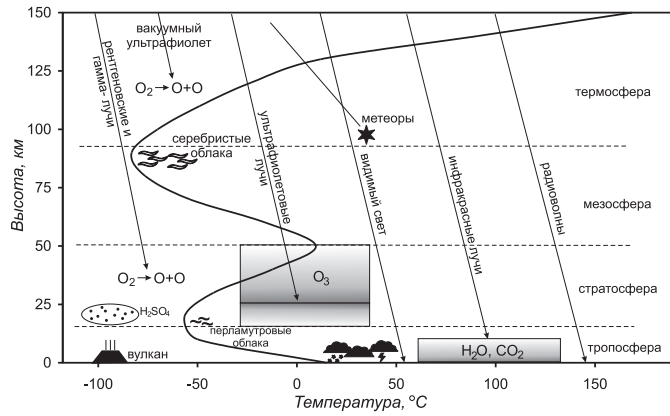


Рис. 2. Температура и прозрачность атмосферных слоев в различных диапазонах электромагнитного спектра

результате, как уже было сказано выше, охлаждение атмосферы с высотой останавливается, а выше 30 км температура начинает расти, увеличиваясь до $0^{\circ}C$ на высоте 50 км. Здесь мы можем видеть еще один замечательный пример того, сколь сильно может влиять на состояние атмосферы малая газовая примесь.

Выше 50 км озона становится мало, и атмосфера (как и в нижних слоях) оказывается прозрачной для ультрафиолетового излучения с длиной волны более 2400 \AA . Еще более энергичное УФ-излучение (“вакуумный ультрафиолет”) до указанных высот не доходит, так как поглощается выше молекулярным кислородом. Источник дополнительного нагрева газовой среды исчезает, и температура вновь начинает уменьшаться с высотой. Мы попали в следующий слой земной атмосферы, называемый мезосферой. Она простирается до высот порядка 90 км, и ее верхняя часть оказывается самым холодным слоем всей атмосферы: температура там может опускаться ниже $-90^{\circ}C$.

Самое интересное заключается в том, что наиболее холодной мезосфера оказывается в умеренных и полярных широтах в летние месяцы (май-июль в северном полушарии), несмотря на то, что в это время она освещена Солнцем круглые сутки. Разгадка столь странного поведения температуры верхней мезосферы заключается опять же в том, что она прозрачна для солнечного излучения, доходящего до этих высот, и практически не задерживает его. В этих условиях на первый план выходят другие факторы, определяющие тепловой

баланс мезосферы, прежде всего — перенос воздушных масс. Летом в умеренных широтах воздух поступает в верхнюю мезосферу из более низких слоев, при этом расширяясь и сильно выхолаживаясь.

Короткими летними ночами в средних широтах над светлым северным горизонтом иногда можно наблюдать белые кружева серебристых облаков — самых высоких в земной атмосфере. Они образуются в холодных летних мезосферных условиях на высотах 80-85 км. Солнце подсвечивает эти слои атмосферы даже в полночь, и серебристые облака представляют собой очень красивое явление. Вопрос о природе и составе столь высоких облаков долгое время оставался открытым и считался пограничным между геофизикой и астрономией. Даже сейчас эта область атмосферы остается несколько более трудной для исследований — ведь для самолетов и шар-зондов это слишком высоко, а для космических аппаратов — слишком низко.

Серебристые облака, состоящие из мельчайших кристалликов льда, более других объектов атмосферы заслуживают название “видимая пустота”. Их плотность очень мала, и сквозь них легко можно наблюдать звезды. Но из-за хорошей подсветки Солнцем они хорошо видны и часто выделяются на фоне летней ночной зари. Интересно, что серебристые облака не наблюдались на Земле до конца XIX века, впервые появившись только в 1885 году. Причиной их появления именно в это время вполне могло стать мощное извержение вулкана Кракатау за два года до этого и обильный выброс пыли вплоть до мезосферы (об этом извержении речь пойдет далее). Однако в вековом масштабе появление серебристых облаков связано с существенным похолоданием мезосферы, происходящим в течение всего периода ее изучения — немногим более 100 лет.

Выше 90 км начинается следующий слой атмосферы — термосфера. Он отличается от более низких слоев своим химическим составом. Энергичное ультрафиолетовое излучение Солнца доходит до этих слоев в достаточном количестве для того, чтобы на отдельные атомы разделилась заметная часть молекул кислорода, тем большая, чем выше мы находимся. Одновременно с процессом диссоциации идет другой процесс — ионизация, при котором от молекулы кислорода отрывается один электрон, а сама молекула превращается в ион O_2^+ . Ионизации подвергаются и молекулы азота N_2 , а вот их диссоциация идет слабо, так как она требует очень большой энергии кванта света. Значительная часть атмосферного азота переходит в атомарное состояние только на высотах 200 км и более.

Процессы ионизации и диссоциации молекул идут с поглощени-

ем энергии солнечного излучения. Только здесь, в термосфере, излучение перерабатывается в тепло не малой газовой примесью, а основными атмосферными составляющими. Температура среды быстро увеличивается с высотой, что и дало термосфере ее название. На высоте 300 км температура достигает уже $+700^{\circ}\text{C}$, однако здесь нужно оговориться, что верхние разреженные слои атмосферы не находятся в состоянии термодинамического равновесия, и речь идет о кинетической температуре, определяемой скоростями атомов и молекул. Если бы в термосферу можно было поместить обычный термометр, он бы показал значительно меньшие значения температуры, так как излучал в пространство энергию быстрее, чем получал ее от горячей, но разреженной среды.

Наличие в верхних слоях атмосферы заряженных частиц — ионов и электронов — сказывается на ее физических свойствах, в частности, на распространении радиоволн в этой среде. Часть атмосферы выше 80 км (верхняя мезосфера и термосфера) также называют ионосферой, которая, в свою очередь, разделяется на отдельные слои, характеризуемые своими значениями ионной и электронной плотности, химическим составом ионов.

Наконец, самым верхним слоем земной атмосферы является экзосфера. Она начинается на высоте 400-500 км и не имеет четкой верхней границы. Собственно, экзосфера — это уже не совсем атмосфера Земли, а область ее перехода в межпланетное пространство. Азот и кислород, уже в атомарном и частично ионизованном виде, уступают место ионизованному атомарному водороду и гелию. Эти частицы не являются “постоянной принадлежностью” атмосферы. Имея большие значения скорости, они могут покинуть окрестности Земли, вместо них в экзосферу поступают новые атомы водорода и гелия. Источником атомов водорода являются его соединения в нижней атмосфере, прежде всего, метан CH_4 . Под действием солнечного ультрафиолета его молекулы распадаются, освобождая атомы водорода. Будучи легкими и быстрыми частицами, атомы водорода поднимаются в верхние слои атмосферы. Похожим образом ведут себя и атомы гелия, образующиеся в результате распада радиоактивных элементов в земной коре и в атмосфере (газ радон). Ядра водорода и гелия также входят в состав солнечного ветра, постоянно вторгающегося в верхнюю атмосферу Земли. Естественно, состояние экзосферы, как и межпланетной среды, зависит от внешних факторов, в первую очередь, от солнечной активности.

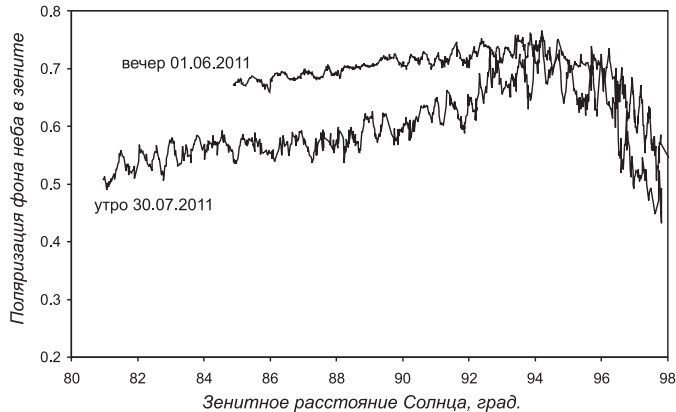


Рис. 3. Поляризация фона сумеречного неба в зените в зависимости от зенитного расстояния Солнца вечером 1 июня (чистая тропосфера) и утром 30 июля (замутненная тропосфера) 2011 года, Подмосковье, длина волны 5400 Å

Твердые и жидкие частицы в атмосфере

Газовая оболочка нашей планеты состоит, вообще говоря, не только из газа. В плотной газовой среде могут быть взвешены твердые и жидкие частицы. Они оказывают существенное влияние как на физические характеристики атмосферы, так и на ее оптическое состояние, важное с точки зрения проведения астрономических наблюдений. С самым ярким проявлением этого эффекта — облаками — мы знакомы с детства. Выше уже говорилось об отдельных типах облаков, в частности, перламутровых и серебристых облаках, которые возникают в областях температурного минимума в достаточно высоких слоях атмосферы. Большинство облаков возникают на меньших высотах, в тропосфере. Ниже всего образуются кучевые и слоистые облака. Кучевые облака могут развиваться в кучево-дождевые и грозовые облака. Они занимают более широкий диапазон высот. За счет конвективного переноса они могут подойти к тропопаузе. Далее они растягиваются в горизонтальном направлении, образуя характерный вид “наковальни”. В верхней части тропосферы располагаются перистые облака, также называемые циррусами.

Атмосфера содержит взвешенные частицы (атмосферные аэрозоли) и при ясной погоде. Они различаются по своим свойствам,

составу и высотам. В приземных слоях и нижней тропосфере можно наблюдать большое количество пылевого аэрозоля. Особенно сильно он проявляет себя в пустынных территориях. Частицы, поднимаемые с поверхности Земли, далее переносятся ветром на значительные расстояния. Аэрозоль присутствует в тропосфере практически постоянно. Одним из его наблюдательных проявлений служит уменьшение поляризации фона неба в зените при восходе Солнца над горизонтом, когда его лучи начинают хорошо освещать тропосферу (см. рисунок 3). Фон неба представлен рассеянным излучением Солнца, а поляризация аэрозольного рассеяния существенно меньше поляризации молекулярного (релеевского) рассеяния, что и вызывает наблюдаемый эффект.

У поверхности Земли могут образовываться капельки воды летом или кристаллики льда зимой. В этом случае мы сталкиваемся с явлением летнего или зимнего тумана. Тот же самый туман, но на некоторой высоте над поверхностью Земли, образует неплотные слоистые облака. Сквозь них могут быть видны Солнце и Луна, лунной ночью можно наблюдать красивые оптические явления, которые будут описаны далее.

Атмосферный аэрозоль может иметь антропогенное происхождение, и с этим мы, к сожалению, сталкиваемся все чаще, особенно вблизи крупных городов. Промышленные выбросы содержат сажу, капельки растворов разнообразных веществ, которые надолго задерживаются в тропосфере.

Одним из главных источников атмосферного аэрозоля в широком диапазоне высот являются извержения вулканов. Наиболее мощные из этих явлений приводят к глобальному увеличению содержания аэрозоля на период в несколько лет. Последний раз это наблюдалось в 90-е годы XX века после извержения вулкана Пинатубо в июне 1991 года. Вулканическое загрязнение атмосферы идет двумя путями. В тропосферу выбрасывается большое количество пыли и пепла, которое достигает высот в несколько километров и далее разносится ветрами над обширными территориями.

Второй сценарий загрязнения атмосферы связан с газовыми продуктами вулканических извержений, прежде всего с двуокисью серы SO_2 . В тропосферных условиях этот газ химически стабилен. Однако во время сильных извержений он может пройти сквозь тропопаузу и оказаться в стратосфере, содержащей активные химические компоненты — атомарный кислород, озон, гидроксил OH . В ходе химических реакций они окисляют диоксид серы, превращая его в серную

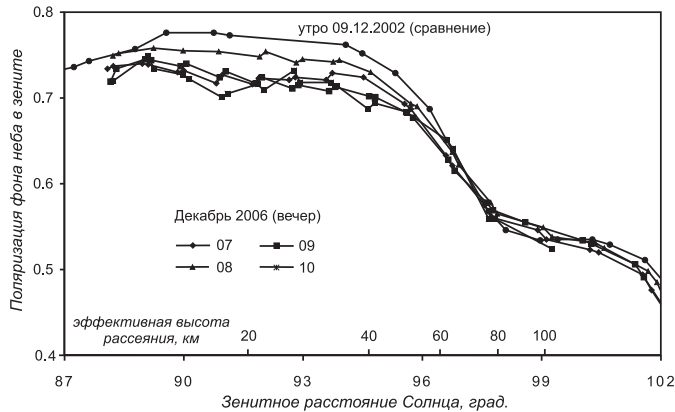


Рис. 4. Поляризация фона сумеречного неба в зените в зависимости от зенитного расстояния Солнца и эффективной высоты рассеяния в декабре 2002 и 2006 годов, Крым, длина волны 5250 Å

кислоту H_2SO_4 . Это вещество может конденсироваться в стратосферных условиях, образуя частицы сульфатного аэрозоля, аналогично атмосфере Венеры, хотя и с меньшей плотностью. Подобный сценарий — основной механизм появления аэрозоля в обычно чистой (за исключением полярных областей) стратосфере. Быстрые стратосферные ветры разносят диоксид серы и сульфатный аэрозоль над значительной частью поверхности Земли.

Появление стратосферного аэрозоля также может быть зарегистрировано на основе поляризационных измерений фона сумеречного неба вблизи зенита. Теперь оно будет наблюдаться после захода Солнца, при его погружении под горизонт на $1-4^\circ$. В это время тропосфера освещена солнечными лучами слабо (в том числе за счет их сильного ослабления в плотных слоях), и основная доля фона неба формируется в стратосфере. Аэрозоль в этом слое также вызывает уменьшение поляризации фона неба, как это видно на примере измерений в декабре 2006 года, через 2 месяца после извержения вулкана Рабаул в Новой Гвинее (рисунок 4).

Однако, стратосфера — еще не предел по высоте для появления частиц аэрозоля. Мы уже говорили о серебристых облаках, появляющихся на высотах порядка 80-90 км. На этих же высотах происходит торможение метеорных тел, вторгающихся из межпланетного пространства. Мелкие частицы с размером порядка 1 мкм заполняют



Рис. 5. Поляризация однократно рассеянной компоненты фона сумеречного неба в солнечном вертикале (зенитное расстояние 55°) в зависимости от эффективной высоты рассеяния летом 2011 года, Подмосковье, длина волны 5400 \AA

плоскость Солнечной системы, рассеивая излучение Солнца и образуя зодиакальный свет. При встрече с Землей они задерживаются в мезосфере, не разрушаясь. Наличие пылевого слоя на высотах более 70 км вновь может быть обнаружено на основе поляризационных наблюдений фона сумеречного неба (рисунок 5), только в данном случае необходимы измерения в разных точках солнечного вертикала и корректная процедура учета многократного рассеяния света в нижних слоях атмосферы.

В атмосферу Земли попадают и более крупные тела. Сгорая там, они образуют явление метеоров. Если в состав метеорного тела входят тяжелые и тугоплавкие вещества (прежде всего, соединения металлов), то при его разрушении они могут образовать вторичную метеорную пыль на основе окисей этих металлов. Приток метеорного вещества в мезосферу усиливается после максимумов больших метеорных потоков. За время порядка нескольких дней или недель частицы постепенно опускаются в стратосферу.

Есть указания на связь серебристых облаков с мезосферной пылью, в том числе космического происхождения. Механизм этой связи понятен: частицы метеорной пыли могут играть роль ядер конденсации для образования серебристых облаков в разреженных метеорных условиях. В пользу этого механизма говорит и явление аномаль-

но светлых ночей, наблюдавшееся в России и Европе после падения Тунгусского метеорита утром 30 июня 1908 года. Если Тунгусский метеорит был небольшой кометой, а подтверждений этому немало, то вместе с ним в атмосферу должно было вторгнуться множество микрочастиц, составлявших хвост этой кометы и резко изменивших оптические характеристики мезосферы на последующие дни. Заметим, что светлые ночи наблюдались в Европе, располагавшейся в задней полусфере Земли по отношению к метеориту в момент его падения. Это указывает на сравнительно большие размеры пылевого хвоста и длительный процесс выпадения пыли в мезосферу.

Ко всему сказанному необходимо добавить, что наблюдения метеоров были основой изучения верхних слоев атмосферы в течение большей части XX века, до начала космической эпохи. Физические параметры этих слоев восстанавливались на основе измерений скорости, интенсивности возгорания метеорных тел. Часто это удавалось сделать с хорошими результатами: к началу эпохи освоения космоса распределение температуры и плотности в верхних слоях атмосферы уже было известно. Это — хороший пример того, что не только атмосферная наука важна для развития астрономии, но и наоборот — астрономические методы оказываются эффективными для решения задач физики атмосферы.

Оптические явления в атмосфере

Как мы убедились, атмосфера нашей планеты — сложная многокомпонентная система. Естественно, оптические эффекты, создаваемые атмосферой, тоже сложны и многообразны. Столь же сложным будет влияние атмосферы на изображения небесных объектов, которые мы рассматриваем сквозь нашу газовую оболочку. В этом влиянии можно выделить две основные составляющие, оговорившись, что одно редко наблюдается без другого. Это изменение направления распространения излучения и изменение его интенсивности. Мы не говорим отдельно об изменении спектра излучения, так как оно есть следствие зависимости первых двух процессов от длины волны.

Направление излучения, проходящего через атмосферу, изменяется, так как сама атмосфера состоит из слоев с разной плотностью и коэффициентом преломления, то есть напоминает сложную линзу. Если свет звезды попадает в атмосферу под некоторым углом к вертикали, то по ходу движения к поверхности Земли этот угол будет уменьшаться. В результате наблюдатель увидит эту звезду над гори-

зонтом несколько выше ее истинного положения. Явление получило название атмосферной рефракции (от англ. refraction — преломление). На большой высоте над горизонтом величина рефракции пропорциональна тангенсу зенитного расстояния, а коэффициент пропорциональности близок к одной угловой минуте. Так, для звезды, расположенной в 60° над горизонтом, величина рефракции составит $34''$.

При приближении к горизонту картина становится сложнее, на нее начинает влиять сферичность Земли и окутывающей ее атмосферы. Сама же величина рефракции достаточно быстро возрастает, достигая у горизонта $35'$ (это значение зависит от температуры и атмосферного давления). Это чуть больше видимых размеров Солнца и Луны. То есть, наблюдатель видит весь диск Солнца в тот момент, когда он еще не должен был показаться из-за горизонта.

В это же время, на восходе или заходе Солнца, могут быть заметны более тонкие эффекты, связанные с атмосферной рефракцией. В частности, можно заметить, что величина рефракции сильно зависит от высоты над горизонтом, верхний край солнечного диска приподнимается несколько слабее, чем нижний, и диск кажется сплюснутым. Значительно труднее заметить эффект, порожденный зависимостью величины рефракции от длины волны: коротковолновое (синее) излучение преломляется чуть-чуть сильнее длинноволнового. Благодаря этому при хорошей погоде и открытом горизонте (например, над морем) иногда можно увидеть, что последний луч красного заходящего Солнца окрашен в зеленые тона, что и дало явлению название “зеленый луч”.

Казалось бы, луч должен быть не зеленым, а синим, так как синие лучи подвержены рефракции еще сильнее. Но здесь нужно принять в расчет еще один атмосферный эффект, который влияет уже на интенсивность проходящего излучения. Это эффект ослабления (поглощения) света. Оно может происходить вследствие рассеяния и истинного поглощения. Основная рассеивающая среда в атмосфере — газовая (молекулярная). Свойства молекулярного рассеяния таковы, что оно усиливается обратно пропорционально четвертой степени длины волны, то есть синие лучи рассеиваются значительно сильнее красных. Это и дает ясному дневному небу насыщенный голубой цвет. Но по этой же причине синие лучи не могут напрямую пройти через большую толщу атмосферы, и Солнце (как и Луна, и другие светила) по мере приближения к горизонту окрашивается в красный цвет. А на заходе Солнца мы не можем наблюдать “синий

луч” по причине полного блокирования коротковолнового излучения атмосферой.

Однако молекулярное рассеяние — далеко не единственный процесс ослабления света в земной атмосфере. Если бы наша газовая оболочка состояла из чистого воздуха, ослабление в зените в желтой области спектра составляло бы всего 0.1^m . В реальности оно редко бывает меньше 0.2^m , а чаще, даже при стабильной ясной погоде, еще больше. Причина состоит в атмосферном аэрозоле, речь о котором шла выше. Свойства аэрозольного рассеяния отличаются от рассеяния молекулярного, и в существенной степени зависят от самих аэрозольных частиц. Аэрозольное рассеяние не обладает сильным цветовым избытком — синие лучи рассеиваются сильнее красных, но разница не столь велика. Поэтому не очень чистое небо (с дымкой, легкими облаками) теряет свой голубой оттенок, а ясное небо в пустынях из-за пыли практически всегда имеет беловатый цвет.

Еще одна отличительная особенность аэрозольного рассеяния — распределение интенсивности рассеянного света. Если воздушная среда рассеивает излучение почти одинаково во все стороны, то аэрозольные частицы имеют большой избыток рассеяния “вперед”, под малым углом к направлению падающего излучения. Это приводит к появлению ярких беловато-желтых ореолов вокруг Солнца и Луны. Отражение света от поверхностей капель и кристаллов приводит к избыточному рассеянию под определенными углами. Это является основой таких красивых явлений во влажной атмосфере, как радуга (там угол максимального рассеяния зависит от длины волны), круги вокруг Луны и световые “кольца”.

Главная трудность для астрономических наблюдений, связанная с аэрозольным рассеянием — его непрерывная изменчивость в пространстве и времени, неопределенность в его свойствах. Все это создает трудности при вычислении атмосферного ослабления в разных длинах волн, необходимого для фотометрии небесных светил — измерения интенсивности их излучения.

Комбинация атмосферной рефракции и ослабления объясняет устрашающий темно-красный цвет Луны во время полных лунных затмений. Благодаря явлению рефракции солнечные лучи как бы огибают Землю и попадают в область ее геометрической тени, освещая Луну и не давая ей “исчезнуть” с нашего неба. В то же время эти лучи, проходя большой путь сквозь атмосферу, существенно ослабляются, особенно в сине-зеленой области спектра. Яркость Луны в тени Земли, особенно в ее центральной области, резко уменьшается

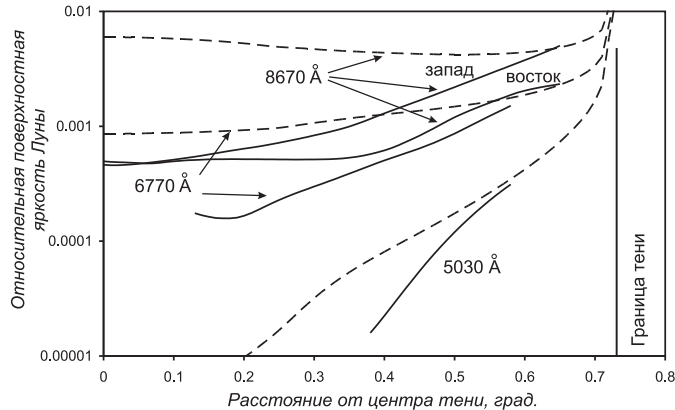


Рис. 6. Яркость поверхности Луны в тени Земли в зависимости от углового расстояния от центра тени во время затмения 15 июня 2011 года для трех длин волн. Сплошные линии — наблюдения, пунктирные линии — газовая модель атмосферы

в коротковолновой области спектра, что можно видеть на рисунке 6, основанном на измерениях во время полного лунного затмения 15 июня 2011 года. Луна приобретает красный цвет, аналогичный заходящему Солнцу и красной вечерней заре на Земле. И хотя данные явления и имеют сходную природу, подчас непредсказуемое сознание людей совершенно по-разному их воспринимало: красный закат Солнца и зари был неотъемлемой частью многих романтических сюжетов, а вот затмившаяся Луна ассоциировалась с кровью, бедствиями и войнами.

Аэрозольное ослабление также существенно сказывалось на лунных затмениях, делая их вид разным и подчас непредсказуемым. Бывало, происходили затмения, при которых Луна столь ярко светила в небе, что случайные очевидцы отказывались признать сам факт затмения. Напротив, иногда Луна во время затмений становилась практически невидимой. Свидетелями такого темного затмения стали жители Европы 4 октября 1884 года. Среди них был и французский астроном Камиль Фламарион, который указал на связь “темноты” затмения с ужасающим по своей мощи извержением вулкана Кракатау в Индонезии годом раньше, в августе 1883 года. Еще через год, в 1885 году, на Земле впервые наблюдались серебристые облака. Так была наглядно показана основная роль вулканических

извержений в глобальном аэрозольном загрязнении атмосферы на несколько последующих лет. Темные лунные затмения наблюдались и после крупных извержений вулканов в XX веке.

Однако, не все излучение, задерживаемое атмосферной средой, рассеивается в ней. Идет также процесс истинного поглощения, при котором энергия кванта света переходит в другие формы, в том числе и в тепло — с этим эффектом мы уже сталкивались, когда рассматривали механизмы нагрева стратосферы и термосферы. В основе эффектов лежал процесс поглощения солнечного ультрафиолета атмосферным озоном и кислородом соответственно. Каждый из атмосферных газов характеризуется своим набором спектральных интервалов, где он сильнее или слабее поглощает свет. Видимая область электромагнитного спектра — одна из немногих, более или менее свободных от сильных полос поглощения атмосферных газов (слабые полосы там, конечно, есть). Благодаря этому наши глаза видят Солнце и другие небесные светила, и мы можем проводить астрономические наблюдения, хотя и сталкиваемся с проблемами вроде атмосферного аэрозоля.

Ультрафиолетовый диапазон спектра с длинами волн меньше 3000 Å надежно перекрыт полосами поглощения озона, кислорода и азота. Процессы ионизации и диссоциации молекул задерживают и более коротковолновое рентгеновское и гамма-излучение небесных объектов, которое доходит лишь до стратосферы. Полосы поглощения в изобилии присутствуют и с другой стороны от видимого диапазона. Уже на его границе с инфракрасным диапазоном есть области поглощения кислорода O_2 , далее начинаются мощные полосы поглощения водяного пара H_2O . На еще больших длинах волн наблюдаются полосы поглощения озона O_3 и углекислого газа CO_2 , создающие “парниковый эффект”, о котором говорилось ранее.

Атмосферный озон вообще является примером того, как один и тот же газ в разных слоях атмосферы играет противоположные роли для человека. Стратосферный озон — необходимый для нашей жизни надежный щит от солнечного ультрафиолета. А вот в тропосфере, где озона в последнее время стало больше из-за деятельности человека, это — парниковый и, к тому же, ядовитый газ, вредный для нашего здоровья.

Лишь на длине волны около 1 мм атмосфера вновь становится прозрачной для излучения. Далее мы переходим в радиодиапазон. Для большей его части помехи, вносимые атмосферой, минимальные среди всего электромагнитного спектра. Поэтому радиоастро-

номия стала второй частью наземной наблюдательной астрономии, наряду с оптической. Быстрое развитие радиоастрономии с середины XX века привело к прорыву во всей науке о Вселенной. Радиокно прозрачности атмосферы достаточно обширно, и только волны с длиной более 10 метров не доходят до поверхности нашей планеты — они отражаются ионосферой Земли.

Мы видим, что атмосфера скрывает от нас вид Вселенной в большей части электромагнитного спектра, сильно ограничивая объем информации, которую могут получить астрономы. Неудивительно, что выход в космическое пространство, сделавший астрономию всеволновой, ознаменовал начало новой эры в ее истории. Новая эра началась и в самой науке об атмосфере, так как значительная доля ее исследований сейчас также проводится из космоса. Хочется надеяться, что развитие атмосферной науки и расширение возможностей наблюдений поможет сохранить эту уникальную систему, все многообразие которой позволяет живым организмам существовать на Земле.

Автор работы выражает благодарность И. А. Маслову и С. А. Короткому, совместно с которыми проводились поляризационные измерения фона сумеречного неба и фотометрия лунных затмений.