

ся к решению интегродифференциального уравнения переноса излучения.

В случае прохождения через атмосферу высокоинтенсивного оптич. излучения (напр., лазерного) могут возникать разл. рода нелинейные атмосферно-оптич. явления (пробой, насыщение ослабления, просветление среды, тепловая самофокусировка лучей и др.). Исследования такого рода эффектов входят в задачи *нелинейной оптики*.

Актуальная задача А. о. — эксперим. исследование оптич. характеристик атмосферы на разных высотах, в разл. участках спектра и разл. геогеофиз. условиях. Для этого проводятся как наземные измерения, так и измерения с летат. аппаратов. Наземные измерения призваны исследовать гл. обр. оптич. характеристики приземного слоя. В то же время развит ряд методов (проекторные, лазерные, сумеречные), позволяющий производить с земной поверхности оптич. зондирование и более высоких слоёв атмосферы. Однако в этих случаях возникают большие сложности методич. характера по освобождению получаемой информации от влияния нижних (значительно более плотных) слоёв атмосферы. От этих недостатков свободны аэродатные, ракетные и спутниковые методы исследований. Но здесь возникают свои трудности, связанные с высотной привязкой результатов наблюдений, с определением ориентации оптич. осей аппаратуры при наблюдениях, с решением обратных задач (особенно при спутниковых измерениях).

Важную роль в понимании закономерностей формирования климата, погоды и для целого ряда отраслей нар. х-ва имеют регулярные измерения потоков прямой и рассеянной солнечной радиации, осуществляемые в сети актинометрич. станций как в СССР, так и за рубежом.

Лит.: Пясковская-Фесенкова Е. В., Исследование рассеяния снега в земной атмосфере, М., 1957; Холст Г., Рассеяние света малыми частицами, пер. с англ., М., 1961; Розенберг Г. В., Сумерки, М., 1963; Кондратьев К. Я., Актинометрия, Л., 1965; Зуев В. Е., Распространение видимых и инфракрасных волн в атмосфере, М., 1970; Метод Монте-Карло в атмосферной оптике, Новосибир., 1976; Мак-Картни Э., Оптика атмосферы, пер. с англ., М., 1979.

В. А. Смеркалов.

АТМОСФЕРНОЕ ЭЛЕКТРИЧЕСТВО — 1) совокупность электрич. явлений и процессов в атмосфере. 2) Раздел геофизики, изучающий электрич. явления и процессы

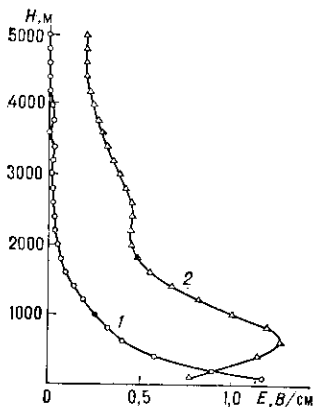


Рис. 1. Ход напряженности электрического поля E с высотой H в зонах «хорошей» погоды: 1 — в чистой атмосфере (океан, арктические районы и т. д.); 2 — над континентами.

нарушенной погоды (районах гроз, пыльных бурь, осадков и др.).

Исследования в зонах «хорошей» погоды показали, что у поверхности Земли существует стационарное электрич. поле напряженностью E , в ср. равной ок. 130 В/м. Земля при этом имеет отрицат. заряд ок.

$-3 \cdot 10^5$ Кл, а атмосфера в целом заряжена положительно. E имеет наиб. значения в средних широтах, а к полюсам и экватору убывает. С высотой E уменьшается и на высоте 10 км не превышает неск. В/м. Только вблизи поверхности Земли в слое перемешивания толщиной 300—3000 м, где скапливаются аэрозоли, E может с высотой возрастать. Выше слоя перемешивания E убывает с высотой по экспоненц. закону (рис. 1). Разность потенциалов между Землей и ионосферой составляет 200—250 кВ. E меняется также во времени: наряду с локальными суточными и годовыми вариациями E отмечаются синхронные для всех пунктов суточные (рис. 2, кривые 1 и 2) и годовые вариации E — т. н.

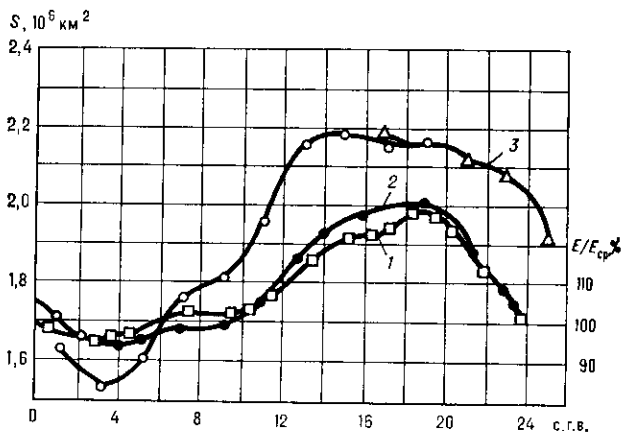


Рис. 2. Суточный ход унитарной вариации напряженности по среднему Гринвическому времени (с. г. в.) электрического поля над океанами (1), в полярных областях (2) и суточный ход площади, занятой грозами (3).

унитарные вариации, к-рые связаны с изменением электрич. заряда Земли в целом, тогда как локальные — с изменениями величины и распределения по высоте объёмных электрич. зарядов в атмосфере в данном районе.

Электропроводность атмосферы. Электрич. состояние атмосферы в значит. степени определяется её электропроводностью λ , к-рая очень мала [у поверхности Земли в ср. $\lambda = (2-3) \cdot 10^{-14}$ 1/Ом·м]. В слое перемешивания λ незначительно увеличивается с высотой, а выше растёт примерно по экспоненциальному закону, достигая на высоте 10 км значения $\lambda \approx 30 \cdot 10^{-14}$ 1/Ом·м. λ создается ионами и равна $\sum_i e n_i u_i$, где e — элементарный заряд, n_i — концентрация ионов с подвижностью u_i . Осн. вклад в λ вносят лёгкие ионы с $u > 10^{-5}$ м²/с·В [у поверхности Земли $u = (1-2) \times 10^{-4}$ м²/с·В]. Средние ионы с $u \approx 10^{-5} - 10^{-7}$ м²/с·В и тяжёлые с $u < 10^{-7}$ м²/с·В, образующиеся обычно при захвате лёгких ионов тяжёлыми частицами, на величину λ заметно не влияют. Концентрация лёгких ионов возрастает с увеличением интенсивности ионизации q и уменьшается с увеличением концентрации частиц в атмосфере N . Измерения λ или (n) концентрации ионов позволяют определить ничтожные кол-ва аэрозольных примесей в атмосфере.

Осн. ионизаторами атмосферы являются: 1) космич. лучи, действующие во всей толще атмосферы; 2) излучение радиоакт. веществ, находящихся в земле и воздухе; ионизирующее действие первой компоненты круто падает с высотой, вторая действует до высоты в неск. км; 3) УФ- и корпускулярное излучение Солнца, ионизирующее действие к-рого проявляется на высотах более 50—60 км. У поверхности земли, не покрытой снегом, в ср. $q \approx 20$ ион/см³, на высоте 10 км $q \approx 10$ ион/см³; с высоты в неск. десятков км q растёт. С др. стороны, N убывает с высотой, причём в слое перемешивания скорость убывания мала. Комбинация обоих факторов в сочетании с увеличением подвижности ионов