

А.С. Гинзбург

### МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ ДАЛЬНОСТЬ ВИДИМОСТИ ПРИ БОЛЬШИХ АЭРОЗОЛЬНЫХ ВЫБРОСАХ

Показано, что при наличии в нижних слоях атмосферы больших количеств сильно поглощающего аэрозоля метеорологическая дальность видимости (МДВ) зависит не только от количества аэрозоля на линии визирования, но и от вертикальной мощности слоя, так как при этом освещенность в нижней части слоя может уменьшаться настолько, что заметно возрастает значение порогового контраста. Эта зависимость при известных оптических свойствах аэрозоля и значении МДВ позволяет оценить мощность аэрозольного выброса.

При оценке метеорологической дальности видимости в дневных условиях обычно не учитывается уменьшение освещенности за счет ослабления солнечного света атмосферным аэрозолем. Это вполне естественно, поскольку даже в плотных туманах с МДВ  $\approx 50$  м освещенность подстилающей поверхности уменьшается не более чем в 10 раз, а порог чувствительности глаза, как известно, при этом практически не меняется [1–7]. Другая ситуация возникает при мощных выбросах сильно поглощающего аэрозоля, характеризующихся вертикальной оптической толщиной  $\tau \gg 1$  и вероятностью выживания кванта  $\omega \leq 0,9$  ( $\tau = (\alpha + \sigma) \cdot h$ ;  $\omega = \sigma / (\alpha + \sigma)$ , где  $h$  — геометрическая толщина слоя,  $\sigma$  и  $\alpha$  — объемные коэффициенты рассеяния и поглощения для данного типа аэрозоля). При этом количество приходящего к поверхности Земли суммарного солнечного излучения  $F_{\Sigma}$  и соответственно освещенность  $J$  этой поверхности по сравнению с наличием облачности или тумана уменьшается при тех же оптических толщинах уже не на порядок, а в сотни и тысячи раз. Порог чувствительности человеческого глаза, практически не меняющийся при освещенности  $J > 1$  лк, при освещенности меньше 1 лк начинает быстро возрастать. Это делает стандартную методику оценки замутненности атмосферы по метеорологической дальности видимости в данных условиях неприменимой.

Напомним основные соотношения. Метеорологической дальностью видимости  $s$  называется дальность видимости абсолютно черного экрана на фоне неба у горизонта

$$s = \frac{1}{\varepsilon} \cdot \ln \frac{1}{k}. \quad (1)$$

Здесь  $\varepsilon = \alpha + \sigma$  — объемный коэффициент ослабления света на трассе визирования, а  $k$  — величина порогового контраста, воспринимаемого глазом. При росте замутненности атмосферы черный экран перестает быть виден при  $k = 0,01–0,02$  — порог исчезновения, а при увеличении прозрачности порог обнаружения  $k$  равен 0,03 [1, 2, 4, 6]. При неизвестном заранее местоположении и типе объекта порог узнавания может достигать значений  $k = 0,05–0,07$  [4, 7]. Как уже отмечалось, в обычных дневных условиях значение  $k$  практически не зависит от условий освещения и (1) может быть записано в виде

$$s = \tau^* / \varepsilon. \quad (2)$$

В зависимости от выбранного типа порогового контраста величина  $\tau^* = -\ln k$  колеблется от 3,0 до 4,0 и при обычно используемом значении  $k = 0,02$  равна 3,9 [4,7]. Это значение  $\tau^*$  характеризует минимальную горизонтальную оптическую толщину  $\tau^* = \varepsilon \cdot s$ , при достижении которой экран перестает быть виден, он может быть вновь обнаружен при уменьшении  $\tau^*$  до  $\approx 3$ .

Достаточно подробно изучена зависимость порога чувствительности глаза при уменьшении освещенности для уверенного 50%-го обнаружения фиксированного объекта при длительном наблюдении в лабораторных условиях [1, 5, 8]. Эти значения  $k$  приведены на рис. 1 для объектов с угловыми размерами менее  $6^\circ$  и более ярких, чем фон. Естественно, что они оказываются значительно ниже значений  $k$  для черного диска в реальных природных условиях, также приведенных на рис. 1 по данным [1, 8], которые наглядно показывают переход от дневного к ночному (сумеречному) зрению при освещенности  $J < 0,1$  лк. Зависимость  $\lg k$  от  $\lg J$  при дневном освещении практически отсутствует, при освещенности, соответствующей заходу Солнца в пасмурный день ( $J$  около 10 лк), порог начинает возрастать, причем  $\lg k$  возрастает примерно экспоненциально с убыванием  $\lg J$ . При  $\lg J \approx -2,75$  эта зависимость имеет излом и дальнейший рост  $\lg k$  замедляется. Очевидно, при такой освещенности ( $J \approx 10^{-1}$  лк) осуществляется переход к полностью сумеречному зрению. Оба участка зависимости  $\lg k$  от  $\lg J$  удобно аппроксимировать выражением вида

$$\lg k = b_1 + b_2 \cdot \exp[-b_3(\lg J + 2,75)], \quad (3)$$

где  $b_1 + b_2 = -1,15$ , что соответствует  $\lg k$  при  $\lg J = -2,75$ . Для полностью сумеречного зрения в случае более яркого объекта  $b_1 = -2,25$ ,  $b_2 = 1,1$ , значение  $b_3$  зависит от времени наблюдения и составляет  $0,25-0,3$ . В области  $\lg J > -2,75$  значение  $b_1 = \lg k$  при дневной освещенности, а сумма  $b_1$  и  $b_2$  сохраняется. В этой области  $b_1$ ,  $b_2$  и  $b_3$  зависят от времени наблюдения и равны соответственно  $-2,20$ ;  $1,01$  и  $-0,30$  при кратковременном наблюдении и  $-2,55$ ;  $1,10$  и  $-0,70$  при неограниченном времени наблюдения.

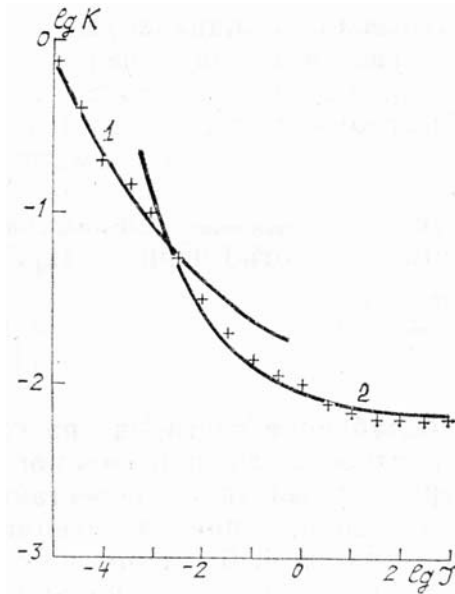


Рис. 1. Порог чувствительности глаза по данным [8] и аппроксимационные кривые для сумеречного (1) и дневного (2) освещения

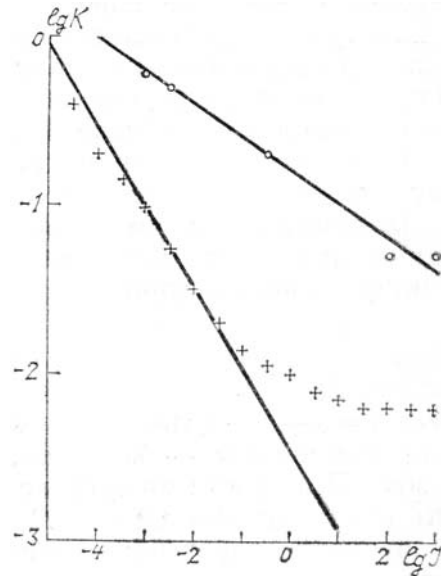


Рис. 2. Порог чувствительности глаза по данным [8] (1) и [7] (2) для лабораторных и природных условий соответственно и аппроксимационные прямые в сумеречной области

В наиболее важном для дальнейших приложений диапазоне освещенности  $J < 1$  лк можно использовать линейную зависимость  $\lg k$  от  $\lg J$

$$\lg k = c_1 + c_2 \cdot \lg J, \quad (4)$$

где для данных [8]  $c_1 \approx -2,4 \dots -2,5$ , а  $c_2$  в зависимости от длительности наблюдения меняется от  $-0,4$  до  $-0,5$ , а для данных [7]  $c_1 = -0,8$  и  $c_2 = -0,2$ . Первая пара коэффициентов применима в интервале освещенности от  $10^{-5}$  до  $10^{-1}$  лк для лабораторных условий наблюдения, а вторая — для оценки МДВ в реальных условиях в интервале освещенности от  $10^{-4}$  до  $10^3$  лк (рис. 2). Отметим, что при  $J = 10^3$  лк вторая аппроксимация дает значение  $k = 0,02$ , что соответствует стандартному порогу чувствительности глаз при дневном освещении. Эта аппроксимация и будет использоваться в дальнейшем.

Освещенность земной поверхности —  $J$  (в лк) определяется количеством доходящей до поверхности суммарной (прямой и рассеянной) солнечной радиации —  $F_\Sigma$  (Вт/м<sup>2</sup>). Согласно [7]  $J$  и  $F_\Sigma$  связаны простым эмпирическим соотношением

$$J \approx 10 \cdot F_\Sigma. \quad (5)$$

В свою очередь  $F_\Sigma$  определяется выражением вида

$$F_\Sigma = I \cdot \mu_0 \cdot T(\tau, \mu_0), \quad (6)$$

где  $I = 650$  Вт/м<sup>2</sup> — солнечная постоянная в интервале видимого света;  $\mu_0$  — косинус зенитного угла Солнца;  $T(\tau, \mu_0)$  — общее пропускание атмосферного слоя. В случае больших оптических толщин для оценки величины пропускания можно использовать выражения асимптотической теории переноса излучения (см., например, [9]), а при наличии сильного поглощения ( $\omega < 0,9$ ) выражения, предложенные в [10], для расчета потока суммарного излучения на нижней границе слоя сильно поглощающего аэрозоля. Для  $\tau \gg 1$  и  $\omega < 0,9$  оба подхода дают

$$T(\tau, \mu_0) = K(\mu_0) \cdot \exp(-r(\mu_0) \cdot \tau). \quad (7)$$

В асимптотической теории  $K(\mu_0)$  — функция потемнения к краю [9], [9], а  $r(\mu_0) = \sqrt{3(I - g\omega)(1 - \omega)}$ . В выражении для  $T(\tau, \mu_0)$ , полученном в [11],  $K(\mu_0) = 1$ , а

$$r(\mu_0) = (1 - \omega \sqrt{g})/\mu_0. \quad (8)$$

Предположим теперь, что прилегающий к земной поверхности слой атмосферы высотой  $h$  равномерно заполнен поглощающим солнечное излучение аэрозолем с известными оптическими свойствами: объемным коэффициентом ослабления, вероятностью выживания кванта и средним косинусом рассеяния. Используя совместно соотношения (2), (4) и (7), можно определить  $s$  у поверхности по известному значению  $h$ , или, напротив, определить вертикальную мощность аэрозольного слоя по измеренному у поверхности земли значению  $s$ . Если известен не объемный, а массовый коэффициент аэрозольного ослабления  $\epsilon_m$ , то эти соотношения при заданной МДВ определяют не геометрическую толщину слоя, а массу аэрозоля  $m$  в вертикальном столбе.

Рассмотрим зависимость объемного коэффициента ослабления и массы аэрозоля в вертикальном столбе замутненного слоя от значения МДВ на его нижней границе. Подставляя последовательно (8) в (7), (7) в (6), (6) в (5), (5) в (4) и (4) в (1), получаем соотношение между вертикальной оптической толщиной слоя

$$\tau = \epsilon \cdot h = \epsilon_m \cdot m \quad (9)$$

и МДВ в его нижней части. Приведенные выше аппроксимации (4) и (7) выбраны таким образом, чтобы получить простую зависимость  $\epsilon$  от  $s$

$$\epsilon = \tau_*/(ah + s), \quad (10)$$

в которой коэффициент  $a$  характеризует относительную роль ослабления излучения на вертикальном и горизонтальном направлениях.

Применим теперь полученные соотношения для оценки коэффициента ослабления и массы аэрозоля при сильном задымлении нижних слоев атмосферы в результате массовых природных или антропогенных пожаров [10, 12, 13]. Оптические свойства дыма в значительной мере зависят от содержания в его частицах элементарного углерода (сажи) —  $f$ . Во многих работах [12, 13] используется простая зависимость массового коэффициента ослабления и вероятности выживания кванта в элементарном объеме дыма. При построении этой зависимости предполагается, что коэффициент рассеяния не зависит от содержания сажи в частицах дыма и равен ( $\sigma_m = 3,5 \text{ м}^2/\text{г}$ , а коэффициент поглощения пропорционален  $f$  и равен  $a_m = 10f$ ). В итоге

$$\epsilon_m = 3,5 + 10f \quad (11)$$

и

$$\omega_m = 3,5/\epsilon_m. \quad (12)$$

Светлому лесному дыму соответствует со  $\omega \approx 0,9$  и  $f \approx 0,05$ , а чисто сажевым частицам  $f = 1$  и  $\omega \approx 0,25$ . На рис. 3 представлена зависимость  $\epsilon$  от МДВ для однородных слоев дыма толщиной  $h = 2$  км при разном содержании сажи в частицах, прямая соответствует формуле (2). Там же приведены соответствующие значения массы аэрозоля в единичном столбе, определяемые по формуле

$$m = \epsilon h/\epsilon_m. \quad (13)$$

Рис. 3 показывает, что в достаточно чистой атмосфере  $\epsilon$  и МДВ связаны формулой Кошмидера (2). По мере того как  $s$  становится меньше, возрастает роль уменьшения освещенности, а когда  $s \ll ah$ , то коэффициент ослабления и масса аэрозоля уже не зависят от значения МДВ. Естественно, что с ростом  $h$  убывает коэффициент ослабления, необходимый для наличия данной (малой) МДВ. Однако масса аэрозоля в слое при этом остается той же. Для иллюстрации этого факта на рис. 4 показана зависимость  $\epsilon$  и  $m$  от  $s$  для случая  $f = 0,35$  и  $\omega = 0,7$  при различных значениях  $h$ . Отметим, что такие параметры соответствуют смеси древесного и городского дыма [12–18]. Рис. 4 наглядно показывает, что  $\epsilon$  и  $m$  по-разному ведут себя в прозрачной и сильно задымленной атмосфере, в частности, демонстрирует независимость  $m$  от  $s$  при малых значениях МДВ. Максимальные значения  $\epsilon$  и  $m$  при минимальных имеющих смысл значениях  $s \approx 1$  м приведены в таблице для  $h = 2$  км и различных типов дымов.

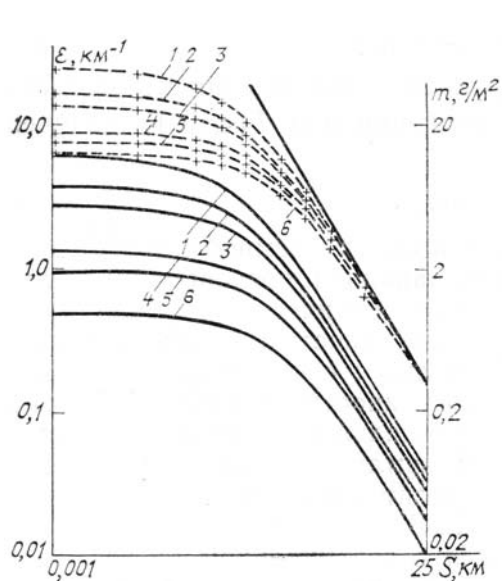


Рис. 3. Объемный коэффициент ослабления  $\epsilon$  ( $\text{км}^{-1}$ ) — штриховые, и масса дыма в единичном столбе однородного двухкилометрового слоя  $m$  ( $\text{г}/\text{м}^2$ ) — сплошные линии, в зависимости от МДВ  $s$  при различном содержании элементарного углерода —  $f$ : 0,05 (1), 0,1 (2), 0,15 (3), 0,35 (4), 0,5 (5) и 1,0 (6); прямая — формула Кошмидера

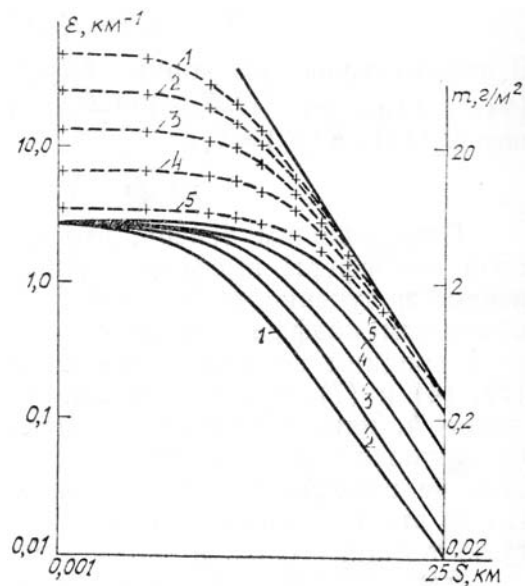


Рис. 4. То же, что на рис. 3, при  $f = 0,15$  и различных высотах верхней границы слоя  $h$ : 0,5 (1), 1,0 (2), 2,0 (3), 4,0 (4) и 8,0 (5) км

Доля элементарного углерода в частицах дыма  $f$ , альbedo однократного рассеяния  $\omega$ , объемный коэффициент ослабления  $\epsilon$  в  $\text{км}^{-1}$  и соответствующая масса дыма в вертикальном столбе однородного двухкилометрового слоя  $m$  в  $\text{г}/\text{м}^2$

$f$	0,05	0,1	0,15	0,35	0,5	1,0
$\omega$	0,875	0,778	0,700	0,500	0,412	0,259
$\epsilon$	24,4	16,9	13,6	9,0	7,8	6,4
$m$	12,2	7,5	5,4	2,6	1,8	0,95

Применим полученные результаты к оценке выхода дыма при грандиозных лесных пожарах в Сибири летом 1915 г. В результате сильнейшего задымления резко ухудшилась видимость. По данным [19, 20] на площади 2,8 млн.  $\text{км}^2$  дальность видимости не превышала 100 м, на 2,2 млн.  $\text{км}^2$  она составляла от 100 до 25 м, а на 1,8 млн.  $\text{км}^2$  — от 25 до 4 м. Примем для каждой категории задымленности соответствующее значение МДВ  $s_1 = 100$  м,  $s_2 = \sqrt{100 \cdot 25} = 50$  м и  $s_3 = \sqrt{25 \cdot 4} = 10$  м. Для светлого лесного дыма получим  $m_1 = 8$ ,  $m_2 = 9,5$  и  $m_3 = 12$   $\text{г}/\text{м}^2$ , что дает около 60 Тг дыма (1Тг =  $10^{12}$ г). Очевидно, не все наблюдения проводились одновременно, поэтому полученную оценку надо рассматривать как верхнюю границу возможного выброса дыма во время сибирских лесных пожаров летом 1915 г. [21–23]. При столь мощных пожарах содержание элементарного углерода в частицах дыма может быть значительно больше, чем 0,05. При  $f \approx 0,1$  и  $\omega = 0,8$  оценка выхода дыма уменьшается примерно до 40 Тг, а при  $\omega \approx 0,7$ , что соответствует горению сухой древесины в лабораторных условиях [15, 16], выход дыма не превышает 30 Тг.

Нижнюю границу общей массы дыма можно получить по общей площади пожаров 140 тыс.  $\text{км}^2$  [19, 20]. С такой площади, по данным [12], при лесных пожарах образуется 17 Тг дыма. Однако в [19, 20] отмечается, что в 1915 г. на этой площади полностью сгорела половина леса или 1,6 млрд.  $\text{м}^3$  сосновой древесины. При плотности древесины 0,5  $\text{т}/\text{м}^3$  и массовом выходе дыма 3% [21] получаем 24 Тг. Величину около 20 Тг, очевидно, надо считать оценкой снизу, поскольку при таком расчете не учитывается горение лесного опада и подстилки, а также дым от менее крупных пожаров.

Таким образом, различные оценки выхода дыма при гигантских пожарах дают сопоставимые результаты. Предложенную в данной работе методику оценки массы мощных аэрозольных выбросов можно применять не только для дыма, но и для других типов поглощающего аэрозоля.

1. Middleton W. E. K. *Vision through the atmosphere*. Toronto: Univ. Press. 1952. 250 p.
2. Шаронов В. В. *Свет и цвет*. М.: Физматгиз, 1961. 312 с.
3. Болдырев Н. Г., Бартенева О. Д. // *Труды ГГО*. 1961. Вып. 118. С. 3–17.
4. Гаврилов В. А. *Видимость в атмосфере*. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 324 с.
5. Мак-Картни Э. // *Оптика атмосферы*. М.: Мир. 1979. 452 с.
6. Ковалев В. А. *Видимость в атмосфере и ее определение*. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 216 с.
7. Матвеев Л. Т. *Курс общей метеорологии. Физика атмосферы*. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 752 с.
8. Blackwell H. R. // *J. Opt. Soc. Amer.* 1946. V. 36. № 11. P. 624–643.
9. Минин И. И. *Теория переноса излучения в атмосферах планет*. М.: Наука, 1988. 264 с.
10. Golitsyn G. S., Ginzburg A. S. // *Tellus*. 1985. V. 37B. № 3. P. 173–181.
11. Гинзбург А. С., Соколик И. Н. // *Изв. АН СССР. ФАО*. (в печати).
12. Crutzen P. J., Galbally I. E., Bruhl C. // *Climatic Change*. 1984. V. 6. № 3. P. 323–364.
13. *The effects on the atmosphere of a major nuclear exchange*. National Research Council. Washington: Nat. Academy Press. 1985. 193 p.
14. Patterson E. M., McMahon C. K., Ward D. E. // *Geophys. Res. Lett.* 1986. V. 13. P. 129–132.
15. Голицын Г. С., Шукуров А. Х., Гинзбург А. С., Сутугин А. Г., Андропова А. В. // *Изв. АН СССР. ФАО*. 1988. Т. 24. № 3. С. 227–234.
16. Андропова А. В., Костина Е. М., Кутов А. С., Минашкин В. М., Пирогов С. М., Обвинцев Ю. И., Сутугин А. Г. // *Изв. АН СССР. ФАО*. 1988. Т. 24. № 3. С. 235–243.
17. Аникин П. П., Шукуров А. Х. // *Изв. АН СССР. ФАО*. 1988. Т. 24. № 3. С. 244–249.
18. Соколик И. Н. // *Изв. АН СССР. ФАО*. 1988. Т. 24. № 3. С. 274–279.
19. Шостакович В. Б. *Лесные пожары в Сибири в 1915 г.* // *Изв. Восточно-Сибирского отд. Российского географич. общества*. 1924. Т. 47. С. 1–9.
20. Shostakovitch V. B. // *J. Forestry*. 1925. V. 23. P. 365–369.
21. Гинзбург А. С., Голицын Г. С. // *Докл. на II Всес. конференции ученых по проблемам мира и предотвращения ядерной войны*. Москва, 26–29 мая 1986 г. 10 с.
22. Seitz R. // *Nature*. 1986. V. 323. P. 116–117.
23. Вельтишев Н. Н., Гинзбург А. С., Голицын Г. С. // *Изв. АН СССР. ФАО*. 1988. Т. 24. № 3. С. 296–305.

Институт физики атмосферы  
АН СССР, Москва

Поступила в редакцию  
6 января 1989 г.

#### A. S. Ginzburg. **Meteorological Visual Range in the Presence of Heavy Aerosol Effluents.**

It is shown in this paper that meteorological visual range in the lower layers of the atmosphere overloaded with large amounts of light absorbing aerosols does depend not only on the amount of aerosol along the viewing direction but also on the vertical thickness of the aerosol layer. This is caused by strong decrease of illuminance below the aerosol layer that can lead to a sufficient increase of the threshold contrast. Such a relation between the contrast and aerosol layer parameters could provide for assessment of the aerosol emission power, the optical properties of aerosol and visual range being known.