

Просуммированные по всей толщине атмосферы объемные показатели ослабления

$$\tau_{\lambda} = \int_0^{\infty} k_{\lambda}(z) dz \quad (2.15)$$

носят название *оптической толщины атмосферы*. Получены следующие значения оптических толщин, обусловленных молекулярным ($\tau_{\lambda M}$) и общим (τ_{λ}) рассеянием, для различных длин волн:

λ мкм	0,30	0,32	0,34	0,40	0,45	0,50	0,55	0,60	0,70	0,80
$\tau_{\lambda M}$	1,22	0,93	0,72	0,36	0,22	0,14	0,10	0,07	0,04	0,02
τ_{λ}	1,97	1,55	1,05	0,62	0,46	0,37	0,33	0,30	0,22	0,19

В соответствии с теорией, значения $\tau_{\lambda M}$ с увеличением λ резко уменьшаются. В ультрафиолетовой области ($\lambda < 0,40$ мкм) молекулярное рассеяние вносит наибольший (по сравнению с аэрозольным) вклад в общее рассеяние. (Например, при $\lambda = 0,30$ мкм значение $\tau_{\lambda M} = 1,22$, а $\tau_{\lambda a} = 0,75$). Но поскольку оптическая толщина, обусловленная аэрозольным рассеянием ($\tau_{\lambda a} = \tau_{\lambda} - \tau_{\lambda M}$), очень медленно уменьшается при увеличении λ , то уже при $\lambda = 0,45$ мкм вклад молекулярного ($\tau_{\lambda M} = 0,22$) и аэрозольного ($\tau_{\lambda a} = 0,24$) рассеяния практически одинаков. При $\lambda > 0,45$ мкм основной вклад вносит аэрозольное рассеяние (здесь $\tau_{\lambda a} > \tau_{\lambda M}$).

3 Законы ослабления радиации в земной атмосфере

В п. 1 и 2 были рассмотрены процессы поглощения и рассеяния, которые приводят к ослаблению потока солнечной радиации в земной атмосфере. При практических расчетах потоков солнечной радиации ослабление радиации, обусловленное поглощением и рассеянием, учитывают суммарно, путем введения некоторого общего коэффициента ослабления солнечной радиации. Наиболее простой вид имеют формулы для потока мономатической радиации. Расчет интегрального потока, как будет показано ниже, сопряжен с целым рядом трудностей.

Мономатический поток. Рассмотрим прежде всего *мономатический поток* солнечной радиации, т. е. поток лучей определенной длины волны. Пусть в точку A_1 (рис. 6.5), расположенную на верхней границе атмосферы, поступает мономатический поток солнечной радиации $I_{\lambda 0}$. Будем от точки A_1 отсчитывать

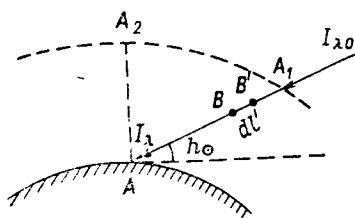


Рис. 6.5. К выводу формулы для потока солнечной радиации.

расстояние l' , проходимое солнечным лучом в земной атмосфере. Поток радиации с длиной волны λ в точке B' на расстоянии l' от A_1 обозначим через I'_λ . Пусть луч сместился еще на малое расстояние dl' и достиг точки B . Поток радиации в точке B обозначим через $I'_\lambda + dI'_\lambda$. Величина dI'_λ представляет собой ослабление радиации на пути dl' . Обозначим через ρ плотность воздуха между точками B' и B . Тогда, согласно известному закону Бугера, ослабление радиации dI'_λ прямо пропорционально I'_λ , ρ и dl' , т. е.

$$dI'_\lambda = -\alpha_\lambda \rho I'_\lambda dl', \quad (3.1)$$

где α_λ — коэффициент пропорциональности (в $\text{м}^2/\text{кг}$), называемый *массовым показателем ослабления* солнечной радиации (см. п. 1 главы 5).

Для того чтобы получить поток радиации на земной поверхности в точке A , проинтегрируем правую и левую части формулы (3.1) в пределах от верхней границы атмосферы, где поток солнечной радиации $I_{\lambda 0}$, до земной поверхности, где поток I_λ :

$$\int_{I_{\lambda 0}}^{I_\lambda} \frac{dI'_\lambda}{I'_\lambda} = - \int_0^l \alpha_\lambda \rho dl', \quad (3.2)$$

где $l = A_1A$ — путь, пройденный солнечным лучом от верхней границы атмосферы до земной поверхности.

Массовый показатель ослабления солнечной радиации, введенный формулой (3.1), вообще говоря, различен в различных точках столба воздуха A_1A . Это объясняется тем, что при изменении расстояния l' изменяется процентный состав поглощающих газов, а вместе с этим и показатель поглощения. Поскольку α_λ представляет собой характеристику ослабления радиации в столбе воздуха единичной массы, массовый показатель ослабления (в отличие от объемного $k_\lambda = \alpha_\lambda \rho$) не должен сильно изменяться с изменением расстояния l' . Поэтому формулу (3.2) можно переписать в виде

$$\ln \frac{I_\lambda}{I_{\lambda 0}} = -\alpha_\lambda \int_0^l \rho dl' \quad \text{или} \quad I_\lambda = I_{\lambda 0} \exp\left(-\alpha_\lambda \int_0^l \rho dl'\right), \quad (3.3)$$

где под α_λ строго следует понимать средний для всего столба показатель ослабления солнечной радиации.

Нетрудно видеть, что интеграл

$$M = \int_0^l \rho dl' \quad (3.4)$$

представляет собой массу наклонного столба с основанием 1 м^2 и длиной l . Введем в рассмотрение массу M_0 вертикального столба воздуха, располагающегося над пунктом наблюдения A (см. рис. 6.5). Отношение

$$m = M/M_0 \quad (3.5)$$

носит название *оптической массы атмосферы*.

Установим связь между m и высотой Солнца h_\odot . Рассмотрим треугольник A_2AA_1 . При больших высотах Солнца его можно считать практически прямоугольным, так как дуга A_2A_1 может быть с достаточной степенью точности заменена прямой. Тогда

$$AA_2 = AA_1 \sin h_\odot, \\ AA_1/AA_2 = 1/\sin h_\odot = \operatorname{cosec} h_\odot.$$

С другой стороны, отношение

$$\frac{AA_1}{AA_2} = M/M_0 = m.$$

Таким образом,

$$m = 1/\sin h_\odot = \operatorname{cosec} h_\odot. \quad (3.6)$$

Формула (3.6) дает удовлетворительные результаты (с точностью до 0,01) при высотах Солнца $h_\odot > 30^\circ$. При $h_\odot < 30^\circ$ необходимо учитывать кривизну атмосферы и рефракцию солнечных лучей.

Оптическая масса атмосферы m при различной высоте Солнца имеет следующие значения:

h_\odot	90	80	70	60	50	40	30	20	10	5	3	0
m	1	1,02	1,06	1,16	1,30	1,55	2,00	2,90	5,60	10,4	15,4	35,4

Приведенные значения показывают, что по мере приближения Солнца к горизонту путь солнечного луча и оптическая масса атмосферы увеличиваются. При положении Солнца на горизонте масса столба воздуха, пронизываемого солнечными лучами, в 35,4 раза больше массы вертикального столба. Приведем значения высоты Солнца h_\odot , соответствующие некоторым целым значениям m :

m	1	1,5	2	3	4	5	8
h_\odot	90	41,8	30	19,3	14,3	11,3	6,8

Из этих данных следует, что оптическая масса атмосферы быстро возрастает с уменьшением высоты Солнца при малых значениях последней и значительно более медленно — при больших. Так, например, при уменьшении высоты Солнца от 60 до 50° опти-

ческая масса атмосферы возрастает всего лишь на 0,14, при уменьшении же высоты Солнца от 10 до 0° она возрастает на 29,8. Для того чтобы масса m возросла от 4 до 5, высота Солнца должна уменьшиться на 3°, в то время как при увеличении m от 1 до 2 высота Солнца уменьшается на 60°. Этот простой факт оказывает большое влияние на вид кривой суточного хода солнечной радиации.

С введением оптической массы атмосферы по соотношению (3.5) формулу (3.3) можно переписать так:

$$\ln \frac{I_\lambda}{I_{\lambda_0}} = -\alpha_\lambda M_0 m. \quad (3.7)$$

Обозначим $\alpha_\lambda M_0 = \tau_\lambda$. Тогда

$$I_\lambda = I_{\lambda_0} \exp(-\tau_\lambda m). \quad (3.8)$$

Формулы (3.3) и (3.8) обычно называют *формулами ослабления солнечной радиации в атмосфере* или *формулами Бугера*.¹ Безразмерная величина

$$\tau_\lambda = \alpha_\lambda M_0 = \int_0^\infty \alpha_{\lambda\rho} dz$$

представляет собой показатель ослабления солнечной радиации для всего вертикального столба воздуха. Ее называют *оптической толщиной атмосферы* (см. п. 2).

Формула (3.8) справедлива, конечно, и для любой другой высоты, если под τ_λ понимать оптическую толщину столба воздуха от данной высоты до верхней границы атмосферы, т. е.

$$\tau_\lambda(z) = \int_z^\infty \alpha_{\lambda\rho} dz.$$

Поскольку оптическая масса атмосферы быстро изменяется при малых значениях высоты Солнца и медленно — при больших, из (3.8) следует, что и поток солнечной радиации подчиняется той же закономерности: I_λ быстро возрастает после восхода Солнца в утренние часы и быстро убывает перед заходом Солнца в вечерние часы; в околополуденные же часы поток солнечной радиации сравнительно медленно изменяется во времени.

Если плотность воздуха будем считать постоянной в направлении распространения радиации, то формулу (3.3) можно переписать в виде:

$$I_\lambda = I_{\lambda_0} \exp(-k_\lambda \cdot l), \quad (3.9)$$

¹ Отметим, что при выводе формулы (3.8) не нужно делать пред-

положение о независимости α_λ от пройденного лучом расстояния l .

где l — пройденный лучами путь, $k_\lambda = \alpha_\lambda \rho$ — объемный показатель ослабления.

Предположение о постоянстве плотности воздуха выполняется с удовлетворительной степенью точности при распространении лучей в горизонтальном направлении на небольшие расстояния.

В случае десятичных показателей ослабления формулы для ослабления радиации в атмосфере записываются в виде

$$I_\lambda = I_{\lambda 0} \cdot 10^{-\alpha'_\lambda M} \quad \text{или} \quad I_\lambda = I_{\lambda 0} \cdot 10^{-k'_\lambda l}. \quad (3.10)$$

Формулы (3.10) получены соответственно из формул (3.3) и (3.9), если в последних перейти от основания показательной функции e к основанию 10.

Отметим физический смысл показателей ослабления, вытекающий из (3.3) и (3.10): массовые показатели ослабления — величины, обратные массе столба, в котором радиация ослабляется в e раз (α_λ) или в 10 раз (α'_λ); линейные (объемные) показатели — величины, обратные расстоянию, на котором поток радиации уменьшается в e раз (k_λ) или в 10 раз (k'_λ). Оптическая толщина — это величина, обратная оптической массе, ослабляющей поток в e раз.

Коэффициент прозрачности. На практике для характеристики свойств ослабления солнечной радиации в атмосфере вводят понятие *коэффициента прозрачности атмосферы*. Коэффициент прозрачности p_λ для лучей данной длины волны определяется формулой

$$p_\lambda = \exp(-\tau_\lambda). \quad (3.11)$$

С введением p_λ формулу (3.8) можно переписать в виде

$$I_\lambda = I_{\lambda 0} p_\lambda^m. \quad (3.12)$$

Физический смысл коэффициента прозрачности непосредственно выясняется из (3.12). В самом деле, если положить $m = 1$, т. е. считать, что Солнце находится в зените ($h_\odot = 90^\circ$), то формула (3.12) примет вид

$$I_{\lambda, 90} = I_{\lambda 0} p_\lambda, \quad (3.13)$$

где $I_{\lambda, 90}$ — поток солнечной радиации на земной поверхности при $h_\odot = 90^\circ$. Из (3.13) получаем

$$p_\lambda = I_{\lambda, 90} / I_{\lambda 0}. \quad (3.14)$$

Таким образом, коэффициент прозрачности представляет собой ту относительную долю солнечной радиации, которая достигает земной поверхности при положении Солнца в зените. Так как $I_{\lambda, 90} < I_{\lambda 0}$, то коэффициент прозрачности всегда меньше единицы ($p_\lambda < 1$).

Коэффициент прозрачности, так же как и оптическая толщина τ_λ , характеризует физические свойства воздушной массы, располагающейся над пунктом наблюдения, с точки зрения влияния ее на поток солнечной радиации. Чем больше содержание поглощающих газов (главным образом водяного пара) и больше мутность атмосферы примесями, тем больше для данной длины волны τ_λ и меньше коэффициент прозрачности ρ_λ . Подчеркнем, что коэффициент прозрачности монохроматического потока зависит только от *физического состояния вертикального столба воздуха* (его мутности и содержания поглощающих газов) и не зависит от *высоты Солнца* (массы m).

Коэффициент прозрачности ρ_λ является функцией длины волны. Наибольших значений ρ_λ достигает в так называемой *идеальной атмосфере*, под которой понимают сухую (лишенную водяного пара) и чистую (без примесей) атмосферу. Поскольку основным процессом ослабления солнечной радиации в такой атмосфере является рассеяние, то коэффициент прозрачности с увеличением длины волны возрастает, так как рассеяние коротких волн более значительно, чем длинных.

Коэффициенты прозрачности, рассчитанные теоретически для идеальной атмосферы при разных длинах волн, равны:

λ мкм . . .	0,35	0,39	0,45	0,50	0,60	0,70	0,80	1,00	2,00
ρ_λ	0,551	0,685	0,812	0,874	0,938	0,966	0,980	0,992	0,999

Общий (интегральный) поток солнечной радиации. Формулы (3.8) и (3.12) для потоков солнечной радиации на земной поверхности строго справедливы лишь для монохроматического луча. Для того чтобы получить выражение для общего (интегрального) потока солнечной радиации, необходимо просуммировать I_λ по всем длинам волн, т. е. составить интеграл

$$I = \int_0^\infty I_\lambda d\lambda = \int_0^\infty I_{\lambda_0} \rho_\lambda^m d\lambda. \quad (3.15)$$

Вследствие очень сложной зависимости коэффициента прозрачности ρ_λ от λ вычисление последнего интеграла представляет значительные трудности. При практических расчетах формулу для общего (интегрального) потока солнечной радиации записывают, вводя некоторые средние значения ρ и τ , в виде

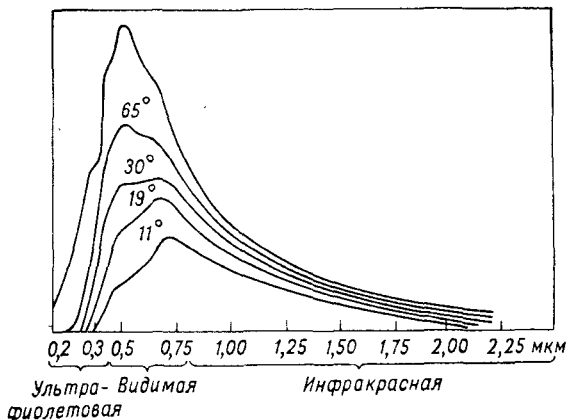
$$I = I_0 \rho^m, \quad I = I_0 \exp(-\tau m). \quad (3.16)$$

Коэффициент прозрачности ρ и в случае общего потока показывает, какая относительная доля солнечной радиации достигает земной поверхности при положении Солнца в зените, т. е. $\rho = I_{90}/I_0$. Но, в отличие от монохроматического, коэффициент прозрачности атмосферы для интегрального потока оказывается за-

висящим от массы атмосферы m . С увеличением m коэффициент прозрачности p растет. Это объясняется тем, что при прохождении через атмосферу солнечная радиация не только ослабляется, но и изменяет свой спектральный состав.

При положении Солнца в зените на долю ультрафиолетовой радиации приходится 4 % всей поступающей к земной поверхности солнечной радиации, на долю видимой — 46 % и инфракрасной — 50 %; при высоте Солнца 30° — соответственно 3, 44 и 53 %. При положении Солнца у горизонта ультрафиолетовая радиация отсутствует, а весь поток состоит только из видимой (28 %) и ин-

Рис. 6.6. Распределение энергии (в относительных единицах) в солнечном спектре на границе атмосферы (верхняя кривая) и при различных высотах Солнца над горизонтом.



фракрасной (72 %) радиации. Спектральный состав солнечной радиации у поверхности Земли в случае идеальной атмосферы при различных высотах Солнца и на верхней границе атмосферы приведен (по Н. Н. Калитину) на рис. 6.6. Как видно из рисунка, наличие атмосферы одновременно и уменьшает поток солнечной радиации по всей длине спектра, и сдвигает максимум излучения в сторону более длинных волн, при этом чем меньше высота Солнца, тем больше это влияние. Отметим, что под влиянием именно этого эффекта изменяется цвет Солнца: при малых высотах оно красное.

Наибольшее ослабление испытывают коротковолновые лучи; таким образом, при прохождении через каждый новый слой единичной массы поток солнечной радиации все более обогащается длинноволновыми лучами, для которых атмосфера более прозрачна. Поэтому если мысленно разбить весь путь луча на части (по единичной массе каждая), то в первой по порядку единичной массе коэффициент прозрачности будет иметь наименьшее значение. Для последующих единичных масс p будет увеличиваться вследствие преобладания длинноволновой радиации в общем потоке (эффект Форбса).

Из формулы для общего потока солнечной радиации определяется некоторый средний для всего пути луча коэффициент прозрачности. Этот коэффициент оказывается тем большим, чем больше m , что подтверждают следующие значения коэффициента прозрачности ρ_m идеальной атмосферы для интегрального потока радиации:

m	1	2	3	4	5	8	10
ρ_m	0,906	0,916	0,922	0,927	0,935	0,941	0,946

Ввиду наличия такой зависимости ρ от m коэффициенты прозрачности, получаемые по данным наблюдений в разное время и в различных пунктах, приводят к определенной оптической массе ($m=1$ или $m=2$). Методы приведения разработаны П. Н. Тверским, С. И. Сивковым и др.

Кроме формулы (3.16), были предложены и другие формулы для расчета потоков солнечной радиации. Среди них широкую известность получила формула В. Г. Кастрова

$$I = I_0 / (1 + cm), \quad (3.17)$$

где c — некоторая величина, характеризующая степень прозрачности атмосферы. С. И. Савиновым было показано, что величина c в формуле (3.17) меньше зависит от m , чем коэффициент прозрачности ρ . С увеличением прозрачности атмосферы параметр c уменьшается (поскольку при $m = \text{const}$ поток I возрастает).

Значение параметра c и других характеристик радиационного режима получены сначала Н. Н. Калитиным (1943 г.), а затем дополнены С. И. Сивковым (1968 г.) по данным наблюдений на семи станциях Советского Союза (Якутск, Иркутск, Саратов, Одесса, Евпатория, Владивосток, Ашхабад). Общее число полных рядов наблюдений за солнечной радиацией, использованных для подсчета, составило 2168 (оптическая масса атмосферы m изменялась от 1,5 до 8).

Положив в основу формулы (3.16)—(3.17) и используя наблюдения за солнечной радиацией на тех же семи станциях СССР (общее число измерений более 13000), С. И. Сивков рассчитал приведенное в п. 2 главы 5 значение метеорологической солнечной постоянной (1,25 кВт/м²). Для определения постоянных, вошедших в эти формулы, и значения I_0 использованы измерения I при высотах Солнца, соответствующих массам атмосферы $m_1 = 1,5$, $m_2 = 2$ и $m_3 = 3$. При этом оказалось, что наиболее устойчивое значение I_0 при разной прозрачности атмосферы дает формула Кастрова. Рассчитанное по формуле (3.16) значение I_0 оказалось сильно заниженным — около 1,13 кВт/м².

Коэффициент прозрачности реальной атмосферы, приведенный к определенной оптической массе, зависит от физического состояния атмосферы, т. е. от содержания атмосферных примесей и по-

глощающих газов. Как показали наблюдения, коэффициент прозрачности атмосферы существенно зависит как от места наблюдения, так и от того, какая воздушная масса располагается над данным районом. Коэффициент прозрачности колеблется от 0,5 до 0,9. В среднем в более низких широтах коэффициент прозрачности меньше, чем в более высоких широтах. Средние (по семи станциям СССР) значения коэффициента прозрачности, определенные при $m = 2$, составляют: 0,826 при высокой прозрачности атмосферы, 0,786 при повышенной, 0,747 при нормальной, 0,697 при пониженной, 0,652 при низкой и 0,594 при очень низкой.

Фактор мутности атмосферы. Оптическую толщину атмосферы можно представить как сумму трех слагаемых:

$$\tau = \tau_{и} + \tau_{п} + \tau_{пр}, \quad (3.18)$$

где $\tau_{и}$, $\tau_{п}$, $\tau_{пр}$ — оптические толщины атмосферы, обусловленные соответственно ослаблением радиации в сухой и чистой (идеальной) атмосфере, поглощением переменными составными частями (главным образом водяным паром, а также углекислым газом) и ослаблением радиации твердыми и жидкими примесями (пылью, каплями облаков и туманов и т. д.). Составим отношение

$$\tau/\tau_{и} = T, \quad (3.19)$$

которое называется *фактором мутности атмосферы*. Фактор мутности атмосферы всегда больше единицы ($T > 1$). Величину $\tau = \tau_{и}T$ подставим в формулу (3.16):

$$I = I_0 \exp(-\tau_{и}Tm). \quad (3.20)$$

Величина $\exp(-\tau_{и}) = p_{и}$ представляет собой коэффициент прозрачности идеальной атмосферы для интегрального потока.

С введением $p_{и}$ формула (3.16) принимает вид

$$I = I_0 p_{и}^{Tm}. \quad (3.21)$$

Из сравнения формул (3.21) и (3.16) видно, что фактор мутности показывает, сколько потребовалось бы масс сухой и чистой атмосферы, чтобы получить такое же ослабление солнечной радиации, которое дает одна масса реальной атмосферы. Из формул (3.16) и (3.21) следует

$$T = \lg p / \lg p_{и}. \quad (3.22)$$

Фактор мутности изменяется в более широких пределах и меньше зависит от m , чем коэффициент прозрачности. Средние (по семи станциям СССР) значения фактора мутности при $m = 2$ составляют: 5,20 при очень низкой прозрачности, 4,26 при низкой, 3,62 при пониженной, 2,92 при нормальной, 2,41 при повышенной и 1,91 при высокой.

Фактор мутности T , так же как и ρ , зависит от физических свойств воздушной массы. Средние значения T для разных воздушных масс (по Л. И. Мамонтовой и С. П. Хромову) следующие:

Воздушная масса	кАВ	мУВ	кУВ	кТВ
T	2,45	2,66	3,09	3,49

Согласно данным В. С. Самойленко (1973 г.), в низких широтах (над океанами) наименьшей прозрачностью обладает экваториальный воздух (ЭВ), в котором $\rho = 0,55$ и $T = 7,6$; морской тропический воздух (мТВ) значительно прозрачнее: $\rho = 0,80$, $T = 3,6$.

Фактор мутности T и коэффициент прозрачности ρ имеют хорошо выраженный годовой ход, что подтверждают следующие данные для Ленинграда:

Месяц	I	III	V	VII	IX	XI
ρ	0,798	0,795	0,780	0,766	0,786	0,800

4 Прямая солнечная радиация

Под *прямой солнечной радиацией*, которую нередко называют просто *солнечной радиацией*, понимают радиацию, доходящую до места наблюдения в виде пучка параллельных лучей непосредственно от Солнца.

Потоки солнечной радиации на перпендикулярную лучам (I) и горизонтальную ($I' = I \sin h_{\odot}$) поверхности зависят от следующих факторов: а) солнечной постоянной; б) расстояния между Землей и Солнцем (поток I_0 на верхней границе атмосферы в январе примерно на 3,5 % больше, а в июле на 3,5 % меньше, чем I_0^*); в) физического состояния атмосферы над пунктом наблюдения (содержания поглощающих газов и твердых атмосферных примесей, наличия облаков и туманов); г) высоты Солнца.

В зависимости от указанных факторов потоки I и I' изменяются в широких пределах. В каждом пункте они имеют отчетливо выраженный суточный и годовой ход (максимумы I и I' в течение суток наблюдаются в местный полдень). Хотя высота Солнца (от которой зависит m) и оказывает большое влияние на потоки солнечной радиации, но не меньшее влияние оказывает и замутненность атмосферы. Это подтверждают максимальные (из полуденных) значения потока I , которые когда-либо наблюдались в различных пунктах (табл. 6.3 и 6.4). Из приведенных в табл. 6.3 данных следует, что несмотря на большое различие в широте станций и, следовательно, в максимальной высоте Солнца, различие I_{\max} на них невелико. Более того, на о. Диксон значение I_{\max} больше, чем в пунктах, расположенных южнее его.