



Серия «Науки о Земле»
2012. Т. 5, № 2. С. 139–149
Онлайн-доступ к журналу:
<http://isu.ru/izvestia>

ИЗВЕСТИЯ
*Иркутского
государственного
университета*

УДК 520.1

Методика оценки оптической неустойчивости земной атмосферы на основе численного анализа сетевых метеорологических данных

П. Г. Ковадло (Kovadlo2006@rambler.ru)

А. Ю. Шиховцев (artempochta2009@rambler.ru)

О. С. Кочеткова (olgak@iszf.irk.ru)

Аннотация. Методика количественной оценки характеристик оптической неустойчивости атмосферы основана на спектральных особенностях атмосферной турбулентности, хорошо изученной в широком диапазоне волновых чисел. В схеме расчета использована известная из эксперимента форма спектра для разных видов развитой турбулентности. Расчет характеристик колебаний метеорологических величин может быть выполнен для любой заданной полосы волновых чисел на основе измеренных значений метеорологических величин в произвольном диапазоне длин волн. В частности, предусмотрен расчет значений структурных характеристик показателя преломления воздуха по радиозондовым метеорологическим данным для диапазона неоднородностей масштабов ~30 см.

Ключевые слова: турбулентность, спектр турбулентности, структурная характеристика показателя преломления воздуха.

Введение

При астроклиматических исследованиях оценка оптической неустойчивости земной атмосферы (ОНЗА) является важной задачей. Оценка качества изображения в конкретном пункте требует организации и проведения многолетних прямых оптических наблюдений. Но проводить прямые длительные широкомасштабные (по площади) астроклиматические исследования задача затратная и трудоемкая. Поэтому целесообразно предварительно получить косвенную астроклиматическую оценку перспективности района на основе численного анализа накопленных сетевых метеорологических данных, используя предлагаемую методику расчета средних высокочастотных значений структурных характеристик показателя преломления воздуха.

Методика расчета средних высокочастотных значений структурных характеристик показателя преломления воздуха

Суть метода оценки крупномасштабной оптической нестабильности земной атмосферы (ОНЗА) состоит в расчете среднего масштаба амплитуды неоднородностей показателя преломления воздуха [2]. Под средним масштабом амплитуды неоднородностей показателя преломления понимаются средние квадратические отклонения значений показателя преломления воздуха, рассчитанные для конкретного уровня или слоя атмосферы. Показатель преломления n , выраженный в N-единицах ($N = (n - 1) \cdot 10^6$), определяется [4; 6] соотношением:

$$N = A \frac{P}{T} + F \frac{e}{T} + G \frac{e}{T^2}, \quad (1)$$

где A , F , G – эмпирические размерные коэффициенты, первый из которых характеризует поляризуемость, т. е. влияние смещения электрических зарядов молекул сухого воздуха, второй коэффициент учитывает этот же эффект для молекул воды, третий коэффициент связан с дипольным моментом полярных молекул воды и отражает изменение поляризации ориентаций. P и e – парциальные давления сухого воздуха и водяных паров соответственно в гПа, T – температура воздуха в К. Зависимость эмпирического коэффициента A от длины волны представлена в таблице:

Таблица

Зависимость коэффициента A от длины волны

λ , мкм	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0
$A(\lambda)$, К/мбар	82,6	80,4	79,3	78,7	78,4	78,2	78,0	77,9

При уменьшении длины электромагнитных волн влияние влажности воздуха на значения показателя преломления воздуха уменьшается и в оптическом диапазоне оно уже составляет менее одного процента. Учитывая это, показатель преломления для видимой области спектра определяют соотношением:

$$N = A \frac{P}{T}. \quad (2)$$

При наземных наблюдениях на качество изображения в телескопах влияют пространственно-временные флуктуации показателя преломления воздуха по лучу зрения, которые деформируют фронт световых волн, падающих на апертуру телескопа.

Флуктуации показателя преломления N' могут быть определены, если изменения температуры около ее среднего значения \bar{T} в уравнении (2) представить в виде ряда Тейлора. Тогда, сохраняя только линейные слагаемые, получим:

$$N \approx A \frac{P}{T} - A \frac{P}{\bar{T}^2} T', \text{ где } T' = T - \bar{T}. N' = N(T + T') - N(\bar{T}),$$

где T' – пульсации температуры воздуха. Если не учитывать пульсации давления P' , вследствие малости $\frac{P'}{P}$ по сравнению с $\frac{T'}{\bar{T}}$, то, зная из наблюдений среднее квадратическое отклонение температуры воздуха δ_t в фиксированной точке атмосферы, можно определить среднее квадратическое отклонение показателя преломления воздуха δ_n как $\delta_n = \frac{AP}{\bar{T}^2} \delta_t$ в этой же точке.

Фактически δ_t определяется по метеорологическим данным согласно отношению:

$$\delta_t = \sqrt{\frac{1}{m} \sum_{i=1}^m (t_i - \bar{t})^2},$$

где m – количество наблюдений, t_i – мгновенное значение температуры в конкретный срок (например, 00, 06, 12, 18 часов), \bar{t} – средняя температура за месяц в тот же срок. По найденным значениям δ_n на изобарических поверхностях для каждой станции или узла сетки можно оценивать пространственные характеристики крупномасштабного поля оптической неустойчивости земной атмосферы для рассматриваемой территории.

Предварительные исследования рядов прямых измерений *seeing*, характеризующего качество изображения звезд, а также рядов флуктуаций показателя преломления, рассчитанных по сетевым радиозондовым метеорологическим данным, показали их высокую синхронизацию с коэффициентом корреляции 0,6–0,95 [2].

Энергетический спектр атмосферных неоднородностей, найденный из многочисленных эмпирических данных, известен в широком диапазоне волновых чисел. При статистическом усреднении поведение спектральных характеристик подчиняется определенным законам в различных диапазонах длин волн. Например, в работе [12] при анализе температурных и ветровых измерений, полученных в результате более чем 6900 авиapolетов с 1975 по 1979 гг. в диапазоне широт от 30° до 50° с. ш. в верхней тропосфере и нижней стратосфере в преобладающем направлении восток–запад, были получены спектры атмосферных неоднородностей, представленные на рис. 1. Зависимость спектральной плотности неоднородностей меридиональной и зональной составляющих скорости ветра и потенциальной температуры от волнового числа k характеризуется двумя различными участками, которые авторы аппроксимируют степенной зависимостью соответственно «-3» – для волновых чисел меньших 10^{-5} рад/м и «-5/3» – для диапазона волновых чисел 10^{-5} – 10^{-3} рад/м.

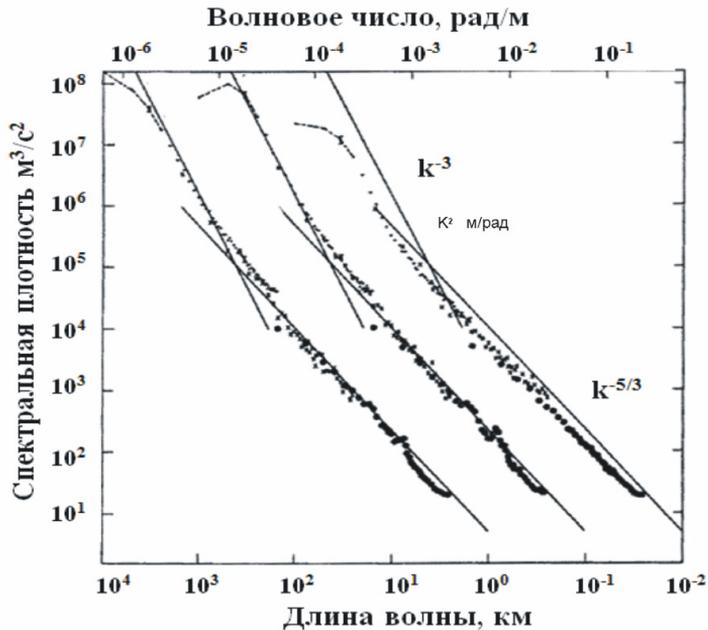


Рис. 1. Энергетический спектр Настрома-Гейджа [12]

Спектры изменений меридиональной составляющей скорости ветра и потенциальной температуры сдвинуты на один и два порядка вправо от спектра изменений зональной составляющей скорости ветра соответственно

Для определения аналогичных спектров в нижней тропосфере нами были использованы осредненные за 10-минутный интервал данные (<http://typhoon-tower.obninsk.org>), полученные с помощью измерительного комплекса высотной метеорологической мачты ИЭМ НПО «Тайфун» г. Обнинска (ВММ) для высот 8, 121 и 301 м за полный 2008 г.

Результаты численного анализа представлены на рис. 2, где спектр флуктуаций температуры воздуха сдвинут вправо на одну декаду относительно спектра флуктуаций полного вектора скорости ветра.

Полученные спектральные кривые в диапазоне длин волн от 10 до $7 \cdot 10^3$ км по форме близки к спектрам Настрома – Гейджа.

Зависимость величины спектральной плотности от волнового числа обеих кривых можно аппроксимировать двумя степенными зависимостями: «-3» – крупномасштабный диапазон и «-5/3» – мелкомасштабный диапазон длин волн. Следует заметить, что зона перегиба от наклона «-3» к «-5/3» находится в диапазоне масштабов от 850 км до 650 км. Сравнение спектральных кривых показывает, что форма спектра мало меняется от высот рассматриваемых уровней нижней тропосферы (от приземного слоя до слоя тропосфера – нижняя стратосфера).

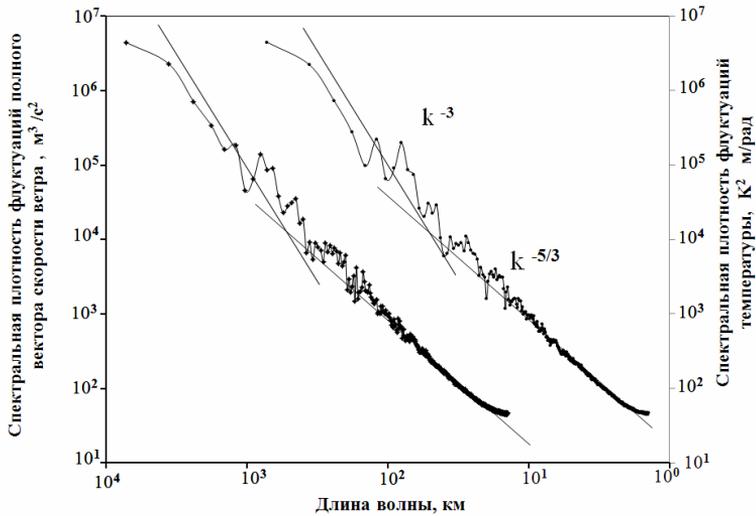


Рис. 2. Энергетические спектры флуктуаций полного вектора скорости ветра и флуктуаций температуры воздуха (ВММ Обнинск)

Известно множество попыток физического толкования формы наблюдаемого спектра турбулентности. Например, диапазон спектра энергии турбулентности больших горизонтальных масштабов (более чем несколько сотен километров) объясняется в рамках представлений модели геострофической турбулентности [7], малые масштабы (менее чем несколько сотен метров) хорошо описываются моделями трехмерной турбулентности [3]. В модели Колмогорова в развитых течениях (с большим числом Рейнольдса) выделяют два характерных масштаба: внешний и внутренний масштаб неоднородностей. Статистический режим мелкомасштабной локально-изотропной турбулентности на масштабах много меньших, чем внешний масштаб неоднородностей, однозначно определяется средней по ансамблю возможных реализаций течения среды скоростью диссипации энергии, кинематической вязкостью и самим масштабом рассматриваемой неоднородности. Еще одним важным предположением в теории Колмогорова является независимость статистических характеристик флуктуаций скорости в инерционном интервале от внешнего масштаба и кинематической вязкости. Из сказанного не следует, что статистический режим мелкомасштабной турбулентности совсем не зависит от характера осредненного течения. Влияние на этот режим оказывают непосредственно величины потока энергии, передающиеся от самых крупных структур к самым малым. Таким образом, в инерционном интервале флуктуации скорости «забывают» об устройстве внешних неоднородностей и являются изотропными (суть гипотезы о локально-изотропной турбулентности) и зависят от скорости диссипации энергии и масштаба неоднородностей.

Согласно результатам численных исследований форма спектральной кривой в мезомасштабной части спектра объясняется в

рамках представлений модели квазидвумерной турбулентности [10; 11] и модели, основанной на форме спектров гравитационных волн [9; 15].

Интенсивные колебания величин мезометеорологических элементов, включая их колебания при грозах или в гравитационных волнах с большими амплитудами, редки [4]. Во внетропических широтах, как показывают исследования над Тихим океаном на высотах от 2 до 12 км [8], на масштабах порядка 1–100 км основную роль в генерации флуктуаций скорости играет квазидвумерная турбулентность и/или вихревая структура атмосферы. Гравитационные волны оказывают преобладающее влияние в широтной зоне от 15° с. ш. до 15° ю. ш. Высокочастотная часть мезомасштабного диапазона фактически является интервалом вязкой диссипации, в котором важную роль играют так называемые подсеточные процессы. За исключением основного чисто теоретического интереса эта проблема имеет прикладное значение для широкого круга задач, в том числе для задач оптики атмосферы, численного прогноза погоды и др.

Согласно последним численным исследованиям [13; 14] в диапазоне больших волновых чисел спектра существует прямой каскад энергии, обусловленный прямым каскадом энтропии. На рис. 3 показана схема энергетического спектра турбулентности, потоков энтропии и энергии (стрелками) в широком диапазоне длин волн. Низкочастотный участок спектра, где происходит инжекция энергии, подчиняется спектральному закону «-3», высокочастотный участок спектра, который охватывают субсиноптический и мезометеорологический масштаб, подчиняется степенному закону $k^{-\frac{5}{3}}$.

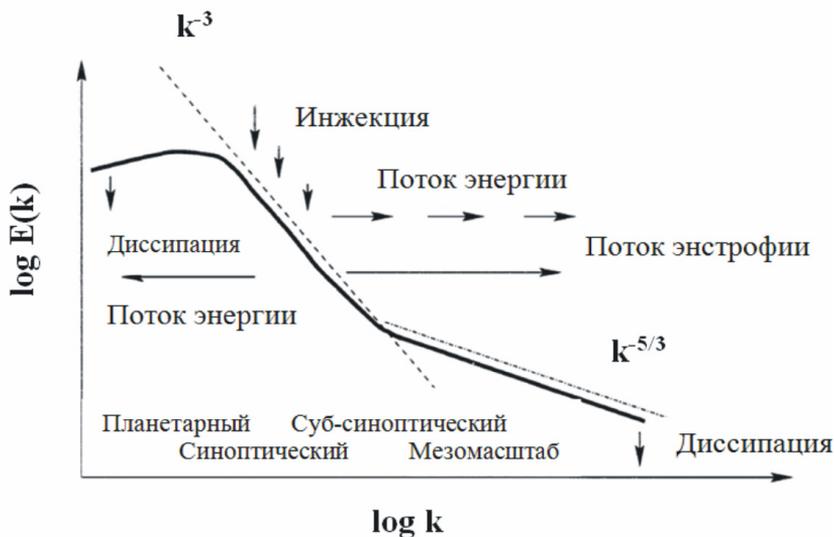


Рис. 3. Схема энергетического спектра турбулентности [14]

На основании анализа форм спектральных функций характеристик атмосферных неодородностей скорости ветра и температуры можно предполагать, что для квазистационарных условий крупномасштабные неодородности структурированы по интенсивности. Если зависимость спектральной плотности от волновых чисел в широком диапазоне мало меняется для средних условий, тогда, зная характеристики колебаний в произвольной полосе волновых чисел, можно оценивать спектральные характеристики в любой заданной полосе.

Аппроксимировать два участка спектральной кривой со степенными зависимостями “-3” для малых и “-5/3” для больших волновых чисел предлагается билогарифмическим соотношением:

$$A_l^2 = \exp\left(\ln A_L^2 - \int_{k_l}^{k_L} \frac{\partial(\ln A_L^2)}{\partial(\ln k)} d(\ln k)\right), \quad (3)$$

или конкретно

$$A_l^2 = \exp\left(\ln A_L^2 - \int_{k_l}^{k_L} \gamma_1 d(\ln k) - \int_{k_l}^{k_t} \gamma_2 d(\ln k)\right), \quad (4)$$

где A_l^2 – энергия турбулентности в диапазоне больших волновых чисел, A_L^2 – энергия турбулентности в области малых волновых чисел, k_L и γ_1 – соответственно, волновое число и наклон спектральной кривой в длинноволновой части спектра, k_t и γ_2 – соответственно, волновое число и наклон спектральной кривой в коротковолновой части спектра, k_l – волновое число перехода ($\lambda \sim 700$ км).

Анализ эмпирических спектров в диапазоне от 7000 км до 10 км, полученных как в настоящей работе, так и в более ранних [14] показывает, что постепенный переход от наклона спектральной кривой «-3» к «-5/3» происходит в диапазоне длин волн от 600 до 800 км при уравнивании потока энтропии энергетическим потоком.

В реальных расчетах предлагаемой аппроксимацией формы спектра (4) удобнее пользоваться в виде:

$$A_n^2 = \frac{1}{\bar{\delta}_A^2} \exp\left(\ln A_L^2 - \int_{k_l}^{k_L} \gamma_1 d(\ln k) - \int_{k_l}^{k_t} \gamma_2 d(\ln k)\right), \quad (5)$$

где A_n^2 – искомая энергия турбулентности в диапазоне больших волновых чисел, $\bar{\delta}_A^2$ – средняя энергия турбулентности в заданном диапазоне волновых чисел, характеризующая разброс значений опытных данных за период наблюдений.

Накопленные данные сетевых радиозондовых наблюдений с 40-х гг. прошлого столетия в различных справочниках обычно представлены в виде средних значений метеорологических характеристик для отдельных

станций, а также доступны в виде архивов ассимилированных срочных значений для узлов сетки, покрывающей нашу планету с фиксированным шагом для разных уровней над поверхностью и с временным разрешением в несколько часов.

Архивные и текущие данные позволяют определять как временную дисперсию характеристик неоднородностей метеорологических элементов в диапазоне малых волновых чисел в фиксированной точке, так и ее распределение в пространстве. Воспользовавшись предлагаемым аппроксимационным соотношением (5), можно сделать оценки дисперсии характеристик неоднородностей для заданного диапазона больших волновых чисел в известных точках. Далее, пользуясь расчетным аппаратом, развитым для моделей мелкомасштабной турбулентности, можно оценивать структурные характеристики, в частности c_n^2 . В однородной изотропной турбулентности c_n^2 связана со структурной характеристикой флуктуаций температуры c_T^2 , средней температурой и давлением воздуха соотношением [6]:

$$c_n^2 = \left(\frac{AP}{T} \right)^2 c_T^2,$$

где c_T^2 можно определить, если известна дисперсия температуры δ_T^2 в заданном высокочастотном диапазоне волновых чисел по соотношению [4]:

$$c_T^2 = \frac{\delta_T^2}{1,73L^3}, \text{ или окончательно } c_n^2 = \left(\frac{AP}{T} \right)^2 \frac{\delta_T^2}{1,73L^3}$$

где L – внешний масштаб турбулентности, м. В этом случае дисперсия температуры δ_T^2 в высокочастотной области спектра связана с дисперсией в определенной низкочастотной области спектра формулой (5).

Таким образом, представленные соотношения позволяют в заданных точках пространства оценивать структурные характеристики турбулентности воздуха в диапазоне больших волновых чисел по сетевым метеорологическим данным. В качестве примера на рис. 4 показано распределение значений структурной характеристики флуктуаций показателя преломления c_n^2 $\left(\text{м}^{\frac{2}{3}} \cdot 10^{-17} \right)$ по территории России и сопредельным государствам,

осредненных в слое атмосферы 1000–100 гПа за период 1991–2009 гг. Расчеты выполнены по радиозондовым четырехсрочным рядам данных архива NCEP/NCAR Reanalysis о температуре и давлении в узлах сетки размером $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ (для заданного размера неоднородностей $\sim 0,3$ м).

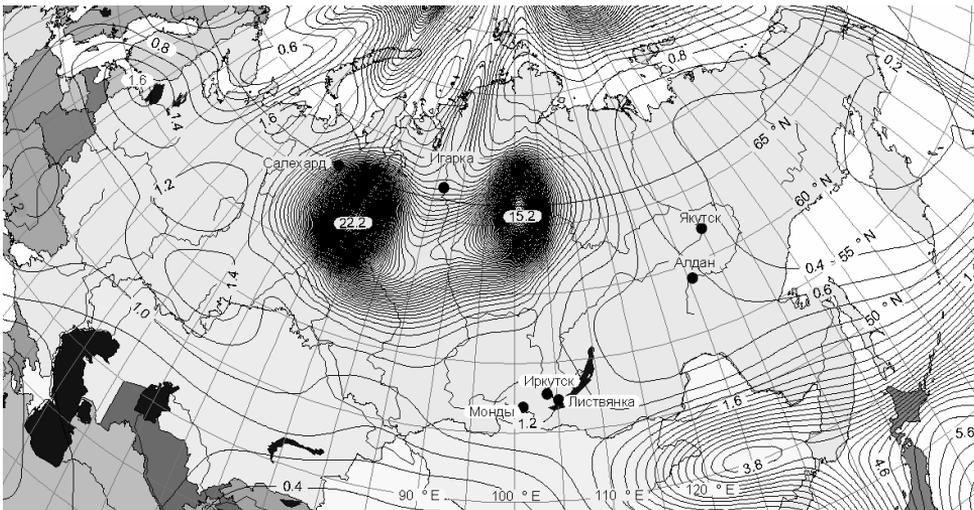


Рис. 4. Распределение структурной характеристики флуктуаций показателя преломления c_n^2 в слое 1000–100 гПа за 1991–2009 гг. по данным архива NCEP/NCAR Reanalysis

Распределение структурной характеристики флуктуаций показателя преломления воздуха по территории неоднородно. Можно уверенно выявить несколько зон повышенных и пониженных значений c_n^2 . Одна из них с повышенными значениями c_n^2 располагается над районами восточной части КНР и прилегающими островами, вторая – над районами Западной Сибири и Красноярским краем. Области минимальных значений c_n^2 локализуются над Якутией, западной частью Монголии и Казахстаном. Осредненные в слое 1000–100 гПа расчетные значения c_n^2 по порядку величины укладываются в диапазон полученных значений c_n^2 из прямых оптических наблюдений: $10^{-17} - 10^{-13} \text{ м}^{\frac{2}{3}}$ [5] и соответствуют зонам со слабой и средней интенсивностью турбулентности.

Достоверность полученного распределения была проверена путем сравнения с аналогичным распределением структурной характеристики показателя преломления воздуха, рассчитанным для этой же территории и в этом же слое атмосферы по справочным данным прямых радиозондовых измерений. Среднее максимальное отклонение для отделов узлов сетки не превысило 20 %. Распределение зон повышенных и пониженных значений структурной характеристики показателя преломления по форме повторяет распределение зон крупномасштабной оптической неустойчивости земной атмосферы, полученное с помощью численного анализа автокорреляционных связей термических полей [2].

Заключение

Разработанная методика позволяет с 20 % точностью рассчитывать в фиксированных точках пространства средние пульсационные характеристики метеоэлементов по данным сетевых радиозондовых наблюдений и данным наземной сети метеорологических станций.

Список литературы

1. Астроклиматические характеристики приземного слоя Саянской солнечной обсерватории / В. В. Носов, В. М. Григорьев, П. Г. Ковадло, В. П. Лукин, Е. В. Носов, А. В. Торгаев // Докл. конф. «Солнечно-земная физика». – 2010.
2. Ковадло П. Г. Исследование крупномасштабных астроклиматических характеристик / П. Г. Ковадло, О. С. Кочеткова, А. Ю. Шиховцев // Изв. Иркут. гос. ун-та. – 2010. – Т. 3, № 2. – С. 88 – 96.
3. Колмогоров А. Н. Локальная структура турбулентности в несжимаемой вязкой жидкости при очень больших числах Рейнольдса // Докл. АН СССР. – 1941. – Т. 30, № 4. – С. 301–305.
4. Монин А. С. Статистическая гидромеханика. Механика турбулентности. Ч. 2 / А. С. Монин, А. М. Яглом. – М.: Наука, 1967. – С. 546–549.
5. Сычев В. В. Влияние атмосферы на качество изображения в оптических телескопах / В. В. Сычев // Наука и Образование. № ФС 77-48211. Государственная регистрация № 0421200025. – 2012.
6. Татарский В. И. Распространение волн в турбулентной атмосфере / В. И. Татарский. – М.: Наука, 1967. – 396 с.
7. Charney J. G. Geostrophic turbulence // J. Atmos. Sci. – 1971. – Vol. 28. – P. 1087–1095.
8. Cho J. Y. N. Horizontal wavenumber spectra of winds, temperature, and trace gases during the Pacific Exploratory Missions. Part 2: Gravity waves, quasi-two-dimensional turbulence, and vertical modes / J. Y. N. Cho, R. E. Newell // J. Geophys. Res. – 1999. – Vol. 104. – P. 16297–16308.
9. Dewan E. M. Stratospheric wave spectra resembling turbulence // Science – 1979. – Vol. 204. – P. 832–835.
10. Gage K. S. Evidence for a $k^{-5/3}$ law inertial range in mesoscale two-dimensional turbulence // J. Atmos. Sci. – 1979. – Vol. 36. – P. 1950–1954.
11. Lily D. K. Stratified turbulence and the mesoscale variability of the atmosphere // J. Atmos. Sci. – 1983. – Vol. 40. – P. 749–761.
12. Nastrom G. D. A climatology of atmospheric wavenumber spectra of wind and temperature observed by commercial aircraft / G. D. Nastrom, K. S. Gage // J. Atmos. Sci. – 1985. – Vol. 42. – P. 950–960.
13. Smith K. S. Comments on «The k^{-3} and $k^{-5/3}$ energy spectrum of atmospheric turbulence: Quasigeostrophic two-level model simulation» // J. Atmos. Sci. – 2004. – Vol. 61. – P. 937–942.
14. Tung K. K. The k^{-3} and $k^{-5/3}$ energy spectrum of atmospheric turbulence: Quasigeostrophic two-level model simulation / K. K. Tung, W. W. Orlando // J. Atmos. Sci. – 2003. – Vol. 60. – P. 824–835.
15. VanZandt T. E. A universal spectrum of buoyance waves in the atmosphere // Geophys. Res. Lett. – 1982. – Vol. 9. – P. 575–578.

The research method of optical instability of the earth`s atmosphere using numerical analysis of net meteorological data

P. G. Kovadlo, A. J. Shikhovtsev, O. S. Kochetkova

Annotation. The method of estimating optical instability of the earth`s atmosphere, which is typical for small-scale fluctuations of meteorological parameters, is important problem of astroclimatic investigations. The energy spectrum of atmospheric turbulence has been studied on a large range of wavenumbers. Using the fluctuation characteristics in some range and well-known shape of the energy spectrum, it is possible to make the calculating method of the numerical characteristics in some range of wavenumbers using calculated characteristics. The method based on calculating the structural characteristic of air refraction index, which is typical for 0,3 m spectral range of turbulence, using meteorological data.

Key words: turbulence, Spectrum of turbulence, the structural characteristic of air refraction index.

Ковадло Павел Гаврилович
доктор физико-математических наук
профессор
Иркутский государственный университет
664033, Иркутск, ул. К. Маркса, 1
Институт солнечно-земной физики
СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 126 а
ведущий научный сотрудник
тел.: (3952) 56-45-78

Kovadlo Pavel Gavrilovich
Doctor of Physical-Mathematical
Sciences, Professor
Irkutsk State University
1, K. Marx st., Irkutsk, 664033
Institute of Solar-Terrestrial Physics SB
RAS
126a, Lermontov st., p/o box 291, Irkutsk,
664033
tel.: (3952) 56-45-78

Шиховцев Артем Юрьевич
Институт солнечно-земной физики СО
РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 126 а
аспирант
тел.: (3952) 56-45-78

Shihovtsev Artem Yurevich
Institute of solar-terrestrial physics SB
RAS
126a, Lermontov st., p/o box 291, Irkutsk,
664033
post-graduate student
tel.: (3952) 56-45-78

Кочеткова Ольга Сергеевна
Институт солнечно-земной физики
СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 126 а
аспирант
тел.: (3952) 42-45-55

Kochetkova Olga Sergeevna
Institute of solar-terrestrial physics SB
RAS
126a, Lermontov st., p/o box 291, Irkutsk,
664033
post-graduate student
tel.: (3952) 42-45-55