СОСТАВ АТМОСФЕРЫ
АТМОСФЕРНОЕ ЭЛЕКТРИЧЕСТВО
КЛИМАТИЧЕСКИЕ ЭФФЕКТЫ



ТРУДЫ XVI МЕЖДУНАРОДНОЙ ШКОЛЫ-КОНФЕРЕНЦИИ МОЛОДЫХ УЧЕНЫХ

МОСКВА - 2012

СОСТАВ АТМОСФЕРЫ
АТМОСФЕРНОЕ ЭЛЕКТРИЧЕСТВО
КЛИМАТИЧЕСКИЕ ЭФФЕКТЫ

ТРУДЫ XVI МЕЖДУНАРОДНОЙ ШКОЛЫ-КОНФЕРЕНЦИИ МОЛОДЫХ УЧЕНЫХ

МОСКВА - 2012

УДК 551.5(08)

Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН

Институт прикладной физики РАН

Геофизическая обсерватория «Борок»
Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

Конференция организована при поддержке:

Российской академии наук
Российского фонда фундаментальных исследований
Министерства образования и науки Российской Федерации

Научная редакция:
Член-корр. РАН Н.Ф. Еланский
Член-корр. РАН И.И. Мохов

Техническая редакция:
А.Ю. Артамонов
Н.В. Панкратова
А.В. Чернокульский

Состав атмосферы. Атмосферное электричество. Климатические эффекты : труды XVI Международной школы-конференции молодых ученых / Рос. акад. наук, Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова [и др.] – Москва : Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН. 2012. 232 с.

Сборник составляют труды, представленные на XVI Международной школы-конференции молодых ученых «Состав атмосферы. Атмосферное электричество. Климатические эффекты», проходившую 28 мая – 1 июня 2012 года в Звенигороде.
Сборник предназначен для специалистов в области физики и химии атмосферы, аспирантов и студентов соответствующих специальностей.

УДК 551.5(08)

ЛЕКЦИИ

Динамика газовых примесей и аэрозолей при лесных и торфяных пожарах

А.Е. Алоян[1], В.О. Арутюнян[1], А.Н. Ермаков[2]

[1] Институт вычислительной математики РАН, ул. Губкина, 8, Москва.
[2] Институт энергетических проблем химической физики РАН, Ленинский пр., 38, Москва.
e-mail: aloyan@inm.ras.ru

Рассматривается совместная модель гидротермодинамики и переноса многокомпонентных газовых примесей и аэрозолей в атмосфере с учетом процессов фотохимической трансформации, нуклеации, конденсации/испарения и коагуляции. Проводились численные расчеты при заданных значениях эмиссий газовых примесей и аэрозолей из очагов горения. Показаны механизмы переноса органических веществ в конденсированную фазу и обратно, а также формирования органического аэрозоля.

При лесных и торфяных пожарах в атмосферу выбрасывается большое количество органических веществ и частиц сажи, которые прямо или косвенно влияют на климатический режим атмосферы. В работе [1] рассматривается гидродинамическая модель региональных атмосферных процессов для воспроизведения атмосферной циркуляции при лесных пожарах. Для моделирования динамики была использована усовершенствованная модель свободной конвекции с учетом выбросов теплового потока из зоны горения. На фоне формировавшихся течений была решена задача эволюции и формирования аэрозольных частиц выбросами лесных горючих материалов из зоны горения с использованием кинетических уравнений конденсации и коагуляции. В настоящей работе эта модель была существенно дополнена новыми блоками, описывающими эмиссии 11 газовых примесей из очагов горения. Далее моделируется химическая и фотохимическая трансформация этих газов в атмосфере и их взаимодействие с фоновыми и сажевыми аэрозольными частицами, приводящее к формированию органических аэрозолей.

Модель гидротермодинамики. В настоящее время вопросы, связанные со свободной конвекцией, достаточно хорошо изучены. Практический интерес представляет конвекция, возникающая в результате лесных пожаров. Температурные контрасты в приземном слое во время лесного пожара составляют несколько сот градусов. Масштаб турбулентных пульсаций в случае свободной конвекции, как правило, больше, чем в случае вынужденной конвекции. Как и в случае вынужденной конвекции, можно пренебречь горизонтальными градиентами метеорологических величин среднего движения. Однако пульсацию давления в дальнейшем нельзя исключить из рассмотрения. Гидродинамические методы решения изложены в [1].

Коэффициенты турбулентного обмена количеством движения, теплом и влагой определяются через тензор вязких напряжений Рейнольдса. Структура приземного слоя атмосферы описывается на основе теории Монина–Обухова. Температура на поверхности земли вычисляется из уравнений баланса тепла и распределения тепла и влаги в почве с учетом теплового потока, обусловленного лесными пожарами. В уравнениях оставлены слагаемые силы Кориолиса с учетом проекций вектора ω_y и ω_z (ω – абсолютная величина угловой скорости). Необходимость учета проекции ω_y связана с тем, что вертикальные скорости при лесных пожарах достигают значений 20–25 м/с, и вклад всех слагаемых силы Кориолиса становится значимым.

Модель переноса газовых примесей и аэрозолей. Уравнения переноса многокомпонентных газовых примесей и аэрозолей в атмосфере при лесных и торфяных пожарах представим в следующем виде [2]:

$$\frac{\partial C_i}{\partial t} + u_j \frac{\partial C_i}{\partial x_j} = F_i^{gas} + P_i^{nucl} + P_i^{cond} + P_i^{chem} + \frac{\partial}{\partial x_j} K_{jj} \frac{\partial C_i}{\partial x_j} \quad (1)$$

$$\frac{\partial \varphi_k}{\partial t} + (u_j - \delta_{j3} w_g) \frac{\partial \varphi_k}{\partial x_j} = F_k^{aer} + P_k^{nucl} + P_k^{cond} + P_k^{coag} + \frac{\partial}{\partial x_j} K_{jj} \frac{\partial \varphi_k}{\partial x_j} \quad (2)$$

где ($x_1 = x$, $x_2 = y$, $x_3 = z$), ($u_1 = u$, $u_2 = v$, $u_3 = w$), w_g – гравитационное оседание; C_i (i = 1, …, N_g) и φ_k (k = 1, …, N_a) – концентрации газовых примесей и аэрозолей, соответственно; N_g – число газовых компонент, N_a – спектр аэрозольных частиц в зависимости от радиуса; F^{gas} и F^{aer} – эмиссии газовых примесей и аэрозолей, соответственно, от точечных источников; P^{nucl}, P^{cond}, P^{coag}, P^{chem} – операторы нуклеации, конденсации, коагуляции и химической трансформации, соответственно.

Уравнения (1), (2) решаются в области

$$D_t = D \times [0, \bar{t}], \; D = \left\{ \begin{matrix} (x, y, z): x \in [-X, X], \\ y \in [-Y, Y], \; z \in [0, H] \end{matrix} \right\}$$

при следующих граничных и начальных условиях:

$$C_i = C_i^0, \quad \varphi_i = \varphi_i^0, \quad \text{при } t = 0, \quad (3)$$

$$C_i = C_i^b, \quad \varphi_i = \varphi_i^b, \quad \text{при } z = H. \quad (4)$$

На границе $x = X$ или $y = Y$:

$$C_i\big|_\Gamma = C_i^b, \quad \varphi_i\big|_\Gamma = \varphi_i^b, \text{ если } u_n < 0, \quad (5)$$

$$\left.\frac{\partial C_i}{\partial n}\right|_\Gamma = 0, \quad \left.\frac{\partial \varphi_i}{\partial n}\right|_\Gamma = 0, \text{ если } u_n \geq 0, \quad (6)$$

На границе $x = -X$ или $y = -Y$:

$$C_i\big|_\Gamma = C_i^b, \quad \varphi_i\big|_\Gamma = \varphi_i^b, \text{ если } u_n \geq 0, \qquad (7)$$

$$\frac{\partial C_i}{\partial n}\bigg|_\Gamma = 0, \quad \frac{\partial \varphi_i}{\partial n}\bigg|_\Gamma = 0, \text{ если } u_n < 0, \qquad (8)$$

где Γ – боковая поверхность, n – внешняя нормаль к Γ, u_n – нормальная компонента вектора скорости, C_i^b, φ_i^b являются заданными величинами (фоновые поля концентраций соответствующих компонент). Для задания граничного условия при z = h поверхностное сопротивление примеси представляется в виде суммы трех слагаемых: аэродинамического сопротивления r_a, квазиламинарного сопротивления приземного слоя r_b, возникающего вследствие молекулярной диффузии вблизи Земли и поверхностного сопротивления r_c, обусловленного поверхностным осаждением.

Таким образом, поток примеси в приземном слое имеет следующий вид:

$$v\frac{\partial C_i}{\partial z} = \frac{C_i - C_{i,surf}}{r_a + r_b + r_c}$$ для газа вне очага горения,

$$v\frac{\partial C_i}{\partial z} = E$$ для газа в зоне очага горения,

$$v\frac{\partial \varphi_k}{\partial z} = \frac{\varphi_k - \varphi_{k,surf}}{r_a + r_b + r_a r_b w_g} + w_g \varphi_k$$ для аэрозоля вне очага горения,

$$v\frac{\partial \varphi_k}{\partial z} = E_k + w_g \varphi_k$$ для аэрозоля в зоне очага горения.

Кинетические уравнения коагуляции и конденсации. Для решения задачи конденсации и коагуляции используется метод расщепления, позволяющий последовательно учитывать конденсацию и коагуляцию аэрозольных частиц. Вводится сетка по переменной g (массе частиц). Для пространственно-однородного случая кинетическое уравнение коагуляции для счетной $n(g)$ и массовой $m(g)$ концентраций аэрозольных частиц можно представить в следующем виде [3, 4]:

$$\frac{\partial n(g,t)}{\partial t} = \frac{1}{2}\int_0^g K(g-s,s)n(g-s)n(s)ds - n(g)\int_0^\infty K(g,s)n(s)ds \qquad (9)$$

$$\frac{\partial m(g,t)}{\partial t} = \int_0^g K(g-s,s)n(g-s)m(s)ds - m(g)\int_0^\infty K(g,s)n(s)ds \qquad (10)$$

где $n(g)$ – функция распределения частиц, $m(g) = gn(g)$, $K(x, y)$ – матричный оператор, описывающий процессы коагуляции. Численный алгоритм решения задачи (9), (10) приведен в [3, 4].

На втором этапе решается задача конденсации:

$$\frac{\partial n(g)}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial g}\big(v(g)n(g)\big) = J(g^*,t) \qquad (11)$$

$$\frac{\partial m(g)}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial g}\big(v(g)m(g)\big) = 0 \qquad (12)$$

где $V(g)$ – скорость роста частиц, J – скорость нуклеации, g^* – масса капли критического размера.

Модель химической трансформации. В период лесных и торфяных пожаров в атмосферу выбрасывается большое количество аэрозолей (сажа) и газовых компонентов, способствующих образованию вторичного органического аэрозоля. Их предшественниками выступают многочисленные компоненты, возникающие при сгорании биомассы (алканы, алкены, терпены и др.). За основу химических и фотохимических превращений при лесных и торфяных пожарах берется химический блок модели переноса и трансформации газовых примесей и аэрозольных частиц, разработанный в ИВМ РАН [5] расширенный с учетом ряда компонентов из семейства неметановых органических веществ из модели RACM [6].

Уравнения для переноса органических веществ из газовой (g) в конденсированную (cond) фазу и обратно записываются в виде

$$\frac{dC_{i(g)}}{dt} = C_{i(g)}^{\text{source}} - C_{i(g)}^{\text{sink}} - K_{t(i)}L\left(\sum_{i=1}^n C_{i,cond} + q\right)C_{i(g)} + K_{t(i)}LN_a f_i\left(\sum_{i=1}^n C_{i,cond} + q\right)\Big/K_i M_i \qquad (13)$$

$$\frac{dC_{i(cond)}}{dt} = C_{i(cond)}^{\text{source}} - C_{i(cond)}^{\text{sink}} + K_{t(i)}LM_i\left(\sum_{i=1}^n C_{i,cond} + q\right)C_{i(g)}/N_a - K_{t(i)}Lf_i\left(\sum_{i=1}^n C_{i,cond} + q\right)\Big/K_i \qquad (14)$$

Здесь $C_{i(g)}$ – концентрация данного органического компонента в газовой фазе (см$^{-3}$), K_i – скорость сопротивления вхождению и выходу молекул компонента в частице органического аэрозоля (с$^{-1}$), L – объемная доля частиц аэрозоля с массовой концентрацией (мкг/м^3), равная ($\Sigma C_{i(cond)}$+q), q – массовая концентрация частиц сульфатного (аммиачно-сульфатного) аэрозоля, N_a – число Авогадро, f_i – мольная доля данного компонента в органическом аэрозоле, n – число органических газовых компонентов, переходящих в конденсированную фазу, K_t – термодинамический коэффициент распределения органического компонента между газовой и конденсированной фазами (м^3/мкг), M_i – молекулярная масса газового компонента (г/моль).

В фотохимической модели учитываются 300 химических реакций между 101 газовыми компонентами: газовые компоненты CO_2, O_3, OH, HO_2,

H_2O_2, NO, NO_2, NO_3, N_2O_5, HNO_2, HNO_3, HNO_4, O^1D, O^3P, CO, HCO, CH_3O, CH_2O, CH_3O_2, CH_3OOH, CH_3OH, CH_2OH, CH_4, CH_3, H, HSO_3, SO_3, NH_3; продукты горения IAP, HCN, CN, CH_3CN, CH_2CN, C_2H6, C_2H_4, ETO2, ALD, EHP, MO2, MCO3, ACTA, EO2, EO2P, $O_2NOCH_2CH_2OO$, C_3H_6, PO2, HAC, RCHO, ROH, PP, MGLY, RCO3, PPN, PPN1, PRPN, $C_{10}H_{16}$, PIO2, MEK, INO2, PIN2, PINT, PIP, MVK, MACR, ISN2, ISNP, ISNR, VRO2, MVN2, MAO3, MRO2, MAN2, ISN1, INPN, GLYC, PMN, RCOOH, MAOP, MRP, GCO3, GPAN, GP, RP, ISOP, RIO2, RIO1, IALD, RIP, IAO2, H_2O; вещества в конденсированной фазе IAP, PINT, PIP, ISN2, ISNP, GPAN, IALD, RIP.

По заданным значениям удельной скорости горения в лесу (торфе) w (тонна сухой массы / га ч) вычислялся поток (молекулы/мг с) различных газовых веществ: $\psi_i = EF_i w$, где EF_i – эмиссионный фактор (гр/кг) вещества i [7].

В модели учитываются потоки следующих веществ: CO_2, CO, CH_2O, CH_4, C_2H_4, C_2H_6, NO, NO_2, NP_3, HCT, CH_3CN, CH_3O_2, ACTA, RCHO, APIN, MVK, GLYK. Таким образом, решаются 101 дифференциальное уравнение совместно с 8 уравнениями для конденсированной фазы с учетом спектра размеров частиц.

Численные эксперименты. Изложенные выше модели использовались для исследования пространственно–временной изменчивости газовых компонентов и аэрозольных частиц в атмосфере при лесных пожарах.

Численные расчеты проводились при следующих значениях входных параметров. Горизонтальные размеры области моделирования – 80 х 80 км с шагом 2 км, высота области – 6960 м от поверхности земли (41 вертикальный узел с переменным шагом). В эксперименте задавалось значение фонового ветра $U_b = 5$ м/с, $V_b = 0$ м/с. Шаг интегрирования – 10 с. На подстилающей поверхности задавался тепловой поток, который в течение 45 мин линейно нарастал от нуля до величины 40 кВт/м^2. Область моделируемого очага пожара была расположена в центре расчетной сетки по горизонтали размером 8 х 8 км. Выбрасываемые в воздух аэрозольные частицы предполагались монодисперсными с радиусом 60 нм. В аэрозольной модели использовались 30 интервалов масс частиц размерами от 5 нм до 10 мкм.

Численные расчеты проводились в рамках единой модели следующим образом. По модели конвекции получались характеристики атмосферной циркуляции в рассматриваемой области. Далее решались кинетические уравнения гомогенной нуклеации, конденсации/испарения и коагуляции для получения счетной и массовой концентраций частиц с использованием неравновесной функции распределения частиц по размерам. Наконец, для каждого размера частиц решалась совместная задача фотохимической трансформации веществ в газовой и конденсированной фазах, что позволило моделировать образование органического аэрозоля в атмосфере при лесных и торфяных пожарах.

На Рис. 1 представлено поле вертикальной скорости w в плоскости (x, z) (при отсутствии фонового потока) через 30 минут после пожара. Видно, что вертикальная скорость w достигает здесь значения ~ 26 м/с, а экспериментально измеренные значения находились в интервале 25–30 м/с. Для оценки высоты подъема конвективной колонки в работе предложена формула, согласно которой эта высота в рассматриваемом случае составляет 3400 м. Численные эксперименты, проведенные по модели изложенной выше, дают ~ 3260 м.

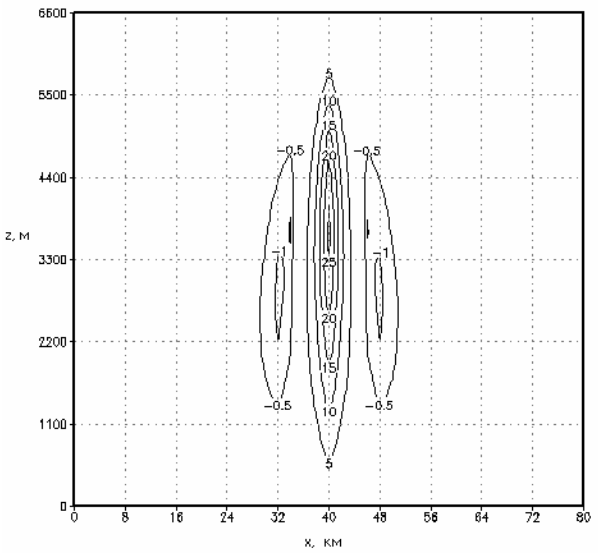


Рис. 1. Поле вертикальной скорости w в плоскости (x, z) (при отсутствии фонового потока) через 30 минут после пожара.

На Рис. 2 приведено поле турбулентного обмена в плоскости (x, z) через 30 мин горения. Максимальное значение достигается в зоне больших градиентов полей метеоэлементов.

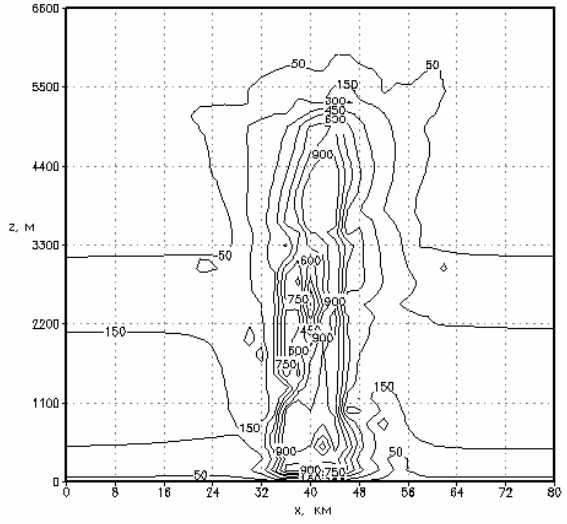


Рис. 2. Поле турбулентного обмена в плоскости (x, z), t = 30 мин.

На Рис. 3 и 4 приведены изолинии концентрации аэрозольных частиц с радиусом 2.6 мкм в плоскости (x, y) на различных высотах: 460 м (Рис. 3) и 1510 м (Рис. 4). При этом счетная концентрация убывает с высотой гораздо быстрее, чем массовая.

Непосредственно вблизи источника довольно быстро образуются частицы с удвоенной массой, которые затем коагулируют только с мелкодисперсной фракцией, уменьшая счетную концентрацию первичных частиц.

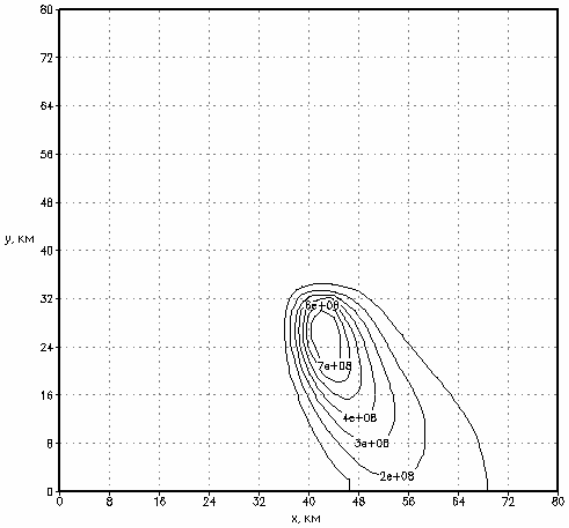


Рис. 3. Концентрация частиц радиусом 2.6 мкм в плоскости (x, y) на различных высотах: 460 м.

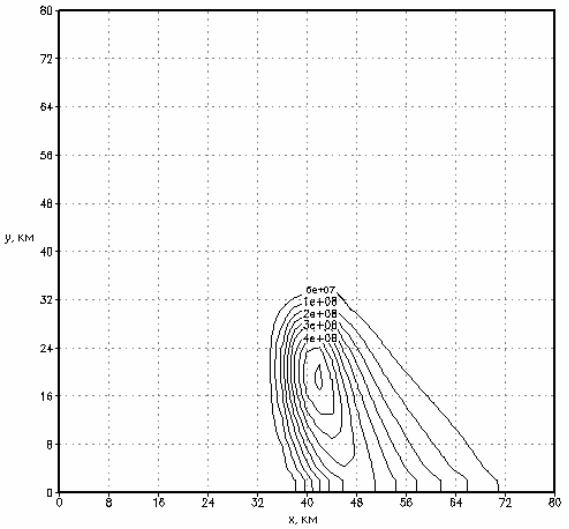


Рис. 4. Концентрация частиц радиусом 2.6 мкм в плоскости (x, y) на различных высотах: 1510 м.

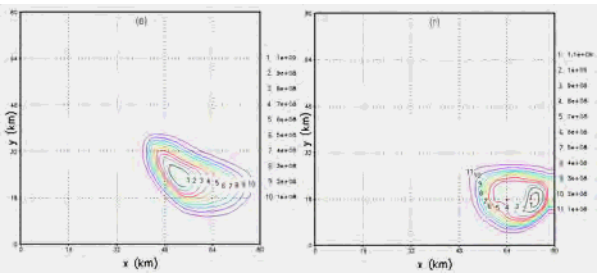


Рис. 5. Поле концентрации аэрозольных частиц с радиусом 2.6 мкм в плоскости (x, y) на высотах 1960 м (а) и 3860 м (б) через 3 ч после пожара.

На рис. 5 представлены изолинии концентрации аэрозольных частиц с радиусом 2.6 мкм на разных высотах через 3 ч после пожара. Зона максимальной концентрации расположена вне зоны горения, что обусловлено как гидродинамическими, так и кинетическими процессами.

На Рис. 6–8 приведены концентрации CH_3CN, $CH_3C(O)OH$ и $HOCH_2CHO$, соответственно, в плоскости (x, y) на высоте 80 м через 3 ч (см$^{-3}$).

Приводились также численные эксперименты для описания захвата органических газовых компонентов аэрозольными частицами с учетом их размеров. Для иллюстрации приведем некоторые результаты расчетов для зависимости $HOCH_2C(O)OONO_2$ (GPAN) (Рис. 9) и $HOCH_2C(O)OOH$ (GP) (Рис. 10) от частиц аэрозоля размерами 60 нм и 2 мкм, соответственно, на высоте 80 м.

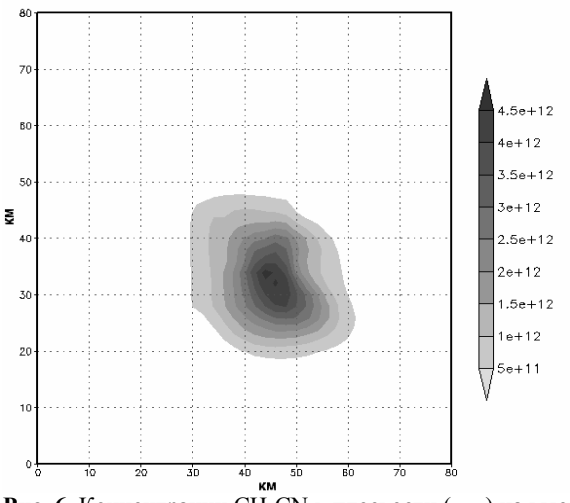


Рис. 6. Концентрации CH_3CN в плоскости (x, y) на высоте 80 м через 3 ч (см$^{-3}$).

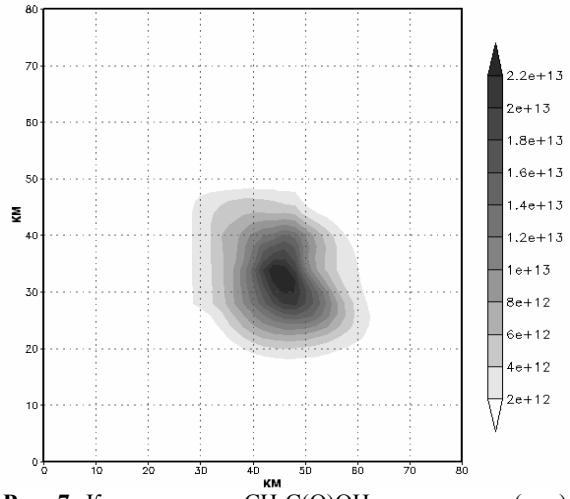


Рис. 7. Концентрации $CH_3C(O)OH$ в плоскости (x, y) на высоте 80 м через 3 ч (см$^{-3}$).

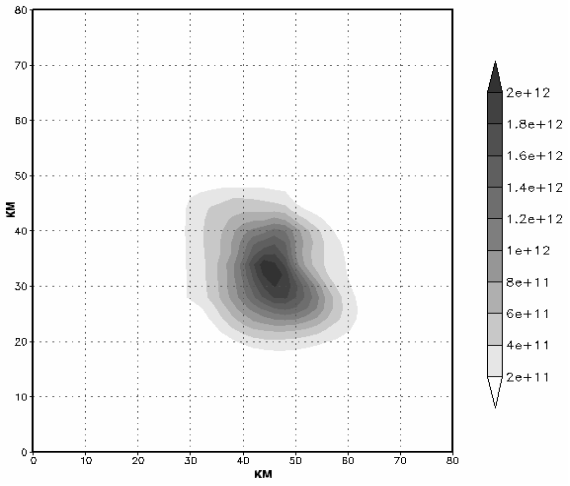


Рис. 8. Концентрации $HOCH_2CHO$ в плоскости (x, y) на высоте 80 м через 3 ч ($см^{-3}$).

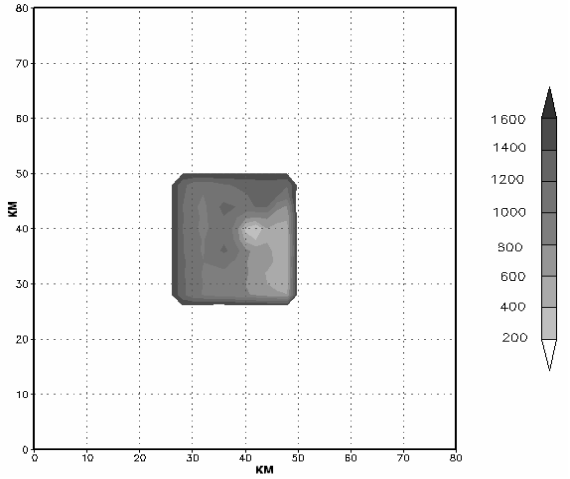


Рис. 9. Концентрации GPAN, захваченного аэрозольными частицами радиусом 60 нм на высоте 80 м через 3 ч ($см^{-3}$)

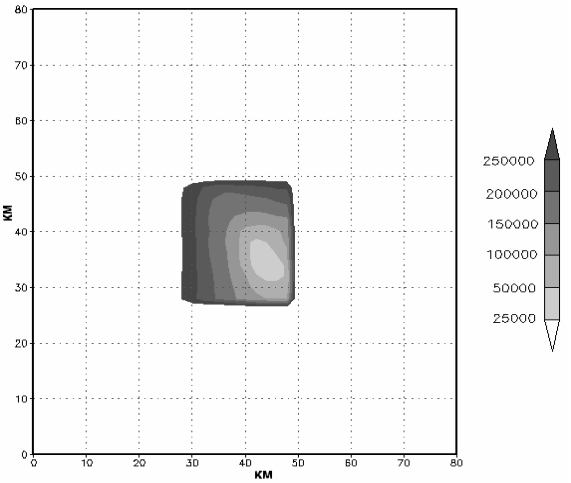


Рис. 10. Концентрации GP, захваченного аэрозольными частицами радиусом 2 мкм на высоте 80 м через 3 ч ($см^{-3}$)

<u>Заключение</u>. Разработана физико-математическая модель для исследования изменчивости динамики и кинетики примесей и аэрозолей в атмосфере при лесных и торфяных пожарах. Модель основана на совместном решении задач динамики атмосферы при заданных тепловых потоках на поверхности земли при горении биомассы, фотохимической трансформации, нуклеации, конденсации/испарения и коагуляции. Комплексная модель позволяет воспроизвести пространственно–временную изменчивость газовых компонентов и аэрозольных частиц в атмосфере, выбрасываемых из очагов горения биомассы. Решение совместной задачи фотохимической трансформации в газовой и конденсированной фазах позволяет воспроизвести образование органического аэрозоля в атмосфере при лесных и торфяных пожарах с учетом спектра размеров частиц. Разработанная модель может быть эффективно использовано для мониторинга газовых примесей и аэрозольных частиц при лесных и торфяных пожарах.

Работа выполнена в рамках проектов РФФИ 12-05-00278 и 12-05-00236.

Литература

1. *Алоян А.Е.* Моделирование динамики аэрозолей при лесных пожарах. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45. № 1. С. 62–75.

2. *A.E. Aloyan* Numerical modeling of the interaction of gas species and aerosols in the atmospheric dispersive systems. Russ. J. Num. Analysis Math. Modelling. 2000. V. 15, №. 3–4. P. 211–224.

3. *Алоян А.Е., Пискунов В.Н.* Моделирование региональной динамики газовых примесей и аэрозолей. // Изв. РАН: Физика атмосферы и океана. 2005, Т. 41. № 3. Р. 328–340.

4. *Piskunov V.N., Golubev A.I., Goncharov E.A.* Kinetic modeling of composite particles coagulation // J. Aeros. Sci. 1997. V. 28. №. 7, P. 1215–1231.

5. *Алоян А.Е.* Моделирование динамики и кинетики газовых примесей и аэрозолей в атмосфере. // М., Наука, 2008. – 415 стр.

6. *Stockwell, W.R., F. Kirchner, M. Kuhn, and S. Seefeld* A New Mechanism for Regional Atmospheric Chemistry Modeling // J. Geophys. Res., 1997. V. 102. P. 25847–25879.

7. *Akagi S.K., Yokelson R.J., Wiedinmyer C., et al.* Emission factors for open and domestic biomass burning for use in atmospheric models. // Atmos. Chem. Phys. Discuss. 2010. V. 10, P. 27523-27602.

Пространственно-временная структура лазерного пучка на трассе длиной 144 км в эксперименте IRDAS-SCINT

А.С. Гурвич[1], М.Е. Горбунов[1], О.В. Федорова[1],
Г. Кирхенгаст[2], В. Прошек[2], К. Терещук[3]

[1] Институт физики атмосферы им. А.М.Обухова РАН, Пыжевский пер. 3, Москва.
[2] Центр Вегенера по изучению глобальных изменений климата, Леехгассе 25, Грац, Австрия.
[3] Йоркский Университет, Йорк, Хельсингтон, Йорк, YO10 5DD, Великобритания.
e-mail: m_e_gorbunov@mail.ru

Введение. Неоднородности показателя преломления воздуха, порожденные турбулентностью, разрушают пространственную когерентность световых волн, распространяющихся сквозь атмосферу. Следствием этого является, например, наблюдаемое невооруженным глазом мерцание звезд. Для оптического диапазона неоднородности, ответственные за мерцания, с хорошей точностью пропорциональны флуктуациям температуры воздуха. Модель пространственной структуры температурных флуктуаций была предложена А. М. Обуховым и Корсином [1,2]. Модель Обухова–Корсина является развитием общих принципов, предложенных А.Н.Колмогоровым для описания развитой, локально однородной турбулентности, поэтому за пространственным спектром, следующим из этой модели, закрепилось название колмогоровский спектр.

Описание турбулентных флуктуаций температуры во времени в данной точке пространства опирается на гипотезу замороженной турбулентности, предложенную Дж. Тейлором [3] для интерпретации измерений характеристик турбулентности в аэродинамических трубах. Поскольку флуктуации скорости на оси трубы значительно меньше средней скорости потока, турбулентные неоднородности, переносимые со средней скоростью потока, считаются не меняющимися во времени.

В атмосферной турбулентности относительные флуктуации скорости значительно больше, чем в аэродинамических трубах. Для проверки гипотезы Тейлора в атмосфере было проведено сравнение спектров флуктуаций температуры, вычисленных из измерений на 70-метровой вышке и вычисленных из измерений на самолете, летавшем в непосредственной близости к вышке [4]. Результаты сравнения с высокой точностью подтвердили справедливость гипотезы замороженной турбулентности. Экспериментальные исследования пространственно временной структуры в приземном слое атмосферы [5] показали, что вызванная турбулентной диффузией эволюция неоднородностей температуры и плотности воздуха при переносе их ветром невелика за время перемещения на расстояние, порядка размера самих неоднородностей.

Предположение о замороженной турбулентности лежит в основе описания вызванных турбулентностью флуктуаций интенсивности света, как функций времени [6]. Учет дифракции в сочетании с гипотезой Тейлора объясняет, в частности, «бегущие тени» на входной апертуре телескопа, направленного на яркую звезду, которые впервые наблюдали астрономы в 17 веке, удалив окуляр телескопа и сфокусировав глаз на плоскость объектива. Обоснованность использования этой гипотезы не вызывает сомнений в случае наблюдения мерцаний в плоской волне, прошедшей турбулентный слой. В случае узких лазерных пучков и больших расстояний, при которых турбулентное уширение пучков превышает дифракционную расходимость, ее применимость не столь очевидна. Так в недавней публикации [7], посвященной исследованию мерцаний в лазерном пучке на атмосферной трассе протяженностью 149 км, в Заключении отмечается: «Данные результаты непросто объяснить в рамках гипотезы Тейлора, которая обычно используется в анализе.»

Результаты спутниковых наблюдений звезд сквозь атмосферу [8,9] показали, что мерцания лазерного пучка на лимбовой трассе (спутник – атмосфера – спутник) заметны начиная с высот перигея лучей 65–75 км, а на высотах менее 25–30 км мерцания будут сильными. Для описания сильных мерцаний было предложено Марковское приближение [10,11]. Однако в этом приближении уравнения, описывающие мерцания, весьма сложны. Решения их изучены недостаточно для того, чтобы широко использовать это приближение для компьютерного моделирования лимбовой лазерной трассы. Это вынуждает прибегать к экспериментальным исследованиям мерцаний для физического моделирования распространения лазерных пучков на лимбовых трассах.

Задача исследования, проводимого по проекту ESA-IRDAS-EXP в июле 2011 г., состоит в физическом моделировании распространения лазерного пучка на лимбовой трассе с целью определения пространственно-временной структуры флуктуаций интенсивности в плоскости наблюдения при измерении дифференциального поглощения лазерного излучения малыми газовыми примесями. Используется оптическая трасса протяженностью 144 км между островами Ла Пальма и Тенерифе. Ранее аналогичная трасса использовалась в [12] для исследования флуктуаций волнового фронта. Скорость переноса неоднородностей ветром поперек трассы на три порядка меньше скоростей спутников. Поэтому для использования результатов моделирования для спутниковых наблюдений необходимо было получить пространственные спектры и корреляционные функции флуктуаций интенсивности и выяснить применимость гипотезы Тейлора

для анализа мерцаний в лазерных пучках. Эти вопросы рассматриваются в настоящей работе.

Наблюдения флуктуаций интенсивности (мерцаний). В качестве излучателя использовался непрерывный лазер видимого диапазона (зеленый цвет, длина волны 532 нм), расположенный на острове Ла Пальма (28.76°N, 17.89°W, 2392 м над уровнем моря). Лазерный пучок расширялся коллиматором до диаметра 15 см и направлялся к телескопу с диаметром входной апертуры 1.016 м, расположенному на острове Тенерифе (28.30°N, 16.51°W, 2410 м) [13]. Расстояние до фокуса куде составляло 39 м. Длина трассы составляла 144 км. Наибольшая часть трассы проходила над океаном. В отсутствии турбулентности пучок в плоскости приемной апертуры из-за дифракции [14] имел бы диаметр около 40 см. Однако, турбулентное уширение пучка было значительно больше дифракционного и освещенное лазером пятно на белой стене башни, в которой размещался телескоп, имело диаметр, значительно больший, чем приемная апертура. Турбулентность разрывала пучок на множество отдельных кластеров. Инерция зрения приводила к тому, что на стене невооруженным глазом была видна картина «бегущих теней», двигавшихся примерно в горизонтальном направлении. Для быстрой регистрации распределения интенсивности принимаемого излучения использовалась CCD-камера Prosilica GE-680, которая располагалась на оптической скамье в фокусе куде. Камера была снабжена объективом Fujinon HF75SA-1 с фокусным расстоянием 75 мм, который строил на матрице камеры изображение плоскости приемной апертуры. Камера работала в режиме 8 бит на пиксель с частотой 205 кадров в секунду.

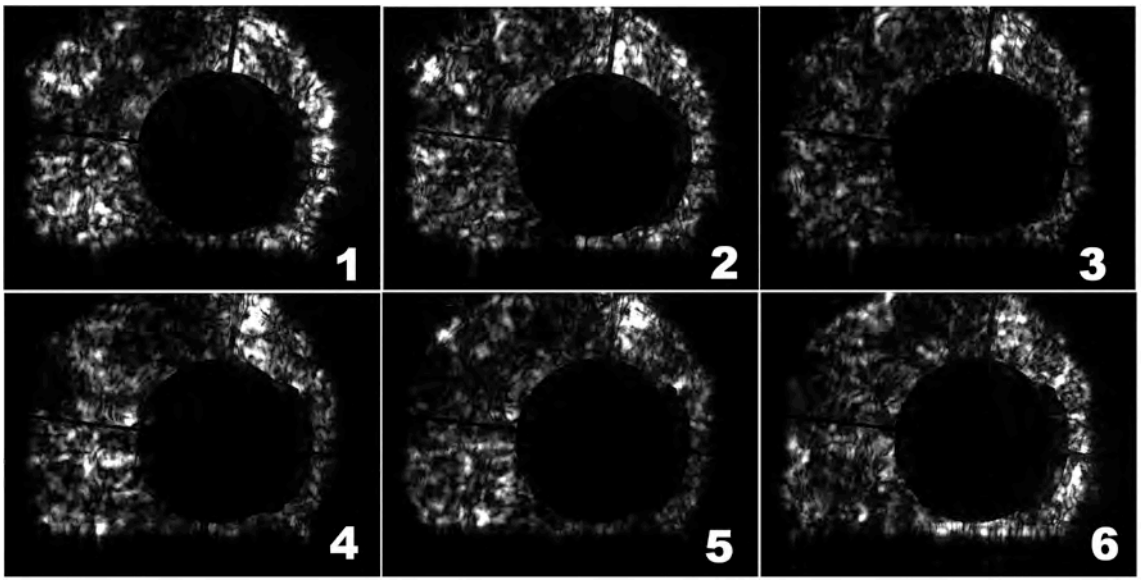


Рис. 1. Последовательные распределения интенсивности $I(\boldsymbol{\rho},t)$ на приемной апертуре. Распределения были зафиксированы 18.07.11 около 00:05:46.

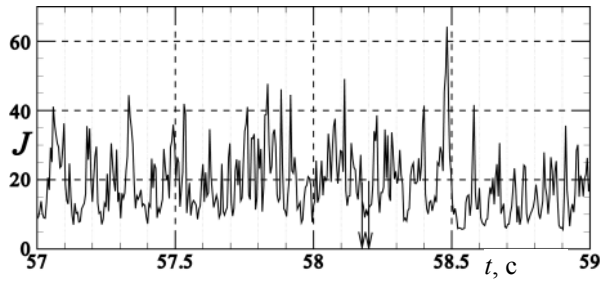


Рис. 2. Фрагмент записи светового потока $J(t)$. Стрелками указан интервал 25 мс, соответствующий распределениям $I(\boldsymbol{\rho},t)$, представленным на **Рис. 1**.

Наблюдения мерцаний проводились в темное время суток, чтобы исключить фон от рассеянного света Солнца. На **Рис. 1** показан пример последовательных (через 5 мс) распределений интенсивности $I(\boldsymbol{\rho},t)$ на входной апертуре телескопа, где $\boldsymbol{\rho}$ – 2-мерный вектор координат в плоскости апертуры, t – время.

Изображения виньетированы деталями оптической системы и ограничены полем зрения объектива CCD камеры. Темное пятно в центре изображения – тень вторичного зеркала телескопа диаметром 327 мм. Знание этого диаметра позволяет пересчитать номера пикселей в геометрические координаты в плоскости входной апертуры.

Поле интенсивности разбито на хаотические кластеры. Их положение и форма существенно изменяется от кадра к кадру. На первый взгляд, на **Рис. 1** не заметно упорядоченного движения, хорошо видного при визуальном наблюдении «бегущих теней». На **Рис. 2** представлен пример зависимости светового потока $J(t)=\int_S I(\boldsymbol{\rho},t)d^2\boldsymbol{\rho}$ через апертуру приемного телескопа от времени. Интенсивность здесь и далее измеряется в условных единицах.

Несмотря на значительное пространственное осреднение по апертуре диаметром 1 м, световой поток сильно флуктуирует во времени. Оцененное по интервалу 120 секунд отношение среднеквадра-

тичного отклонения $(\langle J^2\rangle-\langle J\rangle^2)^{1/2}$ к среднему $\langle J\rangle$, составляет 0.56. Распределение вероятностей J отличается от нормального наличием коротких положительных выбросов. Флуктуации $J(t)$ связаны как с турбулентными смещениями лазерного пучка как целого (беганием), так и его уширением.

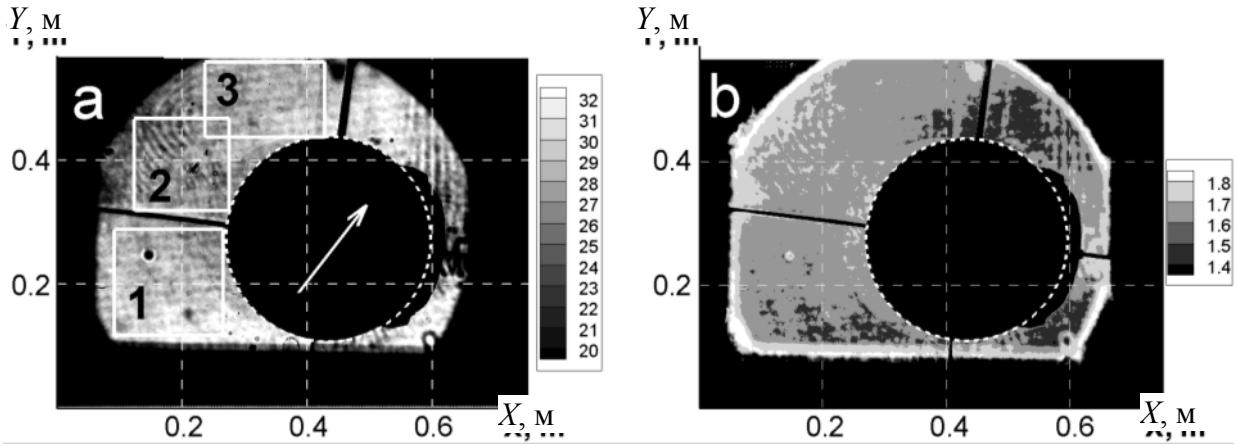


Рис. 3. Слева: осредненные по времени распределения интенсивности на апертуре, цифры в легенде интенсивность в произвольных единицах. Справа: распределение значений отношения среднеквадратичного к среднему.

На **Рис. 3** представлены распределения оценок средних по времени значений интенсивности $\langle I(\boldsymbol{\rho},t)\rangle$ (левая панель) на апертуре телескопа и среднеквадратичных значений флуктуаций интенсивности $(\langle I^2(\boldsymbol{\rho},t)\rangle-\langle I(\boldsymbol{\rho},t)\rangle^2)^{1/2}/\langle I(\boldsymbol{\rho},t)\rangle$, отнесенных к оценке среднего (правая панель). Средние вычислены по последовательности из 22542 кадров, зафиксированных 18.07.11. Длительность реализации составляет около 110 с. Один пиксель на CCD матрице соответствует l_P=1.18 мм на апертуре, что определяет частоту Найквиста $\kappa_{max}=\pi/l_P$=2.65 рад/мм. Белый пунктир показывает границу тени от вторичного зеркала телескопа. Оси координат параллельны сторонам CCD матрицы. Белая стрелка показывает горизонтальное направление. Такой поворот изображения определяется азимутальной подвеской телескопа. В дальнейшем мы всегда поворачиваем систему координат, приводя ось X к горизонтали. Хорошо видны тени от стержней, на которых крепится зеркало. Осреднение по времени сглаживает турбулентные флуктуации интенсивности, поэтому измеренные оценки средних значений интенсивности лишь незначительно варьируют по сравнению с показанными на **Рис. 1** мгновенными значениями ее.

Правая панель показывает распределение оценок среднеквадратичных значений флуктуаций интенсивности на апертуре телескопа, отнесенных к оценке средних. Это отношение варьирует в пределах 1.5–1.7 за исключением узких полосок по краям изображения и точек, соответствующих дефектам CCD матрицы. Столь большие среднеквадратичные вариации характерны для сильных мерцаний [12,15,16,17].

На левой панели **Рис. 3** выделены три прямоугольника, по которым были вычислены оценки средних и среднеквадратичных по времени значений интенсивности, осредненные затем по площади прямоугольников. Отношение среднеквадратичных к средним меняется в пределах 1.59–1.62, а сами средние меняются в пределах 26.38–28.80. Это позволяет рассматривать наблюдавшиеся флуктуации интенсивности в приближении статистически однородного поля, используя методы, основанные на вычислении средних значений и спектральных плотностей [18]. Размеры $l_{x,y}$ по осям X и Y областей, использованных для анализа, определяют разрешение $\Delta\kappa_{x,y}=2\pi/l_{x,y}$ пространственного спектра мерцаний.

Анализ спектров и корреляционных функций флуктуаций интенсивности на апертуре телескопа. По измеренным полям интенсивности $I(\boldsymbol{\rho},t)$ мы вычисляли оценки автоспектров (спектральных плотностей) $F(\boldsymbol{\kappa},0)$ и кросс-спектров $F(\boldsymbol{\kappa},\delta t)$, где δt принимает дискретные значения, пропорциональные временному шагу между кадрами.

Взаимная спектральная плотность является, вообще говоря, комплексной величиной, равной $|F(\boldsymbol{\kappa},\delta t)|\exp(i\varphi(\boldsymbol{\kappa},\delta t))$, $-\pi\le\varphi(\boldsymbol{\kappa},\delta t)<\pi$. Назовем $\varphi(\boldsymbol{\kappa},\delta t)$ фазовым спектром. Определим спектр когерентности: $\mathrm{Coh}(\boldsymbol{\kappa},\delta t)=|F(\boldsymbol{\kappa},\delta t)|/F(\boldsymbol{\kappa},0)$, $0\le\mathrm{Coh}\le1$.

Пусть для любых δt справедлива гипотеза замороженности $I(\boldsymbol{\rho},t+\delta t)=I(\boldsymbol{\rho}-\mathbf{u}\delta t,t)$, где $\mathbf{u}$ – вектор скорости перемещения неоднородностей поля $I(\boldsymbol{\rho},t)$. В этом случае спектр когерентности $\mathrm{Coh}(\boldsymbol{\kappa},\delta t)=1$, а фазовый спектр $\varphi(\boldsymbol{\kappa},\delta t)=\mathbf{u}\boldsymbol{\kappa}\delta t$ является линейной функцией волнового вектора $\boldsymbol{\kappa}$. Отклонение Coh от единицы, равно как и нарушение линейной зависимости $\varphi(\boldsymbol{\kappa},\delta t)$ от волнового вектора $\boldsymbol{\kappa}$, свидетельствуют об эволюции кластеров в поле интенсивности по мере их перемещения по плоскости апертуры.

На **Рис. 4** представлены оценки 2-мерных спектров флуктуаций, нормированных на дисперсию, для трех прямоугольных областей, обозначенных на левой панели **Рис. 3**. Для волновых чисел $\kappa>1.0\div1.2$ рад/мм вычисленная оценка спектральной плотности становится малой (около 0.1) и потому она сильно зашумлена. Для всех трех прямо-

угольников изолинии довольно близки при изменении спектральной плотности на три порядка по величине. Это также является аргументом в пользу предположения о статистической однородности поля флуктуаций интенсивности на апертуре телескопа.

Форма изолиний близка к окружности. Это свидетельствует об изотропии поля флуктуаций интенсивности на апертуре телескопа для масштабов больше 6–7 мм и согласуется с измерениями [19]. Компоненты спектра с бо□льшими волновыми числами, соответствующие меньшим масштабам, незаметны на фоне шума. Тем не менее, статистическую изотропию можно предполагать и для меньших масштабов, или бо□льших волновых чисел. Заметная анизотропия спектра для совсем малых волновых чисел на **Рис. 4** относится к масштабам 70–80 мм и бо□льшим. Однако такие масштабы соответствуют пределу спектрального разрешения. Экспериментальные оценки спектральной плотности для этой области волновых чисел ненадежны из-за шума.

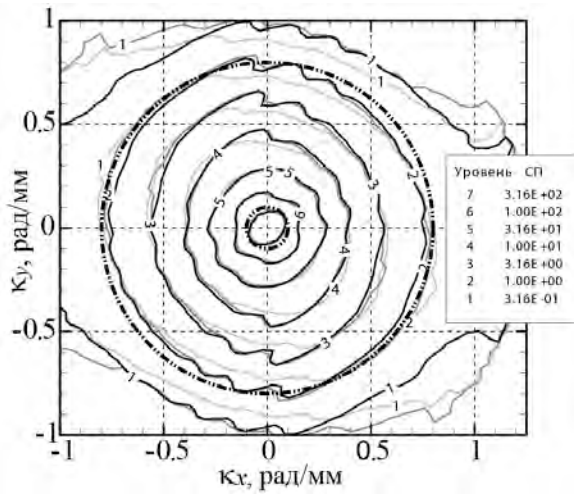


Рис. 4. Рассчитанные по измерениям 18.07.11 оценки спектральных плотностей (СП) $F(\boldsymbol{\kappa},0)$. Светло-серые изолинии соответствуют прямоугольнику 1, серые – 2 и черные – 3. Радиусы окружностей, показанных черным штрихпунктиром, равен 0.1 и 0.8 рад/мм. Цифры у изолиний спектральных плотностей соответствуют номерам уровней в легенде.

На **Рис. 5** представлена оценка нормированной автокорреляционной функции (коэффициента корреляции) $b(\delta\boldsymbol{\rho})=B(\delta\boldsymbol{\rho})/B(0)$, вычисленная по прямоугольной области 1. Автокорреляции для областей 2 и 3 практически неотличимы от результатов для области 1.

Атмосферная турбулентность приводит к возникновению флуктуаций интенсивности широкого лазерного пучка, распространяющегося в атмосфере [6]. Вследствие локальной изотропии турбулентности изолинии 2-мерной спектральной плотности поля интенсивности в перпендикулярном сечении пучка близки к окружностям. Наблюдения на приземной трассе [19] показали, что поле турбулентных флуктуаций изотропно. В этих измерениях, проводившихся при скорости ветра несколько м/сек, экспозиция при фотографировании поля интенсивности была $2\tau=0.1$ мс, т.е. в 50 раз меньше, чем в рассматриваемых здесь измерениях.

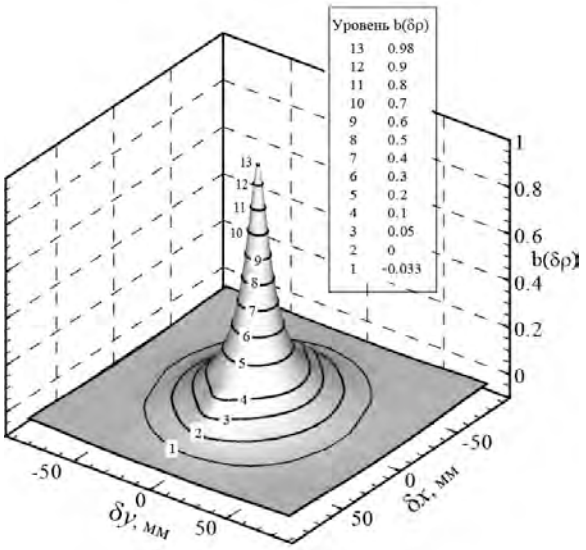


Рис. 5. Оценка нормированной автокорреляционной функции $b(\delta\boldsymbol{\rho})=B(\delta\boldsymbol{\rho})/B(0)$, рассчитанная по прямоугольной области 1. Цифры у изолиний соответствуют номерам в легенде.

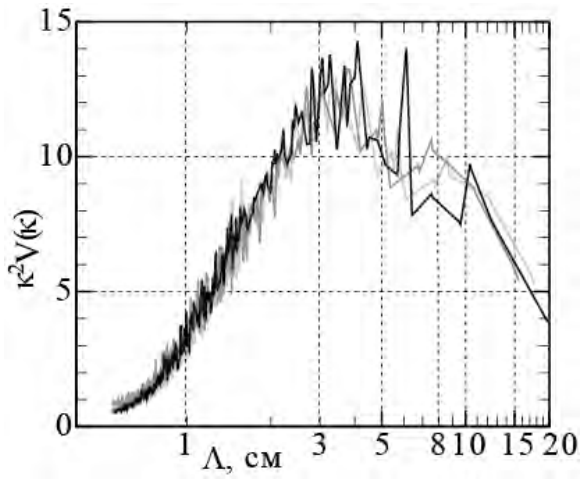


Рис. 6. Вклад спектральных компонент в дисперсию мерцаний как функция масштаба $\Lambda=2\pi/\kappa$. Обозначения кривых оттенками серого те же, что и на **Рис. 4**.

Двумерные спектральные плотности $F(\boldsymbol{\kappa},0)$, представленные на **Рис. 4**, быстро убывают с ростом волнового числа κ. Диапазон их изменения превышает три порядка. Для оценки характерного масштаба неоднородностей, вносящих основной вклад в дисперсию мерцаний, воспользуемся тем, что $F(\boldsymbol{\kappa},0)$ можно приближенно считать функцией от $\kappa=|\boldsymbol{\kappa}|$. Перейдем к полярным координатам в плоскости волновых чисел и введем спектр $V(\kappa)$, равный спектру $F(\boldsymbol{\kappa},0)$, усредненному по угловой переменной. Запишем выражение для дисперсии интенсивности: $\sigma^2=\int F(\boldsymbol{\kappa},0)d^2\boldsymbol{\kappa}=2\pi\int V(\kappa)\kappa^2 d\ln\kappa$. Переход к интегрированию по $\ln\kappa$ позволяет детально изучить вклад малых волновых чисел в дисперсию.

На **Рис. 6** показана плотность $V(\kappa)\kappa^2$ как функция масштаба $\Lambda=2\pi/\kappa$. Масштабы ограничены сверху размерами прямоугольников, показанных на

Рис. 3. Площадь под кривыми пропорциональна дисперсии мерцаний. Максимуму зависимости $V(\kappa)\kappa^2$ соответствуют неоднородности с масштабами $\Lambda=3\div4$ см. Основной вклад в дисперсию мерцания дают кластеры, хорошо видные на **Рис. 1**, с размерами от 1–2 см и до 10–15 см.

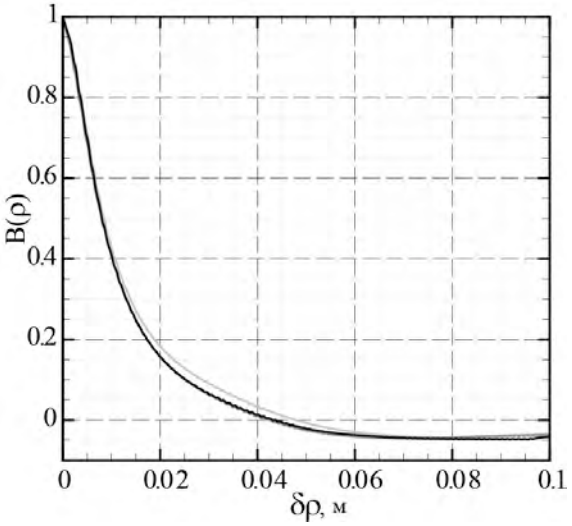


Рис. 7. Оценки коэффициента корреляции b(δρ) флуктуаций интенсивности на плоскости апертуры телескопа. Обозначения кривых оттенками серого те же, что и на **Рис. 4**.

Для оценки масштабов корреляции мерцаний на апертуре телескопа мы воспользовались изотропией коэффициента корреляции $b(\delta\boldsymbol{\rho})$, что позволяет считать его функцией от $\delta\rho=|\delta\boldsymbol{\rho}|$. На **Рис. 7** представлены функции b(δρ), вычисленные для трех прямоугольных областей, показанных на **Рис. 3**. Коэффициент корреляции убывает до значения 0.5 при δρ≈7 мм, что дает оценку характерного масштаба внутренней структуры кластера интенсивности. На расстояниях δρ≈45÷50 мм коэффициент корреляции меняет знак, что дает оценку характерного размера кластера. В силу закона сохранения энергии полный интеграл от корреляционной функции $\int b(\delta\rho)\delta\rho^2 d\delta\rho$ должен равняться нулю, поэтому b(δρ) должна быть знакопеременной функцией [6]. Турбулентность приводит к перераспределению интенсивности в пространстве, поэтому образование кластеров сопровождается появлением областей с пониженной интенсивностью, что хорошо видно на **Рис. 1.**

Двумерные спектральные плотности $F(\boldsymbol{\kappa},0)$, приведенные на **Рис. 4**, и коэффициент корреляции $b(\delta\boldsymbol{\rho})$, приведенный на **Рис. 5**, дают представление о свойствах флуктуаций интенсивности в пространстве для произвольного (в силу предположения о стационарности наблюдаемых мерцаний) момента времени. Спектры когерентности, представленные на **Рис. 8**, позволяют судить об эволюции кластеров поля интенсивности во времени. Сопоставление их с автоспектрами ($\delta t=0$), представленными на **Рис. 4**, показывает, что за время 5 мс значения спектра когерентности заметно убывают, особенно для больших волновых чисел $\kappa>0.4$. Это означает, что корреляция флуктуаций интенсивности убывает со временем тем быстрее, чем меньше масштабы наблюдаемых неоднородностей поля интенсивности. Кластер интенсивности в плоскости апертуры телескопа не только смещается, но и быстро меняет свою форму. Это заметно при рассмотрении серии мгновенных распределений, примеры которых представлены на **Рис. 1**.

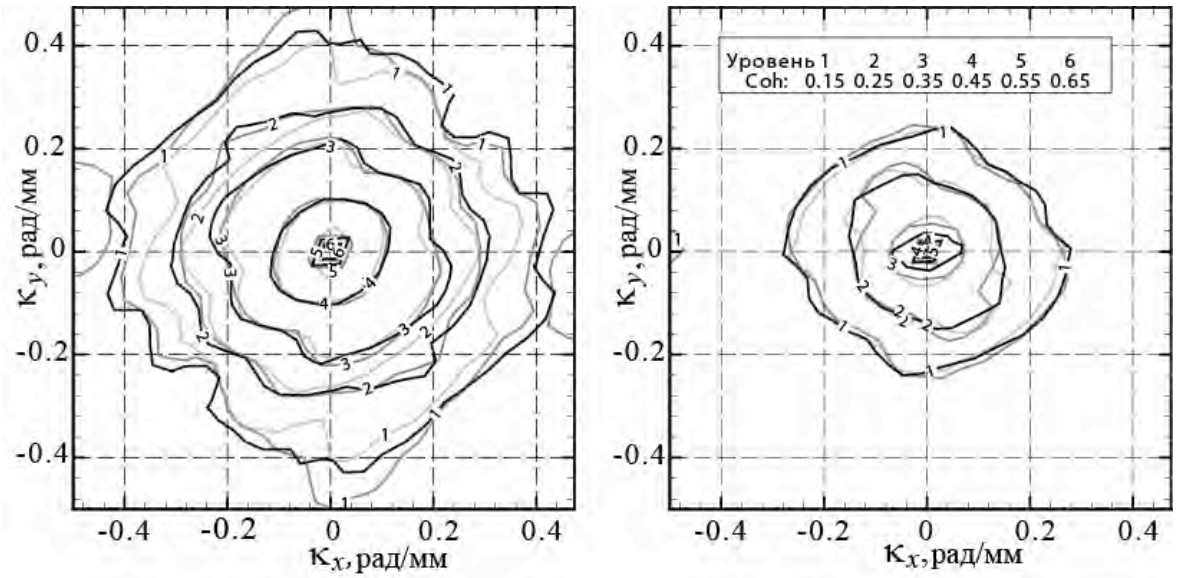


Рис. 8. Оценки 2D спектров когерентности $\mathrm{Coh}(\boldsymbol{\kappa},\delta t)$. Левая панель $\delta t=5$ мс, правая панель $\delta t=10$ мс. Обозначения кривых оттенками серого те же, что и на **Рис. 4**.

На **Рис. 9** показаны фазовые спектры. Сравнение с **Рис. 8** показывает, что фазовый спектр удается оценить в той области волновых чисел **к**, в которой значения спектра когерентности не слишком малы. Вне этой области статистическая неопределенность оценок комплексных чисел $F(\boldsymbol{\kappa},\delta t)$ [18] не позволяет достоверно оценивать их аргумент $\varphi(\boldsymbol{\kappa},\delta t)$. Изолинии здесь приобретают характер случайных траекторий. Поскольку мы определили фазу в интервале от $-\pi$ до π, ее линейный рост должен

выглядеть как пилообразная функция со скачками на 2π. Такие скачки видны при κ=±0.3 рад/мм на левой панели и при κ=±0.15 рад/мм на правой панели. Чтобы убедиться в линейной зависимости $\varphi(\boldsymbol{\kappa},\delta t)$ от κ_x между скачками, фазовые спектры были усреднены по κ_y в полосе $-0.425 \le \kappa_y \le 0.425$ рад/мм. Ширина полоса соответствует размеру области, внутри которой значения $F(\boldsymbol{\kappa},\delta t)$ достаточно велики при δt=5 мс. Полученные одномерные фазовые спектры как функции κ_x представлены на **Рис. 10**. Значения фазового спектра между скачками хорошо ложатся на прямую. Следовательно, за время δt=5 мс детали поля $I(\boldsymbol{\rho},t)$ с масштабами порядка 1 см и более перемещаются с постоянной скоростью u_0 по плоскости апертуры в направлении оси X на расстояние $u_0\delta t$ без существенных изменений, в соответствии с гипотезой замороженности. Гипотеза оправдывается тем лучше, чем меньше δt. Обозначив через $\Delta\kappa_x$ изменение κ_x между скачками фазы, получаем выражение для скорости сноса $u_0=2\pi/(\Delta\kappa_x\,\delta t)$. Подставляя значения $\Delta\kappa_x$ =0.6 рад/мм и δt=5 мс, получаем оценку $u_0\approx$2.1 м/с для проведенных измерений. Вектор $\mathbf{u}_0$ направлен вдоль поверхности Земли.

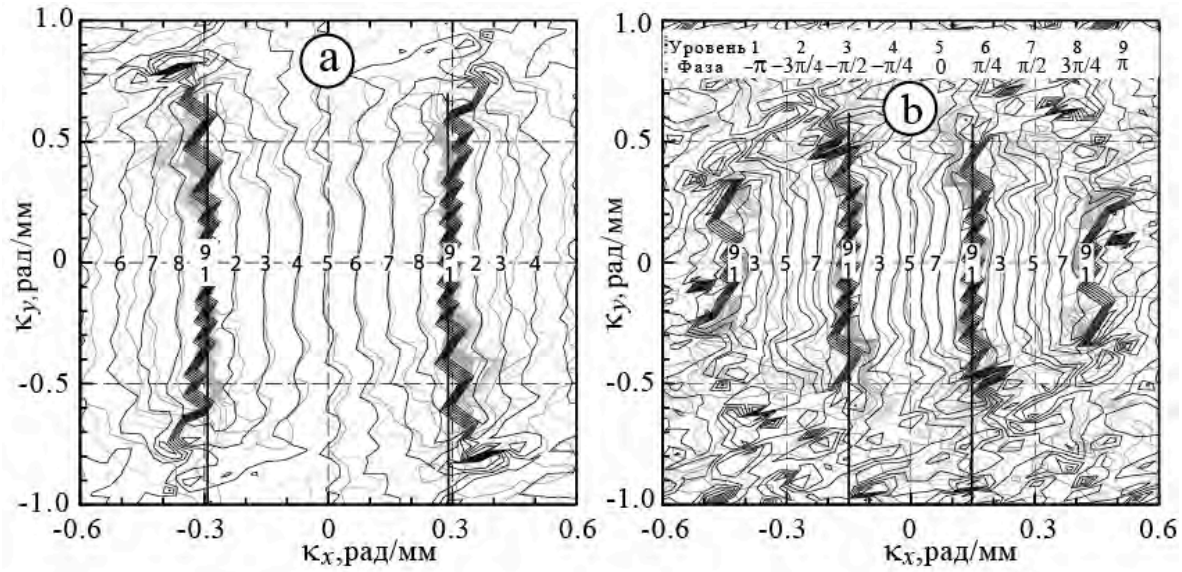


Рис. 9. Оценки 2-мерных фазовых спектров $\varphi(\boldsymbol{\kappa},\delta t)$. панель δt=5 мс, правая панель δt=10 мс. Обозначения кривых оттенками серого те же, что и на **Рис. 4**.

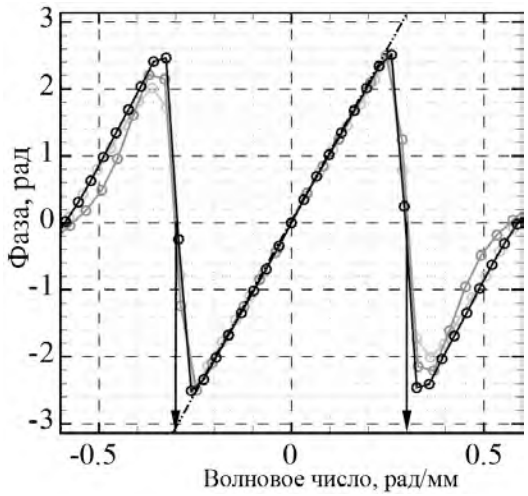


Рис. 10. 1-мерные фазовые спектры для δt=5 мс, рассчитанные по прямоугольным областям. Обозначения кривых оттенками серого те же, что и на **Рис. 4**. Наклон штрихпунктирной черной прямой равен $u_0\delta t$. Стрелками отмечены значения волновых чисел κ_x=±0.3 рад/мм, в которых фазовый спектр скачком меняется на 2π.

В случае наблюдения флуктуаций интенсивности в плоской световой волне при постоянной скорости ветра значение u_0 совпадает с проекцией скорости ветра на перпендикуляр к направлению распространения волны [6]. В проведенных измерениях скорость ветра вдоль оптической трассы значительно изменялась, как по величине, так и по направлению (**Рис. 11**).

Составляющая поперек луча меняет знак вдоль трассы луча. Наблюдаемое мерцание определяется значениями структурной характеристики турбулентности C_n^2 [6] вдоль лазерного пучка, зависимость которой от расстояния вдоль трассы неизвестна. Нахождение весовой функции, определяющей участок трассы, на котором в наибольшей степени сказывается влияние скорости ветра на мерцания, при условии сильных мерцаний и ограниченного лазерного пучка является сложной задачей [11]. Поэтому количественное сравнение скорости движения бегущих теней с поперечной составляющей скорости ветра затруднительно. Тем не менее, полученная оценка u_0 совпадает по порядку величины с независимыми данными о скорости ветра на трассе.

Сдвигам по времени δt, равным 5 мс и 10 мс, соответствует смещение $u_0\delta t$ кластеров на 10 мм и 20 мм, что сравнимо с оценками характерных масштабов кластеров, полученными из корреляционной функции $b(\delta\rho)$ (**Рис. 7**). Как следует из спектров когерентности (**Рис. 8**), при сдвиге $u_0\delta t$=10 мм, корреляция между значениями 2D спектральной плотности для волнового числа κ=0.1 рад/мм близка

к 0.5. Соответствующий масштаб $2\pi/0.1 \approx 63$ мм близок к оценке характерного размера кластера. Следовательно, при сдвиге кластеров на расстояние порядка их характерных масштабов, кластеры еще не разрушаются. Это хорошо заметно и по визуальным наблюдениям «бегущих теней» на стене обсерватории. Таким образом, гипотеза Тейлора оправдывается применительно к пространственно-временному описанию поля флуктуаций интенсивности в лазерном пучке при наблюдении его на большом расстоянии сквозь турбулентность. Не представляет труда заметить аналогию между эволюцией оптических кластеров и эволюцией температурных неоднородностей в атмосфере [5]: время жизни совпадает со временем пробега на расстояние порядка их характерного масштаба.

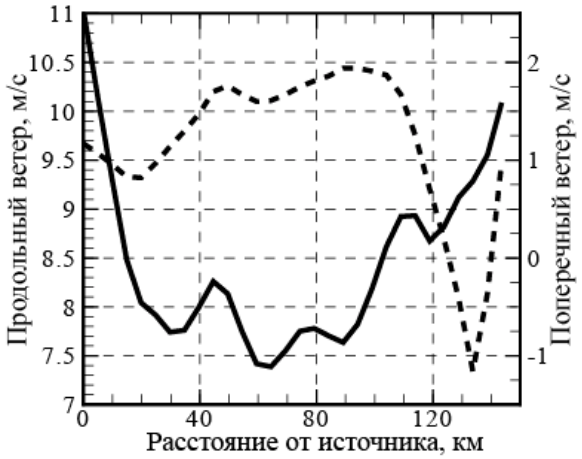


Рис. 11. Скорость ветра: компонента вдоль луча (пунктир) и поперек луча (сплошная) как функции расстояния от источника.

Заключение. Нами были выполнены обработка и анализ результатов наблюдений мерцаний в лазерном пучке на трассе протяженностью 144 км, проходившей на высоте 2–2.4 км над океаном между островами Ла Пальма и Тенерифе, проведенные в ночное время 18 июля 2011. Поле интенсивности в лазерном пучке на конце трассы, наблюдавшееся на апертуре телескопа диаметром 1 м, разорвано турбулентностью на хаотические кластеры. Оценки пространственных спектров и корреляционных функций показали, что наблюдавшееся поле интенсивности обладает статистически локально изотропной структурой, что согласуется с представлениями о локально изотропной турбулентности. Среднеквадратичное значение наблюдавшихся мерцаний, отнесенное к средней интенсивности на апертуре, равно 1.6, что является признаком сильных мерцаний. Оценки пространственных автоспектров и автокорреляционных функций флуктуаций интенсивности показали, что характерный масштаб внутренней структуры наблюдавшихся кластеров составляет 6.5–8 мм, тогда как величина 4–5 см является оценкой характерного размера кластеров. Основной вклад в дисперсию наблюдавшихся мерцаний дают неоднородности поля наблюдаемой интенсивности с размерами от 1–2 см до 10–12 см. Анализ взаимных спектров показал, что для описания пространственно-временной структуры сильных флуктуаций интенсивности в лазерных пучках на длинных атмосферных трассах может быть использована гипотеза замороженной турбулентности Тейлора.

Благодарности. Авторы выражают благодарность С. Швайцер (Центр Вегенера по изучению глобальных изменений климата, Грац, Австрия) за помощь в проведении данного эксперимента.

1. *Обухов, А.М.* Структура температурного поля в турбулентном потоке // Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз. 1949. Т.13, №1. С. 58–69.

2. *Corrsin, S.* On the spectrum of isotropic temperature fluctuations in an isotropic turbulence // J. Appl. Phys. 1951. V. 22, No.4. P. 469–473.

3. *Taylor, G.I.* The spectrum of turbulence // Proc. Roy. Soc. 1938, V. A164, No. 919. P. 476–490.

4. *Цванг, Л.Р.* Некоторые характеристики спектров температурных пульсаций в пограничном слое атмосферы // Изв. АН СССР, сер. Геофиз. 1963. №10, С. 1252–1261.

5. *Гурвич, А.С.* Влияние временной эволюции турбулентных неоднородностей на частотные спектры // Известия АН СССР, ФАО. 1980. Т.16, №4. Р. 345–354.

6. *Татарский, В.И.* Распространение волн в турбулентной атмосфере / М. – Наука, 1967. – 548 с.

7. *Vorontsov, M.A.* Characterization of atmospheric turbulence effects over 149 km propagation path using multi-wavelength laser beacons / M.A. Vorontsov, G.W. Carhart, V.S. Rao Gudimetla, T. Weyrauch, E. Stevenson, S.L. Lachinova, L.A. Beresnev, J. Liu, K. Rehder, and J.F. Riker //, Proceedings of the 2010 AMOS Conference. 2010. P E18–E25.

8. *Гурвич, А.С.* Структура неоднородностей плотности воздуха в стратосфере по данным космических наблюдений мерцаний звезд: 1. 3-мерная модель спектра и восстановление ее параметров / А.С. Гурвич и В. Кан // Известия РАН. ФАО. 2003. Т. 39, № 3. С. 300–310.

9. *Sofieva, V.F.* Reconstruction of internal gravity wave and turbulence parameters in the stratosphere using GOMOS scintillation measurements / V. F. Sofieva, A.S. Gurvich, F. Dalaudier, and V. Kan // J. Geophys. Res., 2007. V. 112, D12113, doi:10.1029/2006JD007483.

10. *Tatarskii, V.I.* Shortwave Propagation in a Medium with Random Heterogeneities in Approximate Markovian Random Process // Sov. Phys.-JETP. 1969. V. 29. P. 1133–1138.

11. *Рытов, С.М.* Введение в статистическую радиофизику. Часть II. Случайные поля / С.М. Рытов, Ю.А.Кравцов и В.И.Татарский // М.: Наука. 1978. – 464 с.

12. *Perlot, N.* Measurements of the beam-wave fluctuations over a 142 km atmospheric path / N. Perlot, D. Giggenbach, H. Henniger, J. Horwath, M. Knapek, K. Zettl // Proceedings of the SPIE. 2006. V. 6304. P. 63041O. DOI: 10.1117/12.681207.

13. *Schweitzer, S.* Demonstration of infrared-laser occultation for trace gas measurements by a long-range link experiment / S. Schweitzer, J.-G. Wang, G.G. Abad, B. Thomas, J. Harrison, P. Martin, V. Kasiutsich, V. Proschek, C. Zwanziger, C. Gerbig, G. Kirchengast, P. Bernath //, OPAC 2010 Meeting, University of Graz, Austria, 10th September 2010.

14. *Ishimaru, A.* The Beam Wave Case and Remote Sensing in “Topics in Applied Physics”. 1978. V. 25, “Laser Beam Propagation”, Ed. J. W. Strohbehn, P. 129–170. Springer-Verlag.

15. *Грачева, М.Е.* О сильных флуктуациях интенсивности света при распространении в приземном слое атмо-

сферы. / М.Е. Грачева, А.С. Гурвич // Известия ВУЗов СССР, сер. радиофиз. 1965. Т. 8, № 4. С. 717–725.

16. *Ochs, G.R.* Saturation of Laser-Beam Scintillation under Conditions of Strong Atmospheric Turbulence / G.R. Ochs and R.S. Lawrence // J. Opt. Soc. Am. 1969. V. 59. P. 226–227.

17. *Ochs, G.R.* Laser-Beam Scintillation over Horizontal Paths from 5.5 to 145 Kilometers, / G.R. Ochs, R.R. Bergmtan, and J.R. Snyder //J. Opt. Soc. Am. 1969. V. 59. P. 231–234.

18. *Yaglom, A.M.*. Correlation theory of stationary and related random functions / New York: Springer-Verlag. 1987. V.1, 526 p. V.2, 258 p.

19. *Гурвич, А..С.* Об изотропности флуктуаций показателя преломления в приземном слое атмосферы для малых масштабов турбулентности, / А.С. Гурвич, В.В. Пахомов, А.М. Черемухин // Известия РАН, ФАО. 1971. Т. 7, №.1. С. 76–79.

Основные направления и результаты исследований атмосферного озона в России.

Н.Ф. Еланский

Институт физики атмосферы им. А.М.Обухова РАН

Пыжевский пер. 3, Москва 119017

e-mail: n.f.elansky@mail.ru

В последние годы произошли два важных события, которые вновь обострили интерес к исследованиям атмосферного озона. Первое - образование над Арктикой весной 2011 г. аномалии озона по глубине, охвату территории и продолжительности существования подобной Антарктической “дыре”. А второе – обнаружение эффекта ослабления захвата растениями CO_2 при повышении концентрации в воздухе озона, что в условиях роста загрязнения атмосферы может привести к уменьшению стока CO_2 и значительному усилению парникового эффекта [1]. Следствием этих событий явилось усиление требований развития систем мониторинга как стратосферного, так и тропосферного озона.

Тропосферный озон

В России в последние годы росло число наблюдательных станций. До трех увеличил число станций Институт оптики атмосферы РАН (ИОА СО РАН). Они расположены в фоновой, урбанизированной и субурбанизированной местностях в районе г. Томска. Сеть из трёх станций, измеряющих приземную концентрацию озона (ПКО), создал Институт общей физики им. А.М.Прохорова РАН (ИОФАН). Они расположены на территории Карагадского заповедника в Крыму (фоновая станция), в г. Вятские поляны Кировской области и в Санкт-Петербурге. Новую озонометрическую фоновую станцию Зотино в Красноярском крае оборудовал Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН (ИФА РАН). Регулярные наблюдения концентраций O_3, NO и NO_2 на нижнем (4 м) уровне 300-метровой вышки начались в 2007 г. в рамках международного проекта ZOTTO. Наблюдения ПКО проводились также на 300-метровой вышке в г. Обнинске Калужской области (НПО «Тайфун») [2]. Продолжали работу все станции мониторинга ПКО, о которых упоминалось в обзоре [3]: фоновые станции – Кисловодская высокогорная научная станция (КВНС), станции Ловозеро, Монды, Данки и Шепелево; городские станции – Москва, Долгопрудный, Томск, сеть экомониторинга в Москве (26 станций) и несколько наблюдательных пунктов в других городах, в основном действующих нерегулярно и занятых в задачах контроля чрезвычайных ситуаций.

Для изучения особенностей распределения ПКО в приземном слое атмосферы над территорией России проводились полевые эксперименты TROICA (TRanscontinental Observations Into the Chemistry of the Atmosphere) с использованием железнодорожной лаборатории ТРОЙКА ИФА РАН [4,5]. В период 2007-2010 гг. выполнено пять экспериментов, в ходе которых измерялось содержание в атмосфере озона и других ключевых примесей от Москвы до Владивостока (в 2007, 2008 и 2009 гг) и на Европейской территории страны: между Москвой и Мичуринцем (2008 г.), между Мурманском и Сочи в июне 2010 г. и на транссекте Нижний Новгород - Москва - Санкт-Петербург в декабре 2010 г. Крупномасштабные летные российско-французские эксперименты выполнены на самолете-лаборатории АН-30 ИОА СО РАН [6-8]. Для исследования суточного хода вертикального распределения озона в пограничном слое атмосферы в 2010 г начались регулярные измерения на самолете АН-2 (ИОА СО РАН). В период 2007-2010 гг. некоторые организации проводили полевые экспедиции для изучения местных и региональных особенностей поведения озона в различных метеорологических условиях и под влиянием антропогенных воздействий.

В последние годы начало восстанавливаться сотрудничество с республиками бывшего Советского Союза. Совместные наблюдения ПКО проводились на станциях Иссык-Куль (Киргизия), Терскол (Россия) и Киев (Украина).

Бóльшее влияние стало уделяться автоматизации измерений и контролю качества данных. Важное значение имела установка в Институте стандартизации и метрологии им. Д.И. Менделеева первичного озонного эталона для калибровки вторичных эталонов и газоанализаторов. Часть станций (ИФА РАН, ИОА СО РАН, ИОФАН) автоматизирована. С работой измерительной системы действующей в передвижной лаборатории ТРОЙКА, ознакомился министр Минприроды РФ Ю.П. Трутнев, который в июне 2010 г. принял участие в наблюдениях на маршруте Сочи-Адлер (TROICA-14).

Значительно продвинулась разработка полупроводникового озонометра Физико-химическим институтом им. Л.Я. Карпова (НИФХИ). Изготовлены действующие приборы на основе полупроводниковых сенсоров резистивного типа. Сравнение этих приборов с сетевыми газоанализаторами DASIBI-1008RS и эталоном ENV 03-41M показали хорошие результаты [9].

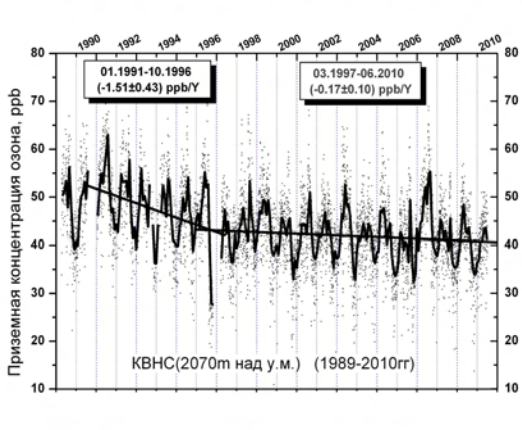


Рис.1. Среднесуточные и среднемесячные значения приземной концентрации озона на Кисловодской высокогорной научной станции КВНС за период наблюдений 1989-2010 гг. Значения линейных трендов приведены на рисунке

На КВНС получен самый продолжительный (наблюдения начались в 1989 г.) ряд данных о концентрации озона в приземном воздухе (рис. 1). Наблюдавшееся с 1989 по 1996 гг. резкое снижение среднегодовых значений концентрации озона к 2006 г. замедлилось, а в последние годы ПКО практически не менялось. Линейный тренд ПКО с 1989 г. по 1996 г. равен -1.53±0.14 ppb/год, а за весь период наблюдений 1989-2010гг. равно – 0.44±0.06 ppb/год. На альпийских высокогорных станциях в последнее десятилетие также не отмечается значимого тренда. Таким образом, противоположные тенденции – уменьшение ПКО на КВНС и увеличение на альпийских станциях - охватывали лишь период до 1999 г., когда в странах бывшего Советского Союза резко снизилось промышленное производство и уменьшились промышленные и транспортные эмиссии предшественников озона. Антропогенный фактор наряду с изменением крупномасштабной атмосферной циркуляцией является причиной трендов различного знака в этих двух регионах.

Продолжительный ряд данных, достаточный для оценки трендов (с конца 1996 г. по 2010 г.), накоплен на станции Монды [2]. Станция находится на близкой широте и на той же высоте, что и КВНС. Средние за период 1996-2010 гг. значения ПКО на обеих станциях примерно равны – 44.0 ppb (Монды) и 42.0 ppb (КВНС). Обе станции за этот период показывают отсутствие какого либо значительного тренда. Близки амплитуды сезонных и суточных вариаций. Различия проявляются в отсутствии на станции Монды вторичного сезонного максимума в августе и сдвиге дневного минимума озона с 12-13 ч местного времени (КВНС) на 10-11 ч местного времени (Монды). Эти различия являются проявлением специфических для каждого региона особенностей горно-долинной, региональной и крупномасштабной атмосферной циркуляции, и лишь в малой степени, – антропогенного воздействия.

Концентрации озона в фоновых условиях на равнине в Сибири резко отличаются от значений, полученных на высокогорных станциях (рис. 2). Средняя за год ПКО на станции Зотино равна 26.2 ppb, а средний уровень содержания озона для фоновых условий в экспериментах TROICA (коридор 48°-58° с.ш. между Москвой и Владивостоком) – около 27 ppb [10]. На равнине намного больше амплитуда суточного хода и заметно больше сезонные изменения. Основной причиной является активное сухое осаждение озона на покрытую растительностью поверхность в условиях высокой устойчивости атмосферного пограничного слоя в ночное время и малоактивного в зоне бореальных лесов вертикального перемешивания днём. Для Сибири такие условия имеют высокую повторяемость во все сезоны. Поэтому средний уровень концентрации озона здесь ниже не только по сравнению с высокогорными, но и с фоновыми островными и прибрежными станциями (например, Мейс- Хед, Ирландия – см. рис. 2), где температурные инверсии относительно редки.

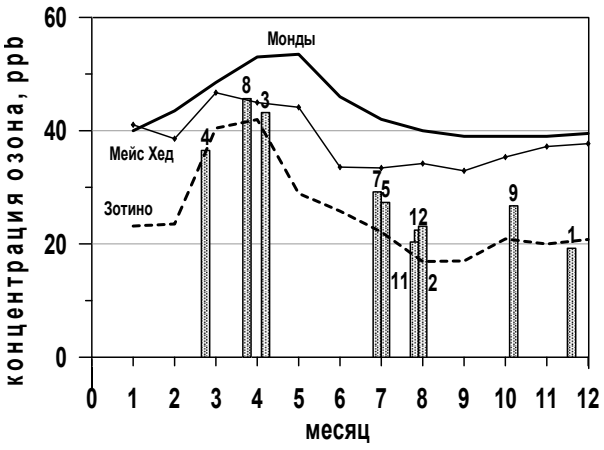


Рис. 2. Средняя концентрация озона по маршруту Москва-Владивосток для незагрязненных условий в разных экспедициях (цифрами обозначены номера экспедиций TROICA) в сравнении со среднемесячными её значениями на станциях Монды, Зотино, Мейс Хед (Ирландия

Наряду с сухим осаждением влияние на сток озона в Сибири оказывают летучие органические соединения. В целом стоки озона преобладают в Сибири над его источниками, связанными с адвективным переносом озона и его предшественников с южных и западных направлений (Китай, Европа и т.д.). Таким образом, Сибирь, благодаря своим размерам, может вносить заметный вклад в глобальный баланс озона [10, 11]. В экспериментах TROICA с помощью протонного масс-спектрометра впервые получена детальная структура распределения над континентальной Россией около 20 летучих органических соединений (ЛОС), играющих наиболее важную роль в химии приземного озона. В частности, в зоне бореальных лесов (сибирская тайга) зарегистрированы высокие концентрации терпенов, а в зоне широколиственных лесов в Приморском крае (Хабаровск-Владивосток) – изопрена [12]. Высокий

уровень содержания биогенных ЛОС отмечен в районе Черноморского побережья Кавказа (Туапсе-Сочи). Повышенные концентрации ЛОС и солевых аэрозолей, высокий уровень солнечной радиации и влажности воздуха способствуют в этом регионе активизации фотохимических и гетерогенных процессов.

Выявлены характерные особенности распределения примесей над Северной Евразией. В коридоре 48-58^o с.ш. ПКО растет в восточном направлении во все сезоны кроме зимнего [5, 10]. Средний градиент равен 0.47±0.02 ppb/10^o долготы. Растет также амплитуда суточного хода. Этому есть несколько причин: уменьшение эмиссий NO_x к востоку, более продолжительные и интенсивные приземные инверсии температуры в горной местности Восточной Сибири, более частые здесь лесные пожары, вынос загрязнений из индустриальной северо-восточной области Китая, высокая концентрация изопрена в Приморском крае, активная на востоке континента субтропическая высотная фронтальная зона с характерным для неё вторжением стратосферного воздуха. Невысокие концентрации в Сибири предшественников озона NO_x, CO, ЛОС как биогенного, так и антропогенного происхождения, невысокий уровень УФ радиации не способствуют активному химическому образованию и разрушению озона в этом регионе. Сезонные и суточные вариации ПКО в наибольшей степени зависят от вертикального перемешивания и осаждения озона на земной поверхности. Их характер и амплитуда для фоновых районов Сибири (на маршруте Москва-Владивосток фоновые условия занимали от 35 до52% всего времени наблюдений) отличаются от станции Мейс-Хед (см. рис. 2) именно из-за высокой устойчивости атмосферного пограничного слоя в центре континента.

На распределение ПКО над Северной Евразией частично могут влиять значительные эмиссии метана от промышленных и природных источников. Сравнение данных наблюдений изотопного состава метана ($\delta^{13}C$) с результатом численного моделирования, использующими значения эмиссий разного изотопного состава, показало, что недооцениваются источники CH_4, расположенные в Западной Сибири [13]. Инвентаризация источников CH_4 на территории России должна быть скорректирована в сторону увеличения эмиссий от “легких” (болота, жвачные животные, переработка мусора и т. д.) и снижения от “тяжелых” источников (добыча и переработка нефти, газа, угля, сжигание биомассы и т. д.).

Изменение состава атмосферы в г. Москве летом 2010 г.описано в работе [14]. Московский мегаполис находился в зоне действия блокирующего антициклона с 18 июня по 18 августа. Средняя за июль 2010 г. температура в Москве составила 26.0^o, что на 7.8^o превосходило среднюю за весь 120-летний период метеорологических наблюдений температуру. 29 июля 2010 г. была зарегистрирована рекордная температура 38.3^o. Такая погода привела к многочисленным лесным и торфяным пожарам, дым от которых в Москве начал ощущаться в третьей декаде июля. С 6 по 10 августа из-за плотной аэрозольной дымки дальность видимости падала до 100-200 м. В период действия блокинга росли концентрации O_3, NO_x, CO, ЛОС, SO_2, CO_2, CH_4, NH_3, аэрозолей (рис.3). В июне-июле в отсутствие задымления скорость роста ПКО составила 0,6 ppb в сутки. Максимальных значений концентрации озона и других загрязняющих примесей достигли в смоговой ситуации 6-9 августа, когда на шлейфы ближних торфяных пожаров наложились шлейфы удаленных лесных пожаров. 7 августа среднечасовые концентрации примесей на станции Москва достигли максимальных за весь период 2002-2010 гг наблюдений значений: O_3 - 134.2 ppb, NO – 175.9 ppb, NO_2 -214.7 ppb, CO -15.8 ppm, CO_2 – 548.4 ppm, CH_4 – 3.9 ppm, SO_2 -15.2 ppb. Накоплению примесей в приземном воздухе способствовала высокая устойчивость пограничного слоя, которая усиливалась при наличии плотной аэрозольной дымки.

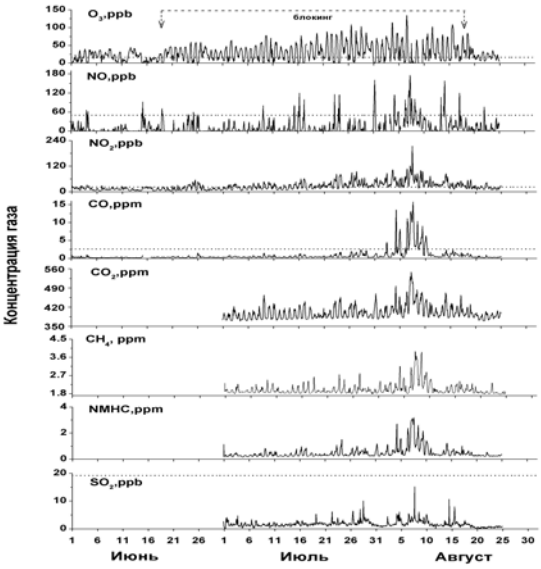


Рис. 3. Среднечасовые приземные концентрации газов по наблюдениям на станции ИФА РАН)Воробьёвы горы) летом 2010 г. Пунктирные линии – уровень среднесуточных ПДК.

На значительном удалении от Москвы на Звенигородской станции ИФА РАН (40 км к ЮЗ) и станции Обнинск (80 км к ЮЮЗ) концентрации озона и его предшественников также достигли рекордных значений в дни с наибольшей задымленностью 7-8 августа 2010 г. В Обнинске отмечены концентрации O_3 равные 125 ppb, CO -15 ppm, CH_4 – 3.1 ppm, CO_2 – 450 ppm.

Многократные пересечения городов при проведении трансконтинентальных измерений в экспериментах TROICA позволили выявить характерные особенности распределения озона и других примесей на территории городов, разделённых на 3 группы: крупные, средние, малые [5]. Общей тенденцией является положительный тренд концентрации озона в российских городах с 1995 г по 2009 г. В теплый сезон концентрация озона в малых городах (население менее 50000

человек) к 2005-2009 гг стала уже превышать концентрацию вне городов.

Проведены уникальные эксперименты по наблюдениям с лаборатории ТРОЙКА состава атмосферы в Московском мегаполисе в радиальном сечении и по его периметру (эксперименты TROICA-6). Выявлены источники загрязняющих веществ, характер и степень воздействия города на региональную атмосферу. Важным достоинством наблюдений с передвижной лаборатории, передвигающейся по электрифицированной железной дороге, является возможность оценивать потоки примесей от различных источников, в том числе и трансграничные, т.е. входящие и выходящие из мегаполиса. В частности, получено, что поступающий на территорию Московского мегаполиса поток ароматических углеводородов составляет одну четверть от общего их количества, покидающего мегаполис [15].

Озон в стратосфере и мезосфере.

Измерения общего содержания озона (ОСО) велись на озонометрической сети Росгидромета, состоящей из 28 станций. Проведенная Главной геофизической обсерваторией им. А.И. Воейкова (ГГО) модернизация озонометров М-124, действующих на сети уже более 25 лет, обеспечила поддержание высокого качества измерений. Одновременно была усовершенствована методика измерений по зениту ясного и облачного неба, что позволило поднять точность измерений ОСО по зениту до точности измерений по прямому солнечному свету [16].

Продолжались измерения ОСО с помощью спектрометров Брюера на станциях КВНС, Обнинск, Томск. В 2008 г в г. Обнинске была проведена очередная калибровка спектрофотометров по передвижному стандарту (спектрофотометр Брюера № 17). В высоких широтах измерения ОСО проводились Центральной аэрологической обсерваторией (ЦАО) на станциях Салехард (66.5^{o} с.ш., 66.7^{o} в.д.) и Жиганск (66.4^{o} с.ш. 123.2^{o} в.д.) с помощью спектрометров SAOZ [17].

Анализ данных наблюдений озона над территорией России, полученных на озонометрических станциях и со спутников за период 1973-2009 гг, показал, что ОСО вначале уменьшалось на 5-8% (1973-1996 гг), а затем выросло на 2-4% [18]. Долговременные изменения ОСО связаны с изменением солнечной активности и, в меньшей степени, с Северо-Атлантическим колебанием. В работе [19] было отмечено, что в январе-феврале 2008-2009 гг. и 2009-2010 гг. в полярных и умеренных широтах Северного полушария область с высоким содержанием озона распространилась на необычно большую площадь и, соответственно, аномально рано, в конце января вместо марта-апреля, прошла перестройка стратосферной циркуляции с зимней на летнюю.

Авторы работы [20], применив метод дискриминантного анализа к данным спутникового зондирования TOMS ОСО за март 1979–2008 гг., поновому оценивают изменчивость поля ОСО в Северном полушарии. Эффекты изменения температуры полярной стратосферы, Эль-Ниньо, КДК, оказались сравнимыми и доходят до 80 е.Д. В некоторых регионах влияние Арктического колебания на ОСО достигает 40 е.Д. В годы с теплой стратосферой формируются три области повышенных значений ОСО – над Европой, Восточной Сибирью и Тихим океаном; в тропиках и над Гренландией происходит компенсирующее уменьшение ОСО. В годы Эль-Ниньо и восточной фазы КДК ОСО увеличивается над Европой и падает над центральной частью Тихого океана, а также к югу от 45° с.ш. Арктическое колебание обусловливает рост озона над большей частью Евразии в умеренных широтах и слабое падение над Атлантикой.

В работе [20] получены косвенные свидетельства возможного влияния озона на квазидвухлетнюю цикличность. Кросс-спектральный анализ временных рядов зональной скорости ветра в экваториальной стратосфере и потока солнечной УФ радиации выявил высокую когерентность вариаций этих параметров на квазидвухлетнем масштабе (24-30 мес.) для атмосферного слоя 500-1 гПа (~6–48.5 км). Запаздывание КДК скорости ветра относительно КДК потока солнечной радиации, принимающее максимальное значение ~24 мес. на уровне 100 гПа (16.5 км), уменьшается с высотой, и в окрестности стратопаузы (~1 гПа) вариации скорости ветра находятся примерно в фазе с вариациями потока солнечной радиации. Это указывает на возможность воздействия КДК коротковолновой солнечной радиации на квазидвухлетнюю цикличность зонального ветра в окрестности экваториальной стратопаузы, которая является слоем максимума озонного нагревания. Изменения меридионального градиента и степени кривизны меридионального профиля содержания озона в этом слое могут служить причиной синхронизации КДК скорости ветра с солнечными вариациями. Для синхронизации колебаний с близкими частотами бывает достаточно слабого взаимодействия, и в случае КДК в окрестности стратопаузы оно может быть обусловлено поглощением солнечной УФ радиации озоном.

Влияние тропических циклонов на поле общего содержания озона на всех стадиях развития циклона от депрессии до урагана исследовано в работах [21]. Показано, что эффективный размер отрицательной аномалии в озоновом слое и её величина зависят от размеров зон штормовых и ураганных ветров и от интенсивности тропического циклона. При этом корреляционная связь размеров озоновой аномалии и тропического циклона существенно сильнее, чем связь глубины озоновой аномалии и интенсивности циклона. В основу интерпретации полученных результатов положена разработанная ранее (см. [3]) концептуальная модель воздействия тропического циклона на озоновый слой.

Проведены исследования чувствительности стратосферного озона к изменению содержания двуокиси азота NO_2 и паров соляной кислоты HCl [22]. Показано, что долговременное уменьшение стратосферного содержания NO_2 (происходящее в

средних широтах северного полушария) способствует увеличению содержания озона и, тем самым, частично маскирует его разрушение хлорсодержащими примесями. В этом случае получается, что разрушение стратосферного озона, обусловленное эмиссией в атмосферу хлорфторуглеродов, недооценивается. В средних широтах южного полушария, наоборот, положительный тренд содержания NO_2 способствует уменьшению содержания озона и приводит к переоценке вклада хлорфторуглеродов в разрушение озона при игнорировании тренда NO_2.

Продолжен многолетний мониторинг вертикального распределения озона (ВРО) в атмосфере над Москвой с помощью размещённого в Физическом институте РАН (ФИАН) усовершенствованного спектрорадиометра диапазона 142,2 ГГц с разрешением по спектру от 0,1 МГц (в центре линии) до 20 МГц (на крыле) [23]. Проанализированы особенности высотно-временного распределения озона по данным микроволнового зондирования, отражающие эволюцию озоносферы в умеренных широтах в 2007-2010 гг. В том числе исследованы изменения ВРО, характеризующие отклик озоносферы на сильное стратосферное потепление в январе 2009 г. Установлены связи содержания озона на разных высотных уровнях стратосферы с потенциальной завихренностью (*PV)*, температурой, положением и интенсивностью полярного стратосферного вихря и другими характеристиками атмосферы. Продолжались одновременные микроволновые наблюдения ВРО над Москвой (ФИАН) и в высоких широтах над Апатитами (ИПФ РАН).

Полученные результаты дают количественную оценку значительного влияния динамики атмосферы на пространственное распределение озона в стратосфере. Например, на высотном уровне 10 мбар (около 30 км) в указанный период коэффициент корреляции концентраций озона и потенциальной завихренности PV для данных, полученных в ФИАН и ИПФ РАН, составляет - 0,86±0,03.

Баллонное зондирование ВРО проводила ЦАО в зимнее-весенний период на станции Салехард в рамках международной программы MATCH. Несмотря на некоторое снижение уровня озоноразрушающих веществ в стратосфере после 2000 года, термический режим в Арктике по-прежнему приводит к значительным химическим потерям озона (ХПО) на полярных стратосферных облаках. Рассчитаны величины ХПО в арктическом зимнем циклоне за последние годы [24]. В 2008 г они достигли 70±12 е.Д., что ненамного меньше, чем в самую холодную зиму последнего десятилетия 2004/05 г. - 116±10 е.Д. Рисунок 4 демонстрирует тесную связь ХПО с объемом полярных стратосферных облаков. Поскольку формирование облаков напрямую связано с термодинамическим режимом арктической стратосферы, то процессы химического разрушения озона в значительной степени подвержены метеорологическому контролю.

В работе [25] предложен метод восстановления концентраций ряда ключевых, не измеряемых непосредственно, малых газовых составляющих мезосферы, основанный на использовании специальным образом упрощенных моделей атмосферных фотохимических систем. С помощью этого метода, примененного к результатам одновременных спутниковых измерений концентраций озона и гидроксила (CRISTA – MAHRSI), восстановлено вертикальное распределение концентрации паров воды в мезосфере

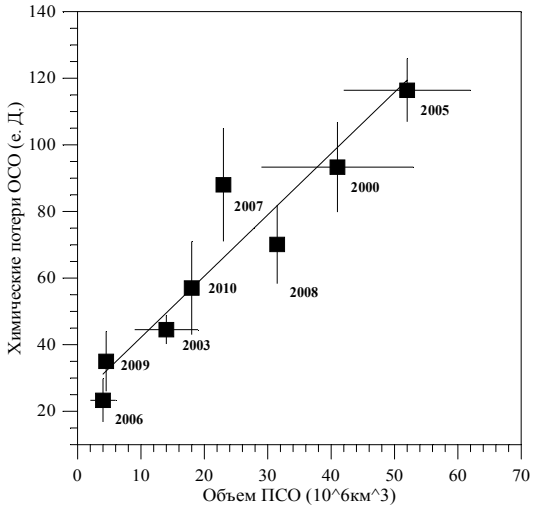


Рис. 4. Зависимость величины химических потерь ОСО от объема воздушной массы, занимаемой полярными стратосферными облаками в течение зимнее-весеннего периода. Расчеты химических потерь проведены по данным баллонных измерений концентрации озона на российских станциях Салехард (2000, 2003, 2007 гг.), СП-35 (2008 г.) и данным спутниковых измерений SAGE III (2005) и MLS-AURA (2006, 2009, 2010 гг.)/

Трехмерная химическо-транспортная модель CHIMERE адаптирована для моделирования загрязнения воздуха в Центрально-Европейском регионе [26]. В частности, создан «вложенный» модельный домен с высоким разрешением (около 13 км), который позволяет описывать состав нижней атмосферы вблизи Москвы и в близлежащих регионах согласованно с процессами, происходящими на континентальном масштабе. Результаты расчетов показали, что, несмотря на недостаток достоверных данных по эмиссиям загрязняющих веществ, созданная версия модели вполне адекватно описывает загрязнение атмосферы в рассматриваемом регионе, а точность ее результатов близка к точности расчетов, демонстрируемых лучшими моделями в Западной Европе.

В работах [5] показано, что измерения с передвижной железнодорожной лаборатории (TROICA) распределения примесей и стратификации атмосферы в шлейфах от различных естественных и антропогенных источников могут служить эффективным средством для валидации результатов численного моделирования. В частности, по распределениям некоторых загрязняющих примесей в шлейфах крупных городов тестировались модели RAMS 6, MM5.v3, WRF 3.1, HYPACT 1.5,

HYSPLIT 4.9. Все эти модели давали разное приближение к полученным из измерений данным в зависимости от ситуации.

По результатам расчетов с помощью 3^{x}-мерной химико-климатической модели HAMMONIA исследована реакция химического состава и температуры средней атмосферы на 27-суточный цикл коротковолновой солнечной радиации [27]. Получены широтно- и сезонно-зависимые оценки амплитуд и фаз температурного отклика и отклика концентраций газовых примесей, в том числе O, O_3, H_2O, OH, H_2NO_3. Амплитуда и фазовая задержка озонного отклика в тропической стратосфере и нижней мезосфере находятся в удовлетворительном согласии с имеющимися наблюдениями. 27-суточные вариации температуры и содержания примесей очень отчетливы и постоянны во времени в верхней атмосфере, однако в стратосфере и мезосфере они сильно изменчивы во времени. Модельные расчеты выявили значительную нелинейность отклика температуры и примесей на 27-суточный солнечный форсинг, заключающуюся в уменьшении чувствительности отклика с увеличением амплитуды форсинга. Отклик во внетропических широтах обычно сезонно зависим, с бóльшими значениями зимой, чем летом.

Интерактивная трехмерная химико-климатическая модель, объединяющая модели газового состава и общей циркуляции нижней и средней атмосферы применялась для изучения влияния солнечной активности, полярных стратосферных облаков и грозовой деятельности на содержание озона и других атмосферных газов [28]. Вариации солнечной активности изменяют радиационный нагрев атмосферы и, соответственно, скорость химических реакций, что рассматривается как первый тип непрямого воздействия на газовый состав атмосферы. Из-за нагрева атмосферы меняется её циркуляция, что влияет на перенос примесей – это второй тип непрямого воздействия солнечной активности на содержание газов. Результаты расчетов показали, что оба типа непрямого воздействия изменения солнечной активности на газовый состав атмосферы по порядку величины влияния сравнимы с прямым эффектом воздействиясолнечной активности на атмосферные газы [29]. Для исследования эволюции полярных стратосферных облаков и их влияния на газовый состав полярной атмосферы химико-климатическая модель была дополнена специальным термодинамическим микрофизическим блоком [30]. Модельные эксперименты и сопоставление численных оценок с данными наблюдений показали, что наличие денитрификации в Антарктике и её отсутствие в Арктике является основным фактором, определяющим различия между формированием полноценной озоновой дыры в Антарктике и лишь эпизодических «мини-дыр» в Арктике.

Воздействие заряженных частиц космического происхождения на озон в стратосфере и мезосфере посвящена монография [31]. Попадая в полярную атмосферу, заряженные частицы ионизируют её, что приводит к увеличению содержания окислов азота и водорода. При этом каждая пара ионов, образующихся при торможении солнечных протонов в атмосфере, приводит к образованию 1.25 молекул атомов азота (которые конвертируются в молекулы окиси азота) и приблизительно 2.0 молекул радикала OH Далее эти компоненты эффективно разрушают озон в химических каталитических циклах. В период сильных геомагнитных возмущений октября-ноября 2003 года (включающих протонную вспышку на Солнце 28 октября) с помощью прибора MIPAS, установленного на европейском спутнике ENVISAT, были получены данные о химическом составе атмосферы, позволившие впервые сопоставить модельные расчеты с наблюдениями в период геомагнитных возмущений целого ряда химических компонент.

Заключение

В последние годы наметился определенный прогресс в расширении и модернизации системы наблюдений. Образованы новые станции, в том числе на территории бывших республик Советского Союза. Регулярно проводились крупные международные эксперименты с участием уникальных передвижных платформ: железнодорожной лаборатории TROICA, самолётов-лабораторий М-55 «Геофизика» и АН-30. Начались работы по созданию российской лаборатории на базе самолета ЯК-42 и системы мониторинга озонового слоя с космических аппаратов. Успешно развивается численное моделирование, чему способствует появление в стране новых мощных компьютеров. Большой оптимизм вызывает повышение внимания к проблемам изменения озонового слоя и климата со стороны Правительства Российской Федерации. Принята «климатическая доктрина». Разрабатывается документация на создание «Единого информационного центра по мониторингу, оценке и прогнозированию изменений климата».

В 2010 г. научная общественность отметила 100 лет со дня рождения основателя исследований атмосферного озона в России профессора А.Х. Хргиана (1910-1993 гг.) Созданная им школа и его ученики занимают достойное место в этой области науки. В неё приходят новые молодые специалисты. Их большие возможности продемонстрировала проведённая в Нижнем Новгороде в мае 2010 г. Всероссийская школа-конференция, которая была посвящена памяти А.Х. Хргиана.

От имени участников школы-конференции автор выражает благодарность РФФИ за поддержку исследований атмосферного озона в стране.

Список литературы.

1. W.J. Cjllins, S. Sitch, O. Boucher. How Vegetation impacts affect climate metrics for ozone precursors // J. Geophys. Res. 2010. Doi: 10.1029/2010 JD014187.

2. Н.Ф.Еланский. Исследования атмосферного озона в 2007-2010 гг. //Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2012. Т. 48. № 3. С. 314–333.

3. Н.Ф.Еланский. Исследования атмосферного озона в России в 2003-2006 гг//Известия РАН. Физика атмосферы и океана.2009.Т. 45. № 2. С. 218-231.

4. Elansky N.F. Observations of the atmospheric composition over Russia using a mobile laboratory: the TROICA experiments // International Global Atmospheric Chemistry. Newsletter. 2007. № 37. P. 31-36.

5. Еланский Н.Ф., И.Б. Беликов, Е.В. Березина и др. Состав атмосферы над Северной Евразией: эксперименты TROICA // Издательство «Агроспас». 2009. 81 с.

6. Paris J.-D., Ciais P., Nédélec P., Ramonet M., Belan B. D., Arshinov M. Yu., Golytsin G. S., Granberg I., Athier G., Boumard F., Cousin J.-M., Cayez G., Stohl A. The YAK-AEROSIB transcontinental aircraft campaigns: new insights on the transport of CO_2, CO and O_3 across Siberia and in the Northern Hemisphere // Tellus *B*. 2008. V. 60. № 4. P. 551-568.

7. Paris J.-D., Stohl A., Nédélec Ph., Arshinov M., Panchenko M.V., Shmargunov V.P., Law K.S., Belan B.D., Ciais Ph. Wildfire smoke in the Siberian Arctic in summer: source characterization and plume evolution from airborne measurements // Atmos. Chem. Phys. 2009. V. 9. № 23. P. 9315–9327.

8. Paris J.-D., Stohl A., Ciais P., Nédélec P., Belan B.D., Arshinov M.Y.,Ramonet M. Source-receptor relationships for airborne measurements of CO_2, CO and O_3 above Siberia: a cluster-based approach // Atmos. Chem. Phys. 2010. V. 10. № 4. P. 1671-1687.

9. Беликов И.Б., Жерников К.В., Обвинцева Л.А., Шумский Р.А. Анализатор газовых примесей атмосферы на основе полупроводникового сенсора // Приборы и техника эксперимента. 2008. № 6. С. 139-140.

10. Панкратова Н.В., Н.Ф.Еланский, И.Б.Беликов, О.В.Лаврова,А.И.Скороход, Р.А.Шумскийю 2010. Озон и окислы азота в приземном воздухе Северной Евразии по наблюдениям в экспериментах TROICA // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2011. Т. 47. № 3. С. 343-358.

11. Engvall Stjernberg A.-C., A. Skorokhod, N. Elansky, J.D. Paris, P. Nédélec, A. Stohl. Low surface ozone in Siberia // Tellus. 2011. In press.

12. Тимковский И. И., Н. Ф. Еланский, А. И. Скороход, Р. А. Шумский. Исследование биогенных летучих органических соединений над территорией России по данным передвижной обсерватории ТРОЙКА // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2010. Т. 46. № 3. С. 347-356.

13. Tarasova O.A., S.. Houweling, N. Elansky, C.A.M. Brenninkmeijer. Application of stable isotope analysis for improved understanding of the methane budget: comparison of TROICA measurements with TM3 model simulations // J Atmos. Chem. 2009. V. 63. № 1. P. 49–71.

14. Еланский Н.Ф., И.И. Мохов, И.Б. Беликов, Е.В. Березина, А.С. Елохов, В.А. Иванов, Н.В. Панкратова, О.В. Постыляков, А.Н. Сафронов, Р.А. Шумский, А.И. Скороход. Газовый состав атмосферного воздуха в г. Москве в экстремальных условиях лета 2010 г // Доклады Академии наук. 2011. Т. 437. № 1. С. 90-96.

15. Еланский Н.Ф., И.Б.Беликов, академик Г.С.Голицын, А.М.Грисенко, О.В.Лаврова, Н.В.Панкратова, А.Н.Сафронов, А.И.Скороход, Р.А.Шумский. Наблюдения состава атмосферы в Московском мегаполисе с передвижной лаборатории // Доклады Академии наук. 2010. Т. 432. № 2. С. 250–256.

16. Соломатникова А.А., Расчёт общего содержания озона при автоматизированных измерениях по свету от зенита ясного и облачного неба // Труды ГГО. 2009. Вып. 560. С. 255-267.

17. Hendrick F., J.-P. Pommereau, F. Goutail et al. NDACC UV-visible total ozone measurements: improved retrieval and comparison with correlative satellite and ground-based observations // Atmos. Chem. Phys. 2011. V. 11. № 12. P. 5975-5995.

18. Звягинцев А.М., Ананьев Л.Б., Артамонова А.А. Изменчивость общего содержания озона над территорией России в 1973-2008 гг. // Оптика атмосферы и океана, 2010. Т. 23. № 3. С. 190-195

19. Титова Е.А., И.Л.Кароль, А.М.Шаламянский, Л.П.Клягина. А.А.Соломатникова, Статистический анализ и сравнение эффектов внешних факторов, влияющих на поле общего содержания озона над территорией России в 1973-2007 г.г. // Метеорология и гидрология. 2009. № 7. С. 48-64.

20. Груздев А.Н., Безверхний В.А. О возможном влиянии озона на квазидвухлетнюю цикличность в экваториальной стратосфере // Доклады Академии наук. 2010 Т. 434. № 3. С. 395-400.

21. Nerushev A.F. Perturbations of the ozone layer induced by intense atmospheric vortices // International Journal of Remote Sensing. 2008. V. 29. № 9. P. 2705 – 2732.

22. Груздев А.Н. Чувствительность стратосферного озона к долговременным изменениям содержания двуокиси азота и соляной кислоты // Доклады Академии наук. 2009. Т. 427. № 3. С. 384-387.

23. Соломонов С.В., Е.П. Кропоткина, С.Б. Розанов, А.Н.Лукин, А.Н.Игнатьев. Мониторинг вертикального распределения озона над Москвой на миллиметровых радиоволнах // Краткие сообщения по физике ФИАН. 2010. № 9. С. 10-18.

24. Цветкова Н.Д., Юшков В.А., Лукьянов А.Н., Дорохов В.М., Накане Х. Рекордное химическое разрушение озона в Арктике зимой 2004/05 года // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 43. № 5. С. 643-650

25. Kulikov M.Yu., A.M. Feigin, G.R. Sonnemann. Retrieval of water vapor profile in the mesosphere from satellite ozone and hydroxyl measurements by the basic dynamic model of mesospheric photochemical system // Atmos. Chem. Phys. 2009. V. 9. P. 8199–8210.

26. Коновалов И.Б., Еланский Н.Ф., Звягинцев А.М., Беликов И.Б., Бикманн М. Валидация химическо-транспортной модели нижней атмосферы Центрально-европейского региона России с использованием данных наземных измерений концентрации озона и спутниковых измерений диоксида азота // Метеорология и гидрология. 2009.Т. 34. № 4. С. 65-74.

27. Gruzdev A.N., H. Schmidt, and G.P. Brasseur. The effect of the solar rotational irradiance variation on the middle and upper atmosphere calculated by a three-dimensional chemistry-climate model // Atmospheric Chemistry and Physics. 2009. V. 9. № 3. P. 595-614.

28. Галин В.Я, С.П. Смышляев, Володин У.М. Совместная химико-климатическая модель атмосферы // Известия РАН. Физика атмосферы океана, 2007, Т.43, № 4, С.447-452.

29. Смышляев С.П., Галин В.Я., Атласкин Е.М., Зименко П.А. Моделирование непрямого влияния одиннадцатилетнего цикла солнечной активности на газовый состав атмосферы // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2010. Т. 46. № 5. С. 672-684.

30. Смышляев С.П., Галин В.Я., Гаврилова Ю.В., Моцаков М.А. Моделирование изменчивости газовых и аэрозольных составляющих в стратосфере полярных районов // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2010. Т.46. №3. С. 291-306.

31. Криволуцкий А.А., Репнев А.И. Воздействие космических факторов на озоносферу Земли // М.: ГЕОС. 2009. 384 с.

Влияние солнечной активности на климат: возможные механизмы воздействия и результаты моделирования

А.В. Елисеев, И.И. Мохов

Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия
e-mail: eliseev@ifaran.ru, mokhov@ifaran.ru

Аннотация

Анализируются механизмы воздействия солнечной активности на климат и их вклад в климатические вариации последних столетий и XXI века. По современным оценкам, вклад радиационного возмущающего воздействия (РВВ) из-за интегрального по спектру изменения потока солнечной радиации в климатические изменения последних десятилетий относительно мал. Приводятся оценки его вклада в климатические вариации XXI века относительно РВВ, связанного с антропогенным воздействием на климат. В ряде атмосферных моделей учитывается косвенный механизм климатического воздействия солнечной активности, связанный с влиянием ультрафиолетового излучения и потока энергетических частиц на содержание O3 в атмосфере с развитием соответствующего РВВ. Ещё один косвенный механизм связан с возможным влиянием космических лучей (потока которых модулируется солнечным ветром) на число ядер конденсации в атмосфере и, следовательно, на характеристики облачности.

Солнечной активность может влиять на земную климатическую систему (ЗКС) как за счёт развития радиационного возмущающего воздействия (РВВ, называемого также радиационным форсингом) из-за изменения солнечной постоянной S, так и за счёт ряда косвенных механизмов, связанных с влиянием потока солнечной радиации на фотохимические процессы в атмосфере или с влиянием потока галактических частиц, интенсивность которого модулируется солнечным ветром, на климатообразующие процессы [Benestad, 2006; Gray et al., 2010; Russian National Report ..., 2011].

При изменении значения солнечной постоянной на δS развивающееся прямое РВВ равно F_S = ¼ δS (1 - α_p), где α_p - планетарное альбедо Земли, значение которого близко к 0.3. По оценке Четвёртого оценочного отчёта Межправительственной группы экспертов по изменениям климата (IPCC AR4) [Climate Change, 2007] РВВ за период 1750-2005 гг. равно 0.12 Вт/м^2 (с интервалом неопределённости от -0.06 Вт/м^2 до +0.18 Вт/м^2). Эта величина, по крайней мере, в несколько раз меньше полного (включая антропогенное воздействие) РВВ (около 1.6 Вт/м^2 с интервалом неопределённости от 0.6 Вт/м^2 до 2.4 Вт/м^2). Этот вывод в целом остаётся справедливым и при учёте относительно высокого уровня солнечной активности в середине XVIII века. В частности, РВВ за счёт изменения солнечной постоянной в 2005 г. относительно начала XVIII века или его конца составит 0.24 Вт/м^2 с интервалом неопределённости от 0.16 Вт/м^2 до 0.28 Вт/м^2). По оценкам [Tung et al., 2008] чувствительность глобально осреднённой температуры температуры атмосферы у поверхности Tg к изменению S в 11-летнем цикле равно к=0.12-0.17 К м^2 Вт$^{-1}$, что в терминах РВВ соответствует 0.02-0.03 К м^2 Вт$^{-1}$. Соответствующий сигнал отмечается также в толщине слоя геопотенциала разных слоёв тропосферы. Если указанная оценка справедлива также на междекадных и вековых масштабах, то вклад изменения солнечной постоянной в потепление климата за индустриальный период не превышает 0.1 К, т.е. не более 15% даже от линейного тренда T_g в XX веке. Это согласуется также с эмпирическим оценками [Lean, Rind, 2008; Benestad, Schmidt, 2009], и с модельными результатами [Мохов и др., 2006]. При этом в [Lean, Rind, 2008] было отмечено, что вклад изменения солнечной постоянной в климатические изменения для второй половины XX века оказывается ещё меньше, составляя 0.02±0.01 К/столетие. Кроме того, эруптивные вулканические извержения в XX веке часто происходили в годы вблизи минимума солнечной активности в 11-летнем цикле [Rypdal, 2012]. Это должно приводить к завышению значения к в [Tung et al., 2008].

В [Cubasch et al., 1997] был предложен механизм влияния солнечной активности на изменчивость климата в тропической области, связанный с усилением испарения из-за большего притока солнечной радиации к поверхности в период солнечных максимумов и соответствующим усилением циркуляции Хэдли и Уокера. Этот механизм проявляется в ряде глобальных климатических моделей. Тем не менее, этот механизм не может полностью объяснить наблюдаемую 11-летнюю изменчивость в тропиках. В частности, аномалии температуры тропосферы между годами минимума и максимума солнечного цикла (S_{min} и S_{max} соответственно) приводят к оценке аномалии притока энергии к тропосфере от океана около 0.5 Вт/м^2 [White et al., 2003], что в несколько раз больше соответствующей аномалии притока солнечной радиации к поверхности (примерно 0.15 Вт/м^2). Последнее указывает на возможное влияние стратосферы в развитии указанных температурных аномалий. Возможной физической причиной такого влияния может быть "downward control principle" [Haynes et al., 1991], согласно которому циркуляционные и термические характеристик на данной высоте зависят от волнового форсинга на вышележащих высотных уровнях. В свою очередь, такой форсинг в стратосфере способен модулироваться солнечной активностью (см. ниже). Указанная модуляция, в принципе, может также объяснять смещение регионов преобладающей блокинговой активности и характеристик блоки-

рующих антициклонов в атмосфере в 11-летнем цикле [Barriopedro et al., 2008].

В большинстве расчётов с климатическими моделями для XXI столетия междекадные изменения солнечной активности не учитываются (см., напр., [Climate Change, 2007]). Однако в [Мохов и др., 2008] с использованием авторегрессионных моделей были построены сценарии изменения S в XXI веке. Указанные сценарии изменения солнечной постоянной вместо со сценариями антропогенного воздействия SRES были использованы для задания внешнего воздействия на климат в расчётах с климатической моделью (КМ) ИФА РАН. При этом было получено, что вклад изменения солнечной постоянной в изменение T_g, а также в изменение температуры различных регионов в этом столетии очень мал относительно вклада антропогенных воздействий. Подобный результат, но при использовании другого сценария изменения S (наступление в XXI веке минимума солнечной активности подобного минимуму Маундера) был получен в [Feulner, Rahmstorf, 2010].

В стратосфере в годы S_{max} относительно годов S_{min} по данным реанализа ERA-40 отмечается увеличение температуры стратосферы тропиков, имеющее вид дипольной структуры с полюсами в нижней и верхней стратосфере, интенсивность которых равна 1-2 К, а также увеличение температуры в нижней части верхней стратосферы субполярных и полярных широт на несколько градусов [Gray et al., 2010]. Подобная структура выявляется и по прямым спутниковым данным TOVS, но с примерно вдвое меньшей интенсивностью [Gray et al., 2010]. Такая структура отклика существенного отличает его от отклика температуры стратосферы на парниковое воздействие (охлаждения на всех широтах). Это, в принципе, позволяет выделение парникового и солнечного сигналов в наблюдаемых изменениях температуры стратосферы. В связи с последним, однако, следует иметь в виду транзитивные особенности отклика температуры стратосферы на 11-летний цикл по сравнению с подобным равновесным (установившимся) откликом на изменение солнечной постоянной, когда температура увеличивается во всей стратосфере.

В свою очередь, изменения температуры в 11-летнем цикле приводят к изменению поля ветра и, следовательно, к изменению характеристик распространения стационарных планетарных волн из тропосферы в стратосферу [Kodera, 1995; van Loon, Labitzke, 2000]. В целом, в годы S_{max} возмущение зимний полярный вихрь и циркуляция Брюэра-Добсона ослабевают, полярная стратосфера холоднее обычной, тропическая - теплее обычной. Это приводит к росту содержания озона в стратосфере тропиков и, следовательно, дополнительному нагреву стратосферы. В годы солнечного минимума ситуация меняется на обратную. Это служит положительной обратной связью для развития отклика в стратосфере на 11-летний солнечный цикл.

Кроме того, отмечалось влияние солнечной активности в 11-летнем цикле на фазовые особенности квазидвухлетней цикличности (КДЦ) ветра в приэкваториальной нижней стратосфере [Безверхний, Груздев, 2007]. В связи с последним следует иметь в виду, что КДЦ сама способна модулировать поле ветра в нижний стратосфере [van Loon, Labitzke, 2000; Labitzke, 2006]. Последнее за счёт модуляции характеристик распространения волн из тропосферы в стратосферу также способно модулировать состояние озона в стратосфере, приводя к особенностям в проявлении механизма [Kodera, 1995]. Кроме того, это может приводить к различию интенсивности обмена между тропосферой и стратосферой в тропиках на солнечный цикл. В частности, в [Labitzke, 2006] отмечалось, что в годы S_{max} и этот обмен и, соответственно, циркуляция Брюэра-Добсона ослабевают, если КДЦ в приэкваториальной нижней стратосфере находится в восточной фазе, а если в западной - усиливаются. Такой отклик частично воспроизводится современными климатическими моделями [Rind et al., 2008].

Из косвенных механизмов влияния солнечной активности на состояние ЗКС в настоящее время наиболее достоверно установлены механизмы, связанные с влиянием на содержание озона в атмосфере (особенно - в стратосфере). В частности, если изменение S в 11-летнем равны 0.07%, то соответствующее изменение потока ультрафиолетовой радиации составляет несколько процентов. Это способно заметно интенсифицировать фотохимические процессы озонного цикла. Так, по спутниковым данным SAGE II для 1985-2003 гг. и по данным наземных измерений в годы S_{max} относительно годов S_{min} наблюдается статистически значимый рост содержания озона на 2-4% в верхней стратосфере тропиков, а также в нижней и средней стратосфере на большинстве широт [Soukharev, Hood, 2006; Груздев, Безверхний, 2007]. При этом около отклик проявляется и в регионах, где озон не находится в химическом равновесии, указывая на важность динамических механизмов его отклика [Груздев, Безверхний, 2007].

В периоды интенсивных выбросов Солнцем энергетических частиц (протонных вспышек) отмечается заметная интенсификация формирования ряда соединений (HO_x и NO_y), разрушающих озон [Krivolutsky et al., 2005; Jackman et al., 2008]. По спутниковым данным влияние HO_x может приводить к уменьшению содержания озона в полярной верхней стратосфере на 50% и длиться до нескольких суток, а влияние NO_y - приводить к уменьшению содержания озона в этом же регионе на 10% и длиться до нескольких месяцев [Jackman et al., 2008]. В области зимнего полярного вихря вещества, разрушающие озон могут опускаться также в нижнюю стратосферу, приводя к разрушению озона в области его максимума по высоте. В частности, статистически значимая корреляция содержания озона с фазой геомагнитной активностью отмечается, по крайней мере, весной в полярных широтах Южного полушария. Однако этот механизм ограничен областью зимнего полярного вихря, занимающего относительно небольшую площадь Земли и существующего в условиях малой инсоляции. Как следствие, вклад этого меха-

низма в общее климатическое РВВ, по-видимому, мал.

В настоящее время ряд атмосферных моделей включает в себя механистическое описание озонового цикла. В рамках проекта сравнения таких моделей [Austin et al., 2008] было получено, что при учёте прямого влияния изменения солнечного спектра в 11-летнем цикле и соответствующего влияния на фотохимические процессы в стратосфере, а также учёте этого влияния через соответствующие вариации температуры поверхности океана, модели в целом воспроизводят особенности изменения озона и температуры. Соответствующие расчёты с климатическими моделями (включающими интерактивную модель океана) в настоящее время ещё затруднительны из-за вычислительных ограничений.

В атмосферной модели SOCOL в настоящее время учитывается влияние интенсивности галактических лучей на степень ионизации в атмосфере [Calisto et al., 2011]. В целом такая модель воспроизводит уменьшение содержания озона в полярной стратосфере при солнечных вспышках.

Специально следует отметить, что измерения прибором высокой точности SORCE/SIM, начиная с 2003 г., привели к оценкам изменения спектра солнечного излучения в 11-летнем цикле в несколько раз большим, чем считалось ранее (см. выше) [Haigh et al., 2010]. Это принципиально модифицирует отклик озона и, следовательно, температуры на солнечную активность. Однако существенные отличия последней части солнечного цикла 23 по сравнению с подобными периодами более ранних солнечных циклов не позволяют утверждать, насколько такое поведение спектрального излучения типично для других временных периодов.

Механизмы, связанные с влиянием солнечной активности на климат за счёт изменения характеристик глобальной электрической цепи рассматривались в [Marsh, Svensmark, 2003; Жеребцов и др., 2008]. В частности, в [Marsh, Svensmark, 2003] (см. также ссылки в этой работе) с использованием спутниковых данных для облачности ISCCP D2 отмечалась высокая корреляция количества нижних облаков и их температуры с интенсивностью потока космических лучей, преимущественно в тропиках и средних широтах. При этом был предложен механизм такого влияния, связанный с дополнительной ионизацией нижней тропосферы потоком галактических частиц. Интенсивность этой ионизации модулируется солнечной активностью. Образующиеся таким образом ионы способны подниматься за счёт влияния электромагнитного поля Земли и служить дополнительными ядрами конденсации для облачных капель и кристаллов. При этом меняются такие характеристики облаков, как их количество, альбедо и водность. Однако в [Sun, Bradley, 2002] отмечалось, что для исходных данных ISCCP D2 такая корреляция проявляется только для солнечного цикла 22 и становится незначимой для солнечного цикла 23. Последнее, в частности, может быть связано с влиянием вулканических извержений на содержание серной кислоты H_2SO_4 в стратосфере, увеличивающих её эффективное электрическое сопротивление [Tinsley, 2000]. В целом содержание H_2SO_4 в стратосфере было существенно выше в период солнечного цикла 22, чем в период солнечного цикла 23.

В [Kazil et al., 2006] с использованием численной атмосферной модели CCM3, дополненной схемой PLOTINUS для расчёта потока образования вторичных частиц при солнечных вспышках, сделана оценка климатической эффективности указанного механизма. При этом расчёт проводился при ряде упрощающих предположений, приводящих к завышению такой эффективности. Однако даже в таком случае увеличение концентрации частиц с размером, достаточным для того, чтобы служить ядрами конденсации (мода Айткена и более крупные) в нижней тропосфере тропиков в годы S_{max} относительно годов S_{min} не превышает 1 $см^{-3}$. Это существенно меньше типичной фоновой концентрации таких ядер 10^3-10^4 $см^{-3}$ [Kondratyev et al., 2006]. Более значимые значения увеличения концентрации ядер конденсации отмечены в нижней тропосфере средних широт (до ~10^4 $см^{-3}$). Однако сильное насыщение эффекта интенсификации формирования облачных капель при росте концентрации ядер конденсации приводит к тому, что рост концентрации облачных капель в годы S_{max} относительно годов S_{min} составляет не более 28%, так что развивающееся РВВ не превышает по абсолютной величине 0.24 Вт $м^{-2}$. Эта величина намного меньше оценок полного РВВ для современного периода относительно индустриального состояния. Кроме того, временной масштаб этого воздействия (11 лет) короток относительно временного масштаба действия других радиационных воздействий (десятилетия и столетия). Из-за инерционности климата это дополнительно уменьшает климатический отклик на это РВВ по сравнению с антропогенными воздействиями на ЗКС.

В [Жеребцов и др., 2008] рассмотрен механизм влияния солнечной активности на состояние климата, подобный механизму [Marsh, Svensmark, 2003], но связанный с увеличением количества облаков в полярных областях зимой в периоды повышенной солнечной активности. Изменение климатического состояния при этом обусловлено преимущественно влиянием количества облаков на перенос тепловой радиации в тропосфере. Этот механизм согласуется с тем, что модуляция электрической проводимости солнечными вспышками наиболее значима именно в полярных областях [Tinsley, 2000]. По модельным оценкам такой механизм способен менять состояние приполярной атмосферы на синоптических временах, но на временных масштабах от нескольких месяцев его влияние оказывается очень малым [Фоменко, Курбацкая, 2006].

В настоящее время установлены и подтверждены экспериментально механизмы влияния солнечной активности на ЗКС, связанные с прямым РВВ за счёт изменения солнечной постоянной и с влиянием на содержание озона в атмосфере изменения спектрального состава солнечного

излучения и интенсивности потока галактических частиц. Эти механизмы или уже учитываются в расчётах с климатическими моделями или включение их учёта можно ожидать в ближайшем будущем. С другой стороны, предложенные механизмы, связанные с воздействием солнечной активности на характеристики облачности, требуют более детальной эмпирической и модельной аргументации.

Литература

1. *Безверхний В.А., Груздев А.Н.* О связи квазидесятилетних и квазидвухлетних колебаний солнечной активности и экваториального стратосферного ветра // ДАН. 2007. Т. 415, № 6. С. 809-813.
2. *Груздев А.Н., Безверхний В.А.* Воздействие 11-летнего цикла солнечной активности на характеристики годового хода общего содержания озона // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 43, № 3. С. 379-391.
3. *Жеребцов Г.А., Коваленко В.А., Молодых С.И. и др.* Влияние гелиогеофизических возмущений на термобарические и климатические характеристики тропосферы Земли // Космические исследования. 2008. Т. 46, № 4. С. 368-377.
4. *Мохов И.И. , Безверхний В.А., Елисеев А.В., Карпенко А.А.* Модельные оценки глобальных климатических изменений в XXI веке с учетом различных сценариев вариаций солнечной активности // Доклады РАН. 2006. Т. 411, № 2. С. 250-253
5. *Мохов И.И., Безверхний В.А., Елисеев А.В., Карпенко А.А.* Модельные оценки возможных климатических изменений в XXI веке при различных сценариях солнечной и вулканической активности и антропогенных воздействий // Космические исследования. 2008. Т. 46, № 4. С. 363-367.
6. *Фоменко А.А., Курбацкая Л.И.* Влияние солнечной активности на термический режим высоких широт Северного полушария // Вычислительные технологии. 2006. Т. 11, № S7. P. 96-103
7. *Austin J., Tourpali K., Rozanov E., et al.* Coupled chemistry climate model simulations of the solar cycle in ozone and temperature // J. Geophys. Res. 2008. V. 113, № D11. D11306.
8. *Barriopedro D., Garcia-Herrera R., Huth R.* Solar modulation of Northern Hemisphere winter blocking // J. Geophys. Res. 2008, V. 113. № D14. D14118.
9. *Benestad R.E.* Solar Activity and Earth's Climate - N.Y.: Springer, 2006 - 331 pp.
10. *Benestad R.E., Schmidt G.A.* Solar trends and global warming // J. Geophys. Res. 2009. J. Geophys. Res. V. 114. № D14. D14101.
11. *Calisto M., Usoskin I., Rozanov E., et al.* Influence of Galactic Cosmic Rays on atmospheric composition and dynamics // Atmos. Chem. Phys. 2011. V. 11, № 9. P. 4547-4556.
12. Climate Change 2007: The Physical Science Basis / *Solomon S., Qin D., Manning M. et al.* - Cambridge / New York: Cambridge University Press, 2007 - 996 pp.
13. *Cubasch U., Voss R., Hegerl G.C., et al.* Simulation with an O□AGCM of the influence of variations of the solar constant on the global climate // Clim. Dyn. V. 13, № 11 P. 757–767.
14. *Feulner G., Rahmstorf S.* On the effect of a new grand minimum of solar activity on the future climate on Earth // Geophys. Res. Lett. 2010. V. 37, № 5. L05707.
15. *Gray L.J., Beer J., Geller M., et al.* Solar influences on climate // Rev. Geophys. 2010. V. 48, № 4. RG4001.
16. *Haigh J.D., Winning A.R., Toumi R., et al.* An influence of solar spectral variations on radiative forcing of climate // Nature. 2010. V. 467, № 7316. P. 696–699.
17. *Haynes P.H., McIntyre M.E., Shepherd T.G, et al.* On the "downward control" of extratropical diabatic circulations by eddy-induced mean zonal forces // J. Atmos. Sci. 1991. V. 48, № 4. P. 651-678.
18. *Jackman C.H., Deland M.T., Labow G.J., et al.* Satellite measurements of middle atmospheric impacts by solar proton events in solar cycle 23 // Space Sci. Rev. 2006. V.125, № 1-4. P. 381-391.
19. *Kazil J., Lovejoy E.R., Barth M.C., et al.* Aerosol nucleation over oceans and the role of galactic cosmic rays // Atmos. Chem. Phys. 2006. V. 6, № 12. P. 4905-4924.
20. *Kodera K.* On the origin and nature of interannual variability of winter stratospheric circulation in the northern hemisphere // J. Geophys. Res. 1995. V. 100, № D7. P. 14077-14087.
21. *Kondratyev K.Ya., Ivlev L.S., Krapivin V.F., Varotsos C.A.* Atmospheric Aerosol Properties: Formation, processes and impacts - Berlin/Heidelberg/New York: Springer, 2006 - 572 pp.
22. *Krivolutsky A., Kuminov A., Vyushkova T.* Ionization of the atmosphere caused by solar protons and its influence on ozonosphere of the Earth during 1994-2003 // J. Atmos. Solar. Terr. Phys. V. 67, № 1-2. P. 105-117.
23. *Labitzke K.* Solar variation and stratospheric response // Space Sci. Rev. 2006. V.125, № 1-4. P. 247-260.
24. *Lean J.L., Rind D.H.* How natural and anthropogenic influences alter global and regional surface temperatures: 1889 to 2006 // *Geophys. Res. Lett. 2008.* V. 35, № 18. L18701
25. *Marsh N., Svensmark H.* Galactic cosmic ray and El Niño-Southern Oscillation trends in International Satellite Cloud Climatology Project D2 low-cloud properties // J. Geophys. Res. V. 108, № D6. 4195.
26. *Rind D., Lean J., Lerner J., et al.* Exploring the stratospheric/tropospheric response to solar forcing // J. Geophys. Res. 2008. V. 113, № D24. D24103.
27. Russian National Report. Meteorology and Atmospheric Sciences. 2007-2010 / *Mokhov, I.I., and A.A. Krivolutsky* - Moscow: Maks Press - 216 pp.
28. *Rypdal K.* Global temperature response to radiative forcing: Solar cycle versus volcanic eruptions // J. Geophys. Res, 2012. V. 117, № D6. D06115.
29. *Soukharev B.E., Hood L.L.* Solar cycle variation of stratospheric ozone: Multiple regression analysis of long□term satellite data sets and comparisons with models // J. Geophys. Res. 2006. V. 111, № D20. P. D20314.
30. *Sun B., Bradley R.S.* Solar influences on cosmic rays and cloud formation: A reassessment // J. Geophys. Res. V. 107, № D14. P. 4211.
31. *Tinsley B.A.* Influence of solar wind on the global electric circuit, and inferred effects on cloud microphysics, temperature, and dynamics in the troposphere // Space Sci. Rev. 2000. V. 94, № 1. P. 231-258.
32. *Tung K.K., Zhou J., Camp C.D.* Constraining model transient climate response using independent observations of solar-cycle forcing and response // Geophys. Res. Lett. 2008. V. 35, № 17. P. L17707.
33. *van Loon H., Labitzke K.* The influence of the 11-year solar cycle on the stratosphere below 30 km: A review // Space Sci. Rev. 2000. V. 94, № 1. P. 259-278.
34. *White W.B., Dettinger M.D., Cayan D.R.* Sources of global warming in the upper□ocean on decadal period scales // J. Geophys. Res. 2003. V. 108, № C8. P. 3248.

Размерные эффекты в атмосферных химических реакциях

А.Н. Ермаков

Институт энергетических проблем химической физики РАН, Ленинский проспект, 38, корп. 2, Москва.

e-mail: ayermakov@chph.ras.ru

Введение

Существование размерных эффектов в атмосферных химических реакциях обусловлено их протеканием на поверхности/в объеме аэрозольных частиц различного происхождения, включая облачные капли. Сегодня нет сомнений, что подобные процессы - Гетерогенные Химические Реакции (ГХР) играют важнейшую роль в формировании газового и аэрозольного состава атмосферы. В каплях тропосферных облаков, таким образом, например, идет окисление абсорбируемых из воздуха $SO_{2(газ)}$, $NO_{2(газ)}$ и мн. др. компонентов [1]. На поверхности и в объеме частиц сульфатного аэрозоля (слой Юнге), а также частиц Полярных Стратосферных Облаков (ПСО) и др. осуществляются цепочки ГХР [2], ведущие, в конечном итоге, к истощению стратосферного озона.

Движущие силы ГХР

Что заставляет химические превращения в атмосфере осуществляться с участием частиц конденсированной фазы? Ведь объем аэрозольных частиц и др. несопоставим с объемом воздуха. Такой маршрут химических реакций связан, прежде всего, с эффектом концентрирования, т.е. с ростом концентраций реагентов на поверхности/в объеме частиц конденсированной фазы. Не менее важно и изменение реакционной способности реагентов, участвующих в ГХР. В первую очередь это характерно для пар реагентов, один из которых переходит в ионизованную форму (ионизация, протонизация). Так, в каплях тропосферных облаков, достаточно быстро протекают ионно-молекулярные реакции: $HSO_{3(ж)}^- + H_2O_{2(ж)}$ или $SO_{3(ж)}^{2-} + O_{3(ж)}$. В газовой фазе реакции $SO_{2(газ)} + H_2O_{2(газ)}$ и $SO_{2(газ)} + O_{3(газ)}$ не происходят вовсе. В сочетании с высокой растворимостью H_2O_2 (константа Генри $H_{298}(H_2O_2) \approx 10^5$ моль·л$^{-1}$·атм$^{-1}$, характеризующая растворимость газов) это и определяет ведущую роль пероксида в самоочищении атмосферы от SO_2. Близки к диффузионному пределу (т.е. максимально возможному значению) и константы скорости $HSO_{3(ж)}^-/SO_{3(ж)}^{2-}$ с захватываемыми из газа радикалами OH, инициирующими свободно-радикальный процесс кислородного окисления $SO_{2(газ)}$.

Концентрирование реагентов и усиление их химической активности в конденсированной фазе характерно и для реакций с участием аэрозольных частиц слоя Юнге, а также частиц ПСО. При этом в отличие от тропосферных облаков, в данном случае процессы растворения и адсорбции реагентов и химические реакции с их участием протека

ют на поверхности/в объеме аэрозольных частиц, массовая доля растворенных веществ, в которых составляет, как правило, десятки % *вес*. Для корректного описания растворимости в концентрированных и переохлажденных растворах H_2SO_4/H_2O (слой Юнге) приходится учитывать и химические реакции. При растворении $HNO_{3(газ)}$ в концентрированных растворах H_2SO_4/H_2O (подобный состав характер для частиц слоя Юнге), например, следует считаться с образованием катионов $NO_{2(ж)}^+$, а при растворении $HONO_{газ}$ с образованием катионов NO_{aq}^+. Образование $NO^+HSO_{4(ж)}^-$ при T = 250 K и $[H_2SO_{4(ж)}] \geq 53\%$ *вес*. сопровождает рост растворимости $HONO_{(газ)}$ на 4÷5 порядков [3]. К категории химических превращений относится и упоминавшийся выше процесс протонирования растворенных компонентов. Возможность осуществления таких экзотических процессов обусловлена тем, что концентрированные растворы H_2SO_4 проявляют свойства т.н. суперкислот [4]. Эффективная концентрация (активность) протонов в растворах суперкислот намного (несколько порядков величины) превышает уровень стехиометрической концентрации протонов, что обуславливает высокую активность $H_{(ж)}^+$.

О скоростях ГХ и газовых реакций

Вне зависимости от механизма ГХР их динамику в атмосфере определяют удельное содержание в газе конденсированной фазы ($L = V_{конд}/V_{газ}$) и радиус капель (a). Зависимость скорости ГХР от радиуса обусловлена влиянием на интенсивность массообменных процессов на границе “газ-частица”, а в случае жидкофазных процессов и неравномерностью распределения реагентов по объему капель [5], вследствие чрезвычайной медленности диффузии реагентов в каплях. При этом в случае выраженного диффузионного торможения жидкофазные реакции протекают лишь в тонком приповерхностном слое. В таких случаях скорость ГХР в атмосфере оказывается пропорциональной не L, а суммарной поверхности капель [6].

Для разграничения условий, в которых протекание атмосферных реакций осуществляется преимущественно в газовой фазе или капельной влаге рассмотрим в качестве примера процесс окисления диоксида серы с участием радикалов OH:

Газовая фаза:

$OH_{(газ)} + SO_{2(газ)} \rightarrow HSO_{3(газ)}$

$HSO_{3(газ)} + O_{2(газ)} \rightarrow SO_{3(газ)} + HO_{2(газ)}$

$SO_{3(газ)} + H_2O_{(газ)} \rightarrow H_2SO_{4(газ)}$

Жидкая фаза:

$OH_{(ж)} + HSO_{3(ж)}^- \rightarrow SO_{3(ж)}^- + H_2O_{(ж)}$

$SO_{3(ж)}^- + O_{2(ж)} \rightarrow SO_{5(ж)}^-$

$SO_{5(ж)}^- + HSO_{3(ж)}^- \rightarrow HSO_{5(ж)}^-$

$SO_{5(ж)}^- + HO_{2(ж)} \rightarrow HSO_{5(ж)}^- + O_{2(ж)}$

$HSO_{5(ж)}^- + HSO_{3(ж)}^- \rightarrow 2HSO_{4(ж)}^-$

Лимитирующими звеньями обеих этих цепочек являются реакции с участием радикалов OH: $w_{газ}$ =

$k_{газ}[OH_{(газ)}][SO_{2(газ)}]$ и $w_ж = k_ж[OH_{(ж)}][HSO_{3(ж)}^-]$. Сравнивая выражения для их скоростей, находим, что преимущественное окисление диоксида серы жидкой фазе возможно в том случае, если:

$$L = \frac{k_{(газ)}}{k_{(ж)} H_{OH} \mathrm{RT} \cdot H_{SO2} \mathrm{RT}}$$

Здесь H_{OH} и H_{SO2} – константы Генри для радикалов OH и SO_2 (моль·л$^{-1}$·атм$^{-1}$), R - универсальная газовая постоянная (0.082 л·атм·моль$^{-1}$·град$^{-1}$), T – абсолютная температура, К. Отметим, что pH облачных капель в тропосфере варьируется в пределах от 3.5 до 5.5. При T = 298 К таким границам pH отвечает различие в H_{SO2} от ≈ 2 до $5 \cdot 10^3$ моль· л$^{-1}$·атм$^{-1}$ ($OH_{(ж)}$ - слабая кислота; ее диссоциация в водных растворах происходит при существенно бóльших pH, вследствие чего H_{OH} можно считать неизменной величиной). На Рис. 1 приводится рассчитанная нами зависимость $L = f$(pH). Видно,

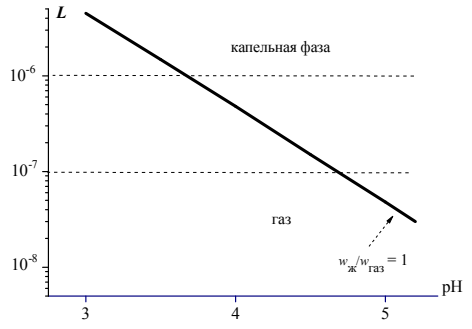


Рис. 1. Разграничение газофазного и жидкофазного процессов процесса окисления диоксида серы в тропосферных облаках (T = 298 К). Пунктир показывает характерную "водность" (содержание воды в форме капельной влаги) кучевых облаков: $L = 10^{-7} \div 10^{-6}$.

что в зависимости от pH капель критическая "водность" облака ($L = V_{(ж)}/V_{газ}$), выше которой процесс окисления диоксида серы протекает по преимуществу в каплях облаков, существенным образом меняется; по мере роста pH имеет место снижение L; сказывается рост растворимости диоксида серы. Для сопоставления с реальными условиями на Рис. 1 приводится диапазон характерных L для кучевых облаков, см. область, заключенную между пунктирными линиями.

Подобное разграничение областей протекания газовых и жидкофазных реакций применительно к нижней стратосфере приводится на Рис. 2. В качестве примера рассматривалась трансформация т.н. резервуарных газов - хлорнитрата и хлористого водорода в легко диссоциирующий на свету молекулярный хлор. Данный процесс, как известно, является одной из важнейших реакций в цикле ГХР, ответственных за т.н. галогенную активацию нижней стратосферы:

Газовая фаза:

$HCl_{(газ)} + ClONO_{2(газ)} \rightarrow Cl_{2(газ)} + HNO_{3(газ)}$

Жидкая фаза:

$HCl_{(ж)} + ClONO_{2(ж)} \rightarrow Cl_{2(ж)} + HNO_{3(ж)}$

По данным [7] реакция в газовой фазе протекает медленно; при T = 298 К константа ее скорости $\leq 10^{-19}$ см^3/с, а опытные данные для более низких температур отсутствуют. Напротив, в жидкой фазе данный процесс протекает быстро и тем с бóльшей скоростью [8], чем ниже температура и, как следствие, ниже содержание в капельной фазе серной кислоты [6]. Ключевым параметром, разграничивающим области протекания рассматриваемой пары реакций является, поэтому, температура, см. Рис. 2. При построении рисунка принималось, что константа скорости процесса в газовой фазе с температурой не меняется. Видно, что в рассматриваемом температурном диапазоне жидкофазный процесс протекает намного быстрее газофазного, несмотря на исчезающие малые L. Пунктирные линии на рисунке показывают типичное содержание в нижней стратосфере сульфатного аэрозоля, а также аэрозольных частиц в ПСО или в период вулканических извержений.

Ключевым фактором, определяющим динамику гетерогенных/жидкофазных химических реакций в атмосфере, является поверхностная

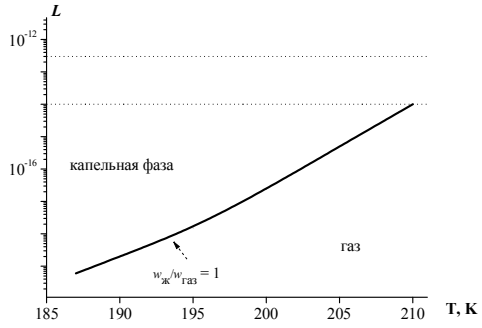


Рис. 2. Разграничение газофазного и жидкофазного процессов процесса галогенной активации нижней стратосферы с участием газообразных хлорнитрата и хлористого водорода. Пунктир показывает объемное содержание ($L = V_{конд}/V_{газ}$) аэрозоля в нижней стратосфере, в том числе в ПСО и в период вулканизма

концентрация реагента, а в случае капель–микро реакторов – объемная концентрация реагента. Для расчета последней применительно к условиям атмосферы необходимы сведения о константах Генри компонентов:

$$[X_{(ж)}] = H_x P_x,$$

где $[X_{(ж)}]$ – концентрация реагента в жидкой фазе, моль/л, а P_x – парциальное давление компонента, атм. H_x может быть и очень малой – 10^{-3} ($N_{2(газ)}$, $O_{2(газ)}$, $NO_{газ}$) и очень большой - $10^4 \div 10^5$ моль· л$^{-1}$·атм$^{-1}$ ($H_2O_{2(газ)}$); приведенные величин относятся к T = 298 К. Высокие H_x характерны и для сильных электролитов, т.к. в разбавленных растворах они почти нацело переходят в ионные формы.

ГХР с участием стабильных реагентов

Приводимые выше данные о H_x, а также колебания их величин, вызванные изменением pH или тем-

пературы свидетельствуют о том, что переход от одного к другому индивидуальному компоненту или большие изменения pH/T влекут за собой значительные по абсолютной величине вариации характерных времен насыщения капли до равновесия ($\tau_{нас} = H\mathrm{RT}a^2/3D_{(газ)}$ [5]). Для капель a = 10 мкм и T =298 К, например, диапазон изменений $\tau_{нас}$, отвечающий приводимым выше индивидуальным компонентам: $\tau_{нас} \approx (10 \div 10^7)10^{-7}$ с. В тоже время характерное время жидкофазной диффузии ($\tau_{dif} = a^2/\pi^2 D_{(ж)}$) для каждого из них остается практически неизменным и при T = 298 К составляет $\approx 10^{-2}$ с). Здесь $D_{(газ)}$ и $D_{(ж)}$ – коэффициенты молекулярной диффузии в газовой и жидкой фазах, см^2/с.

Из сопоставления $\tau_{нас}$ и τ_{dif} следует, что независимо от размеров капли должен существовать критический уровень растворимости (критическое значение константы Генри), при превышении которого в последовательности транспортных процессов: насыщения капли реагентом и его диффузии в жидкости лимитирующим процессом оказывается транспортный процесс в газе:

$$H_{крит} = \frac{3D_{(газ)}}{\pi^2 \mathrm{RT} D_{(ж)}}$$

В координатах $H - \tau_{dif}^{-1}$ для капель различных размеров такому разграничению условий протекания реакций отвечала бы универсальная кривая, похожая на одну из кривых, показанных на Рис. 3. При этом выше наклонной линии, т.е. при $H > H_{крит}$ процесс в целом ограничивает насыщение капли реагентов, а при $H \leq H_{крит}$ (правее вертикальной линии) – транспорт в жидкой фазе. Внутри фигуры, образованной пересечением наклонной линии и перпендикуляра, опущенного из точки $H = H_{крит}$, течение гипотетического химического процесса в капле не ограничивает ни процесс транспорта реагента в газовой фазе, ни его диффузия в жидкой фазе.

Допустим теперь, что в объеме капли протекает химическая реакция первого порядка: $w = k \cdot \mathrm{C}$. Положим далее, что характерное время этого процесса меньше времени диффузионного процесса $k(\mathrm{c}^{-1}) < \tau_{dif}^{-1}$. Складывая сопротивления для вхождения газовых частиц в каплю и протекания химической реакции получим соотношение, позволяющее соотносить динамику транспортных процессов для капель различных размеров, см. Рис. 3. Здесь для трех различных размеров капель приводится результаты расчетов сопоставления скоростей обоих процессов. Внутри областей $H - k$, располагающихся ниже наклонных прямых и левее вертикальных прямых протекание химических процессов не ограничивает ни процесс поступления реагента в газе, ни процесс диффузии в жидкости. Видно также, что по мере роста размеров капель эта область ссужается. На Рис. 3 представлены пунктирные прямые отвечающие растворимости озона и пероксида водорода. Из их распо-

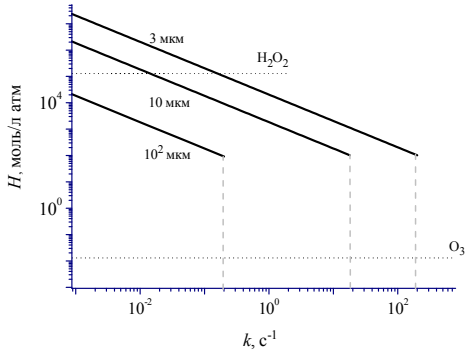


Рис. 3. Разграничение лимитирующей роли газофазного и жидкофазного процессов транспорта модельных реагентов в системе “газ-капли” (T =298 К). Расчеты проведены с использованием $D_{(газ)}$ = 0.1 и $D_{(ж)} = 10^{-5}$ см^2/с. Пунктиром показаны константы Генри для озона и пероксида водорода.

ложения по отношению к наклонным и вертикальным линиям рисунка следует, что процессы с участием пероксида водорода, в силу исключительно высокой растворимости H_2O_2, лимитируются его транспортом в газовой фазе. Напротив расположение линии, отвечающей озону, свидетельствует об обратном; в этом случае лимитирующим транспортным звеном оказывается диффузия в жидкости.

Рассмотрим взаимное влияние химической реакции первого порядка и диффузионного процесса в каплях, описываемое в стационарных условиях диффузионным уравнением:

$$\frac{1}{\mathrm{r}} \cdot \frac{\mathrm{d}}{\mathrm{dr}} \left(\mathrm{r}^2 \frac{\mathrm{d}C_{(ж)}(\mathrm{r})^{ss}}{\mathrm{dr}} \right) = \frac{k_{(ж)}}{D_{(ж)}} \cdot C_{(ж)}(\mathrm{r})^{ss}$$

с граничными условиями: $(dC_{(ж)}/dr)_{r=0} = 0$ и $C_{(ж)}(a) = C_{(ж)}^{surf}$ [5]. Решение этого уравнения имеет вид:

$$\frac{C_{(ж)}(\mathrm{r})^{ss}}{C_{(ж)}^{surf}} = \frac{a}{\mathrm{r}} \cdot \frac{\sinh(q\mathrm{r}/a)}{\sinh(q)}$$

Здесь $C_{(ж)}(\mathrm{r})^{ss}$ и $C_{(ж)}^{surf}$ стационарные концентрации реагента на расстоянии r от центра капли и на ее поверхности, а величина $q = a(k/D_{(ж)})$. На Рис. 4 в координатах $C_{(ж)}(\mathrm{r})^{ss}/C_{(ж)}^{surf}$ – r/a приводятся вычисленные нами кривые распределения модельного реагента по радиусу капли. Здесь же приводятся характер таких кривых для конкретных процессов (окисление диоксида серы пероксидом водорода в каплях тропосферных облаков и гидролиз хлорнитрата в нижней стратосфере). Из результатов расчетов следует, что окисление диоксида серы пероксидом водородом, см. кривую, показанную серым цветом, происходит достаточно медленно; протекание этого процесса вызывает различия концентраций диоксида серы в объеме капли и на ее поверхности лишь для самых больших капель (q = 0.5, a = 100 мкм). В противовес

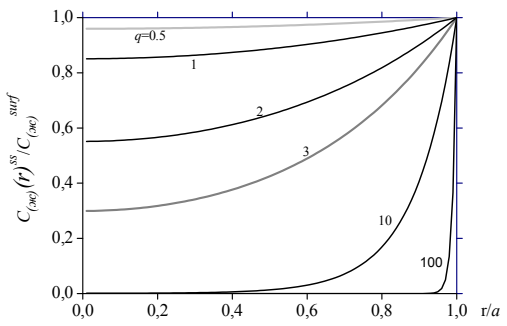


Рис. 4. Рассчитанный стационарный профиль концентрации модельного и конкретных реагентов реагента в капле для различных размеров капель и характерных времен химической реакции (различных значений q).

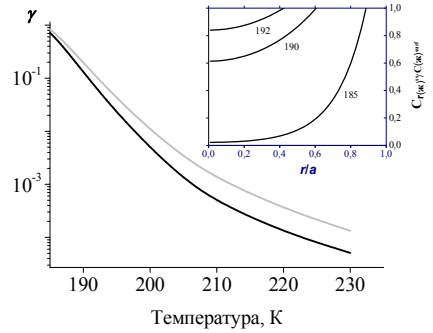


Рис. 5. Рассчитанная температурная зависимость коэффициента реакционного захвата молекул хлорнитрата (γ) частицами сульфатного аэрозоля (a = 0.1 мкм). Кривая, показанная серым цветом, характеризует изменчивость γ в случае гомогенного распределения реагента по объему капли, а кривая, показанная черным цветом тоже, но для негомогенного распределения, см. вставку. На вставке показан радиальный профиль концентрации хлорнитрата в капле, рассчитанный для разных температур.

этому, гидролиз хлорнитрата в каплях слоя Юнге или частицах ПСО в существенной степени нарушает равномерное распределение реагента уже в самых малых каплях (0.1 мкм), см. кривую показанную глубоким серым цветом (q = 3, a = 0.1 мкм).

На Рис. 5 показано как сказывается диффузионное торможение на скорости реакции гидролиза хлорнитрата в частицах слоя Юнге и ПСО. Эти результаты представлены в виде температурной зависимости т.н. коэффициента реакционного захвата хлорнитрата (γ). Видно, что влияние реакции на распределение реагента начинает проявляться уже для самых низких температур, увеличиваясь по абсолютной величине мере роста температуры. На вставке этого рисунка показано как влияет температура распределение по капли хлорнитрата.

ГХР с участием радикалов

В отличие от рассмотренных выше примеров "простых" атмосферных химических реакций, протекающих по механизму реакций первого порядка, выявление размерных эффектов в ГХР с участием радикалов требует создания специальных моделей. Это объясняется тем, что наряду с расходованием радикалов в капельной влаге необходимо учитывать ряд каналов их возникновения в объеме капли. Существует ряд боксовых моделей атмосферы, наряду с газофазными реакциями включающих и блоки жидкофазных химических реакций. Предложенная нами в [9] укороченная боксовая модель (reduced model, **RM**) - компромисс между степенью их детализации и количеством химических реакций; в химическом блоке **RM** учитываются наиболее значимые процессы. Об адекватности **RM** свидетельствует то, что с ее помощью удается воспроизвести концентрации радикалов $OH_{(газ)}/OH_{(ж)}$ и $HO_{2(газ)}/HO_{2(ж)}$, рассчитанные с применением более сложных моделей.

Пример рассчитанной нами зависимости усредненной по объему капли концентрации гидроксильных радикалов ($<OH_{(ж)}>$) как функция a приводится на Рис. 6. Расчеты выполнялись, учитывая и изменение интенсивности потока радикалов (далее для краткости фактор S/V), и неравномерность распределения по объему капель $OH_{(ж)}$ и озона. Для капель малых размеров (0.1 ÷ 1 мкм) наблюдается близкая к постоянству концентрация OH. Это постоянство сохраняется, несмотря на значительное уменьшение поверхности раздела фаз и счетной концентрации капель. Вторая часть кривых показывает, что снижение концентрации этих частиц при переходе от 1 мкм к 100 мкм каплям происходит медленнее, чем снижение интенсивности по тока OH из газа; (концентрация $OH_{(ж)}$ спадает в $\approx 10^3$ раз, а интенсивность потока в $\approx 10^5$ раз). Это указывает на существование дополнительных источников образования $OH_{(ж)}$ в объемных химических $O_{2(ж)}^- + O_{3(ж)} \rightarrow OH_{(ж)}$ и фотохимических $H_2O_{2(ж)} + h\nu \rightarrow 2\ OH_{(ж)}$ процессах в капельной фазе.

Для характеристики неравномерности распределения радикалов $OH_{(ж)}$ по объему капли использовалась величина $\delta_{OH} = \delta \cdot 100\%/[OH_{(ж)}]$, где $\delta = <OH_{(ж)}> - [OH_{(ж)}]$. Первый член этой разности равен концентрации $OH_{(ж)}$, вычисленной с учетом и фактора S/V и фактора неравномерности распределения $OH_{(ж)}$ и $O_{3(ж)}$. Второй член разности равен концентрации $OH_{(ж)}$, рассчитанной в условиях равномерного распределения всех компонентов по капле. Рис. 6 иллюстрирует различие концентраций $OH_{(ж)}$ в условиях равномерного и неравномерного распределения $OH_{(ж)}$ и $O_{3(ж)}$ как функция размеров капель. Как видно из вставки Рис. 6, влияние неравномерности распределения $OH_{(ж)}$ начинает сказываться уже для капель с $a \approx$ 1мкм. Для $5^{ти}$ микронных капель учет этого

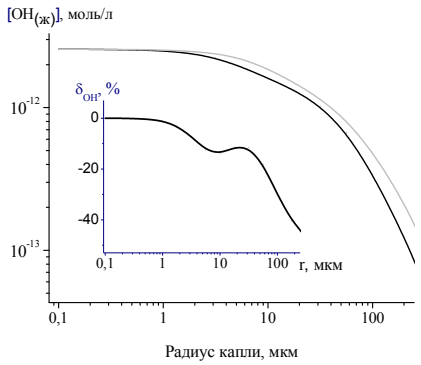


Рис. 6. Влияние размеров капель тропосферных облаков на концентрацию гидроксильных радикалов $OH_{(ж)}$, см. текст). Серая линия – расчеты без учета неравномерности распределения в объеме капли радикалов. Черная линия – учет неравномерности. Дневное время суток, L=10^{-6}.

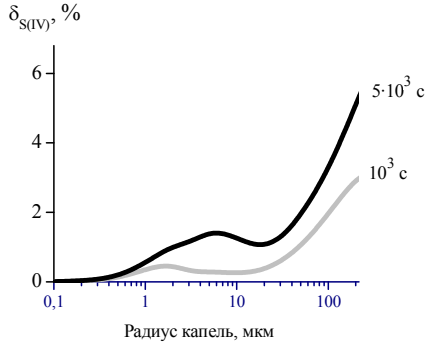


Рис. 7. Влияние негомогенности распределения реагентов по объему капель на динамику окисления диоксида серы в тропосферных облаков, см. текст. Дневное время суток, L=10^{-6}, серая линия время окисления в атмосфере 10^3 с, черная линия $5\cdot10^3$ с

фактора приводит к снижению <$OH_{(ж)}$> приблизительно на 20% по сравнению с равномерным распределением гидроксильных радикалов.

Расчеты показали, что в отсутствие капельной влаги самоочищение атмосферы от диоксида серы протекает достаточно медленно. При содержании в воздухе ≈ 3.5 ppb $SO_{2(газ)}$ скорость самоочистки не превышает ≈ 0.04 ppb/час (≈ 1%/час). Присутствие капельной влаги резко интенсифицирует процесс самоочистки. Для a = 1 мкм и L = 10^{-6} усредненная по времени скорость самоочистки с учетом жидкофазных реакций достигает ≈ 2 ppb/час (≈ 50%/час). Столь сильное влияние на окисление $SO_{2(газ)}$ капельной влаги связано, очевидно, с включением жидкофазных реакций окисления сульфита. Глубину этого процесса можно рассматривать, поэтому, в качестве характеристики окислительных свойств облачных капель в отношении абсорбируемого из газа диоксида серы. Из данных расчетов следует, что уменьшение [S(IV)] ≈ [$SO_{2(ж)}$] + [$HSO_{3(ж)}^-$] происходит неравномерно во времени; просматриваются “быстрая” и “медленная” стадии процесса. Первая наблюдается при t ≤ 10^3 с, а вторая при t > 10^3 с. При этом по мере укрупнения капель на фоне замедления процесса окисления $SO_{2(газ)}$ стираются и различия в динамике “быстрой” и “медленной” стадий. Анализ данных показывает, что “быстрая” стадия самоочистки обусловлена транспортом пероксида водорода из газа и последующей жидкофазной реакцией: $H_2O_{2(ж)}$ + $HSO_{3(ж)}^-$. Для иллюстрации этого положения ниже приводится оценка характерного времени выведения из атмосферного воздуха $SO_{2(газ)}$ (τ) за счет этой реакции (T = 298, L = 10^{-6}, P_{SO_2} = $3\cdot10^{-9}$ атм). Полагая объемное содержание пероксида в атмосферном воздухе $P_{H_2O_2}$ = 10^{-9} атм, будем иметь: $\tau \approx n\cdot\tau_{H_2O_2+HSO_3^-}$. Здесь n = $(H_{SO2}RTL)^{-1}$ – количество циклов растворения до насыщения, отвечающих выведению из газа диоксида серы (≈ 10) и $\tau_{H_2O_2+HSO_3^-}$ - характерное время жидкофазной реакции HSO_3^- + $H_2O_{2(р\text{-}р)}$ (≈ 80 с), т.е. промежуток времени, обеспечивающий полное окисление сульфита в каждом из циклов. Для процесса в целом будем иметь τ ≈ 800 с, что практически совпадает по абсолютной величине с временем “быстрой” стадии. Канал самоочистки газа, связанный с поступлением в капли озона, выражен гораздо слабее. При t = 10^3 с на его долю приходится не более 2% израсходованного $SO_{2(газ)}$. К этому моменту находившийся в газе пероксид водорода практически исчерпывается. Несмотря на это процесс самоочищения газа от $SO_{2(газ)}$ не останавливается. Это указывает, что в каплях протекают и другие процессы окисления. Неожиданным при этом оказывается то, что и по исчерпании $H_2O_{2(газ)}$, реакция пероксида водорода с сульфитом $H_2O_{2(ж)}$ + $HSO_{3(ж)}^-$ продолжает играть заметную роль в убыли $SO_{2(газ)}$ и в “медленной” стадии. Источником $H_2O_{2(ж)}$ в таких условиях оказывается рекомбинация радикалов $HO_{2(ж)}/O_{2(ж)}^-$. Одновременно с этим, как показывают расчеты, заметный вклад в процесс начинает вносить и окисление $SO_{2(газ)}$ кислородом. Его инициирование для мелких капель происходит в основном при захвате из газа гидроксильных радикалов: $OH_{(ж)}$ + $SO_{3(ж)}^{2-}/HSO_{3(ж)}^-$.

Таким образом, формирование окислительных свойств мелких капель в отношении $SO_{2(газ)}$ в медленной стадии самоочистки происходит и за счет поступления из газа потоков радикалов $OH_{(газ)}$ и $HO_{2(газ)}$. Понятными становятся, поэтому, причины замедления темпов самоочистки в медленной стадии по мере укрупнения капель. Это связано с уменьшением скоростей жидкофазных реакций с участием пероксида водорода и радикалов из-за снижения интенсивностей их потоков в капли. При этом вклады в окисление $SO_{2(газ)}$ пероксидного канала и каналов, связанных с захватом радикалов, зависят и от a, и от t. Для мелких капель (≤ 1 мкм) и t = $5\cdot10^3$ с кислородный канал обеспечивает до ≈ 60% конвертируемого диоксида серы. В качестве характеристики неравномерности распределения реагентов по объему капли в процессе жидкофазного окисления диоксида серы служила величина $\delta_{S(IV)}$. Ее вычисления производились аналогично вычислениям δ_{OH} или δ_{HO_2}, т.е. $\delta_{S(IV)} = \delta\cdot100\%/[S(IV)]$, см. Рис. 7. Рост размеров капель, способствующий усилению роли приповерхностного расходования $OH_{(ж)}$ и $O_{3(ж)}$ оказывает, на первый взгляд, лишь слабое влияние на

$[S(IV)]_t$. Расчетное значение $\delta_{S(IV)}$ при коротких экспозициях не превышает ≈ +3% даже для самых крупных капель. Но даже в этих "неблагоприятных" условиях негативная роль приповерхностных реакций с участием $OH_{(ж)}$ и $O_{3(ж)}$ в формировании окислительных свойств капель просматривается с очевидностью. При этом следует иметь в виду, что приводимые на графике значения $\delta_{S(IV)}$, маскируют действительный масштаб замедления конверсии $SO_{2(газ)}$, вызванный приповерхностными реакциями с участием $OH_{(ж)}$ и $O_{3(ж)}$, т.к. с неизбежностью включают ряд компенсационных эффектов.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ 11-05-00282-а, 12-05-00236-а *и* 12-05-00278-а.

Список литературы

1. *Warneck, P.* Review of the Activities and Achievements of the EUROTRAC /*P.Warneck, V.Mirabel, G.A. Salmon, R.van Eldik, C.Vinckier, K.J.Wannowius, C.Zetsch.* Subproject HALIPP Warneck P. Ed., Heterogeneous and liquid phase processes, Berlin, Springer. 1996, V.2, P. 7-76.

2. *Solomon, S.* Stratospheric Ozone Depletion: A review of concepts and history /*S.Solomon // Rev.Geophys.* 2003. V.37, № 3. P. 275-316.

3. *Becker, K.H.* Solubility of Nitrous Acid (HONO) in Sulfuric Acid Solutions /*K.H.*Becker, *J.Kleffmann, R.Kurtenbach, P. Wiesen* // J. Phys. Chem. 1996. V. 100. P. 14984-14990.

4. *Olah, G.A.* Oxyfunctionalization of hydrocarbons. 17 /*G.A. Olah, T.Keumi, J.C. Lecoq* // J. Org. Chem. 1991. V.56. P. 6148-6151.

5. *Schwartz, S.E.* Mass transport limitation to the rate of reaction of gases in liquid droplets: application to oxidation of SO_2 in aqueous solutions / *S.E.Schwartz J.E. Freiberg* // Atmos. Envir. 1981. V. 15, №7. P. 1129-1144.

6. *Hanson, D.R.* The uptake of hydrochloric acid and hypochlorous acid onto sulfuric acid: Solubilities, diffusivities, and reaction. /*D.R.Hanson, A.R.Ravishankara* //J. Phys.Chem. 1993. V. 97, № 47. P. 12309-12319.

7. *Molina, L.T.* An upper limit to the rate of the HCl + ClONO2 reaction/ *L.T.Molina, M.J.Molina, R.A Stachnik., R.D. Tom* //J. Phys. Chem. 1985. V. 89, №18. P. 3779-3781.

8. *Robinson, G.N.* Heterogeneous uptake of $ClONO_2$ and N_2O_5 by sulfuric acid solutions /*G.N.Robinson, D.R.Worsnop, J.T.Jayne, C.E. Kolb* //J. Geophys. Res. 1997. V.102, № D3. P.3583–3601.

9. *Ермаков, А.Н.* Влияние размеров капель на скорость и механизм окисления SO_2 в тропосферных облаках/*А.Н.Ермаков, И.К. Ларин, А.А.Угаров, А.П. Пурмаль //* Кинет. Катал. 2006. Т.47. № 6. С. 836-849.

О длине цепи в основных циклах гибели стратосферного озона

И.К. Ларин

Институт энергетических проблем химической физики РАН, Ленинский пр., 38, к. 2, Москва
e-mail: iklarin@narod.ru

Обращение к вопросу о длине цепи в циклах разрушения стратосферного озона объясняется, прежде всего, тем, что за пятьдесят лет изучения цепных стратосферных процессов никто этого до сих пор не сделал. В то же время, представляется важным сравнить относительную эффективность существующих сегодня циклов разрушения стратосферного озона хотя бы для того, чтобы знать, кого следует бояться, а кого – не очень. Причём не через мегатонны выбрасываемых фреонов, как это делается при определении коэффициента озоновой опасности (ODP - Ozone Depletion Potential), а через число молекул озона, разрушаемых одним атомом хлора или брома, или радикала NO, или OH и др., что гораздо нагляднее и понятней. Такое выражение озоноразрушающей способности было бы полезно и при поисках новых угроз озоновому слою, имея в виду, что влияние фреонов на озоновый слой постепенно ослабевает, и нужно думать о новых активных частицах, способных эффективно разрушать стратосферный озон. Такой путь поисков вполне оправдан, хотя бы потому, что химических соединений, способных добраться до стратосферы, существенно больше, чем активных частиц, способных повлиять на озоновый слой. Наконец, напомним, что Молина и Роуланд, открывшие потенциальную возможность воздействия хлорфторуглеродов на озоновый слой, предпослали этой находке хлорный цикл гибели озона в стратосфере [1]. Из сказанного можно заключить, что для решения сформулированных выше задач наиболее подходящим параметром является длина цепи конкретного цепного процесса, которая определяется (повторюсь) как число молекул озона, разрушаемых одной активной частицей, ведущей цепь (атомом или свободным радикалом). В настоящем сообщении рассматривается вопрос об определении длины цепи в известных циклах гибели стратосферного озона – кислородном, водородном, азотно-окисном, хлорном и бромном, приводятся данные о длине цепи в этих циклах, а также данные об абсолютной и относительной гибели стратосферного озона в этих циклах. Особое внимание уделяется роли английского исследователя Сидни Чепмена, открывшего кислородный цикл гибели стратосферного озона.

В качестве введения укажем, что цепные процессы в газовой фазе открыл в 1913 году видный немецкий физико-химик Макс Боденштейн. Изучая фотолиз смеси водорода с хлором, он обнаружил, что квантовый выход соляной кислоты составляет десятки тысяч. Квантовый выход – это число молекул продукта фотохимической реакции, образующееся при поглощении одного кванта света. Это было выдающееся открытие, которое, между прочим, противоречило основному закону фотохимии, открытому Штарком и Эйнштейном в 1908 году, согласно которому один поглощённый квант света может разрушить только одну молекулу. Никакой драмы, понятно, не случилось, поскольку речь шла об открытии нового класса химических реакций, который в 1908 ещё не был известен. Следует добавить, что сам Боденштейн не смог объяснить химический механизм своего открытия, а объяснил его знаменитый немецкий химик Вальтер Нернст, который понял, что цепная реакция идёт с участием атомов хлора и водорода, которые последовательно сменяют друг друга. Фактически работа Нернста позволила понять основную особенность неразветвлённых цепных процессов и их отличие от нецепных процессов, которая заключается в восстановлении активной частицы, ведущей цепь, что и позволяет цепи крутиться и нарабатывать те десятки тысяч молекул продукта, которые увидел Боденштейн.

Что касается цепного разрушения озона в стратосфере, то в простейшем случае этот механизм можно представить следующим образом.

1. $Y + A \xrightarrow{k_1} X;$ либо $Y \xrightarrow{J_Y} X;$

2a. $X + O_3 \xrightarrow{k_2} XO + O_2,$

2b. $XO + O \xrightarrow{k_3} X + O_2,$

результат: $O_3 + O \rightarrow O_2 + O_2$

3. $X + B \xrightarrow{k_4}$ гибель X.

Здесь 1 – это реакции зарож-дения цепи, т.е. образование активной частицы X, которая будет вести цепь, 2a и 2b – реакции продолжения цепи, в ходе которых активная частица X восстанавливается, а O_3 и O погибают. И, наконец, 3 – это обрыв цепи, в результате которого частица X исчезает и цепной процесс прекращается. Наличие двух реакций продолжения цепи имеет две причины. Одна причина – химическая, это восстановление X. Но есть ещё одна причина, пожалуй, физическая, которая требует пояснений. Нужно сказать, что после открытия цепных реакций в 1913 году прошло 50 лет до появления цепных механизмов гибели стратосферного озона. Но на этом пути была очень важная веха – открытие Чепменом в 1931 году механизма образования озона в стратосфере. Только правильнее говорить не об озоне, а нечётном кислороде, который есть сумма молекул озона и атомов кислорода - $O_x = O_3+O$.

Нужно сказать, что Сидни Чепмен был выдающимся математиком, астрономом и

геофизиком. Он занимался стохастическими процессами, кинетической теорией газов, солнечно-земной физикой и магнитосферой, и меньше всего - озоновым слоем. В его биографиях озоновый слой даже не упоминается, а в озоновых книжках о механизме Чепмена говорят очень скупо, главным образом в историческом плане, мол, был такой механизм. В действительности же вклад Чепмена в теорию озоносферы трудно переоценить. Во всяком случае, он не меньше, чем вклад всех открывателей цепных механизмов гибели озона в стратосфере – Хэмпсона, Крутцена, Столярского, Вофси, Цицерона и др. Теперь посмотрим на этот механизм, и я постараюсь объяснить, почему он так важен. Первой стадией механизма Чепмена является фотодиссоциация молекулы кислорода на два атома.

$$O_2 \xrightarrow{h\nu} O+O \qquad (1)$$

Образовавшиеся атомы могут либо рекомбинировать

$$O+O \rightarrow O_2, \qquad (2)$$

Либо присоединиться к молекулам кислорода, образовав молекулы озона

$$2O + 2O_2 \xrightarrow{+M} 2O_3. \qquad (3)$$

Кроме того, молекула озона может фотодиссоциировать на O и O_2

$$O_3 \xrightarrow{h\nu} O+O_2, \qquad (4)$$

после чего в системе образуются частицы нечётного кислорода O и O_3. Наконец, образовавшийся атом O рекомбинирует со второй молекулой O_3

$$O + O_3 \rightarrow 2O_2, \qquad (5)$$

в результате чего частицы нечётного кислорода исчезают, а из двух молекул озона образуется три молекулы кислорода.

Из этой чрезвычайно простой картины получаются очень важные выводы:

1. Поскольку в первичном акте образуется две частицы нечётного кислорода – два атома O, постольку и погибнуть они могут только в реакции друг с другом. Другими словами, нечётный кислород невозможно уничтожить никаким другим способом, кроме реакции рекомбинации нечётных частиц кислорода.

2. Поскольку в каждой из реакций продолжения цепи, 2a и 2b, погибает только одна частица нечётного кислорода, постольку для гибели O_x необходимы две последовательные реакции. Ни одна из этих реакций в отдельности не приводит ни к гибели молекул озона, ни к гибели атомов кислорода.

Эти выводы являются следствием того, что нечётный кислород представляет собой жёстко связанную систему. Эта жёсткая связь обусловлена быстрыми взаимными превращениями между O_3 и атомами кислорода (см. Рис. 1.).

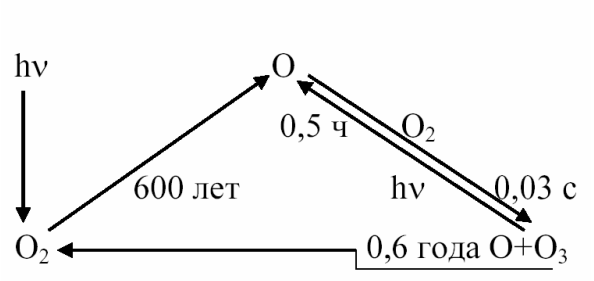


Рис. 1. Характеристические времена процессов в Чепменовском цикле на высоте 30 км.

Можно видеть, что за время жизни O_x, которое на высоте 30 км составляет 0.6 года, происходят многие тысячи взаимных превращений, что и обеспечивает связанность системы O_x. В результате эти две частицы, молекула озона и атом кислорода, становятся химически неразличимыми и O_x можно рассматривать просто как новую молекулу. Другими словами, с химической точки зрения молекула озона не существует, поскольку его рождение, гибель и время жизни полностью определяются судьбой нечётного кислорода. Это не очень просто усвоить, но именно такова стратосферная жизнь молекул озона.

Добавим, что связь между O_3 и O, показанная на рис. 1, обеспечивается так называемым нулевым цепным процессом, о котором Чепмен, конечно, и не думал, но который спрятан в его механизме. Вот он:

$$O + O_2 \xrightarrow{+M} O_3. \qquad (3)$$

$$O_3 \xrightarrow{h\nu} O+O_2. \qquad (4)$$

А вот его длина цепи:

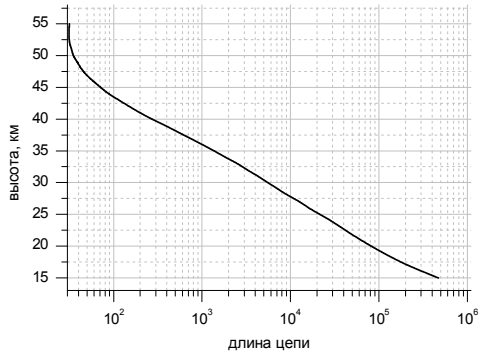


Рис. 2. Длина цепи нулевого цикла в механизме Чепмена.

В данном случае длина цепи означает число взаимных превращений частиц нечётного кислорода друг в друга. Вот эти 10^6-10^1 звеньев и обеспечивают условия, при которых время жизни группы O_x в стратосфере оказывается много больше времён взаимных превращений её компонент, что и позволяет рассматривать O_x как одну частицу.

Как выяснилось ещё через тридцать лет после открытия Чепмена, все цепные механизмы гибели озона основаны на том, что в них разрушается именно нечётный кислород, т.е. их конечным результатом является та самая реакция гибели

озона, которую предложил Чепмен, просто она разбивается на две последовательные стадии. Таким образом, все будущие цепные механизмы гибели озона уже были заложены в механизме Чепмена и если бы он ещё чуть-чуть подумал, он бы все их открыл. Вот поэтому и можно считать механизм Чепмена тем фундаментом, на котором построено всё здание стратосферной химии озона. Удивительно, что спустя 75 лет после открытия Чепмена об этот фундамент постоянно спотыкаются, о чём будет сказано ниже.

Переходим к нашей задаче определения длины цепи. Будем считать, что длина цепи, ν, может быть найдена по формуле (6).

ν = (скорость продолжения цепи)/(скорость обрыва). (6)

Задача, таким образом, сводится к тому, чтобы найти эти скорости. Начнём со скорости продолжения цепи и покажем, как её можно найти в случае азотно-окисного цикла. В NO_x цикле реакциями продолжения цепи являются реакции (7) и (8):

$$NO + O_3 \xrightarrow{k_7} NO_2 + O_2, \quad (7)$$

$$NO_2 + O \xrightarrow{k_8} NO + O_2, \quad (8)$$

скорости которых записываются как: $W_7=k_7*[NO]*[O_3]$ и $W_8=k_8*[NO_2]*[O]$.
Здесь $W_{\#}$-скорость реакции в единицах молекула*см$^{-3}$с$^{-1}$, $k_{\#}$-константа скорости бимолекулярной реакции в единицах молекула*см^{3}с$^{-1}$, [X]-концентрация в единицах см$^{-3}$.

Поскольку это последовательные реакции, постольку скорость процесса определяется наиболее медленной из двух реакций, которую называют лимитирующей стадией процесса. И так как вторая реакция медленнее первой, то во всех книжках (и даже очень солидных, см., например, [2]) пишут, что в азотно-окисном цикле гибель озона определяется реакцией $NO_2 + O$. Это неверно уже потому, что, как мы теперь знаем, в этой реакции погибает только одна частица нечётного кислорода, а вторая остаётся жить. Но это неверно ещё и вот почему. Если мы посмотрим на высотные профили реакций (7) и (8), показанные на рис. 3, то увидим, что выше 40 км скорости реакций меняются местами и более медленной становится реакция $NO+O_3$.
Если бы мы считали более медленной реакцией цикла во всей стратосфере реакцию $NO_2 + O$, то на высоте 55 км мы ошиблись бы на полтора порядка. Возникает вопрос, как найти лимитирующую стадию NO_x цикла во всей стратосфере? Оказалось, что это можно сделать, если принять, что она определяется выражением (9):

$$\frac{1}{W} = \frac{1}{W_7} + \frac{1}{W_8}, \quad (9)$$

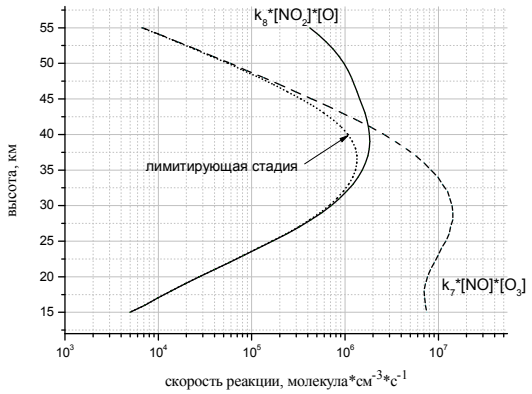


Рис. 3. Высотные профили скоростей реакций продолжения цепи в азотно-окисном цикле и его лимитирующей стадии цикла.

откуда $W = \frac{W_7*W_8}{W_7+W_8}$. Рассчитанная по формуле (9) скорость лимитирующей стадии NO_x цикла показана на том же рис. 3. Можно видеть, что она действительно является наиболее медленной реакцией во всей стратосфере. Отметим, что таким же образом, т.е. складывая обратные скорости реакций продолжения цепи, можно найти скорость лимитирующей стадии для любого числа реакций продолжения и при любой, сколь угодно малой разнице этих скоростей (о чём в кинетических книжках ничего не пишут, а мы написали).

Полностью воздействие азотно-окисного цикла на озон описывается тремя циклами. Один цикл (пусть это будет цикл I, реакции (7), (8)) мы уже приводили. Приведём два остальных.

Цикл II.

$$NO + O_3 \xrightarrow{k_{NO+O_3}} NO_2 + O_2,$$

$$NO_2 + O_3 \xrightarrow{k_{NO_2+O_3}} NO_3 + O_2,$$

$$NO_3 + h\nu \xrightarrow{J_{NO_3\to NO}} NO + O_2.$$

$$O_3 + O_3 \rightarrow O_2 + O_2 + O_2.$$

Цикл III

$$NO + O_3 \xrightarrow{k_{NO+O_3}} NO_2 + O_2,$$

$$NO_2 + O_3 \xrightarrow{k_{NO_2+O_3}} NO_3 + O_2,$$

$$NO_3 + h\nu \xrightarrow{J_{NO_3\to NO_2}} NO_2 + O,$$

$$NO_2 + h\nu \xrightarrow{J_{NO_2\to NO}} NO + O,$$

$$O + O + M \xrightarrow{k_{O+O+M}} O_2 + M.$$

$$O_3 + O_3 \rightarrow O_2 + O_2 + O_2.$$

На рис. 4 показаны рассчитанные по приведенной выше методике скорости лимитирующих стадий I,II,III и их сумма.

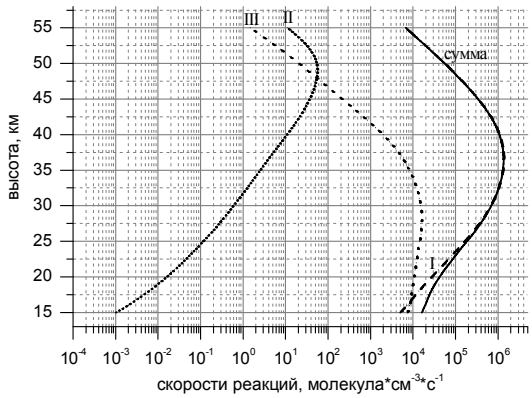


Рис. 4. Высотные профили скоростей лимитирующих стадий циклов I,II,III в NO_x цикле и их сумма.

Т.о., скорость продолжения цепи мы определили. Осталось найти скорость гибели. С этой целью приведём картину химических процессов NO_x цикла (см. рис. 5).

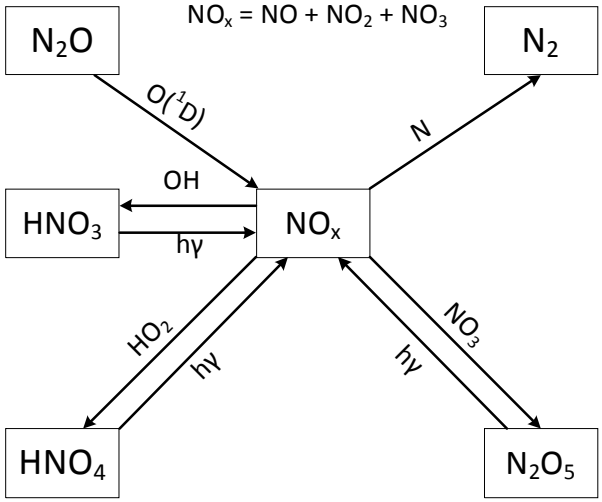


Рис. 5. Основные процессы азотно-окисного цикла.

Видно, что NO_x может превращаться в HNO_3, HNO_4, N_2O_5 и N_2, что можно рассматривать как обрыв цепи. Но стрелочки, идущие от резервуаров к NO_x, показывают, что возможны и обратные процессы развала этих резервуаров (всех, кроме N_2), с возвращением компонент NO_x в цепь. Осталось понять, успевают ли эти резервуары развалиться за время жизни в стратосфере, т.е. понять насколько безвозвратной потерей для NO_x является превращение в HNO_3, HNO_4, N_2O_5. Чтобы решить этот вопрос, нужно найти времена жизни резервуаров и время переноса по высоте.

Фотохимические времена жизни можно найти по формуле

$$d[X]/dt = \sum_i P_i - \sum_i [X] * L_i. \qquad (10)$$

где P_i – фотохимические источники, а L_i – стоки NO_x, имеющие размерность обратного времени. Т.о., время жизни i-ой компоненты можно найти по формуле (11):

$$\tau_i(X) = \frac{1}{\sum_i L_i}. \qquad (11)$$

Характеристическое время турбулентного переноса, которое можно рассматривать как аналог времени пребывания в стратосфере, найдём по формуле (12):

$$\tau_d = \frac{H^2}{k_{zz}}, \qquad (12)$$

где H – высота однородной атмосферы, а k_{zz} – коэффициент турбулентной диффузии по вертикали. Рассчитанные времена жизни резервуаров HNO_3, HNO_4, N_2O_5 и время переноса показаны на рис. 6. Можно видеть, что времена жизни резервуаров меньше времени переноса. Это означает, что образование резервуаров нельзя считать обрывом цепи. Для обрыва остаются два процесса – турбулентный перенос и образование N_2, который живёт неопределённо долго и, следовательно, этот сток можно считать безвозвратной потерей NO_x. Скорости этих процессов обрыва и их сумма показаны на рис. 7.

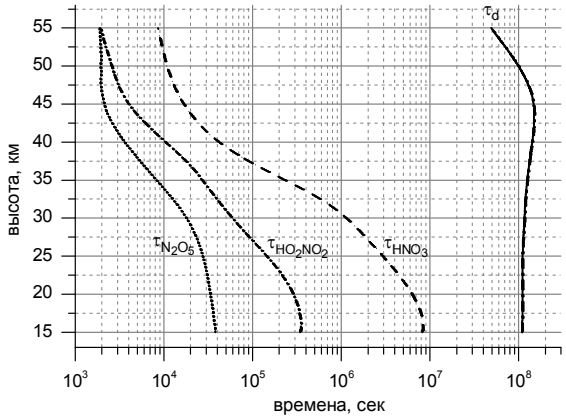


Рис. 6. Характеристические времена жизни HNO_3, HNO_4, N_2O_5.

Скорость химического обрыва на рис. 7 определялась как скорость образования N_2, т.е. скорость реакции $N + NO \rightarrow N_2 + O$, а скорость турбулентного переноса – как частное отделения $[NO_x]$ на τ_d.

Зная скорость продолжения цепи, которая есть сумма лимитирующих стадий циклов I, II и III, приведенная на рис. 4, и скорость обрыва, приведенную на рис. 7, можно рассчитать длину цепи цикла NO_x по формуле (13):

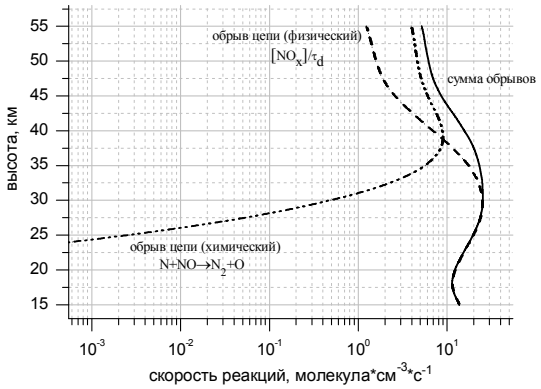


Рис. 7. Высотные профили скоростей химического и физического обрыва в азотно-окисном цикле.

$$\nu_{NOx} = \frac{\text{скорость продолжения цепи}}{\text{скорость обрыва}}$$

$$= \frac{2*\sum_i W(i)}{k*[NO]*[N]+\frac{[NOx]}{\tau_d}}. \qquad (13)$$

Её высотный профиль показан на рис. 8.

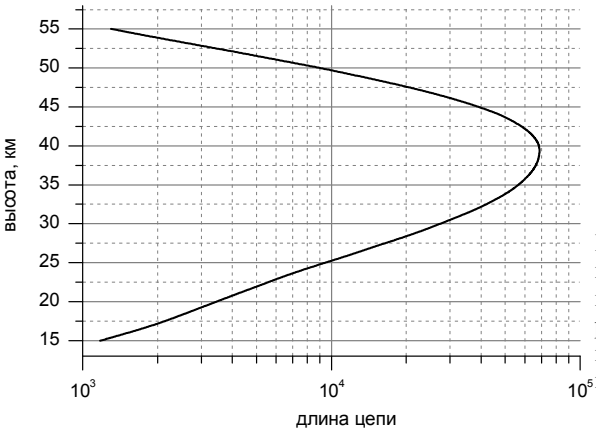


Рис. 8. Длина цепи в азотно-окисном цикле, рассчитанная по формуле (13).

Используя приведенный выше алгоритм расчёта длины цепи, были рассчитаны длины цепей в циклах O_x, HO_x, ClO_x и BrO_x, показанные на рис. 9 вместе длиной цепи NO_x цикла. Можно видеть, что наибольшими длинами цепей обладают галоидные циклы, что объясняется главным образом тем, что в этих циклах отсутствует относительно быстрый химический обрыв цепи. Видно также, что кислородный цикл Чепмена фактически не является цепным процессом, поскольку в этом цикле (единственном!) обрыв и продолжение цепи определяются одной и той же реакцией – $O + O_3 \rightarrow 2O_2$.

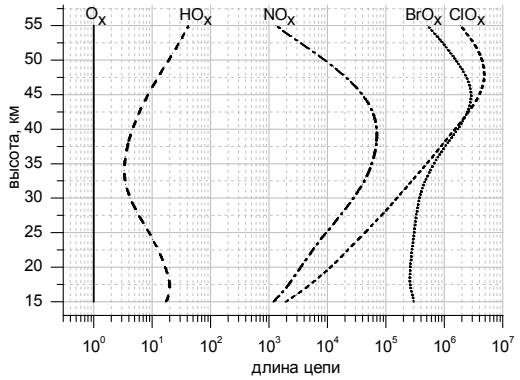


Рис. 9. Длины цепей основных циклов разрушения стратосферного озона.

В заключение приведём данные об относительном вкладе разных циклов в разрушение стратосферного озона, которые показаны на рис. 10.

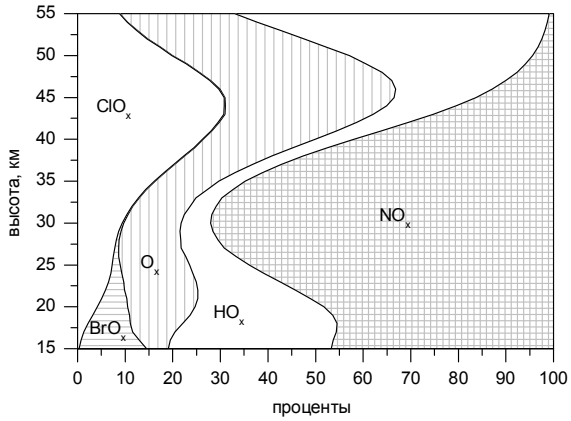


Рис. 10. Относительный вклад основных циклов в разрушение стратосферного озона для условий июня 2000 г. на широте 65^0, рассчитанный с помощью развитого алгоритма расчёта скоростей лимитирующих стадий, двумерной модели Socrates [3] и данных IPCC о концентрациях компонент для этого периода [4].

Можно видеть, что в средней стратосфере, где сосредоточено больше всего озона, его разрушение определяется преимущественно азотно-окисным циклом, что объясняется главным образом значительной концентрацией частиц NO_x.

ВЫВОДЫ

1. Впервые предложен алгоритм расчёта длины цепи и скорости разрушения стратосферного озона в стратосферных цепных процессах, который может быть использован для любых химических компонент, потенциально опасных для озона.
2. С помощью развитых методов и двумерной модели Socrates определены длины цепи и скорости разрушения стратосферного озона в O_x, HO_x, NO_x, ClO_x и BrO_x циклах для июня 2000 г. на широте 65^0 с.ш.

Литература

1. *Molina, M.J.* Stratospheric sink for chlorofluoromethanes: chlorine atom catalyzed destruction of ozone / *Molina, M.J., F.S. Rowland //* Nature. 1974. V. 249. P. 810-814.
2. *Brasseur G., Solomon S.* Aeronomy of the Middle Atmosphere**:** Chemistry and Physics of the Stratosphere and Mesosphere, Third revised and enlarged edition, Springer, 2005. P. 644.
3. http://acd.ucar.edu/models/SOCRATES/.
4. http://www.iiasa.ac.at/web-apps/tnt/RcpDb/dsd?Action=htmlpage&page=welcome

Общие закономерности ветрового режима нижней атмосферы по данным измерений в Москве

М.А.Локощенко

Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова

1. Введение. Скорость ветра, история и методы её измерений.

Измерения ветрового режима нижней тропосферы необходимы для фундаментальных исследований метеорологических процессов, проверки расчётов прогностических моделей, наблюдений за опасными явлениями, оценок динамических нагрузок на высотные сооружения, уточнения прогнозов условий загрязнения воздуха в городах и пр.

Существует два принципиально разных способа измерений скорости ветра V: либо посредством измерения давления воздушного потока на помещенный в него неподвижный датчик (рис.1 а), либо путём прослеживания дрейфующей в этом потоке пассивной мишени-поплавка, собственной инерцией которой можно пренебречь (рис.1 б). В качестве подобных мишеней могут использоваться шары-пилоты, радиозонды, свободные аэростаты, головные части метеорологических ракет, а также различные объекты естественного происхождения – следы дымов, метеоров, перламутровые и серебристые облака и пр. Подавляющее большинство существующих методов измерений скорости ветра относится ко второму способу. Что же касается неподвижных анемометров, установленных на различных высотах, то такие измерения ограничиваются на практике лишь высотными мачтами или башнями, а также станционными анемометрическими вышками в приземном слое воздуха. Вообще говоря, измерения V возможны и с помощью анемометров, установленных на подвижных носителях (привязных аэростатах и метеорологических змеях), но ныне эти виды наблюдений почти вышли из употребления. В последние десятилетия большое распространение получили навигационные системы слежения за искусственными объектами в атмосфере, а также приборы дистанционного зондирования – доплеровские радиолокаторы, доплеровские содары и доплеровские лидары. Однако измерения скорости ветра с помощью доплеровской техники также относятся ко второму способу, поскольку и скопления гидрометеоров, и турбулентные неоднородности инерционного интервала, и аэрозольные частицы представляют собой тоже свободно увлекаемые ветром мишени-поплавки.

Исторически измерения скорости ветра начались существенно позднее по сравнению с другими метеорологическими величинами, и накопленные многолетние ряды инструментальных данных о скорости ветра сравнительно короткие. Очевидно, что направление ветра измерить легче, чем его скорость. Поэтому, если флюгеры различных видов (рис.2) известны с давних времён, то первые модели анемометров долгое время не удавалось внедрить в практику наблюдений из-за сложностей их градуировки [10]. Вследствие этого вплоть до середины XIX века были доступны лишь приблизительные косвенные оценки V по качественным признакам. Наиболее известны две шкалы –

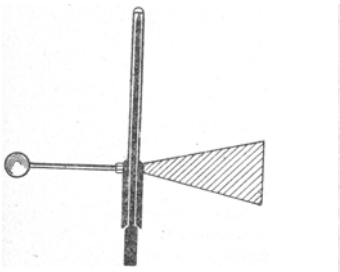


а) высотная мачта в г. Обнинске;

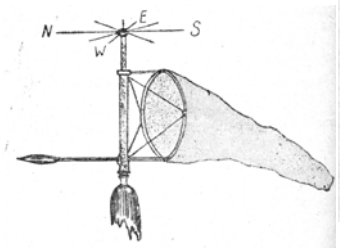


б) радиозонд в ЦАО в г. Долгопрудном

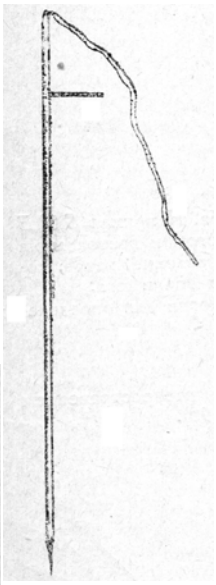
Рис.1. Способы измерений скорости ветра.



а) флюгарка;

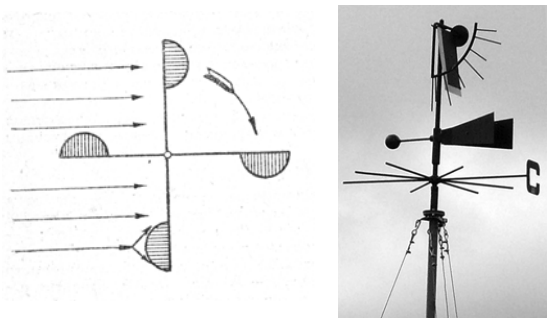


б) ветровой конус;



в) вымпел

Рис.2. Простейшие виды флюгеров [2].



а) «Крест Робинзона» – чашечный анемометр [2]; б) Флюгер Вильда

Рис.3. Первые серийные анемометры.



Рис.4. Анемометрическая вышка в МГУ.

пятибалльная шкала Цельсия и 12-балльная шкала Бофорта. А.Цельсий создал наиболее простую шкалу скорости ветра, наблюдая за большим дубом во дворе Упсальской обсерватории, где он работал. Даная шкала исторически связана с его именем, хотя описана она была задолго до него секретарём Лондонского Королевского общества Я.Джюрином ещё в 1723 г. [8], а по данным [10] – даже раньше, в 1660-х гг. Видимо, А.Цельсий пришёл к ней независимо от английских учёных. В соответствии с этой шкалой, первый балл означал самое слабое движение воздуха, видимое лишь по небольшим колебаниям листвы. Самый сильный ветер, когда качался ствол дуба и отрывались целые ветки, обозначался наибольшим 4-м баллом. Полный же штиль («полная тишина» в терминах Я.Джюрина), когда даже листья остаются неподвижными, обозначался нулевым баллом.

Более подробная шкала была создана Ф.Бофортом в начале XIX века. Условия нулевого балла в ней сужены с учётом дополнительного признака – отвесного подъёма дыма из трубы строго вверх. Если же столб дыма поднимается наклонно, но большинство листьев на деревьях ещё неподвижны, то по Бофорту это – уже первый балл ($V \geq 0{,}3$ м/с) [6]. Таким образом, нулевой балл по шкале Бофорта ближе к условиям штиля, чем по шкале Цельсия. Наивысший же 12-й балл означает ураган, то есть $V > 33$ м/с (в XX веке шкала Бофорта была продлена в сторону ещё больших значений V уже до 17 баллов). Очевидно, что подобные качественные оценки скорости ветра по местным признакам сравнительно надёжны лишь применительно к полному штилю, и лишь повторяемость нулевого балла, вероятно, можно соотнести с повторяемостью близких к нулю значений V в более поздних рядах инструментальных данных. В определении же более высоких баллов присутствует значительный элемент субъективности.

Прямые измерения скорости ветра были начаты лишь в середине XIX веке с изобретением Робинзоном первого чашечного анемометра с четырьмя полусферами (так наз. «крест Робинзона» на рис.3). Созданный в 1860-гг. флюгер Вильда является одновременно и флюгером, и анемометром, поскольку позволяет измерять скорость ветра по отклонению от отвесного положения свободно висящей доски – лёгкой или тяжёлой [1,2]. Бесспорным достоинством этого прибора служит предельная простота конструкции. Измерения с его помощью на наземных станциях и в Российской империи, и за рубежом были начаты в 1870-х годах [1]. Таким образом, наиболее длинные из существующих рядов данных о скорости ветра составляют приблизительно полтора столетия.

2. Измерения ветра в Москве.

Скорость и направление ветра измеряются на наземной метеорологической сети (в Москве ныне действуют лишь пять станций) на уровне 10 м (в МГУ – 15 м) над подстилающей поверхностью с помощью стандартных серийных анеморумбометров М-63 и их разновидностей, автоматических станций нового поколения, а также классическими флюгерами Вильда (рис.4). Последние до сих пор остаются сетевыми приборами и используются в качестве резервных – в случаях поломки М-63 или отсутствия питания в электрической сети. Сохранение флюгеров Вильда на метеорологических станциях отражает вполне разумный подход – стремление обеспечить регулярность и непрерывный характер измерений в любых неожиданных условиях. Если же и флюгеры Вильда вдруг выйдут из строя, то действующее Наставление Росгидромета рекомендует наблюдателям осуществлять бесприборные измерения скорости ветра по шкале Бофорта [6].

В слое воздуха выше 10-15 м регулярные ветровые измерения проводятся в столице и в ближайших её окрестностях на измерительном комплексе Останкинской телебашни, радиозондами в Центральной аэрологической обсерватории в г. Долгопрудном и доплеровским акустическим локатором (содаром) марки «MODOS» в МГУ (рис.5). Таким образом, постоянные измерения профилей скорости и направления ветра с помощью серийных приборов до высоты 500 м (а в ЦАО – и выше) производятся лишь в трёх местах

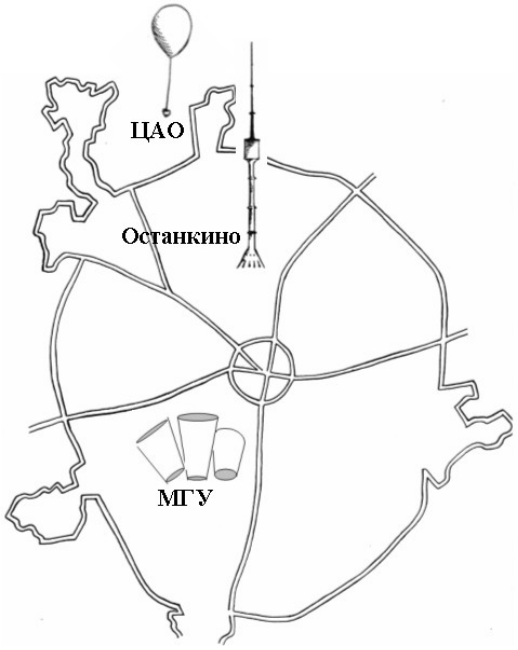


Рис.5. Измерения профилей ветра в Москве.

Москвы: радиозондами – дважды в сутки, датчиками телебашни и содаром – каждые 10 минут. Кроме того, регулярные измерения ветра в нижнем 300-метровом слое воздуха осуществляются также на высотной метеорологической мачте в г. Обнинске Калужской области, приблизительно в 100 км к югу от Москвы.

3. Проблема однородности рядов данных о скорости ветра.

Вопрос о степени однородности накопленных рядов данных исключительно важен в климатологии. Применительно к скорости ветра, как и ко многим другим метеорологическим величинам, однородность рядов средних многолетних значений бывает нарушена вследствие изменений в прошлом частоты измерений. Как известно, наблюдения на наземной сети метеорологических станций в дореволюционной России и в СССР были трёхразовыми до 1936 года, четырехразовыми с 1936 до 1965 г., а с 1966 года производятся уже восемь раз в сутки.

Ещё одной проблемой, связанной с однородностью рядов данных о V, служит изменение приборной базы. Внедрение в 1970-х гг. на наземной сети СССР серийных анеморумбометров М-63 взамен флюгеров Вильда открыло возможность непрерывной автоматической регистрации наибольшего порыва V между сроками наблюдений. Естественно, эти данные несравнимы с более ранними оценками на станциях максимальной скорости по наибольшему отклонению доски на флюгере, следить за которой непрерывно было невозможно.

Что же касается средней скорости ветра, то ряды этих значений можно считать приблизительно однородными лишь условно. Произошедшее в



Рис.6. Ход среднегодовой скорости ветра в Москве и Московском регионе.

1970-х гг. изменение периода осреднения (2 мин по данным флюгера Вильда и 10 минут по данным М-63), вообще говоря, привело к некоторому занижению средней скорости по анеморумбометру по сравнению с флюгером Вильда. Однако при не слишком больших значениях V это занижение сравнительно невелико [3].

Серьёзной проблемой однородности наземных измерений скорости ветра служит частое изменение условий окружающей местности и, прежде всего, появление или исчезновение вертикальных препятствий в окрестностях станции – как одиночных, так и протяжённых в пространстве (например, кромки леса). Ещё на примере данных XIX века было показано, сколь заметно уменьшается скорость ветра по мере разрастания сада и леса вокруг станции [7]. Измерения ветра крайне чувствительны к любым изменениям местных условий при переносе станции, а также при посадке или вырубке деревьев, строительстве и т.п. в её окрестностях. Особенно остро проблема сравнимости измерений скорости ветра, произведённых в одном и том же месте, но в разное время, стоит в больших городах. В силу растущей плотности городской застройки и роста этажности зданий мно-

голетние накопленные ряды данных о скорости ветра V бывают здесь не полностью однородными. В связи с этим кажущееся подчас уменьшение среднегодовой скорости ветра в Москве за последние десятилетия не подтверждается данными измерений в условиях открытой сельской местности в Подмосковье.

В [5] автором был предложен простой количественный показатель застроенности окрестностей метеорологической станции П:

$$П = \frac{\sum_{i=1}^{n} (h \cdot \varphi / H)}{360}, \qquad (1)$$

где n – число вертикальных препятствий вблизи станции; h – высота каждого из них; φ – угловое расстояние препятствия в градусах; H – расстояние от него до станции. Предельные значения соответствуют совершенно ровной местности (П =0) и дну глубокого колодца (П → ∞). Применительно к Метеорологической обсерватории МГУ в [5] был проведён расчёт значений П за всё время её существования (чёрные кружки на рис.6) с учётом появления в разные годы четырёх близлежащих зданий. Как видно, с 1954 до 1987 г. значение П возросло на целый порядок – с 0,01 до 0,10. В это же время среднегодовая скорость ветра $V_{ср.}$ в МГУ (серые кружки) резко уменьшилась. Однако данное уменьшение отражает не реальные изменения климата, а лишь возросшую окружающую застройку. Применение различных статистических критериев показало, что различия между выборочными математическими ожиданиями $V_{ср.}$ в отдельные промежутки времени до и после строительства каждого нового здания являются статистически значимыми с очень высокой доверительной вероятностью (вплоть до 0,99999). Это означает, что уменьшение $V_{ср.}$ происходило в МГУ ступенчато – в соответствии со ступенчатым ростом значений П. Действительно, сам по себе рост окружающей застройки не проясняет причину уменьшения скорости ветра: ведь в это же самое время могло наблюдаться и общее ослабление ветра, случайным образом совпавшее с изменениями условий наблюдений. Именно ступенчатость в полувековом ходе значений $V_{ср.}$ со всей непреложностью доказывает решающее влияние изменений окружающей местности и, таким образом, неоднородный характер имеющегося ряда значений $V_{ср.}$

Для сравнения с данными МГУ на рис.6 приведены также результаты многолетних измерений скорости ветра на станции Подмосковная (белые ромбы), которая вплоть до конца 1990-х гг. представляла собой совершенно открытое место, а сейчас значение П там приблизительно то же (0,01), что было в Обсерватории МГУ на заре наблюдений там в 1954 году. Как видим, уменьшение $V_{ср.}$ на этой станции гораздо более медленное, нежели в МГУ. Данные же измерений скорости ветра на уровне 121 м высотной мачты в г. Обнинске приблизительно в 100 км к югу от Москвы (серые треугольники на рис.6) вообще не показывают сколько-нибудь существенных изменений за последнюю четверть века. Таким образом, кажущееся уменьшение скорости ветра в МГУ является следствием неоднородного ряда данных о скорости ветра.

Приведённый пример, к сожалению, типичен для многих городских станций в условиях уплотнения городской застройки и роста этажности зданий. Это обстоятельство затрудняет надёжный анализ многолетних изменений ветрового режима.

4. Основные закономерности ветрового режима в приземном слое воздуха в Москве.

Скорость ветра составляет в столице по многолетним станционным данным МГУ в среднем за период 1966-2010 гг. около 2,6 м/с. Заметим, что в среднем за период 1966-2000 гг. она было немного

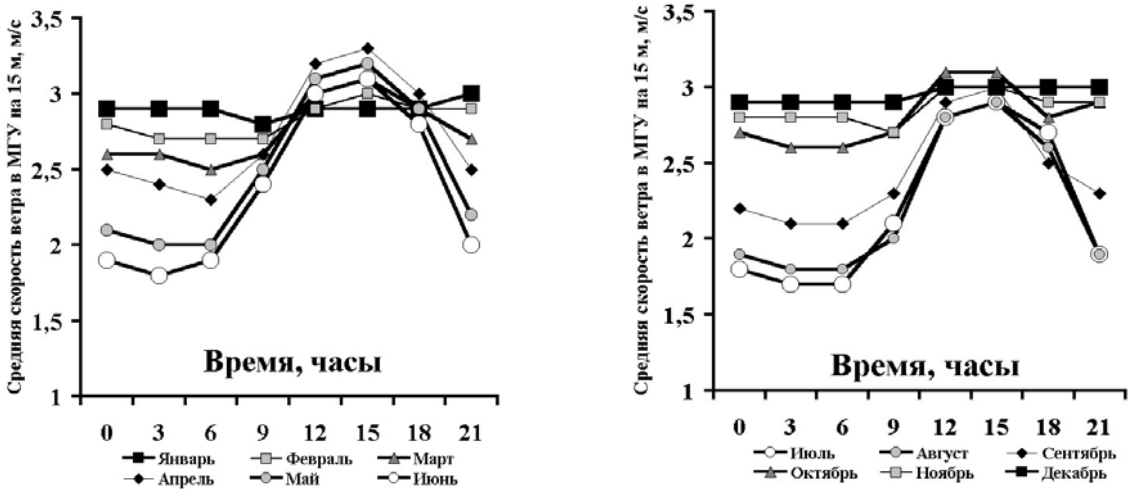


Рис.7. Суточный ход скорости ветра в МГУ в среднем за период 1966-2010 гг. в разные месяцы. Слева – январь-июнь; справа – июль-декабрь.

больше: 2,7 м/с [9], что дополнительно подтверждает влияние уплотнения окружающей застройки на ветровые измерения.

Максимум в годовом ходе скорости ветра наблюдается в холодное время года, а минимум – в тёплое. Суточный ход скорости ветра (рис.7) чётко выражен с марта по октябрь и сглажен поздней осенью и зимой. В приземном слое воздуха он характеризуется наибольшими значениями в дневные часы (до 3,2-3,3 м/с в апреле и в мае) и наименьшими – ночью (до 1,7 м/с в июле).

Наибольшая скорость ветра в среднем за 10 минут по данным станционных измерений в МГУ с помощью анеморумбометра за период с 1976 по 2011 гг. составила на уровне 15 м 12 м/с, причём это значение с округлением до целых метров наблюдалось за последние 46 лет двадцать три раза. Наибольшая же скорость в среднем за 2 минуты по флюгеру Вильда за период с 1954 и вплоть до декабря 1975 г. (времени установки анеморумбометра М-63) составила 16 м/с; столь сильный ветер был отмечен 01 января 1971 г.

Наибольший мгновенный порыв в срок измерений (то есть в продолжение 10 минут измерений средней скорости) составил 20 м/с и наблюдался 10 апреля 1999 года. Наибольший же мгновенный порыв между сроками за всё время наблюдений, начиная с конца 1975 г., составил 28 м/с (25 июня 1984 г.). Таким образом, в обозримом прошлом в Москве никогда не отмечался ураган, а известные стихийные бедствия 20-21 июня 1998, 24 июля 2001 и 20 июля 2010 гг., сопровождавшиеся многочисленными разрушениями (а в 1998 году – даже человеческими жертвами), получившие в обиходе названия «ураганов», на самом деле были вызваны резкими шквалистыми усилениями ветра. В МГУ максимальный порыв во время этих достопамятных событий составил соответственно 20 м/с в июне 1998 г., 17 м/с в июле 2001 г. и лишь 6 м/с в июле 2010 г.

Правда, зона наибольших разрушений вследствие шквала в июле 2001 г. была ограничена в основном северной, а в июле 2010 года – восточной частью города (в районе Пролетарского проспекта). Однако в июне 1998 г. именно юго-запад столицы, включая район МГУ, пострадал особенно сильно – тем не менее, максимальный порыв ветра составил здесь вполне обычное значение. В июле же 2001 года максимальный порыв ветра не достиг ураганных значений по шкале Бофорта даже на метеорологических станциях в северной части города [4].

5. Профили ветра в пограничном слое атмосферы в Москве по содарным данным.

Содарные данные служат источником очень подробных сведений о профилях ветра, существенно дополняющих наземные станционные наблюдения. Акустический локатор (содар) «MODOS» производства фирмы METEK (Германия)

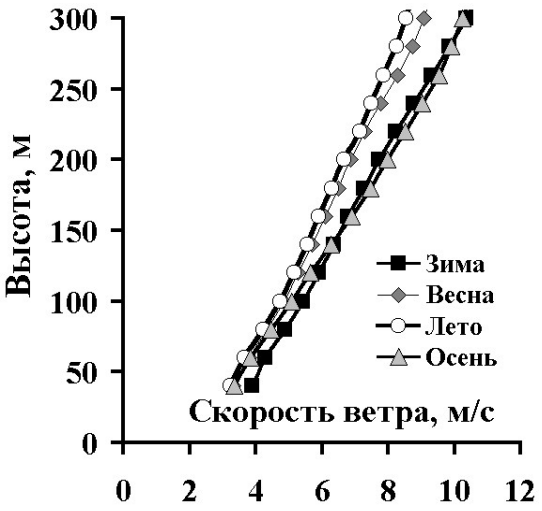
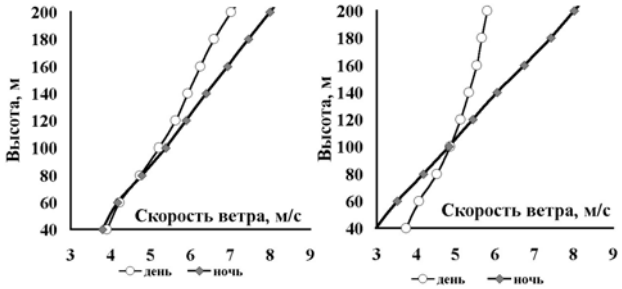


Рис.8. Средние профили скорости ветра в Москве по содарным данным в МГУ в разные сезоны [11].

работает в МГУ с 2004 года. С его помощью в непрерывном режиме времени, через каждые 10 минут, измеряются профили скорости и направления ветра в слое воздуха от 40 до 500 м с шагом 20 м по высоте. Рабочая частота содара в МГУ составляет 2000 Гц; более подробные сведения о его характеристиках приведены, например, в [11].

На рис.8 приведены средние профили скорости ветра в слое воздуха до 300 м в разные сезоны года. Если на уровне 15 м по станционным данным в среднем за 45 лет V = 2,6 м/с, то на 40 м в среднем за последние несколько лет она составила 3,4 м/с; на 100 м – 5,0 м/с; на 200 м – 7,3 м/с; а на 300 м – 9,4 м/с. Как видно, наибольшая скорость ветра отмечается осенью и зимой, а наименьшая – летом. Примечательны также резкие различия в условиях ветрового режима в переходные сезоны: если осенью V столь же велика, как и зимой, то весной её значения почти так же малы, как и летом. Эти закономерности годового хода скорости ветра объясняются особенностями крупномасштабной атмосферной циркуляции. Поздней осенью и зимой Москва часто находится в зоне интенсивных градиентных потоков на южной и юго-восточной периферии обширной Исландской депрессии. В конце же весны и летом, вследствие уменьшения межширотных различий в температуре воздуха, общий западный перенос в средних широтах в целом ослабевает, и чаще отмечаются случаи застоев воздуха в зонах блокирующих антициклонов, а также в любых условиях малоградиентного барического поля. Это находит своё отражение в уменьшении средней скорости ветра в тёплое время года.

Если вблизи поверхности земли, как показано выше на рис.7, наибольшая скорость ветра наблюдается днём, а наименьшая ночью, то в вышележащих слоях – наоборот. Высота обращения (уровень пересечения ночного и дневного профилей ветра) составляет в Москве в среднем 80-90 м – от 60 до 100-110 м в зависимости от сезона (рис.9).



а) Зима; б) Лето

Рис.9. Высота обращения ветра в Москве по содарным данным в МГУ.

На рис.10 приведена сводная гистограмма распределения скорости ветра в нижнем 500-метровом слое воздуха над Москвой за период с 2004 по 2010 гг. (всего – более 2 млн. отдельных значений V на всех высотах и за каждые 10 мин). Как видно, распределение в целом характеризуется положительной асимметрией и близостью к логарифмически нормальному закону. Модальный интервал составляет от 3 до 5 м/с. Нужно, однако, учесть, что с ростом высоты повторяемость реальных содарных данных о скорости ветра постепенно уменьшается, так что значение 4 м/с нельзя считать средней скоростью ветра во всём 500-метровом слое воздуха.

Что касается наибольшей скорости ветра по данным содарных измерений в Москве, то максимум-максиморум составляет 35 м/с – в слое воздуха до 500 м и в среднем за 10 минут. Вообще, значения V > 30 м/с отмечаются в этом слое крайне редко – в среднем лишь один раз в год. Разумеется, понятие урагана применимо лишь к ветру у поверхности земли; здесь же речь идёт о воздушном потоке на больших высотах над городом. Как правило, столь сильный ветер наблюдается вблизи верхней границы высотного диапазона содара (500 м) при совпадении двух условий. Прежде всего, так бывает при нахождении столицы в зоне интенсивных градиентных потоков на периферии глубоких и обширных циклонических образований. Это – крупномасштабный фактор, связанный с особенностями атмосферной циркуляции. Помимо этого, достижению столь больших значений V способствуют и определённые местные условия – существование низкоуровневой струи с локальным максимумом скорости, обычно в тёмное время суток при устойчивой стратификации.

Преобладающим направлением ветра в Москве как по станционным, так и по содарным данным является юго-западное, что отражает особенности крупномасштабной циркуляции в средних широтах.

Автор сердечно благодарит И.Н.Гапонова и Н.Ф.Мазурина за любезно предоставленные данные измерений на станции Подмосковная и на высотной метеорологической мачте в г. Обнинске.

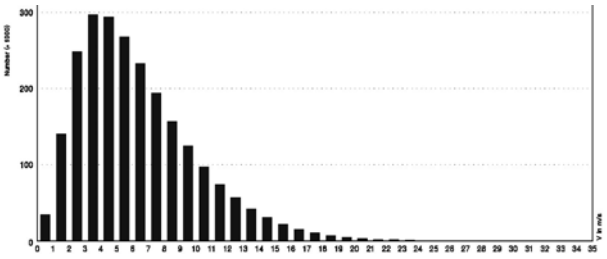


Рис.10. Гистограмма распределения скорости ветра по данным содара «MODOS» в среднем за 10 мин в слое воздуха от 40 до 500 м в Москве за период 2004-2010 гг.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 10-05-01130.

Список литературы

1. *Кароль Б.П.* Академик Г.И.Вильд / Б.П.Кароль. – Л.: Гидрометеоиздат, 1988. – 152 с.
2. *Кедроливанский В.Н.* Метеорологические приборы / В.Н.Кедроливанский. – М.: Редакционно-издательский отдел ГУГМС СССР при СНК СССР, 1937. – 322 с.
3. *Кондратюк В.И.* Об устранении неоднородности в рядах ветра / В.И.Кондратюк. – Л.: Гидрометеоиздат, 1984. – Труды ГГО, вып.485, С.130-135.
4. *Локощенко М.А.* Летопись погоды, климата и экологии Москвы (по наблюдениям Метеорологической обсерватории МГУ), глава 4 – Акустическое зондирование атмосферного пограничного слоя. 2001 год / М.А.Локощенко, Н.В.Семёнова. – СПб.: Гидрометеоиздат, 2003, С.57-62.
5. *Локощенко М.А.* О метеорологических наблюдениях в обсерватории МГУ и их показательности с учётом местных условий / М.А.Локощенко. – М.: Вестник МГУ – Серия 5 География, 2005, № 6, С. 25-31.
6. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. / Л.: Гидрометеоиздат, 1985, вып.3, ч.1 – 300 с.
7. *Рубинштейн Е.С.* Курс климатологии, часть I и II / Б.П.Алисов, О.А.Дроздов, Е.С.Рубинштейн. – Л.: Гидрометеоиздат, 1952. – 488 с.
8. *Тихомиров Е.И.* Одна из первых метеорологических инструкций. / Е.И.Тихомиров // М.: Климат и погода. 1929, № 1(22) С.1-6.
9. Справочник эколого-климатических характеристик г. Москвы (по наблюдениям Метеорологической обсерватории МГУ), том 1. М., МГУ, 2003, 300 с.
10. *Хргиан А.Х.* Очерки развития метеорологии / А.Х.Хргиан. – Л.: Гидрометеоиздат, 1948. – 352 с.
11. *Lokoshchenko M.A., Yavlyaeva E.A. and Kirtzel H.-J.* Sodar data about wind profiles in Moscow city / M.A.Lokoshchenko, E.A.Yavlyaeva and H.-J.Kirtzel. Meteorologische Zeitschrift. 2009. V.18, № 3. P. 321-330.

Гидратация отрицательных ионов трихлоруксусной кислоты в водных растворах

Г. В. Карпов, И. И. Морозов

Институт химической физики им. Н.Н. Семенова РАН, ул. Косыгина, 4, Москва
morozov@chph.ras.ru

С помощью масс-спектрографического метода электрораспыления растворов электролитов (ЭРРЭ) получен масс-спектр отрицательных ионов водного раствора трихлоруксусной кислоты (ТХК), химическая активность которой была нейтрализована гидроокисью калия. Из масс-спектра следует, что кислотный остаток ТХК диссоциирует на (COO) и $(CCl_3)^-$, а последний, в свою очередь, слабо диссоциирует на (CCl_2) и Cl^-. Кислотный остаток $(COO)(CCl_3)^-$ хорошо гидратируется, а группа $(CCl_3)^-$ – нет, что говорит о присоединении гидратирующих молекул воды к кислотному остатку у группы (COO). Сделан вывод о целесообразности использования метода ЭРРЭ при экологических исследованиях.

Ключевые слова: трихлоруксусная кислота, метод электрораспыления растворов электролитов, гидратация отрицательных ионов, экология.

Введение

Трихлоруксусная кислота (ТХК) относится к широкому классу хлорсодержащей органики, распространённому в окружающей нас природе, и является чрезвычайно активным химическим соединением, негативно воздействующим на природную среду и живые организмы.

В настоящее время ТХК практически равномерно распределена по всему земному шару. Это связано с тем, что источники образования ТХК находятся и на почве, и в атмосфере Земли. Ветер в атмосфере может переносить ТХК на большие расстояния от источников её образования, где ТХК вместе с дождём выпадает на землю.

На основании исследования кернов льда 14 века [1] было установлено, что природные источники образования ТХК существовали и в доиндустриальную эпоху.

В настоящее время природным источником ТХК является, например, жизнедеятельность микроорганизмов в природных гиперсоленых озерах Каспийского региона и Южной Африки [2], которая приводит к образованию летучих галогенуглеводородов (хлороформа, трихлорэтилена, тетрахлорэтилена, метилхлороформа). Эти соединения в атмосфере в фотохимических гетерогенных и гомогенных процессах превращаются в ТХК. Известно, что суммарные выбросы летучих галогенуглеводородов с поверхности каспийского залива Кара-Богаз-Гол — одного из самых соленых водоемов на планете — составляют около 116 тысяч тонн в год. Следует подчеркнуть, что эмиссия хлорсодержащих соединений из всех гиперсолёных озёр может превосходить выбросы в атмосферу подобных соединений мировой промышленностью.

Ещё одним природным источником ТХК могут быть химические процессы с участием атомарного хлора. Известно, что средняя глобальная концентрация атомов хлора в атмосфере составляет $3.7 \cdot 10^4$ молекул/см^3 [3]. Эти атомы хлора могут вступать в реакцию с органическими веществами на поверхности частиц, присутствующих в атмосфере, приводя к образованию ТХК.

Существуют и антропогенные источники ТХК. Несколько десятилетий назад ТХК использовалась в качестве гербицида в сельском хозяйстве, что привело к её накоплению и продуктов её распада в окружающей среде. Например, за последние 50 лет только в Германии было произведено 30000 тонн ТХК.

Мощным антропогенным источником ТХК служит атмосферная деградация винилхлорида (ВХ). ВХ является основой для производства поливинилхлорида, широко использующегося в разных сферах производства [4].

ТХК является также одним из основных побочных продуктов дезинфекции при хлорировании питьевой воды. Есть доказательство того, что ТХК образуется в процессах биогеоценоза [5]. ТХК может образовываться при горении хлоридов, при лесных пожарах, сжигании отходов [6].

ТХК может распадаться при осаждении на почву и просачивании через нее [7]. Однако механизм деградации галогенсодержащих кислот до сих пор неизвестен, имеются только общие рассуждения на эту тему [8]. УФ-спектры поглощения ТХК лежат в области 280-320 нм, поэтому уменьшение толщины озонового слоя, приводящее к увеличению УФ-облучения тропосферы, будет способствовать увеличению скорости фотодеструкции ТХК. Однако, время жизни ТХК в атмосфере неизвестно.

В недавно опубликованной работе [9] исследовалась тепловая деградация хлоруксусных кислот в воде. При 15^{o}C экспериментально с использованием экстраполяции определено время жизни ТХК (46 лет). Продуктами деградации ТХК являются CO_2 и трихлорметан $CHCl_3$.

ТХК негативно влияет на природу и живые организмы. Выпадение ТХК с осадками приводит к повреждению лесов. У человека и других теплокровных ТХК легко проникает через кожу и, попадая в кровь, частично адсорбируется

белками плазмы крови и связывается с её солями.

Сведения о физико-химических процессах с участием ТХК ограничены. Обнаруженные концентрации ТХК в почве лежат в интервале 0,04-380 мкг/кг и в дождевой воде – 100-200 нг/л [6]. Поведение ТХК в водных растворах является одной из проблем экологии. Поэтому в данной статье были изучены процессы, происходящие с ТХК в водном растворе

Экспериментальная часть

При определении состояния молекул ТХК в воде использовался масс-спектрографический метод электрораспыления растворов электролитов (ЭРРЭ) [10]. (Прежнее, исторически сложившееся, название этого метода "полевое испарение ионов из растворов" (ПИИР) не соответствует механизму эмиссии ионов, несущих информацию о состоянии ионов в растворах [11].) Метод состоит в напуске раствора электролита непосредственно в высоковакуумную камеру масс-спектрографа через металлический капилляр, который находится под высоким потенциалом (несколько киловольт). При определённой скорости подачи раствора (порядка $10^{-4} - 10^{-5}$ г/с), происходит его электрораспыление (электроспрей) на выходном конце капилляра (находящегося в высоком вакууме), и в газовой фазе появляются ионы, эмитированные из раствора. Знак заряда эмитированных ионов совпадает со знаком высокого потенциала, поданного на капилляр. Меняя знак этого потенциала, можно эмитировать из раствора электролита как отрицательные, так и положительные ионы. Далее происходит обычный масс-спектрографический анализ эмитированных ионов. ЭРРЭ-эмиссия происходит импульсами, поэтому при регистрации масс-спектров используется интегрирующий способ их записи при помощи фотоплёнки.

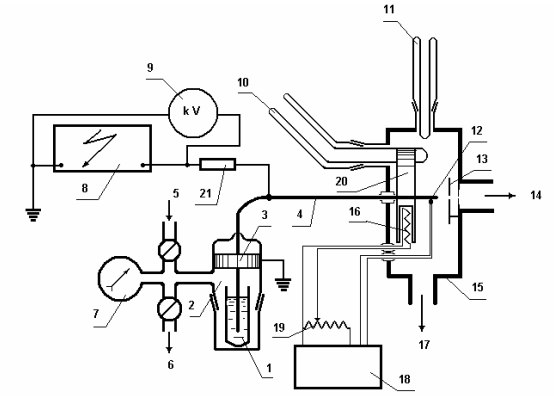


Рис.1. Схема ЭРРЭ: 1 – электролит, 2 - вакуумный объём, 3 – металлическое кольцо, предохраняющее от высокого потенциала, 4 - металлический капилляр, 5 и 6 – вентили для регулировки величины потока электролита путём изменения давления воздуха в вакуумном объёме, 7 – манометр, 8 и 9 – источник высокого потенциала и киловольтметр, 10 – холодильник (дьюар с жидким азотом), 11 – криогенный насос, 12 – термопара, 13 – коллиматор ионного пучка, 14 – в масс-спектрограф, 15 – камера источника ионов, 16 – нагреватель, 17 - высоковакуумная откачка, 18 – измеритель температуры, 19 – регулятор тока нагревателя, 20 - хладопровод, 21 – сопротивление для гашения разряда, могущего вспыхивать в источнике ионов.

Доказательством того, что ионы, появляющиеся в газовой фазе масс-спектрографа при электрораспылении, действительно эмитируются из раствора электролита без искажения их состава и количественного соотношения, может служить выполнение прямолинейной зависимости логарифма отношения интенсивностей двух гидратированных ионов от обратной величины температуры раствора (закон Вант-Гоффа). Выполнение этого закона при использовании метода ЭРРЭ показано экспериментально ранее при работе с другими растворами электролитов [10].

Применение масс-спектрографа позволяет определять не только массы ионов, но и изучать процессы, происходящих с их участием (например, гидратацию ионов) в растворах.

Главной проблемой при работе с ТХК была её химическая активность. Эта проблема не могла быть решена использованием растворов с малой концентрацией ТХК, т.к. в зоне ЭРРЭ-эмиссии на выходном конце капилляра происходит испарение растворителя (воды), и концентрация нелетучих компонентов раствора (в данном случае, ТХК) значительно повышается. Для решения проблемы активность ТХК нейтрализовалась добавлением к раствору ТХК необходимого количества гидроокиси калия.

В экспериментах использовался масс-спектрограф ЭМАЛ-2, который был модифицирован для ввода анализируемого раствора электролита непосредственно в высоковакуумную область масс-спектрографа. При напуске водных растворов электролитов необходимый вакуум поддерживался криогенной откачкой (при температуре жидкого азота) паров воды. Диапазон регистрируемых масс однозарядных ионов 10-300. Динамический диапазон интенсивностей регистрируемых ионов порядка 30. Интенсивности ионов рассчитывались с помощью формулы Халла по почернению фотоэмульсии соответствующих линий на фотоплёнке. Использовалась фотоплёнка УФ-4. Концентрация ТХК в растворе 0.014 н, концентрация нейтрализующей гидроокиси калия 0.015 н. Температура раствора нейтрализованной ТХК – комнатная. ТХК производства Sigma-Aldrich, чистота 99%.

Результаты и их обсуждение

ЭРРЭ масс-спектр отрицательных однозарядных ионов водного раствора ТХК состоит в основном из линий гидратированных ионов, сгруппированных по сериям. Каждая серия начинается с головного, негидратированного, иона. Каждый предыдущий член в таких сериях отличается по массе от последующего члена на величину массы молекулы воды.

Головными членами в масс-спектре являются следующие ионы.

,1. Кислотный остаток $(CCl_3COO)^-$. Этой группе соответствуют четыре серии, соответствующие изотопам трёх молекул хлора. М/е головных ионов этих серий 161, 163, 165 и 167. Интенсивности одинаково гидратированных членов этих серий, рассчитанные с учетом табличной распространенности изотопов хлора, должны относиться как 1:0.97:0.31:0.034. Соответствующие экспериментальные отношения для первых трёх серий выглядят как 1:0.93:0.26. Последняя серия (m/e головного иона 167) в масс-спектре не проявилась из-за её слабой интенсивности. Расхождение в величинах расчетных и экспериментальных отношений может быть связано с природным источником добычи хлора.

2. Гидроксильная группа $(OH)^-$. Эти ионы в заметном количестве могли появиться в растворе при нейтрализации ТХК из-за небольшого избытка гидроокиси калия. Слабая интенсивность членов этой серии связана с малой концентрацией ионов гидроксила.

3. Группа $(COO)(OH)^-$ с m/e 61. Появление подобных групп, объединяющих нейтральную компоненту раствора с ионом – обычное явление в растворах электролитов. Сольватация ионов молекулами растворителя относится к этому же классу явлений. С другой стороны, группа $(COO)(OH)^-$ может рассматриваться как кислотный остаток угольной кислоты H_2CO_3, образующейся при растворении в воде CO_2, продукта деградации ТХК.

4. Изотопы хлора $^{35}Cl^-$ и $^{37}Cl^-$. М/е головного иона одной из гидратных серий ионов хлора, $^{35}Cl^-$, совпадает с m/e второго члена гидратной серии гидроксильной группы $(OH)^-$, $(H_2O)(OH)^-$. Определить, какой вклад даёт каждая из этих двух серий в интенсивность линии ионов с m/e 35, можно с помощью изотопа $^{37}Cl^-$ следующим образом. Если в масс-спектре величина отношения интенсивностей изотопов $^{35}Cl^-$ и $^{37}Cl^-$, α, совпадает с величиной того же отношения в используемом электролите (величина α может
отличаться от табличной), то линия m/e 35 образуетсятолько ионами $^{35}Cl^-$, а ионы $(H_2O)(OH)^-$ гидратной серии иона гидроксила $(OH)^-$ не дают вклада в эту линию. Определить величину α для используемого электролита можно, используя интенсивности масс-спектральных линий ионов, содержащих изотопы хлора. Использование 22 пар линий таких ионов, привело к результату α = 3,38 ± 0,31. Величина же α для линий m/e 35 и 37 равна 3,43. Таким образом, следует счи тать, что гидратная серия гидроксила вклад в интенсивность линии m/e 35 не даёт, и линии масс-спектра с m/e 53, 71, 89 и 107 надо отнести к гидратной серии иона $^{35}Cl^-$. Гидратная серия второго изотопа хлора, $^{37}Cl^-$, в масс-спектре не проявляется из-за её малой интенсивности.

Таблица 1.
Масс-спектр отрицательных ионов водного раствора трихлоруксусной кислоты

m\e	интенсивность иона	природа иона
17	11	OH^-
35	99	Cl^-
37	29	
53	21	$(^{35}Cl^-)(H_2O)$
61	16	$(OH)^-(COO)$
71	17	$(^{35}Cl^-)(H_2O)_2$
79	21	$(OH)^-(COO)(H_2O)$
89	13	$(^{35}Cl^-)(H_2O)_3$
97	25	$(OH)^-(COO)(H_2O)_2$
107	10	$(^{35}Cl^-)(H_2O)_4$
115	30	$(OH)^-(COO)(H_2O)_3$
117	100	CCl_3^-
119	92	
121	34	
133	31	$(OH)^-(COO)(H_2O)_4$
151	20	$(OH)^-(COO)(H_2O)_5$
161	190	$(CCl_3COO)^-$
163	190	
165	52	
179	300	$(CCl_3COO)^-(H_2O)$
181	290	
183	69	
197	340	$(CCl_3COO)^-(H_2O)_2$
199	280	
201	76	
215	240	$(CCl_3COO)^-(H_2O)_3$
217	220	
219	62	
233	120	$(CCl_3COO)^-(H_2O)_4$
235	110	
237	37	
251	63	$(CCl_3COO)^-(H_2O)_5$
253	61	
255	18	
269	35	$(CCl_3COO)^-(H_2O)_6$
271	35	

5. Группа $(CCl_3)^-$ из-за изотопов трёх молекул хлора проявилась в масс-спектре в виде трёх линий с m/e 117, 119 и 121 с отношением интенсивностей 1:0.89:0.33, близким к тем же отношениям для гидратных серий ионов кислотного остатка ТХК с m/e головных ионов 161, 163 и 165. Четвёртая линия этой группы с m/e 123 в

масс-спектре не проявилась из-за малости её интенсивности. Группа $(CCl_3)^-$ не гидратирована. Появление в водном растворе ТХК групп (CCl_3) и (COO) хорошо согласуется с выводами работы [9].

Существует масс-спектр ТХК, полученный на масс-спектрометре с ионизацией электронным ударом [12]. Сравним этот масс-спектр с масс-спектром ЭРРЭ. Масс-спектр электронного удара представляет собой набор осколков, по которым можно судить только о силе связей между разными частями молекул ТХК. Например, можно сделать вывод о том, что самой устойчивой является группа CCl_2, поскольку линии этой группы самые интенсивные в масс-спектре.

Масс-спектр ЭРРЭ несёт гораздо больше информации о молекулах ТХК, которые при этом находятся в условиях, близких к природным условиям. Из рассмотрения этого масс-спектра можно сделать следующие выводы.

1. Кислотный остаток ТХК в воде распадется на $(CCl_3)^-$ и COO. Отрицательный заряд при этом остаётся на группе CCl_3. На присутствие в растворе COO, нейтрального продукта этого распада, указывает наличие гидратной серии с головным ионом $(COO)(OH)^-$ с m/e 61. Из сравнения интенсивностей ионов, содержащих нераспавшийся кислотный остаток ТХК, и интенсивностей ионов группы $(CCl_3)^-$, продукта распада, следует, что распадается примерно 7.5% кислотного остатка ТХК. Второй продукт распада, CO_2, видимо, в основном реагирует с водой, а не с гидроксильной группой OH^- (вследствие её малой концентрации), образуя угольную кислоту H_2CO_3. Сравнивая интенсивности ионов группы $(CCl_3)^-$ и интенсивности ионов, содержащих группу CO_2, можно сделать вывод о том, что в угольную кислоту переходит около 60% CO_2. Остальные молекулы CO_2 покидают раствор электролита в виде газа. Обнаруженный распад кислотного остатка ТХК в воде на $(CCl_3)^-$ и COO подтверждает результаты работы [9].

2. Группа $(CCl_3)^-$ тоже распадается, на CCl_2 и Cl^-. При этом отрицательный заряд остаётся на атоме хлора. Признаков дальнейшего распада группы CCl_2 масс-спектр не содержит. Видимо, эта группа очень устойчива. Это согласуется с масс-спектром электронного удара.

3. Выше было показано, что серию ионов с m/e 53, 71, 89 и 107 следует считать гидратной серией иона $^{35}Cl^-$. Однако, судя по монотонно падающей интенсивности членов этой серии при увеличении числа молекул воды в гидратной оболочке иона $^{35}Cl^-$ (смотри таблицу 1), ионы этой серии были эмитированы при помощи полевого испарения в сильном электрическом поле из заряженного слоя на поверхности раствора в зоне эмиссии. Концентрация анализируемых ионов в этом слое никак не связана с их объёмной концентрацией [10], и поэтому гидратную серию иона $^{35}Cl^-$ не следует принимать во внимание. Наличие в масс-спектре довольно интенсивной линии иона $^{35}Cl^-$ связано с высокой концентрацией ионов в заряженном поверхностном слое зоны эмиссии, которая может превышать объёмную концентрацию ионов на несколько порядков. В целом можно сделать вывод о слабом распаде группы $(CCl_3)^-$ на CCl_2 и Cl^- в водном растворе ТХК.

4. Гидратных оболочек у ионов $(CCl_3)^-$ не наблюдается. Из этого факта можно сделать вывод о том, что молекулы воды, гидратирующие кислотный остаток $(COO)(CCl_3)^-$ и группу $(COO)(OH)^-$, присоединяются к ним со стороны группы COO.

5. Факт существования масс-спектра отрицательных ионов, образующихся в растворе вследствие деградации и гидратации молекул ТХК (процессов, естественно происходящих в природе), свидетельствует о том, что эти масс-спектры несут информацию о взаимодействии молекул ТХК с водой в природных условиях. Поэтому масс-спектрографический метод ЭРРЭ целесообразно использовать при экологических исследованиях окружающей среды.

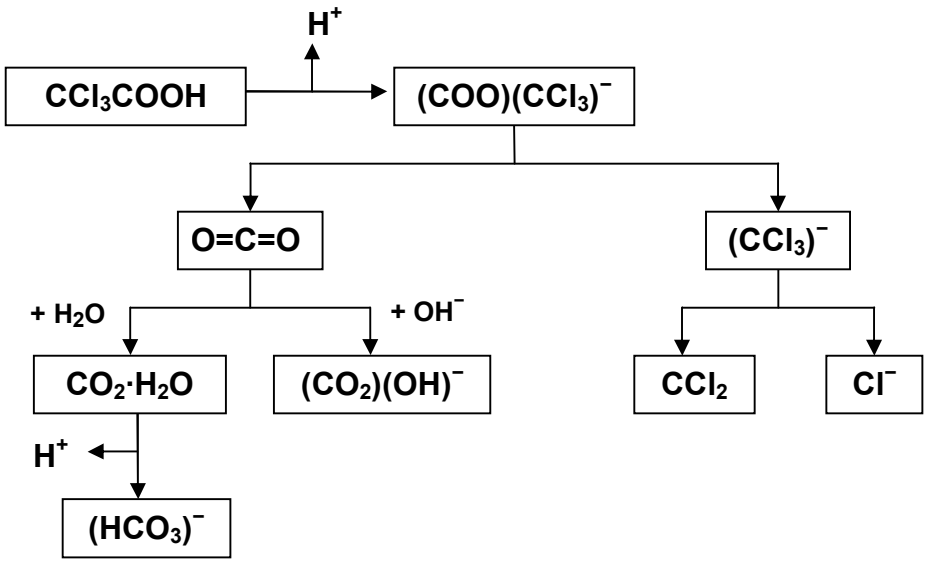


Рис.2. Схема образования ионов из ТХК в водном растворе.

Заключение

1. При помощи масс-спектрографического метода электрораспыления растворов электролитов (ЭРРЭ) получен масс-спектр однозарядных отрицательных ионов водного раствора трихлоруксусной кислоты (ТХК). Кислотные свойства ТХК были нейтрализованы добавлением соответствующего количества гидроокиси калия.

2. Из рассмотрения масс-спектров сделан вывод о том, что в воде кислотный остаток ТХК $(CCl_3COO)^-$ распадается на $(CCl_3)^-$ и COO. При распаде заряд остаётся на группе $(CCl_3)^-$. Наличие в растворе нейтрального продукта распада (COO) подтверждается наличием в масс-спектре гидратной серии иона $(COO)(OH)^-$ с m/e 61.

3. Группа $(CCl_3)^-$ слабо распадается на CCl_2 и Cl^-. При распаде заряд остаётся на атоме хлора. Признаков дальнейшего распада группы CCl_2 в масс-спектре не обнаружено. По-видимому, это объясняется устойчивостью группы CCl_2, что подтверждается масс-спектром ТХК, полученным с помощью электронного удара.

4. Кислотный остаток ТХК, $(CCl_3COO)^-$, и ион $(COO)(OH)^-$ хорошо гидратируются, а группа $(CCl_3)^-$ не гидратируется совсем. Из этого следует вывод о том, что гидратирующие молекулы воды присоединяются к ионам $(CCl_3COO)^-$ и $(COO)(OH)^-$ со стороны группы (COO).

5. Удивителен факт отсутствия гидратации ионов группы $(CCl_3)^-$. В то же время ионы хлора, полученные при распаде этой группы, гидратируются.

6. Поскольку гидратированные ионы в водных растворах электролитов сохраняют свой состав при эмиссии их в вакуум с помощью электрораспыления, то масс-спектрографический метод ЭРРЭ целесообразно использовать при экологических исследованиях

Работа выполнена по Государственному контракту № 02.740.11.76 Министерства науки и образования РФ.

.**Список литературы**:

1. *Haiber G., Jacob G., Niedan V.W., Nkusi G., Scholer H.F.* // Chemosphere, 1996. V. 33. P. 839-849.
2. *Weissflog L., Krueger G., Elansky N. et al.* // Chemosphere, 2003. V. 52. P. 443-449.
3. *Wingenter O.W., Blake D.R., Blake N.J., Sive B.C., Rowland F.S., Atlas E., Flocke F.J.* // Geophys. Res., 1999. V. 104. P. 218-219.
4. *Флид М.Р., Трегер Ю.А.* Винилхлорид: химия и технология. М.: Калвис, 2008.
5. *Asplund G., Grimvall A., Jonsson S.* // Chemosphere, 1994. V. 28. P. 1467-1475.
6. *Hoekstra E.J.* // Chemosphere, 2003. V. 52. P. 355–369.
7. *Scholer H.F., Keppler F., Fahimi I.J. and Niedan V.W.* // Chemosphere, 2003. V. 52. № 2. P. 339-354.
8. H*ammer J., Schleyer R., Fillibeck J., Raus B.* // Z. Deut. Geol. Ges., 1995. V.146. P 72-82.
9. *Lifongo L.L., Bowden D.J., Brimblecombe P.* // Int. J. Phys. Sci., 2010. V. 5. № 6. C. 738-747.
10. *Золотой Н.Б., Карпов Г.В.* // ДАН, 2007. Т. 416. № 5. С. 637-641.
11. *Карпов Г.В.* // Электрохимия, 2010. Т. 46. № 1. С.100-104.

http://webbook.nist.gov/chemistry/.

ТРУДЫ МОЛОДЫХ УЧЕНЫХ

Определение общего содержания озона в атмосфере с применением широкополосных фильтровых УФ фотометров

В.Ю. Агеева, Л.Н. Турышев., А.Г. Светашев

Национальный научно-исследовательский центр мониторинга озоносферы, Минск
e-mail: ageyevavy@tut.by

Введение

Озон, несмотря на его малое содержание, играет существенную роль во многих физических и фотохимических атмосферных процессах. Озон не пропускает к поверхности Земли губительное солнечное излучение с длиной волны менее 290 нм, а также регулирует поступление биологически активного ультрафиолетового излучения диапазона 290 – 320 нм. Тепло, которое возникает при поглощении озоном УФИ Солнца, в значительной степени определяет температурный профиль атмосферы.

Целью данной работы является разработка методики определения значения общего содержания озона (ОСО) по интегральным спектрам энергетической освещенности суммарного солнечного излучения, измеренным с помощью двухканального сетевого фильтрового фотометра ПИОН-Ф.

Аппаратное обеспечение

Одним из активно развивающихся в настоящее время подходов к определению общего содержания озона в столбе атмосферы является метод восстановления значений ОСО по анализу спектрального распределения общей освещённости земной поверхности в УФ диапазоне. Согласно данному методу значения ОСО можно получить, используя отношение энергетических освещенностей на двух длинах волн, одна из которых попадает в область достаточно сильного поглощения атмосферного озона (λ~300÷310 нм), а другая – находится вне этой области (λ~330÷340 нм). Экспериментально измеренное отношение указанных освещенностей сравнивается с подобными отношениями, теоретически рассчитанными для набора значений ОСО и солнечных зенитных углов (SZA) при различных параметрах и моделях атмосферы.

В данной работе представлена модифицированная методика, позволяющая использовать для определения ОСО интегральные спектры энергетической освещенности, измеренные с помощью широкополосного сетевого двухканального фильтрового УФ фотометра (ПИОН-Ф).

При проведении сетевого мониторинга уровней солнечного УФ излучения для решения биологических, экологических, аграрных и метеорологических задач целесообразно использовать простые и дешевые полосовые фильтровые приборы, ориентированные на определенные спектральные диапазоны. В результате четырехгодичной работы двух модификаций модернизированных озонометров М124 [1] (в том числе и в экстремальных условиях российско-белорусской полярной экспедиции) был получен необходимый опыт для создания сетевого измерителя УФ излучения адаптированного к применению в полярных регионах. С помощью программного пакета Libradtran [2] были проведены расчеты возможных значений уровней приземного УФ излучения в различных спектральных интервалах. С учетом полученных результатов и имеющегося опыта разработки фильтровых систем для контроля уровней УФ радиации и ОСО в атмосфере в рамках Программы развития НСМОС в ННИЦ МО БГУ создан автоматизированный двухканальный УФ фотометр ПИОН-Ф [3].



Рис. 1 Внешний вид сетевого двухканального УФ фотометра

Всепогодный сетевой фотометр ПИОН-Ф предназначен для автоматического измерения энергетической освещенности, создаваемой суммарной (прямая + рассеянная) солнечной УФ радиацией. В качестве спектрально селектирующей системы были использованы абсорбционные светофильтры с полушириной ≈ 20 нм и с максимумами пропускания 293 и 326 нм. Измерения проводятся каждые 30 секунд в течение светового дня в автоматическом режиме. В конце дня объектным компьютером формируется суточный файл данных.

Для обеспечения режима измерения освещенности в обоих каналах ПИОН-Ф применялись специальные косинусные насадки. Использование косинусных насадок привело к незначительному изменению положений максимумов и полуширин и отношения площадей спектров пропускания каналов. Относительные спектральные чувствительности приемных каналов с насадками приведены на рисунках 2 и 3. На этих рисунках показаны также результаты аппроксимации спектральных характеристик каналов функциями Гаусса, которые были использованы затем при мо-

делировании процесса измерения с целью разработки алгоритма вычисления ОСО.

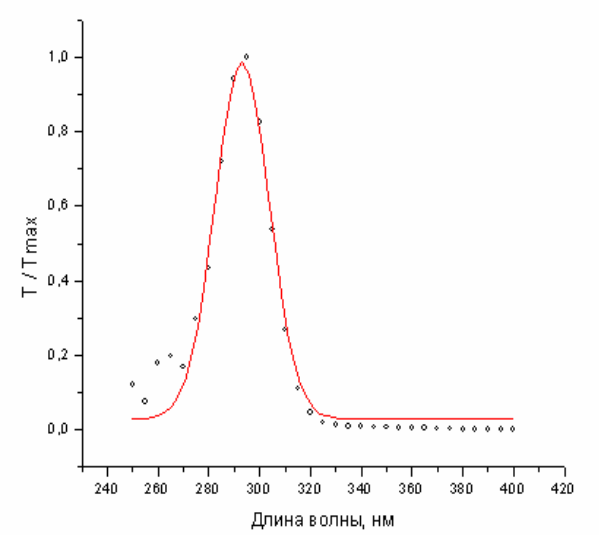


Рис. 2. Аппроксимация спектра относительного пропускания канала 1

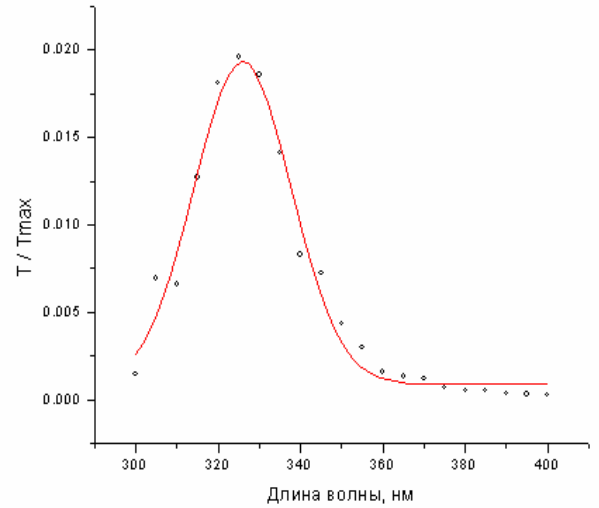


Рис. 3. Аппроксимация спектра относительного пропускания канала 2

Для проведения измерений каждые полгода на Минской озонометрической станции проводится калибровка двухканального УФ фотометра в единицах Добсона и УФ индекса, а так же и эритемной дозы (Дж/м^2) на основе данных спектрорадиометра ПИОН-УФ[4].

Метод исследования

Используемый метод определения ОСО основан на анализе интегральных спектров энергетической освещенности суммарного солнечного излучения, измеренных с помощью автоматизированного двухканального фильтрового УФ фотометра ПИОН-Ф.

Особенностью метода является одновременная регистрация излучения из всей небесной полусферы в двух спектральных интервалах полушириной ≈ 20 нм. Такой подход обеспечивает ряд преимуществ: отсутствие сложностей (погрешностей), связанных с работой систем наведения и слежения за солнцем, возможность проведения измерений при наличии облачности, а так же устойчивость к флуктуациям атмосферы.

Важным преимуществом метода является возможность проведения измерений при наличии облачности, экранирующей прямое излучение солнечного диска, что существенно для получения непрерывных рядов натурных наблюдений. Кроме того, поскольку отношение освещенностей включает в себя воздействие как прямого, так и диффузного (рассеянного) солнечного излучения, снимаются ограничения на наличие паразитного сигнала от неучтенной «засветки» рассеянным светом и сложности (погрешности), связанные с работой систем наведения.

Для оценки значения ОСО используется сравнение отношений энергетических освещенностей в двух спектральных интервалах (один из которых попадает в область достаточно сильного поглощения атмосферного озона, а другой - находится вне этой области), полученных при непосредственных измерениях и в результате численного моделирования процесса переноса излучения в атмосфере. Вариант восстановления значений ОСО методом Стамнеса предполагает расчет номограмм, моделирующих зависимость отношений освещенности на рабочих длинах волн от значений ОСО и солнечного зенитного угла SZA и обычно объединенных в специальные таблицы (таблицы Стамнеса). Различные варианты таких таблиц рассчитываются с помощью программы Gen_o3_tab.pl пакета LibRadTran 1.6 с учетом различных атмосферных условий и аппаратной функции прибора. Затем из предварительно рассчитанной таблицы Стамнеса с помощью стандартной программы пакета LibRadTran 1.6 – read_o3_tab.exe по измеренным отношениям освещенностей и солнечным зенитным углам SZA определяется значение ОСО. Для моделирования отношений освещенностей в настоящее время используется пакет прикладных программ для расчета уравнений переноса солнечного излучения в атмосфере CDISORT (с учетом сферичности земной поверхности), объединенный с рядом вспомогательных программ в библиотеку LibRadTran 1.6.

Для периода с 6 марта по 24 сентября 2010 года были проведены вычисления общего содержания озона. Предварительная селекция данных проводилась по величинам зенитных углов.

Результаты измерений приведены на рисунке 4. Совпадение вариаций значений ОСО, полученных по данным фотометра ПИОН-Ф с результатами спутниковых измерений (данные спутника OMI) позволяет говорить о возможности использовать фотометр ПИОН-Ф в качестве измерителя общего содержания озона в атмосфере.

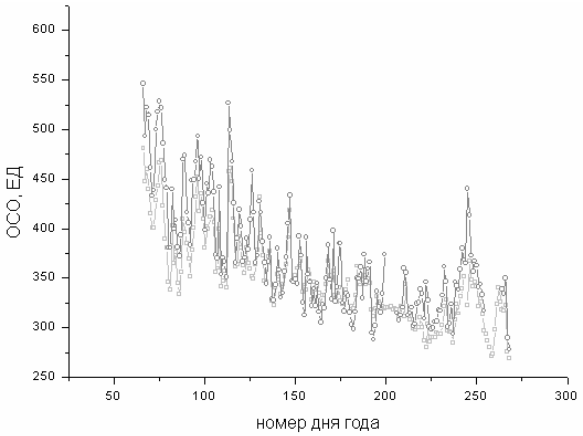


Рис. 4. Значения общего содержания озона за период с 19.08.2011 по 09.10.2011: 1 – спутниковые измерения, 2 – измерения фотометра ПИОН-Ф

Для оценки влияния облачности на определение ОСО в атмосфере с применением широкополосных фильтровых УФ фотометров были выбраны несколько дней с различными метеоусловиями. Так, например, 15 августа 2010 г день был почти безоблачный (рисунок 5).

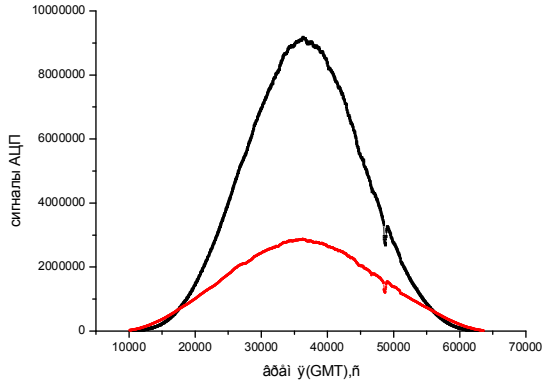


Рис. 5. Наборы сигналов, зарегистрированные фотометром ПИОН-Ф в течение дневной измерительной сессии в районе города Минска 15 августа 2010.

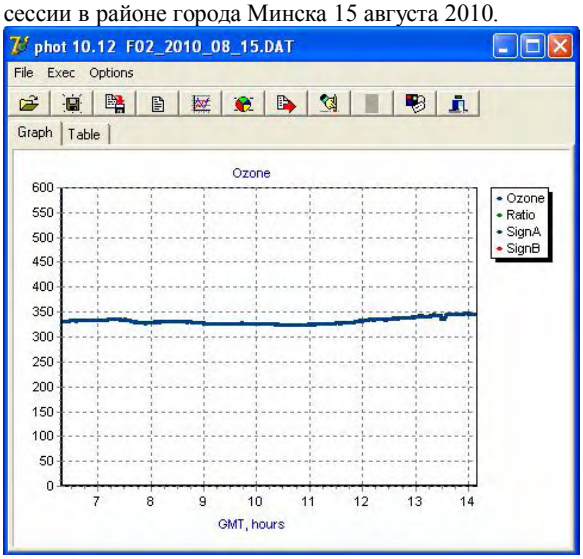


Рис. 6. Графическая интерпретация определения ОСО 15.08.2010

Значение ОСО составило 306 ЕД (рисунок 6). Среднеквадратичное отклонение от результатов измерения спутника OMI составляет 4%.

Для облачных дней 10 мая (рисунок 7) и 27 (рисунок 9) августа значения ОСО составили 416 ЕД и 338 ЕД (рисунки 8 и 10) соответственно, а среднеквадратичное отклонение от данных спутника OMI 5 % и 7 %.

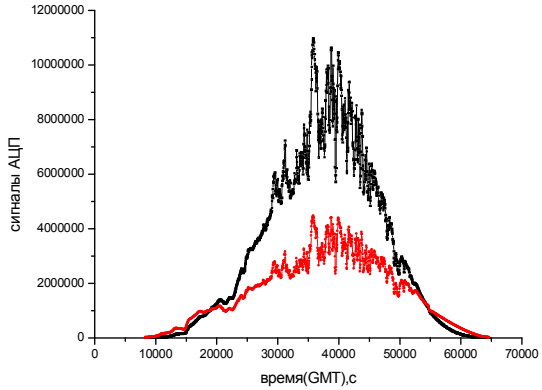


Рис. 7. Наборы сигналов, зарегистрированные фотометром ПИОН-Ф в течение дневной измерительной сессии в районе города Минска 10.05.2010.

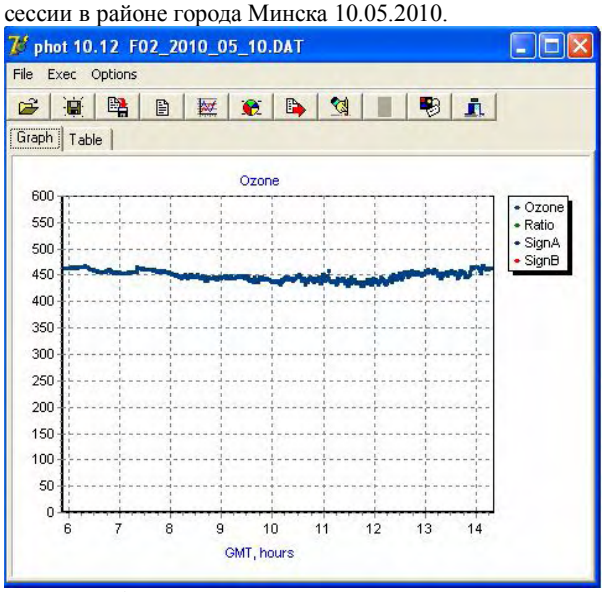


Рис. 8. Графическая интерпретация определения ОСО 15.08.2010

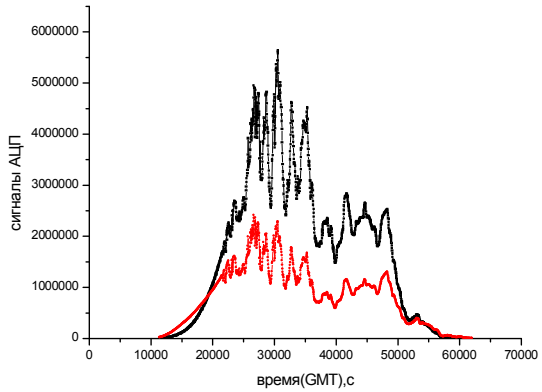


Рис. 9. Наборы сигналов, зарегистрированные фотометром ПИОН-Ф в течение дневной измерительной сессии в районе города Минска 27.08.2010.

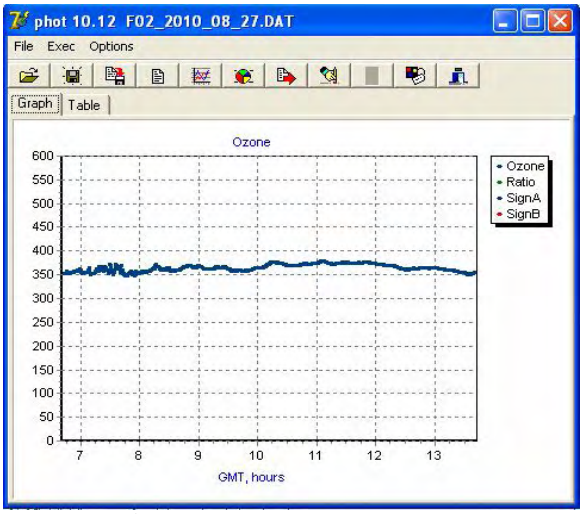


Рис. 10. Графическая интерпретация определения ОСО 27.08.2010

В процессе обработки данных было обнаружено, что для некоторых дней (например, 13 июля) проявлялся сильный разброс значений ОСО (рисунок 12). После исследование метеоданных можно утверждать, что данная методика неприменима во время сильных дождей. В 13 часов по Гринвичу 13 июля в Минске была гроза.

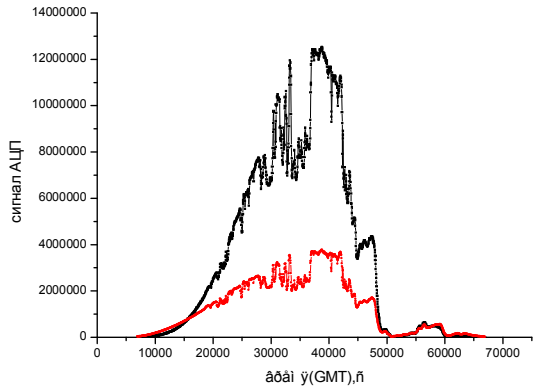


Рис. 11. Наборы сигналов, зарегистрированные фотометром ПИОН-Ф в течение дневной измерительной сессии в районе города Минска 13.07.2010.

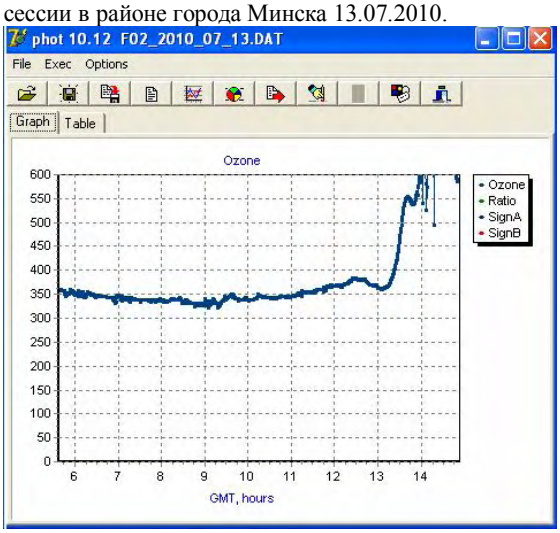


Рис. 12. Графическая интерпретация определения ОСО 13.07.2010

Проведя отбор статистически значимых данных было получено значение ОСО в 336 ЕД, что соответствует среднеквадратичному отклонению от результатов спутника OMI в 7%.

Выводы

На основе анализа экспериментальных данных и теоретических расчетов моделей атмосферы проведено исследование возможностей измерения общего содержания озона по интегральным спектрам энергетической освещенности суммарного солнечного излучения, измеренных с помощью двухканального сетевого фильтрового фотометра ПИОН-Ф. Проведена оценка погрешностей измерений и предварительная калибровка полученных значений ОСО по спектрорадиометру ПИОН-УФ.

Результаты измерений сопоставлены с данными спутниковых измерений ОСО за период с 2009 по 2011 гг. Среднеквадратичное отклонение результатов не превышает 4 %. Показано, что расширение рабочих спектральных интервалов до 20 нм повышает устойчивость метода к изменению параметров атмосферы и снижает требования к характеристикам прибора.

Список литературы:

1. Венчиков В.Я., Денисенко В.Н., Красовский А.Н., Шаламянский А.М. Тезисы доклада: «Результаты натурных испытаний модифицированного образца озонометра М-124 в условиях Антарктиды» Всероссийская конференция “Развитие системы мониторинга состава атмосферы”, 16-18 октября 2007 г., с.155

2. Bernhard Mayer, Ulrich Hamann, Claudia Emde, Arve Kylling. Libradtran/July 26, 2005. //Mode of access: http://www.libradtran.org – Date of access: 05.02.2008.

3. Атрашевский Ю.И, Венчиков В.Я., Красовский А.Н., Светашев А.Г., Семак В.Ю., Турышев Л.Н. «Годовое распределение значений УФ индекса в районе о. Нарочь», Бюллетень Экологического состояния озер Нарочь, Мястро, Баторино (2010 год), Минск 2011г. С. 57-63

4. Турышев Л.Н., Атрашевский Ю.И., Денисенко В.Н., Тавгин В.Л. Спектрорадиометр для мониторинга приземного ультрафиолетового солнечного излучения.// Журнал прикладной спектроскопии. - 2005. - №2.- Т.72. - С. 262-270.

Вариации длительности макросиноптических процессов под влиянием потоков космических лучей

И.В. Артамонова[1], С.В. Веретененко[2]

[1] Санкт-Петербургский государственный университет, ул. Ульяновская, д.1, Петродворец, Санкт-Петербург.
[2] Физико-технический институт им. А.Ф.Иоффе, ул. Политехническая, д.26, Санкт-Петербург.
e-mail: artamonova@hotbox.ru

Долгосрочный прогноз погоды основан на анализе вариаций типов и длительности макросиноптических процессов. Согласно классификации, предложенной российским метеорологом Г.Я. Вангенгеймом [1], все многообразие макросиноптических процессов можно разделить на 26 типов, которые, в зависимости от формы атмосферной циркуляции, в свою очередь принято объединять в 3 основные группы: западную (W), меридиональную (C) и восточную (E). В основу разделения Вангенгеймом было положено совпадение распределения дирижирующих полей давления и характера процессов их формирования, а также схожесть ориентировки господствующих ветровых систем и направления основных вторжений воздушных масс. Данная классификация характеризует непрерывную последовательность макросиноптических процессов, каждый из которых представляет собой "естественный отрезок времени", в течение которого сохраняется положение основных барических систем и направление основных воздушных потоков над атлантико-европейским сектором северного полушария. Такие "естественные отрезки времени" были названы элементарными синоптическими процессами (ЭСП). Средняя продолжительность ЭСП составляет, как правило, 3-5 дней.

Типизация, предложенная Г.Я. Вангенгеймом [1, 2], позволяет учесть основные особенности макросиноптических процессов над атлантико-европейским сектором, рассмотреть их в непрерывном развитии, а также характеризует циркуляционный фон всего северного полушария. Приведем краткое описание трёх основных форм атмосферной циркуляции: западной, восточной и меридиональной. В периоды развития западной формы атмосферной циркуляции (W) изогипсы принимают почти зональное распределение по всему северному полушарию, и происходит усиление западно-восточного переноса во всей толще тропосферы. Межширотный обмен воздушными массами ослаблен. Восточная форма атмосферной циркуляции (E) характеризуется формированием в тропосфере устойчивых волн большой амплитуды и усилением межширотного воздухообмена. Над континентами в эти периоды развиваются стационарные антициклоны, которые нарушают западно-восточный перенос воздушных масс и барических образований. В Тихом и Атлантическом океанах при этом сохраняются значительные зональные составляющие. Для меридиональной формы атмосферной циркуляции (C), также как и для восточной, характерно формирование устойчивых стационарных волн большой амплитуды и усиление межширотного воздухообмена. Формирование высокого теплого антициклона происходит над восточной частью Атлантики и западной Европой, с одновременным заполнением исландского и алеутского минимумов. Таким образом, по мере развития западной формы (W) отмечается усиление зональной циркуляции атмосферы и ослабление межширотного воздухообмена. Для меридиональной (C) и восточной (E) форм характерно развитие волн большой амплитуды, усиление меридиональной циркуляции и межширотного воздухообмена.

Исследования эволюции указанных форм атмосферной циркуляции в связи с различными проявлениями солнечной активности представляют большой интерес как для выяснения физического механизма солнечно-земных связей, так и для улучшения качества метеорологических прогнозов.

Вариации продолжительности ЭСП в ходе солнечных протонных событий и форбуш-понижений галактических космических лучей.

Для проведения исследования было отобрано 48 форбуш-понижений космических лучей с амплитудой $\delta N/N > 2{,}5\%$ по данным нейтронного монитора станции Апатиты (67°N, 33°E) за период 1980-2006 гг. Одним из важных критериев отбора было отсутствие всплесков солнечных протонов с интенсивностью $I_p > 100$ протон·см$^{-2}$·с$^{-1}$·ср$^{-1}$ для частиц с энергиями $E_p > 10$ МэВ на интервале ±3 дня относительно начала форбуш-понижения. Данный критерий отбора событий подробно описан в работе Пудовкина и Веретененко [9]. Также был составлен список из 48 интенсивных солнечных протонных событий с энергиями частиц $E_p > 90$ МэВ за период 1980-1995 гг. Отбор как форбуш-понижений, так и солнечных протонных событий производился за холодный период (октябрь-март), т.к. в это время года наблюдается усиление процессов циклогенеза, обусловленное максимальными температурными контрастами в приземном слое атмосферы [напр., 5, 6]. На основе каталога макросиноптических процессов под редакцией Вангенгейма, ведение которого начато в 1964 году и продолжается до сих пор [2], были отобраны такие элементарные синоптические процессы, основная фаза развития которых происходила на фоне вышеуказанных возмущений солнечных и галактических космических лучей.

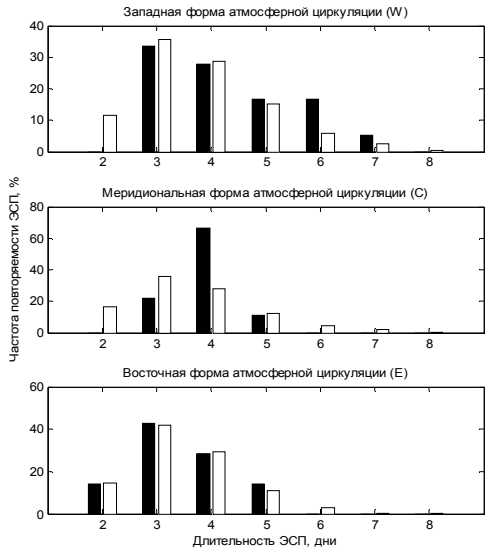


Рис.1. Распределение длительности ЭСП во время всплесков солнечных космических лучей.

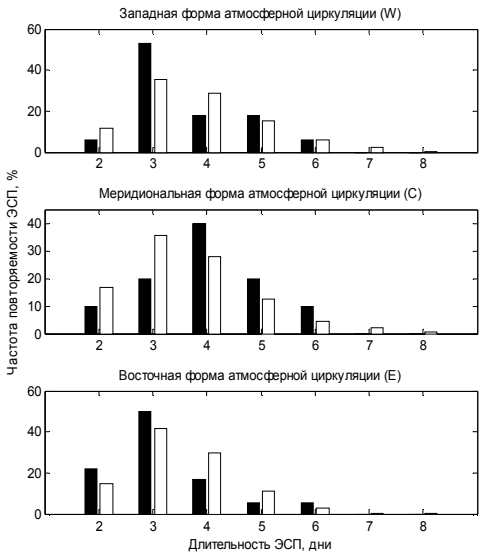


Рис.2. Распределение длительности ЭСП во время форбуш-понижений галактических космических лучей.

Для данных ЭСП были построены гистограммы частоты повторяемости их длительности во время вариаций потоков космических лучей. Полученные гистограммы для элементарных синоптических процессов, относящихся к западной (W), меридиональной (C) и восточной (E) формам атмосферной циркуляции представлены на рис. 1 и рис. 2 (черные столбцы). На графиках также нанесены гистограммы длительности ЭСП для указанных форм циркуляции при невозмущенных условиях, т.е. в отсутствии вариаций космических лучей (белые столбцы). Построение гистограмм распределения длительности ЭСП при невозмущенных условиях было проведено с использованием метода Монте-Карло.

Из рис.1 и рис.2 можно видеть, что как в невозмущенных условиях, так и в ходе вариаций потоков космических лучей около 65-80% ЭСП имеют продолжительность 3-4 дня. Однако в присутствии возмущающего влияния космических лучей форма их распределения несколько меняется. В частности, солнечные протонные события сопровождаются увеличением числа более длительных ЭСП, относящихся к западной (W) и меридиональной (C) формам атмосферной циркуляции. При этом продолжительность макросиноптических процессов, относящихся к восточной форме циркуляции (E), во время СПС практически остается неизменной.

Во время форбуш-понижений космических лучей происходит увеличение числа более коротких ЭСП, принадлежащих к западной (W) и восточной (E) формам циркуляции, и увеличение числа более длительных ЭСП, относящихся к меридиональной форме циркуляции (C). Таким образом, полученные результаты свидетельствуют о заметном влиянии вариаций космических лучей на длительность элементарных синоптических процессов.

Обсуждение полученных результатов

Наблюдаемые вариации продолжительности элементарных синоптических процессов в ходе солнечных протонных событий и форбуш-понижений могут быть связаны с влиянием потоков космических лучей на динамические процессы в нижней атмосфере. Действительно, развитие западной формы атмосферной циркуляции (W) характеризуется усилением западно-восточного переноса воздушных масс, а также усилением градиентов давления между высокими и средними широтами северного полушария. Такому распределению барических полей соответствует усиление циклогенеза в высоких широтах и интенсивное движение сформировавшихся циклонов в зональном потоке. Ранее Веретененко и Тайлом была обнаружена регенерация североатлантических циклонов у юго-восточного побережья Гренландии в связи со всплесками солнечных космических лучей с энергиями протонов $E_p > 90$ МэВ [11, 12]. Таким образом, увеличение длительности элементарных синоптических процессов западной формы (W), наблюдающиеся после солнечных протонных событий могут быть обусловлены увеличением интенсивности (амплитуды) и времени жизни североатлантических циклонов. Увеличение продолжительности элементарных синоптических процессов, относящихся к меридиональной (C) форме атмосферной циркуляции может быть связано с влиянием форбуш-понижений, следующих за солнечными протонными событиями.

С другой стороны, развитие меридиональной формы атмосферной циркуляции (C) характеризуется формированием волн большой амплитуды и усилением межширотного воздухообмена. При этом развитие высокого теплого антициклона происходит над восточной частью Атлантики и западной Европой, также наблюдается заполнение исландского и алеутского минимумов. В работе Артамоновой и Веретененко [7] было обнаружено

более интенсивное формирование антициклонов в ходе форбуш-понижений ГКЛ над северо-востоком Атлантики, Европой и Скандинавией. Данные антициклоны занимают стационарное положение, не смещаются в зональном потоке и блокируют перенос воздушных масс по направлению с Атлантики на континент. Подобное распределение барических полей, наблюдаемое в ходе форбуш-понижений ГКЛ, может способствовать увеличению продолжительности ЭСП, относящихся к меридиональной (С) форме атмосферной циркуляции. Также форбуш-понижения космических лучей сопровождаются заполнением исландского минимума [7], что совместно с формированием блокирующего антициклона способствует ослаблению циклогенеза, а также приводит к снижению интенсивности западно-восточного переноса и зональной циркуляции над Северной Атлантикой. Как следствие, уменьшается длительность макросиноптических процессов, относящихся к западной (W) и восточной (E) формам атмосферной циркуляции, для которых характерно развитие области низкого давления и значительные зональные составляющие в североатлантическом секторе. Таким образом, наблюдаемые вариации продолжительности элементарных синоптических процессов во время солнечных протонных событий и форбуш-понижений космических лучей могут быть связаны с влиянием последних на эволюцию и время жизни барических образований (циклонов и антициклонов) в указанных регионах.

Известно, что важную роль в процессах формирования и развития циклонов и антициклонов играют адвективные изменения температуры [напр., 5, 6]. Адвекция холода приводит к формированию или усилению циклонического вихря, адвекция тепла к формированию или усилению антициклонического. В связи с этим возможной причиной более интенсивного формирования циклонов после солнечных протонных событий и антициклонов в ходе форбуш-понижений космических лучей может быть усиление адвекции холода/тепла, необходимое для развития или регенерации соответствующего барического образования. В работах [3, 4] показано, что подобные усиления адвекции температуры в связи с вариациями потоков космических лучей наблюдаются в районах расположения основных климатических фронтов, для которых характерно интенсивное формирование циклонов и антициклонов.

Усиление адвекции температуры и, как следствие, изменение структуры термобарического поля нижней атмосферы, в свою очередь, могут быть вызваны вариациями облачности в ходе возмущений потоков космических лучей. В настоящее время рассматриваются два возможных физических механизма влияния космических лучей на вариации облачности в нижней атмосфере. Физический механизм, предложенный Дикинсоном [8] связан непосредственно с ионизацией верхних слоев тропосферы космическими лучами. Согласно другой гипотезе [10], проводимость атмосферы модулируется космическими лучами и, как следствие, варьируется интенсивность токов в глобальной токовой цепи, что также может приводить к изменению скорости облакообразования.

Заключение

Результаты проведенного исследования показывают, что вариации солнечных и галактических космических лучей могут оказывать заметное влияние на продолжительность элементарных синоптических периодов. Обнаруженные вариации длительности ЭСП в случае солнечных протонных событий с энергиями протонов Ep > 90 МэВ обусловлены регенерацией североатлантических циклонов во время всплесков солнечных космических лучей. Вариации длительности ЭСП в ходе форбуш-понижений ГКЛ связаны с развитием стационарных блокирующих антициклонов над Северной Атлантикой, Скандинавией и/или Северной Европой. Полученные результаты можно использовать для повышения качества метеорологических прогнозов, основанных на анализе типа и длительности макросиноптических процессов.

Список литературы

1. *Вангенгейм Г.Я.* Основы макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов для Арктики // Труды Арктического научно-исследовательского института. 1952. Т.34. 314 с.

2. *Вангенгейм Г.Я.* Каталог макросиноптических процессов по классификации Г.Я. Вангенгейма / *Гирс. А.А.* // Л., Изд-во ААНИИ, 1964.

3. *Веретененко С. В.* Роль фронтальных зон в формировании эффектов солнечной активности в вариациях интенсивности циклогенеза умеренных широт // Труды XI Пулковской международной конференции по физике Солнца. СПб. 2007. С. 81–84.

4. *Веретененко С. В.* Солнечные протонные события и эволюция циклонов в северной Атлантике / *Тайл П.* // Геомагнетизм и аэрономия. 2008. Т. 48. № 4. С. 542-552.

5. *Воробьёв В. И.* Синоптическая метеорология // Л., Гидрометиздат, 1991. - 616 с.

6. *Матвеев Л.Т.* Облака и вихри - основа колебаний погоды и климата / *Матвеев Ю.Л.* // Санкт-Петербург: РГГМУ. 2005. - 327 с.

7. *Artamonova I. V.* Galactic cosmic ray variation influence on baric system dynamics at middle latitudes / *Veretenenko S.V.* // J. Atmos. Sol.–Terr. Phys. 2011. V. 73. № 2-3. P. 366-370.

8. *Dickinson R. E.* Solar variability and the lower atmosphere // Bull. Am. Meteorol. Soc. 1975. V. 56. P. 1240–1248.

9. *Pudovkin M. I.* Cloudiness decreases associated with Forbush decreases of galactic cosmic rays / *Veretenenko S. V.* // J. Atm. Sol.–Terr. Phys. 1995. V. 57. № 11. P. 1349–1355.

10. *Tinsley, B.A.* The global atmospheric electric circuit and its effects on cloud microphysics // Rep. Prog. Phys., 2008. V. 71. № 6. P. 66801–66900.

11. *Thejll P.* // J. Atm. Sol.–Terr. Phys. 2004. V. 66. P. 393–405.

12. *Veretenenko, S. V.* Cyclone regeneration in the North Atlantic intensified by energetic solar proton events / *Thejll P.* // Adv. Space Res. 2005. V. 35. № 3. P. 470–475.

Особенности барического режима на территории Приволжского федерального округа

Т.Р. Аухадеев[1]

[1]Казанский (приволжский) Федеральный университет, ул.Кремлевская, 18, Казань.
e-mail: timur-aukhadeev@rambler.ru

Актуальность исследования заключается в возросшем интересе к потеплению современного климата и его негативных проявлений.

Анализ данных, за период 1966-2004 гг., позволил выявить следующие основные закономерности:

1. Географическое распределение среднего месячного атмосферного давления приведенного к уровню моря характеризуется его увеличением с северо-запада на юго-восток в холодный период года (1015-1026 гПа в январе) и уменьшением с запада на восток в теплый период (1009-1012 гПа в июле). Наибольшие его значения наблюдаются в феврале-марте, наименьшие- в июле. В суточном ходе, чаще преобладают его ночной максимум и дневной минимум.

Кроме того, автором рассмотрена связь суточного хода атмосферного давления с широтой пункта наблюдения. Суточный ход наиболее четко выражен в низких и сглаживается при перемещении в направлении высоких широт. (табл 1, рис 1).

Таблица 1

Амплитуды суточных колебаний атмосферного давления в некоторых пунктах.

	Широта	Амплитуда
Мураши	59,4	0,419
Казань	55,8	0,483
Безенчук	53	0,633
Александров Гай	50,2	0,856



Рис1. Графическое изображение зависимости суточного хода атмосферного давления от широты места.

2. Межгодовые изменения среднегодового атмосферного давления за рассматриваемый период имеют тенденцию к убыванию (рис 2) (что связано с возрастанием повторяемости циклонов на территории округа) обусловленную подобными его колебаниями особенно в зимний сезон в противоположность летнему. Установлено, что тренды среднегодовых значений атмосферного давления направлены в сторону уменьшения. В то же время амплитуды годовых колебаний температуры воздуха, на фоне повышения их среднегодовых значений, наоборот, понижаются, что указывает на уменьшение континентальности климата региона(Таблица 2).

Таблица 2.

Тенденции взаимного изменения метеовеличин.

Характеристика	Тенденция
Температура воздуха.(у земли)	0,36◦С/10лет
Атмосферное давление	0,6гПа/10лет
Количество атмосферных осадков	1,48мм/10лет



а



б



в

Рис 2. Многолетние колебания давления атмосферного воздуха. Январь(*а*), Июль (*б*), в среднем за год(*в*).

Аналогично с суточным ходом, обнаруживается связь годового хода атмосферного давления с широтой пункта наблюдения. Годовой ход наиболее четко выражен в высоких и сглаживается при

перемещении в направлении низких широт (рис 3, 4).



Рис 3. Годовой ход амплитуд колебаний атмосферного давления на уровне станции.

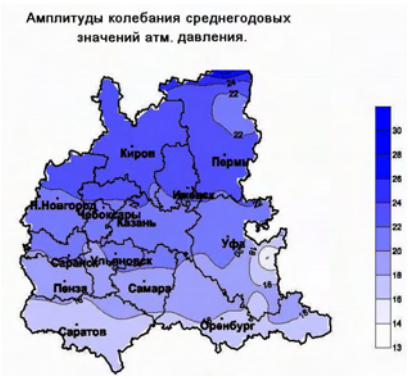


Рис 4. Распределение значений амплитуд атмосферного давления на территории ПФО.

3. Коэффициенты корреляции рядов атмосферного давления и количества атмосферных осадков имеют среднее значение равное -0,64, изменяясь по территории в пределах от -0,37 до -0,82. Наиболее тесная связь наблюдается на территории республики Башкирия ($r_{ср}$=-0,72), и наименее тесная- на территории республики Чувашия ($r_{ср}$=-0,57). Графическое изображение данной связи в июле представлено на рис 5.



Рис 5. Распределение значений коэффициентов корреляции атм.давления и осадков на территории ПФО.(Июль)

4. Корреляция рядов среднемесячного атмосферного давления и температуры воздуха характеризуется положительной связью в теплое время года и отрицательной в холодное. (табл. 1).

Как видно из графиков (Рис 6, 7), в различные сезоны года, связь АД и температуры различна. Так, в холодный период года связь давления и приземной температуры воздуха- обратная (с ростом температуры воздуха- атмосферное давление понижается), а в теплый период- прямая. Наиболее явная связь наблюдается в центральные месяцы сезонов- июль (r=0.62) и январь (r=-0.56), наименее явная в переходные периоды- апрель(r=0.18), октябрь (r=0.12).

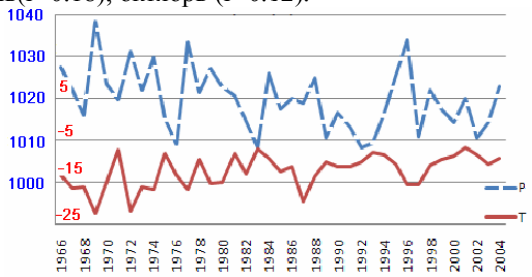


Рис 6. Многолетний ход среднемесячных значений атмосферного давления и приземной температуры воздуха. Январь.

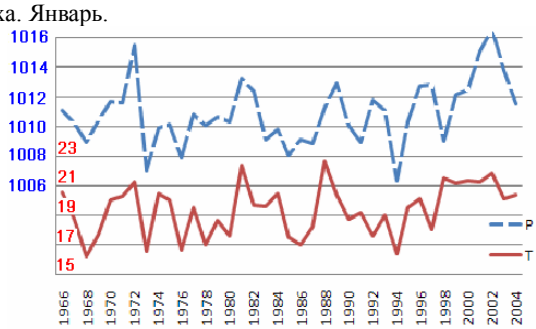


Рис 7. Многолетний ход среднемесячных значений атмосферного давления и приземной температуры воздуха. Июль.

5. Ход значений количества атмосферных осадков находится в противофазе ходу АД. (рис 8)

Значение корреляционной связи претерпевают изменения в зависимости от территории и сезона года. Так, в среднем, связь максимальна в январе, и минимальна- в июле.

Среднее значение за год составило (-0,64).

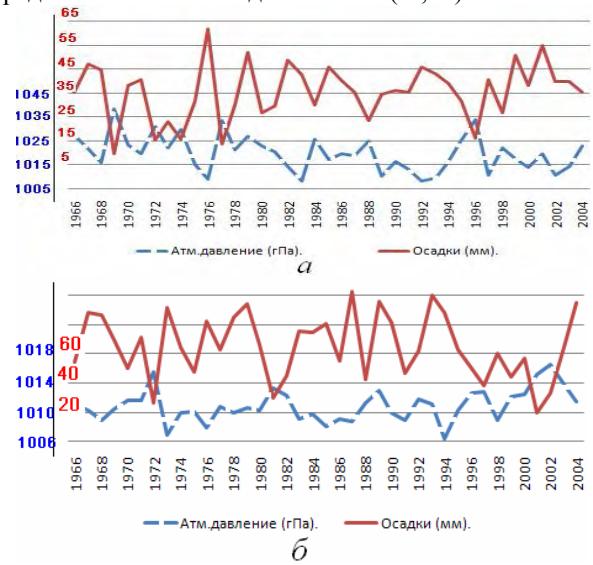


Рис 8. Многолетний ход среднемесячных значений атмосферного давления и количества осадков: январь (*а*); июль (*б*).

Максимум обратной связи наблюдается в январе (его значение в Оренбургской области составило -0,824), а минимум- в июле. (его значение в Чувашской республике составило -0,236)

Расчеты позволили выявить некоторые закономерности взаимного хода данных рядов:

В холодный период года, изменение среднего месячного значения атмосферного давления на 1 гПа находит отклик в изменении количества выпадающих осадков на 2-4 мм.(с обратным по отношению к изменению давления знаком).

В теплый период- изменение среднемесячного давления на 1 гПа влечет значительно большее изменение, (по сравнению с холодным периодом), составляющее около 7-10 мм.

В средних выводах, изменение среднегодовых значений атм.давления на 1 гПа сопровождается изменением среднегодового количества осадков на 4 мм.

6. Среднемесячное атмосферное давление над территорией напрямую зависит от количества и выраженности барических образований.(циклонов и антициклонов). Ход выраженности такой связи представлен на рис 9.

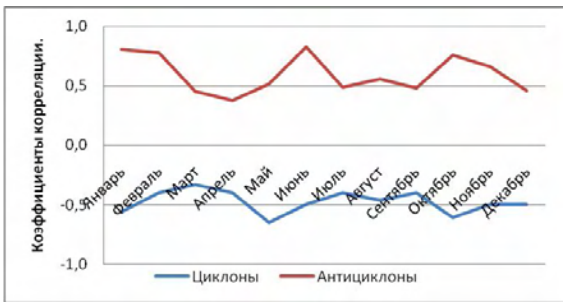


Рис 9. Ход значений коэффициентов корреляции среднемесячного атмосферного давления с количеством барических образований.

На основе ежемесячных данных о количестве циклонов и антициклонов на данной территории (504 район [36-44◦ в.д., 50-60◦ с.ш.] по сетке равновеликих районов Простякова) в срок с 1966 по 1989гг, выявлено,

что изменение годового количества антициклонов на 1 вносит корректив в среднегодовое значение атмосферного давления величиной приблизительно равный 0,2 гПа. А изменение годового количества циклонов на 1 вносит корректив в среднегодовое количество атмосферных осадков приблизительно равный 8 мм.

7. Выявлены корреляционные связи индекса северо-атлантического колебания и градиентов барического поля.

Для выявления степени такого влияния, сравнению подвергались разности атм.давления между станциями с наиболее выраженными контрастами и которые находились бы на наибольшем удалении друг от друга в пределах исследуемой территории и между которыми контраст атм.давления был бы максимальным.

Так, для холодного периода года, брался характерный непереходный месяц- январь и ряды данных на крайней северной и южной станциях территории. (Рис 10) Этими станциями были выбраны: Лальск и Александров Гай. Аналогично для теплого периода. Анализируемым месяцем был выбран июль. А станции, с учетом направления изобар, были выбраны- крайние западная (Заметчино) и восточная(з\с Озерный).(Рис 11).



Рис 10.Распределение значений среднего АД в январе.



Рис 11. Распределение значений среднего АД в июле.

Таким образом, выявлено, что связь САК и контрастов барического поля на территории ПФО прямая и лучше выражена в холодную половину года. В январе, значения коэффициентов корреляции колеблются около значения 0,54, в июле-около 0,40.

На сегодняшний день изменение климата представляет угрозу всему человечеству в целом. Каждый день в какой-либо стране население испытывает на себе последствия этих изменений. И существует необходимость человечеству в изучении вопросов климата и принятии решительных мер к минимизированию пагубного влияния на климат.

Вариации электрической проводимости приземного слоя атмосферы

К.В. Афиногенов, С.В. Галиченко, С.В. Анисимов

Геофизическая обсерватория «Борок» ИФЗ РАН

Экспериментальные исследования электрического состояния приземного слоя необходимы для получения входных параметров разрабатываемых моделей нижней атмосферы. В летние периоды на полигоне Геофизической обсерватории «Борок» [58°04′ N; 38°14′ E] в условиях отсутствия промышленных загрязнений и электромагнитных помех проводились сезонные полевые наблюдения аэроэлектрических характеристик приземного слоя с целью изучения электродинамики невозмущенной нижней атмосферы и исследования формирования турбулентных аэроэлектрических структур [1,3]

В сезоне 2011 года полевой измерительный комплекс включал электростатические флюксметры (типа field mill), две ультразвуковых цифровых метеостанции, аналоговую метеостанцию, датчики концентраций легких атмосферных ионов, токовый коллектор (для измерения плотности вертикального атмосферного электрического тока), пиранометр, датчик объемной активности продуктов распада Rn^{222} и Rn^{220}. Аналоговые данные, получаемые с датчиков, конвертировались в цифровой формат с помощью автоматизированной системы сбора информации, построенной на базе прецизионного АЦП с разрядностью 16 бит. Данные конвертировались с частотой дискретизации 10 Гц и помещались на цифровой носитель.

Для последующей обработки, данные отбирались по критериям «хорошей погоды» (отсутствие осадков, скорость ветра не более 2 м/с, облачность не более 5 баллов). Ряды данных фильтровались и обрабатывались с применением кросскорреляционного анализа. Для исследования динамических характеристик вариаций плотности объемного заряда применялся вейвлет анализ и спектральный анализ Фурье.

На **Рис. 1** представлен суточный ход концентраций легких атмосферных ионов и суточный ход температуры воздуха. Среднесуточное значение концентрации легких положительных ионов составило 510 $см^{-3}$, легких отрицательных ионов – 380 $см^{-3}$. Максимум концентраций легких ионов наблюдается в ночное время. Это обусловлено накоплением радона в устойчиво стратифицированном приземном слое атмосферы, формируемом при радиационном охлаждении почвы, и увеличением скорости ионообразования.

Исходя из данных об изменении концентраций легких атмосферных ионов, были получены значения удельной электрической проводимости и плотности объемного заряда приземного слоя атмосферы. На **Рис. 2** представлен суточный ход плотности объемного заряда, сосредоточенного на легких аэроионах, и удельной электрической проводимости приземного воздуха. Среднесуточное значение удельной электрической проводимости составило 17 фСм/м, а среднесуточное значение плотности объемного заряда составило 23 $пКл/м^3$. Максимум удельной электрической проводимости воздуха наблюдается в ночное время, так как проводимость воздуха определяется концентрацией легких атмосферных ионов. Максимальное значение плотности объемного заряда наблюдается в первый час после восхода Солнца. Это может быть связано с процессами испарения воды, формированием тяжелых аэроионов и генерацией радиолитического аэрозоля (конверсией газ-аэроион-аэрозоль), а также захватом легких ионов частицами аэрозоля [2,3].

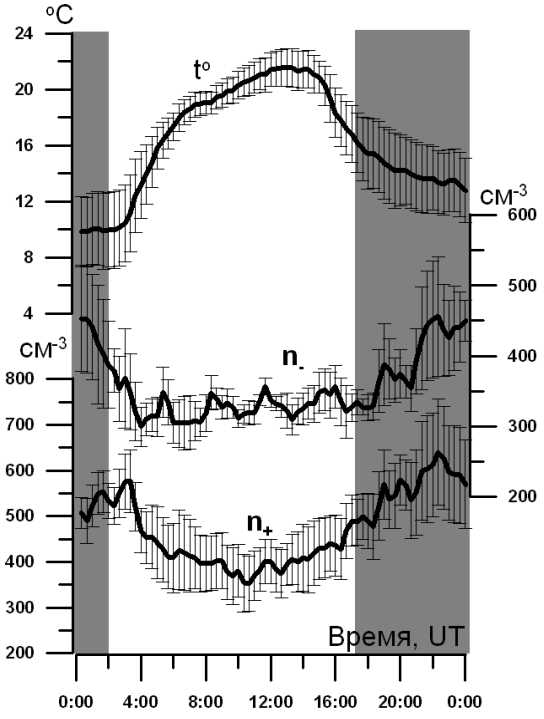


Рис. 1. Суточный ход концентраций положительных (n_+) и отрицательных (n_-) легких атмосферных ионов и температуры воздуха (по данным за 13, 14, 15, 24, 25 августа 2011 года, серым цветом обозначено ночное время суток). Высота установки датчиков легких ионов - 1 м над поверхностью земли.

На **Рис. 3** представлена регистрограмма вариаций напряженности атмосферного электрического поля, плотности объемного заряда, удельной электрической проводимости воздуха, плотности вертикального атмосферного электрического тока и температуры воздуха. Рассчитанный по полученным данным коэффициент корреляции между напряженностью атмосферного электрического поля и удельной электрической проводимостью воздуха составляет -0.89. Коэффициент корреляции между плотностью объемного заряда и плотностью вер-

тикального атмосферного электрического тока равен 0.63.

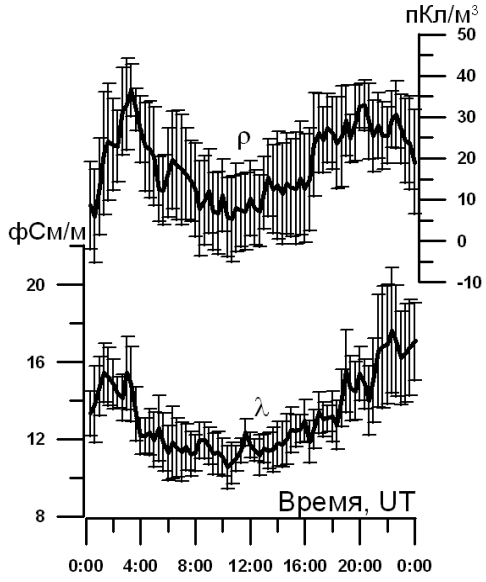


Рис. 2. Суточный ход плотности объемного заряда (ρ) и удельной электрической проводимости приземного слоя атмосферы (λ) (по данным за 13, 14, 15, 24, 25 августа 2011 года)

Плотность вертикального атмосферного электрического тока измеряется токовым коллектором, который представляет собой разомкнутое кольцо диаметром 300 м, выполненное из проводящего материала.

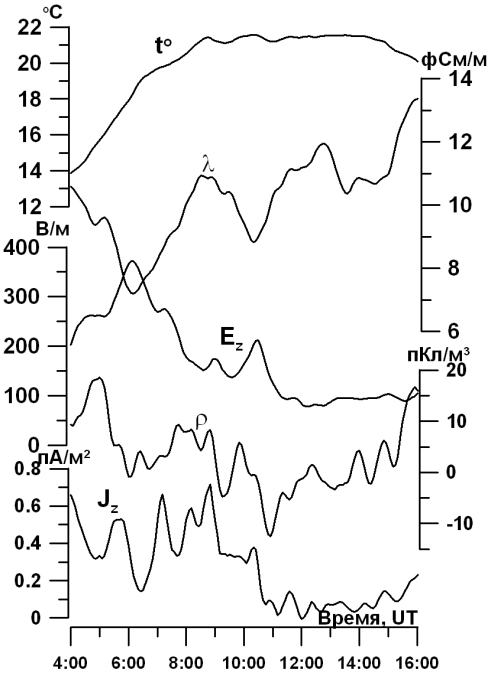


Рис. 3. Регистрограммы вариаций плотности вертикального атмосферного электрического тока (J_z), плотности объемного заряда (ρ), напряженности атмосферного электрического поля (E_z), удельной электрической проводимости (λ) и температуры воздуха (t^o) по данным за 13.08.2011 с усреднением 20 минут.

Получаемая таким измерением величина плотности атмосферного вертикального тока интегрирована по площади, в то время как плотность объемного заряда, рассчитанная по данным о концентрации легких атмосферных ионов, фактически, является значением, полученным в точке. Корреляция между плотностью вертикального тока и плотностью объемного заряда свидетельствует о наличии процессов, масштаб которых по площади больше или соизмерим с размерами токового коллектора. В частности, кросскорреляционный анализ для плотности тока и плотности объемного заряда при усреднении данных менее 20 минут дает малые значения коэффициента взаимной корреляции (от 0.01 до 0.3). При рассмотрении фрагментов интервала, представленного на **Рис. 3**, установлено, что в зависимости от режима энергетического обмена приземного слоя атмосферы и подстилающей поверхности знак коэффициента корреляции между плотностью атмосферного электрического тока и плотностью объемного заряда меняется. Как, например, в период с 4:00UT до 8:00UT коэффициент корреляции равен -0.88, а в период с 8:00UT до 16:00UT равен 0.79.

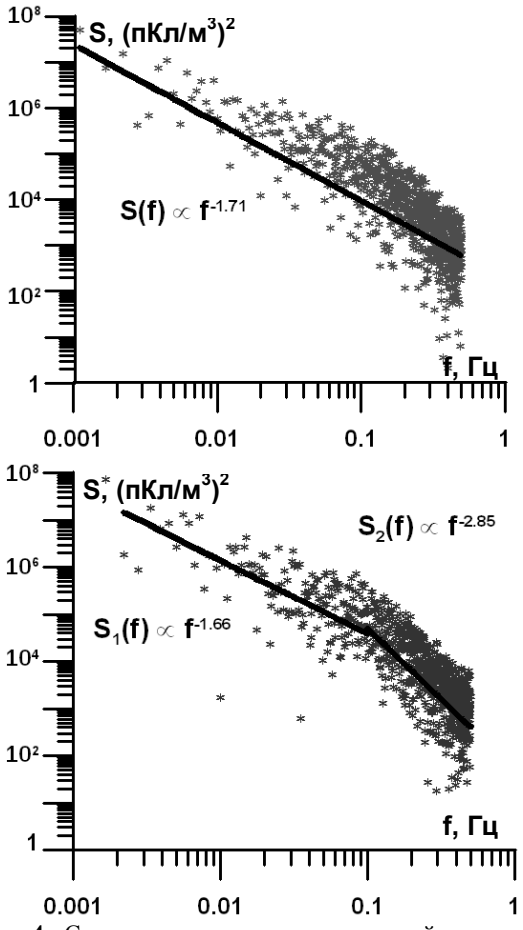


Рис. 4. Спектральная плотность вариаций плотности объемного заряда (по данным за 24.08.2011, верхний график – 08:30-09:00UT, нижний график – 18:30-19:00UT)

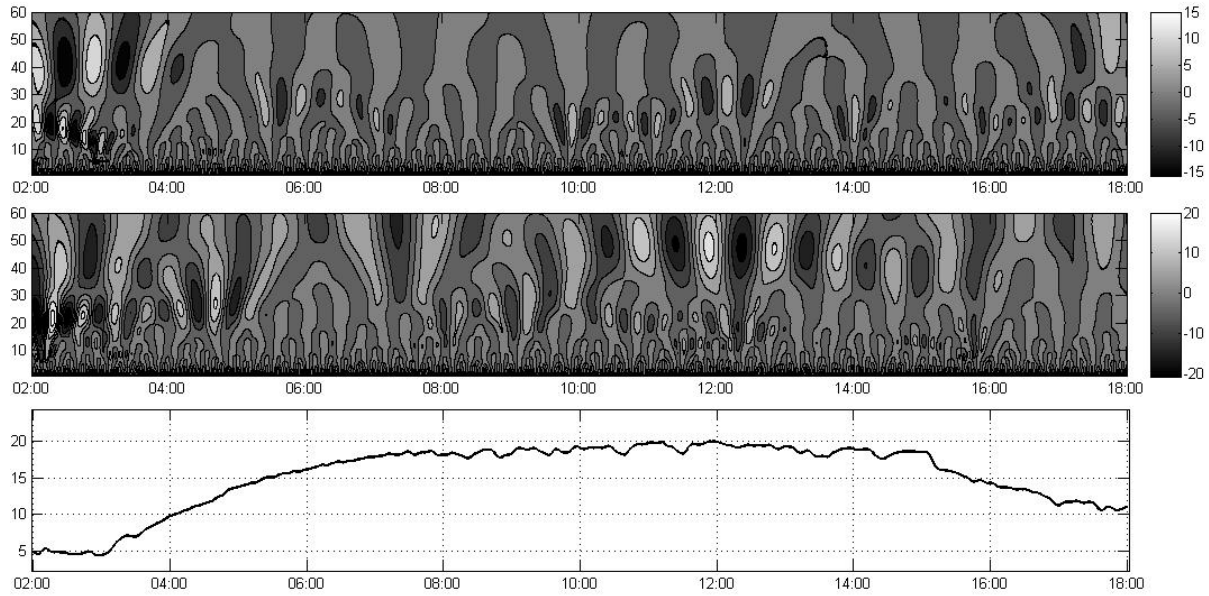


Рис. 5. Вейвлет спектр вариаций атмосферной электрической проводимости (верхний рисунок), вейвлет спектр вариаций плотности объемного заряда (средний рисунок) и график изменения температуры воздуха (по данным за 25.08.2011, усреднение - 5 секунд; по горизонтальной оси – время UT, по вертикальной оси для верхнего и среднего рисунков – масштаб, минуты; для нижнего графика – градусы Цельсия).

Инверсия знака коэффициента корреляции наблюдалась в момент роста температуры приземного воздуха. Когда температура воздуха поднималась до своего суточного максимума, коэффициент корреляции становился положительным.

На **Рис. 4** представлены спектры Фурье вариаций плотности объемного заряда для ночного и дневного времени суток. Заметим, что спектр вариаций плотности объемного заряда самоподобен в интервале периодов от 2 до 500 секунд. В течение суток показатель наклона спектра в интервале периодов от 10 до 500 секунд изменяется от -1.6 до -1.75 и в среднем близок к -5/3. В интервале периодов от 2 до 10 секунд показатель наклона спектра меняется в течение суток, и в ночное время находится в диапазоне от -1.9 до -3.1, а в дневное время от -1.64 до -1.8 и в большинстве случаев близок к -5/3.

На **Рис. 5** представлен вейвлет спектр вариаций плотности объемного заряда и удельной электрической проводимости приземного слоя атмосферы по данным за 25 августа 2011 года. Время восхода солнца 2:10UT, а истинный полдень в 8:28UT. В интервале времени 02:00UT-05:00UT в вейвлет спектре присутствует ярко выраженная гармоника с масштабом около 20 минут, но по мере роста температуры воздуха, гармоника становится менее выраженной. Когда рост температуры воздуха существенно замедляется, в вейвлет спектре появляется гармоника с масштабом в 50 минут, и менее выраженная с масштабом в 20 минут. В вейвлет спектре проводимости приземной атмосферы в интервале времени 02:00UT-03:30UT присутствуют ярко выраженные гармоники с масштабом в 20 и 40 минут. Гармоники становятся менее выраженными, когда температура воздуха растет и стабилизируется за счет турбулентного перемешивания, но гармоника масштабом в 20-30 минут проявляется в интервале времени 08:00UT-12:00UT. Истинный полдень (8:28UT) характеризуется наиболее интенсивной конвекцией из-за прогрева земной поверхности и приземного слоя атмосферы. Конвективные потоки формируют квазипериодические вариации концентраций легких атмосферных ионов различных масштабов. Определяя временной период вариаций, можно судить о масштабах процесса, формирующего эти вариации. В ночное время турбулентный обмен подавлен формирующейся приземной инверсией. Это влечет уменьшение скорости диссипации кинетической энергии турбулентности и сужение инерционного интервала, что проявляется в вейвлет спектрах проводимости и объемного заряда исчезновением крупномасштабных (с периодом порядка времени релаксации электрического заряда) вариаций.

Таким образом, в результате проведенных натурных полевых наблюдений и обработки результатов получены среднесуточные значения и суточная вариация концентраций легких ионов, плотности объемного заряда и электрической проводимости приземного слоя атмосферы. Показано, что спектр вариаций плотности объемного заряда самоподобен [1], показатель наклона спектра в интервале периодов от 10 до 500 секунд изменяется от -1.6 до -1.75 и в среднем близок к -5/3.

Список литературы

1. *Anisimov, S.V.*, Universal spectra of electric field pulsation in the atmosphere / *S.V. Anisimov, E.A. Mareev, N.M. Shikhova E.M. Dmitriev* // Geophys. Res. Lett., 2002, V.29 №12, P. 2217 – 2220.

2. *Smirnov V.V.*, Electrization of aerosol wetted in bipolary ionized air // Izvestya RAS. Physics of atmosphere and oceans, 2010, №3, V. 46, P. 321-331.

3. *Смирнов В.В.*, Ионизация в тропосфере - СПб: Гидрометеоиздат, 1992, 312 с.

Восстановление высотного профиля озона по данным радиометрических измерений в микроволновом диапазоне

М.В. Беликович, Д.Н. Мухин, А.М. Фейгин

Институт Прикладной Физики РАН, ул. Ульянова, 46, Нижний Новгород.
e-mail: belikovich@appl.sci-nnov.ru

Введение

Стратосферный озон имеет большое значение для здоровья человека, несмотря на то, что он является малой составляющей атмосферы. Озон поглощает большую часть ультрафиолетового излучения Солнца. На данный момент имеются данные, указывающие на истощение озонового слоя Земли. Поэтому его исследование и мониторинг являются важными и насущными задачами.

Одним из методов измерения вертикальных профилей концентраций малых газовых составляющих является пассивное радиозондирование в резонансных линиях их собственного излучения, лежащих в микроволновом диапазоне длин волн. В ИПФ РАН создан мобильный «озонометр» -- спектрорадиометр, обладающий рядом уникальных качеств, одно из которых – использование цифрового анализатора спектра с большим (более 16000) частотных каналов.

Исследование озона производится путем анализа спектра излучения в резонансной линии с центральной частотой 110,8ГГц; полоса приема составляет 0.4ГГц. Восстановление профиля малой газовой составляющей по спектру принятого собственного излучения атмосферы является некорректной обратной задачей, т.е. сколь угодно большие локальные вариации профиля могут вести к сколь угодно малым изменениям в спектре.

Для решения некорректной обратной задачи используется Байесов подход, применение которого было отработано ранее (см [1]). Ниже изложена суть подхода и реализующего его алгоритма, а также приведены усовершенствования алгоритма в связи с увеличением количества спектральных каналов. Новый алгоритм использовался для обработки данных наблюдательной компании января 2012 г., проведенной в ИПФ РАН Нижний Новгород (56° 19' с.ш. 44° в.д.). Полученные результаты указывают на возможность расширения диапазона высот, доступных для восстановления.

Модель

Спектр собственного излучения атмосферы, измеренный у поверхности Земли, описывается следующим соотношением, учитывающим столкновительный механизм уширения линии:

$$T_{f_i} = \int_0^{h_\infty} \left(K(T(z),P(z),f_i)\cdot N_{O_3}(z)\cdot T(z) + T(z)\cdot\gamma(z) \right)\cdot \frac{dz}{\cos\theta}\cdot$$

$$\cdot \exp\left(-\int_0^{z} \left(K(T(z'),P(z'),f_i)\cdot N_{O_3}(z') + \gamma(z') \right)\frac{dz'}{\cos\theta} \right)$$

(1)

где T_{f_i} яркостная температура на частоте f_i; верхний предел интегрирования h_∞ обычно выбирается равным 100км; Θ зенитный угол приема; *T(z), P(z)* зависимость температуры и давления от высоты соответственно; N_{O_3} - концентрация малой газовой составляющей (озона); $K(z,f_i) = K(T(z),P(z),f_i)$ форма линии собственного излучения озона на определенной высоте (в случае озона это линия Лоренца, см. подробнее [2]). В текущей версии алгоритма атмосферные характеристики берутся из модели NRLMSISE-00 [3]. Диаграмма направленности приемной антенны радиометра считается достаточно узкой, в противном случае в интегралах (1) появилась бы весовая функция.

В (1) произведение *KNT* описывает вклад в регистрируемый сигнал излучения озона отдельного слоя без учета поглощения. Экспоненциальный множитель отвечает за поглощение в нижележащих слоях

Принимаемый наземным прибором сигнал формируется, наряду с излучением озона, значительно более сильными и широкими линиями тропосферного кислорода и водяного пара. Функция γ(*z*) в (1) описывает поглощение/излучение в тропосфере. Предполагая, что γ(*z*) отлична от нуля лишь на промежутке от 0 до h_1=10км, а N_{O_3} — на интервале от h_1 до h_∞, получаем

$$T_{f_i} = T^*(1-\Gamma) + \Gamma \int_{h_1}^{h_\infty} K(z,f_i)\cdot N_{O_3}(z)\cdot T(z)\cdot$$

$$\cdot \exp\left(-\int_{h_1}^{z} K(z',f_i)\cdot N_{O_3}(z')\frac{dz'}{\cos(\theta)} \right)\frac{dz}{\cos(\theta)}$$

(3)

$$T^* \subset \left[\min_{z\subset[0,h_1]} T(z),\ \max_{z\subset[0,h_1]} T(z) \right],$$

$$\Gamma = \exp\left(-\int_0^{h_1} \gamma(z)dz \right), \qquad (2)$$

где — T^* эффективная температура, а Γ — коэффициент поглощения тропосферы.

Таким образом наблюдаемый спектр озона можно разделить на «подставку» и масштабированную исходную линию озона. «Подставка» на данном этапе развития модели представляется линейной функцией частоты и определяется двумя параметрами. Точное значение эффективной температуры тропосферы неизвестно, однако эм-

пирически ее обычно берут равной 0.95-1.0 от температуры в приземном слое, в данной роботе был взят коэффициент 0.98.

Байессов подход.

Одним из способов решения некорректной обратной задачей является Байесов подход, суть которого состоит в рассмотрении возможных решений с точки зрения условной вероятности. Рассмотрим его применительно к восстановлению высотного распределения озона. Исходными данными являются результаты дистанционного микроволнового зондирования: набор яркостных температур $\mathbf{T}=\{T_i\}$, измеряемый в наборе частотных каналов $\{f_i\}$. Известно, что искомый профиль $N_{O_3}(z)$ связан с наблюдаемыми величинами посредством решения «прямой» задачи:

$$T_i = J(N_{O_3}(z), f_i, \mathbf{b}), \qquad (3)$$

где J - нелинейный интегральный оператор (2), **b** - параметры описывающие «подставку»; ξ_i - шум измерений в i-ом спектральном канале, подчиняющийся нормальному закону.

Зададим неизвестный профиль в виде функции, зависящей от конечного набора параметров $N_{O_3}(z) = N(\boldsymbol{\mu}, z)$. Задача, таким образом, сводиться к нахождению μ.

Рассмотрим условную плотность вероятности профиля озона при известных результатах измерений спектра. Из теоремы Байеса следует:

$$P(N(\boldsymbol{\mu},z),\mathbf{b} \mid \mathbf{T}) \equiv P(\boldsymbol{\mu},\mathbf{b} \mid \mathbf{T}) = \\ = \frac{P(\mathbf{T} \mid \boldsymbol{\mu},\mathbf{b}) \cdot P_{pr}(\boldsymbol{\mu},\mathbf{b})}{P(\mathbf{T})} \qquad (4)$$

$P(\mathbf{T} \mid \boldsymbol{\mu},\mathbf{b})$ - плотность вероятности возможных результатов измерения спектра при условии заданного профиля $N_{\boldsymbol{\mu}}$. Поскольку статистика шумов измерения описывается в нашем случае нормальным законом, то, предположив некоррелированность между шумами в различных частотных каналах, получим:

$$P(\mathbf{T} \mid \boldsymbol{\mu},\mathbf{b}) = A \cdot \exp\left(-\frac{1}{2} \sum_i \frac{\left|\mathbf{T} - \mathbf{J}(\boldsymbol{\mu},\mathbf{b})\right|^2}{2\sigma^2} \right) \qquad (6)$$

$P(\mathbf{T})$ (см. (4))- априорная плотность вероятности результатов измерения линии озона. Данная величина неизвестна, но, в тоже время, ее значение не представляет интереса, так как она не зависит от искомого профиля.

$P_{pr}(\boldsymbol{\mu},\mathbf{b})$ описывает статистику распределения возможных профилей в атмосфере, а также параметров «подставки». Эта функция вероятностным образом задает«априорные» знания о профиле, такие как гладкость, диапазон вариаций, количество участков монотонности и т.д., а также (в случае статистической регуляризации) учитывает имеющуюся статистику предыдущих измерений, полученных другим методом. В текущем алгоритме зависимости от **b** нет, что соответствует неинформативному априорному распределению **b.**

Полученная плотность вероятности содержит наиболее полные сведения о возможных профилях, основанные на данных микроволнового зондирования и дополнительной (априорной) информации о профиле. Ее анализ позволяет вычислить доверительные интервалы с заданным уровнем вероятности для искомой величины на различных высотах и, таким образом, решить задачу восстановления. Конечным результатом восстановления является наиболее вероятное, найденное градиентным метод максимизации (BFGS метод, см. [4]) и доверительные интервалы, построенные с использованием алгоритмов MCMC [5].

Параметризация и выбор априорного распределения.

Параметризация должна адекватным образом отражать возможные изменения профиля, причем желательно с использованием наименьшего набора параметров. В данной работе параметризация задается с помощью апроксимациипрофиля относительной концентрации озона непрерывными функциями:

$$N(\boldsymbol{\mu},z) = C \cdot N_{atm} \cdot S^2(\boldsymbol{\mu},z) \qquad (7)$$

где N_{atm} профиль концентрации атмосферного воздуха, а S^2 параметризует профиль относительного содержания озона (квадрат используется для получения семейства неотрицательных функций), C — нормировочный множитель. В данной работе используются два способа задания функции $S(\boldsymbol{\mu},z)$: кусочно-линейная функция и искусственная нейронная сеть.

Использование кусочно-линейной функции (8) подразумевает наличие опорных высот $\{z_i\}$, на которых задаются значения функции, на остальных высотах проводиться линейная интерполяция:

$$S(z) = \mu_i \frac{z - z_{i+1}}{z_i - z_{i+1}} + \mu_{i+1} \frac{z - z_i}{z_{i+1} - z_i}. \qquad (8)$$

Такой способ нагляден, и, что немаловажно, представимый профиль соответствует только одному набору параметров.

Нейронная сеть, используемая в данной работе, представляет собой сумму гиперболических тангенсов.

$$\boldsymbol{\mu}=\{\mu_i\}=\{\alpha_i,w_i,\gamma_i\} \quad i=1,\ldots,n \quad n=3m$$

$$S(z) = \sum_{j=1}^{m} \alpha_j \tanh\left(w_j z + \gamma_j\right) \quad j=1,\ldots,m \qquad (9)$$

Такая функция соответствует простейшему персептрону с одним входом и одним выходом. При этом n называют количеством нейронов.

Основным достоинством такой параметризации является представление локализованных по высоте слоев малым числом параметров. С другой стороны такой подход неудобен неоднозначностью представления профиля набором параметров и, как следствие, мультимодальностью исследуемого распределения (5).

В случае кусочно-линейной параметризации используется априорное распределение параметров, ограничивающее первую производную по высоте:

$$P_{pr}(\boldsymbol{\mu}) = A_0 \cdot \exp\left(-\int_{h_1}^{h_\infty} \frac{N'^2(\boldsymbol{\mu}, z)}{2\sigma_{N'}{}^2} \frac{dz}{1\text{км}} \right), \qquad (10)$$

A_0 - нормировочный коэффициент, $\sigma_{N'}$ - характерная дисперсия производной, определяемая по статистике измерений профиля со спутника MLS Aura.

В случае использования нейронной сети применяется другой подход. Количество нейронов задает максимальное количество подъемов и спадов (участков монотонности) высотной зависимости, оно определяется общим видом возможных профилей. Также ограничивается область возможных параметров введением априорной вероятности в виде следующего распределения Гаусса

$$P_{pr}(\boldsymbol{\mu}) = A_1 \cdot \exp\left(-\sum_{j=1}^{m} \left\{ \frac{\alpha_j{}^2}{2\sigma_\alpha{}^2} + \frac{w_j{}^2}{2\sigma_w{}^2} + \frac{\gamma_j{}^2}{2\sigma_\gamma{}^2} \right\} \right), \qquad (11)$$

где A_1 - нормировочная константа. Дисперсии σ_α, σ_w, и σ_γ определяют характеристики подъемов и спадов: σ_w/σ_γ - высотное расположение, $\sigma_\alpha \cdot \sigma_w$ - максимальную производную, σ_α ограничивает диапазон вариаций.

Дополнительно в априорное распределение вводиться множитель, обеспечивающий обращение в нуль концентрации на высоте h_1:

$$P'_{pr}(\boldsymbol{\mu}) = A_2 \cdot \exp\left(\frac{N^2(\boldsymbol{\mu}, h_1)}{2\sigma_{h_1}} \right), \qquad (12)$$

где σ_{h_1} много меньше характерных значений концентрации озона. Вместе с распределениями (10) или (11) он устраняет неопределенность, вызванную свободными параметрами «подставки»: на высотах близких к h_1 «подставка» может частично компенсироваться озоном.

Вычисления.

Процедура восстановления озона включает в себя два основных этапа: 1) поиск наиболее вероятного профиля, то есть набора параметров, соответствующего максимуму функции (4) и 2) построение и анализ статистического ансамбля параметров профиля, распределенного в соответствии с (4) с целью вычисления доверительных интервалов искомой величины – концентрации озона.

Основной вычислительной трудностью данной процедуры является то обстоятельство, что на каждом этапе вычислений приходится рассчитывать невязку: разницу между измеренным и модельным спектром, входящую в показатель экспоненты (6). Применение цифрового анализатора спектра увеличило количество спектральных каналов N в сотни раз, что привело к пропорциональному увеличению вычислительной сложности. Было найдено решение данной проблемы, суть которого заключается в вычислении спектра только в выделенных, опорных, каналах, значения на остальных частотах вычисляются с помощью интерполяции. Для интерполяции нами использовались полиномы Лагранжа 3-его порядка [6].

Опорные каналы задавались так, чтобы на модельном спектре характерного профиля озона достигалась нужная точность интерполяции. Несмотря на то, что точность интерполяции будет разной для разных профилей, она не будет отличаться на порядки. На данном этапе точность выбирается такой, чтобы погрешность невязки (показателя экспоненты в выражении (6)) была порядка 10^{-2}, что много меньше $0.5N$ - математического ожидания невязки (здесь N - число используемых спектральных каналов), $\sqrt{N}$ - ее среднеквадратичного отклонения и ее характерного разброса при семплировании (10-30). Поэтому интерполяция не приводит к сколь-нибудь значимому систематическому смещению решения.

Результаты.

Вышеописанный алгоритм применялся для обработки данных наблюдательной компании, проходившей с 12 по 28 января 2012 года. Спектрорадиометр базировался в здании ИПФ РАН. Наблюдения производились через окно, закрытое лавсановой пленкой. Угол Θ был выбран 70°, соответствующий оптической толщине атмосферы равной 1 (в исследуемом диапазоне частот), что оптимально для измерений.

С 12-го по 19-е января наблюдения проходили с 9:00 до 21:00, а с 20-го числа проводились круглосуточные измерения.

На рисунке 1 в виде контурной карты представлены результаты восстановления озона, а именно, наиболее вероятный профиль в зависимости от времени. Использовалась кусочно-линейная параметризация: 25 опорных высот, $\sigma_{N'}$=0,6ppm/км. Частота снятия спектров определялась временем накопления сигнала, которое составляло около получаса. Начало наблюдательной кампании совпало с сильными снегопадами, и поэтому было неблагоприятным для измерений стратосферного озона, ввиду сильного поглощения тропосферы. В связи с этим часть данных, «подставка» в которых превышала 150К, была отброшена. В те моменты времени, когда наблюдения не производились или их результаты были забракованы, на контурной карте проведена интерполяция. Восстановление с использованием нейронной сети показало схожую картину, однако, в некоторые (достаточно редкие) отсчеты времени, полученный профиль явно не адекватен. Отметим также, что имеющийся произвол в выборе эффективной температуры тропосферы порядка 5% ведет к соответствующей систематической погрешности, которая, в свою очередь, ведет к масштабированию профиля концентрации озона.

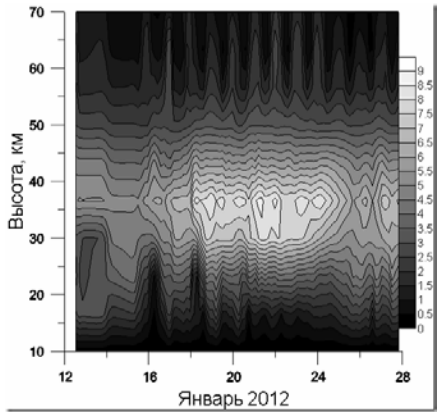


Рис. 1. Контурная карта показывающая результаты восстановления озона по радиометрическим данным. Изображен наиболее вероятный профиль. Концентрация озона в ppm.

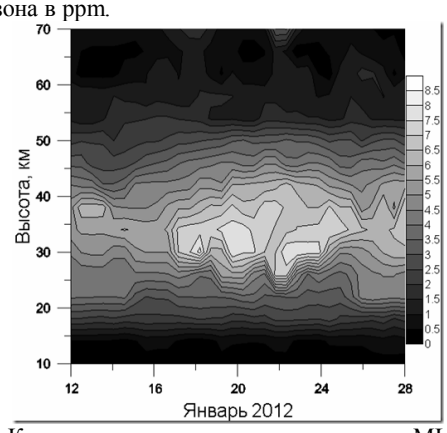


Рис 2. Концентрация озона в ppm по данным MLS Aura в 600 км окрестности Н. Новгорода.

На рисунке 2 представлена концентрация озона на период кампании по данным спутниковых измерений MLS Aura. Спутник производил измерения в окрестности Нижнего Новгорода размером в 600 км примерно 2 раза в сутки (но не каждые сутки спутник попадал в окрестность дважды) с интервалом в 8 часов. Все данные, измеренные в указанном регионе, усреднялись за время ее пролета (менее часа).

Сравнение рисунков 1 и 2 показывает, что общая картина совпадает. Оба метода показывают снижение максимума 14-ого января и последующее уменьшение общего количества озона, а также уменьшение количества озона 26-ого января. С другой стороны различия очевидны: максимум озона по спутниковым данным находиться несколько ниже.

Особый интерес вызывает наличие на рис.1 суточного хода на высотах более 55 км. Теория и измерения другими методами показывают, что подобный ход имеет место. Отметим, что по результатам спутникого зондирования (рис.2) суточный ход концентрации озона в мезосфере не воспроизводиться.

Заключение.

Рассмотрена модель спектра собственного излучения атмосферы, принятого прибором наземного базирования, в которой учитывается столкновительный механизм уширения линии озона. Влияние тропосферы сводится к добавлению «подставки», представляемой линейной функцией частоты, и масштабированию линии. При этом в модели появляется эффективная температура тропосферы, известная с относительной погрешностью 5%,. Данная погрешность ведет к систематической ошибке, проявляющейся в масштабировании профиля.

Описано применение байесова подхода к некорректной задаче восстановления высотного профиля озона по данным радиометрических измерений в микроволновом диапазоне. Подход заключается в вероятностном рассмотрении возможных решений и выделения среди них наиболее правдоподобных.

Приведены результаты применения последней версии алгоритма на данных экспериментальной кампаний января 2012 года. Вариации профиля, полученные по результатам наземных спектрометрических измерений и по спутниковым данным демонстрируют схожую динамику озона в стратосфере независимо от выбора параметризации при наземном восстановлении. Следует при этом заметить что спутниковые данные не являются эталонными и сами могут содержать ошибку.

Особый интерес вызывает восстановление по данным наземного зондирования суточного хода озона на высотах более 55 км. В дальнейшем в используемую модель будет добавлен доплеровский механизм уширения линии в целях более корректного описания распространения излучения атмосферы на высотах выше 50 км.

Список литературы:

1. *Mukhin*, *D.N* Bayesian approach to retrieval of vertical ozone profile from radiometry data/ *D.N. Mukhin, A.M. Feigin, Ya.I. Molkov, E.V. Suvorov* // Advances in Space Research 2006. V. 37, P. 2292-2298.

2. *Ерухимова, Т.Л.* Восстановление профилей концентрации озона и температуры атмосферы по спектрам микроволнового излучения в двух линия вращательных переходов озона/ *Т.Л. Ерухимова, Е.В. Суворов* // Известия вузов. Радиофизика 2001 Т. 44, №1-2 С 140-147

3. http://www.nrl.navy.mil/content.php?P=03REVIEW105

4. *Press, W. H.* Numerical Recipes: The Art of Scientific Computing (2nd ed.). / *W.H. Press, S.A. Teukolsky, W.T. Vetterling, B.P. Flannery*.– Cambridge University Press, Nov 27, 1992 - 994 pages

5. *Siddhartha Chib* Understanding the Metropolis-Hastings Algorithm / Ch. Siddhartha, E. Greenberg // The American Statistician, Vol. 49, No. 4. (Nov., 1995), pp. 327-335

6. http://ru.wikipedia.org/wiki/Интерполяционный многочлен Лагранжа.

Динамика атмосферного аэрозоля над территорией Украины по данным спутникового поляриметра POLDER/PARASOL

А.П. Бовчалюк[1], Г.П. Милиневский[1], В.А. Данилевский[1], М.Г. Сосонкин[2], Ф. Голуб[3], В.П. Бовчалюк[1]

[1] Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко, ул. Владимирская, 64, Киев, Украина.
[2] Главная астрономическая обсерватория НАН Украины, ул. Заболотного, 27, Киев, Украина.
[3] Лаборатория оптики атмосферы Университета Лилль 1, Лилль, Франция
e-mail: bovchaliuk@gmail.com

Введение

Исследованиям содержания аэрозоля в земной атмосфере, его динамики, физической природы и характеристик аэрозольных частиц, как одному из важнейших климатообразующих факторов, уделяется значительное внимание учеными, правительственными структурами и общественными организациями во многих странах мира [1]. Аэрозоль влияет на формирование климата двумя главными путями: во-первых, он непосредственно изменяет прозрачность атмосферы для солнечного излучения в зависимости от его содержания в атмосфере и от оптических и микрофизических свойств аэрозольных частиц и, во-вторых, аэрозольные частицы в верхних слоях атмосферы могут становиться ядрами конденсации водяного пара и таким образом влиять на интенсивность образования облаков [2, 3]. При этом аэрозоль влияет на изменчивость как регионального, так и глобального климата Земли.

Распределение аэрозоля в атмосфере очень неоднородно по пространству и во времени. Очень быстро изменяются и оптические характеристики аэрозольного слоя, как в региональном, так и в глобальном масштабах. Для исследований глобального распределения содержания аэрозоля и его климатических характеристик используют приборы космического базирования. Спутниковые приборы накапливают данные над всем земным шаром с высоким пространственным (~10 – 100 м) разрешением, однако, оценить точность этих данных, особенно над сушей, очень сложно вследствие необходимости достаточно точно учитывать оптические характеристики земной поверхности, которые сильно различаются от региона к региону и, к тому же, быстро изменяются. Физические характеристики аэрозольных частиц по данным измерений спутниковых приборов определяются путем решения обратной задачи. Глобальные характеристики аэрозоля над сушей доступны со следующих приборов на полярных орбитальных спутниках: MODIS, MERIS, MISR, AVHRR, POLDER, TOMS и OMI [4, 5, 6].

Характеристики спутникового поляриметра POLDER/PARASOL

В исследовании используются данные поляриметра POLDER [7] на спутнике PARASOL (CNRS), входившего в группу A-Train. Запуск поляриметра состоялся в декабре 2004 года и с марта 2005 аппарат осуществляет измерения, находясь на солнечно-синхронной орбите с высотой около 705 км. В начале декабря 2009 г. орбита спутника была снижена на 3.9 км, а в середине ноября 2011 г. – еще на 9.5 км относительно группы спутников A-Train с целью продления работы инструмента до сентября 2013 года. Время прохождения спутником земного экватора около 13:30 местного времени. Поляриметр имеет широкое поле зрения: ±51˚ вдоль и ±43˚ поперек подспутниковой трассы, что составляет 2100 км и 1600 км на поверхности Земли, соответственно [7, 10]. Измерения осуществляются в 9-ти спектральных каналах в диапазоне длин волн 440 – 1020 нм. Три из этих каналов (490, 670 и 865 нм) поляризационные, но для исследований аэрозоля используются только измерения в каналах 670 и 865 нм. Смена светофильтров и поляризаторов спектральных каналов происходит последовательно, путем вращения специальной турели. Время цикла измерений во всем диапазоне спектра составляет 4.9 с, а периодичность циклов около 20 с.

Движение спутника по орбите обеспечивает измерения интенсивности и степени линейной поляризации рассеянного атмосферой и поверхностью Земли солнечного излучения с 14 – 16-ти направлений для каждой площадки размером, равным площади пикселя изображения.

Алгоритм обработки данных

Измерения интенсивности и степени линейной поляризации рассеянного атмосферой и поверхностью Земли солнечного излучения с многих направлений позволяют определить фазовую функцию и поляризационные характеристики рассеяния аэрозольными частицами, оценить их размеры, а также определить оптическую толщу аэрозолей (AOT, или τ). Степень поляризации рассеянного излучения чувствительна к показателю преломления и форме аэрозолей (точнее к относительному содержанию несферических частиц), что улучшает определение функции рассеяния [8]. Однако измерения в поляризованном свете чувствительны к рассеянию в основном мелкодисперсными аэрозолями и поэтому полученные параметры отображают свойства малых частиц [3, 8].

Стандартная стратегия решения обратной задачи относительно свойств аэрозолей основывается на подходе LUT (Look-Up Tables) [8]. Интенсивность рассеянного света вычисляется для 10 моделей аэрозольных частиц при логнормальном распределении их по размерам с эффективным радиусом от 0.075 до 0.255 мкм, средним показателем преломления $m = 1.47 - 0.01 \cdot i$ и показателем

Ангстрема от 1.8 до 3.0. Показатель Ангстрема (α) – это показатель степени эмпирической функции, которая используется для оценки зависимости АОТ от длины волны: $\tau(\lambda) = \beta\lambda^{-\alpha}$, где β – значение АОТ при длине волны 1 мкм. Поскольку указанная зависимость и, соответственно, значение α, определяются размерами частиц, то при исследованиях аэрозолей показатель Ангстема используется для оценки эффективного радиуса частиц в наблюдаемом столбе атмосферы (чем больше его значение, тем частицы мельче).

Названные выше параметры аэрозоля определяются из условия минимума суммы квадратов невязок между измеренными и модельными значениями интенсивностей при длинах волн 670 и 865 нм с учетом поляризационной фазовой функции. Характеристики земной поверхности учитываются в виде эмпирических коэффициентов [8, 9], которые подобраны для разных классов земной поверхности в соответствии с биотипами Международной геосферно-биосферной программы (International Geosphere-Biosphere Programme).

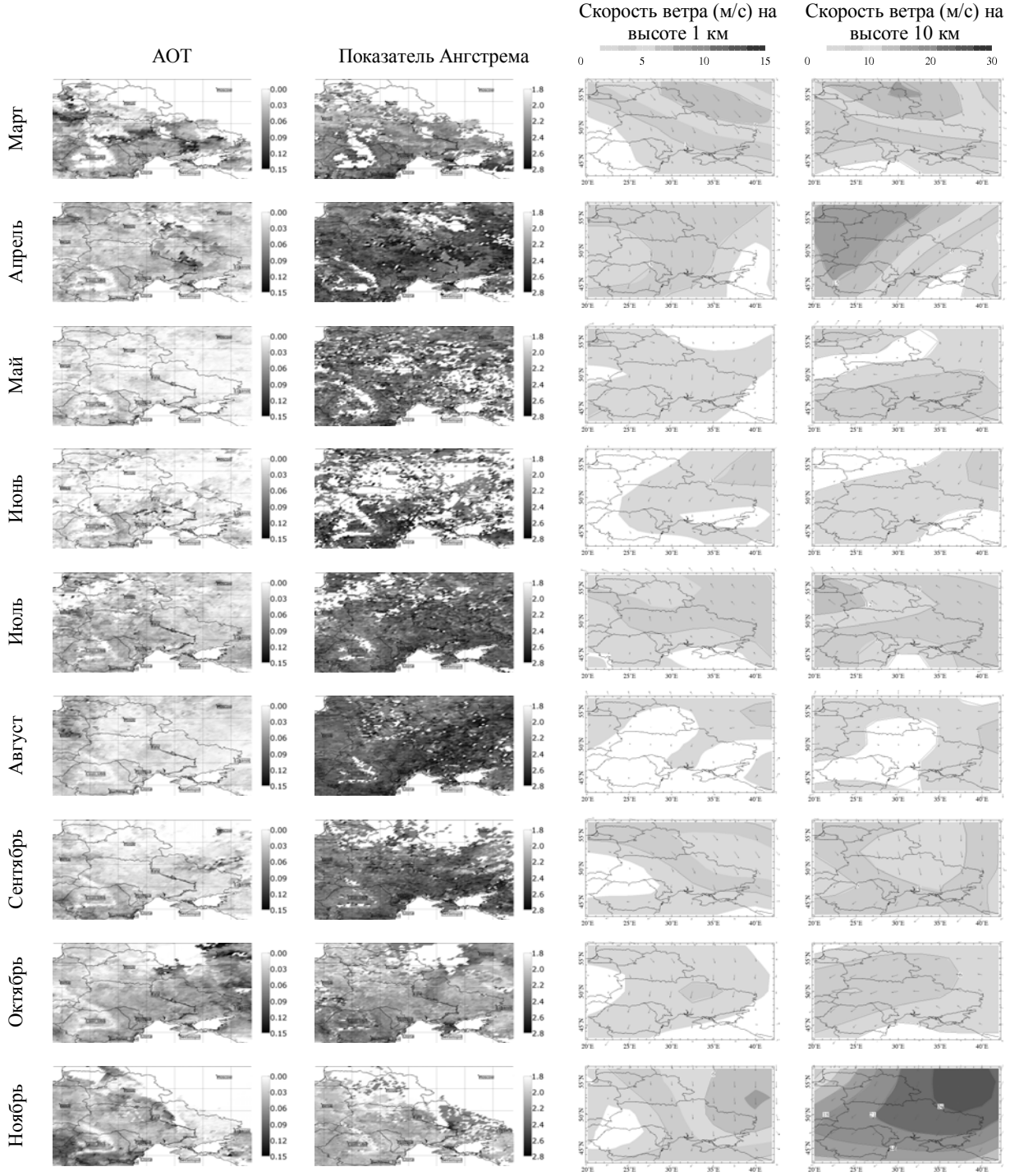


Рис. 1. Карты распределения среднемесячных характеристик оптической толщи аэрозоля (АОТ) и показателя Ангстрема (1 и 2 колонка) над Украиной, Белоруссией, Молдовой и частью России для марта-ноября 2011 года (сверху вниз). Распределение скорости ветра (м/с) на высоте 1 км и 10 км (3 и 4 колонка).

Результаты

В данной работе использованы усредненные за месяц АОТ на длине волны 865 нм и α в диапазоне 670 – 865 нм над безоблачными районами для поверхности размером 3 × 3 пикселя, то есть примерно 16 км × 18 км [10, 11].

Карты распределения среднемесячных значений оптической толщи аэрозоля и показателя Ангстрема над Украиной для марта-ноября 2011 года представлены на **Рис. 1**. Дополнительно эти характеристики для отдельных городов разных регионов Украины занесены в таблице. Зимой из-за большого альбедо поверхности получить характеристики аэрозолей очень сложно. Также для анализа динамики аэрозоля построены усредненные ежемесячные поля скоростей ветров (м/с) на высоте 1 км и 10 км (**Рис. 1**). Для этого использовались данные IRI/LDEO Climate Data Library с применением метода анализа NOAA NCEP/NCAR CDAS-1 [12]. Дополнительно брался во внимание анализ характеристик аэрозоля над Киевом за измерениями солнечного фотометра в 2008-2009 гг. [13].

В марте 2011 года повышенное значение АОТ наблюдалось в Киевской, Житомирской и Запорожской областях. В этот период преобладал северо-западный ветер на высоте 1 км со скоростью 3-6 м/с и на высоте 10 км со скоростью 6-12 м/с. В апреле преобладал северный ветер со скоростью 3-6 м/с на высоте 1 км и северо-восточный ветер со скоростью 9-15 м/с. Среднее значение АОТ в этом месяце на длине волны 865 нм составляло 0.09 – 0.12 в Запорожской, Днепропетровской и Киевской области, а в остальных – между 0.03 и 0.06. Значения показателя Ангстрема указывают на то, что приведенные значения АОТ соответствуют мелкодисперсному аэрозолю, вероятнее всего антропогенного происхождения. В мае зафиксировано незначительное количество аэрозолей над всей территорией Украины. Ветер был северо-восточный на высоте 1 км и восточный на высоте 10 км со скоростью 3-6 м/с.

В июне 2011 г. максимальное значение АОТ находилось в переделах от 0.06 до 0.10 над Донецком, Днепропетровском, Киевом и Кировоградом. Северо-восточный и северный ветры на высоте 1 км со скоростью 3 м/с и северо-восточный ветер на высоте 10 км со скоростью 3-6 м/с наблюдались на протяжении июня. В июле повышенное количество антропогенного аэрозоля зарегистрировано над Киевом, Харьковом, Луганском, Днепропетровском, Кривым Рогом, Винницей, Львовом и Ровно. Ветер характеризовался юго-восточным направлением со скоростью 3-6 м/с на высоте 1 км и 6-12 м/с на 10 км. В августе равно присутствовали мелкодисперсная и крупнодисперсная фракции аэрозолей с максимальным значением АОТ в Киевской и Львовской области (0.03-0.06). Наблюдался слабый ветер восточного и северного направления в центральной и восточной Украине и западный ветер в западной Украине.

В сентябре наблюдалось большое количество аэрозолей мелкодисперсной фракции в Харьковской, Сумской, Полтавской и Луганской областях. Северо-западный и северный ветры со скоростью 3-6 м/с на высоте 1 км и 9-12 м/с на высоте 10 км переносили продукты горения, вызванные предположительно сжиганием биомассы после сбора урожая. В октябре в атмосфере над территорией Украины присутствовали частицы малых размеров. АОТ в Луганской, Донецкой и Харьковской областях составляло 0.06-0.09. Северо-восточный ветер со скоростью 3 м/с на 1 км и 6 м/с на 10 км переносил часть аэрозолей вероятно вследствие сжигания биомассы после сбора урожая в Украину и Беларусь. В ноябре высокое значение АОТ было зафиксировано в Черкасской и Киевской областях. Сильный северный ветер (3 м/с) наблюдался в восточной части Украины на высоте 1 км и северо-восточный на высоте 10 км со скоростью 18-21 м/с.

На **Рис. 2** представлены карты распределения среднемесячных характеристик оптической толщи аэрозоля и показателя Ангстрема над Украиной, Белоруссией, Молдовой и Западной Россией для мая 2006 и августа 2010 года.

Среднемесячная оптическая толща аэрозоля (АОТ) для λ = 865 нм и показатель Ангстрема (α) за март-ноябрь 2011 года

	Параметр	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь
Киев	АОТ	0.11	0.05	0.05	0.06	0.10	0.06	0.04	0.05	0.04
	A	2.17	2.34	2.24	2.30	2.32	2.34	2.28	2.14	2.04
Харьков	АОТ	0.04	0.05	0.03	-	0.05	0.02	0.06	0.06	-
	A	2.05	2.55	2.36	-	2.21	2.57	2.20	2.11	-
Донецк	АОТ	0.05	0.04	0.01	0.10	0.03	0.01	0.02	0.07	-
	A	2.23	2.58	2.30	2.30	2.60	2.54	2.46	2.17	-
Луганск	АОТ	-	0.01	0.01	0.02	0.05	0.01	0.03	0.07	-
	A	-	2.65	2.30	2.30	2.05	2.30	2.80	2.13	-
Днепропетровск	АОТ	0.10	0.12	0.01	0.10	0.07	0.02	0.05	0.07	-
	A	2.30	2.38	2.30	2.17	2.23	2.34	2.37	2.20	-
Севастополь	АОТ	-	0.03	0.01	0.01	0.04	0.02	0.03	0.04	0.02
	A	-	2.67	2.30	2.97	2.51	2.56	2.42	2.42	2.30
Львов	АОТ	0.02	0.04	0.04	0.01	0.05	0.04	0.03	0.04	0.03
	A	2.42	2.51	2.15	2.30	2.23	2.33	2.30	2.13	1.81
Ровно	АОТ	0.05	0.05	0.03	0.01	0.05	0.02	0.02	0.03	0.02
	A	2.10	2.50	2.32	2.30	2.30	2.30	2.55	2.21	2.12

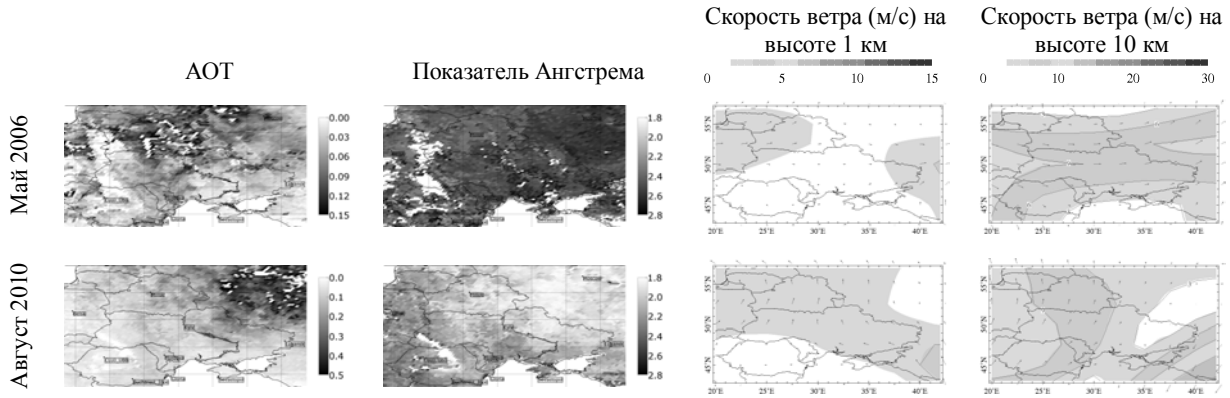


Рис. 2. Карты распределения среднемесячных характеристик оптической толщи аэрозоля и показателя Ангстрема для мая 2006 и августа 2010 года. Поля скоростей ветра (м/с) на высоте 1 км и 10 км.

В связи с пожарами кустарников и травы в центральной части Беларуси [14] происходила эмиссия мелкодисперсного аэрозоля в мае 2006 года. В это время преобладал слабый западный и юго-западный ветер (1-3 м/с) на высоте 1 км, который в отдельные дни переносил часть продуктов горения в Украину.

В августе 2010 г. вследствие пожаров в лесу и торфяниках центр западной Росси вокруг г. Москва был наиболее загрязнен выбросом продуктов горения. Среднее значение АОТ в этом регионе за август составило 0.3-0.5 АОТ, что в 5-10 раз больше обычного значение в этот период года. Показатель Ангстрема имел значения от 1.8 до 2.2, что соответствует доминированию мелкодисперсного аэрозоля. На высоте 1 км в среднем на протяжении августа месяца наблюдался слабый южный ветер, но с 14 по 16 августа 2011 г. дул северный и восточный ветер, который переносил часть аэрозолей на территорию Украины и Беларуси.

Выводы

В атмосфере над территорией Украины и соседними странами в 2011 году находилось незначительное количество аэрозоля. Повышенное значение оптической толщи аэрозоля антропогенного происхождения зафиксировано в центральных областях. Из анализа показателя Ангстрема следует, что эмиссия мелкодисперсных частиц в основном сосредоточена в восточной Украине, но их вклад в АОТ меньше чем в центральной Украине в 2011 году.

События пожаров кустарников и травы в мае 2006 года в Беларуси, а также лесных и торфяных пожаров в августе 2010 в центральной части западной России характеризуются значительным повышением мелкодисперсного аэрозоля, что влияло на негативную экологическую ситуацию в этих регионах. За счет движущихся атмосферных масс на территорию Украины в некоторые дни происходил трансграничный перенос этих частиц.

Список используемой литературы

1. *Forster P.* Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing / Forster P., Ramasvamy V., Artaxo P. [et al.]// Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Eds. Solomon, S. [et al.] – Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007. – P. 129 – 234. – ISBN: 978 0521 88009-1.

2. *Lenobl, J.* Atmospheric radiative transfer / J. Lenobl. - Deepak Publishing. - Hampton,Virginia, USA, 1993. - 532 p.

3. *Kokhanovsky, A.A.* Aerosol optics. Light absorption and scattering by particles in the atmosphere / A.A. Kokhanovsky. - Springer and Praxis Publishing. – 2008. - 146 p.

4. *King M. D.* Remote Sensing of Tropospheric Aerosols from Space: Past, Present, and Future / King M. D., Kaufman Y. J., Tanre D., Nakajima T. // Bulletin of the American Meteorological Society. – 1999. – Vol. 80, No. 11. – P. 2229 – 2259. – ISSN 1520-0477.

5. *Mishchenko, M.I.* Long-term satellite record reveals likely recent aerosol trend / M.I. Mishchenko, I.V. Geogdzhayev, W.B. Rossow [et al.] // Science. – 2007.– V. 315. – P.1543. – ISSN 0036-8075.

6. *Kaufman, Y. J.* A satellite view of aerosols in the climate system / Kaufman, Y. J., Tanré, D., and Boucher, O // Nature. – 2002. – 419. – P. 215–223.

7. *Deschamps, P. Y.* The POLDER mission: Instrument characteristics and scientific objectives / P. Y. Deschamps, F. M. Bréon, M. Leroy [et al.] // IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing. – 1994. – Vol. 32. – P. 598–615.

8. *Deuzé, J. L.* Remote sensing of aerosols over land surfaces from POLDER-ADEOS–1 polarized measurements / J.L. Deuze, F. M. Breon, C. Devaux [et al.] // Journal of Geophysical Research. – 2001. – V. 106, No. D5. – P. 4913 – 4926. – ISSN 0148–0227.

9. *Nadal, F.* Parameterization of surface polarized reflectance derived from POLDER spaceborne measurements / Nadal F., Bréon F.-M. // Geoscience and Remote Sensing. – 1999. – Vol. 37, Issue 3. – P. 1709–1718, doi:10.1109/36.763292. – ISSN 0196-2892.

10. *Bréon, F.-M.* Parasol Level-1 Product Data Format and User Manual / Bréon F.-M. // CEA/LSCE, CNES, France. – 2006. – 31 p.

11. *Bréon, F.-M.* Parasol Level-2 Product Data Format and User Manual / Bréon F.-M. // CEA/LSCE, CNES, France. – 2006. – 32 p.

12. *Kistler, R.* The NCEP–NCAR 50–Year Reanalysis: Monthly Means CD–ROM and Documentation / Kistler R., Kalnay E., Collins W. // Bull. Amer. Meteor. Soc. – 2001. – Vol. 82. – P. 247–267.

13. *Danylevsky, V.* Aerosol layer properties over Kyiv from AERONET/PHOTONS sunphotometer measurements during 2008-2009 / V. Danylevsky, V. Ivchenko, G. Milinevsky [et al.] // International Journal of Remote Sensing. – 2011. – Vol. 32. – No. 3. – P. 657 – 669.

14. *Stohl, A.* Arctic smoke – record high air pollution levels in the European Arctic due to agricultural fires in Eastern Europe in spring 2006 / Stohl A., Berg T., [et al.] // Atmos. Chem. Phys. – 2007. – Vol. 7 – P. 511-534.

О временной изменчивости содержания NO_2 в атмосфере по данным многолетних наблюдений на Северном Кавказе

А.Н. Боровский[1], А.Я. Арабов[1], член-корреспондент РАН Н.Ф. Еланский[1], А.С. Елохов[1]

[1] Институт физики атмосферы РАН, Пыжевский пер., 3, Москва.
alexander.n.borovski@gmail.com

Двуокись азота NO_2 играет ключевую роль в образовании и разрушении озона в атмосфере [1]. Поэтому, когда в 70-х годах прошлого века остро встала проблема разрушения озонового слоя, начали активно развиваться методы наблюдений её содержания в атмосфере. По аналогии с озоном, первые измерения были направлены на определение общего содержания NO_2 в вертикальном столбе атмосферы по поглощению прямого солнечного излучения в синей области спектра (430−450 нм) на больших наклонных трассах в утренние и вечерние часы [2]. Существенными недостатками этого метода измерений являются требования прямой видимости восходящего и заходящего Солнца и отсутствия облачности над местом наблюдений и на пути луча в атмосфере. Необходимость постоянного контроля закрытия части солнечного диска во время измерения практически не позволяла автоматизировать такие наблюдения.

Поэтому развивавшиеся в 80-90-ые годы сетевые наблюдения NO_2 были ориентированы на применение сумеречного метода, основанного на регистрации спектров поглощения рассеянного в зените солнечного излучения во время восхода и захода Солнца (диапазон зенитных углов Солнца от 95 до 84°) [3]. Этот метод измерений дает интегральное содержание NO_2 только в стратосфере. Его важным преимуществом является возможность проведения наблюдений при наличии облачности над наблюдательной станцией и, практически, ежедневно. Однако восстановление стратосферного содержания NO_2 в вертикальном столбе основано на решении обратной задачи, что требует точного знания оптических и химических свойств атмосферы. Наиболее значительные погрешности связаны со следующими недостатками метода. Во-первых, измерения ведутся в переходный период от ночного режима к дневному, когда концентрация NO_2 в основном её слое от 20 до 30 км возрастает (вечером убывает) на 2 порядка, что требует включения в вычислительный алгоритм фотохимического моделирования, которое вносит заметную долю неопределенности в результаты расчетов. Во-вторых, информативность метода падает с уменьшением высоты в стратосфере, а к тропосферному содержанию NO_2 за пределами сильно загрязненных районов метод вообще не чувствителен. В-третьих, трасса луча до точки рассеяния, по которой определяется концентрация NO_2, достигает 1000 км [2]. На пути луча может находиться облачность верхних ярусов или плотные аэрозольные образования, которые ни визуально, ни приборно не контролируются.

Наблюдения по прямому солнечному излучению свободны от этих недостатков. Измерения проводятся при зенитных углах Солнца от 78 до 88°, когда NO_2 уже находится в квазистабильном равновесном состоянии. ОС NO_2 определяется по поглощению излучения на значительно более коротких трассах. Оно не зависит от вертикального профиля NO_2 и включает её тропосферную часть. Восстановление ОС NO_2 по аналогии с измерениями озона строится на решении устойчивой прямой задачи ослабления излучения при его прохождении через поглощающую и рассеивающую среду. Если на равнине благоприятные для наблюдения условия действительно реализуются редко, то на горных станциях количество благоприятных дней достаточно велико для того, чтобы можно было исследовать характерные временные изменения NO_2 различного временного масштаба.

Практически вся обширная информация о пространственной и временной изменчивости NO_2 в атмосфере была получена по сетевым наблюдениям стратосферной NO_2 [4-7]. Мы не встречали в литературе анализа многолетних рядов ОС NO_2, полученных по прямому солнечному излучению. Опубликованные в [8,9] результаты наблюдений ОС NO_2 на ВНС дали ряд важных результатов, в том числе характеризующих связи ОС NO_2 с квазидвухлетней цикличностью атмосферной циркуляции. Но использованные в [8,9] ряды охватывали сравнительно небольшой период времени около 10 лет.

В настоящей работе анализируются данные наблюдений ОС NO_2 на ВНС за период с 1979 по 2008 г. Регистрация спектров прошедшего через атмосферу солнечного излучения велась на спектрофотометре МДР-3. Спектральное разрешение прибора 0.4 нм, время записи одного спектра ~ 25 с. Содержание NO_2 рассчитывалось многоволновым методом Бугера по ослаблению излучения в спектральном интервале 430–452 нм.

Измерения проводились только в утреннее и вечернее время при полностью открытом солнечном диске. Спектры, испытавшие влияние мало заметных глазом облаков верхнего яруса, исключались по результатам оценки скорости изменения сигнала на разных длинах волн от спектра к спектру. Основную погрешность в измерения ОС NO_2 вносит неустойчивость оптического состояния атмосферы в период наблюдений. Учёт всех факторов, влияющих на точность определения ОС NO_2, дает оценку погрешности средних значений по утренней серии наблюдений 12% и по вечерней серии 15%.

Для анализа временной изменчивости NO_2 были отобраны только те дни, когда условия на-

блюдений оставались стабильными в течение всего времени измерений. Число таких дней в году около 100. Причем утром благоприятные условия реализуются в 1,5–2 раза чаще, чем вечером.

Основные статистические характеристики рядов ОС NO_2 представлены в табл. Вечерние значения превышают утренние. Их средние величины равны, соответственно, $(4.36\pm2.84)\cdot10^{15}$ и $(3.12\pm2.22)\cdot10^{15}$ мол•см$^{-2}$. Повторяемость и утренних, и вечерних значений ОС NO_2 близка к нормальному распределению. Отсутствуют резко повышенные значения, что говорит, прежде всего, о слабом антропогенном воздействии на состав тропосферы и подтверждает статус ВНС как фоновой станции.

На рис. 1а приведены среднемесячные значения ОС NO_2 по утренним измерениям на фоне среднего годового хода ОС NO_2. Ярко выражена сезонная изменчивость NO_2 и влияние вулканов. Заметна также гармоника, связанная с 11-летним циклом солнечной активности. Средний сезонный ход ОС NO_2 (рис. 2а) как по утренним, так и по вечерним измерениям в основном повторяет известные особенности сезонного хода стратосферной NO_2 в средних широтах северного полушария (см., например, [6–7]). Он практически точно следует изменению солнечной инсоляции. Максимальные значения ОС NO_2 наблюдаются в июле, минимальные – в январе, и составляют, соответственно, $4.6\cdot10^{15}$ и $1.9\cdot10^{15}$ мол•см$^{-2}$ для утренних значений и $6.5\cdot10^{15}$ и $3.0\cdot10^{15}$ мол•см$^{-2}$ – для вечерних. В течение дня и ночи содержание NO_2 медленно изменяется. На рис. 2б приведен средний сезонный ход разности Δ ОС NO_2 между вечерними и утренними значениями в процентах относительно среднего за день. Минимум Δ ОС NO_2 приходится на июль-сентябрь и составляет 36%, максимум – на март, 47%. Наблюдения стратосферной NO_2 сумеречным методом на станциях, расположенных на близких к ВНС широтах [5–7], дают в среднем изменения в течение года от 40 до 60%. При этом время достижения максимума приходится на лето в Северном полушарии и на конец весны – начало лета в Южном полушарии. Такие расхождения по величине и сезонному ходу между наблюдениями общего и стратосферного содержания NO_2 частично объяснимы различиями в учете тропосферной части слоя NO_2. Возможно, также сказываются неточности при оценке переходных процессов от ночи ко дню и ото дня к ночи в сумеречном методе. Косвенно это подтверждает совпадение положения максимумов Δ ОС NO_2 и общего содержания озона, с которыми NO_2 во время проведения измерений находится в состоянии близком к фотохимическому равновесию (рис. 2б).

Ярко выраженной особенностью рассматриваемого ряда данных является уменьшение ОС NO_2 после мощных вулканических извержений взрывного типа, которые сопровождались выбросами газов и пепла в стратосферу до высоты 25-28 км. Такие извержения отмечены на рис 1: Сент-Хеленс (США, март 1980 г.), Эль-Чичон (Мексика, март, 1982 г.), Пинатубо (Филиппины, апрель, 1991 г.) и Хадсон (Антарктида, август, 1991 г.). Наиболее мощным было извержение Пинатубо (индекс по количеству выброшенного вещества К=6). Спад ОС NO_2 начался в конце 1991 г. и достиг максимума по утренним и вечерним наблюдениям $0.7\cdot10^{15}$ мол•см$^{-2}$ (или 22% от среднего уровня) в первой половине 1992 г., примерно в то же время, когда достигла максимума концентрация субмикронного аэрозоля в стратосфере, образовавшегося из вулканических газов. Влияние вулкана прослеживается до начала 1996 г. Возможно, столь продолжительный эффект частично связан с влиянием вулкана Хадсон и нескольких других сильных извержений с индексом К=4, произошедших в этот период (рис. 3). Извержения Сент-Хеленс и ЭльЧичон (К=5) были несколько слабее Пинатубо. Из-за расположения на близких к ВНС широтах эти вулканы вызвали хотя и менее продолжительные депрессии ОС NO_2, но примерно такие же по величине (20–25%). Вероятно, сказалась высокая активность в этот период других вулканов (рис. 1).

Снижение стратосферного содержания NO_2 на сети NDAAC после извержения вулкана Пинатубо сильно варьировало от станции к станции [6]. На близких к ВНС широтах оно достигало 30–36% по утренним наблюдениям и 20–25% по вечерним. Только две станции − Иссык-Куль (42.6^o с.ш.) и Лаудер (45.0^o ю.ш.) − вели измерения во время извержения ЭльЧичон, и они дали снижение стратосферной NO_2 около 10–15% [6,7].

Вариации общего содержания NO_2 по утренним и вечерним наблюдениям на ВНС с 1979 по 2008 г и средние значения за день (10^{15}мол•см$^{-2}$)

	Макс.	Мин.	Среднее	Стд.откл.	Медиана	Мода	Персентили		
							25%	75%	95%
Утро	6.5	0.1	3.12	1.11	3.06	3.18	2.33	3.97	4.90
Вечер	8.8	0.3	4.36	1.42	4.12	2.94	3.22	5.39	6.79
День	7.0	0.8	3.56	1.16	3.39	5.46	2.69	4.43	5.51

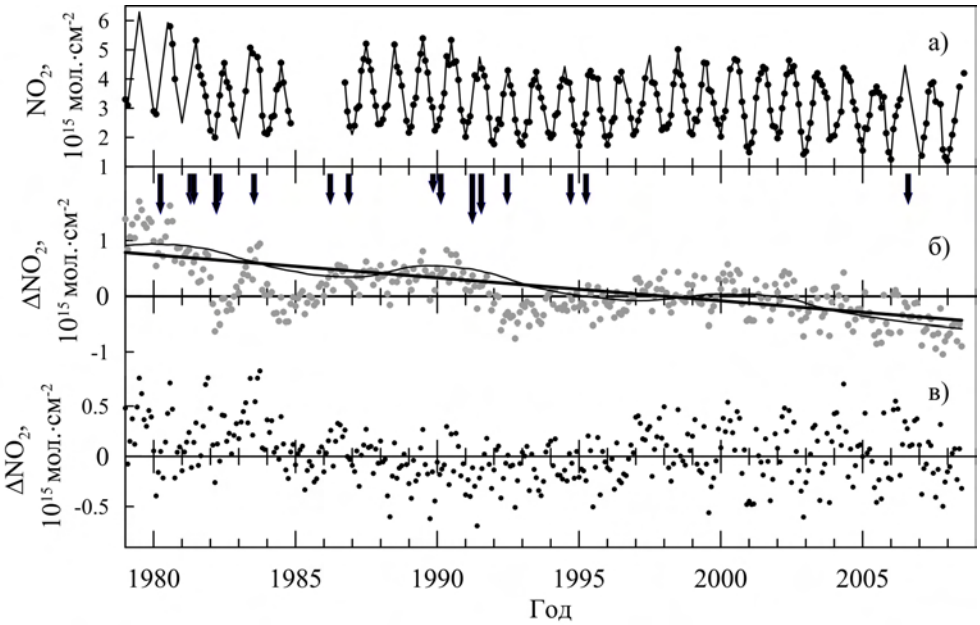


Рис. 1. Среднемесячные утренние значения содержания NO_2 по наблюдениям на Высокогорной научной станции (а), отклонения ОС NO_2 от среднего годового хода (б), остаточный ряд после исключения влияния вулканов, тренда и 11-летнего цикла (в). Время вулканических извержений отмечено стрелками, размер которых пропорционален величине индекса вулканической активности К (от 4 до 6, см. текст).

В период действия Сент-Хеленс регулярных наблюдений стратосферной NO_2 не проводилось. Можно предположить, что вулканический аэрозоль не только способствовал изменению газового состава стратосферы, но и резко изменил её оптические характеристики [10]. Трудности точного учета этих процессов намного заметнее сказываются на достоверности данных наблюдений сумеречным методом, чем наблюдений по прямому солнечному излучению.

После исключения годового хода и вулканических аномалий можно оценить влияние солнечной активности (рис. 1б). Для средних годовых значений увеличение ОС NO_2 от минимума 11-летнего солнечного цикла к максимуму составляет около 11% по утренним данным и 7% по вечерним. Влияние солнечной активности по-разному проявляется в разные сезоны. Максимальные изменения отмечаются весной-летом, а минимальные – осенью-зимой. Похожие среднегодовые отклонения 12% получены в [6] для стратосферной NO_2 на станции Звенигород (55.7^o с.ш.) и меньшие на Юнгфрауйох (46.5^o с.ш.) и Мосири (44.4^o с.ш.), соответственно, около 6 и 3% (утренние данные). На других широтах вариации стратосферной NO_2 также большие. Наблюдения на ВНС охватывают почти три полных цикла 11-летней солнечной активности, что позволяет корректно оценить тренд ОС NO_2. В линейном приближении тренд ОС NO_2 при 95%-ом доверительном интервале за период с 1979 по 2009 г. составляет −7.6±2.4% за 10 лет для утренних значений и −6.7±2.6% за 10 лет для вечерних. Скорость снижения ОС NO_2 неравномерная в течение всего периода. Она резко увеличилась после 1999 г. как по утренним, так и вечерним измерениям. Изменчивость трендов от сезона к сезону значительна. Максимальная его

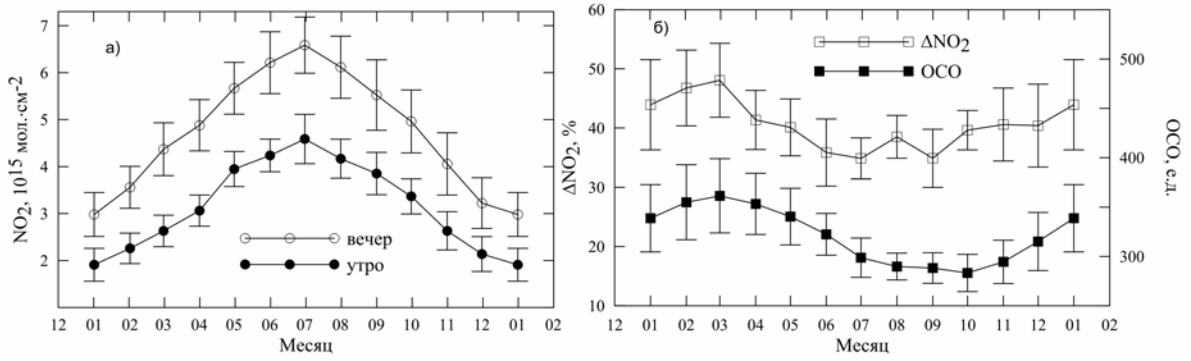


Рис.2. Годовой ход ОС NO_2 по утренним и вечерним измерениям (а), годовой ход общего содержания озона (ОСО) и разности между вечерними и утренними значениями ΔОС NO_2 в процентах относительно средних за день.

величина (утренние наблюдения) приходится на зимний период –14.3%, минимальная – на летний, около –6.6% за 10 лет. В работе [6] сделаны оценки линейных трендов стратосферного содержания на сети NDAAC по состоянию на 2004–2006 гг. Продолжительность наблюдений на них (исключая Лаудер и Иссык-Куль) не превышала 1,5 солнечных цикла. Трудности выделения вклада солнечной

активности и извержения Пинатубо в начальный период работы сети привела к большому расхождению оценок, в том числе и для средних широт северного полушария: от –11±5% на станции Мосири до +2.6±2.1% на станции Иссык-Куль.

Большие расхождения в оценках тренда на сети NDAAC говорят о сильном влиянии региональных особенностей оптического состояния атмосферы на восстановление стратосферной NO_2. Кроме того, высокие концентрации NO_2 в нижней тропосфере антропогенного происхождения могут оказывать заметное влияние на измерения [11]. Соответственно, наблюдающийся в Европе в последние два десятилетия отрицательный тренд эмиссий NO_x может сказываться в оценке стратосферных изменений.

Анализ остаточного ряда ОС NO_2 (рис. 1в) говорит о наличии колебаний с периодом около 28 месяцев и 4-х лет. Эти периодичности можно связать с квазидвухлетней цикличностью (КДЦ) и эффектом Эль-Ниньо. Изменение ОС NO_2 в течение одного цикла Эль-Ниньо составляет примерно 8.5%. ОС NO_2 при переходе от западной фазы (ЗФ) к восточной фазе (ВФ) КДЦ увеличивается на 6.6%. Максимальные значения ОС NO_2 приходятся приблизительно на максимум восточного ветра в экваториальной области на уровне 30 гПа, минимальные – на максимум западного ветра. Впервые возможная связь между ОС NO_2 и КДЦ была отмечена в [9]. Анализируемый в настоящей работе ряд подтверждает полученные ранее результаты, но из-за высокой изменчивости остаточного ряда связь ОС NO_2 с КДЦ и Эль-Ниньо нельзя считать достоверно установленной. Однако стоит отметить существенное различие в величинах трендов ОС NO_2 для ВФ и ЗФ. Они равны, соответственно, –13.1±3.4% и –7.5±4.0% при 95%-ом доверительном интервале. Расхождения в трендах привели к превышению ОС NO_2 ЗФ над ОС NO_2 ВФ после 1999 г. Причем это увеличивающееся к концу периода наблюдений превышение имеет место только с ноября по апрель. Вероятно, сказывается общая тенденция в изменении переноса примесей в системе планетарных волн. В частности, с этим связан наблюдающийся с середины 90-х годов положительный тренд содержания NO_2 в полярной стратосфере [6] и связь аномалий содержания озона в средних широтах с КДЦ в весенний период.

Рассмотренные периодические процессы, тренд и вулканические воздействия определяют около 90% суммарной дисперсии среднемесячных значений ОС NO_2. Дополнительные изменения могут быть связаны с аномальными динамическими процессами в системе планетарных волн и фотохимическими взаимодействиями в полярной области. Характерной особенностью временной изменчивости ОС NO_2 является высокая степень согласия с изменениями общего содержания озона, для измерений которого используется аналогичный подход. Это существенно повышает ценность приведенного в работе ряда данных.

Авторы выражают благодарность И.К. Ларину за предоставление результатов расчетов воздействия солнечной радиации на концентрацию NO_2 в атмосфере. Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 10-05-00272 и 10-05-01014).

Список литературы.

1. *Crutzen P.J.* The influence of nitrogen oxides on the atmospheric ozone content // Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 1970, 96, pp. 320–326.

2. *Brewer A.W., McElroy C.T.* Nitrogen dioxide concentrations in the atmosphere // Nature, 1973, 246, pp. 129–133.

3. *Noxon J.F., Whipple E.C., Hyde R.S.* Stratospheric NO2.1. Observational method and behavior at mid-latitudes // Geophys. Res., 1979, V. 84, № C8, pp. 5047–5065.

4. *Kerr J.B., Evans W.F.J., McConnell J.C.* The effects of NO_2 changes at twilight on tangent ray NO_2 measurements//Geophys. Res. Lett., 1977, V. 4, pp. 577–580.

5. *Liley J.B., Johnston P.V., McKenzie R.L. et al.* Stratospheric NO_2 variations from a long time series at Lauder, New Zealand// J. Geophys. Res., 2000, V. 105, № D9, pp. 11633-11640.

6. *Груздев А.Н.* Широтная зависимость вариаций стратосферного содержания NO_2 // Известия РАН. Физика атмосферы и океана, 2008, Т. 44, № 3, с. 345-359.

7. *Кашин Ф.В., Арефьев В.Н., Вшератин К.Н. и др.* Результаты экспериментальных исследований радиационно-активных составляющих атмосферы в центре Евразии// Известия РАН. Физика атмосферы и океана, 2000, Т. 36, № 4, с. 463-492.

8. *Еланский Н.Ф., Арабов А.Я., Сеник И.А.* О временной изменчивости общего содержания в атмосфере по наблюдениям над Северным Кавказом// Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1986, Т. 22, № 4, с. 363-372.

9. *N.F.Elansky, A.Ya.Arabov, O.V.Makarov, V.V.Savastyuk, I.A.Senik* Measurements of the total column amount of NO at Kislovodsk observatory in 1979–1990.//In: "Ozone in the Troposphere and Stratosphere". NASA Conf. Publ., 1994, № 3266, pp. 675-678.

10. *Еланский Н.Ф., Кадышевич Е.А., Савастюк В.В.*, Поляризация сумеречного неба: эксперимент и численное моделирование // Физика атмосферы и океана, 1993, Т. 29, № 4, с. 515-524.

11. *Gruzdev A.N., Elokhov A.S.* Spectrometric Measurements of NO_2 in the Near-Surface Layer at Zvenigorod, Russia// Proc XX Quadrennial Ozone Symp., Greece, 2004, pp. 965-966.

Оценка влияния аппаратных и методических факторов на погрешность определения содержания двуокиси азота в столбе атмосферы

И.И. Бручковский[1], А.Н. Боровский [1,2], В.С. Демин[1]

[1] Национальный научно-исследовательский центр мониторинга озоносферы, ул. Курчатова, 7, Минск.
[2] Институт физики атмосферы РАН, пер. Пыжевский, 3, Москва.
e-mail: bruchkovsky2010@yandex.ru

Введение

Двуокись азота является активной атмосферной составляющей, которая поступает в атмосферу, как естественным образом, так и в результате деятельности человека. В естественной среде двуокись азота генерируется пожарами, грозами и микроорганизмами в почвах. Увеличение концентрации двуокиси азота в воздухе происходит за счет процессов горения, частично из-за азотных компонент топлива, но в основном путем прямого соединения кислорода и азота в пламени. Двуокись азота участвует в формировании кислотных дождей, генерирует приземный озон (который является сильным загрязнителем).

Вопросу мониторинга содержания двуокиси азота в воздухе уделяется все большее внимание во многих странах. Поэтому актуальной является задача разработки приборов и методов для определения содержания двуокиси азота в атмосфере.

Целью данной работы было исследование аппаратных и методических факторов, влияющих на погрешность определения содержания двуокиси азота в столбе атмосферы. Обсуждается влияние ширины спектрального диапазона, используемого в процедуре восстановления содержания двуокиси азота в столбе атмосферы, на точность последнего.

Метод

Существуют различные методы измерения общего содержания атмосферных микропримесей, которые можно условно разделить на локальные и дистанционные. Применение локального метода дает информацию о концентрации микропримеси в некоторой точке. Дистанционные методы применяются, когда необходима информация о пространственном и временном распределении концентрации микропримеси вдоль некоторой трассы, или об общем содержании в столбе атмосферы.

Дистанционные измерения реализуются с использованием спектральных методов, наиболее универсальными из которых являются методы абсорбционной спектроскопии. Первые измерения содержания двуокиси азота были сделаны Brewer *et al.* (1973), Noxon (1975), Кузнецов и Нигматуллина (1977). В настоящее время для дистанционного мониторинга распределенных в атмосфере микропримесей широко используется методика дифференциальной оптической абсорбционной спектроскопии (DOAS – Differential Optical Absorption Spectroscopy).

Метод DOAS использует уравнение Бугера-Ламберта-Бэра в следующем виде [1]:

$$I(\lambda) = I_0(\lambda) \cdot \exp\left(-\sum_{i=0}^{k-1} \sigma_i(\lambda) \cdot X_i + \sigma_R(\lambda) \cdot X_R + \sigma_{SC}(\lambda) \cdot X_{SC} \right)$$

где $I_0(\lambda)$ – внеатмосферный солнечный спектр, $I(\lambda)$ – спектр излучения в конце пути, $\sigma_i(\lambda)$ – сечение поглощения *i*-ой газовой микропримеси, c_i – концентрация *i*-ой газовой микропримеси, Наклонное содержание *i*-ой газовой микропримеси: $X_i = c_i \cdot L$. Его понимают как число молекул *i*-ой газовой микропримеси, приходящееся на трубку сечением 1 $см^2$ вдоль наиболее вероятного из всех возможных путей луча света L, попавших в спектрограф. Ринк-эффект и рэлеевское рассеяние представляются как две дополнительные микропримеси с сечениями поглощения $\sigma_R(\lambda)$ и $\sigma_{SC}(\lambda)$ и наклонными содержаниями X_R и X_{SC} соответственно.

Метод DOAS позволяет определить содержания примесей в наклонном столбе атмосферы X_i (наклонные содержания). Для получения содержаний примеси в вертикальном столбе требуется привлечение модели переноса излучения. Недостатком этого метода является сложность в интерпретации полученных непосредственно из спектров, наклонных содержаний микропримесей, сложности моделирования переноса излучения, что необходимо для решения обратной задачи (задачи нахождения коэффициентов пропорциональности между наклонными и общими содержаниями микропримесей).

Приборы

В настоящее время для реализации методики DOAS широко используются матричные спектрографы изображения, которые регистрируют рассеянный свет из зенита неба. С помощью такого прибора можно производить регистрацию спектра в интервале 30 – 60 нм за время экспозиции несколько секунд. Прибор такого типа (на базе спектрографа ORIEL MS260) находится на минской озонометрической станции. С 2010 года с его помощью в режиме реального времени регистрируются спектры рассеянного солнечного света из зенита и производятся вычисления наклонных содержаний двуокиси азота при помощи методики DOAS. Ввод излучения в спектральный модуль производится при помощи оптоволоконного кабеля, который соединяется непосредственно с входной щелью спектрографа.

Для сравнения и анализа возможностей методики MAX-DOAS на минской озонометрической станции была создана экспериментальная установка на базе спектрографа ORIEL MS257, ввод излуче-

ния в который производится при помощи оптической системы, состоящей из зеркала и согласующей линзы. Зеркало имеет одну степень свободы, и приводится в движение шаговым электродвигателем, так что существует возможность регистрировать спектры рассеянного солнечного света под различными углами возвышения к горизонту (0˚, 2˚, 5˚, 10˚, 30˚, 90˚). Характеристики оптической системы были подобраны таким образом, чтобы без значительной потери светосилы уменьшить количество попавшего в прибор рассеянного света.

В таблице 1 представлены основные параметры приборов, использованных в эксперименте.

Таблица 1

Параметры сравниваемых приборов

Прибор	FWHM, нм	Поле зрения	Датчик
MS257 (MAX-DOAS)	0.5	6˚	Andor Technology, 1024×256
MS260	0.7	8˚	

Эксперимент

Целью эксперимента было сравнить погрешности в определении двуокиси азота двумя приборами в зависимости от длины спектрального интервала, который обрабатывается по методике DOAS. Кроме того ставилась задача исследовать возможности методики MAX-DOAS.

Для эксперимента были выбран абсолютно безоблачный день. На протяжении этого дня регистрировались спектры рассеянного из зенита солнечного света при помощи двух установок: на базе спектрографа MS257 (MAX-DOAS) и спектрографа MS260.

За этот день двумя приборами было зарегистрировано более 1000 спектров. Для каждого прибора была разработана последовательность процедур, при помощи которой спектры приводились к виду, необходимому для обработки по методике DOAS. Заключительная обработка проводилась при помощи программы WinDOAS [2].

Расчет наклонных содержаний проводился для различных интервалов длин волн в диапазоне 415 – 475 нм. Использованные сечения поглощения приведены в таблице 2.

Получены дневные ходы, а также величины погрешностей наклонного содержания двуокиси азота в столбе атмосферы для безоблачного дня в зависимости от используемого интервала длин волн.

Для исследования возможностей методики MAX-DOAS, были выбраны дни с высоким, средним и низким содержанием двуокиси азота. Были проанализированы метеоусловия, при которых зафиксированы высокие содержания двуокиси азота.

Таблица 2

В-во	Источник сечения поглощения	Температура, К
NO_2	*A-C. Van Daele, BIRA-IASB (5-12-1996)*	*298*
O_3	*K. Bogumil, J. Orphal, and J. P. Burrows*	*273*
O_4	*Hermans et al*	*296*
H_2O	*A-C. Van Daele, BIRA-IASB (Feb 2003)*	*298*

Обсуждение результатов

В ходе измерения одной и той же величины (наклонного содержания двуокиси азота), проводившегося в одном и том же месте (ННИЦ МО БГУ, Минск, Курчатова 7) двумя аналогичными приборами (MS257 и MS260), по

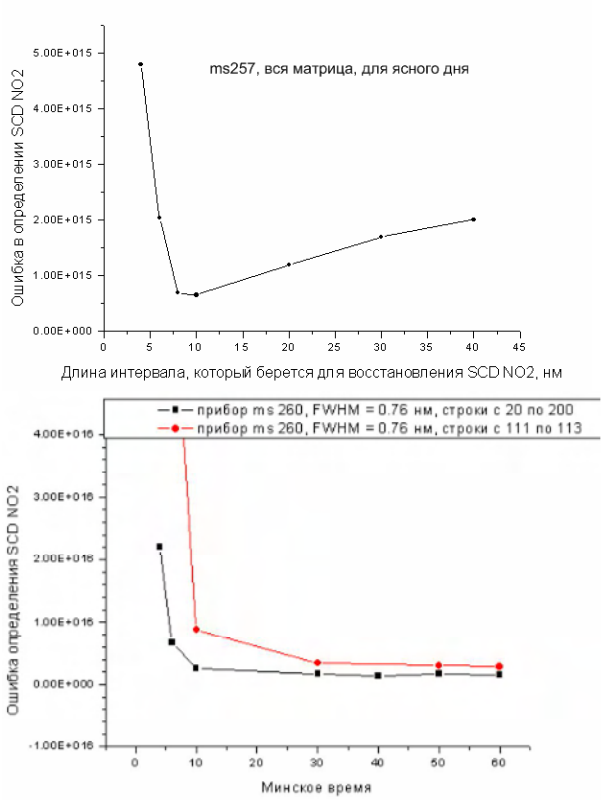


Рис. 1. Ошибка в определении наклонного содержания двуокиси азота в зависимости от интервала длин волн

одной и той же методике (DOAS), одним и тем же алгоритмом с одинаковыми входными параметрами, были выявлены следующие закономерности.

Во-первых, мы получили на порядок меньшее значение погрешности в определении содержания двуокиси азота у прибора MS257 (MAX-DOAS). Проведенное исследование показало, что этот факт можно объяснить лучшим соотношением сигнал/шум у прибора, оснащенного согласующим звеном между входным узлом и входной щелью спектрографа. Другими словами, наличие промежуточной согласующей оптики уменьшает количество рассеянного света, попавшего в спектрограф.

Во-вторых, ошибка в определении наклонного содержания двуокиси азота зависит от выбора интервала длин волн, используемого для анализа. Также можно заметить различный тренд в ошибках при определении наклонного содержания двуокиси азота (см. рис. 1). Спектры, полученные при помощи приборов, обрабатывались в разных спектральных интервалах. Оказалось, что для прибора MS257 (MAX-DOAS) существует некая оптимальная ширина обрабатываемого участка спектра для восстановления наклонного содержания двуокиси азота. В

данном случае эта ширина составила 10 нм, и при таком выборе обрабатываемого спектрального диапазона, мы получили минимальную ошибку восстановления наклонного содержания.

Подобрав интервалы длин волн так, чтобы погрешность в определении двуокиси азота была минимальна, произвели расчет относительного наклонного содержания двуокиси азота в течение дня для двух приборов (см. рис. 2).

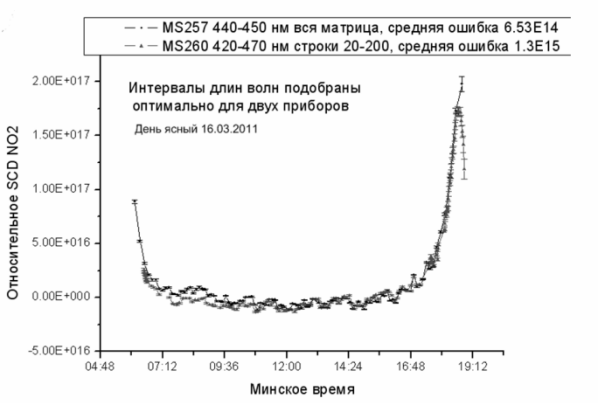


Рис. 2. Относительное наклонное содержание двуокиси азота, измеренное двумя приборами: кружки – MS257, треугольники – MS260

С использованием прибора MAX-DOAS предложен метод определения высоты слоя максимальной концентрации двуокиси азота без привлечения модели переноса излучения.

За период наблюдений прибором MAX-DOAS были выбраны дни с высоким, средним и низким содержанием двуокиси азота. После чего, с использованием вышеописанных результатов, для этих дней были получены дневные ходы наклонных содержаний. Ожидалось, что наклонные содержания для угла возвышения телескопа 0˚, будут больше, чем наклонные содержания для остальных углов возвышения телескопа. Другими словами, если предположить, что двуокись азота распределена в тропосфере равномерно, то с уменьшением угла возвышения телескопа, путь света в атмосфере будет увеличиваться. Однако в эксперименте этого не происходило. Оказалось, что максимальные значения наклонного содержания наблюдаются для углов 2˚ и/или 5˚. Поэтому, можно предположить, что двуокись азота распределена не равномерно, но в виде слоя, который расположен на некоторой высоте от поверхности земли (см. рис. 3).

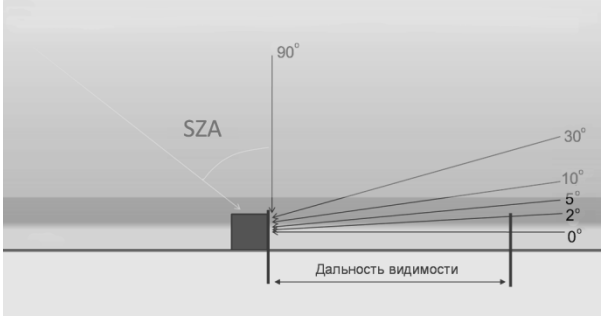


Рис. 3. При углах возвышения телескопа 2˚, 5˚, наклонные содержания больше, чем при угле 0˚. Этот факт можно объяснить наличием слоя повышенной концентрации двуокиси азота на некоторой высоте.

Зная угол возвышения и дальность видимости [3] в момент наблюдения, можно произвести оценку высоты расположения слоя двуокиси азота по формуле $h = D \cdot tg\alpha$, где D – дальность видимости в момент наблюдения, α – угол возвышения телескопа, при котором наблюдается максимальное значение наклонного содержания двуокиси азота, h – высота расположения слоя максимальной концентрации двуокиси азота.

Пример картины наклонных содержаний для дня со средним содержанием двуокиси азота в атмосфере приведен на рис. 4.

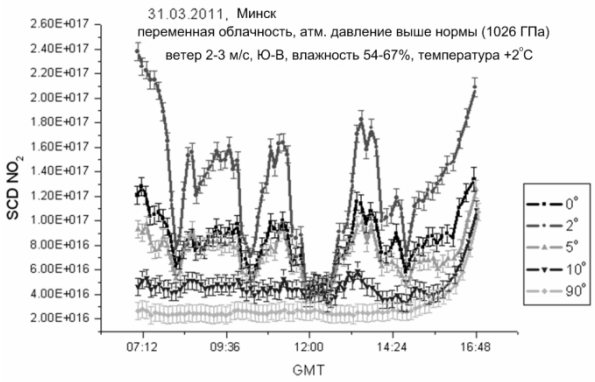


Рис. 4. При угле возвышения телескопа 2˚, наклонные содержания больше, чем при угле 0˚ для всех зенитных углов солнца. Этот факт можно объяснить наличием слоя повышенной концентрации двуокиси азота на высоте $h = 10км \cdot tg2^o = 350м$

Заключение

Для каждого отдельно взятого прибора существует оптимальный спектральный интервал, при котором ошибка в определении той или иной микропримеси будет минимальной. Этот интервал должен содержать линии поглощения исследуемой микропримеси и быть не слишком малым, но достаточным для того, чтобы вместить в себя спектральные особенности, характерные для данной микропримеси. В то же время он должен быть не слишком большим, так как в случае неточной юстировки отдельных элементов оптической схемы спектрографа, аппаратная функция спектрографа для различных участков матрицы будет существенно различаться.

Таким образом, чтобы уменьшить ошибку в определении наклонного содержания двуокиси азота, желательно строить оптическую схему регистрирующего устройства с использованием согласующего элемента. Уменьшить ошибку определения наклонного содержания двуокиси азота также можно следующими способами: использовать в качестве опорного один из спектров, зарегистрированных данным спектрографом (а не искусственно созданный) и более тщательно выбирая спектральный интервал, в пределах которого происходит расчет.

В ходе обработки данных, полученных прибором MS257 (MAX-DOAS), выяснилось, что при некоторых углах возвышения телескопа, наклонные

содержания существенно отличаются от остальных. На основании этого факта, можно предположить слоистое распределение двуокиси азота в тропосфере. Кроме того, качественно отличается картина наклонных содержаний для дней с малыми и большими концентрациями двуокиси азота в атмосфере, а именно: при малых концентрациях, при всех углах возвышения, наклонные содержания для данного зенитного угла солнца почти одинаковые. При больших и средних концентрациях, наклонные содержания для данного зенитного угла различны. Поскольку главные источники двуокиси азота расположены в тропосфере, и метод MAX-DOAS наиболее чувствителен к тропосферным концентрациям, то можно сделать вывод, что по картине наклонных содержаний можно судить о наличии двуокиси азота в тропосфере. Другими словами, если наклонные содержания для разных углов возвышения телескопа и одного и того же зенитного угла солнца значимо отличаются, то в тропосфере присутствует двуокись азота. Этот вывод подтверждается наблюдениями в экологически чистом районе (биостанция озера Нарочь, Беларусь – см. рис. 5).

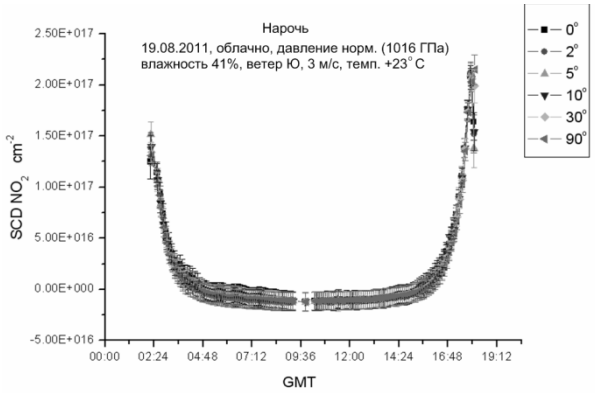


Рис. 5. При всех углах возвышения телескопа, наклонные содержания для каждого зенитного угла солнца одинаковые. Этот факт можно объяснить отсутствием двуокиси азота в тропосфере.

Полученные выводы можно без ограничения общности применять не только к диоксиду азота, но и к любой другой атмосферной микропримеси, чье наклонное содержание восстанавливается при помощи методики DOAS.

Список литературы

1. *Platt, U.* Differential Optical Absorption Spectroscopy / U. Platt, J. Stutz. – Springer, 2008. – 597 p.

2. *Caroline, F. Michel van Roosendael* WinDOAS 2.1 Software user manual – BIRA-IASB. 89 p.

3. *Wagner, T.* Comparison of box-air-mass-factors and radiances for Multiple-Axis Differential Optical Absorption Spectroscopy geometries calculated from different UV/visible radiative transfer models/ *Wagner, T. et al*// Atmos. Chem. Phys. 2007. V. 7, P. 1809–1833

Изменения климата Приволжского федерального округа и вопросы экологической безопасности

Н.А. Важнова[1], Ю.П. Переведенцев[1]

[1]Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань.
e-mail: Yuri.Perevedentsev@ksu.ru

В последние годы казанские метеорологи значительное внимание уделяют анализу климатических изменений на обширной территории Приволжского федерального округа (ПФО), выделяющегося многообразием природных условий сложившихся на территории Волжского бассейна и Предуралья. Этот интерес обусловлен необходимостью изучения регионального отклика на происходящее глобальное потепление климата и оценки последствий изменения в природных и социально-экономических процессах региона. Проблемам изучения глобальных и региональных климатических процессов посвящен цикл опубликованных авторами работ [4,5].

Многочисленные факты свидетельствуют, что современные изменения климата оказывают дестабилизирующее воздействие на природные процессы, экосистемы и экономику. Участившиеся жестокие засухи, лесные пожары, наводнения, зимние морозы и другие негативные явления преобразуют привычную среду обитания, увеличивают масштабы социально-экономических потерь и издержки их преодоления.

В настоящей работе главное внимание уделено изменению основных показателей климата на территории Приволжского Федерального округа за последние десятилетия (1955 – 2010 гг.). При этом особое внимание уделено температурно-влажностному режиму, проблеме пожароопасности в летний период и вопросам адаптации к изменяющимся климатическим условиям.

Исходные средние месячные данные температуры воздуха и сумм атмосферных осадков 215 метеостанций, относительно равномерно расположенных на территории округа и сопредельным территориям, методом объективной интерполяции были разнесены в узлы квадратной сетки с шагом 20 км и проведено пространственное и временное осреднение исследуемых величин по территории всего округа, отдельных его регионов, сезонам года. По исходным и пространственно осредненным временным рядам были рассчитаны характеристики описательной статистики, выполнен трендовый и корреляционный анализ, методом цифровой фильтрации выделены низкочастотные колебания (НЧК) с периодом более 10 лет.

Для оценки степени увлажнения и засушливости вегетационного периода широкое применение получил индекс Г.Т. Селянинова, который вычисляется по формуле:

$$ГТК=10\Sigma P/\ \Sigma T_{>10^o}, \qquad (1)$$

где ΣP – сумма осадков (мм) и $\Sigma T_{>10^o}$-сумма среднесуточных температур (ºС) за период с $T \geq 10$ºС.

Разной степени увлажнения соответствуют следующие градации ГТК: ГТК < 0,4 – очень сильная засуха; 0,4≤ ГТК <0,5 – сильная засуха;

0,5≤ ГТК <0,7 – средне засушливо; 0,7 ≤ ГТК ≤ 1,0 – недостаточно влажно;

1,0< ГТК ≤2,0 – достаточно влажно; ГТК > 2,0 – переувлажнено.

Агроклиматические исследования по связи между ГТК и урожайностью на примере яровой пшеницы показали, что максимальному урожаю соответствует ГТК равный 1,2. При ГТК<1,2 урожаи снижаются из-за развития засушливых явлений, а при ГТК>1,2 урожаи уменьшаются от переувлажнения [7].

ГТК служит характеристикой увлажненности территории (влагообеспеченности). Показатель ГТК хорошо согласуется с геоботаническими зонами: ГТК 1,3-1,1 соответствует лесной; 1,0-0,8 – лесостепной; 0,7-0,6 – степной; 0,5-0,3 – полупустынной и менее 0,3 – пустынной зонам при вычислении показателя за весь вегетационный период в пределах температур выше 10ºС.

Начиная с 1970-х годов в отечественных работах широкое распространение нашел показатель засушливости, предложенный Д.А. Педем:

$$S= (\Delta T/\ \sigma_T) – \Delta P/\ \sigma_P), \qquad (2)$$

где ΔT, ΔP– отклонения температуры воздуха и суммы осадков от нормы, σ_T, σ_P – средние квадратические отклонения средних месячных температур воздуха и осадков.

Тепловлагообеспеченность оценивается по следующей шкале:

S < -3,0 – сильное избыточное увлажнение; -3,0 ≤S< -2,0 – среднее избыточное увлажнение; -2,0 ≤S< -1,0 – слабое избыточное увлажнение; -1,0 ≤S< 1,0 – близкое к норме; 1,0 ≤S< 2,0 – слабая засуха; 2,0 ≤S< 3,0 – средняя засуха; S ≥ 3,0 – сильная засуха.

За рубежом используется индекс интенсивности засухи Палмерса.

Оценки разных классов пожарной опасности выполняются на основе расчетов индексов пожароопасности. Наибольшее распространение в России получили индексы пожароопасности (горимости) Нестерова [8]. В работе [2] потенциал пожароопасности I_F определяли по метеорологическим данным согласно формуле:

$$I_F=\Sigma(T_M – T_d)\cdot T_M, \qquad (3)$$

где T_M – максимальная температура в ºС, T_d – температура точки росы (зависящая от относительной влажности и температуры) в ºС, суммирование проводится для тех дней, когда количество осадков Р за сутки не превышает 3 мм. При Р> 3 мм величина I_F обнуляется. Принято разбивать значения

потенциала пожароопасности на 5 диапазонов. Условия с $I_F < 300$ (режим I) считаются непожароопасными, а в диапазонах 300-1000, 1000-4000, 4000-10000 и больше 10000 – соответственно режимы с малым (II), умеренным (III), высоким (IV) и экстремальным (V) уровнем пожароопасности.

Рассмотрим особенности изменения основных климатических показателей на территории ПФО. В работе проведена классификация режима температуры и количества осадков по характеру изменения низкочастотной компоненты с использованием показателя сходства векторов, в виде которых были представлены поля изменения межгодовых разностей НЧК. Установлено, что изменение температурного режима на исследуемой территории достаточно однородно. Лишь на крайнем севере округа (север Кировской области и север Пермского края) и на крайнем юго-востоке (южные районы Башкортостана, центр и восток Оренбургской области) имеют место некоторые отличия в долгопериодном ходе температуры от остальной части округа. Таким образом, на территории округа выявлено три разных по площади однородных района по изменению температуры. Атмосферные осадки отличаются существенно большей пространственно-временной неоднородностью, поэтому на территории ПФО можно выделить 7 районов по изменению сумм осадков. Наличие указанных районов свидетельствует о существенно неоднородном характере формирования температурно-влажностного режима ПФО под влиянием атмосферной циркуляции, состояния подстилающей поверхности и др.

Значения многолетней средней годовой приземной температуры (СГПТ) изменяются от 7,0ºС (юго-запад) до 0ºС (северо-восток). В центре округа СГПТ имеют порядок 3,0 – 4,0ºС, с запада на восток происходит понижение температуры от 4,5 до 1,5ºС. В возвышенных районах Башкортостана и на северо-востоке Пермского края формируются наиболее суровые условия. В январе многолетняя температура повышается от -18,0ºС (северо-восток) до -9,0ºС (юго-запад). Самые низкие температуры формируются в восточной половине региона. В июле изотермы ввиду доминирующего влияния радиационного фактора принимают зональный характер и многолетние температуры возрастают от 16,5ºС (северо-восток) до 24ºС (крайний юг). И если запад округа характеризуется достаточно мягким континентальным климатом, то восток – весьма суровым.

Межгодовые колебания температуры, характеризующиеся поведением среднего квадратического отклонения (СКО), наиболее выражены в январе (СКО порядка 4,0 – 5,0ºС), летний период более стабилен (СКО порядка 2ºС). Осредненные по территории округа значения СКО убывают от 4,4ºС (январь) до 1,7ºС (сентябрь).

Атмосферные осадки имеют более сложный характер изменений по территории и сезонам года, чем температура. Годовые суммы осадков возрастают с юга и юга-востока на север от 300 мм до 800 мм. Наибольшее количество осадков выпадает в предгорных районах Пермского края и Башкортостана. В холодный период распределение количества осадков наиболее неоднородное, на крайнем юго-востоке их выпадает меньше всего – 80 мм, а на севере территории и наветренных склонах Уральских гор до 280 мм. В теплый период на большей части территории ПФО распределение осадков имеет примерно зональный характер и уменьшается от 440 мм на севере до 200 мм на юго-востоке. Исключением являются крайние восточные районы округа, где под влиянием Уральских гор изогиеты располагаются меридионально вдоль склонов. На востоке Пермского края наблюдается максимум осадков теплого периода более 560 мм. В то же время в течение всего года отмечаются орографически обусловленные локальные максимумы, например, в районе Бугульмы – 380 мм, где сказывается влияние Бугульминско-Белебеевской возвышенности.

Линейная модель тренда обоснованно может быть применена лишь к рядам средней годовой температуры всего ПФО, где величина коэффициента наклона линейного тренда составляет 0,33°С/10 лет при коэффициенте детерминации 23,6%. Ряды средних температур теплого и холодного периода и, тем более, летнего и зимнего испытывают весьма значительные колебания в низкочастотной области. Еще большая низкочастотная изменчивость наблюдается в рядах средних месячных температур и в рядах сумм атмосферных осадков, поэтому далее рассматриваются результаты анализа изменений, как температуры, так и количества осадков определенные по сглаженной цифровой фильтрацией кривой.

Осредненная по территории округа СГПТ за весь исследуемый период выросла на 1,78ºС, а с 1972 по 2009 гг. (период наиболее существенных изменений климата) – на 1,54ºС. Причем наибольший рост наблюдался в северной части округа (1,87ºС), а наименьший в юго-восточной (1,52ºС). Динамика аномалий выделенной низкочастотной компоненты среднезимней и среднелетней температуры воздуха в ПФО показывает, что зимой с 1972 по 2009 гг. температура увеличилась на 2,65ºС, а летом лишь на 0,91ºС.

Известно, что современное потепление климата наиболее выражено в зимне-весенний период, однако в последние годы в связи с более частым формированием на востоке Европейской части России в летний период блокирующих антициклонов стали повышаться и летние температуры. Отметим также, что с начала XXI века рост зимних температур прекратился (рис.1).

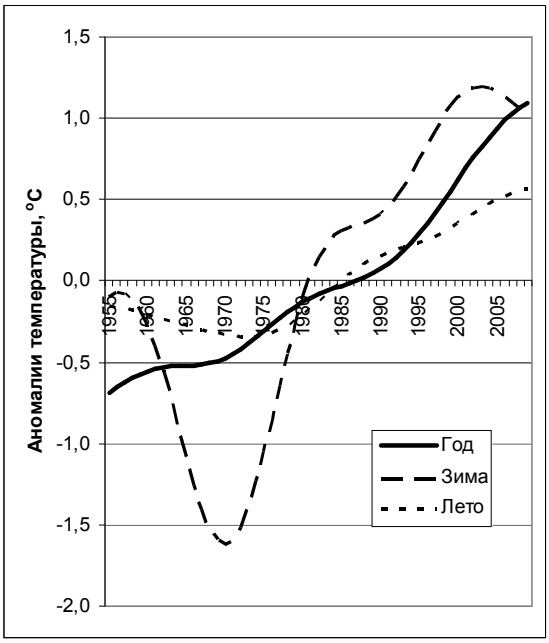


Рис. 1. Низкочастотная компонента (более 10 лет) аномалий температуры воздуха осредненной по территории Приволжского федерального округа.

Годовое количество осадков осредненных по территории ПФО имеет слабую тенденцию к росту обусловленную резким увеличением количества осадков с начала 70-х и до конца 80-х гг. XX столетия (рост по сглаженной кривой составил более 44 мм). Прирост осадков в это время происходил преимущественно за счет роста сумм летних осадков, который в начале 90-х сменился их уменьшением. С начала нового века летние суммы осадков в регионе практически не меняются. Зимой более слабое повышение количества осадков на величину около 20 мм продолжалось до начала XXI века, а далее наметилась тенденция к уменьшению сумм зимних осадков. Заметим, что минимум осадков за исследуемый период, как в холодный, так и в теплый период наблюдался в начале 1970-х годов (рис.2).

Расчет коэффициентов корреляции (r) между значениями индекса Северо-Атлантического колебания и среднемесячными температурами 40 станций ПФО в период 1966 – 2009 гг. показал, что Северная Атлантика наиболее активно действует на изменения температуры региона в зимний период, когда значения r достигают в отдельных случаях 0,5 – 0,6. Весной (апрель, май) связи имеют отрицательный характер. Таким образом, изменчивость температурного поля ПФО в период декабрь – февраль в значительной степени формируется под влиянием атмосферной и океанической циркуляции САК, что подтверждает факт влияния этого явления на европейский климат, отмеченное, в частности и в работе [1].

Положительные аномалии индекса САК отражают увеличение градиента давления над Северной Атлантикой и усиление западного переноса. При этом существенно активизируется циклогенез севернее 60ºс.ш., вследствие чего повторяемость циклонов на севере Евразии увеличивается почти на треть. Кроме того, по результатам Кларка [9] с соавторами в годы, когда значение индекса превышает стандартное отклонение, пути циклонов часто упорядочены – они проходят в основном по северо-западу Европы и вдоль побережья Арктики, препятствуя арктическому воздуху проникать в низкие широты. Такова схема формирования необычно теплых зим в Северной Евразии в 1989 – 1995 гг., в годы с экстремально большими значениями индекса САК. Очевидно, с перестройкой барического поля происходят существенные качественные изменения, усиливающие влияние Атлантики на востоке [6].

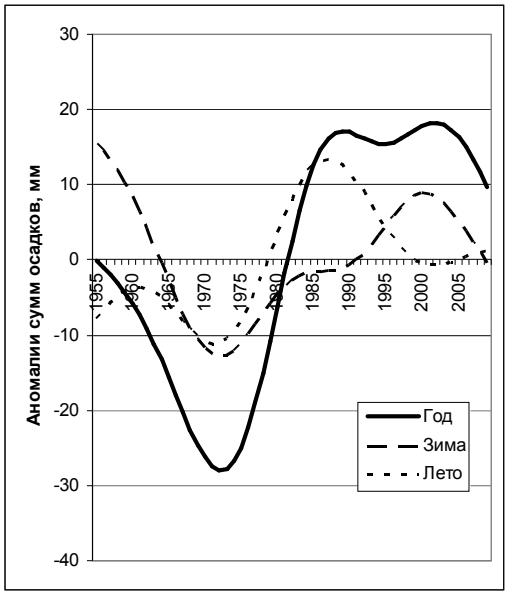


Рис. 2. Низкочастотная компонента (более 10 лет) аномалий количества осадков осредненных по территории Приволжского федерального округа.

Анализ рассчитанных значений индексов засушливости Педя и Селянинова для рассматриваемого периода свидетельствует также о наметившейся тенденции к развитию засушливых явлений и снижении увлажненности, что необходимо учитывать в сельском хозяйстве. В среднем по округу индекс Педя для периода наиболее активной вегетации (май – сентябрь) незначительно уменьшался с 70-х до второй половины 80-х годов прошлого столетия. В дальнейшем и до настоящего времени индекс Педя растет. При этом наиболее активное усиление засушливости имеет место на юго-востоке ПФО и так наименее увлажненной части округа.

Засушливые условия, как правило, связаны с возникновением блокирующих ситуаций в нижней тропосфере и у земли. Такие ситуации обычно охватывают большую территорию и продолжительны по времени, поэтому возникновение засухи регистрируется примерно на 25% станций. Избыточное увлажнение в теплый период года связано с циклонической деятельностью, динамические характеристики которой неустойчивы и редко охватывают большие районы и длительный период времени [3].

Анализ пространственно-временного распределения повторяемости (%) индекса горимости по классам опасности за период 1966 – 2010 гг. выявил зависимость потенциальной горимости леса от

времени года и географического положения. Так, повторяемость индекса горимости I класса (горимость отсутствует или слабая) с апреля резко понижается и достигает своего минимума в июле. Естественно, что горимость особо опасная и чрезвычайная более вероятна в летний период на юге и юго-востоке рассматриваемого региона, чем на севере. Следует отметить, что индексы засушливости Селянинова и горимости связаны между собой достаточно высокой корреляционной зависимостью, что вполне естественно.

Выделяется зональность в распределении индекса пожароопасности Нестерова, летом вероятность высокой пожароопасности больше, чем малой.

Критическая ситуация на территории округа сложилась летом 2010 г. в условиях жестокой засухи, когда в ряде мест округа индекс пожароопасности Нестерова достигал значения ~ 40 000. Этот год отмечен многочисленными пожарами лесных массивов, торфяников и даже населенных пунктов.

Таким образом, анализ наиболее полных и современных метеорологических данных по территории Приволжского федерального округа позволил выявить следующие закономерности региональных изменений климата:

1) Классификация режима температуры и количества осадков на территории ПФО по характеру изменения низкочастотной компоненты позволила выделить 3 однородных района по изменению температуры и 7 по изменению осадков;

2) Прирост средней годовой температуры по округу в зимний период составил 2,65ºС, а летом лишь 0,91ºС. Динамика изменений количества осадков имеет более сложный пространственно-временной характер. В целом в последние десятилетия в теплый период отмечается тенденция к засушливости, что необходимо учитывать в сельском и лесном хозяйствах;

3) Установлена зависимость температурного режима региона в зимний период от барико-циркуляционных процессов Северной Атлантики, способствующих потеплению. В то же время наметилась тенденция более частого формирования блокирующих ситуаций (стационарных антициклонов) в летний период, благоприятствующих образованию засух.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Блантер Е.М., Ле Муэль Ж.-Л., Шнирман М.Г., Куртийо В.* Сезонность европейского потепления: влияние тропиков // ДАН.– 2011.– Т. 440, №2.– С. 238 – 241.

2. *Мохов И.И., Чернокульский А.В., Школьник И.М.* Региональные модельные оценки пожароопасности при глобальных изменениях климата. ДАН. – 2006. –Т. 411, №6. – С. 808 – 811.

3. *Оганесян В.В.* Климатические изменения периодов засух и избыточного увлажнения на территории России. В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Том XXIV. М.: ИГКЭ, 2011. – С. 307 – 316.

4. *Переведенцев Ю.П., Шанталинский К.М.* Мониторинг глобальных и региональных изменений климата в тропосфере и стратосфере Северного полушария // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем.– Т. XXIV.– М, 2011.– С. 116 – 130.

5. *Переведенцев Ю.П., Верещагин М.А., Шанталинский К.М. и др.* Изменения климатических условий и ресурсов Среднего Поволжья. Казань: Центр инновационных технологий, 2011.– 295 с.

6. *Попова В.В., Шмакин А.Б.* Влияние североатлантического колебания на многолетний гидротермический режим Северной Евразии. Метеорология и гидрология. – 2003. – №5. – С. 62 – 74.

7. *Шашко Д.И.* Агроклиматическое районирование СССР. М., «Колос», 1967. – 247 с.

8. *Шерстюков Б.Г., Шерстюков А.Б.* Климатические условия потенциальной горимости леса в России в XX и XXI веках. Труды ВНИИГМИ-МЦД, 2007. – Вып. 173. – С. 137 – 152.

9. *Clark M.P., Serreze M.C. and Robinson D.A.* 1999. Atmospheric controls on Eurasian snow extent. Int. J. Climatology. Vol. 19. pp. 27 – 40.

Выявление климатической составляющей погодного сигнала с помощью вейвлет анализа

Д.Ю. Васильев[1], Я.Н. Шрамков[2]

[1] Башкирский государственный аграрный университет, ул. 50-летия Октября, 34, Уфа.
[2] Институт космических исследований РАН, ул. Профсоюзная, 84/32, Москва.
e-mail: vasilievdy@yandex.ru

Для долгосрочных прогнозов и понимания физических процессов, происходящих в атмосфере, часто используются различные математические методы, одним из которых является вейвлет-анализ [1]. В отечественной и иностранной литературе можно найти досаточно большое количество работ, посвященных этой теме [2-5]. На сегодняшний день существует несколько методик применения вейвлет-анализа в гидрометеорологической практике [6, 7]. В данной работе был использован алгоритм, подробно описанный в [8], по которому вейвлет коэффициенты исходного непрерывного ряда *x(t)* определяются с помощью интегрального оператора:

$$C_x(a,b) = \int_{-\infty}^{+\infty} x(t)\overline{\psi}_{a,b}(t)dt, \quad (1)$$

где $\psi_{a,b}(t) = \frac{1}{\sqrt{a}}\psi(\frac{t-b}{a})$. Материнская функция $\psi(t)$ может быть как действительной, так и комплексной. Для надежности интерпретации полученных результатов в качестве базисной функции использовались вейвлеты Морле и “Мексиканская шляпа”. В формуле (1) параметр *a* определял масштаб, а параметр *b* задавал временную локализацию вейвлета и отвечал за сдвиг. Спектр мощности вейвлет-преобразования определялся как модуль вейвлет коэффициентов следующим образом:

$$W_x(a,b) = |C_x(a,b)|^2 \quad (2)$$

При этом во внимание принимались периоды, которые отличались от “красного шума” в пределах 95% доверительной вероятности, а также циклы меньше “частоты Найквиста”.

Изложенная выше методика была применена с целью изучения климатических изменений при анализе температурных рядов по данным метеорологических станций (МС) Башкирии, как части Южного Урала. Основным моментом этого анализа было выявление низких частот исходного погодного сигнала и оценка их доли энергетического вклада. В качестве анализируемых данных использовались среднемесячные значения температуры атмосферного воздуха на высоте до 2 метров от поверхности земли, по трем МС Башкирии, расположенным в г. Уфе, г. Бирске и п. Чишмы. Взятые в исследование МС, предоставленные ФГБУ БашУГМС (Гидрометцентр РФ), характеризуются самым длинным по продолжительности наблюдений массивом данных. Изменение среднемесячных температур, определенных как функции времени, показало доминирование годичной гармоники (Рис. 1), что не является удивительным.

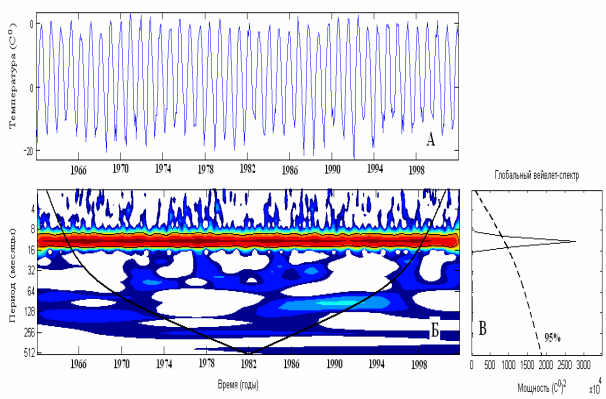


Рис. 1. Вейвлет-анализ среднемесячной температуры воздуха по наблюдениям МС г. Бирск. А – исходные данные; Б – карта локального спектра мощности; В - глобальный спектр мощности с индикацией доверительной вероятности.

Для минимизации этих сезонных годовых колебаний, исходный температурный ряд первоначально был сглажен с помощью метода скользящего среднего, с окном в один год. Проведенная таким образом процедура сглаживания первоначальных данных не дала, однако, желаемого результата, поскольку большинство частот сигнала пропало вследствие особенностей метода осреднения (Рис. 2.).

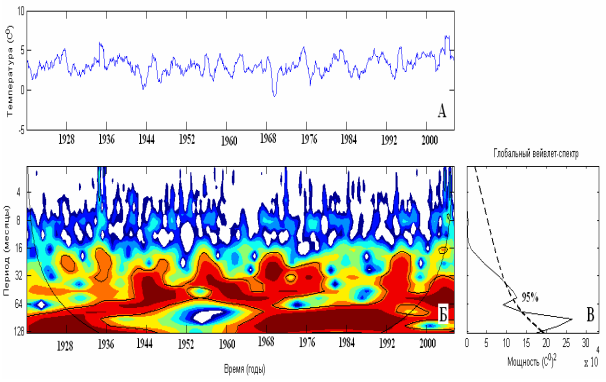


Рис. 2. Вейвлет-анализ сглаженных среднемесячных температур воздуха наблюдений по МС п. Чишмы. А – исходные данные; Б – карта локального спектра мощности; В - глобальный спектр мощности с индикацией доверительной вероятности.

Для более эффективного избавления от влияния годового цикла и сохранения остальных составляющих сигнала, исходный массив температур был преобразован в среднегодовые значения. Главным недостатком этой процедуры является сокращение длины исследуемого статистического

ряда наблюдений. Определение периодов осцилляций исходного сигнала производилось на основе глобального спектра мощности (Рис. 3). Вейвлет-анализ, преобразованного таким образом температурного массива, позволил выявить периоды продолжительностью 4, 8 лет, а также 11 и 22-летние циклы.

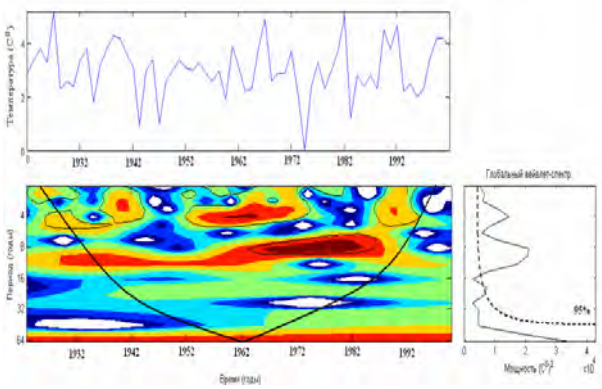


Рис. 3. Вейвлет-анализ среднегодовых температур воздуха наблюдений по МС г. Уфа. А – исходные данные; Б – карта локального спектра мощности; В - глобальный спектр мощности с индикацией доверительной вероятности.

Таким образом, применение вейвлет-анализа на основе вейвлетов Морле и “Мексиканская шляпа” к гидрометеорологическим рядам помогло выявить пространственно-временную специфику в колебаниях температуры на исследуемой территории Южного Урала. Сравнение этого метода с первоначальным методом сглаживания показало преимущество вейвлет-анализа и ограниченность метода скользящего среднего, в котором наиболее эффективно проявляется учет только среднегодовых значений при исследовании климатических особенностей.

Список литературы

1. *Астафьева, Н.М.* Вейвлет–анализ: основы теории и примеры применения // УФН. 1996, Т. 166, вып. 11, С. 1145–1170.

2. *Астафьева Н.М*. Анализ долговременной структуры индекса Южного Колебания и событий Эль–Ниньо // Изв. РАН сер. ФАО. 1997, т. 33, Т. 6, с. 850 – 859.

3. *Даценко Н.М., Сонечкин Д.М*. Вейвлетный анализ временных рядов и динамика атмосферы // Изв. ВУЗов. сер. Прикладная нелинейная динамика. 1993, т. 1, № 1/2, с. 9 – 14.

4. D. *M. Sonechkin and N. M. Datsenko*. Wavelet Analysis ofNonstationary and Chaotic Time Series with an Application to the Climate Change Problem. // Pure and Applied Geophysics. 2000, Vol. 157, pp. 653 – 677.

5. *K-M. Lau, Hengyi Weng*. Climate signal detection using wavelet transform: How to make a time series sing. // Bull. Am. Meteorol. Soc, 1995, V. 76, P. 2391–2402.

6. *Gilman, D. L., F. J. Fuglister, and J. M. Mitchell Jr*.,: On the power spectrum of “red noise.” J. Atmos. Sci., 1963. V. 20, P. 182–184.

7. *Lau, K.-M., and H.-Y. Weng*,: Climate signal detection using wavelet transform: How to make a time series sing. Bull. Amer. Meteor. Soc., 1995. V. 76, P. 2391–2402.

8. *Torrence C., Compo G.P*. A practical guide to wavelet analysis // Bull. Am. Meteorol. Soc., 1998, V. 79. P. 61-78.

Прогнозирование распространения загрязнений в атмосфере с использованием программного комплекса FlexPart & FlexGraph и наземных инструментальных измерений

Ю.В.Власова[1], А.Н.Рублев[1]

[1] ФГБУ «НИЦ»Планета», Большой Предтеченский пер., д.7, Москва.
e-mail: volhonoko@mail.ru

В результате взрыва вулкана в атмосферу попадает большое количество пепла. Это влияет на экологическую обстановку территорий и может повлечь за собой экономические убытки, связанные с нарушением движения воздушного транспорта. Чтобы принимать обоснованные решения о тех или иных действиях по обеспечению безопасности необходимо владеть достоверной информацией о распространении вулканического облака над территорией государства, о скорости и трансформации таких облаков. Для этого желательно иметь программный комплекс, позволяющий отслеживать передвижения загрязняющих масс. Такой программный комплекс был разработан в НИЦ «Планета». Комплекс состоит из двух частей.

Первой частью является программа Норвежского института воздушных исследований FlexPart (версия 8.2 от 2010 г) [1]. Она осуществляет моделирование переноса загрязняющих примесей. Программа находится в свободном доступе (http://transport.nilu.no/flexpart). FlexPart может использовать метеорологические данные из различных источников: например, из европейского центра ECMWF или американского NCEP. Данные поступают в формате GRIB (GRIdded Binary). Этот формат принят в качестве стандарта Всемирной метеорологической организацией.

В основу моделирования переноса в программе положена модель Лагранжа: распространение примеси представлена в виде последовательности отдельных клубов. Для решения уравнений используется метод Монте-Карло, при котором основная траектория частиц в пространстве определяется полем ветра, а распространение в направлениях, перпендикулярных к траектории, моделируется случайным образом с учетом гравитационного осаждения и турбулентного перемешивания. Концентрацию примеси в каждой точке представляют как сумму вкладов от каждого клуба. В программе FlexPart предусмотрено моделирование переноса различных примесей с учетом их фазового состава, химических и физических свойств. В качестве исходных данных по координатам и мощности источников выбросов могут использоваться результаты наблюдений, получаемые от космических, авиационных и наземных средств наблюдения. Одновременно могут задаваться несколько источников загрязнения.

Второй частью является программа FlexGrahp, специально разработанная в НИЦ «Планета». Приложение FlexGraph написано на языке программирования C# и работает на платформе Windows (версия 2000 или позднее). Оно полностью автоматизировано и требует для своего запуска только указания местонахождения бинарных выходных файлов модели FlexPart с распределениями концентраций примеси для визуализации и анализа распространения вулканического облака. Общий вид программного комплекса представлен на рис.1:

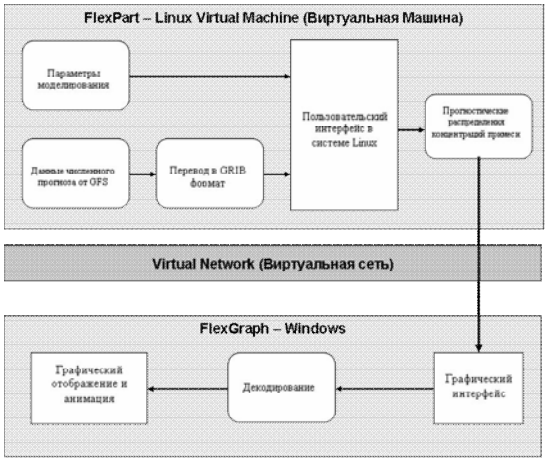


Рис.1. Общий вид программного комплекса FlexPart&FlexGraph.

Программа создана для визуализации и интерактивного анализа данных, загружаемых программой FlexPart. Можно выбрать любой слой атмосферы, в котором проводится измерений концентрации, а также в любой момент времени моделирования карта может быть запомнена в виде отдельного графического файла (Рис.2).

В меню программы предусмотрен выбор отображаемых объектов – населенные пункты, площадная и линейная гидрография. Масштаб карты также может изменяться. FlexGraph дает информацию о дате/времени текущей визуализации. Временная шкала показана в виде горизонтального индикатора выполнения для просмотра изображения в любой момент времени, для которого есть данные FlexPart.

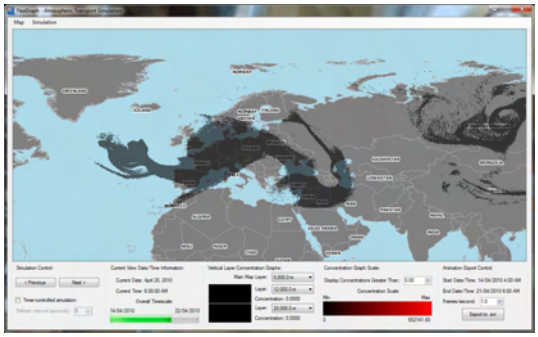


Рис.2. Пример визуализации распространения вулканического облака.

Для проверки правильности использования программы FlexPart и адекватности графического отображения производилось моделирование распространения загрязнения АЭС «Фукусима». Полученные результаты сравнивались с результатами, которые публиковались разработчиками программы FlexPart (http://transport.nilu.no/products/fukushima).

Результаты сравнения показаны на рис.3 и рис.4. На рис.3 представлены поля концентраций ксенона Xe-133, полученные в Норвежском институте воздушных исследований (NILU). На рис.4 – результаты расчетов НИЦ «Планета».

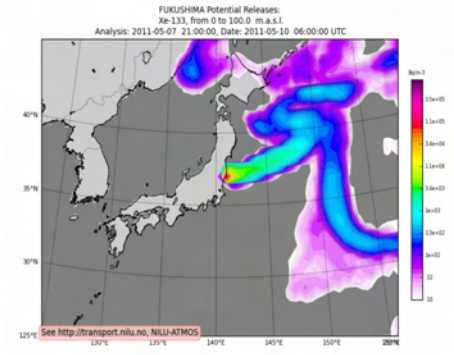


Рис. 3. 2001-05-10



Рис. 4. 2001-05-10

С увеличением времени моделирования различия в полях концентрации ксенона, обусловленные расхождением во времени его начала, стираются, и отчетливо проявляются общие характерные черты, определяемые, главным образом, меняющимся во времени полем ветра.

В ночь на 21 мая 2011 года на юго-востоке Исландии началось извержение вулкана Гримсвотн. Оно продолжалось четверо суток. В результате деятельности вулкана в атмосферу попало большое количество пепла, что повлекло за собой массовые отмены авиарейсов в Исландии, на Британских островах (в частности, было закрыто авиасообщение над Шотландией), а также в Германии, на западе Норвегии и на северо-западе Дании.

Пример моделирования распространения вулканического облака вулкана Гримсвотн показан на рис.5.

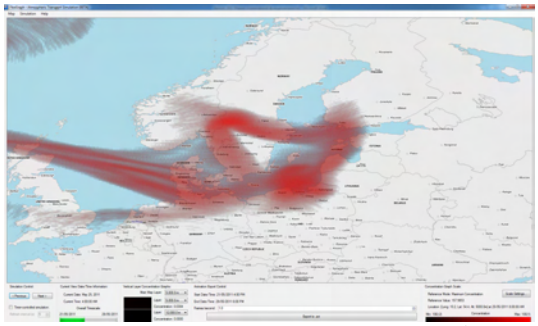


Рис.5. Распространение вулканического шлейфа вулкана Гримсвотн на 4.00 GT 25.05.2011.

FlexGraph позволяет отображать пространственное распределение концентрации вулканических частиц в относительных единицах. За опорное может быть выбрано значение концентрации в любой точке вулканического шлейфа. Это позволяет уменьшить неопределенность оценки концентрации из-за невозможности точного определения количества вещества, выбрасываемого источником.

Если принять, что закрытие аэропортов в Гамбурге было оправдано, то, исходя из моделирования, можно сказать, что и в Минске следовало бы принять такие же меры, так как концентрация вулканических частиц там была выше в 1,5 раза, чем в Гамбурге (рис.6).

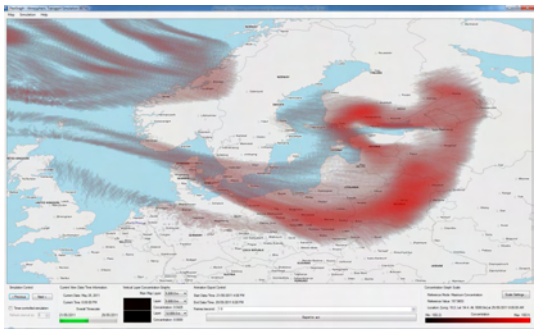


Рис.6. Распространение вулканического шлейфа вулкана Гримсвотн на 18.00 GT 25.05.2011.

Власти Минска подобных мер по обеспечению безопасности не принимали, и никаких авиакатастроф зафиксировано не было.

Возможность привязки расчетных модельных значений полей концентрации комплекса FlaxPart&FlexGraph к реальной обстановке могут дать результаты наземных измерений сетей, предназначенных для контроля за состоянием атмосферы. Прогноз распространения станет более точным за счет фактического перехода от абсолютных значений концентраций к относительным, опорное значение которых будет получено при помощи инструментальных измерениям на удалении от источника эмиссии, когда можно говорить

о более или менее устоявшемся в атмосфере распределении частиц аэрозоля по размерам. Постоянство распределений аэрозольных частиц на больших расстояниях от источников их генерации отмечалось в ряде натурных экспериментов [1].

Сеть EARLINET проводила наблюдения за переносом в атмосфере пепла от последних извержений исландских вулканов Эйфаятлайокудль и Гримсвотн [3,4]. Однако, небольшое количество станций зондирования, сеансовый режим измерений и сильная зависимость возможности наблюдений от облачности ограничивают возможность использования этой сети для уточнения или проверки прогнозных данных FlexPart&FlexGraph.

Сеть AERONET, созданная и курируемая NASA, в настоящее время используется для валидации восстановления аэрозольных параметров по данным различных спутников. Основным режимом работы базового прибора AERONET - французского радиометра Cimel - является проведение измерений спектральных оптических толщин атмосферы по прямому излучению Солнца не реже, чем раз в 15 минут. Информация от Cimel передается по специальным каналам связи в ведущий научный центр NASA – Goddard Space Flight Center (GSFC), где после соответствующей обработки она становится доступной пользователям на сайте http://aeronet.gsfc.nasa.gov. В Европе находится около 100 станций AERONET, что позволяет использовать их в качестве наземных данных.

С этой целью был выполнен анализ и сравнение результатов измерения оптической толщины аэрозоля со станций AERONET на длине волны 500нм, и расчетных значений комплекса FlaxPart&FlexGraph. Для сопоставления были отобраны 6 пунктов измерения AOT. На рис.7 показаны данные измерения AOT для станции в Гамбурге.

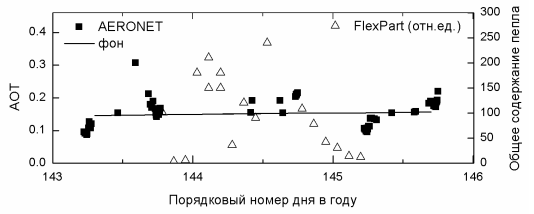


Рис.7.Оптические толщины аэрозоля и общее содержание вулканического пепла по расчетам FlexPart над Гамбургом, 23-25 мая 2011г.

На рис.7 кроме AOT в условных единицах показано общее содержание вулканического пепла по расчетным данным комплекса FlaxPart&FlexGraph.

Для перехода от общего количества частиц пепла к AOT использовалась следующая процедура. По измерениям AERONET до (143 день) и после (145 день) прохождения вулканического облака находятся два медианных значения, которые будут представлять собой фоновое значения аэрозоля для данной местности. Вычитая из измерений AOT, выполненных в день прохождения облака (144 день), усредняя по всем доступным измерениям, значение фоновой AOT, мы получаем оценку толщины пепельного облака τ_0^{ash} для среднего в течение этого дня общего количества пепельных частиц.

$\tau_0^{ash} = (\tau_i^a - a - b \cdot t)$

где τ_i^a – измерения AERONET,

a, b – постоянные коэффициенты линейной интерполяции, для оценки оптической толщины τ_i^a фонового значения аэрозоля над Гамбургом в зависимости от времени t.

Предположение, что распределение вулканических частиц после прохождения над Гамбургом слабо меняется по мере распространения в атмосфере, позволяет сопоставить с измерениями AERONET на других пунктах общие содержания частиц вулканического пепла, рассчитанные FlexPart, по оптической толщине:

$\tau_{FP} = K \cdot N_p + \tau_p^{bg}$,

где $K = N_0 / \tau_0^{ash}$ - пересчетный множитель;

N_p, τ_p^{bg} - общее число частиц пепла и фоновая AOT над пунктом наблюдения.

Сопоставление рассчитанных таким образом значений τ_{FP} с прямыми измерениями пяти европейских пунктов AERONET представлено на рис. 8 – рис.12.

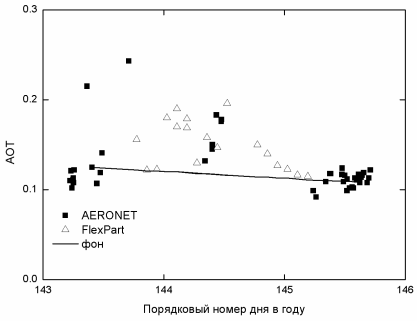


Рис.8. Оптические толщины аэрозоля и вулканического пепла по расчетам FlexPart над Бюзумом (Buesum) 23-25 мая.

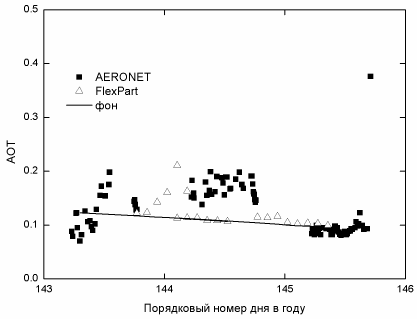


Рис.9. Оптические толщины аэрозоля и вулканического пепла по расчетам FlexPart над Хельголандом (Helgoland) 23-25 мая.

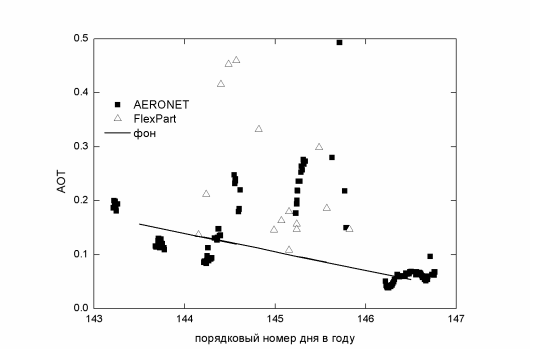


Рис.10. Оптические толщины аэрозоля и вулканического пепла по расчетам FlexPart над югом Финляндии (Helsinki Ligthouse) 23-26 мая.

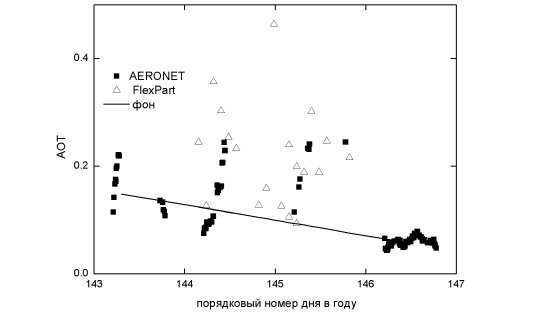


Рис.11. Оптические толщины аэрозоля и вулканического пепла по расчетам FlexPart над Хельсинки (Helsinki) 23-26 мая.

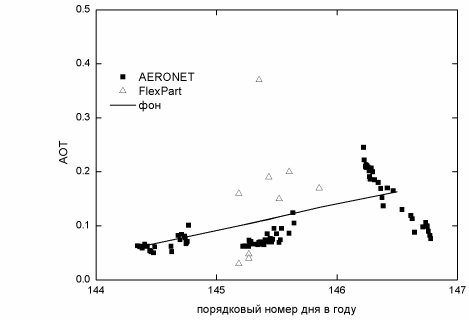


Рис.11. Оптические толщины аэрозоля и вулканического пепла по расчетам FlexPart над Звенигородом 24-26 мая.

Визуальный анализ графического материала показывает, что в основном диапазон изменений AOT, измеренных AERONET, совпадает с диапазоном расчетных модельных значений FlaxPart&FlexGraph. Исключение составляет лишь Звенигород, причиной расхождения в котором скорее всего является неточность прогнозирования полей метеопараметров американской моделью GFS NCEP, пятисуточный прогноз которой от 21 мая 2011 (15:00 UT) использовался в расчетах FLexPart.

В целом можно сказать, что привязка данных наземных измерений оказалась удачной. Это подтвердило правомочность использования результатов наземных измерений для уточнения расчетных значений концентраций.

К сожалению, данные AOT AERONET для Российских пунктов могут быть получены с запаздыванием на недели, а то и месяцы. Для оперативной работы это не подходит. В качестве альтернативы или дополнения к сети AERONET для привязки прогнозных значений FlexPart могут использоваться данные актинометрических сетей. В России есть своя собственная актинометрическая сеть, состоящая из примерно 200 станций [5]. В светлое время суток на пунктах проводятся измерения интегральных (в области спектра 0.2 - 4 мкм) солнечных потоков, в том числе и прямых. Существенным недостатком, как и в случае с использованием AERONET, является задержка (недели и месяцы) с получением результатов измерений при обычном режиме наблюдений. Но отличие от AERONET, оссийская актинометрическая сеть является подразделением Росгидромета, поэтому перевод ее в необходимый оперативный режим работы для обеспечения своевременного доведения результатов измерений до, например, Ситуационного центра Росгидромета может быть регламентирован соответствующими приказами и наставлениями. Все технические и организационные предпосылки для этого есть.

Авторы выражают благодарность Е. В. Шулятьеву и Е.В. Горбаренко за предоставленные материалы, а также руководству и кураторам измерительных пунктов сетей EARLINET и AERONET, данные которых использовались при подготовке данной работы.

Литература

1. *Stohl, A., C. Forster, A. Frank, P. Seibert, and G. Wotawa*: Technical Note : The Lagrangian particle dispersion model FLEXPART version 6.2. Atmos. Chem. Phys. 5, 2461-2474, 2005
2. *Wagner F.; Bortoli D.; Pereira S., Costa M., Silva A., Weinziel B., Esselborn M., A Petzold A., Rasp K.,Heinold B., Tegen I.* Properties of dust aerosol particles transported to Portugal from the Sahara desert // Tellus B. 2008. V.61, №1, P. 297-306
3. *Emeis, S., Forkel, R., Junkermann, W., Schäfer, K., Flentje, H., Gilge, S., Fricke, W., Wiegner, M., Freudenthaler, V., Groß, S., Ries, L., Meinhardt, F., Birmili, W., Münkel, C., Obleitner, F., and Suppan, P.*. Spatial structure and dispersion of the April 16/17, 2010 volcanic ash cloud over Germany, Atmos. Chem. Phys., 11, 2689-2701, doi:10.5194/acp-11-2689-2011, 2011.
4. Grimsvötn eruption report http://www.earlinet.org 8 p. 2011
5. *Луцко Л.В., Махоткина Е.Л., Клеванцова В.А.* Развитие наземных актинометрических наблюдений // Современные исследования Главной геофизической обсерватории. Юбилейный сборник. СПб.: Гидрометеоиздат, 2001. С. 184–202

Применение стохастического моделирования для реконструкции по временным рядам модели явления Эль-Ниньо средней сложности

А.С. Гаврилов[1], Д.Н. Мухин[1], Е.М. Лоскутов[1], А.М. Фейгин[1]

[1] Институт прикладной физики РАН, ул. Ульянова, 46, Нижний Новгород.
e-mail: ansega@inbox.ru

Явление Эль-Ниньо (ENSO) является климатическим феноменом регионального масштаба, оказывающим существенное влияние на глобальные климатические процессы, а также коррелирующим с климатическими явлениями, происходящими в других частях Земного шара. К настоящему времени известно большое количество моделей различной сложности, построенных из первых принципов для описания динамики этого явления. В частности, используются детальные модели, основанные на глобальных моделях циркуляции атмосферы и океана, а также более простые модели, описывающие ключевые для данной системы обратные связи и взаимодействия. Анализ структуры пространства параметров таких моделей показал, что в нем существуют области, соответствующие качественно различным динамическим режимам (как хаотическим, так и периодическим и устойчивым). Аналогичные режимы поведения были обнаружены и при анализе реально измеренной изменчивости явления Эль-Ниньо.

В работе рассматривается проблема прогноза качественных переходов в динамике явления Эль-Ниньо по временным рядам. Для этой цели используется подход, основанный на построении параметризованной стохастической модели дискретного оператора эволюции. Такая модель имеет форму суперпозиции детерминированной функции и стохастической компоненты в форме неоднородно распределенной по фазовому пространству случайной функции. Для параметризации функций используются искусственные нейронные сети с соответствующими априорными ограничениями.

Демонстрируется возможность прогноза по временным рядам, порожденным моделями средней сложности (модель Джина-Нилина), на времена, сравнимые с временами наблюдения. Показан прогноз основных качественных переходов по рядам, полученным с использованием аппарата пространственно-временных эмпирических ортогональных функций.

1. Стохастическая модель.

Перейдем к описанию основного метода, заключающегося в построении стохастической эмпирической модели. Пусть имеется временной ряд $\mathbf{U}_n=\mathbf{U}(t_n)$, $n=1\ldots N$, полученный в результате наблюдения за процессом эволюции некоторой динамической системы. Задача – предсказать качественные изменения поведения системы, породившей ряд, за пределами наблюдаемого интервала времени.

Стохастический подход [4] этой задаче заключается в построении эмпирической модели в форме оператора эволюции, отображающего несколько предшествующих отсчетов (число отображаемых переменных называется размерностью модели) в текущий. Поиск ведется в следующем виде:

$$\mathbf{U}_n=\mathbf{f}(\mathbf{U}_{n-1},\ldots,\mathbf{U}_{n-d},t_n)+\mathbf{g}(\mathbf{U}_{n-1},\ldots,\mathbf{U}_{n-d},t_n)\bullet\xi_n \qquad (1)$$

Здесь ξ – гауссов белый шум, $\mathbf{f}$ и $\mathbf{g}$ – произвольные функции, которые определяются на основе анализа наблюдаемых данных, исходя из теоремы Байеса, то есть соответствуют максимуму апостериорной плотности вероятности при условии наблюдения данного временного ряда:

$$P_{posterior}(\mathbf{f},\mathbf{g}|\mathbf{U}) \sim P(\mathbf{U}|\mathbf{f},\mathbf{g})\bullet P_{prior}(\mathbf{f},\mathbf{g}) \qquad (2)$$

Первый множитель в правой части (2) представляет собой правдоподобие – вероятность наблюдения данных при условии конкретных функций $\mathbf{f}$ и $\mathbf{g}$:

$$P(\mathbf{U}|\mathbf{f},\mathbf{g})\sim \Pi_n\{\{1/\det[\mathbf{g}\mathbf{g}^T]\bullet\exp[-0.5\bullet(\mathbf{U}_n-\mathbf{f})^T\bullet(\mathbf{g}\mathbf{g}^T)^{-1}\bullet(\mathbf{U}_n-\mathbf{f})]\}| (\mathbf{U}_{n-1},\ldots,\mathbf{U}_{n-d},t_n)\} \qquad (3)$$

Второй множитель в правой части (2) определяет принципиально допустимый вид функций, связанный со знаниями о системе до наблюдениия. В примере п. 3 предполагается отсутствие таких знаний.

В условиях, когда отсутствует априорная информация о наблюдаемой системе, функции $\mathbf{f}$ и $\mathbf{g}$ необходимо выбирать из классов отображений, которые могут сколь угодно точно приблизить любое непрерывное отображение любой размерности. При реконструкции слабо неавтономных стохастических систем, так же, как и в детерминированном случае, успешно используются искусственные нейронные сети (ИНС) [5]:

$$\mathbf{ANN}_{d\_in,d\_out}(\mathbf{x},t)=\{\Sigma_{i=1\ldots m}(\alpha_{ki}+t\beta_{ki})\tanh(\Sigma j=_{1\ldots d\_in}\omega\mathbf{x}_j+\gamma_i)\}|_{k=1\ldots d\_out} \qquad (4)$$

$$\mathbf{f}(\mathbf{x},t)=\mathbf{ANN}_{d,d}(\mathbf{x},t) \qquad (5)$$

$$\mathbf{g}(\mathbf{x},t)=\mathbf{ANN}_{d,d(d+1)/2}(\mathbf{x},t) \qquad (6)$$

где d_in – количество входов, d_out – количество выходов, и m – число нейронов в скрытом слое ИНС.

В соответствии с [7], с целью снятия вырождения в пространстве параметров априорные распределения параметров сети $\alpha,\beta,\gamma,\omega$ считаются независимыми нормальными распределениями с нулевыми средними и дисперсиями $\sigma_\alpha^2=\sigma_\beta^2=\sigma_x^2/m$, $\sigma_\gamma^2=d\bullet m$, $\sigma_\omega^2=m/\sigma_x^2$.

2. Механизмы формирования Эль-Ниньо – Ла-Нинья.

Явление Эль-Ниньо – Ла-Нинья (в переводе с испанского – младенец соответственно мужского и женского пола) было впервые замечено рыбаками, жившими на западном побережье Южной Америки и наблюдавшими время от времени по изменению улова рыбы резкие изменения температуры воды.

Эль-Ниньо представляет собой глобальное явление, при котором температура поверхностного слоя воды восточной половины экваториального

Тихого океана повышается на 4-5ºС относительно своего среднего значения 26ºС. Такое состояние природы длится около полугода, после чего наступает явление Ла-Нинья, при котором температура воды в этом слое падает примерно на такую же величину [8]. Во время события Эль-Ниньо биологическая активность восточного Тихого океана уменьшается, в странах Южной и Центральной Америки идут обильные ливни, а в странах бассейна Индийского океана наблюдается дефицит осадков, что приводит к уменьшению урожая. Установлена также корреляционная связь Эль-Ниньо с другими аномальными событиями, происходящими в различных частях земного шара.

Эль-Ниньо и Ла-Нинья представляют собой крайние стадии развития Южного колебания, которое отслеживается по изменению разности давлений воздуха над восточной и западной частями Тихого океана. Точной количественной теории данного явления на настоящий момент не существует. Для выявления механизмов протекания явления необходимо объяснить два факта, присущие Эль-Ниньо: во-первых, событие начинает развиваться всегда в одно и то же время года – сразу после Рождества; во-вторых, наблюдаются переменная интенсивность и периодичность (2-7 лет) события Эль-Ниньо. Механизмы, объясняющие первый факт, связаны с резонансом между годовым циклом и “тихоокеанским осциллятором”, обусловленным взаимодействием океана и атмосферы, и до сих пор до конца не поняты [3]. Ясно лишь, что периодическое воздействие, связанное с вращением Земли вокруг Солнца и имеющее период 1 год, необходимо учитывать в физической модели явления.

Переменность периодичности событий Эль-Ниньо (межгодовую изменчивость) объясняют на основе двух гипотез:

- Межгодовая изменчивость порождается взаимодействием атмосферы и океана как вне тропической зоны, так и в тропиках.
- Межгодовая изменчивость порождается океано-атмосферной динамикой только тропической зоны тихого океана.

Мы будем использовать модель, основанную на второй гипотезе. В рамках этой гипотезы можно выделить три основных механизма, влияющих на динамику рассматриваемой нами системы:

1) Сезонные вариации с периодом 1 год, о которых было сказано выше;
2) Положительная обратная связь (положительный отклик на изменение поверхностной температуры в восточной части Тихого океана);
3) Отрицательная обратная связь (отрицательный отклик на изменение поверхностной температуры в восточной части Тихого океана).

Перейдём к объяснению механизмов обратных связей.

В обычные годы, когда событие Эль-Ниньо не наблюдается, над поверхностью Тихого океана дует южный пассат, отклоняемый на запад вследствие вращения Земли вокруг своей оси. Наличие этого пассата обеспечивает перепад высот воды между западной и восточной частями Тихого океана за счёт направленного на запад экваториального поверхностного течения. Благодаря этому течению, к западным берегам океана доставляется нагретая вода, а холодная вода опускается (из-за большей плотности) и на некоторой глубине движется в восточную часть океана, где вновь поднимается на поверхность. Таким образом, в отсутствие Эль-Ниньо температура в западной части Тихого океана выше, чем в восточной. Этот перепад температур, в свою очередь, поддерживает атмосферную циркуляцию Волкера (или ячейку Волкера). Над тёплыми водами западной части океана воздух поднимается вверх, там находится область низкого давления – зона конвергенции. Соответственно, над восточным краем Тихого океана воздух опускается. Циркуляция замыкается через приземные пассаты, направленные с востока на запад и дующие над океаном вдоль экватора, и ветры, дующие на высоте в обратном направлении. Очевидно, в установившемся режиме приземные пассаты ячейки Волкера тоже играют роль в поддержании восточного экваториального поверхностного течения, разности температур и перепада высот воды между восточным и западным краями Тихого океана.

Пусть теперь в восточной части Тихого океана произошло увеличение температуры поверхностных вод. В этом случае поток воздуха, который над этой зоной опускается, уменьшится; уменьшится также и давление воздуха вблизи поверхности океана, что скажется на индексе

Южного колебания. Уменьшение потока опускающегося воздуха, в свою очередь, ослабит циркуляцию во всей ячейке Волкера, в том числе и уменьшит скорость приземных пассатов, которые непосредственно контактируют с поверхностью океана. При сильной флуктуации воздух в ячейке Волкера начнёт циркулировать в обратном направлении. Сбой восточного ветра над центральной частью Тихого океана как отклик на повышение температуры поверхности воды в восточной части океана впервые был отмечен Дж. Бьеркнесом и носит название гипотезы Бьеркнеса [10].

Сбой приземного ветра в ячейке Волкера приведет к тому, что перепад высот воды между восточным и западным краями Тихого океана перестанет хорошо поддерживаться и возникнет крупномасштабная океаническая гравитационная волна – волна Кельвина. Распространяясь в восточном направлении, она приведет, с одной стороны, к выравниванию высот воды на разных краях океана. С другой стороны, она принесёт более тёплую воду и ещё больше усилит флуктуацию температуры в восточной части океана, обеспечивая положительную обратную связь.

С другой стороны, сбой приземного ветра, дующего на запад, приведёт к генерации пакета крупномасштабных океанических волн апвеллинга (подъёма воды на поверхность), распространяющихся на запад – экваториальных волн Россби. Подняв холодные глубинные воды океана на поверхность и добежав до западного края Тихого океана, волны Россби отразятся в виде второй волны Кельвина, которая приведёт к понижению температуры поверхности воды в восточной части

океана, замыкая, таким образом, цепочку отрицательной обратной связи.

3. Прогноз на основе данных, сгенерированных моделью Джина-Нилина.

В предыдущие годы было показано, что стохастическая модель может быть применена для прогноза бифуркаций в системе, описываемой более или менее сложными дифференциальными уравнениями с задержкой, когда в качестве наблюдаемых данных используется ряд температур, измеряемый с течением времени в одной точки.

Следующим этапом является разработка подхода к анализу распределенных в пространстве данных. Для генерации данных использовалась существенно более сложная модель Эль-Ниньо – модель Джина-Нилина[15]. Она представляет собой систему уравнений в частных производных.

Итак, пусть теперь имеются измерения температуры в 24 точках Тихого океана на экваторе, то есть 24 временных ряда. Пример поведения системы в одной точке показан на рис. 1 (сверху). Необходимо получить информацию о качественном поведении системы за пределами наблюдаемого интервала времени. Как уже было отмечено, использование стохастической модели может дать положительный результат только в случае, если удастся найти низкоразмерную проекцию фазового пространства системы, в которой, тем не менее, в достаточной степени отражено качественное поведение. Ясно, что в таком случае нельзя полностью учесть информацию во всех пространственных точках и требуется найти оптимальные фазовые переменные, представляющие собой комбинации пространственно-распределенных временных рядов.

Тривиальным выбором является выбор отдельных точек пространства и использование их для построения модели. В этом случае информация из остальных точек не учитывается. Такой подход не привел к хорошему прогнозу качественного поведения.

Более продвинутым шагом является использование эмпирических ортогональных функций (ЭОФ) [16]. Идея заключается в выделении наиболее представленных в наблюдаемом поведении пространственных структур. Чтобы это сделать, составляется корреляционная матрица, содержащая корреляции попарно всех 24 временных рядов друг с другом. Затем находится линейное преобразование координат, диагонализующее эту матрицу. Это преобразование позволяет найти линейные комбинации исходных временных рядов, не коррелирующие друг с другом. Они называются ЭОФ. При этом величины диагональных элементов показывают, насколько представлена каждая из этих линейных комбинаций наблюдаемом поведении системы. Сведение модели к низкой размерности в таком случае определяется выбором одного или нескольких наиболее представленных ЭОФ в качестве фазовых переменных. Информацией, заклю-

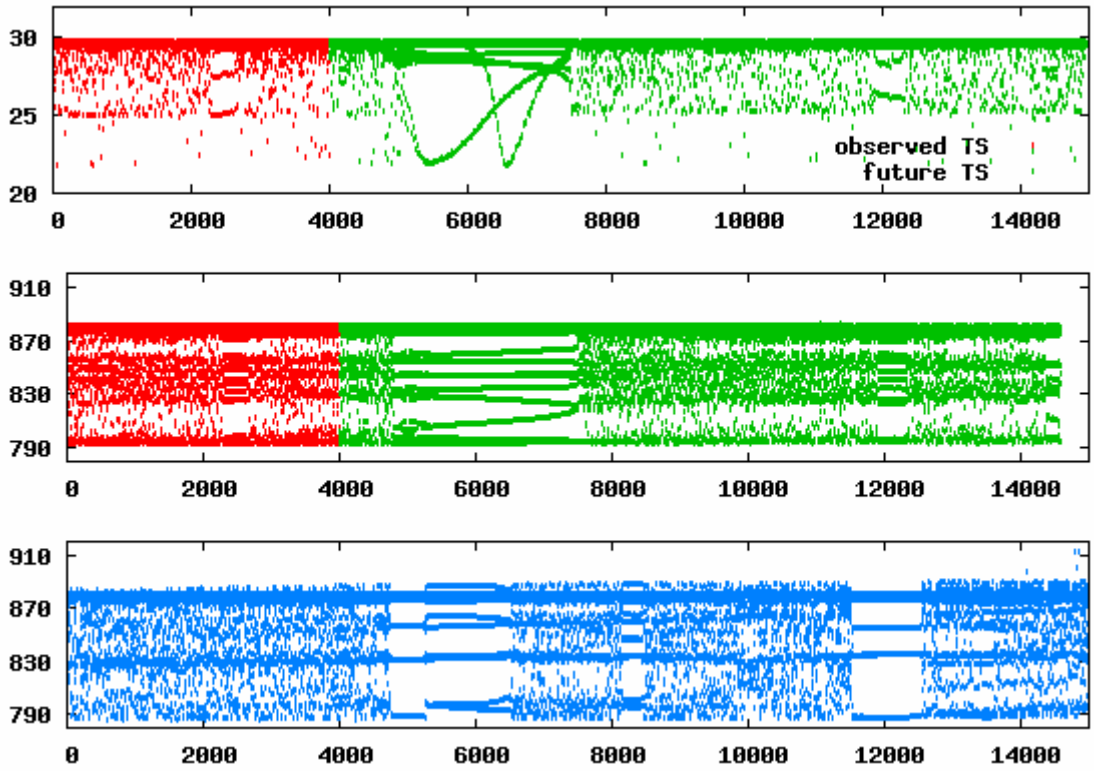


Рис. 1. Вверху - временной ряд температур (в условных единицах), полученный в одной из пространственных точек с помощью модели Джина-Нилина (поведение системы). Посередине – временной ряд старшего пространственно-временного ЭОФ. Наблюдаемый участок находится слева от вертикальной черты. Справа от черты – реальное поведение. Внизу – результат прогноза с помощью стохастической модели, сделанного по наблюдаемому участку временного ряда старшего ЭОФ. По горизонтали отложено время в годах.

ченной в остальных ЭОФ, на “законных” основаниях можно пренебречь. Такой способ выбора переменных использовался, однако положительных результатов тоже не дал.

Поэтому был сделан еще более сложный шаг – переход к так называемым пространственно-временным ЭОФ. Обобщение заключается в том, чтобы включать в матрицу корреляций не только пространственные временные ряды, но и эти же временные ряды, сдвинутые во времени на один, два и т. д. отсчетов назад (в примере учитывается 40 точек по времени). На языке нелинейной динамики это означает, что фазовое пространство реконструируется методом задержек (в полном соответствии с теоремой Такенса[13]) и затем поворачивается таким образом, чтобы координаты стали независимыми. Выбор наиболее представленных ЭОФ – это выбор таких координат, по которым движение происходит с наибольшим масштабом, что максимально удобно при построении оператора эволюции. Другими словами, каждый ЭОФ представляет собой пространственно-временной паттерн, более или менее представленный в наблюдаемом поведении, при этом в качестве переменных выбираются только наиболее представленные паттерны.

Результаты прогноза с помощью пространственно-временных ЭОФ показаны на рис. 1. Из наблюдаемых данных формировался ряд, представляющий собой старший пространственно-временной ЭОФ. Далее по нему строилась двумерная стохастическая модель. Видно, что, во-первых, поведение модели за пределами интервала наблюдения качественно правильно предсказано и совпадает с поведением ненаблюдаемых участков ЭОФ. Во-вторых, последовательность бифуркаций, имеющаяся в исходных временных рядах, присутствует и в ЭОФ, что естественно, поскольку преобразования линейны.

Таким образом, с помощью аппарата пространственно-временных эмпирических ортогональных функций успешно реализован подход к прогнозу наличия бифуркаций по пространственно-распределенным временным рядам, применительно к явлению Эль-Ниньо. Продемонстрирована возможность применения для этой цели низкоразмерной стохастической модели. Предполагается дальнейшая работа по получению и анализу реальных данных об Эль-Ниньо.

1. *Дымников В. П.* Устойчивость и предсказуемость крупномасштабных атмосферных процессов. М.: ИВМ РАН, 2007. 283 с.
2. *Tziperman E., Stone L., Cane M., Jarosh H.* El Nino Chaos: Overlapping of resonances between the seasonal cycle and the Pacific ocean-atmosphere oscillator // Science, 1994, V.264, p. 72-74.
3. *M. Ghil, I. Zaliapin and S. Thompson* A delay differential model of ENSO variability: parametric instability and the distribution of extremes // Nonlin. Processes Geophys. 2008, V. 15, p. 417-433.
4. *Лоскутов Е. М., Мольков Я. И., Мухин Д. Н, Фейгин А. М.* Байесов подход к реконструкции случайных динамических систем по временным рядам: Препринт ИПФ РАН №769, Нижний Новгород, 2008.
5. *Лоскутов Е. М., Мольков Я. И., Мухин Д. Н, Фейгин А. М.* Глобальная реконструкция динамических систем по слабонестационарным зашумлённым хаотическим временным рядам: Препринт ИПФ РАН №708, Нижний Новгород, 2006.
6. *Hornik K., Stinchcombe M., White H*. Multilayer feedforward networks are universal approximators // Neural Networks, 1989, V.2, p.359.
7. *Лоскутов Е. М., Мольков Я. И., Мухин Д. Н, Фейгин А. М.* MCMC метод в Байесовой реконструкции динамических систем по зашумлённым хаотическим временным рядам: Препринт ИПФ РАН №716, Нижний Новгород, 2006.
8. *Бондаренко А. Л.* Эль-Ниньо – Ла-Нинья: механизмы формирования // Природа, 2006, №5
9. *Timmerman A., Jin F., Abshagen J.* A Nonlinear Theory for El Nino Bursting // J. Atmos. Sci., 2002, V.60, p. 152.
10. *Bjerknes J.* Large-Scale Atmospheric Response to the 1964-65 Pacific Equatorial Warming // J. Phys. Oceanogr., 1972, V. 2, p. 212.
11. *Гилл А.* Динамика атмосферы и океана: в 2-х т. Т. 1. Пер. с англ.. М.: Мир, 1986. 396 с.
12. *Гилл А.* Динамика атмосферы и океана: в 2-х т. Т. 2. Пер. с англ.. М.: Мир, 1986. 415 с.
13. *Анищенко В. С., Вадивасова Т. Е., Астахов В. В.*. Нелинейная динамика хаотических и стохастических систем. Фундаментальные основы и избранные проблемы. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1999. 368 с.
14. *Кузнецов Д. Ф.* Некоторые вопросы теории численного решения стохастических дифференциальных уравнений Ито // Дифференциальные уравнения и процессы управления, 1998, №1, http://www.neva.ru/journal/pdf/1998/vol1/j011.pdf
15. *Fei-Fei Jin and J. David Neelin* Modes of interannual tropical atmosphere-ocean interaction – a unified view // Journal of the atmospheric sciences 1993, V. 50, p. 3477-3503.
16. *S. Kravtsov, D Kondrashov, and M. Ghil* Multilevel regression modeling of nonlinear processes: derivation and applications to climatic variability // Journal of climate 2005, V. 18, p. 4404-4424.

Электродинамическое состояние конвективного пограничного слоя атмосферы: численное моделирование и эксперимент

С. В. Галиченко, К. В. Афиногенов, С. В. Анисимов

Геофизическая обсерватория “Борок” ИФЗ РАН, пос. Борок
e-mail: svga@borok.yar.ru

Введение. Конвективный атмосферный пограничный слой (АПС) характеризуется нестационарностью, интенсивным турбулентным обменом, наличием когерентных структур и неградиентным переносом субстанций [1]. Динамическое состояние АПС наряду с количественным балансом энергетических потоков и условиями термической стратификации естественным образом зависит от мезо- и крупномасштабной циркуляции, а также от свойств подстилающей поверхности [2]. Необходимо отметить, что АПС вместе с приземным слоем дают вклад около 70 % в суммарное электрическое сопротивление столба воздуха [3]. Электрическая проводимость этого участка глобальной электрической цепи (ГЭЦ), определяемая в основном легкими атмосферными ионами, существенно зависит от производительности природных и антропогенных источников ионизации, концентраций и кинетики спектра аэрозольных частиц, условий выхода на поверхность эманаций радона и торона. Пространственно-временная динамика перечисленных составляющих определяется источниками, стоками и турбулентным переносом ионизирующих и поглощающих легкие ионы субстанций. Заметим при этом, что области ненарушенной погоды, являющиеся нагрузочными участками ГЭЦ, одновременно с этим формируют вклад в потенциал ГЭЦ, выступая в роли дополнительного конвективного генератора [4, 5]. Численное моделирование процессов в конвективном пограничном слое позволяет получить высотные профили электродинамических величин и сделать оценку вклада конвективного генератора областей ненарушенной погоды в глобальный ток.

Средства натурных наблюдений. Электродинамическое состояние АПС исследовалось методом разнесенного синхронного приема напряженности аэроэлектрического поля электростатическими флюксметрами “field mill” на полевом измерительном полигоне Геофизической обсерватории “Борок” РАН (58°04’N; 38°14’E) в 2011 г. Расстояние между крайними датчиками составляло 300 м. Метеорологические наблюдения включали регистрацию направления и скорости ветра в диапазоне высот от 60 м до 800 м с разрешением 5 м при помощи акустического доплеровского локатора (содара) “ВОЛНА-3”. Контроль метеорологических параметров на высоте 2 м и 10 м осуществлялся двумя ультразвуковыми метеостанциями ”Метео-2Н” с тактовой частотой 10 Гц. Измерение концентраций положительных и отрицательных атмосферных ионов с подвижностью большей 1 $м^2/В•с$ проводилось счетчиком ”Борт-2”. Мониторинг объемной активности продуктов распада радона и торона у поверхности осуществлялся при помощи сейсмической радоновой станции ”СРС-05”.

Результаты наблюдений. На рис. 1 приведен типичный пример эхограммы акустического сигнала, отраженного от турбулентных неоднородностей температуры и регистрограммы напряженности атмосферного электрического поля. Из рисунка видно, что переход к конвективному режиму сопровождается ростом высоты АПС, увеличением средней величины и амплитуды короткопериодных пульсаций аэроэлектрического поля. При более детальном анализе обнаруживается, что приток тепловой энергии и развитие конвекции влечет расширение диапазона степенных аппроксимаций спектров электродинамических величин и появление в вейвлет-спектрах дополнительных дроблений масштабов.

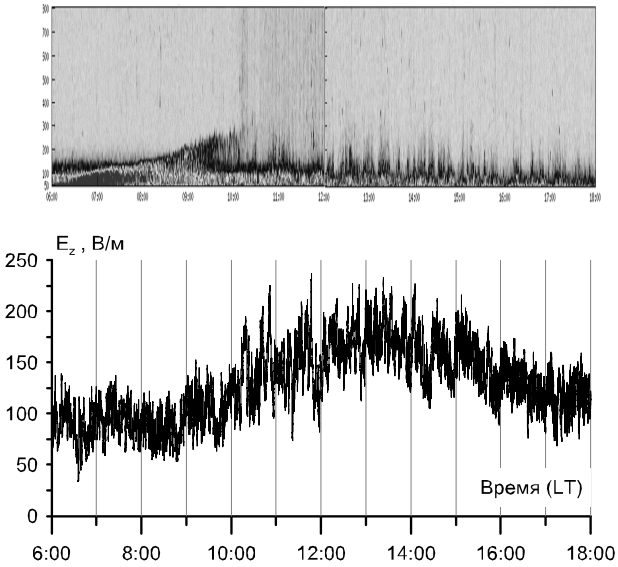


Рис. 1. Содарная эхограмма и регистрограмма напряженности аэроэлектрического поля E_z по данным полевых наземных наблюдений 12.07.2011 г.

На рис. 2 показаны стандартизованные вариации напряженности аэроэлектрического поля ΔE_z в разнесенных на 300 м точках и синхронная запись температуры воздуха. Кросс-корреляционный анализ выявляет наличие когерентных структур в электрическом поле и высокие значения (до 0.9) коэффициента взаимной корреляции вариаций напряженности поля и температуры воздуха [6]. Проведенные ранее баллонные измерения высотных профилей напряженности аэроэлектрического поля и объемной плотности заряда в условиях развития конвекции показали увеличение толщины слоя положительного объемного заряда при одновременном уменьшении его плотности. При этом в неко-

торых случаях наблюдался аномальный рост напряженности поля [7].

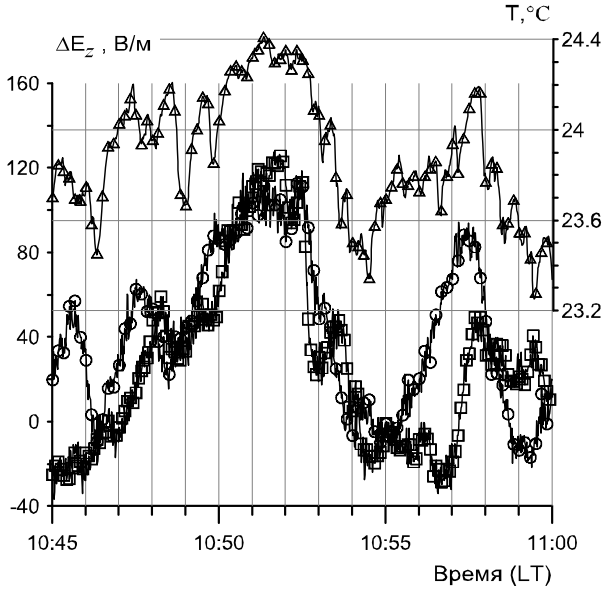


Рис. 2. Вариации атмосферного электрического поля ΔE_z в разнесенных на 300 м точках (□ , О) и температура воздуха (Δ) по данным полевых наземных наблюдений 12.07.2011 г.

Численное моделирование. Так как нас интересуют усредненные высотные профили, будем полагать, что величины производных по горизонтальным координатам существенно меньше, чем по вертикальным, и рассматривать горизонтально однородный участок АПС. Система балансовых уравнений для концентраций легких атмосферных ионов, аэрозольных частиц и уравнение Максвелла для электрического поля:

$$\frac{Dn_1}{Dt} = q(z) - n_1(\alpha n_2 + \beta_{10} N_0 + \beta_{12} N_2) - \mu_1 \frac{\partial (n_1 E_z)}{\partial z},$$

$$\frac{Dn_2}{Dt} = q(z) - n_2(\alpha n_1 + \beta_{20} N_0 + \beta_{21} N_1) + \mu_2 \frac{\partial (n_2 E_z)}{\partial z},$$

$$\frac{DN_1}{Dt} = \beta_{10} N_0 n_1 - \beta_{21} N_1 n_2,$$

$$\frac{DN_2}{Ddt} = \beta_{20} N_0 n_2 - \beta_{12} N_2 n_1, \quad N_0 + N_1 + N_2 = q_N(t),$$

$$\frac{\partial E_z}{\partial z} = \frac{\rho}{\varepsilon_0} = \frac{e}{\varepsilon_0}\left(n_1 - n_2 + N_1 - N_2\right).$$

Здесь D/Dt обозначает субстанциональную производную, n_1, n_2 – объемные концентрации легких атмосферных положительных и отрицательных ионов, μ_1, μ_2 – их средние подвижности, N_1, N_2, N_0 – объемные концентрации положительных, отрицательных и нейтральных аэрозольных частиц, α - коэффициент рекомбинации легких ионов, β_{10}, β_{12} – коэффициенты захвата легких положительных ионов нейтральными и отрицательными аэрозольными частицами, β_{20}, β_{21} - коэффициенты захвата легких отрицательных ионов нейтральными и положительными аэрозольными частицами, q – скорость ионообразования, q_N – скорость наработки аэрозольных частиц. Молекулярная диффузия легких ионов несущественна по сравнению с турбулентным переносом, поэтому соответствующие члены в уравнениях опущены. Проводимость определяется концентрациями и средними подвижностями носителей заряда:

Плотность тока $\sigma = e(\mu_1 n_1 + \mu_2 n_2)$. инейным образом, через проводимость, зависит напряженности поля

$$j_{cond} = \sigma(E_z) E_z.$$

Систему уравнений необходимо дополнить граничными условиями на поверхности, которые в наиболее общем случае будут условиями третьего рода, и условиями на верхней границе, для задания которых можно воспользоваться типичными значениями величин в свободной атмосфере выше АПС [8,9].

Один из способов описания переноса и распространения примеси в турбулентной среде основан на рассмотрении турбулентности в переменных Лагранжа [10]. При этом искомые величины содержатся в случайно движущихся элементах объема среды - трейсерах, достаточно малых для того, чтобы внутри них можно было считать турбулентность отсутствующей, но настолько больших, чтобы каждый содержал достаточное количество легких ионов и аэрозольных частиц. Тогда в балансовых уравнениях субстанциональная производная становится производной по времени, а для нахождения скоростей и координат трейсеров интегрируются стохастические дифференциальные уравнения:

$$dW = a(Z,W,t)dt + b(Z,W,t)d\varsigma,$$
$$dZ = \left(W + \langle w \rangle\right)dt.$$

Здесь w – вертикальная скорость в эйлеровых координатах, а приращение лагранжевой величины случайной скорости

$$W = w(Z(z_0(t_0),t),t)$$

определяется ускорением $a(Z,W,t)$ трения и случайной добавкой в виде произведения функции $b(Z,W,t)$ и инкремента винеровского процесса $d\varsigma$ - гауссовой случайной величины с нулевым средним и среднеквадратичным отклонением dt. Конкретный вид функции a позволяет установить решение уравнения Фоккера-Планка для эволюции плотности вероятности случайной скорости в эйлеровых координатах, а функция b определяется из условия согласованности с теорией Колмогорова локально изотропной турбулентности. В качестве параметров лагранжевой стохастической модели используются параметризованные высотные профили второго σ_w^2 и третьего $\langle w^3 \rangle$ центральных моментов вертикальной скорости и средней скорости диссипации энергии турбулентных пульсаций ε в координатах Эйлера.

Для расчета высоты АПС z_i используется прогностическое уравнение [3]:

$$\frac{dz_i}{dt} = w_e + c_1 z_i^{-2/3} + c_2 \left(\frac{R_f}{w_e}\right)^{3/2} \times w_*^{5/2} - c_3 w_*,$$

где w_e – средняя скорость вовлечения на верхней границе АПС, R_f – потоковое число Ричардсона в

$$w_* = (z_i B_0)^{1/3}.$$

инверсионном слое над АПС, c_1, c_2 и c_3 – постоянные, w_* - масштаб Дирдорфа вертикальной скорости, определяемый через поток плавучести B_0 и высоту АПС z_i соотношением

На рис. 3 представлен пример расчета высоты пограничного слоя.

При моделировании применялись статистические ансамбли, состоящие из 10^4-10^5 распределенных степенным образом по объему трейсеров. Показатель распределения $\gamma \in (1,2)$ был выбран для воспроизведения иерархической структуры масштабов в системе с сильной связью и дальними корреляциями, какой, безусловно, является турбулентная среда.

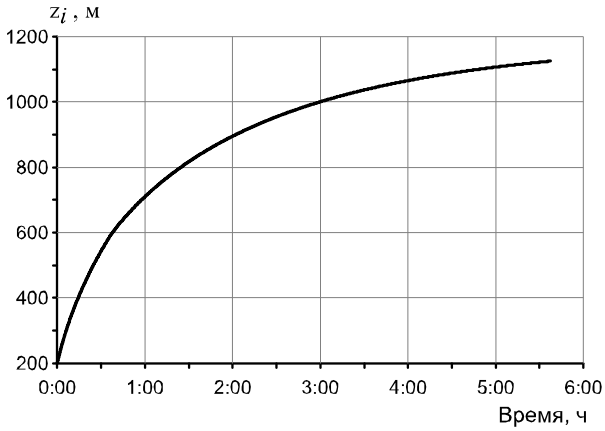


Рис. 3. Расчетная зависимость высоты АПС от времени.

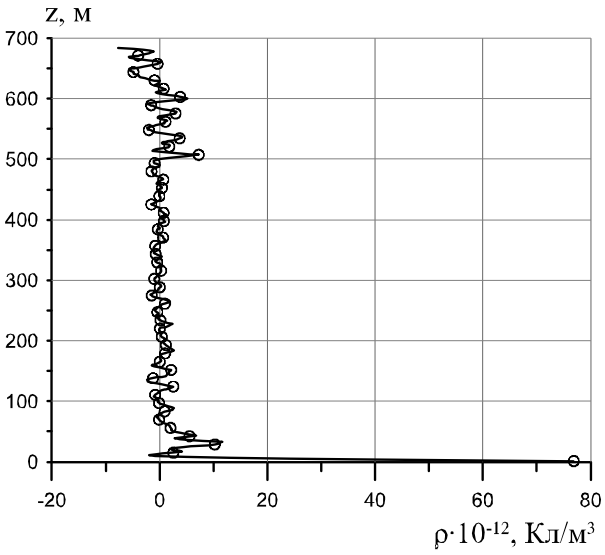


Рис. 4. Высотный профиль объемной плотности заряда.

Время релаксации электрического заряда в нижней атмосфере $t_r \sim \varepsilon_0/\sigma$ (ε_0 – электрическая постоянная) при наблюдаемых и расчетных значениях проводимости сравнимо масштабом времени для конвективного АПС $t_* \sim z_i / w_*$. Это означает, что объемный заряд участвует в турбулентном переносе во всей толще пограничного слоя, как пассивная примесь, что хорошо воспроизводится при численном моделировании. Типичный расчетный высотный профиль плотности объемного заряда показан на рис. 4, из которого видно практически однородное по высоте распределение в слое перемешивания. Лагранжев интегральный масштаб времени $T_L \sim \sigma_w^2/\varepsilon$, имеющий смысл времени декорреляции скорости движущейся в потоке частицы, может в несколько раз превосходить величину $0.1t_*$, что при наличии притока энергии приводит к формированию когерентных структур вертикальной скорости. Так как поле скоростей в рассматриваемых условиях бездивергентно, организованные вертикальные движения способны захватывать объемный заряд приземного слоя, формирующийся под действием электродного эффекта. Напряженность электрического поля, являясь интегральной величиной плотности объемного заряда, при этом испытывает возмущение в объеме, занятом организованным движением. Таким образом, вертикальный перенос объемного заряда в условиях растущей высоты АПС увеличивает амплитуду короткопериодных пульсаций и вариабельность аэроэлектрического поля.

На рис. 5 приведены расчетные высотные профили напряженности электрического поля в различные моменты времени.

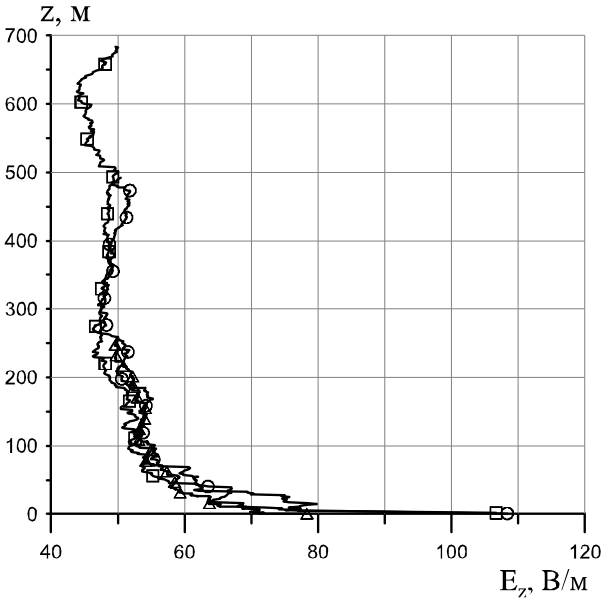


Рис. 5. Расчетные высотные профили E_z в различные моменты времени от начала счета: (Δ) - 20 минут, (О)-1час, (□) – 2 часа.

Вычисление плотности тока проводимости и использование уравнения непрерывности для плотности полного тока позволяет провести оценку плотности конвективного электрического тока и исследовать влияние ионо- и аэрозолеобразования на соотношение плотностей токов. Было установлено, что величина плотности конвективного электрического тока зависит от величины плотности тока проводимости, концентрации аэрозольных частиц (времени релаксации электрического заряда) и стадии развития конвекции.

Выводы.

Вертикальный турбулентный перенос объемного заряда, формирующегося в приземном слое атмосферы, увеличивает вариабельность аэроэлек-

трического поля в нестационарном конвективном АПС .

Проводимость и объёмный электрический заряд в горизонтально однородном конвективном АПС имеют выраженный градиент в приземном слое атмосферы, а в слое перемешивания градиент, близкий к нулю.

Величина плотности конвективного электрического тока определяется интенсивностью конвекции, величиной плотности тока проводимости и концентрацией аэрозольных частиц (временем релаксации электрического заряда).

Когерентные структуры аэроэлектрического поля АПС формируются организованным конвективным движением, содержащим объемный заряд.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 09-05-00888).

Список литературы

1. *Зилитинкевич, С.С.* Теоретические модели высоты пограничного слоя атмосферы и турбулентного вовлечения на его верхней границе / Зилитинкевич С.С., Тюряков С.А., Троицкая Ю.И., Мареев Е.А. // Физика атмосферы и океана. 2012. Т.48, № 1. С.150-160.

2. *Foken, T.* Micrometeorology. 2008. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 306 p.

3. *Смирнов, В.В.* Ионизация в тропосфере. 1992. С.-П.: Гидрометеоиздат. 312 с.

4. *Анисимов, С.В.* Геофизические исследования глобальной электрической цепи /Анисимов С.В., Мареев Е.А. // Физика Земли. 2008. № 8. С. 8-18.

5. *Morozov, V.N.* The influence of convective current generator on the global current // Nonlin. Processes Geophys. 2006. V. 13. P. 243-246.

6. *Анисимов, С.В.* Механизмы связи аэроэлектрического и температурного полей нижней атмосферы / Анисимов С.В., Мареев Е.А., Шихова Н.М. // Радиофизика. 2006. Т.49, №1. С. 35-52.

7. *Marshall, T.C.* A study of enhanced fair-weather electric fields occurring soon after sunrise / Marshall T.C., Rust W.D., Stolzenburg M., Roeder W.P., Krehbiel P. R. // J. Geophys. Res. 1999. 104. P. 24455-24469.

8. *Willett, J.C.* The turbulent electrode effect as influenced by interfacial ion transfer // J. Geophys. Res. 1983. 88. P. 8453-8469.

9. *Shreve, E.L.* Theoretical Derivation of Atmospheric Ion Concentrations, Conductivity, Space Charge Density, Electric Field and Generation Rate from 0 to 60 km // Journal of the Atmospheric Sciences. 1970. V. 27. P. 1186-1194.

10. *Wilson, J. D.* Review of Lagrangian Stochastic Models for Trajectories in the Turbulent Atmosphere / Wilson J. D. and Sawford B. L. // Boundary-Layer Meteorology. 78. P. 191-210.

Программно-аналитический комплекс спектрального оценивания

А.А. Закиров[1]

[1] Владимирский государственный университет имени имени Александра Григорьевича и Николая Григорьевича Столетовых, ул. Горького, 87, Владимир.
e-mail: cheeter33@mail.ru

На физическом экспериментальном полигоне ВлГУ с 2000 по 2012 годы налажена и поддерживается регистрация вертикальной составляющей напряженности электрического поля приземного слоя. Работа связана с исследованием взаимосвязи электрического поля пограничного слоя атмосферы с геофизическими процессами с помощью радиотехнических и радиофизических методов и средств.

Изменения электрического поля пограничного слоя атмосферы происходят под действием различных антропогенных и естественных процессов. Атмосферно-электрические характеристики вблизи поверхности земли тесно связаны с глобальной грозовой активностью, приливными эффектами, метеорологическими явлениями, сейсмической и солнечной активностью. Поставлена задача оценки амплитуды и отношения сигнал/шум на спектральных компонентах электрического поля приземного слоя атмосферы на частотах лунных приливов по результатам анализа электрического поля приземного слоя атмосферы.

Работа базируется на данных, полученных с помощью системы многоканального синхронного мониторинга электрического поля на разнесенных в пространстве станциях [1, 2].

Работа направлена на повышение разрешающей способности при спектральном анализе временных рядов, на возможность оценки спектральной плотности дискретных случайных и регулярных процессов по их усеченным реализациям, с целью повышения достоверности выделения воздействия лунных приливов на электрическое поле. Метод максимальной энтропии является одним из методов спектрального анализа, позволяющий получать высокую разрешающую способность при ограниченных временных реализациях. Для автоматизации обработки и анализа получаемых данных разрабатывается программный комплекс спектрального анализа, основанного на методе корреляционного квадратурного приемника и методе максимальной энтропии.

Для повышения разрешающей способности и более достоверного выделения лунных приливов был применен параметрический метод спектрального оценивания – метод максимальной энтропии.

Метод максимальной энтропии был выбран по следующим причинам:

1) спектр, полученный методом максимальной энтропии, характеризуется наибольшей детальностью;

2) детальное распределение спектра позволяет точно установить период максимумов;

3) спектральная оценка очень выразительна, даже когда период сравним с длиной исходной последовательности;

4) можно не проводить предварительное сглаживание ряда наблюдений, так как оно может проводится самим методом с помощью авторегрессионной модели;

5) метод максимальной энтропии дает хорошую точность спектральных оценок в случае коротких записей данных;

6) при оценке спектральной плотности мощности боковые лепестки отсутствуют в сравнении со спектральной оценкой на основе быстрого преобразования Фурье.

Для спектральной оценки был использован алгоритм Берга [3]. Оценка спектра по методу максимальной энтропии рассчитывалась по формуле:

$$S(f) = \frac{P_M}{2W\left|\sum_{m=1}^{M} a_m \exp\left(-i2\pi m f \Delta t\right)\right|}, \qquad (1)$$

где a_m – весовые коэффициента фильтра предсказания ошибки M-го порядка модели, P_M – среднее значение мощности сигнала на выходе фильтра предсказания ошибки M-го порядка модели, W - наибольшая частотная составляющая анализируемого процесса ($W=1/(2\Delta t)$), f – частота интересующего сигнала, Δt - период дискретизации временного ряда.

Значение амплитуды сигнала рассчитывалось по формуле:

$$A(f) = \sqrt{\frac{S(f)}{2}}. \qquad (2)$$

Для оценки возможностей метода максимальной энтропии было проведено имитационное моделирование. Для анализа влияния порядка авторегрессионно модели на амплитуду выходного сигнала был взят гармонический сигнал $\sin(2\pi f)$ длительность 10000 точек с периодом дискретизации 3600 секунд, частота гармонического сигнала 1e-5 Гц. Расчет проводился для следующих значений авторегрессийонной модели: 50, 100, 500, 1000, 5000, 10000 и при следующих значениях отношения сигнал/шум: 0.1, 0.5, 1, 5, 10. Результаты приведены на рис. 1 .

На рис. 2 приведена зависимость амплитуды сигнала от его частоты при следующих значениях отношения сигнал/шум: 0.1, 0.5, 1, 5, 10. Расчет производился для частот: 1e-5, 5e-5, 1e-4, 5e-4, 1e-3, 5e-3, 1e-2, 5e-2, 1e-1, 5e-1, 1 Гц. Расчет был произведен при длине ряда 2160 точек, приод дискретизации 3600 секунд, порядок авторегрессионной модели 1080.

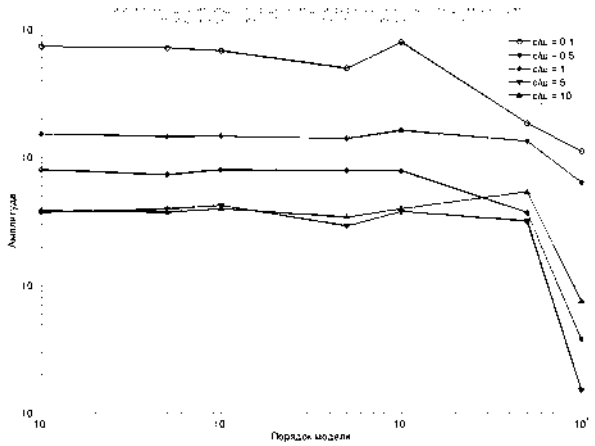


Рис. 1. Зависимость амплитуды сигнала от порядка авторегрессионной модели при различных значениях отношения сигнал/шум.

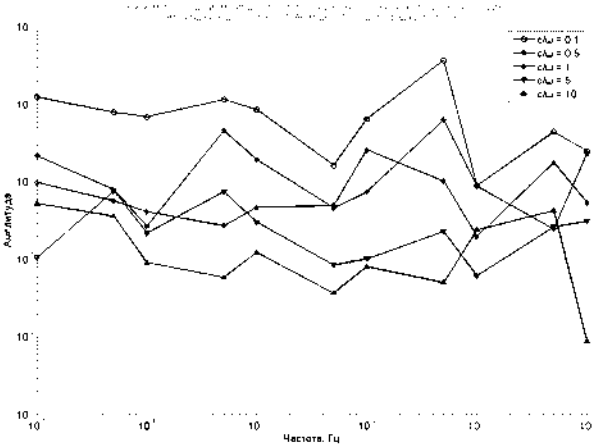


Рис. 2. Зависимость амплитуды сигнала от частоты сигнала при различных значениях отношения сигнал/шум.

В результате проведенного имитационного моделирования можно сделать вывод о том, что метод максимальной энтропии не позволяет получить точную оценку амплитуды сигнала на частотах лунных приливов.

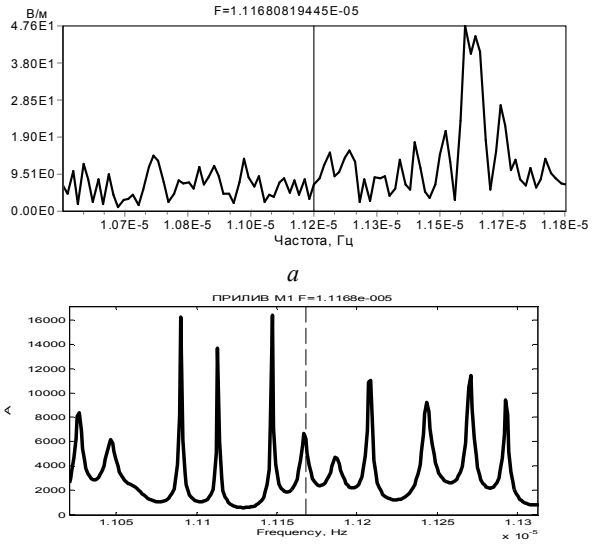
С помощью программного комплекса был проведен спектральный анализ вертикальной составляющей напряженности электрического поля приземного слоя атмосферы с помощью метода максимальной энтропии на частотах лунных приливов.

Каталог лунных приливов

№ п/п	Название источника	Частота, 10^{-5} Гц	Период, ч
1	Прилив M_f	0,0890285754845	312,0115
2	Прилив Q_1	1,08014899978	25,71(6)
3	Прилив N_2	2,19587176108	12,65
4	Прилив M_2	2,237136465324	12,4(6)
5	Прилив O_1	1,075921027515	25,8176
6	Прилив M_1	1,11680819445	24,8724
7	Прилив J_1	1,2043449074	23,0646
8	Прилив OO_1	1,462806134	18,9891
9	Прилив $2N_2$	1,9389513889	14,3261
10	Прилив L_2	2,2770266607	12,1991

Расчет спектральных оценок проводился по следующим станциям регистрации:

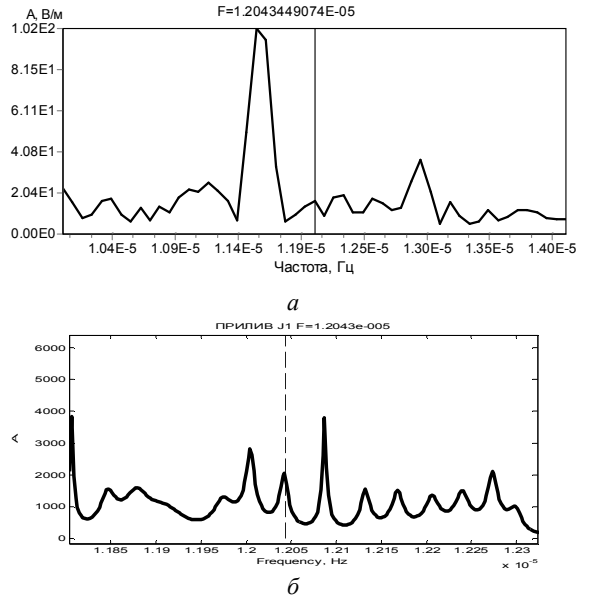
1) Физический экспериментальный полигон ВлГУ: 1998-2011 гг.
2) Обнинск, Научно-производственное объединение «Тайфун»: 2009-2011 гг.
3) Камчатка, п. Паратунка: 2007-2009 гг.
4) Байкал, п. Листвянка: 2006 – 2008гг.
5) Байкал, ст. Хулугайша: 2007-2009 гг.
6) Байкал, п.Монды: 2007-2008 гг.
7) Главная геофизическая обсерватория, п. Воейково, 1966-1995 гг.
8) Главная геофизическая обсерватория, Верхнее Дуброво, 1974-1995 гг.
9) Главная геофизическая обсерватория, Душети, 1967-1980 гг.



а

б

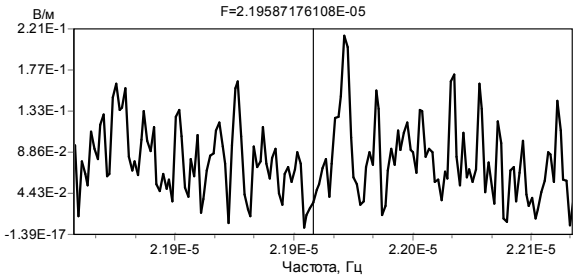
Рис. 3. Станция Полигон, прилив M1: а - спектр, полученный с помощью корреляционного квадратурного приемника; спектр, полученный с помощью метода максимальной энтропии, порядок модели 77000.



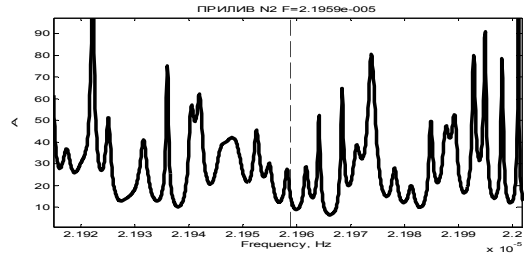
а

б

Рис. 4. Станция Обнинск, прилив J1: а - спектр, полученный с помощью корреляционного квадратурного приемника; спектр, полученный с помощью метода максимальной энтропии, порядок модели 44000.

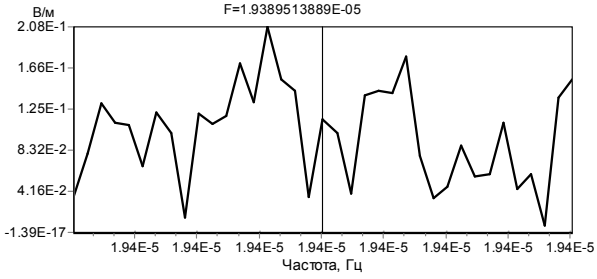


а

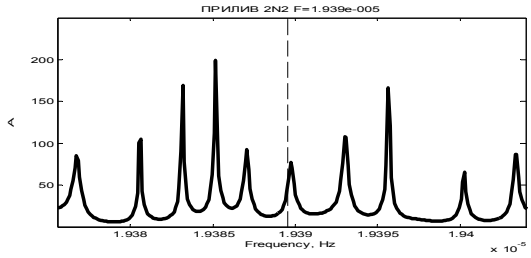


б

Рис. 5. Станция Верхнее Дуброво, прилив N2: а - спектр, полученный с помощью корреляционного квадратурного приемника; спектр, полученный с помощью метода максимальной энтропии, порядок модели 100000.



а



б

Рис. 6. Станция Воейково, прилив 2N2: а - спектр, полученный с помощью корреляционного квадратурного приемника; спектр, полученный с помощью метода максимальной энтропии, порядок модели 131000.

Спектральный анализ с помощью метода максимальной энтропии показал повышение разрешающей способности по частоте по сравнению с методом корреляционного оптимального приемника. Но метод максимальной энтропии не позволяет точно определить амплитуду исходного сигнала.

По сравнению с методом корреляционного оптимального приемника, метод максимальной энтропии имеет следующий недостаток: невозможность определения порядка модели перед расчетом, что приводит к многократному рас чету, по этому значительно увеличивается время расчета спектральных оценок.

Работа осуществляется при поддержке гранта РФФИ 11-05-97518, ФЦП № 14.740.11.0407, ФЦП № 16.740.11.0185 и ГЗ № 5.2971.2011.

Список литературы

1. *Грунская, Л.В.* Лунные приливы в электрическом поле пограничного слоя атмосферы / Л.В.Грунская, В.Н Морозов, В.А. Ефимов, А.А. Закиров // Известия вузов. Физика. 2010. –т.53.- №1.- С.22-27.

2. *Grunskaya L.V., Efimov V.A., Isakevich V.V., Zakirov A.A.* Experimental investigations of the interaction between the ELF Earth electromagnetic fields and astrophysical processes. // American Institute of Physics AIP Conf. Proc. – 2010.- V.1206.- p. 455-461.

3. *Марпл С.Л.* Цифровой спектральный анализ и его приложения. Под. ред. Рыжака. – С.: Мир. – 1990. – 584 с.

Планетарные волны в полях геопотенциальной высоты, восстановленных по данным о температуре эксперимента COSMIC

А.С. Зарубин, А.И. Погорельцев, Е.Н. Савенкова

Российский государственный гидрометеорологический университет, Малоохтинский пр., 98, Санкт-Петербург.
e-mail: a-zarubin@mail.ru

Изучение изменчивости динамических процессов в стратосфере, как части общей циркуляции атмосферы, является одной из важнейших фундаментальных задач физики атмосферы. Одним из основных объектов исследования служат волны планетарного масштаба. В результате диссипации в стратосфере и выше в мезосфере и термосфере, волны передают переносимые энергию и импульс среде, тем самым, воздействуя на тепловой баланс и циркуляцию атмосферы. Последние десятилетия характеризуются интенсивным развитием аэрокосмических и наземных систем наблюдения за состоянием и динамикой атмосферы на различных высотах, идет накопление новых экспериментальных данных, требующих дальнейшего осмысления, обработки и интерпретации. Одним из источников информации о глобальном распределении метеорологических полей стали данные радиозатменного зондирования атмосферы эксперимента COSMIC/FORMOSAT-3 (Constellation Observing System for Meteorology, Ionosphere and Climate, в дальнейшем COSMIC) [1]. Цель настоящей работы – анализ межгодовой изменчивости планетарных волн в полях геопотенциальной высоты, восстановленных по данным о температуре эксперимента COSMIC, а также изучение глобальных резонансных свойств атмосферы.

В работе [2] описан метод определения характеристик стационарных (неподвижных относительно земной поверхности) и бегущих планетарных волн на основе данных о температуре, получаемых в ходе эксперимента COSMIC, а также показано, что амплитуды и периоды осцилляций, полученных по данным эксперимента COSMIC и данным, ассимилированным в модели UK Met Office, качественно (а частично и количественно) совпадают. Используя уравнение гидростатики, по данным о температуре, полученным в ходе эксперимента COSMIC, были восстановлены поля геопотенциальной высоты для зимних месяцев 2008-2011 гг. Для определения характеристик планетарных волн в полях геопотенциальной высоты применялся тот же метод, что и при обработке данных о температуре.

На рис.1 в качестве примера показаны вейвлет амплитуды стационарных и бегущих на запад планетарных волн с зональным волновым числом m=1 в поле геопотенциальной высоты, восстановленном по данным о температуре эксперимента COSMIC, а также вейвлет амплитуды, полученные по данным ассимилированным в модели UK Met Office, для

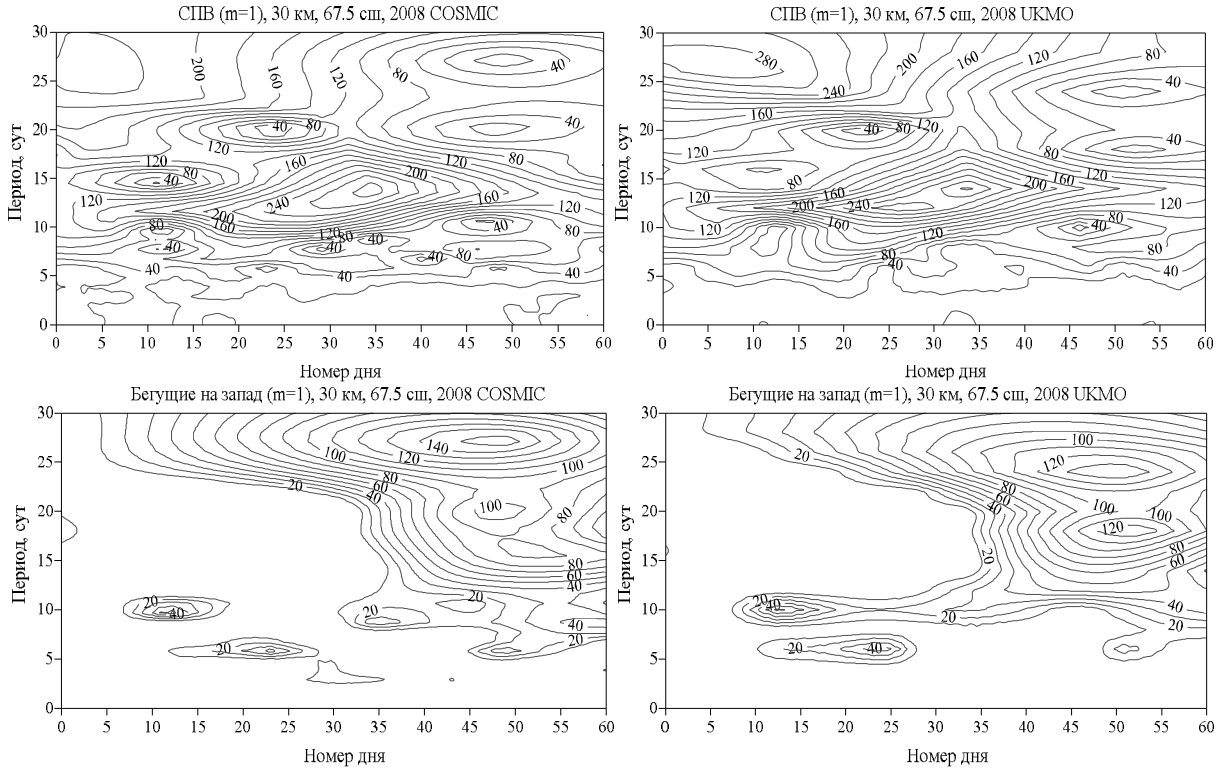


Рис. 1. Вейвлет амплитуды стационарных (верхняя панель) и бегущих на запад (нижняя панель) планетарных волн (m=1) в поле геопотенциальной высоты по данным эксперимента COSMIC и данным ассимилированным в модели UK Met Office соответственно.

января-февраля 2008 года на высоте 30 км и широте 67.5 в Северном полушарии. Из рисунка видно, что для бегущих на запад планетарных волн наблюдаются максимумы на периодах около 5, 10 и 16 суток, которые могут быть интерпретированы как проявления нормальных атмосферных мод (1,1), (1,2) и (1,3), т.е. 5, 10 и 16 дневных волн. Следует отметить, что на высоких широтах глобальные резонансные колебания маскируются сильной низкочастотной изменчивостью, обусловленной нелинейным взаимодействием планетарных волн со средним потоком. На низких широтах амплитуды нормальных атмосферных мод с зональным волновым числом m=1 соизмеримы с амплитудами колебаний стационарной волны, поэтому максимумы на резонансных частотах прослеживаются лучше [3].

На рис.2-4 показаны усредненные за январь-февраль амплитуды осцилляций стационарной волны и амплитуды волн, бегущих на восток и запад, на высоте 30 км и широте 67.5N для 2008-2011 гг. Результаты, полученные по данным эксперимента COSMIC и данным UK Met Office, не всегда совпадают, что может быть объяснено внутренней изменчивостью, которую генерирует сама модель UK Met Office (особенно в условиях сильно возмущенной атмосферы), а также возрастающей с высотой погрешностью за счет ионосферных флуктуаций при измерении температуры в эксперименте COSMIC. Из рисунков видно, что амплитуды осцилляций стационарной волны значительно больше амплитуд бегущих на запад планетарных волн и, как отмечалось выше, глобальные резонансные колебания атмосферы могут маскироваться. При этом на рис. 4 прослеживаются максимумы амплитуд на частотах близких к резонансным, которые могут быть идентифицированы с нормальными атмосферными модами с зональным волновым числом m=1.

Полученные результаты показывают, что данные радиозатменных наблюдений COSMIC могут использоваться для обнаружения и анализа планетарных волн на высотах стратосферы.

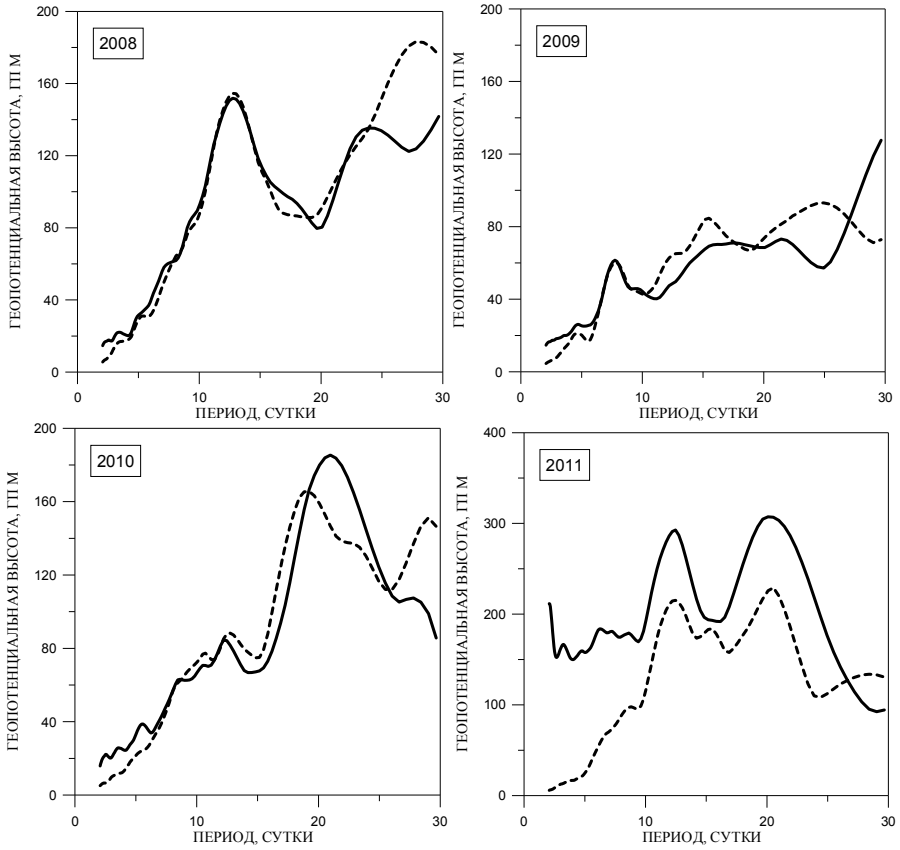


Рис. 2. Усредненные за январь-февраль амплитуды осцилляций стационарной волны (m=1) в полях геопотенциальной высоты, восстановленным по данным о температуре эксперимента COSMIC (сплошная линия) и полученным по данным UK Met Office (штрихи) на высоте 30 км и 67.5N для 2008-2011гг.

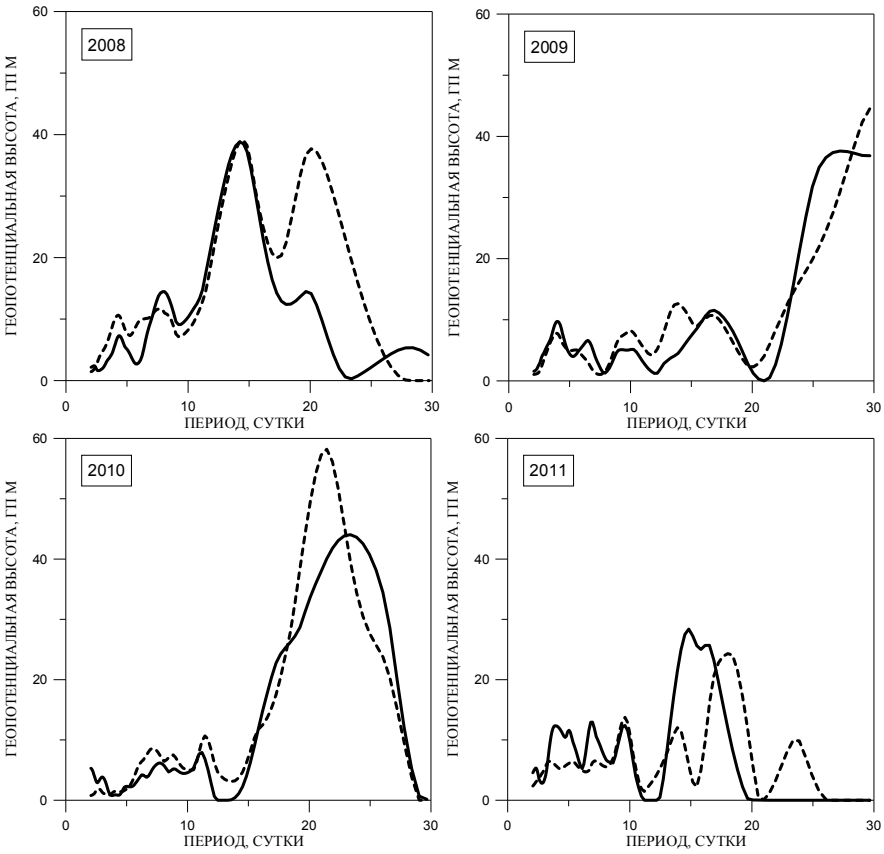


Рис. 3. Усредненные за январь-февраль амплитуды бегущих на восток планетарных волн (m=1) в полях геопотенциальной высоты, восстановленным по данным о температуре эксперимента COSMIC (сплошная линия) и полученным по данным UK Met Office (штрихи) на высоте 30 км и 67.5N для 2008-2011гг.

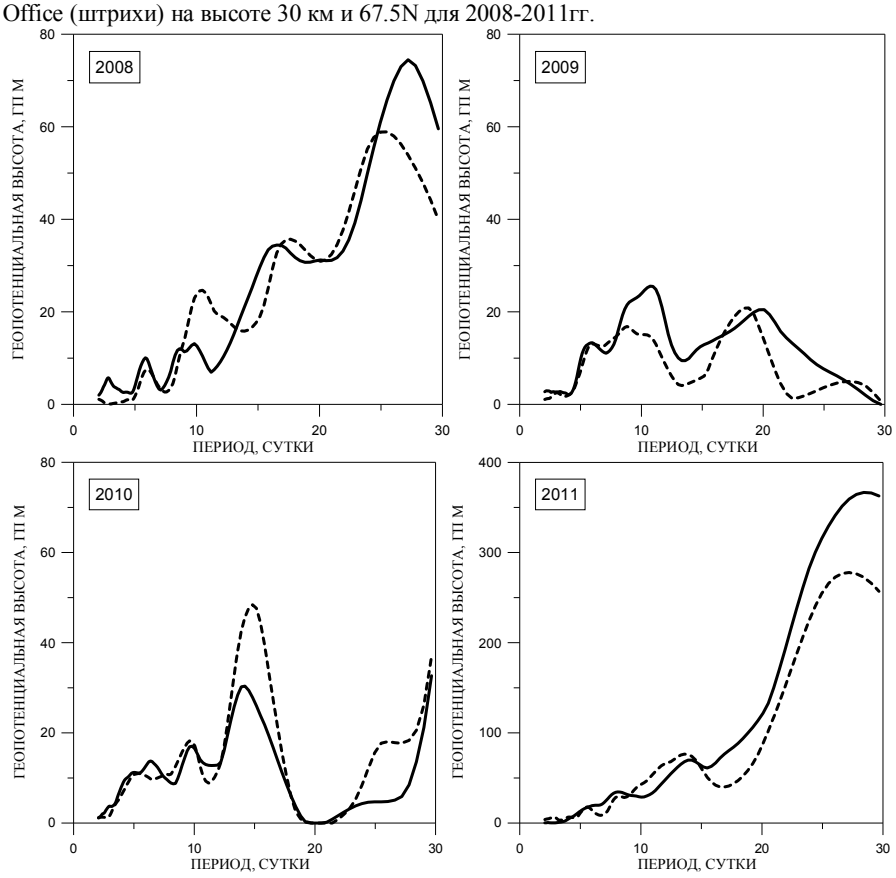


Рис. 4. Усредненные за январь-февраль амплитуды бегущих на запад планетарных волн (m=1) в полях геопотенциальной высоты, восстановленным по данным о температуре эксперимента COSMIC (сплошная линия) и полученным по данным UK Met Office (штрихи) на высоте 30 км и 67.5N для 2008-2011гг.

Данная работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант РФФИ 11-05-00971) и Федерального агентства по образованию в рамках реализации ФЦП «Кадры» (государственный контракт № 02.740.11.0728).

1. *Anthes, R.A.* COSMIC/FORMOSAT-3 Mission. Early results // Bull. American Meteorological Society. 2008. V. 89. P. 313-333.

2. *Зарубин, А.С.* Планетарные волны в стратосфере на основе анализа радиозатменных данных эксперимента COSMIC / Е.Н. Савенкова, А.И. Погорельцев // Труды II Всероссийской научной конференции «Проблемы военно-прикладной геофизики и контроля состояния природной среды». 2012. Т. 2. С. 193-197.

3. *Pogoreltsev, A.I.* Variability of Planetary Waves as a Signature of Possible Climatic Changes / *A.Yu. Kanukhina, E.V. Suvorova, E.N. Savenkova* // J. Atmos. Solar-Terr. Phys. 2009. V. 71 .P. 1529-1539.

Оценка климатических условий функционирования автомобильной отрасли Томской области

Н.С. Иванова, И.В. Кужевская

Томский государственный университет, пр. Ленина, 36, г. Томск.
e-mail: ivnase@sibmail.ru

Реалистичная оценка современных климатических ресурсов и их возможных изменений в будущем является основой для выработки долгосрочной стратегии планирования и оптимизации производительных - 107 -сил в автомобильной отрасли. Такая постановка вопроса определяет необходимость развития для России региональных прогнозов вариаций автомобильных климатических ресурсов (АКР) в связи с территориальными природно-обусловленными различиями экономики, а также из-за неравномерности проявления климатических изменений.

Обеспечение дорожных организаций точными и надежными информационными ресурсами о текущем и будущем климате области для решения задач проектирования, строительства, ремонта и содержания автомобильных дорог, а также обеспечения безопасности дорожного движения необходимо для реализации обширных планов по строительству новых дорог (Транспортная стратегия Российской Федерации на период до 2030 г., Стратегия социально-экономического развития Сибири до 2020 г., Стратегия развития транспортной системы Томской области в 2008-2025 гг.). Для территории России исследования такого плана проводятся в Главной геофизической обсерватории, во ВНИИГМИ–Мировой центр данных, основные результаты которых изложены в [1, 2]. Для детализации АКР Западной Сибири ведутся исследования в «Сибирском региональном научно-исследовательском гидрометеорологическом институте», которые акцентированы, в основном, на Новосибирской области. Для административного субъекта – Томской области – в рамках развития транспортной стратегии также требуется большая детализация в оценках изменения климатической составляющей основных отраслей её хозяйственного комплекса.

Зимние дороги – основные транспортные артерии для газонефтяных промыслов (**рис.1**). В пик функционирования дороги, который обычно приходится на февраль, зимник на прямых открытых участках по своим свойствам практически ничем не отличается от дорог с покрытием. В среднем, зимняя дорога служит три месяца. Завоз материалов и оборудования по зимней автодороге с экономической точки зрения, является наиболее эффективным способом перевозки грузов. Если зимой не организовать поставку максимального количества материально-технических ресурсов, предприятие рискует увеличить затраты на услуги вертолетного транспорта, кроме того, что доставка тяжеловесного габаритного груза по воздуху невозможна.

Общая протяженность зимних автодорог в регионе составляет порядка 500 км. Территориально они расположены в трех областях: Новосибирской (около 50 км), Омской (80 км) и Томской, на которую приходится наибольшее количество дорог с полотном из снега, льда и мерзлого грунта.



Рис.1. Карта-схема расположения автомобильных дорог Томской области различного покрытия

В рамках федеральной целевой программы «Дороги XXI века» в Западной Сибири ведётся строительство автомобильной магистрали - «Северная широтная дорога». Магистраль должна обеспечить постоянную транспортную связь основных нефте- и газодобывающих районов севера Западной Сибири с промышленными центрами юга Западной и Восточной Сибири, Тюменской и Свердловской областей, северного Урала и европейской части России и она станет составной частью федеральной автомобильной дороги Москва - Хабаровск.

Проект Северной широтной дороги «Пермь – Ивдель – Ханты-Мансийск – Сургут – Нижневартовск – Томск» (**рис.2**) включен в вышеперечисленные транспортные стратегии Российской Федерации. Поэтому изучение климатических условий и их оценка необходимы для обеспечения дорожных организаций информационными ресурсами.

В течение всего срока службы дорога подвержена активному воздействию многочисленных природных факторов [2] (замерзание и оттаивание грунтов земляного полотна, сезонные изменения их водно-теплового режима, снежные заносы, обледенение и т.д.). В зимний период они проявляют наибольшее влияние, когда к метеорологическим условиям, неблагоприятным для движения в другие сезоны года, добавляются такие как: объем переносимого снега за зиму с максимальной продолжительность метелей ($м^3$/погонный м); частота, продолжительность и количество случаев образования гололеда; общий объем снега, выпадающий за зимний период на 1 $м^2$ покрытия при снегопадах; повторяемость числа дней с такими

явлениями как иней, изморозь, «чёрный лёд», твердый, зернистый и ледяной налёт, снежный накат, оледенелый и тающий снег и др.



Рис. 2. Карта-схема участка Северной широтной дороги «Пермь-Томск» (сплошная линия) и участок Транссибирской железнодорожной магистрали (пунктирная линия)

Функционирование автомобильной отрасли в Томской области проходит в сложных климатических условиях. При проектировании, строительстве и содержании автомобильных дорог требуется ряд прикладных климатических показателей, необходимых для обеспечения оптимального функционирования и эксплуатации дорог, таких как среднее число дней с температурой воздуха ниже или равной -30 °С (для Томской области колеблется в пределах одного месяца), дата появления снежного покрова (приходится на конец первой и начало второй декады октября), дата образования устойчивого снежного покрова (приходится на третью декаду октября). Среднее годовое число дней со всеми видами обледенения (по территории составляет от 14 на станции Первомайское до 65 дней на станции Александровское), среднее число дней с туманом, которое для Томской области составляет от 4 до 12 дней за холодное полугодие, за теплое полугодие – от 7 до 17 дней.

В статье более подробно рассмотрено влияние опасных и особо опасных для автотранспорта метеорологических явлений ухудшающие состояние дорожного покрытия, т.е. сцепление колёс с дорогой, к каким относятся переход (единожды за сутки или многократно) температуры воздуха через 0 °С и температура воздуха ниже или равная -25 °С. Рассматриваемые показатели можно назвать эффективными с учетом интересов автомобильной отрасли.

Переход (единожды за сутки или многократно) температуры воздуха через 0 °С.

Наибольшее влияние на состояние и качество любого дорожного покрытия оказывают погодные условия, при которых происходит переход (единожды за сутки или многократно) температуры воздуха через 0 °С. На температуру дорожных покрытий оказывает влияние большое количество параметров как метеорологических, так и дорожных. В связи с этим скользкость будет различаться на разных участках дороги. Это приводит к тому, что она может образоваться только на отдельном, небольшом участке, в то время как на соседних участках скользкость не будет отмечена. Это существенно усложняет прогнозирование образования скользкости в зимний период, т.к. измерений температуры дорожных покрытий не производится ни в дорожных организациях, ни на метеорологических станциях

В последнее десятилетие отмечается тенденция к увеличению длительности весенних и осенних периодов, которые отличаются большей повторяемостью циклонических процессов по сравнению с зимним сезоном. При этом, весной таких переходов наблюдается больше, чем осенью. Одной из причин поздних переходов температуры воздуха через 0 °С, как отмечают авторы работы [2], является положение и эволюция полярного циклонического вихря в тропосфере. Так, смещение вихря в сторону Азии определяет поздние сроки перехода, когда наблюдаются отрицательные отклонения от нормы геопотенциала на поверхности 500 гПа и увеличение барических градиентов в средней тропосфере в южных районах Сибири. Смещение полярного вихря в сторону Америки, наоборот, приводит к преобладанию широтных процессов, небольших скоростей переноса в средней тропосфере и определяет положительную аномалию средней месячной температуры, что, в конечном итоге, вызывает установление ранних сроков перехода температуры воздуха через 0 ºС.

В сезонном ходе наблюдаются два максимума среднего многолетнего числа дней с переходом температуры воздуха через 0 °С. Основной максимум отмечается в апреле (16-19), второстепенный – в октябре (12-14). Большинство случаев (60 %) с рассматриваемым явлением отмечается в весенний период.

На **рис. 3** представлена динамика типового временного ряда числа дней с переходом температуры воздуха через 0 °С. Интегрально-разностная кривая, построенная по суммам аномалий явления, позволяет наглядно проследить изменения в динамике временного ряда.

К концу XX в. в области происходит смена положительного знака аномалий на отрицательный, что говорит об уменьшении числа дней с переходом температуры воздуха через 0 °С. Возможно, это связано с тем, что в Томской области наблюдается увеличение продолжительности осеннего периода и, соответственно, уменьшение периода установления зимы (предзимья). Как отмечают авторы работы [1] быстрое формирование зимнего периода, то есть наступление устойчивой отрицательной температуры, а так же уменьшение количества оттепелей обеспечивают уменьшение числа дней с переходом температуры воздуха через 0 °С.

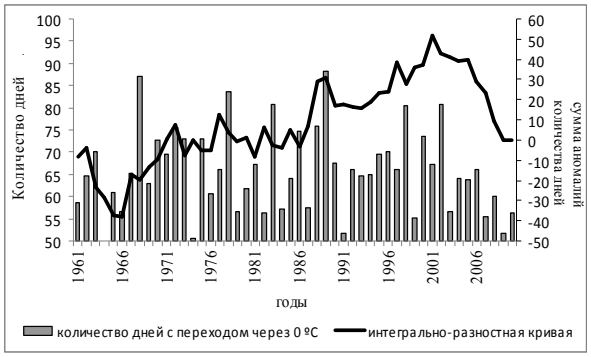


Рис. 3. Динамика числа дней с переходом температуры воздуха через 0 °С и интегрально-разностная характеристика ряда для Томской области

Продолжительность периодов (табл.1) с переходами температуры воздуха через 0 °С равная одному дню преобладает на всех станциях (45%), причем таких периодов больше на юге области.

Таблица 1

Вероятность периодов с переходами температуры воздуха через 0 °С различной продолжительности

Продолжительность периода	Александровское	Колпашево	Напас	Пудино	Средний Васюган
1	45,5	46	45,4	48	45,4
2	23,4	21,9	20,7	22,6	23,7
3	13,2	7,4	11,5	10,6	12,5
4	6,9	4,7	8,2	6,5	6,4
5	3,7	2,2	4,5	3,3	3,7
6	2,7	2,2	2,8	2,5	2,5
7	1,2	2,4	1,8	1,1	1,9
8	1,3	1,2	1,8	1,4	0,9
9	0,8	0,9	1,1	1,1	1
10	0,6	0,4	0,9	0,5	0,5
11	0,3	0,2	0,2	0,3	0,2
12	0,1	0,1	0,1	0,5	0,2
13	0,1	0,4	0,5	0,4	0,3
14		0,1		0,1	0,2

С увеличением продолжительности периодов уменьшается их повторяемость. Так повторяемость периодов с переходами температуры воздуха через 0 °С продолжительностью 2 дня встречается в два раза реже (20,7-23,7%) по отношению к единичному случаю, продолжительностью 3 дня – в среднем в 4 раза (7,4-13,2%), продолжительностью 4 дня – в среднем в 7 раз (4,7-8,2%). Максимальная непрерывная продолжительность периода с переходами температуры воздуха через 0 °С внутри сезона увеличивается по области с севера на юг (14-25 дней), причем вероятность таких периодов составляет от 0,7 до 0,24%.

Следует отметить, что при непрерывной продолжительности периодов с переходами температуры воздуха через 0 °С равной 3 дням разрушается верхний слой зимней автодороги, при продолжительности периодов равной 7 дням происходит полное разрушение зимника.

Максимальная непрерывная продолжительность периодов с переходами температуры воздуха через 0 °С (табл.2) составляет от 13 до 23 дней в марте и апреле, от 8 до 13 дней в октябре и ноябре, следовательно весной продолжительность таких периодов больше, чем осенью.

Таблица 2

Максимальная непрерывная продолжительность периодов с переходами температуры воздуха через 0 °С за отдельные месяцы

месяц	Александровское	Колпашево	Напас	Пудино	Средний Васюган
март	13	18	16	19	9
апрель	12	15	22	23	20
май	11	9	10	10	9
сентябрь	7	7	7	8	9
октябрь	9	11	11	11	13
ноябрь	8	8	8	12	13

Повторяемость таких периодов в большинстве случаев меньше 1%, т.е. периоды такой продолжительности встречаются менее 1 раза в 100 лет.

Среднесуточные температуры воздуха ниже или равная -25 °С. Выбор такого критерия связан с тем, что с понижением температуры плотность льда увеличивается. В морозный, но ясный день лед может подтапливаться, при этом он становится гладким, что, в свою очередь, способствует уменьшению коэффициента сцепления шин с дорожным полотном. С повышением же температуры выше -15 °С лед размягчается, на нем образуется водяная пленка, также резко снижающая сцепные свойства. При дальнейшем повышении температуры до 0 °С лед становится рыхлым и рвется.

Для зимних условий в Западной Сибири характерным является развитие западного отрога азиатского антициклона, который отличается холодной и ясной погодой, и, следовательно, увеличением рассматриваемого показателя - числа дней с температурой воздуха ниже -25 °С.

Среднее число дней со среднесуточной температурой воздуха ниже -25 °С по всей области имеет практически одинаковые значения в среднем 23-25 дней, за исключением станций Александровское, Каргасок, Напас, которые расположены на севере области и характеризуются большим количеством холодных дней (29-34) и станции Томск на юге (17). Самым холодным месяцем для всей территории является январь, на который приходится 37% случаев.

Характерной особенностью для Томской области является наличие одного в марте дня со среднесуточной температурой воздуха ниже -25 °С. Число дней с таким явлением за холодный период превышающее отметку 36 наблюдалось лишь в 10 % всех случаев.

Расчет вероятностей средней и максимальной непрерывной продолжительности периодов с низкими среднесуточными температурами воздуха в первую очередь, необходим в связи с тем, что низкие температуры воздуха и, связанное с ними, охлаждение агрегатов затрудняют пуск двигателей, уменьшают надежность автомобилей, ухуд-

шают экономичность, увеличивают расход топлива, усложняют обслуживание автомобилей и их вождение.

Средняя продолжительность периодов с низкими среднесуточными температурами воздуха представлена в табл. 3.

Таблица 3

Средняя продолжительность периодов с низкими среднесуточными температурами воздуха

станции	со среднесуточной температурой воздуха		
	≤ -25 °С	≤ -30 °С	≤ -35 °С
Александровское	3	2,5	2
Напас	2,9	2,5	2,2
Колпашево	2,7	2,4	1,9
Средний Васюган	2,7	2,2	1,7
Пудино	2,6	2,1	1,7

Средняя продолжительность периодов со среднесуточной температурой воздуха ≤ –25 °С составляет около 3 дней, со среднесуточной температурой воздуха ≤ –30 °С – 2,1-2,5 дней, со среднесуточной температурой воздуха ≤ –35 °С – 1,5-2,2 дней.

Таблица 4

Максимальная непрерывная продолжительность периодов с низкими среднесуточными температурами воздуха

Продолжительность периода, дни	среднесуточная температура воздуха					
	≤ -25 °С		≤ -30 °С		≤ -35 °С	
	кол-во периодов	Вероятность, %	кол-во периодов	Вероятность, %	кол-во периодов	Вероятность, %
Александровское	1 (29)	0,19	1 (23)	0,29	1 (14)	0,5
Напас	1 (25)	0,2	1 (20)	0,27	1 (13)	0,49
Колпашево	1 (28)	0,22	1 (24)	0,38	1 (11)	0,67
Ср.Васюган	1 (23)	0,22	1 (16)	0,36	1 (11)	0,64
Пудино	1 (28)	0,22	1 (13)	0,38	1 (11)	0,73

Примечание – Количество периодов максимальной непрерывной продолжительности, в скобках – максимальная продолжительность, дни

Максимальная непрерывная продолжительность периодов со среднесуточной температурой воздуха ≤ –25 °С по области колеблется от 17 до 29 дней, со среднесуточной температурой воздуха ≤ –30 °С – от 13 до 24 дней, со среднесуточной температурой воздуха ≤ –35 °С – в среднем составляет 11 дней (табл. 4). Повторяемость периодов со среднесуточной температурой воздуха ≤– 25 °С в среднем составляет 0,2%, со среднесуточной температурой воздуха ≤ –30 °С – 0,4%, со среднесуточной температурой воздуха ≤ –35 °С – 0,6%.

Период со среднесуточной температурой воздуха ≤ –35 °С встречаются реже и, как правило, являются продолжительными, вследствие установления антициклонального типа погоды, что является характерным для территории Томской области.

Заключение

Экономический аспект проблеме изменения климатических условий придает феномен ограниченности климатических характеристик во времени. Так, в случае конечности какого-либо свойства можно ставить вопрос о его цене и о цене, которую надо заплатить за сохранение (восстановление) пострадавшего в результате климатических изменений сегмента экономики в нашем случае – автомобильных климатических ресурсов. АКР Томской области, как и другие природные ресурсы, открывают возможности для капиталовложений и стимулируют развитие технологий, оптимально соответствующих новым климатическим условиям.

Полученные результаты, указывают на то, что в будущем рассматриваемое неблагоприятное для автомобильной отрасли явление будет учащаться, что, в свою очередь, затруднит эксплуатацию и функционирование дорожной сети области в зимний период. В складывающейся ситуации автовладельцам нужно быть более внимательными и предпринимать необходимые меры безопасности.

Литература

1. *Барашкова, Н.К., Кужевская, И.В., Носырева, О.В.* Переход температуры воздуха через 0 и 5 ˚С на юге Западной Сибири: режим, статистические характеристики и сопутствующие циркуляционные условия // Вестник ТГУ. Томск: ТГУ, 2009, № 325, С. 191-195

2. Оценка макроэкономических последствий изменений климата на территории Российской Федерации на период до 2030 г. и дальнейшую перспективу / [В.М. Катцов, Н.В. Кобышева, В.П. Мелешко и др.]; под. ред. д. ф.-м. н. В.М. Катцова, д. э. н., проф. Б.Н. Порфирьева; Федер. Служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет). – Москва: Д'АРТ: Главная геофизическая обсерватория, 2011. – 252 с.

3. *Барашкова, Н.К.* Характеристика циркуляционных сезонов и их средних температур в Томске // Оптика атмосферы и океана, 2003, Т. 16, № 07. – С. 598-601

Особенности биоклиматических условий Приволжского федерального округа

М.В.Исаева

Казанский (Приволжский) федеральный университет, ул. Кремлевская, 18, Казань.

e-mail: 1marina.isaeva@mail.ru

Ресурсные исследования климата в данной работе проводились по наиболее актуальному направлению прикладной климатологии – биоклиматической составляющей. Биоклимат территории – важный природный ресурс, от состояния которого зависит комфортность ощущений и самочувствие человека, работоспособность, производительность труда и здоровье организма в целом. Определяя влияние изменений метеорологических условий на адаптационные механизмы, можно решить проблему сохранения здоровья человека в условиях ухудшения среды обитания [1].

Особую важность приобретают исследования, в задачу которых входят биоклиматическая оценка и территориальная дифференциация биоклиматических условий на региональном уровне. Биоклиматическая оценка – определение положительных и отрицательных воздействий различных климатических факторов и их комплексов на организм – выявляет медико-климатический потенциал территории с целью рационального использования ландшафтно-климатических условий в здравоохранении и для рекреации.

Биоклиматические показатели и ресурсы оцениваются применительно к человеку и характеризуют связь климата с его тепловым состоянием, здоровьем, особенностями рекреации и санитарно-гигиенической оценкой в естественных условиях. Выделены следующие составляющие биоклиматических ресурсов:

– рекреационно-климатические ресурсы;

– санитарно-гигиенические климатические ресурсы для градостроительства;

– физиолого-климатические ресурсы теплового состояния человека;

– лечебно-профилактические климатические ресурсы для основных видов заболеваний (сердечно-сосудистых, заболеваний органов дыхания, ревматических и простудных, туберкулеза и глазных) [5].

Для оценки теплового состояния человека разработан ряд биоклиматических показателей, которые позволяют определить уровень его тепловой или холодовой нагрузки в летнее и зимнее время года. В результате анализа публикаций, посвященных разработке и описанию многочисленных биоклиматических индексов, показателей и критериев оценки уровня комфорта, были отобраны следующие биоклиматические показатели:

- эффективная температура *(ЭТ)* неподвижного воздуха

$$ЭТ=t-0{,}4(t-10)(1-f/100), \quad (1)$$

где f – относительная влажность воздуха; t – температура воздуха, ^{o}C;

- эквивалентно-эффективная температура *(ЭЭТ)* – показатель тепловой чувствительности с учетом влияния ветра

$$ÅÒ=37-\frac{37-t}{0.68-0.0014f+\frac{1}{1.76+1.4v^{0.75}}}-0.29t(1-\frac{f}{100}) \quad (2)$$

где ET – ЭЭТ, t – температура воздуха, ^{o}C; f – относительная влажность, %; v- скорость ветра, м/с;

- индекс суровости (S) по Бодману

$$S=(1\text{-}0{,}04t)(1+0{,}27v), \quad (3)$$

где S – индекс суровости, баллы; t – температура воздуха, ^{o}C, v – скорость ветра м/с;

- приведенная температура ($t_{прив}$) по Адаменко Хайруллину

$$t_{прив}=t_{в}-8{,}2\sqrt{V}, \quad (4)$$

где $t_{прив}$ – приведенная температура, ^{0}C; $t_{в}$ – фактическая температура воздуха, °C ; V – скорость ветра, м/с;

- индекс ветрового охлаждения (H_w) по Хиллу

$$H_w=H_d+(0{,}085+0{,}102v^{0,3})(61{,}1\text{-}e)^{0,75}, \quad (5)$$

где $H_d=(0{,}13+0{,}47v^{0,5})(36{,}6\text{-}t)$; v – скорость ветра, м/с; t – температура воздуха, ^{o}C; e – упругость водяного пара, гПа;

- радиационно-эквивалентно-эффективная температура (РЭЭТ)

$$РЭЭТ=125\lg[1+0{,}02T+0{,}001(T\text{-}8)(f\text{-}60)\text{-}0{,}45(33\text{-}T)\sqrt{V}+185B], \quad (6)$$

где T – температура воздуха, ^{o}C; f – относительная влажность воздуха, %; V – скорость ветра, м/с; B – поглощенная поверхностью тела солнечная радиация, кВт/м^2;

- нормальная эквивалентно-эффективная температура (НЭЭТ) – показатель тепловой чувствительности с учетом влияния ветра для одетого человека:

$$НЭЭТ=0{,}8ЭЭТ+7^{0}C, \quad (9)$$

где ЭЭТ – эквивалентно-эффективная температура ЕТ по Миссенарду;

- биологически активная температура

$$БАТ=0{,}8\ НЭЭТ+9^{0}C, \quad (10)$$

где НЭЭТ – нормальная эквивалентно-эффективная температура [2,3,4].

В качестве исходных использованы статистические данные (с 1966 по 2004 г.) Всероссийского научно-исследовательского института гидрометеорологической информации Мирового центра данных г. Обнинска, сети станций Приволжского округа.

Проанализированы результаты расчетов сезонного и годового пространственного распределения биоклиматических показателей с оценкой комфортности территории, которые позволили выявить закономерности их пространственного распределения и построить соответствующие схемы. С целью оценки тенденций изменения значений биоклиматических показателей во времени рассчитывались коэффициенты наклона линейного тренда (КНЛТ) и коэффициенты его детерминации R^2 для каждой станции ПФО.

Наиболее часто используется **эквивалентно-эффективная температура** (ЭЭТ), учитывающая комплексное влияние на человека температуры, влажности воздуха и скорости ветра. ЭЭТ представляет собой сочетание метеорологических показателей, по тепловому эффекту равное неподвижному воздуху при 100% относительной влажности и определенной температуре; с ее помощью оценивается теплоощущение обнаженного по пояс человека.

Анализ полученных результатов показывает, что на территории ПФО за холодный период ЭЭТ находится в пределах от -29,2 до -18,0°С, что характеризует зимние условия на исследуемой территории как «очень холодно» и «угроза обморожения» (рис.1). На большей части ПФО с ноября по март наблюдаются теплоощущения «очень холодно». Почти на всей территории Оренбургской области, Удмуртии, Пермского края и Республики Татарстан (РТ), в северных, восточных и юго-восточных районах Кировской области, на севере, западе, юго-востоке РБ, согласно классификации ЭЭТ, расположена зона, где начинается «угроза обморожения». Наименьшие значения эквивалентно-эффективной температуры отмечаются в пунктах, находящихся в восточной части Оренбургской области (Зауральская равнина).

Пространственное распределение значений ЭЭТ на территории ПФО позволяет выявить области, где данный показатель несколько выше большинства других. К таковым относятся станции, расположенные в центральной и юго-восточной части Башкортостана, в западных районах Нижегородской области, на юге Пермского края, на юге и востоке Ульяновской области, в г.Саратове.

Значения ЭЭТ в теплый период (май – сентябрь) изменяются по территории от 4,0 до 13,0 °С, что характеризует биоклиматические условия как «умеренно прохладно», «прохладно» и «комфортно (умеренно тепло)». Из рис.2 видно, что расположение изолиний эквивалентно-эффективной температуры имеет практически зональный характер. Северная и восточная части Кировской области, северные районы Пермского края, а также восток РБ, север Нижегородской области находятся в зоне «умеренно прохладно».

На остальной, т.е. на большей части исследуемой территории, теплоощущения в теплый период характеризуются как «прохладно».

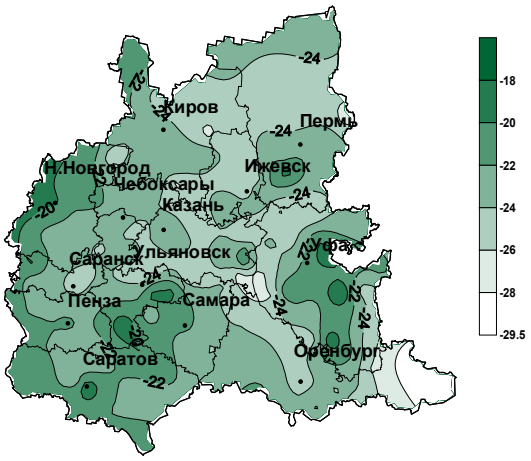


Рис. 1. ЭЭТ (°С) в холодный период(<-24°С - "угроза обморожения", от -18,1 до -24°С - "очень холодно", от -18,0 до -12,1°С - "холодно").

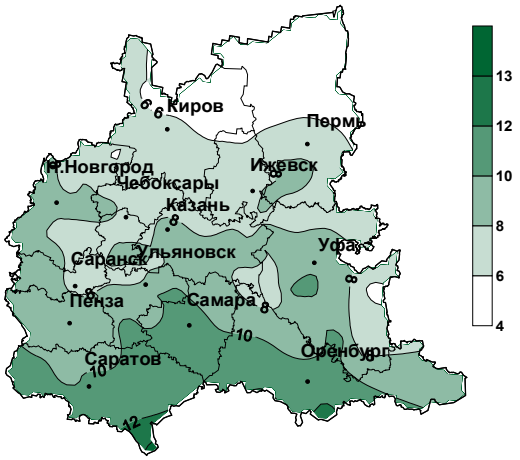


Рис. 2. ЭЭТ (°С) в теплый период (от 0,1° до 6°С "умеренно прохладно"; от 6,1° до 12°С "прохладно"; от 12,1° до 18°С "комфорт, умеренно-тепло").

Исключением являются станции, имеющие более южное географическое расположение (*ET* от 12,1 до 13,0°С), где биоклиматические условия оцениваются как «комфортно (умеренно тепло)». Следует отметить также, что почти на всей горной территории РБ, исключая северные районы, изолинии ЭЭТ принимают азональный характер.

Значения КНЛТ средней годовой эквивалентно-эффективной температуры на территории ПФО меняются от -0,21 до 2,01 °С/10лет. Заметное улучшение биоклиматических условий в течение года отмечается в центральных районах Башкортостана и Оренбургской области, на большей части Пермского края (КНЛТ *ET* от 1,74 до 2,01 °С/10лет, R^2 – около 63-75%). Значения же ЭЭТ в январе на большей части территории изменяются в пределах 2,2-4,5 °С/10лет, а в июле – в пределах 1,3-1,6 °С/10лет, что свидетельствуют об улучшении биоклиматических условий в холодный период года и стабильности в теплый.

Для рекреационной оценки зимнего периода в данной работе использовался **индекс суровости погоды по Бодману**, определяющий условия, способствующие обморожению. Он характеризуется низкой температурой воздуха и скоростью ветра, которые особенно влияют на охлаждение не защищенной одеждой поверхности тела человека и на органы дыхания.

На территории ПФО значения индекса суровости Бодмана меняются от 1,7 до 2,4 балла, что характеризует зимние условия как «малосуровые» и «умеренно-суровые». Число дней с суровой погодой с ноября по март колеблется от 0 до 24. Чаще всего суровые погодные условия отмечаются на востоке Оренбургской области (13-16% дней за холодный период). Число дней с умеренно-суровой погодой (2<S<3) на исследуемой территории изменяется от 23 до 78 за холодный период. В более половины случаев (52-51%) с ноября по март такие условия характерны для востока Оренбургской области, Бугульминско-Белебеевской возвышенности и юга Кировской области.

Для оценки теплового состояния человека в холодный период используется также показатель «**приведенная температура**», предложенный К.Ш.Хайруллиным и В.Н.Адаменко. Он характеризует теплопотери человека в зависимости от сочетания фактических значений температуры и скорости ветра, приравненные к теплопотерям той же температуры воздуха, но в условиях безветрия.

На территории ПФО $t_{прив}$ находится в широком диапазоне значений: от -19,7 до -29,4°С, что характеризует зимние условия на большей части исследуемых станций как дискомфортные с ограниченным временем прогулок и частичным ограничением пребывания ослабленных и больных людей на воздухе. Условия значительного дискомфорта в зимний период в ПФО наблюдаются лишь на востоке Оренбургской области ($t_{прив}$= -29,4 и 29,1°С) (Зауральская равнина). Данный показатель несколько выше на станциях, расположенных в центральной части Башкортостана и Саратовской области, в западных районах Нижегородской области, на юге Пермского края, в восточной части Республики Мордовия, на юге и востоке Ульяновской области. Достаточно низкие значения приведенной температуры отмечаются на станциях, находящихся на Бугульминско-Белебеевской возвышенности, на востоке и юго-востоке Кировской области, в центральной и юго-западной частях РТ.

Более полной количественной характеристикой суровости климата являются оценки, полученные с учетом не только низких температур воздуха и скорости ветра и влажности воздуха. Для оценки суровости климата в работе также использован **индекс влажного ветрового охлаждения по Хиллу**, размерность которого выражается в мкал $см^{-2}с^{-1}$. Биоклиматический индекс H_w характеризует интенсивность потери тепла материальным телом или человеческим организмом в воздушном потоке с определенной температурой и влажностью. При невысоких положительных, а также отрицательных температурах воздуха влажный ветровой поток усиливает дискомфортное состояние человеческого организма. При высоких положительных температурах воздействие влажного ветрового потока уменьшает состояние дискомфортности человека.

На территории ПФО значения индекса влажного ветрового охлаждения по Хиллу меняются от 38 до 65,8 мкал $см^{-2}с^{-1}$, что свидетельствует об отсутствии станций с абсолютно суровыми зимними условиями. На большей части исследуемой территории в холодный период отмечаются суровые погодные условия. Наибольшие значения индекса H_w наблюдаются в пунктах, расположенных в восточной части Оренбургской области (65,8 и 65 мкал $см^{-2}с^{-1}$ соответственно). Погодные условия здесь за холодный период характеризуются как «экстремально суровые». Экстремально суровые погодные условия отмечаются также на большей части Чувашии, Оренбургской области, Марий Эл, Пензенской области, Мордовии и РТ. Сухость воздуха и слабые скорости ветра в течение холодного периода ослабляют дискомфортность климатических условий в центральных горных районах Башкортостана, на юге Пермского края, где по индексу Хилла зима относительно суровая и комфортная.

Рекреационно-климатические ресурсы летнего периода позволяет оценивать предложенная Г.В.Шелейховским **радиационная эквивалентно-эффективная температура** (РЭЭТ) – показатель теплового ощущения человека под влиянием комплексного воздействия температуры и влажности воздуха, скорости ветра, энергетической освещенности солнечной радиацией. Значения РЭЭТ используются для характеристики климатолечебных свойств региона.

На территории ПФО значения РЭЭТ в теплый период (май – сентябрь) изменяются от 16,4 до 23,6°С, что характеризует погодные условия как «прохладный субкомфорт» и «комфортно – тепло». Расположение изолиний РЭЭТ имеет практически зональный характер. Температурные условия в пунктах, расположенных южнее изолинии 21°С, проходящей по северной части Саратовской и Самарской областей, по югу и востоку Ульяновской, по северным и восточным районам Оренбургской области, а также в центральной части Башкортостана, оцениваются как «комфортно – тепло». На остальной, т.е. на большей части исследуемой территории, погодные условия в теплый период характеризуются как «прохладный субкомфорт». Исключением является северо-восток Пермского края, где летние условия оцениваются как «холодный дискомфорт» (РЭЭТ=16,4°С). Наибольшие значения радиационно-эквивалентно-эффективной температуры (РЭЭТ=23°С и более) отмечаются на юго-востоке Саратовской области и в южной части Оренбургской. Следует отметить также, что почти на всей горной территории РБ, за исключением северных районов, изолинии РЭЭТ принимают азональный характер.

С целью аналитической оценки теплоощущений одетого человека (летняя одежда одного типа) И.В.Бутьевой была предложена **нормальная эквивалентно-эффективная температура** (НЭЭТ), учитывающая влияние температуры, влажности воздуха и скорости ветра. Комфортными признаны НЭЭТ в пределах от +17 до + 22°С. Располо-

жение изолиний НЭЭТ в теплый период года на территории ПФО также имеет практически зональный характер. Значения НЭЭТ на исследуемых станциях с мая по сентябрь изменяются от 10,2 до 17,4°С, что свидетельствует о недостаточном комфорте теплоощущений одетого человека. Исключением являются пункты, расположенные на юго-востоке Саратовской области, где НЭЭТ достигает значений 17,4 и 17,1°С соответственно. Здесь в течение всего теплого периода «комфортно тепло». Наименьшие значения рассматриваемого биоклиматического показателя отмечаются на станциях северо-востока Пермского края и севера Кировской области (10,2 и 10,8°С соответственно). Следует подчеркнуть также, что на территории Южного Урала (в южной и восточной частях РБ) изолинии НЭЭТ принимают азональный характер.

Биологически активная температура окружающей человека среды (БАТ) позволяет определить комплексное воздействие на него температуры, влажности воздуха, скорости ветра, суммарной солнечной радиации, длинноволновой радиации подстилающей поверхности. Данный биоклиматический показатель предложен Г.В.Цыценко. Зона комфорта БАТ заключена в пределах от +10 до +20°С. Распределение биологически активной температуры в теплый период года на территории ПФО имеет практически зональный характер, изменяясь от 17,1 до 22,9°С, что свидетельствует о «комфортности» и «теплом дискомфорте» погодных условий. Территория южнее изолинии БАТ= 20°С, проходящей по центральным районам Нижегородской области, по северу Ульяновской области, южной части РТ, по центральным и восточным районам РБ, а также на юге Пермского края, востоке РТ и в Казани, характеризуется незначительным превышением максимально комфортных условий по БАТ, составляющей 20,1-22,9°С. Максимальные значения рассматриваемого биоклиматического показателя наблюдаются на самых южных станциях ПФО (22,7°-22,9°С), минимальные – на северо-востоке Пермского края и на севере Кировской области (17,1 и 17,6°С соответственно). Следует отметить также, что на территории Южного Урала (в южной и восточной частях РБ) изолинии БАТ принимают азональный характер. В целом, теплый период характеризуется небольшими значениями КНЛТ рассматриваемых показателей, которые имеют положительный знак практически на всей территории ПФО: от -0,21 до 1,03 ^{0}С/10лет. Наиболее благоприятными биоклиматические условия в летнем периоде становятся на большей части Пермского края, Кировской области, а также в центральной части РБ. Величина КНЛТ в этих пунктах находится в пределах 0,8 – 1,03°С/10лет. Вклад линейного тренда в общую изменчивость РЭЭТ и НЭЭТ при этом составляет 43-55%.

Результаты проведенных исследований позволяют сделать следующие выводы:

1. Распределение основных биоклиматических показателей на территории ПФО характеризуется сравнительно большой пространственной неоднородностью и временной изменчивостью в различные периоды года с формированием отдельных локальных очагов их значений, обусловленных процессами различного масштаба.

2. Оценивая климатическую комфортность исследуемой территории, можно сделать вывод о том, что наиболее благоприятны юго-западные районы Приволжского округа. Самыми дискомфортными для проживания биоклиматическими условиями характеризуется северо-восток ПФО. Благодаря меридиональной ориентации горной системы Южного Урала, распределение биоклиматических показателей в центральных районах Башкортостана имеет азональный характер.

3. Скорость ветра является определяющим фактором комфортности климата и теплоощущений человека на рассматриваемой территории. Характер подстилающей поверхности Приволжского округа обеспечивает возможность проникновения воздушных масс с различными физическими свойствами, провоцирующих метеопатические реакции в организме человека. Вторым, наиболее важным фактором, влияющим на жизнедеятельность населения, является температура воздуха.

Список литературы

1. *Андреев С.С.* Экология человека/С.С.Андреев.- Ростов н/Д.: Изд. Е.А. Турова, 2007. – 248 с.

2. *Бокша В.Г,* Медицинская климатология и климатотерапия/В.Г. Бокша, Б.В. Богутский. - Киев: Здоровье, 1980. – 262 с.

3. *Исаев А.А.* Экологическая климатология/А.А. Исаев. - М.: Научный мир, 2001. – 458с.

4. *Русанов В.И.* Комплексные метеорологические показатели и методы оценки климата для медицинских целей/В.И. Русанов. - Томск: Изд-во. Том. ун-та, 1981. – 86 с.

5. Энциклопедия климатических ресурсов Российской Федерации /под ред. Н.В.Кобышевой, К.Ш.Хайруллина. - СПб.: Гидрометеоиздат, 2005.–319 с.

Некоторые особенности эволюции атмосферных фронтов в высоких широтах

Н.И. Комасько, А.Р. Иванова

ФГБУ «Гидрометцентр России», Большой Предтеченский пер., 11-13, Москва.
e-mail: nbmet@yandex.ru

Активные процессы в зонах атмосферных фронтов, сопровождающиеся усилением ветра, турбулентностью, генерацией облаков и осадков, оказывают влияние на перенос и распространение в тропосфере аэрозолей и газовых компонентов [2]. Эволюция фронтальных разделов (фронтогенез) характеризуется образованием мощных вертикальных циркуляций [3], приводящих, в том числе, к опусканию стратосферного воздуха в так называемых «складках» тропопаузы – областях ее локального понижения. Результатом этой важной составляющей стратосферно-тропосферного обмена может быть локальное изменение состава тропосферного воздуха [5]. Наличие глубоких складок тропопаузы типично для фронтальных разделов не только умеренных, но и высоких широт [4]. В настоящей работе исследованы случаи фронтогенеза, характеризующиеся значительным опусканием тропопаузы, в различных секторах Арктики.

Высота тропопаузы была рассчитана по материалам аэрологического зондирования, произведенного в период с 1 января 1990 г. по 31 декабря 2007 г. на 58 станциях, расположенных севернее 60° с.ш. (http://weather.uwyo.edu). Арктический регион был разделен на 4 сектора, условно названных атлантическим, евразийским, тихоокеанским и североамериканским (рис. 1). Для исследований в каждом секторе были выбраны несколько станций (всего 9) с учетом надежности и регулярности получаемой аэрологической информации. Для атлантического сектора Арктики это станции Lerwick (60.13° с.ш., 1.18° з.д.), Tasiilaq (65.60° с.ш., 37.63° з.д.) и Мурманск (68.98° с.ш., 33.12° в.д.), евразийского – Салехард (66.53° с.ш., 66.67° в.д.) и Якутск (62.02° с.ш., 129.72° в.д.), тихоокеанского – Bethel (60.77° с.ш., 161.83° з.д.), североамериканского – Norman Wells Ua (65.28° с.ш., 126.75° з.д.), Baker Lake (64.32° с.ш., 96.00° з.д.) и Narsarsuaq (61.15° с.ш., 45.43° з.д.).

Для определения положения тропопаузы по профилю температуры, полученному с помощью радиозонда, использовался применявшийся ранее в работе [1] алгоритм поиска термической тропопаузы как уровня, на котором вертикальный градиент температуры убывает до 2 °С/км или ниже и остается столь же низким по крайней мере в вышележащем слое 2 км [6].

Средняя высота тропопаузы во всех секторах Арктики превысила 9 км. В качестве эпизодов «значительного» понижения тропопаузы были выбраны те, когда она опускалась ниже 6 км. Отметим, что случаи с высотой тропопаузы ниже 3 км не рассматривались из-за возможного наличия мощных приземных инверсий, вызванных выхолаживанием воздуха от поверхности, покрытой снегом или льдом.

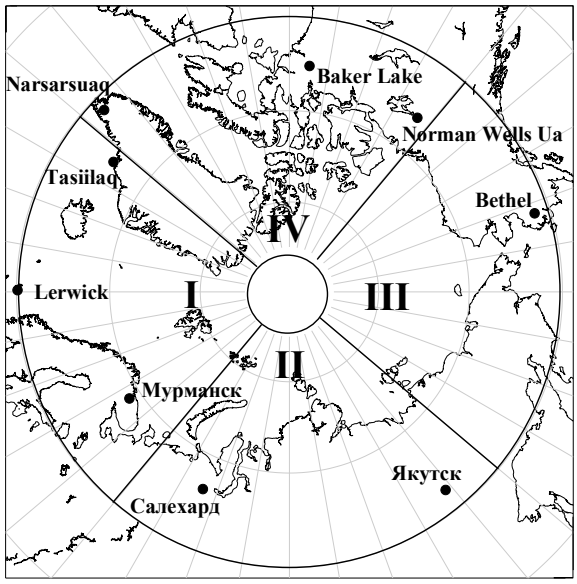


Рис. 1. Территория исследования, разделенная на 4 сектора (I – атлантический, II – евразийский, III – тихоокеанский, IV – североамериканский), с указанием расположения станций.

За 18-летний период число случаев с тропопаузой ниже 6 км на станциях составило от 43 (Якутск) до 297 (Narsarsuaq). Подавляющая часть (78 %) таких эпизодов имеет место в холодный период – с октября по март (табл. 1).

Таблица 1

Число случаев опускания тропопаузы ниже 6 км для станций, расположенных севернее 60° с.ш., за период 1990-2007 гг. В круглых скобках указан процент случаев для холодного (с октября по март) и теплого (с апреля по сентябрь) периодов от суммарного числа случаев за период исследований.

Станция	Холодный период	Теплый период	Год
Lerwick	92 (81 %)	21 (19 %)	113
Tasiilaq	171 (75 %)	57 (25 %)	228
Мурманск	34 (63 %)	20 (37 %)	54
Салехард	27 (49 %)	28 (51 %)	55
Якутск	31 (72 %)	12 (28 %)	43
Bethel	99 (81 %)	23 (19 %)	122
Norman Wells Ua	72 (88 %)	10 (12 %)	82
Baker Lake	152 (82 %)	34 (18 %)	186
Narsarsuaq	240 (81 %)	57 (19 %)	297

Механизм расчета высоты тропопаузы по вертикальному градиенту температуры [6], использовавшийся для создания выборки, часто не позволяет определить ее однозначно в данной точке. Проблема множественности тропопауз обычно

преодолевается путем применения концепции динамической тропопаузы, определяемой через некоторое значение вертикальной составляющей потенциального вихря Эртеля (ПВЭ):

$$\vec{Q} = \frac{1}{\rho}(f\vec{k} + \nabla \times \vec{v})\nabla\theta, \qquad (1)$$

где ρ – плотность воздуха, f – параметр Кориолиса, $\boldsymbol{k}$ – единичный вектор по вертикальной оси, $\boldsymbol{v}$ – скорость ветра, θ – потенциальная температура, ∇ – оператор трехмерного градиента. Единицей измерения ПВЭ является величина 1 pvu (potential vorticity unit), равная 10^{-6} К·м^2·кг$^{-1}$·с$^{-1}$. ПВЭ является инвариантом системы полных уравнений в крупномасштабном движении. Это позволяет однозначно определить тропопаузу в каждой точке и аппроксимировать ее квазиматериальной поверхностью.

Известно [3], что наибольшую деформацию поверхность динамической тропопаузы испытывает в зонах атмосферных фронтов, образуя при опускании складку на холодной стороне фронтальной зоны и поднимаясь в виде купола на теплой. Это следствие развивающихся поперечных циркуляций по обе стороны фронтального раздела, которые, согласно теореме Сойера-Элиассена, в квазигеострофическом приближении являются компенсационными по отношению к фронтогенетическому и фронтолитическому эффекту горизонтального поля ветра. Кроме фронтогенетических процессов низкие значения высоты тропопаузы могут быть обусловлены адвекцией в данную область воздушных масс с более низкой характерной тропопаузой.

Для оценки эффектов фронтогенеза была рассчитана скалярная фронтогенетическая функция F_g, которая характеризует неоднородную горизонтальную адвекцию температуры [3]. При $F_g > 0$ имеет место фронтогенез (контрасты температуры возрастают со временем), при $F_g < 0$ – фронтолиз (контрасты размываются):

$$F_g = \frac{T_x}{T_n}\left[-u_x T_x - v_x T_y\right] + \frac{T_y}{T_n}\left[-u_y T_x - v_y T_y\right], \qquad (2)$$

где T – температура воздуха, u и v – составляющие скорости движения воздуха по осям x и y, $T_n = \sqrt{T_x^2 + T_y^2}$, буквенные индексы означают дифференцирование, n – нормаль к изотерме. Расчет производился на плоскости в предположении адиабатичности процесса. Для удобства представления значения F_g приводятся ниже в единицах К/(500 км·12 ч).

До сих пор подход к изучению фронтогенеза базировался на анализе ситуации на отдельных уровнях (будь то векторная или скалярная фронтогенетическая функция). В настоящей работе предпринята попытка проанализировать особенности фронтогенеза в слое 700-200 гПа, охватывающем большую часть тропосферы и нижнюю стратосферу.

Расчеты по формуле (2) производились на стандартных изобарических поверхностях 700, 600, 500, 400, 300, 250 и 200 гПа по данным реанализа 2 NCEP/NCAR с разрешением 2.5° по широте и долготе.

В таблице 2 представлены значения повторяемости интенсивного фронтогенеза (фронтолиза) при опускании тропопаузы ниже 6 км. В качестве порогового значения была принята величина 6 К/(500 км·12 ч) для интенсивного фронтогенеза и -6 К/(500 км·12 ч) для интенсивного фронтолиза. Максимальное число случаев интенсивного фронтогенеза и фронтолиза наблюдается на станции Narsarsuaq (100 и 61 соответственно), минимальное – в Якутске (по 2 случая). Как и для общего числа эпизодов с низкой тропопаузой, подавляющая часть случаев, сопровождающихся интенсивным фронтогенезом и/или фронтолизом, имеет место в холодный период (82 и 84 % соответственно).

Таблица 2

Число случаев интенсивного фронтогенеза и фронтолиза хотя бы на одном уровне в слое 700-300 гПа при опускании тропопаузы ниже 6 км для станций, расположенных севернее 60° с.ш., за период 1990-2007 гг. В квадратных скобках указан процент случаев интенсивного фронтогенеза (ФГ) и фронтолиза (ФЛ) при опускании тропопаузы ниже 6 км от числа случаев опускания тропопаузы ниже 6 км (см. табл. 1). В круглых скобках указан процент случаев для холодного (с октября по март) и теплого (с апреля по сентябрь) периодов от числа случаев интенсивного фронтогенеза (фронтолиза) при опускании тропопаузы ниже 6 км.

Станция	ФГ	ФЛ	Холодный период		Теплый период	
			ФГ	ФЛ	ФГ	ФЛ
Lerwick	34 [30]	20 [18]	31 (91)	18 (90)	3 (9)	2 (10)
Tasiilaq	67 [29]	57 [25]	53 (79)	44 (77)	14 (21)	13 (23)
Мурманск	16 [30]	5 [9]	13 (81)	5 (100)	3 (19)	0 (0)
Салехард	11 [20]	5 [9]	5 (45)	5 (100)	6 (55)	0 (0)
Якутск	2 [5]	2 [5]	2 (100)	0 (0)	0 (0)	2 (100)
Bethel	31 [25]	20 [16]	27 (87)	16 (80)	4 (13)	4 (20)
Norman Wells Ua	35 [43]	12 [15]	32 (91)	9 (75)	3 (9)	3 (25)
Baker Lake	38 [20]	14 [8]	32 (84)	13 (93)	6 (16)	1 (7)
Narsarsuaq	100 [34]	61 [21]	80 (80)	54 (89)	20 (20)	7 (11)

Наибольшая повторяемость случаев с тропопаузой ниже 6 км наблюдается на станциях Narsarsuaq и Tasiilaq, расположенных на атлантическом побережье о. Гренландия (см. табл. 1). Это объясняется активным формированием циклонов в атлантическом секторе. Отметим, что для станции Якутск картина оказалась маловыразительной, так как господство в холодное время года обширного азиатского антициклона препятствует фронтальной деятельности. Повторяемость низкой тропопаузы наблюдается здесь реже, чем на других станциях (в 3-7 раз реже, чем на станциях, расположенных на атлантическом побережье), при этом деформация тропопаузы, как правило, неглу-

бока – опускание не происходит ниже 500 гПа. Интенсивный фронтогенез или фронтолиз имеют место при опускании тропопаузы на станции Якутск всего в 10 % случаев.

Напомним, что понижение тропопаузы является следствием совокупного действия процессов ее адвекции и эволюции. Эволюция, вызванная поперечными циркуляциями в зонах атмосферных фронтов (фронтогенез), как правило, приводит к более глубокому опусканию тропопаузы, чем то, которое наблюдается при адвекции низкой тропопаузы в ложбинах холода (фронтолиз). Это подтверждается данными таблицы 3, где представлена средняя высота тропопаузы для случаев ее опускания ниже 6 км при наличии интенсивного фронтогенеза и фронтолиза.

На рис. 2 с помощью высотно-временных разрезов представлены примеры наиболее выраженных случаев фронтальной эволюции в тропосфере и нижней стратосфере при опускании тропопаузы (а – случай ярко выраженного фронтолиза, б – случай ярко выраженного фронтогенеза).

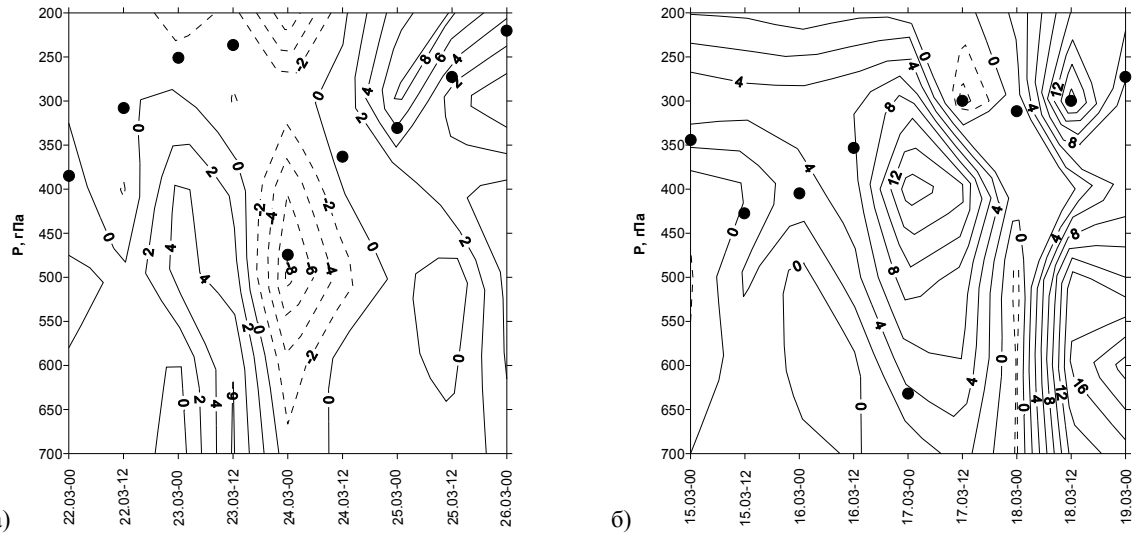
В ходе исследования были выявлены и другие модели распределения скалярной фронтогенетической функции при опускании тропопаузы, такие, как фронтогенез в нижней половине тропосферы при фронтолизе в верхней, фронтогенез в нижней тропосфере, фронтогенез в верхней тропосфере, фронтогенез в средней тропосфере с чередованием выше слоев фронтогенеза и фронтолиза. Наибольшее разнообразие ситуаций наблюдается на станциях атлантического сектора, что связано с активным формированием циклонов с характерными системами фронтов в этом районе.

Таблица 3

Повторяемость П (%) случаев интенсивного фронтогенеза (фронтолиза) на станциях в слое 700-300 гПа и средняя высота (Н, м) низкой тропопаузы (ниже 6 км) для таких случаев за период 1990-2007 гг.

Станция	Фронтогенез		Фронтолиз	
	П	Н	П	Н
Lerwick	30	4405	18	4980
Tasiilaq	29	4298	25	4638
Мурманск	30	4094	9	5244
Салехард	20	4283	9	4830
Якутск	5	3702	5	4154
Bethel	25	4218	16	4875
Norman Wells Ua	43	4461	15	4606
Baker Lake	20	4506	8	4842
Narsarsuaq	34	4360	21	4505

Рассмотрим подробнее случаи опускания тропопаузы, сопровождающиеся наличием фронтолиза и фронтогенеза в толще тропосферы и нижней стратосфере (рис. 2 (а) и (б) соответственно). Для анализа были построены карты высоты динамической тропопаузы, аппроксимированной поверхностью значений ПВЭ 2 pvu. Эта изэртелическая поверхность оказалась наиболее близко расположенной к термической тропопаузе, полученной по данным радиозондирования (для случаев на рис. 2 (а) и (б) это 5507 м и 3352 м соответственно).



а) б)

Рис. 2. Распределение скалярной фронтогенетической функции в тропосфере и нижней стратосфере (слой 700-200 гПа). Высотно-временные разрезы: а) на станции Lerwick в марте 1990 г.; б) на станции Bethel в марте 1995 г. Черными кружками обозначено положение тропопаузы для указанных сроков.

Для оценки вклада процессов адвекции и эволюции в изменение высоты тропопаузы была осуществлена процедура построения обратных траекторий частиц вдоль поверхности динамической тропопаузы.

Частица, пришедшая на станцию, будет переноситься вместе с изэртелической поверхностью, которая при этом может менять свою высоту. Исследование процессов на основании карт, построенных по данным за предыдущие сутки и текущий срок, показало, что интенсивный фронтолиз сопровождался смещением на восток зоны больших градиентов высоты тропопаузы, маркирующих фронтальный раздел (рис. 3 а, б). На смену гребню высоких значений высоты тропопаузы, наблюдавшемуся над станцией Lerwick 23 марта 1990 г. (рис. 3 а), через сутки с запада пришла ложбина с характерными значениями высоты тропопаузы около 6 км (рис. 3 б). Таким образом, именно ад-

векция является главной причиной резкого понижения высоты тропопаузы в данном эпизоде.

Случай, связанный с понижением тропопаузы при фронтогенезе, отражает иную картину. Процесс переноса здесь крайне незначителен. Заметно вращательное движение частицы против часовой стрелки вокруг центра локального понижения тропопаузы, расположенного на холодной стороне высотной фронтальной зоны. При этом в течение суток наблюдаемая воронка тропопаузы эволюционирует, расщепляясь и углубляясь. Высота изэртелической поверхности 2 pvu над станцией Bethel в период с 16 по 17 марта 1995 г. снижается примерно с 5.5 до 3.5 км (рис. 3 (в) и (г) соответственно).

Таким образом, получено качественное согласие понижения тропопаузы при различных картинах распределения фронтогенетической функции в толще тропосферы и нижней стратосфере, связанных с процессами адвекции и эволюции высотных фронтальных зон.

Список литературы

1. *Иванова А.Р.* Исследование характеристик тропопаузы в полярной зоне по данным радиозондирования на станции Барроу // Метеорология и гидрология. 2010. №3. С. 18-27.

2. *Хргиан А.Х.* Физика атмосферы. Т.1. – Л. : Гидрометеоиздат, 1978. – 248 с.

3. *Шакина Н.П.* Динамика атмосферных фронтов и циклонов. – Л. : Гидрометеоиздат, 1984. – 263 с.

4. *Shapiro M.A.* Further evidence of the mesoscale and turbulent structure of upper level jet stream-frontal zone systems // Mon. Wea. Rev. 1978. V. 106. P. 1100-1111.

5. *Stohl A., Wernli H. et al.* A new perspective of stratosphere-troposphere exchange // Bull. Amer. Met. Soc. 2003. №11. P. 1565-1573.

6. WMO: Definition of the tropopause // WMO Bull. 1957. No. 6. 136 p.

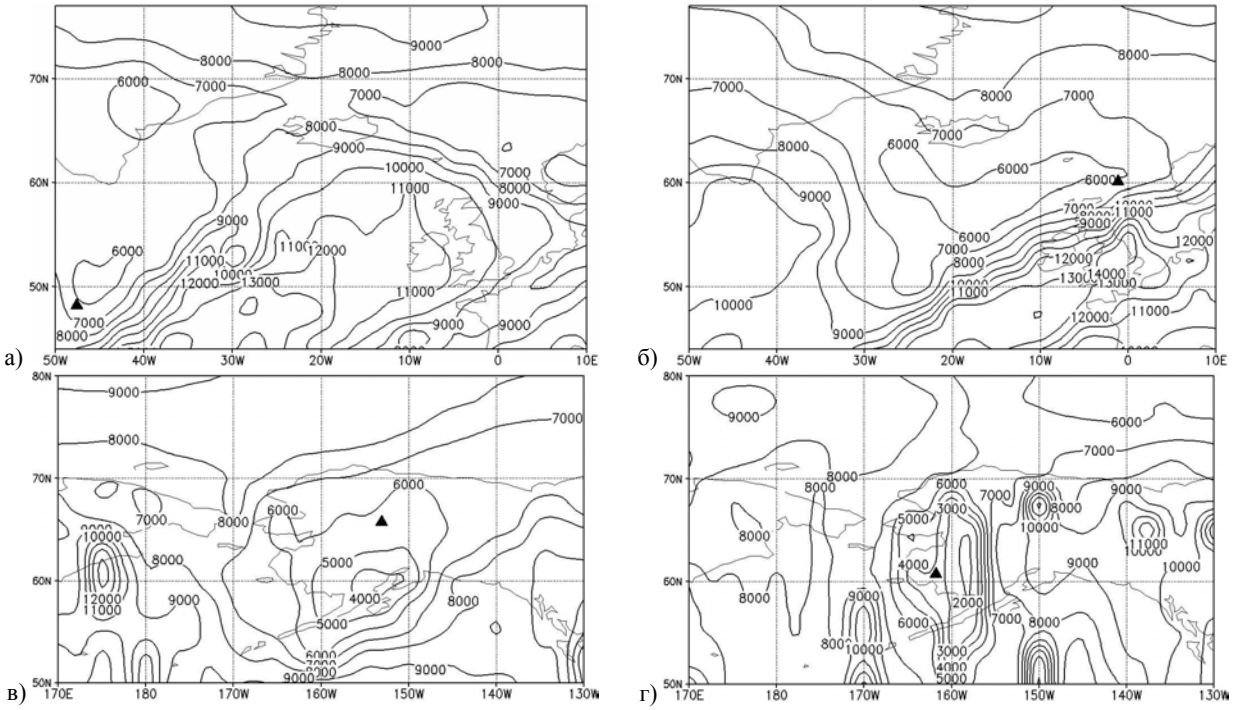


Рис. 3. Карты высоты динамической тропопаузы, аппроксимированной поверхностью 2 pvu, для сроков 23.03.1990 00 ВСВ (а), 24.03.1990 00 ВСВ (б), 16.03.1995 00 ВСВ (в), 17.03.1995 00 ВСВ (г). Ситуации (б) и (г) соответствуют сроку с низкой тропопаузой на станциях, ситуации (а) и (в) – сроку за сутки до этого момента. Треугольниками обозначены начальное ((а) и (в)) и конечное ((б) и (г)) положение частицы, двигавшейся к станции в течение суток вдоль поверхности 2 pvu.

Многолетние изменения температуры грунта на разных глубинах в Москве

И.А.Корнева, М.А.Локощенко

Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова. Москва, Ленгоры, МГУ.
Электронный адрес: loko@geogr.msu.su

Современные изменения климата исследуются, как правило, на основе рядов инструментальных данных о температуре воздуха на стандартном уровне 2 м над подстилающей поверхностью. Вместе с тем, для более полного понимания причин этих изменений необходим также анализ многолетней динамики температурного режима на больших высотах, поверхности, а также деятельного слоя почвы и грунта на глубинах, доступных для регулярных измерений. Постоянные измерения температуры почвы в России проводятся с конца XIX века [1]. В Метеорологической обсерватории МГУ эти наблюдения ведутся со времени её основания в 1954 году. Регулярно измеряется температура как поверхности почвы, так и грунта на глубинах от 5 до 320 см: в самом верхнем так называемом «пахотном» слое от 5 до 20 см – только в тёплый период года, а на восьми глубинах от 20 до 320 см – всегда, причём синхронно как под естественным покровом (снежный покров зимой и трава, а также слой дернины в остальное время года), так и на специальном оголённом участке площадью 12×20 м [6]. Наблюдения на этом участке не предусмотрены Наставлениями Росгидромета; вероятно, он – единственный в Европейской части России (рис. 1). Температурный режим здесь воспроизводит условия городских поверхностей, регулярно очищаемых зимой от снега: тротуаров, дорожных покрытий и т.п.

Измерения температуры грунта проводятся в слое от 5 до 40 см через каждые три часа, а на больших глубинах (от 60 до 320 см) - раз в сутки.

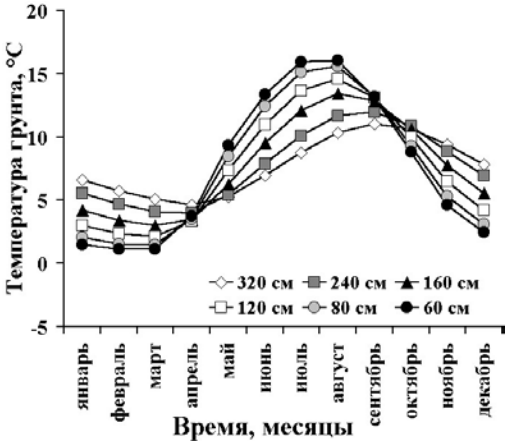


Рис.1. Участок с оголённой поверхностью для измерений температуры грунта на глубинах в МГУ.

Измерения вплоть до глубины 20 см проводятся с помощью коленчатых термометров Савинова, а начиная с глубины 20 см – вытяжными почвенно-глубинными термометрами. Для уменьшения теплопередачи по вертикали вытяжные термометры заключены в специальные эбонитовые трубки. Сами же резервуары этих термометров окружены медными опилками для увеличения инерции, так что показания их не успевают измениться за время подъёма термометра из скважины.

Задачей нашей работы явился анализ многолетних изменений температуры на разных глубинах грунта в Московском регионе и выявление их общих закономерностей в сравнении условий естественного покрова и обнажённой поверхности.

а) участок под естественным покровом;



б) участок под обнажённой поверхностью

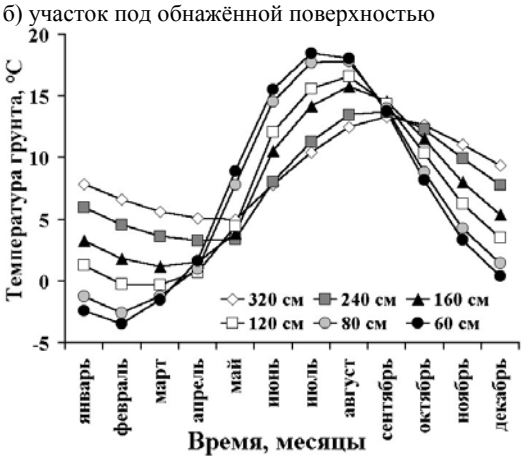


Рис.2. Годовой ход температуры грунта за период с 1966 по 2010 гг. Москва, МГУ.

На рис. 2 приведён средний многолетний годовой ход температуры грунта на разных глубинах для

двух участков с обнажённой и естественной поверхностью за период с 1966 по 2010 гг. В годовом ходе отчётливо прослеживаются сезонные максимум и минимум температуры грунта. В соответствии с известным законом Фурье, с увеличением глубины максимум смещается от лета к осени, а минимум – от зимы к весне, хотя запаздывание их со временем происходит и не строго пропорционально глубине. Причиной этого может являться неоднородность физических свойств грунта на разных его горизонтах. Амплитуда годового хода составляет для глубины 60 см под естественным покровом 15,0 °С, а под обнажённой поверхностью – 22,0 °С. С увеличением глубины амплитуда температуры на обоих участках закономерно и нелинейно уменьшается в соответствии с законом Фурье. Так, на глубине 120 см амплитуда составляет уже 12,5 °С и 16,9 °С, а на глубине 320 см – лишь 6,4 °С и 8,3 °С соответственно под естественным покровом и под оголённой поверхностью.

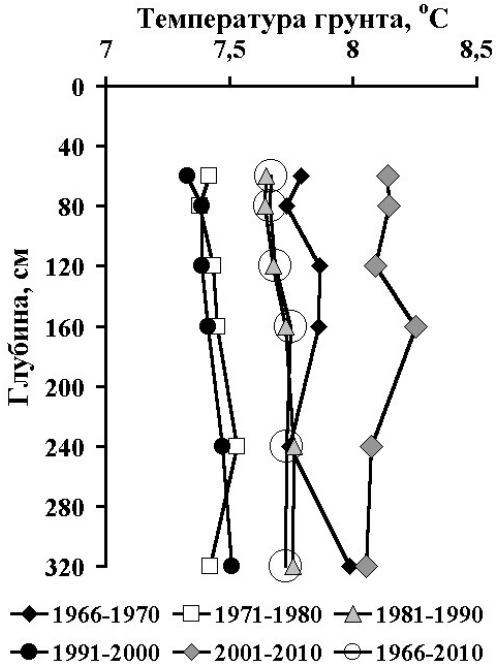


Рис.3. Глубинные профили температуры грунта за период с 1966 по 2010 гг. под участком с естественным покровом – средний и по десятилетиям.

За тот же период времени (1966-2010 гг.) была проанализирована динамика распределения температуры грунта с глубиной. На рис. 3 приведены средние многолетние глубинные профили температуры грунта за отдельные десятилетия и в целом за весь рассматриваемый период на участке под естественным покровом. Как видно, температура с глубиной здесь практически не меняется. Средний многолетний профиль (показан полыми кружками) почти совпал с профилем за 1981-1990 гг. Самым тёплым за исследуемый период является последнее десятилетие (2001-2010 гг.), которое в среднем превышает предыдущие на 0,3-1,0 °С.

Однако предшествующее десятилетие (с 1991 по 2000 гг.) оказалось самым холодным за весь рассматриваемый промежуток времени, что не согласуется с устойчивым потеплением климата с начала 1970-х годов. В среднем разность температур между самым тёплым и самым холодным десятилетием составила 0,8-1,0 °С.

Согласно современным данным, за последние десятилетия происходит рост температуры воздуха в большинстве районов России, соответственно должна возрастать и температура почвы и грунта. По результатам некоторых работ по изучению температурного режима грунта получено, что происходит повышение температуры грунта на различных глубинах на территории Европейского севера России, Сибири и Дальнего Востока (например, [5]). Нашей задачей явилась проверка этого вывода для условий Москвы по данным измерений в МГУ для разного типа поверхности (в сравнении участков под естественным покровом и под обнажённой поверхностью).

На рис.4 приведён ход среднегодовых значений температуры на глубинах 160 см и 320 см на обоих участках почти за всё время существования Метеорологической обсерватории МГУ (с 1955 по 2011 гг.).

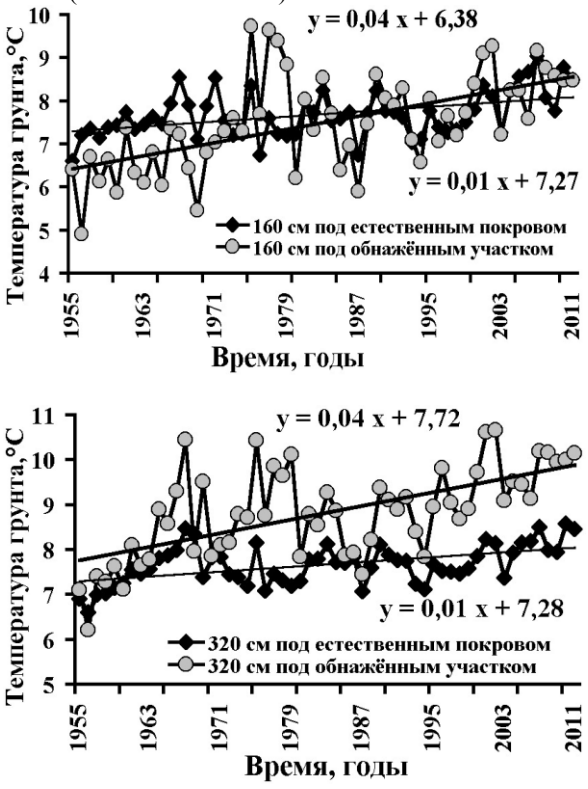


Рис.4. Ход температуры грунта за период с 1955 по 2011 гг. под участком с естественной поверхностью и с оголенной поверхностью на глубине 160 см (верх) и на глубине 320 см (низ).

Вековой же ход температуры грунта за всю историю измерений в Москве с 1898 года на

глубине 160 см с привлечением данных станции ТСХА приведён авторами в [7].

Как видно на рис.4, для обоих участков характерно устойчивое повышение температуры грунта,
причём под обнажённой поверхностью потепление происходит значительно быстрее, нежели под естественным покровом – по-видимому, вследствие теплоизолирующей роли последнего (слоя дернины и травостоя, а также снежного покрова). Очевидно, снежный покров зимой и трава или дернина в остальное время года замедляют тепловой обмен между почвой и атмосферой. Поэтому изменения температуры грунта под обнажённой поверхностью более тесно связаны с изменением температуры воздуха. Коэффициент в уравнении линейного тренда изменений среднегодовой температуры грунта на обеих глубинах составляет под естественным покровом +0,01 °С/год, а под обнажённой поверхностью +0,04 °С/год. Следует отметить, что рост среднегодовой температуры воздуха в МГУ за этот период (1955-2011 гг.) происходил с той же скоростью (+0,04 °С/год). Возможно, более медленное повышение температуры под естественным покровом связано с меньшей теплопроводностью на этом участке.

Интересной задачей является также изучение пространственных закономерностей распределения температуры грунта. Как известно, для городов характерно явление «острова тепла», проявляющегося в более высоких значениях температуры воздуха в приземном слое атмосферы. В средних широтах средняя интенсивность «острова тепла» (разность между среднегодовой температурой внутри и за пределами города) составляет обычно для больших городов 2,0-2,5 °С. Максимальная интенсивность «острова тепла» может достигать 10-15 °С (как правило, ночью) [2,3,4]. Очевидно, что городской «остров тепла» – достаточно сложное трёхмерное явление, обладающее вертикальной протяжённостью в пространстве. Вероятно, оно проявляется и в температуре грунта в условиях большого города.

Для пространственного анализа было выбрано наибольшее количество действующих метеорологических станций, на которых производились измерения температуры почвы и грунта в Москве и Московской области, за период с 1960 по 1962 годы. На рис. 5 приведена карта-схема среднегодовых значений температуры грунта за этот период для глубины 320 см. Сравнение показывает, что в среднем температура грунта на периферии Москвы (станции МГУ, ВДНХ, ТСХА, Ленино-Дачное) на этой глубине на 0,5-0,7 °С больше, чем на станциях Подмосковья – даже по сравнению с условиями юга Московской области (Коломна, Кашира). Вероятной причиной этого служит влияние городского «острова тепла» в воздушном бассейне столицы, проявляющееся в виде более сильного здесь потока тепла в почву по сравнению с сельской местностью. Гранулометрический состав почвы на подавляющем большинстве станций Москвы и Подмосковья – суглинки, поэтому температурные различия определяются в основном различиями в тепловых потоках. Сходный эффект подземного городского «острова тепла», то есть локального повышения температуры грунта в

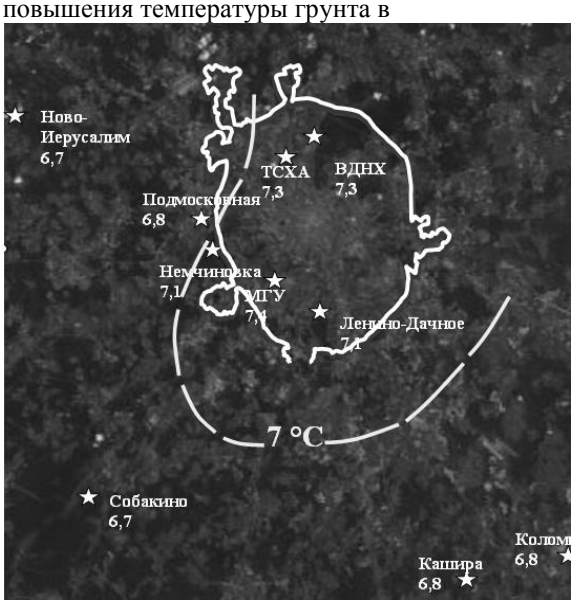


Рис.5. Карта-схема среднегодовых значений температуры грунта в Московском регионе на глубине 320 см (под естественным покровом) в среднем за 1960-1962 гг.

пределах города применительно к измерениям на глубине 160 см показан авторами в [7].

На глубине же 20 см пространственное распределение температуры грунта более сложное и неоднородное. Наряду с общей тенденцией её повышения в городе по сравнению с фоновой местностью наблюдаются также существенные различия между соседними станциями – вероятно, вследствие более сильного влияния в пахотном слое локальных условий (местных особенностей рельефа, увлажнения почвы, растительного покрова и т.п.).

Явление подземного «острова тепла» проявляется и сейчас, в XXI веке, однако сеть метеорологических станций с наблюдениями за температурой грунта ныне существенно сократилась, что затрудняет анализ современного пространственного распределения температуры грунта в пределах Московского региона.

Таким образом, в ходе данной работы были получены следующие выводы:

- В годовом ходе температуры грунта наблюдается устойчивый максимум в летне-осенние месяцы, который характеризуется запаздыванием с увеличением глубины. Годовая амплитуда температуры грунта с глубиной убывает, причём на участке с естественным покровом разность между

максимальными и минимальными значениями температуры меньше, чем на участке с оголённой поверхностью.

- Температура грунта в Москве за период с 1955 по 2011 в целом возрастала, причём на участке с обнажённой поверхностью быстрее (+0,04 °С/год), чем под естественным покровом (+0,01 °С/год).
- Для участка с естественной поверхностью температура с глубиной до уровня 3,2 м практически не меняется. За период с 1966 по 2010 гг. самым тёплым десятилетием был период с 2001 по 2010, что проявилось и в значениях температуры грунта на глубинах.
- В больших городах существует подземный «остров тепла», который выражается в более высоких температурах грунта в пределах города по сравнению с прилегающей сельской местностью. На периферии Москвы значения температуры грунта на глубине 320 см в среднем на 0,5-0,7 °С выше, чем в Московской области.

Список литературы

1. *Быховец С.С.* История наблюдений за температурой почвы на сети метеорологических станций России / С.С Быховец, В.А. Сороковиков, Р.А. Мартуганов, и др. // Криосфера Земли. 2007. Т. XI, № 1. С. 7–20.
2. *Кратцер П.*А**.** Климат города / П..*А*. Кратцер – М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1958. – 239 с.
3. *Ландсберг Г.Е*. Климат города/ Г.Е. Ландсберг – Л.: Гидрометеоиздат, 1983. – 248 с.
4. *Оке Т.* Климаты пограничного слоя / Т.Оке. – Лондон, 1978.
5. *Павлов А.В., Малкова Г.В.* Мелкомасштабное картографирование трендов современных изменений температуры грунтов на севере России / А.В.Павлов, Г.В.Малкова // Криосфера Земли. 2009. Т. XIII, № 4. С. 32–39.
6. Справочник эколого-климатических характеристик г. Москвы (по наблюдениям Метеорологической обсерватории МГУ) под редакцией А.А.Исаева – М.: изд-во МГУ, 2003. Т.1 – 300 с.
7. *Lokoshchenko M.A. and Korneva I.A.* Underground urban ‘heat island’ below Moscow city and dynamics of the soil temperature / M.A.Lokoshchenko and I.A.Korneva // Proceedings of the 8th ICUC. Dublin, Ireland. 2012 (in print).

Прогнозирование уровня биологически активной дозы УФ-радиации, достигающей поверхности земли на широте г. Томска

А.А. Косторная[1]

[1] Томский Государственный Университет ТГУ, пр. Ленина, 36, Томск.
e-mail: kostornaya_an@mail.ru

По данным Всемирной Организации Здоровья (далее ВОЗ), от 50 % до 90 % раковых заболеваний кожи происходит в результате воздействия УФ излучения. В 2000 году во всем мире произошло 200 000 случаев заболевания меланомой и 65 000 связанных с м еланомой случаев смерти.. Чрезмерное пребывание на солнце в детстве может привести к развитию рака кожи позднее в жизни. Тип кожи человека также имеет значение. Люди со светлой кожей больше страдают от солнечных ожогов и подвергаются более высокому риску р азвития рака кожи, чем люди с темной кожей. Однако, несмотря на то, что заболеваемость раком кожи среди людей с темной кожей ниже, раковые заболевания у них часто обнаруживаются на более поздней, более опасной стадии [1].

Очень важно проводить отдельные наблюдения за ультрафиолетовой радиацией для избегания опасных последствий.

Томскую область, как и всю Западную Сибирь в целом, относят к зоне ультрафиолетового комфорта. Но, тем не менее, необходимо защищаться от избыточного ультрафиолетового излучения уже с апреля, ведь кожа и глаза любого человека могут стать "мишенью" для ультрафиолета.

Одной из главных задач мониторинга УФ - радиации, достигающей поверхности Земли, является разработка математической модели параметров потока УФ-излучения на основе имеющихся экспериментальных данных с целью дальнейшего их прогнозирования. Авторы статьи [4] приводят в рассмотрение несколько видов математических моделей прогнозирование уровня биологически активной дозы УФ-радиации, достигающей поверхности земли.

1. Математическая модель внутридневных вариаций биологически активной УФ-радиации (УФД-модель), в которой используется эмпирическое соотношение между текущим значением зенитного угла солнца (Z) и величиной полного потока эритемно-эффективной солнечной УФ-радиации (EUV):

$$EUV = k*\exp\{A(CosZ)1/3 + B\}, \qquad (1)$$

где k = 1 мВт/м^2 (эфф.) – коэффициент размерности; A и B – параметры модели [2,3];

2. Канадская модель (Чешская модель для ясной погоды), где используется соотношение, связывающее значение текущей облученности с зенитным углом, значением воздушной массы и величиной ОСО:

$$EUV = k\ cosZ\ \exp\ (7{,}091 – 0{,}855M – 3{,}569MX + 0{,}153M^2 + 1{,}338\ (MX)^2), \qquad (2)$$

где M – относительная воздушная масса; X – общее содержание озона в ед. Добсона, деленное на 1000; Z – зенитный угол Солнца [5];

3. Модели долгосрочного прогноза, в первом и втором приближении (Модель 1.1 и Модель 1.2), основанные на уравнении (1);

4. Эмпирическая модель, описывающая годовой ход максимальных значений дневных доз УФ-облученности (Макс-98 и уточненная Макс-99).

В данной работе остановимся на модели Макс-98. Модель разработана для озонометрической станции г. Обнинска (55,12° с.ш., 36,6° в.д.). В основе модели лежит следующее соотношение:

$$Qmax = 4075\exp\{– [(D – 177) / 88]^2\}, \qquad (3)$$

где Qmax – максимальная дневная доза облученности (Дж/м^2 эфф.); D – юлианский день (от начала года). Представленный метод расчета подтвержден экспериментальными данными [4].

Предлагаемая модель Макс-98 была скорректирована для широты г . Томск (56,29° с.ш., 84,57° в.д.). Пересчитав коэффициенты для заданной широты было получено следующее выражение:

$$Qmax = 3077\exp\{– [(D – 176) / 84]^2\}, \qquad (4)$$

Произведена проверка модели по данным суммарной за день дозы эффективной радиации, результат представлен на рис.1, из анализа которого видно - модель хорошо согласуется с измеренными значениями эффективной дозы радиации, осредненной за 2006-2011 гг. Данные измерений в течение всего исследуемого периода хорошо укладываются в границы модели, как и в случае с моделью Макс-98 для г. Обнинска, лишь с небольшими выбросами.

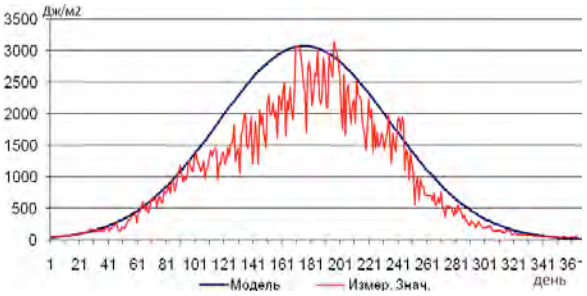


Рис.1. Сравнение результатов расчета скорректированной модели Макс-98 с осредненными за 2006-2011 гг. значениями суммарной эффективной радиации.

При подробном рассмотрении каждого года в отдельности учитывались пропуски в наблюдениях (рисунки 2 - 7).

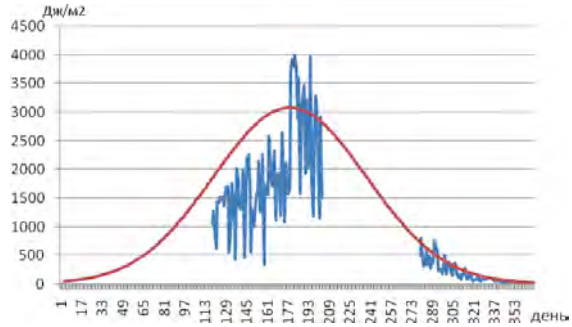


Рис.2. Сравнение результатов расчета скорректированной модели Макс-98 со значениями суммарной за день дозы эффективной радиации за 2006 г.

В 2006 г. Наблюдения начинаются только с 1 апреля, имеется большой перерыв с середины июля по конец августа, тем не менее, модель захватывает наибольшее число точек наблюдений. С 18 по 29 июня значения наблюдений превышают модельные.

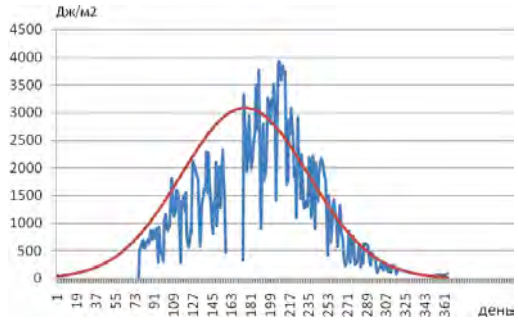


Рис.3. Сравнение результатов расчета скорректированной модели Макс-98 со значениями суммарной за день дозы эффективной радиации за 2007 г.

В 2007 г. Наблюдения начинаются с 1 марта, перерывы в этом году не так значительны, и уже можно проследить выраженный годовой ход дозы эффективной радиации. До 181 дня года (начало июля) модель хорошо согласуется с наблюденными значениями, а после значения несколько превышают модельные.

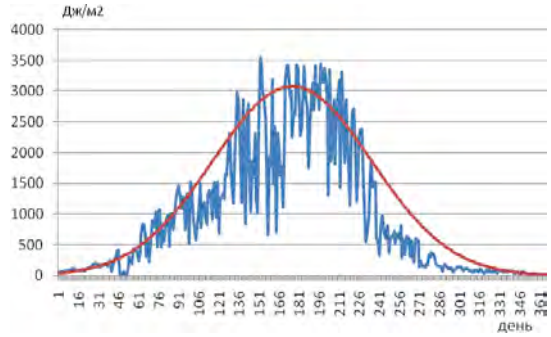


Рис.4. Сравнение результатов расчета скорректированной модели Макс-98 со значениями суммарной за день дозы эффективной радиации за 2008 г.

В 2008 г. отмечается превышение значений дозы эффективной радиации в дни максимальной высоты Солнца – с 136 по 226 дни (апрель – август). В холодный период года эмпирические значения хорошо укладываются в модельные.

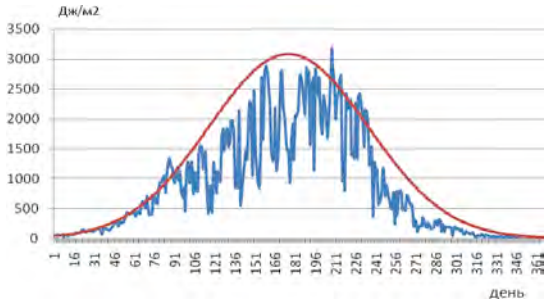


Рис.5. Сравнение результатов расчета скорректированной модели Макс-98 со значениями суммарной за день дозы эффективной радиации за 2009 г.

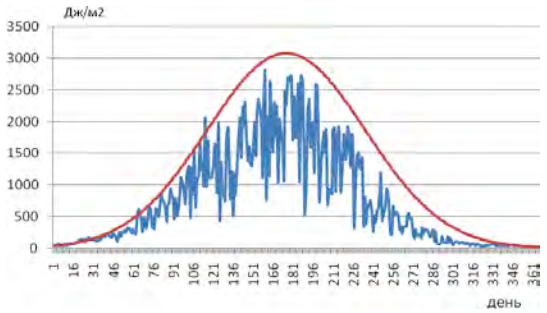


Рис.6. Сравнение результатов расчета скорректированной модели Макс-98 со значениями суммарной за день дозы эффективной радиации за 2010 г.

2009-2010 гг. согласуются с моделью значительно лучше предыдущих лет, в них нет пропусков в наблюдениях и значения дозы эффективной радиации в течение всего года достоверно описываются моделью.

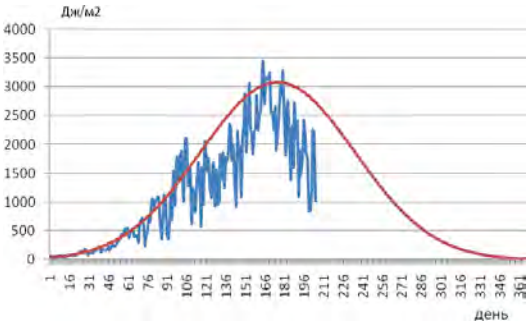


Рис.7. Сравнение результатов расчета скорректированной модели Макс-98 со значениями суммарной за день дозы эффективной радиации за 2011 г.

В 2011 г. Имеются данные только до 09.08, тем не менее, имеющиеся данные хорошо укладываются в модельные.

Таким образом, проведена апробация разработанной модели внутридневных вариаций биологически активной УФ-радиации, Макс-98, разработанной авторами [4].

При продлении ряда значений коэффициенты могут потребовать уточнения. В последующих исследованиях будет произведена работа по поиску параметров модели, которые бы согласовались с измеренными значениями не только при осреднении за 6 лет, но и при рассмотрении каждого года в отдельности.

1. *Ананьев Л.Б.* Особенности распределения общего содержания озона на территории России по данным ИСЗ (2005-2009 гг.) и их использование для оценки опасности ультрафиолетовой облученности / Л. Б. Ананьев, И. Н. Кузнецова, М. И. Нахаев // Труды Гидрометцентра России. Физика атмосферы и прогноз погоды. – 2010. – Вып 344. – С. 214-227.

2. *Васильев В. И.* Вариации озона в атмосфере по данным станции г. Обнинска / В.И. Васильев, И.В. Галкина, А.В. Кальсин, А.Г. Ишов // Труды ИЭМ. - 1997. - Вып. 28(163). - С. 56–61.

3. *Vasilyev V.I.* UV-B measurements by a Brever spectrophotometer at mid-latitudes in Russia, 1994–1998 / V.I. Vasilyev, I.V. Galkina // European Conference on Atmospheric UV Radiation (ECUV). – 1998. - С. 154.

4. *Галкина И.В.* Экспериментальная проверка различных методов прогнозирования уровня биологически активной ультрафиолетовой радиации, достигающей поверхности земли (на примере Калужской области) / И.В. Галкина, В. И. Васильев, Т.В. Козина, В. Н. Тихонов // Труды регионального конкурса научных проектов в области естественных наук. Науки о Земле. – 2010. – Вып. 2. – С. 545-551.

Michal Janouch Operational nowcasting of UV radiation in the Czech Republic / Michal Janouch, Jiri Smitka // Report of the WMO-WHO Meeting of Experts on Standardization on UV Indices and their Dissemination. - 1997. - С. 103–105

5. .

Определение анизотропии конвективной турбулентности с помощью лазерного просвечивания

В.А. Куликов, А.С. Гурвич

Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Пыжевский пер., 3, Москва.
e-mail: vkulik@mail.ru

1. Введение

Обычно при рассмотрении эффектов, вызванных турбулентностью, предполагается ее изотропия. Первая модель, дающая описание турбулентности, была разработана Колмогоровым [1]. Базирующиеся на ее основе модификации были предложены как в отечественной, так и зарубежной литературе. Татарский [2] явно учел внутренний масштаб, ограничивающий минимальный размер вихря в силу вязкости среды. Фон Карман [2] явно учел внешний масштаб турбулентности, ограничивающий максимальный размер вихря, который необходимо принимать во внимание. Обычно, его приблизительно оценивают как высоту трассы над поверхностью. В некоторых работах для достижения лучшего согласия теории с экспериментально полученными результатами вносят дополнительные поправки в вид двумерного спектра турбулентности [4].

Упомянутые теории турбулентности основаны на Колмогоровской модели, и содержат в своей основе предположение о локальной изотропии турбулентности. В том случае, когда существует некоторое выделенное направление, по которому свойства турбулентности отличны от свойств по другим, даже формально будет затруднительно использовать изотропные теории. Вместе с тем, в случае, когда наблюдаемая анизотропия локальна, то есть выделенное направление случайно ориентировано и изменяется с течением времени, при усреднении по ансамблю реализаций, отстоящих друг от друга на время $\tau > \tau_{корр}$ ($\tau_{корр}$ – время, за которое поле становится некоррелированным) мы получим характеристики, которые не сможем отличить от соответствующих изотропному полю. Формально мы можем применить изотропные теории турбулентности, однако на самом деле такое описание будет некорректным.

Обычно ограничиваются изучением изотропных случаев, понимая анизотропию как отсутствие изотропии и не задаваясь целью характеризовать ее свойства. При рассмотрении анизотропной турбулентности, когда наблюдается локальная анизотропия, естественным является желание дать численную оценку ее параметров.

В нашей работе мы рассматриваем случай анизотропной турбулентности и предлагаем характеристику для описания степени анизотропии. Мы создаем турбулентность в лабораторных условиях в кювете с водой и регистрируем интенсивность поля лазерного излучения, прошедшего кювету. Такая модель хорошо известна [5,6], и применяется для исследования турбулентности в настоящее время как у нас [7], так и за рубежом [8]. В обеих работах была показана анизотропия турбулентности, заметная по усредненным характеристикам, то есть имеющая постоянное во времени выделенное направление. В нашей работе мы исследуем свойства анизотропии, не интересуясь постоянством этого направления.

Характеристики наблюдаемого поля таковы, что постоянной является не направленность имеющихся искажений, а их характерные размеры и форма. Мы разрабатываем подход, который позволит провести усреднение по ансамблю реализаций, не потеряв информацию об этих параметрах. Такая информация имеет как фундаментальное, так и практическое значение, так как может оказаться полезной при анализе короткоэкспозиционных изображений [9].

2. Описание экспериментальной установки

Турбулентность создавалась градиентом температуры в ячейке, наполненной водой. Ячейка выполнена из оптического стекла, и имеет размеры 34 см длину и 21 см в ширину. Две платы – холодильник и нагреватель – поддерживались при постоянной температуре. Ими создавался градиент температуры, порождающий турбулентность. Расстояние между платами равнялось 10 см. Схема установки приведена на рис. 1.

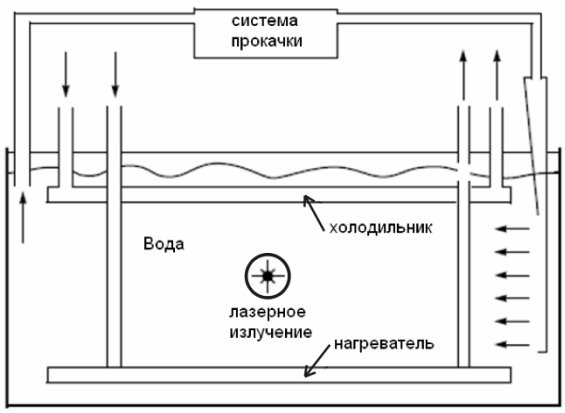


рис. 1 Схема установки

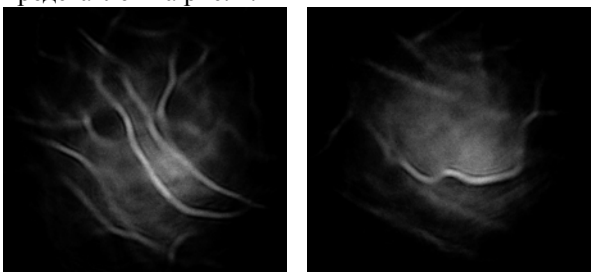
Турбулентность, создаваемая в ячейке разностью температур dt=5-15°C, характеризуется значениями числа Релея в диапазоне $Ra=(1.2*10^8-4.1*10^8)*10^8$. Поле интенсивности измерялось на некотором расстоянии после кюветы.

Через ячейку пропускался широкий коллимированный пучок лазерного излучения с длиной волны равной 680 нм. Ширина пучка равнялась 5 см. Через 2 метра после ячейки был установлен рассеивающий экран, на который была направлена фотокамера. Мы провели экспериментальные измерения поля интенсивности лазерного пучка, прошедшего турбулентный слой в водной ячейке.

Фотокамера фиксировала изображения с временным интервалом, заведомо большим, чем время корреляции. Полученные изображения анализировались путем изучения периодограмм (мгновенных распределений квадрата модуля Фурье-преобразования).

3. Экспериментальные результаты и обсуждение

В результате проведенного эксперимента были получены серии распределений интенсивности коллимированного лазерного пучка в плоскости рассеивающего экрана для различных температурных режимов. Типичный вид зависимости представлен на рис. 2.



а б

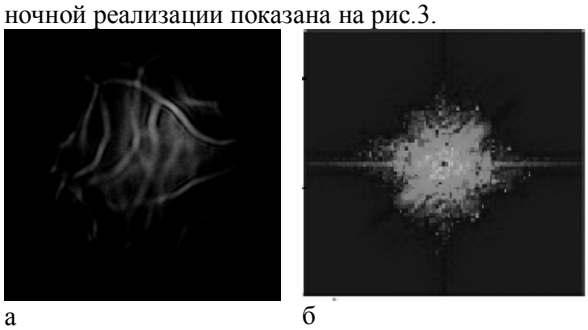
рис.2 Распределение интенсивности поля в плоскости рассеивающего экрана а) dt=10°C; б) dt=5°C.

Из рисунка 2 видна основная характерная особенность полученных в эксперименте распределений – ярко выраженная анизотропия поля. Вытянутые вдоль некоторого направления, яркие, то есть содержащие значительную часть интенсивности поля, нити, являются результатом фокусировок пучка на имеющихся в кювете неоднородностях показателя преломления. При таком виде выходного поля становится понятным, что турбулентность, вносящая фазовую добавку, которая приводит к такому результату, не является изотропной.

На рис.2а видно несколько протяженных нитей, на рис.2б одна. Количество нитей, скорость их движения по рассеивающему экрану и время до появления нитей, движущихся в другом направлении, зависят от температурного режима в кювете. При увеличении величины градиента температуры (и возрастании соответствующего режиму числа Рэлея) число нитей и скорость их движения возрастает. Рассматривался диапазон разности температур между нагревателем и холодильником от dt=5°C до dt=15°C ($Ra=1.18*10^8$-$4.13*10^8$). При этом такие характеристики как длина и ширина нитей существенно не изменяются, и их можно грубо оценить. Длина нити порядка 5-6 см, а ширина не превосходит 2 мм. Если грубо оценить степень анизотропии как отношение длины нити к ее ширине, то такая оценка дает величину, большую 20.

Несмотря на очевидную качественную оценку наблюдаемого явления, мы встречаем затруднения, при попытках оценить его количественно, используя стандартные методы. При случайной ориентации нитей в случае, если время наблюдения превосходит время корреляции, при усреднении по всем реализациям, такая характеристика как спектральная плотность мощности (СПМ) даст нам гауссово распределение, неотличимое от случая изотропной среды.

Периодограмма (показывающая квадрат модуля Фурье-преобразования) полученная от одиночной реализации показана на рис.3.

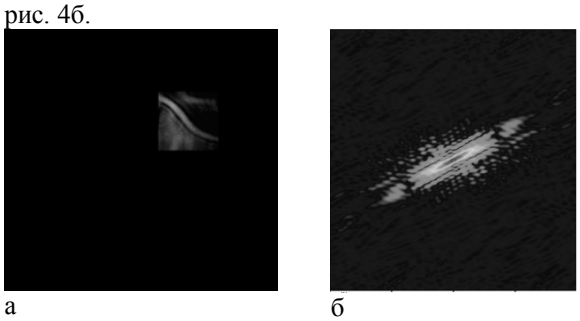


а б

рис.3 Случайное поле на рассеивающем экране (а) и центральная область периодограммы (б)

На ней (рис.3б) можно различить диагональный вклад от наиболее яркой из нитей. Кроме того на периодограмме заметно большое количество шума, появившегося вследствие зашумленности и не гладкости исходного поля. Можно попытаться выделить вклады от более слабых неоднородностей. Для этого необходима фильтрация сигнала, которая снизит зашумленность. При этом, если полученная периодограмма будет усреднена по многим реализациям, то полученная информация будет потеряна. Чтобы избежать такого результата, необходимо выделить и усреднять такие характеристики как длина и ширина нитей или их отношение, что позволит извлечь информацию о степени анизотропии.

Если выделить окно, содержащее наиболее яркую неоднородность случайного поля, и применить метод нелинейной фильтрации, что позволяет уменьшить шум и отбросить слабоинтенсивные составляющие поля, то мы получим периодограмму, центральная часть которой показана на рис. 4б.



а б

Здесь хорошо видно, что исследуемое поле обладает хорошо заметной локальной анизотропией.

Для того, чтобы разработать подход к анализу такого поля решено было перейти к рассмотрению простой математической модели наблюдаемого явления.

4. Модель и подход к анализу случайно-анизотропного поля

На первом этапе мы не задавались какой-либо физической моделью наблюдаемого явления, а предложили простую аналогию распределению интенсивности наблюдаемом на рассеивающем экране. В качестве функции, моделирующей не-

однородность поля («нить») была выбрана двумерная функция Mhat (Мексиканская шляпа), существенно вытянутая по одному из направлений. Положение этой функции на сетке, также как ее наклон, случаен. Постоянно только отношение длины к ширине. Пример такого распределения представлен на рис.4.

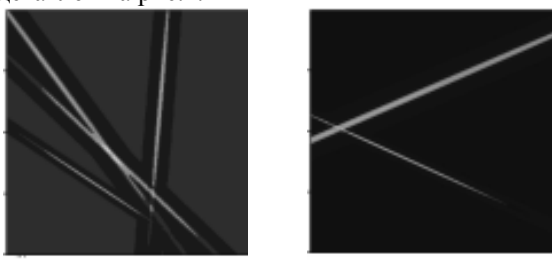


рис.4 Численное моделирование: мексиканская шляпа

Видно, что такая простейшая аналогия не сохраняет наблюдаемый в эксперименте изгиб линий. Цель этого моделирования – отработать метод, позволяющий извлечь информацию о степени анизотропии, например отношение длины к ширине линии. После этого эта модель может быть усложнена, а метод будет являться первым приближением к оценке степени анизотропии экспериментально полученных данных.

Случайное расположение нитей усложняет их анализ. Мы предлагаем воспользоваться удобным свойством Фурье преобразования, выражающимся в симметрии относительно центра. На рисунке 5 представлены квадраты модулей Фурье-преобразования полей, изображенных на рис.4.

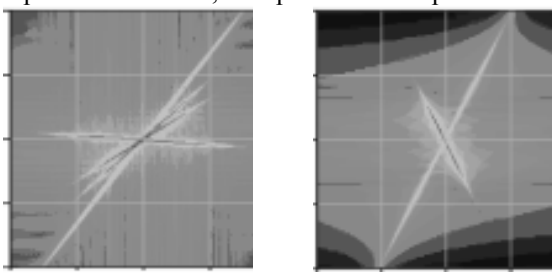


рис.5 Периодограмма модельных полей

Упростим задачу сильнее, предположив наличие лишь одной нити. В этом случае удобной мерой оценки величины анизотропии будет тензор моментов, аналогичный тензору инерции в механике.

Для расчета этой величины по двумерному полю нам необходимы следующие три момента

$$M_y = \sum k_y^2 I$$
$$M_x = \sum k_x^2 I$$
$$M_{yx} = M_{xy} = \sum k_x k_y I$$

из которых составляется тензор

$$J = \begin{Vmatrix} M_x & -M_{xy} \\ -M_{yx} & M_y \end{Vmatrix}$$

полностью характеризующий анизотропию. В силу случайной ориентации нити в различных экспериментальных реализациях удобно прибегнуть к квадратичной форме такого тензора

$$I = \vec{s}^{\,T} \hat{J} \vec{s}$$

где $\vec{s}$ – единичный вектор, направленный вдоль возмущения. Квадратичную форму тензора легко привести к диагональному виду. Тогда величина

$$A = \frac{M_x M_y}{M_x^2 + M_y^2}$$

характеризует степень анизотропии и не зависит от направления.

Список литературы

1. Kolmogorov, A.N. Local structure of turbulence in an incompressible fluid at very high Reynolds number / A.N. Kolmogorov // Dokl. Akad. Nauk. USSR. 1941. T. 30. C. 299–303.
2. Татарский, В.И. Теория флуктуационных явлений при распространении волн в турбулентной атмосфере / В.И. Татарский. – Издательство АН СССР. Москва, 1959. – 548 стр.
3. von Kármán, T. Progress in the statistical theory of turbulence / T. von Kármán // J. Mar. Res. 1948. V. 7. P. 252-264.
4. Takato, N. Spatial correlation of Zernike phase-expansion coefficients for atmospheric turbulence with finite outer scale / N. Takato, I. Yamaguchi // J. Opt. Soc. Am. A. 1995. V. 12, № 5. P. 958-963.
5. Гурвич, А.С. Исследование сильных флуктуаций интенсивности света в турбулентной среде при малом волновом параметре / А.С. Гурвич, М.А. Каллистратова, Ф.Э. Мартвель // Изв. вузов. Радиофиз. 1977. Т. 20, № 7. С. 1020-1031.
6. Bissonnette, L.R. Atmospheric scintillation of optical and infrared waves: a laboratory simulation / L.R. Bissonnette // Appl. Opt. 1977. V. 16, № 8. P. 2242-2251.
7. Андреева, М.С. Определение характерных масштабов турбулентности с использованием расходящегося лазерного пучка / М.С. Андреева, А.В. Корябин, В.А. Куликов, В.И. Шмальгаузен // ВМУ. Серия 3. Физика. Астрономия. 2011. Т. 66, № 6, С. 131-134.
8. Maccioni A. Measurement of thermally induced optical turbulence in a water cell / A. Maccioni, J.C. Dainty // *J. of Modern Opt.* 1997. V. 44, № 6. P. 1111-1126.
9. Charnotskii M.I. Anisoplanatic short-exposure imaging in turbulence / M.I. Charnotskii // J. Opt. Soc. Am. A. 1993. V. 10, № 3. P. 492-501.
10.

Моделирование региональных аспектов переноса примесей на примере пыльцы березы

А.Р. Курганский[1], С.В. Мостаманди[1], С.П. Смышляев[1]

[1] Российский Государственный Гидрометеорологический Университет, Малоохтинский пр., 98, Санкт-Петербург.
e-mail: arkbb@yandex.ru

При рассмотрении региональных аспектов переноса примесей можно выделить три направления: перенос инертных трассеров с локализованными источниками в места, где источники отсутствуют, перенос химически активных примесей, исследование обратных связей между метеорологическими и химическими параметрами, т.е. проблема интегрированного моделирования.

Интегрированное моделирование прогноза погоды и качества воздуха включает в себя совместное использование метеорологических и химических моделей, так называемую их стыковку.

Существует два метода стыковки моделей – онлайн и оффлайн. При использовании online метода модели обмениваются данными напрямую на каждом шаге по времени. В оффлайн стыковке обмен данными может происходить, например, через жесткий диск, по окончании работы одной из моделей.

Свойства онлайн и оффлайн моделирования заключаются в следующем[1]:

Онлайн стыковка:

1. Использование 1 сетки, как для метеорологической, так и для химической модели.
2. Отсутствие искажений в пространстве.
3. Отсутствие временных искажений.
4. Использование одной и той же физической параметризации.
5. Согласованность адвективных схем для всех переменных, как метеорологических, так и химических.
6. Доступность на каждом временном шаге всех трехмерных метеорологических переменных. Отсутствие ограничений в изменчивости метеорологических полей.
7. Учет обратных связей между излучением и химическим составом.
8. Отсутствие необходимости предварительной и заключительной обработки.

Оффлайн стыковка:

1. Возможность независимой параметризации.
2. Невысокие вычислительные затраты, так как данные метеорологической модели уже доступны и нет необходимости ее запускать.
3. Легче использовать для обратного моделирования и прилегающих проблем.
4. Независимость запуска химической модели от вычислений метеорологической модели.
5. Более удобные для применения построение и конструкция сетки для моделей загрязнения.
6. Подходит для анализа излучения и управления качеством воздуха.

Стоит также отметить, что онлайн метод больше подходит для учета обратных связей между химическими и метеорологическими параметрами на каждом временном шаге.

Данная работа сфокусирована на первом из перечисленных выше, направлении – переносе инертных примесей. Пыльца березы рассматривалась в качестве примера инертного трассера. Частицы пыльцы могут переноситься на сотни и даже тысячи километров и оказывать влияние на концентрацию пыльцы во многих регионах, тем самым делая ее менее зависимой от локальных погодных условий[2]. Разработанная модель переноса примесей может применяться для любого трассера, например – морской соли, пыли и т.п.

В последнее время в мире наблюдается тенденция увеличения количества людей, подверженных болезням, вызванным аллергическими реакциями на пыльцу – таким как ринит или сенная лихорадка. Пыльца березы является одним из самых распространенных аллергенов, обладающих способностью к атмосферному переносу. В Европе болезнью ринит страдает примерно 15 процентов населения, и это число продолжает расти. В связи с вышеизложенными фактами возникает потребность в прогнозировании переноса пыльцы, в оценке влияния переноса частиц от удаленных регионов в места, где отсутствует локальный источник, либо где сезон цветения еще не наступил.

С точки зрения моделирования для реализации численного прогноза концентрации пыльцы следует учитывать следующие процессы [3]:

1. Эмиссию частиц
2. Перенос частиц средним потоком
3. Диффузию, вызванную атмосферной турбулентностью,
4. Седиментацию и осаждение
5. Подъем осажденных частиц обратно в атмосферу в результате сильных порывов ветра
6. Вымывание частиц осадками

В настоящем исследовании использовались модель численного прогноза погоды WRF, и модель переноса примеси (МПП), состыкованные в режиме оффлайн. WRF является мезомасштабной, гидростатической моделью, которая может быть исользована как для оперативного прогнозирования, так и для атмосферных исследований.

В МПП перенос осуществляется методом Пратера[4], в основе которого лежит сохранение моментов второго порядка. Полученные из WRF данные скорости ветра задаются в узлах сетки, в то время как распределение примеси описывается полиномами второго порядка в каждой ячейке сетки.

Каждая ячейка разбивается на подъячейки и в зависимости от скорости ветра осуществляется перенос между подъячейками. Моменты рассчитываются в пределах подъячеек, после чего исходные ячейки восстанавливаются с новым распределением примеси, для которого рассчитываются результирующие моменты.

Область моделирования была выбрана 120x120 точек с размером ячеек 15x15 км, относительно центральной точки – города Санкт-Петербурга (Рис.1). Период запуска моделей – весна 2010, 2011 годов.

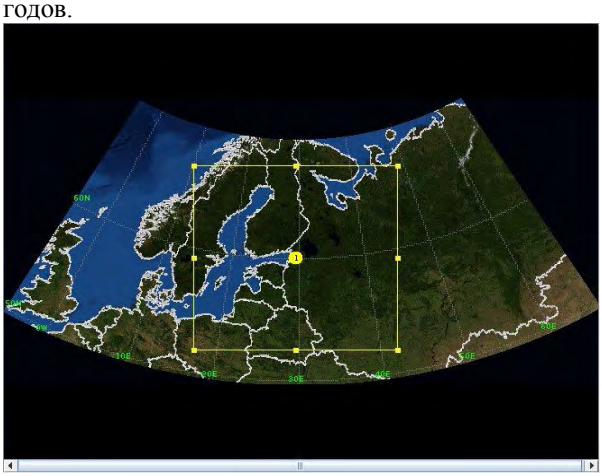


Рис. 1. Область моделирования. Желтыми линиями обозначены границы области. Точка 1 в центре – г. Санкт-Петербург.

Модель WRF запускалась для весенних месяцев 2010 и 2011 годов с целью получения данных о температуре воздуха на уровне 2 м над поверхностью земли и скорости ветра на нижнем модельном уровне – 30 м.

Определение районов источников пыльцы осуществлялось путем использования базы данных Службы геологической съёмки США USGS, в которой представлено распределение растительности на том или ином участке поверхности в долях единиц. Задав постоянное значение концентрации пыльцы (800 частиц в м^3 – критическое значение для здоровья человека) по всему полю и умножив его на долевое содержание деревьев в каждой ячейке, мы получили реальное распределение источников.

Для определения даты начала цветения березы использовалась функция D, представляющая сумму по каждому дню разности средней температуры воздуха за день и пороговой температуры, значение которой постоянно и эквивалентно 5 С. Для цветения березы сумма эффективных температур должна достигнуть 70°С .С учетом значений функции D можно было выделить следующие источники, которые впоследствии оказали наибольшее влияние на регион города Санкт-Петербург: район Московской области, Новгородская, Псковская и Ленинградская области.

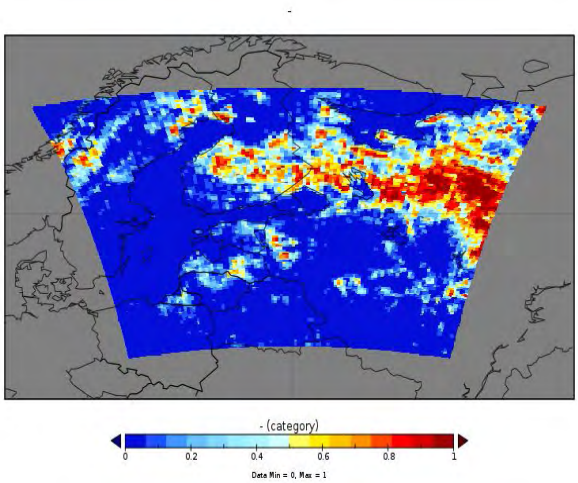


Рис. 2. Распределение источников пыльцы березы в области моделирования.

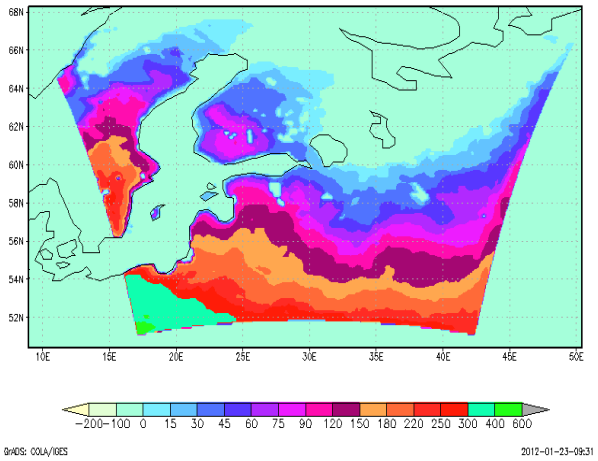


Рис. 3. Распределение функции D в области моделирования.

Результаты моделирования показали, что сезон цветения в 2010 году в исследуемой области наступил раньше, чем в 2011, что подтверждается распределением источников на рисунках 4 и 6.

На рисунках 4, 5 представлено распределение источников и распределение концентрации пыльцы за 4 мая 2010 года соответственно. Локальный источник на территории г. Санкт-Петербург отсутствует (рис.4). В результате переноса частиц пыльцы от источников Новгородской области над Санкт-Петербургом наблюдаются высокие значения концентрации (более 100 частиц/м^3), что является опасным для здоровья человека.

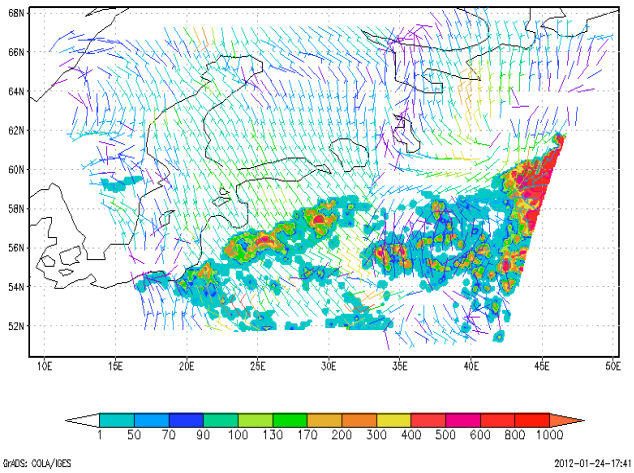


Рис. 4. Распределение источников пыльцы в исследуемой области 4 мая 2010 года

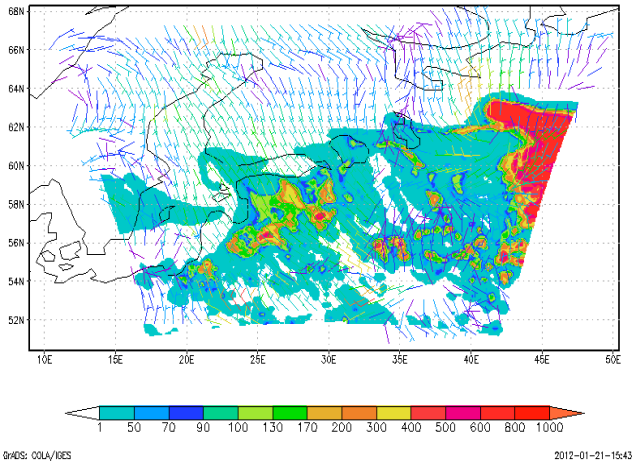


Рис. 5. Распределение концентрации пыльцы в исследуемой области за 4 мая 2010 года

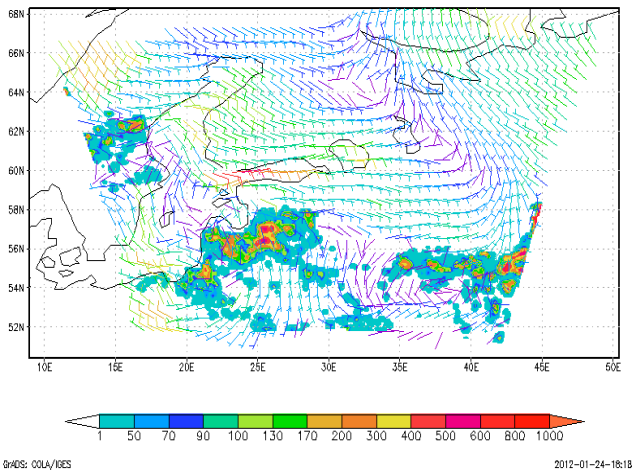


Рис. 6. Распределение источников пыльцы в исследуемой области 8 мая 2011 года.

На рисунках 7, 8 представлено распределение источников и распределение концентрации пыльцы 23 мая 2010 года соответственно.

Высокие значения концентрации над Санкт-Петербургом вызваны переносом частиц от источников Новгородской и Московской области.

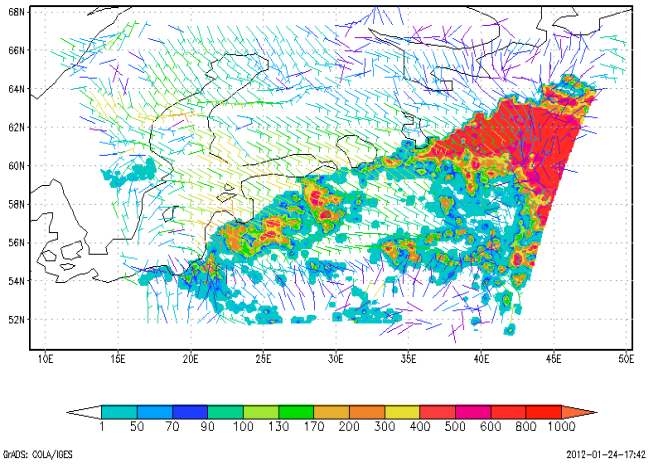


Рис. 7. Распределение источников пыльцы в исследуемой области 23 мая 2010 года

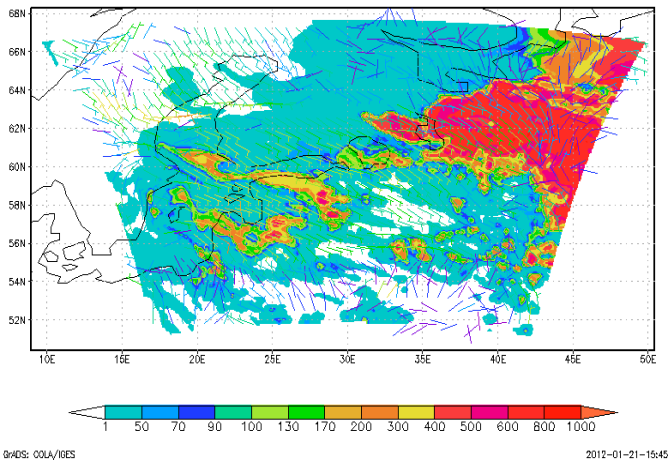


Рис. 8. Распределение концентрации пыльцы в исследуемой области за 23 мая 2010 года

Распределение источников и концентрации пыльцы за 19 мая 2011 года отражено на рисунках 9 и 10. Значения концентрации, переносимые от источников Псковской и Ленинградской области наблюдаются над территорией Санкт-Петербурга (130-170 частиц/м^3).

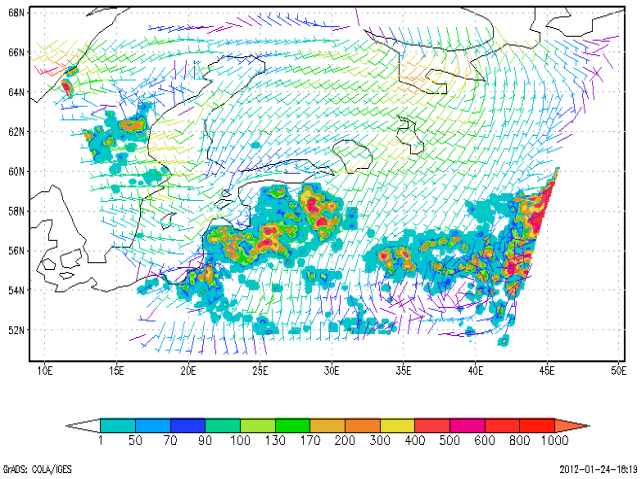


Рис. 9. Распределение источников пыльцы в исследуемой области за 19 мая 2011 года

По итогам исследования можно выделить следующие основные положения:

1. Эмиссия пыльцы зависит от метеорологических параметров, главным образом от температуры воздуха и скорости ветра.
2. Дата начала сезона цветения также зависит от температуры и определяется по модели активных дневных температур, представляющей сумму по каждому дню разности средней температуры воздуха за день и пороговой температуры, значение которой является постоянным для каждого отдельного региона. Для цветения березы сумма эффективных температур должна достигнуть 70°C.
3. Перенос пыльцы от дальних регионов оказывает влияние на локальный сезон пыления, а именно увеличивает его продолжительность и интенсивность тем, что частицы наблюдаются в том или ином регионе до начала цветения и после его окончания.

.

Работа выполнена в РГГМУ при финансовой поддержки лаборатории спутниковой океанографии РГГМУ, Федеральной целевой программы “Научные и научно-педагогические кадры инновационной России” и Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ).

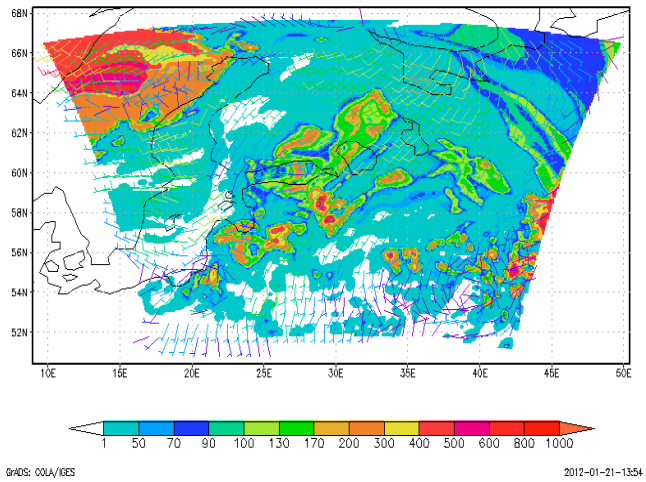


Рис. 10. Распределение концентрации пыльцы в исследуемой области за 19 мая 2011 года

1. *Baklanov A.A.* Introductory presentation on integrated NWP-ACT modeling and ENVIRO-HIRLAM project, NetFam-DMI practical course “Environment - HIgh Resolution Limited Area Model ”, Copenhagen, Denmark, 26-31 January 2009

2. *Pilvi Siljamo et al*. On influence of long-range transport of pollen grainsonto pollinating seasons, Air Pollution Modeling and its Apllication XVIII vol. 6, P. 708-716.

3. *Vogel, Heike, Pauling, Andreas, Vogel, Bernhard , Rotach, Mathias , Kaminski, Uwe , and Förstner, Jochen* Pre-operational birch pollen forecast using COSMO-ART

4. *M.J. Prather* Numerical advection by conservation second-order moments, Journal of Geophysical Research, vol. 91, no. D6, P. 6671-6681, May 20, 1986

Исследование методами WRF развития фронтальных процессов в области распространения теплого циклона над территорией Республики Беларусь в зимний период

П.О.Лаппо, А.Г.Светашев

ННИЦ МО БГУ, ул. Курчатова, 7, Минск.
e-mail: Polly_LO@mail.ru

С целью исследования атмосферных динамических процессов во фронтальной области циклона методами системы мезомасштабного прогнозирования WRF проведено моделирование ситуации, возникшей над территорией Республики Беларусь в период 4 – 6 декабря 2010 года.

В начале декабря территория Беларуси находилась под действием южного антициклона, центр которого располагался над Северными Карпатами (рис. 1). Погода в данный период характеризовалась малой облачностью, малыми скоростями ветра, низкими температурами (–7ºС на юго-востоке страны, и –19ºС – на юго-западе).

Пятого декабря во второй половине дня на северо-западную часть страны сместилась более теплая воздушная масса. Данная масса являлась частью циклона. Дальнейшее развитие погодных условией над территорией Республики определялось смещением активных разделов с Западной Европы [1].

По прогнозам ГУ “Республиканского Гидрометеоцентра” ожидалось выпадение снега, метель, повышение температуры (от – 5ºС до 0ºС в северных частях страны).

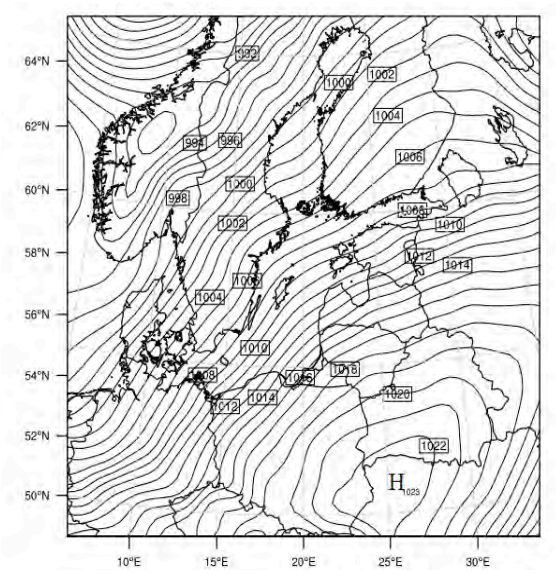


Рис. 1. Карта распределения приземного барического поля 5 декабря 2010 года, 3:00.

Для изучения характеристик и динамики данного процесса использовалась мезомасштабная модель WRF. Расчет погодной ситуации для территории проводился в домене 53° – 56º30' с.ш., 25º30' – 30º30' в.д., пространственным разрешением 30 км, 10 км, 5 км, 1 км.

Моделирование производилось только для 5 декабря, с помощью физической схемы параметризации Томсона. Данный вид параметризации предполагает изменение объема частиц снега н есферической формы, в отличие от других моделей, в которых снег имеет постоянную плотность. В ней более точная схема насыщения, имеется справочная таблица для замораживания капель, улучшено осаждение из паровой фазы (сублимация, испарение) и др.

При расчете была выбрана параметризация облачности Kain-Fritsch (new Eta) scheme, микрофизика влажности Томсона. Данный тип параметризации касается восходящих и нисходящих токов воздуха при образовании облаков. При расчете с шагом 5 км, облачность отражена более детально, и в основном располагалась над северозападе, севере Республики, хотя по прогнозу ожидалось распространение сплошной облачности и туман (рис. 2). Карта влажности показала, что ее значения над территорией страны не превышала значений 0,0015 кг/кг.

Моделирование распределения облачности с помощью локатора, не соответствует распределению облачности, визуализированной по параметру qcloud, qice и другим (рис. 3).

В расчетах с шагом более 15 км в значениях распределения облаков наблюдается относительное соответствие между смоделированными данными локатора и с расчетной облачностью в разных фазах.

Расчет дал противоречивые данные о соответствии выпадения осадков и распределения облачности. Смоделированная облачность наблюдалась не над всей территорией страны, а осадки в виде снега модельно были расположены по всей территории.

Построенные вертикальные профили позволяют отобразить динамические процессы в фронтальной части. Данные результаты были получены начиная с шага в 5 км. Влажность и облачность, которые проникают в данную область, определяют распределение температур, ветров [2].

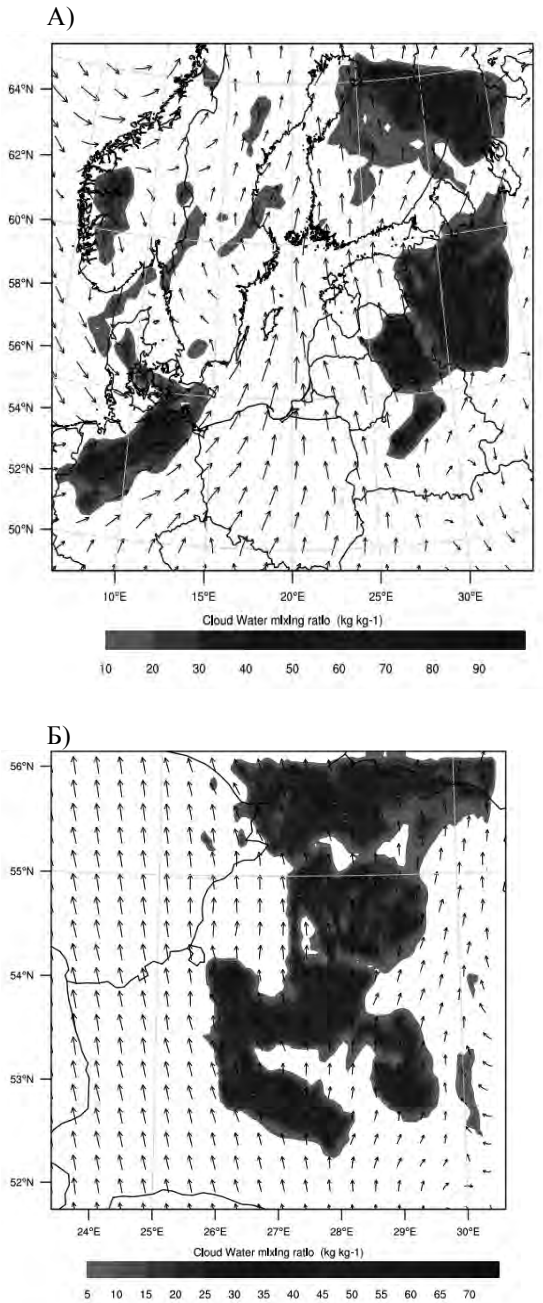


Рис. 2. Карта распределения облачности над территорией исследуемых доменов (а – домен с шагом 30 км, б – домен с шагом 5 км), параметр qcloud, 17:00.

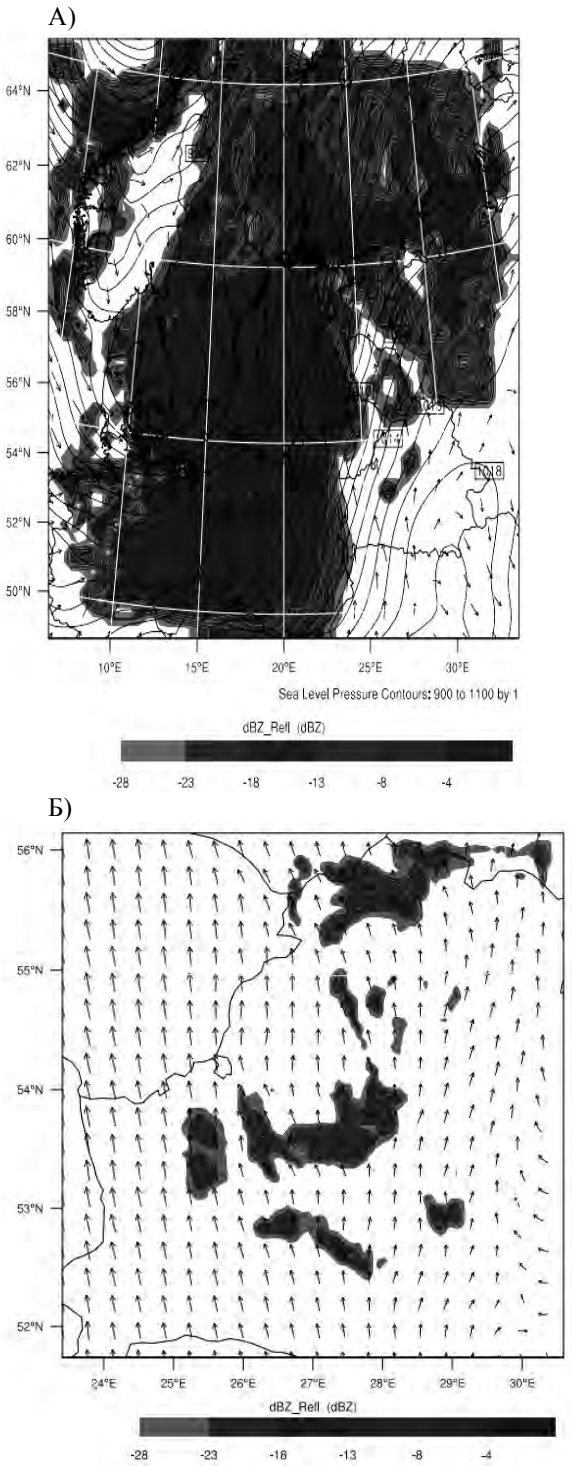


Рис. 3. Карта распределения облачности на территории исследуемых доменов по данным dBZRefl (а – домен с шагом 30 км, б – домен с шагом 5 км), 17:00.

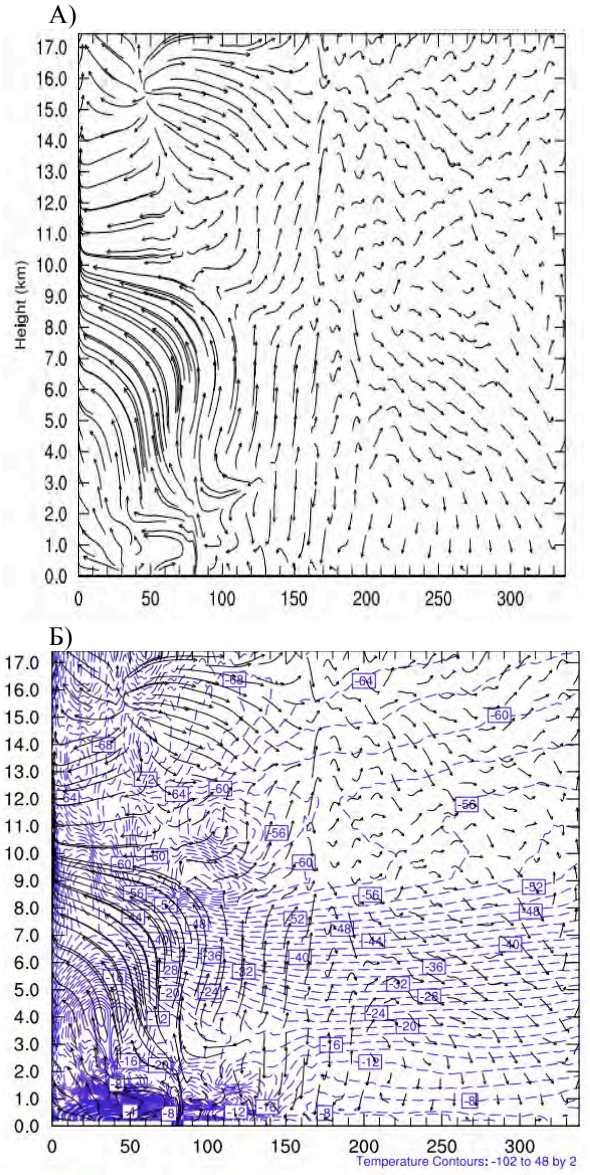


Рис. 4. Вертикальные разрезы по домену с шагом в 5 км по направлению северо-запад – юго-восток в период наступления фронта на территорию Республики (а – направления и скорость ветра, б - распределение температур и облачность (черным)), 17:00.

Показано, что расчет, проведенный с шагом в менее чем 10 км, позволяет детально отобразить особенности процессов на фронте и смоделировать распределение основных метеопараметров: температура, давление, направление и скорость ветра. Особый интерес представляла ситуация отраженная в вертикальных разрезах атмосферы: восходящее скольжение теплого воздуха над фронтальной поверхностью, за счет которой возникают системы облаков, характерные для теплого фронта. По мере приближения теплого фронта началось падение давления от 1022 гПа до 1014гПа, образовалась облачность, и осадки в виде снега. Температура начала медленно повышаться (до 0ºС на севере), ветер усилился (рис. 4).

В пределах высот 2-6 км наблюдались ярко выраженные циркуляционные ячейки, а так же интенсивные конвективные потоки, затрагивающие нижнюю стратосферу. Это предположительно свидетельствует о влиянии стратосферных процессов на формирование погодных условий в тропосфере [3].

Соответствие модельных данных с данными наблюдений (приземная температура, атмосферное давление) составила не менее 80%.

Основной вывод исследования, это то, что с помощью данной модели WRF возможно исследование фронтальных процессов, это возможно с разрешением не менее 5 км для территории Республики, но необходимо разрешение вопроса выбора параметризации, для достижения большего соответсвия по расчетам распределения облачности и осадков.

1. *Матвеев Л.Т.* Физика атмосферы. – Санкт-Петербург: Гидрометеоиздат, 2000 г.
2. *Хргиан А.Х.* Физика атмосферы. – Л.: Гидрометеоиздат, 1978 г.
3. *Хромов С.П.* Введение в синоптический анализ. – М.: Гидрометеоиздат, 1934, 1937 г.

Влияние солнечных протонных событий на озоносферу

С.М. Лисица[1]

[1] Национальный научно-исследовательский центр мониторинга озоносферы БГУ, ул. Курчатова 7, Минск.
e-mail: s.lisica.89@tut.by

Изучение солнечно-земных с вязей представляет большой интерес, что подтверждается большим количеством публикаций на эту тему [2; 3]. Передача воздействий солнечных процессов из верхних слоев атмосферы в нижние осуществляется посредством нескольких механизмов, одним из которых является озонный механизм. Также известно о связи значений поля общего содержания озона (ОСО) и барических систем, что у некоторых исследователей вызывает мысли о возможном учёте ОСО при прогнозировании погоды. Поэтому мы заинтересовались изучением короткопериодной изменчивости ОСО, обусловленной процессами солнечной активности.

Цель данной работы – исследовать влияние солнечных протонных событий (СПС) на ОСО.

СПС – дискретные события, поэтому для анализа применялся метод наложения эп ох (МНЭ), который используется для нахождения связи между двумя величинами. Такой способ анализа данных особенно полезен, если одна из них представлена дискретными событиями, такими как события вспышек на Солнце [1]. В основе метода лежит выбор k ключевых (реперных) дат D_0 (например, даты вспышек) и k последовательностей дат, следующих за реперной (D_1, D_2, … , D_n) или предшествующих ей (D_{-m}, … , D_{-2}, D_{-1}). Далее следует почленное усреднение данных в дни в окрестности некоторой ключевой даты, в нашем случае относительно солнечного протонного события. Полученная последовательность затем изучается в связи с некоторой априорной гипотезой. За реперную дату мы брали дату начала СПС, длина выборок 91 день (30 до и 60 дней после реперной даты).

Для анализа мы взяли данные наземных озонометрических станций и спутниковых измерений ОСО за период 1976 – 2011 г.г., для которого центром прогноза космической погоды NOAA подготовлен календарь СПС. Наземные измерения ОСО представлены временными рядами станций Северного полушария, расположенных в умеренных и высоких широтах. Станции выбирались с учётом географической широты, продолжительности наблюдений и полноты и качества (станции с фильтровыми озонометрами не рассматривались) данных. Анализировались измерения следующих станций: Arosa, Lerwick, Reykjavik, Sodankyla, Camborne, Churchill, Norrkoeping, Uccle, Potsdam, Belsk, Toronto, Edmonton, Goose Bay. Спутниковые данные ОСО использовались для заполнения пропусков в данных наземных измерений и для проверки экстремальных значений.

Предварительно были выдвинуты следующие допущения: воздействие солнечных “энергетических” частиц на ОСО одинаково независимо от местоположения; динамические процессы в атмосфере влияют на ОСО по-разному в зависимости от географического региона; усреднение большого количества выборок при применении МНЭ должно показать реакцию ОСО на СПС, а проявление динамических процессов атмосферы в ОСО должно сойти к нулю. Ожидалось, что перед реперной датой должны отсутствовать колебания или быть с очень маленькой амплитудой; после реперной даты – уменьшение значений ОСО, увеличение амплитуды и отчетливый сигнал с короткопериодной и длиннопериодной компонентой.

Для исследования влияния СПС на ОСО Северного полушария анализировались значения отклонений ОСО от среднего многолетнего значения методом наложения эпох. Выбрана 231 реперная дата (обеспеченность 2611 – 2697 значений), соответствующие всем СПС за 1976-2011 г.г. (рис. 1). В результате получился график, который частично соответствует выдвинутой гипотезе: за 12 дней до СПС изменчивость ОСО очень маленькая, в дни после СПС наблюдается уменьшение ОСО и последующее восстановление.



Рис. 1. Реакция ОСО в Северном полушарии на СПС

Так как СПС отличаются своей интенсивностью, с ледующим шагом было отсеивание их по значению энергии потока протонов. Мы получили графики МНЭ, которые показывают реакцию ОСО на воздействие СПС с энергией потока протонов более 100, 500 и 5000 МэВ, с обеспеченностью 1061 – 1119, 532 – 565 и 139 – 151 дней соответственно (рис. 2, 3, 4).



Рис. 2. Реакция ОСО в Северном полушарии на СПС с энергией потока протонов > 100 МэВ.



Рис. 3. Реакция ОСО в Северном полушарии на СПС с энергией потока протонов > 500 МэВ.



Рис. 4. Реакция ОСО в Северном полушарии на СПС с максимальной энергией протонов > 5000 МэВ.

К сожалению в нашем наборе данных п ри увеличении значения энергии потока протонов для отбора выборок понижается обеспеченность. Однако по данным графикам можно сделать вывод, что более сильные СПС вызывают колебания значений ОСО с большей амплитудой. Первый минимум ОСО после СПС наблюдается на 3-5-ый день, возможно, это время распространения сигнала с верхних слоев атмосферы в более низкие. Графики, характеризующие отклик озона на СПС, указывают на сложный характер временной изменчивости ОСО в послевспышечный период.

Мы рассматриваем полученные результаты, как предварительные, поскольку на данном этапе работы анализировался отклик ОСО на СПС вне зависимости от сезона года. Видимо дальнейший анализ с дифференциацией воздействий СПС на разных высотах, а также применение МНЭ в комплексе с методами спектрального анализа и фильтрации позволят дать более точные количественные оценки влияния вспышечной активности Солнца на вариации общего содержания озона.

1. *Пановский Г.А., Байер Г.В.* Статистические методы в метеорологии // Л.: Гидрометеоиздат, 1967. 242 с.

2. *Gray L.J. et al.* Solar influence on climate. Reviews in Geophysics Accepted April 2010, 110 pp.

3. *WMO (World Meteorological Organisation)* (2007), Scientific assessment of ozone depletion: 2006, Global Ozone Research and Monitoring Project, Report No. 50, 527 pp., Geneva, Switzerland.

Исследование влияния глобальных климатических изменений на динамику шторм-треков Северного полушария

Ю.В. Мартынова[1,2], В.Н. Крупчатников[1]

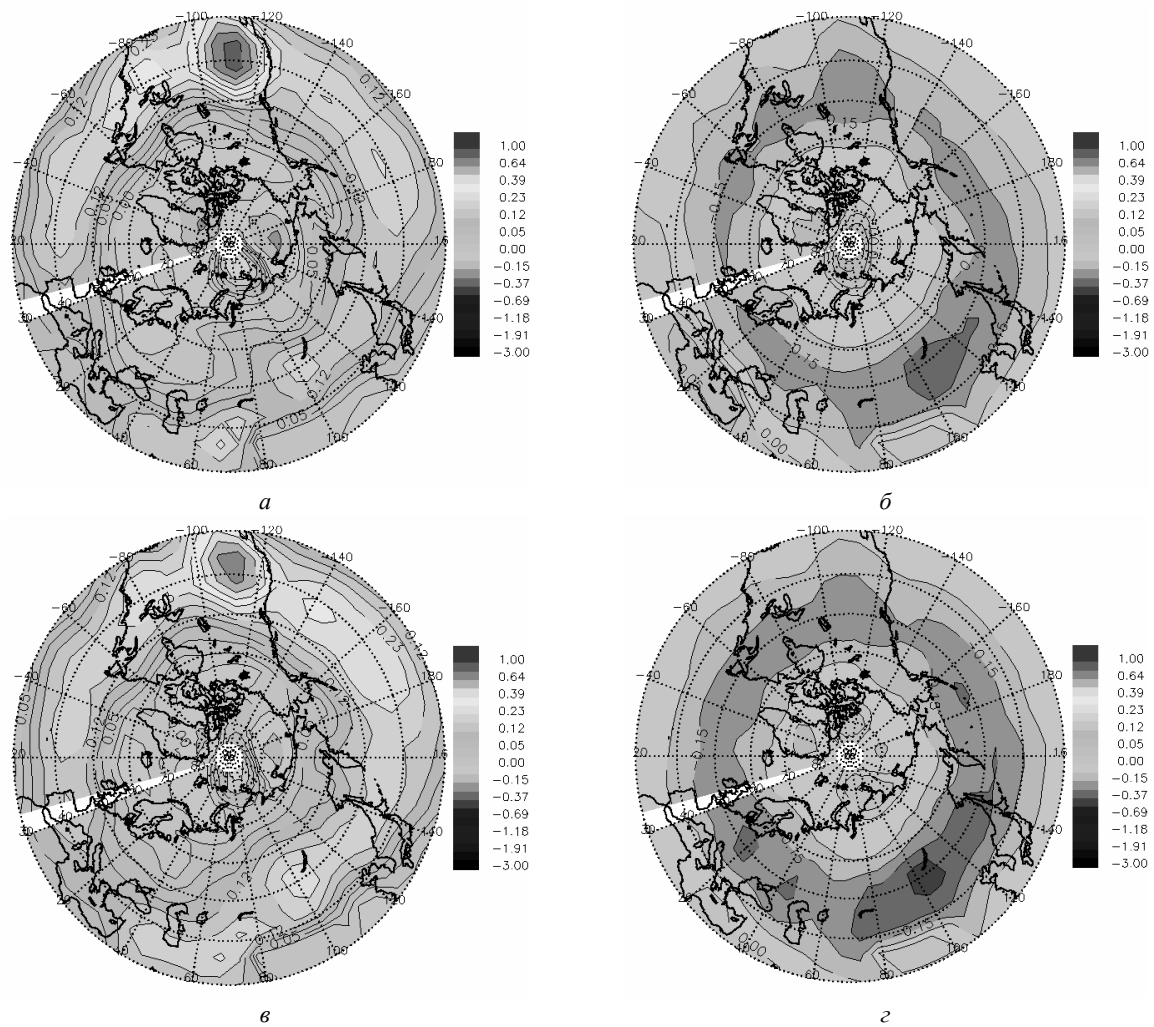
[1] Сибирский региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт, ул. Советская, 30, Новосибирск.

[2] Институт мониторинга климатический и экологических систем СО РАН, пр. Академический, 10/3, Томск.

e-mail: FoxyJ13@gmail.com

Шторм-треки представляют собой области сильной бароклинности (максимум меридионального градиента температуры), которые определяются на основе вихревых статистик, таких как вихревые потоки момента импульса, энергии, влаги. Нестационарные вихри в шторм-треках средних широт являются важным механизмом переноса энергии, момента и влаги в климатической системе. Известно, что вихри переносят угловой момент в средние широты инициируют западный поток у поверхности и ячейку Ферреля за счет конвергенции потока углового момента в верхней тропосфере. Вихри также переносят влагу в верхнюю тропосферу средних широт из тропиков и субтропиков. Среднеширотные вихри связывают среднеширотную циркуляцию с другими компонентами общей циркуляции, например с интенсивностью циркуляции ячейки Гадлея. Бароклинные вихри приносят сильные осадки и другие опасные явления погоды в средних широтах, играют важную роль в глобальном цикле энергии и гидрологическом цикле. Кроме того бароклинные вихри выполняют сложную роль в поддержании струйного течения: вихревой поток тепла в шторм-треках направлен к полюсу и, очевидно, действует так, чтобы ослабить струю.

Работа посвящена исследованию изменения основных маршрутов распространения нестационарных вихрей вследствие воздействия глобальных климатических изменений, связанных с ростом концентрации углекислого газа в атмосфере.



а *б*

в *г*

Рис. 1. Поток тепла направленный к северу на 700 мб в зимний *(а)* и летний *(б)* сезоны для контрольного сценария и в зимний *(в)* и летний *(г)* сезоны SRES A2.

Исследования влияния климатических изменений на различные параметры (в нашем случае на шторм-треки) удобно проводить на основе результатов моделирования. Мы использовали глобальную крупномасштабную модель климатической системы промежуточной сложности [2]. Выбранный период моделирования составляет 90 лет. В качестве климатического форсинга использовалась экспоненциально растущая, согласно сценарию SRES A2, концентрация углекислого газа в атмосфере. Мы сравнивали результаты, полученные для двух климатических режимов: в первом случае концентрация углекислого газа в атмосфере постоянна и составляет 360 ppm, во втором — учитывается климатический форсинг SRES A2. С помощью фильтра [1] было выделено три интервала изменчивости: низкочастотный, среднечастотный и высокочастотный. В работе мы рассматривали синоптические масштабы, т. е. волны с периодичностью 2-8 суток. Для исследований было выбрано два сезона: летний и зимний.

Нами были рассмотрены статистики высокочастотных возмущений, именно на них оказалось наиболее заметным влияние климатического форсинга для рассматриваемых сезонов. Отдельно для каждого рассматриваемого сезона мы рассчитали средние за 10 лет поля значений параметров, характеризующих поток тепла направленный к северу, *(v'T')*, на 700 мб и дисперсию нестационарных вихрей, *(v'v')* на 250 мб (верхняя граница тропосферы). Здесь штрих означает среднее по времени отклонение от среднего значения величины. Для каждой климатической ситуации сравнивались два десятилетия: первое и последнее десятилетие моделирования. Рассматривались, как горизонтальные поля средних за десятилетия значений, так и тренды за весь период моделирования указанных параметров.

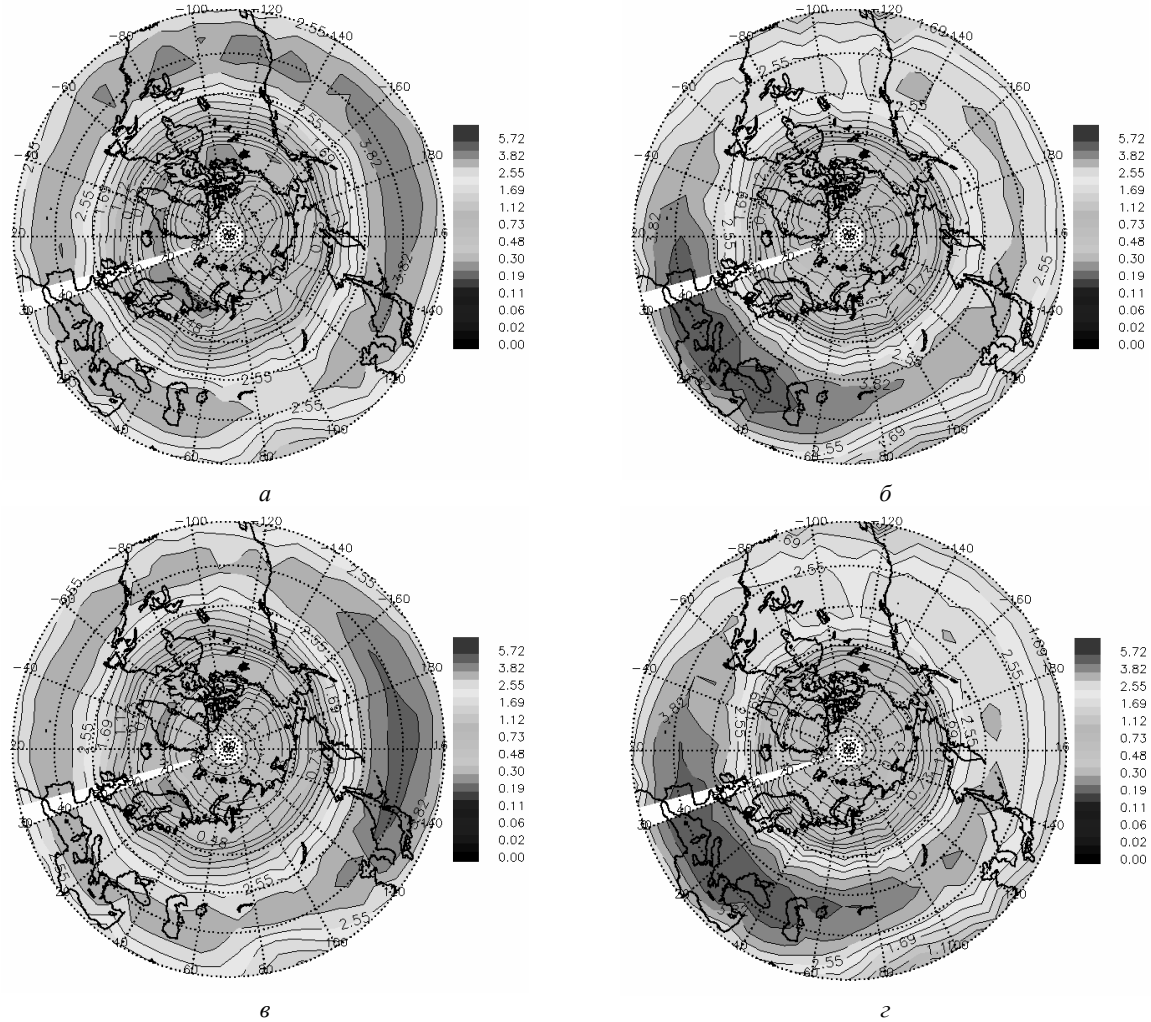


Рис. 2. Дисперсия нестационарных вихрей на 250 мб в зимний *(а)* и летний *(б)* сезоны для контрольного сценария и в зимний *(в)* и летний *(г)* сезоны SRES A2.

Были получены следующие результаты. Для зимнего периода обнаружено, что введение климатического форсинга согласно сценарию SRES A2 ослабляет направленный к северу поток тепла (рис. 1 а и в) и, одновременно с этим, усиливает дисперсию нестационарных вихрей (рис. 2 а и в), что свидетельствует об ослаблении бароклинности — об ослаблении нестационарных вихрей. Для летнего периода получена прямо противоположная картина: усиление потока тепла (рис. 1 б и г) и ослабление дисперсии (рис. 2 б и г), т. е. усиление нестационарных вихрей. Такое поведение может указывать

на усиление летней циклонической активности и ослаблении зимней.

В последнее время, на основе данных реанализа, было обнаружено, что во второй половине 20 века увеличилась интенсивность циклонов в средних широтах при уменьшении частоты их появления (например, [3]). Известно, что бароклинная неустойчивость является важным механизмом генерации нестационарных вихрей, но существуют и другие факторы, например, теплые течения в северной части Тихого и Атлантического океанов у восточных берегов континентов формируют источники бароклинной неустойчивости в этих регионах в зимний сезон. К числу других возможных факторов, требующих исследования, которые могут быть важны для поддержания шторм – треков являются также тепловые источники в океане, планетарные стационарные волны, связь с кольцевыми модами низкочастотной изменчивости атмосферы. Однако, до сих пор нет общей точки зрения на то как будет меняться распределение и интенсивность шторм – треков при изменении климата в 21 веке.

1. *Blackmon M.L.* A climatological spectral study of the 500 mb geopotential height of the Northern Hemisphere // J. Atmos. Sci. 1976. V. 33, N. 8. P. 1607–1623.

2. *Fraedrich K., Jansen H., et al.* The Planet Simulator: Towards a user friendly model // Meteorologische Zeitschrift. 2005. V. 14, N. 3. P. 299–304.

3. *Fyfe J.C.* Extratropical southern hemosphere cyclones: harbingers of climate change? // J. Clim. 2003. V. 16. P. 2802–2805.

Связь изменчивостей потоков тепла в Северной Атлантике с климатом северных и умеренных широт Евразии

Е.И. Морару, И.И. Ипполитов, С.В. Логинов

Институт мониторинга климатических и экологических систем РАН, пр. Академический, 10/3, г. Томск.
e-mail: janey@sibmail.com

В формировании климата существенную роль играет взаимодействие океана и атмосферы. В механизме поступления тепла из океана в атмосферу большое значение имеют потоки скрытого и явного тепла.

Области наибольшей отдачи тепла лежат в районах тёплых течений – Гольфстрим и Куросио. В этих районах в холодное полугодие происходит интенсивное взаимодействие тёплых вод океана с потоками холодного и сухого континентального воздуха Северной Америки и Азии. Это приводит к тому, что в средних широтах Северной Атлантики в холодный период существенно возрастают вертикальные градиенты влажности и температуры вблизи поверхности, а также скорость ветра [1], а именно эти характеристики определяют потоки скрытого и явного тепла в атмосферу. Распределение этих потоков по поверхности Северной Атлантики не является однородным. Принято выделять области повышенного обмена, так называемые энергоактивные зоны океана (ЭАЗО), к числу которых в Северной Атлантике относятся Бермудская, Ньюфаундлендская и Норвежская [2, 3].

Целью настоящей работы являлось исследование межгодовой изменчивости гидрометеорологических характеристик в указанных энергоактивных зонах, анализ корреляционных связей исследуемых величин и оценка влияния этой изменчивости на изменчивость температуры и осадков в Северной Евразии.

В литературе обсуждаются различные механизмы влияния процессов в Северной Атлантике на изменчивость климата Евразии. Наиболее часто исследуются связи между изменчивостью метеорологических параметров на континенте и индексом Североатлантического колебания (NAO). Природа этого колебания и его проявления в Северном полушарии подробно рассмотрены в монографии [4].

В качестве источников возмущения атмосферы над океаном рассматриваются потоки скрытого и явного тепла, а также температура поверхности океана. Влияние этих характеристик на циркуляцию и климат в Европе рассмотрены в [5].

В настоящей работе будет проведён анализ изменчивости температуры поверхности океана и потоков явного и скрытого тепла в трёх энергоактивных зонах Северной Атлантики.

Для описания изменчивости гидрометеорологических величин в Северной Атлантике были выбраны три района, показанные на рис. 1.

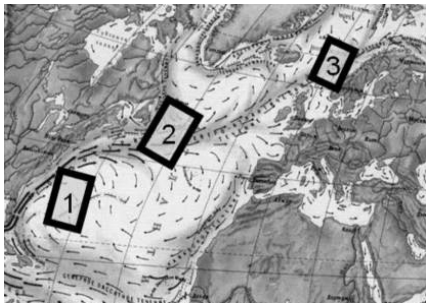


Рис. 1 – Расположение энергоактивных зон в Северной Атлантике

По установившейся терминологии далее будем называть эти районы Бермудской ЭАЗО (район 1), Ньюфаундлендской ЭАЗО (район 2) и Норвежской ЭАЗО (район 3). Исследование гидрометеорологических характеристик в энергоактивных зонах проводилось по данным судовых наблюдений реанализа ICOADS (http://icoads.noaa.gov/data.icoads.html) с пространственным разрешением 1° x 1° и месячным временным разрешением за период 1975 ÷ 2011 гг. Расчет эффективного излучения в Северной Атлантике осуществлялся по данным реанализа JRA 25 за период 1979 ÷ 2011 гг. (http://jra.kishou.go.jp). Среднемесячные значения индекса NAO брались с ресурса (http://ljp.lasg.ac.cn/dct/page/65574).

Среднемесячные значения температуры поверхности океана (SST), потоков скрытого (LE) и явного тепла (S) получались усреднением по всем узлам реанализа, попадающих в заданный район.

Для оценок значимости рассчитываемых величин применялись двусторонние критерии Стьюдента по уровню 0,1 согласно общепринятой методике.

Изменчивость гидрометеорологических величин Северной Атлантики. Средняя за период 1975 ÷ 2011 гг. внутригодовая изменчивость температуры поверхности океана, потоков явного и скрытого тепла, а также суммарного тепла для трёх исследуемых районов приведена на рис. 2.

Температура поверхности океана (рис. 2а) увеличивалась от зимы к лету во всех исследуемых районах с максимумом в августе (Бермудская ЭАЗО: 28,2° С, Ньюфаундлендская ЭАЗО: 25,5 °С, Норвежская ЭАЗО: 11,7 °С) и минимальными значениями в марте (21,6 °С, 16,6 °С и 5,9 °С соответственно). Величины SST в Бермудской ЭАЗО превышали на 3 ÷ 4 °С SST в Ньюфаундлендской ЭАЗО и на 16 ÷ 17 °С в Норвежской ЭАЗО. Это связано с географическим расположением районов: Бермудская ЭАЗО – самый южный район, Норвежская ЭАЗО – самый северный.

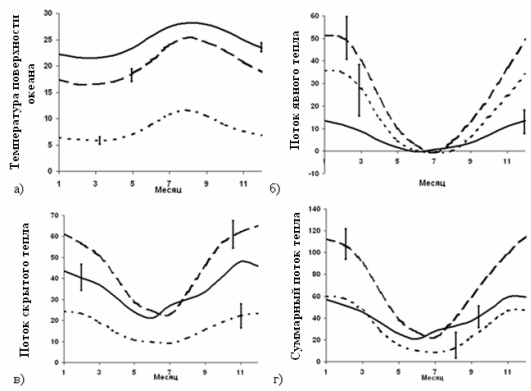


Рис. 2 – Внутригодовая изменчивость температуры поверхности океана (ºС) (а), потоков явного (б), скрытого (в) и суммарного тепла (В/м^2) (г)
Бермудская ЭАЗО, Ньюфаундлендская ЭАЗО, Норвежская ЭАЗО

Тренды среднемесячных величин положительны во все месяцы и во всех ЭАЗО, их абсолютная величина возрастала при продвижении с юга на север. Статистически значимые тренды наблюдались в летний период в Бермудской ЭАЗО, в зимний период в Ньюфаундлендской ЭАЗО и круглогодично в Норвежской ЭАЗО (табл.1). Наибольшая изменчивость температуры имеет место в Ньюфаундлендской ЭАЗО.

Годовой ход потоков явного и скрытого тепла (рис. 2б и 2в) обратен ходу температуры поверхности океана. Наблюдалось уменьшение тепла от зимы к лету, а затем его увеличение. Поток явного тепла S (рис. 2б) максимален в декабре в Бермудской ЭАЗО (13,6 В/м^2) и в январе в Ньюфаундлендской и Норвежской ЭАЗО (51,3 и 35,8 В/м^2 соответственно). Поток S направлен в океан в июне в Бермудской ЭАЗО (-0,26 В/м^2) и в июле в Ньюфаундлендской и Норвежской ЭАЗО (-0,72 В/м^2, -0,73 В/м^2 соответственно). В остальные месяцы потоки явного тепла направлены из океана в атмосферу, причём они максимальны в Ньюфаундлендской ЭАЗО и минимальны в Бермудской ЭАЗО. Тренды потоков явного тепла (табл. 1) выражены менее отчётливо, чем тренды SST. Во всех ЭАЗО в разные месяцы они являются разнонаправленные. В Бермудской ЭАЗО значимые положительные тренды наблюдались в мае и ноябре. В Норвежской ЭАЗО чередуются положительные и отрицательные тренды. Для Ньюфаундлендской ЭАЗО тренды имели положительную тенденцию, хотя и незначимы.

Поток скрытого тепла LE (рис. 2в) максимален в ноябре в Бермудской ЭАЗО (48,1 В/м^2), в декабре в Ньюфаундлендской ЭАЗО (65,4 В/м^2) и в январе в Норвежской ЭАЗО (24,3 В/м^2). Поток LE минимален летом в июне в Бермудской ЭАЗО (21,3 В/м^2) и в июле в Ньюфаундлендской и Норвежской ЭАЗО (22,9 и 9,1 В/м^2 соответственно). Величина потока имела максимум в Ньюфаундлендской зоне и минимум в Норвежской. Положительные тренды (табл. 1) потока испарения значимы во все месяцы в Бермудской ЭАЗО, в летние месяцы в Ньюфаундлендской зоне и в феврале, июле, августе, и октябре в Норвежской ЭАЗО.

Таблица 1

Внутригодовая изменчивость трендов SST (ºС/10 лет) и LE+S (Вт/м^2/10 лет) для Бермудской, Ньюфаундлендской и Норвежской ЭАЗО

Месяц	Зона					
	Бермудская ЭАЗО		Ньюфаунд-лендская ЭАЗО		Норвежская ЭАЗО	
	sst	LE+S	sst	LE+S	sst	LE+S
I	0,07	2,29	**0,20**	**5,74**	**0,27**	-1,43
II	**0,09**	1,79	0,12	-1,29	**0,22**	**7,87**
III	0,04	**1,97**	**0,24**	2,82	**0,11**	**3,70**
IV	**0,12**	0,96	0,10	-0,38	**0,20**	**-3,21**
V	0,07	**3,34**	0,12	1,24	**0,27**	1,29
VI	**0,14**	**1,44**	0,05	**2,10**	**0,28**	0,44
VII	**0,15**	**2,63**	**0,28**	**1,57**	**0,33**	0,63
VIII	**0,13**	**2,32**	**0,21**	1,13	**0,35**	0,16
IX	**0,08**	**2,86**	**0,23**	1,88	**0,48**	-0,99
X	0,05	**2,58**	**0,19**	1,63	**0,35**	1,79
XI	0,03	**5,02**	**0,16**	0,48	**0,25**	-0,60
XII	0,05	**2,94**	**0,24**	-1,08	**0,20**	-1,47

В результате анализа внутригодовой изменчивости установлено, что суммарный поток тепла максимален в Ньюфаундлендской ЭАЗО и минимален в Норвежской, как показано на рис. 2г. Тренды суммарного потока тепла (таблица 2) положительны в Бермудской зоне, В Ньюфаундлендской ЭАЗО, за исключением зимних месяцев, и в отдельные месяцы в Норвежской ЭАЗО. Тренды значимы с марта по декабрь в Бермудской ЭАЗО, в январе, июне и июле в Ньюфаундлендской ЭАЗО, и в феврале, марте и апреле в Норвежской ЭАЗО. Положительный тренд испарения может формироваться либо за счёт влажностного градиента в приводном слое атмосферы, либо за счёт увеличения приводного ветра, либо за счёт одновременного влияния этих факторов.

Корреляционный анализ изменчивостей индекса NAO и тепловых потоков Северной Атлантике. Были проанализированы корреляционные связи между индексом Северно-Атлантического колебания NAO и температурой поверхности океана (SST), потоками скрытого (LE) и явного (S) тепла, и эффективным излечением E_{eff} над территорией Северной Атлантикой за период 1975 ÷ 2011 гг.

Наибольшие по величине положительные и отрицательные связи между индексом NAO и SST, LE, S и E_{eff} над акваторией Северной Атлантики наблюдаются в зимний период с максимумом в феврале (рис. 3).

В феврале северная и южная части Северной Атлантики с положительными связями между NAO и LE (рис. 3а) (0,65 ÷ 0,73) разделялись узкой полосой с отрицательной корреляцией (-0,61 ÷ -0,55).

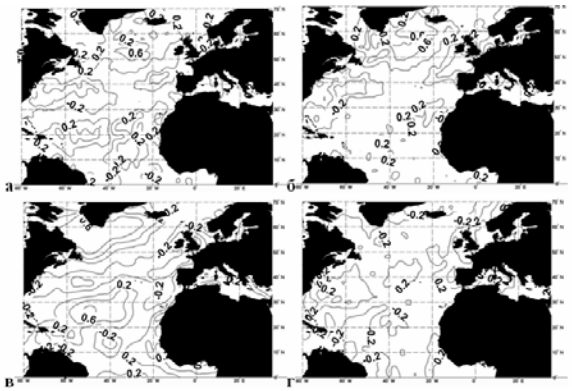


Рис. 3 - Коэффициент корреляции между NAO и LE (а), между NAO и S (б), между NAO и E_{eff} (в) и между NAO и SST (г) в феврале

Аналогичная ситуация была замечена для коэффициентов корреляции r(NAO, S) (рис. 3б). Наблюдалось два минимума: в районе течения Гольфстрим (-0,65 ÷ -0,53) и вдоль побережья Европы (-0,78 ÷ -0,71). Наибольшая связь (0.71) приходилась на район Североатлантического течения.

В феврале северная и южная области Северной Атлантики с r(NAO, E_{eff}) характеризуются высокими положительными корреляционными связями (рис. 3в): 0,85 на севере территории и 0,73 на юге. Области разделялись узкой полосой с отрицательной корреляцией (-0,62 ÷ -0,54).

Таким образом, на территории Северной Атлантики в феврале очаги высокой корреляции r(NAO,S), r(NAO,LE) и r(NAO, E_{eff}) совпадали.

Положение областей с максимальными и минимальными корреляциями для r(NAO, SST) (рис. 3г) противоположно их расположениям для r(NAO,S), r(NAO,LE), r(NAO, E_{eff}). В феврале северная и южная зоны Северной Атлантики с отрицательными связями (-0,31) разделялись узкой полосой с положительной корреляцией (0,30 в январе и 0,56 в феврале), с максимальной связью в феврале вдоль побережья Европы (0,64).

Летом и осенью преобладал очаговый характер распределения коэффициентов корреляции для всех исследуемых величин. На большей части территории сила связи не превышала 0,21 и -0,23.

При анализе было замечено, что наблюдалось увеличение корреляции всех величин и NAO зимой и её уменьшение в летний период. Максимальная связь между NAO и исследуемыми величинами отмечалась для Ньюфаундлендской зоны. Наибольшие корреляции наблюдались для связи NAO и SST в Ньюфаундлендской ЭАЗО в феврале (0,62) и в Норвежской зоне в январе (0,55). Низкие по величине корреляции r(NAO,S) и r(NAO,LE) незначимы, за исключением марта и декабря в Норвежской ЭАЗО. Значимые корреляции между NAO и гидрометеорологическими величинами наблюдались в холодный период.

Корреляционный анализ изменчивостей SST и тепловых потоков Северной Атлантике. Также анализировались корреляционные зависимости температуры поверхности океана SST с потоками тепла явного и скрытого тепла LE и S, и эффективным излучением. Наблюдаются сходное распределение коэффициентов корреляции r(NAO,S) и r(NAO,LE). В холодный период преобладают положительные корреляции, незначимые отрицательные связи заметны в центральной части Северной Атлантики (вдоль 40º с.ш.), вдоль побережья Европы и в Северных районах. Максимальные положительные корреляции между SST и LE , а также SST и S наблюдаются в районе Ньюфаундлендской ЭАЗО и течения Гольфстрим, а также в районах, расположенных южнее 30º с.ш. Сила связи там составляет 0,5 ÷ 0,6 в январе. Высокая отрицательная связь (-0,6 в январе) замечена в районах, расположенных южнее 30º с.ш. Сила связи там составляет 0,5 ÷ 0,6 в январе. В летний период как для r(SST,LE) так и для r(SST, S) практически на всей территории Северной Атлантики наблюдаются положительные связи между SST и LE. В летний период замечено увеличение корреляции с севера (0,4 в июле) на юг (0,7 ÷ 0,8 в июле). В холодный период преобладают отрицательные корреляции между температурой поверхности океана и эффективным излучением E_{eff}. Наблюдается очаговый характер распределения корреляции по всей территории Северной Атлантики. В центральной части преобладают очаги с положительными силами связи (0,4 ÷ 0,5 в январе), в северной – очаги с отрицательной (-0,5 ÷ -0,4 в январе). Летом так же наблюдается очаговый характер распределения корреляции, но в этот период преобладают положительные корреляции по всей исследуемой территории (0,5 в июне). Самые низкие корреляции между SST и E_{eff} отмечались в марте. В этом месяце на всём побережье северной и центральной Америки, а так же на территории Саргассова моря наблюдаются низкие отрицательные корреляции (-0,6 ÷ -0,5).

Связь изменчивости потоков тепла в Ньюфаундлендской ЭАЗО с климатом северных и умеренных широт Евразии. На основе анализа внутригодовой изменчивости и корреляционного анализа в Северной Атлантике было замечено, что Ньюфаундлендская ЭАЗО в период 1975 ÷ 2011 гг. характеризуется максимальным притоком тепла и высокими корреляционными связями между индексом NAO и гидрометеорологическими величинами. Поэтому дальнейший анализ будет приведён для Ньюфаундлендской ЭАЗО.

Проанализированы корреляционные связи гидрометеорологических характеристик Евразии (атмосферные осадки (pr), температуры воздуха на высоте 2м (T_{2m})) с потоками тепла, температурой воздуха и поверхности океана в Ньюфаундлендской ЭАЗО. На сегодняшний момент замечены следующие особенности.

Максимальные корреляционные связи (0,7 ÷ 0,8) наблюдались между температурой воздуха в Евразии и температурой поверхности Средиземного моря, а также между осадками в Евразии и температурой воздуха в Бермудской энергоактивной зоне и в Средиземном море (0,6 ÷ 0,7). По территории Евразии связь изменчивостей гидрометеорологических величин суши и океана распределена неравномерно, изменчивость носит очаговый харак-

тер с максимумом в Средиземном море, Европе, Дальнем востоке, Сибири.

Изменчивость связи во времени так же неравномерна, как и в пространстве. От месяца к месяцу наблюдается чередование высоких и низких корреляций. Большие положительные корреляции были замечены в марте (0,5 ÷ 0,6) при исследовании связи осадков и температуры в Евразии с температурой поверхности океана в Ньюфаундлендской ЭАЗО. Подобные силы связи наблюдались на Европейской территории России и Сибири для пары r(SST, pr). Сила связи 0,5 ÷ 0,6 для пары r(SST, T_{2m}) имеет большую протяжённость на восток до Дальнего востока.

Высокие отрицательные корреляции наблюдались в декабре при изучении связи осадков и температуры в Евразии с испарением (LE) в Ньюфаундлендской ЭАЗО (r(LE, pr)=-0,6; r(LE, T_{2m})= -0,5).

В тёплый период анализируемые корреляции не превышают 0,2 и -0,2. Исключение составляет связь между SST в Ньюфаундлендской ЭАЗО и T_{2m} в Евразии в июле. На этот период пришлись высокие положительные зависимости силой 0,5 ÷ 0,6 связи этих величин на территории Европы.

Очаговый характер распределения корреляционных связей по территории Евразии существенно затрудняет анализ.

Заключение. Анализируя внутригодовую и межгодовую изменчивость гидрометеорологических величин, и корреляционные связи между индексом Северо-Атлантического колебания NAO и температурой поверхности океана (SST), потоками скрытого (LE) и явного тепла (S), и эффективным излечением Ef над территориями Северной Атлантикой и Евразии, а также связи между SST и LE, S, и E_{eff} можно сделать основные моменты.

Из анализа изменчивостей SST, LE и S следует, что SST увеличивается от зимы к лету во всех исследуемых районах с максимумом в августе и минимальными значениями в марте. Наибольшее значение отмечалось в Бермудской ЭАЗО (27,5 ºС), а наименьшее в Норвежской (5,8ºС). Это связано с географическим расположением районов: Бермудская ЭАЗО – самый южный район, Норвежская ЭАЗО – самый северный. Наблюдается уменьшение суммарного потока тепла (LE+S) от зимы к лету, а затем его увеличение с максимальным значением в Ньюфаундлендской ЭАЗО (116 В/м^2) и минимальным в Норвежской (9 В/м^2). Во всех исследуемых районах преобладают положительные тренды температуры поверхности океана и потоков тепла, которые являются значимыми для SST во всех ЭАЗО, для S и LE в Бермудской зоне и лишь в отдельные месяцы в Ньюфаундлендской и Норвежской ЭАЗО. Положительный тренд испарения может формироваться под влиянием влажностного градиента в приводном слое атмосферы, а также, за счёт увеличения приводного ветра. Возможно совместное влияние этих факторов.

Корреляционный анализ изменчивостей NAO и тепловых потоков Северной Атлантике показал, что наибольшие положительные и отрицательные связи между индексом NAO и SST, LE, S и E_{eff} над территорией Северной Атлантикой наблюдаются в зимний период с максимумом в феврале. В летние и осенние месяцы преобладает очаговый характер распределения коэффициентов корреляции между NAO и исследуемыми величинами. Максимальная связь между NAO (до 0.7 в феврале) и исследуемыми величинами замечена в Ньюфаундлендской зоне. Наибольшая связь (до 0.85 в феврале) наблюдалась между NAO и E_{eff};

Корреляционный анализ изменчивостей SST и тепловых потоков Северной Атлантики показал сходные по величине коэффициенты корреляции и их распределение по территории Северной Атлантики между температурой поверхности океана SST и потоками явного и скрытого тепла.

При исследовании связи изменений температуры и осадков в Евразии с изменениями тепловых потоков в Атлантике учитывалось временное запаздывание, которое может составлять 1-2 месяца [5]. В холодный период наблюдаются положительные корреляции (0,5 ÷ 0,6 в марте) между SST в Ньюфаундлендской ЭАЗО и осадками и температурой воздуха на территории Европейской территории России и Сибири. В тёплый период анализируемые корреляции не превышают 0,2 и -0,2.

Многообразие гидрометеорологических условий реализующихся на территориях Евразии и Северной Атлантики приводит к очаговому характеру пространственного распределения корреляционных связей и требует более полного исследования.

Список литературы

1. *Cayan D.R.* Latent and Sensible Heat Flux Anomalies over the Northern Oceans: The Connection to Monthly Atmospheric Circulation / D.R. Cayan // J. Climate, 1991. V. 5, № 4, P. 354 – 369;
2. *Марчук Г.И.*, Кондратьев К.Я., Козодеров В.В. Радиационный баланс земли: ключевые аспекты / *Г.И. Марчук*, К.Я. Кондратьев, В.В. Козодеров. - М.: Наука, 1988. – 224 с.;
3. *Гулев С.К.* Колинко А.В., Лаппо С.С. Синоптическое взаимодействие океана и атмосферы в средних широтах / С.К. Гулев, А.В. Колинко, С.С. Лаппо. – СПб: Гидрометеоиздат, 1994. – 320 с.;
4. *Hurrell J.W.* The North Atlantic Oscillation: Climate Significance and Environmental Impact / J.W. Hurrell, Y. Kushnir, G. Ottersen, M. Visbeck (Editor) // American Geophysical Union. - Washington, DC, 2003. – 279 p.;
5. *Нестеров Е.С.* О влиянии температуры воды и потоков тепла на поверхности океана в Северной Атлантике на циркуляцию атмосферы / Е.С. Нестеров // Метеорология и гидрология, 2009. - № 1. – С. 39 – 46;

Оценка средних полей концентраций атмосферного аэрозоля на территории России по данным фотометрических измерений

Е.С. Наговицына, В.А. Поддубный

[1] Институт промышленной экологии УрО РАН, ул. Софьи Ковалевской, 20, Екатеринбург.
e-mail: EkaterinaN@ecko.uran.ru

Методы статистики обратных траекторий.

Методы статистики обратных траекторий (СОТ) [1-3] были разработаны для решения задач оценки пространственной структуры полей измеряемой величины по данным локальных приборных измерений, выполненных в одной или нескольких фиксированных точках за большой период времени. Возможность оценки пространственных полей по данным измерений в отдельной точке реализуется за счёт вовлечения в анализ информации о динамике атмосферных потоков.

Первый вариант метода статистики обратных траекторий был предложен в 1983 г. Л. Эшбо [1]. Он основывается на нахождении функции потенциального вклада источника P_{ij}, которая по своей сути является условной вероятностью того, что траектория, проходившая через некоторую ячейку пространства, принесла в точку мониторинга повышенную концентрацию загрязняющего вещества.

Пространственное распределение P_{ij} предоставляет статистическую информацию о местах нахождения потенциальных источников.

Результаты, полученные методом Эшбо нельзя считать исчерпывающими, поскольку вывод о наличии или отсутствии источника загрязнения атмосферы в эйлеровой ячейке дается на основе подсчёта числа траекторий, ассоциированных с высоким значением измеренного параметра (признака).

Разработанный в 1994 г. метод П. Зайберт [2] основывается на анализе всего множества значений результатов измерений и связанного с ним множества траекторий движения воздушных частиц. В каждой эйлеровой ячейке пространства рассчитывается среднее значение логарифма всех концентраций, которые несут через анализируемую ячейку воздушные частицы. Для обеспечения устойчивости алгоритма в многочисленных модификациях этого метода, используются различные приёмы сглаживания (фильтрации) флуктуаций поля получаемой в расчете величины.

В соответствии с основной идей предложенной Зайберт для каждой ячейки эйлеровой сетки вычисляется величина:

$$\bar{\varphi}_{ij} = \frac{1}{\sum_l^M \tau_{ijl}} \sum_l^M \log(\varphi_l)\tau_{ijl} \qquad (1)$$

где i и j – индексы, определяющие ячейку пространственной решетки; l – номер траектории; M – общее количество траекторий; φ_l – концентрация, измеренная прибором в момент прихода траектории l в точку наблюдения и τ_{ijl} - время пребывания траектории l в ячейке (i, j).

Как и в методе Эшбо, предполагается, что в области с большим значением рассчитанной по методу Зайберт функции наиболее вероятно нахождение источника измеряемой примеси.

Метод Зайберт позволяет получить среднее поле распределения концентраций, но в тоже время значения этих концентраций на траекториях движения воздушных частиц считаются неизменными. То есть, обнаруживается явное физическое противоречие - рассогласование эйлерова и лагранжева представлений описания движения воздушных потоков.

В 1996 г. был предложен метод А. Штоля [3], направленный на улучшение метода Зайберт путём согласования пространственного распределения средней функции сигнала с распределениями значений измеряемого признака вдоль каждой из траекторий движения воздушных частиц. Поэтому, на первом этапе используется метод Зайберт для вычисления среднего поля концентраций в нулевом приближении. После этого начинается процесс перераспределения - полагается, что концентрация в произвольной точке траектории пропорциональна найденной на предыдущей итерации концентрации в эйлеровой ячейке, через которую она проходит. При этом используется специально подобранные коэффициенты пропорциональности, равные отношению концентрации измеренной прибором (в момент прибытия рассматриваемой траектории в пункт наблюдения) к среднему значению концентраций во всех эйлеровых ячейках, через которые перемещалась анализируемая лагранжева частица. После того, как перераспределение для всех траекторий завершено, заново рассчитывается среднее поле концентраций в каждой эйлеровой ячейке сетки с учётом изменения концентраций примеси вдоль траектории движения воздушных частиц.

Несмотря на то, что в методе Штоля осуществляется перераспределение значений концентрации примеси вдоль траекторий движения воздушных частиц, применяемая при этом процедура носит в основном интуитивный, статистический характер и не предусматривает использование физико-математических моделей процессов переноса. Кроме того, общим недостатком как метода Штоля, так и других известных методов статистики обратных траекторий является сложность (или даже невозможность) учёта физических и химических трансформаций, происходящих с веществом примеси в процессе переноса в атмосфере.

Общее описание метода флюид-локации атмосферы.

Метод флюид-локации атмосферы (ФЛА) является модификацией метода Штоля. Основная идея метода - осуществить перераспределение сигнала вдоль траекторий движения воздушных частиц с

помощью решения уравнения сохранения [4-6]. В реализации метода ФЛА можно выделить 3 этапа.

Этап статистической оценки среднего поля концентрации. На этом этапе, как и в методе Штоля, проводится оценка среднего поля измеряемого признака (например, концентрации загрязняющего вещества) на основе метода Зайберт.

Во-первых, для каждой траектории определяется среднее значение признака внутри ячейки:

$$(\overline{\varphi_l})_{ij} = \frac{1}{n_{ijl}} \sum_{k_l=1}^{n_{ijl}} \varphi_{k_l} \qquad (2)$$

где n_{ijl} - число точек траектории l внутри ячейки (i,j), φ_{k_l} – значение признака в точке k траектории l.

Затем определяется среднее значение логарифмов полученной величины:

$$(\overline{\ln \varphi})_{ij} = \frac{1}{N_{ij}} \sum_{l=1}^{N_{ij}} \ln(\overline{\varphi}_l)_{ij} \qquad (3)$$

N_{ij} – число траекторий внутри ячейки (i,j).

При обратном переходе от логарифмического представления к значениям признака получаем среднее геометрическое значение:

$$\overline{\varphi}_{ij} = \exp(\overline{\ln \varphi})_{ij} = \sqrt[N_{ij}]{\prod_{l=1}^{N_{ij}} \overline{\varphi}_l} = \overline{\varphi}_g \qquad (4)$$

Этап Эйлера. На основе среднего поля концентраций и поля скоростей движения воздуха оценивается поле мощностей источников/стоков. Для этого используется уравнение сохранения анализируемого (измеряемого прибором) признака φ в эйлеровом представлении:

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} + \nabla \cdot (\varphi \mathbf{v}) = J_\varphi \qquad (5)$$

где $(\varphi\mathbf{v})$ - плотность потока признака φ; $\mathbf{v}=\mathbf{v}(\mathbf{r},t)$ - скорость движения воздуха, J_φ - мощность источника/стока признака.

Запись уравнения (5) для ячейки конечного объема выглядит следующим образом:

$$\frac{\partial \langle \varphi \rangle}{\partial t} + \frac{1}{V} \iint_S (\varphi \mathbf{v}) d\mathbf{S} = \langle J_\varphi \rangle \qquad (6)$$

где $\langle f \rangle = \frac{1}{V} \iiint_V f dV$ - операция усреднения по объему V эйлеровой ячейки; S - площадь ее поверхности; $d\mathbf{S} = \mathbf{n} dS$ - элемент площади, ориентированный «наружу» ячейки.

Уравнение (6) является точным уравнением сохранения, записанным в интегральной форме. Если поле признака φ известно, то уравнение можно использовать для вычисления мощностей источников и стоков, присутствующих в его правой части.

Считая среднее поле, найденное на первом этапе, оценкой пространственного распределения средней за период измерений концентрации, и используя (6), можно найти такое пространственное распределение поля источников, которое при известном поле скоростей ветра соответствует или обеспечивает существование (согласно уравнению сохранения) исходного стационарного (усредненного по времени) поля концентраций.

Если считать, что в каждый момент времени прохождение воздушных частиц через соответствующую ячейку пространства соответствует «квазистационарному» состоянию (значение среднего по объему признака не меняется во времени - например, загрязнение остается в среднем неизменным), то уравнение (6) можно записать в разностной форме:

$$\langle J_\varphi \rangle \approx \frac{1}{V_{ij} \sum_l n_{ijl}} \sum_l \sum_{k_l} \sum_\sigma \overline{\varphi}_\sigma \mathbf{v}_{k_l} \boldsymbol{\sigma} \qquad (7)$$

где $\overline{f} = \frac{1}{\Delta t} \int_{t_1}^{t_2} f dt$ - операция усреднения по временному интервалу $\Delta t = t_2 - t_1$; V_{ij} - объем эйлеровой ячейки; n_{ijl} - число точек траектории l внутри ячейки (i,j); l - номер траектории; k_l – номер k точки траектории l внутри ячейки (i,j); $\overline{\varphi}_\sigma$ - значение признака $\overline{\varphi}$ на границе σ; $\mathbf{v}_{k_l}$ - значение скорости лагранжевой частицы соответствующее точке k_l (т.е. в определенный момент времени); $\boldsymbol{\sigma}=\mathbf{n}\sigma$ – вектор, направленный «наружу», перпендикулярно поверхности, и по модулю равный площади соответствующей границы σ эйлеровой ячейки. В зависимости от способа расчета значений признака $\overline{\varphi}_\sigma$ на границе эйлеровой ячейки можно получить различные разностные представления для расчета величины (7), которая далее будет называться средним полем источников. Такое название подчеркивает, что при вычислении этой величины в формуле (7) использовались не истинные мгновенные значения концентраций, а усредненная (не изменяющаяся во времени) величина, являющаяся только оценкой этого поля - среднее поле концентраций.

Этап Лагранжа. На основе найденной оценки поля мощностей источников/стоков рассчитывается распределение сигналов вдоль каждой траектории движения лагранжевой частицы с использованием уравнения сохранения в соответствующей форме. Дифференциальная запись уравнения сохранения признака в форме Лагранжа имеет вид:

$$\frac{d\varphi(\mathbf{r}(t))}{dt} = J_\varphi(\mathbf{r}(t)) \qquad (8)$$

Следовательно, простейшая разностная форма для траектории с номером l записывается как:

$$\varphi_l^{t-\Delta t} = \varphi_l^t - \langle J_\varphi \rangle \Delta t \qquad (9)$$

Уравнение (9) позволяет пересчитать в обратном по времени направлении значение анализируемого признака вдоль каждой траектории, начиная с момента, когда значение признака было известно, т. е. с момента выполнения его измерения. Таким образом, значение признака перераспределяется в пространстве вдоль траекторий движения лагранжевых частиц, поскольку в каждый момент времени координаты траектории уже рассчитаны.

После выполнения трех этапов расчетов получим множество траекторий движения лагранжевых

частиц, для которых значения переносимого ими признака уже не постоянно вдоль траекторий. Это позволяет снова провести уточняющую процедуру статистической оценки среднего поля концентраций и затем повторить расчеты с использованием уравнений сохранения, выполняя итерации до тех пор, пока результирующие среднее поле концентраций и среднее поле источников не перестанут изменяться. В результате, на заданной реализации поля ветра будут получены физически согласованные поля (представления Эйлера и Лагранжа должны давать идентичное описание движения сплошной среды), являющиеся оценками поля концентраций и поля источников загрязнения.

Включение в предлагаемый метод этапа решения уравнений сохранения признака позволяет развивать предложенную методику в направлении учета реальных физико-химических процессов, происходящих с аэрозолем в атмосфере (гравитационное, сухое и влажное осаждение; физико-химические трансформации; турбулентную диффузию и др.). Таким образом, предлагаемый метод позволяет совместно использовать в расчетной схеме, как результаты прямых приборных измерений, так и теоретические физико-химические модели рассматриваемого процесса переноса вещества в атмосфере.

Исходные данные и особенности численной реализации метода.

Для демонстрации возможностей метода ФЛА в настоящей работе решалась упрощенная задача о нахождении поля концентрации атмосферного аэрозоля по данным фотометрических наблюдений в 2004-2010 гг. в шести пунктах аэрозольного мониторинга (AERONET) на территории России: Звенигороде, Москве, Екатеринбурге, Томске, Якутске, Уссурийске. В качестве признака, для которого решались уравнения сохранения, использовались объемные концентрации аэрозоля, восстановленные численным интегрированием из функции распределения аэрозольных частиц по размерам (представлены на сайте aeronet.gsfc.nasa.gov). При расчете объемных концентраций выделялись две фракции: тонкодисперсная (частицы с радиусом r_p<0.76 мкм) и грубодисперсная (0.76 мкм < r_p < 15 мкм). Для моделирования полей аэрозольного загрязнения атмосферы, формируемых дальним переносом (характерные размеры расчетной области - несколько тысяч километров), использовались значения концентраций только тонкодисперсной фракции аэрозоля.

Для учёта имеющихся данных об обратных траекториях движения воздушных частиц и для уменьшения объёмов вычислений, проводилось усреднение разовых измерений, и определялась среднедневная концентрация мелкодисперсного аэрозоля, которая в дальнейшем использовалась при моделировании. Основные статистические характеристики исходных данных, полученных таким образом, приведены на рис. 1.

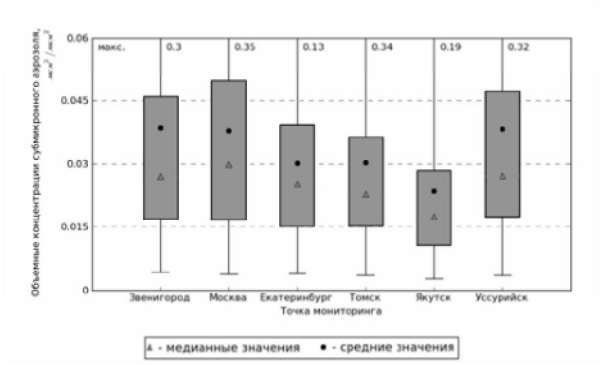


Рис.1. Среднедневные объемные концентрации субмикронного аэрозоля.

Важной составляющей метода ФЛА является множество обратных траекторий движения воздушных частиц за период проведения измерений по каждому пункту мониторинга. Методы расчета траекторий движения лагранжевых частиц представлены в обзоре [7]. Для обработки данных измерений сети AERONET использовались траектории, рассчитанные Т. Кучерой (GSFC/NASA) и представленные на сайте croc.gsfc.nasa.gov/aeronet. Использовались семисуточные обратные траектории на изобарической поверхности 950 гПа, что соответствует высоте около 500 м в пункте выполнения измерений.

Так как в разных областях пространства плотность траекторий различна, необходимо определить погрешности статистической оценки средней концентрации внутри эйлеровых ячеек. Статистические критерии показали, что объемные концентрации субмикронного аэрозоля имеют логнормальный закон распределения. Таким образом, внутри каждой ячейки определялся доверительный интервал для выборки логарифмов значений:

$$\mu_{\ln}{}^{*}-\varepsilon_{\ln}<\mu_{\ln}<\mu_{\ln}{}^{*}+\varepsilon_{\ln}$$

где $\mu_{\ln}{}^{*}$- выборочная оценка средней величины преобразованной выборки; $\varepsilon_{\ln}=t_{\gamma}\frac{s_{\ln}{}^{*}}{\sqrt{n}}$- доверительные границы для преобразованной выборки; t_{γ} - значение функции распределения Стьюдента, которое зависит от доверительной вероятности (p=0.9) и объема выборки n; $s_{\ln}{}^{*}$- исправленная выборочная оценка среднеквадратического отклонения логарифмов.

Обратное преобразование дает доверительный интервал медианного значения исходной выборки, которое совпадает со средним геометрическим:

$$\frac{e^{\mu^{*}}}{e^{\varepsilon_{\ln}}}<e^{\mu}<e^{\mu^{*}}\cdot e^{\varepsilon_{\ln}}$$

$$\frac{\mu_g{}^{*}}{e^{\varepsilon_{\ln}}}<Me<\mu_g{}^{*}\cdot e^{\varepsilon_{\ln}}$$

Относительные погрешности определяются формулой:

$$e^{-\varepsilon_{\ln}}<\frac{Me}{\mu_g{}^{*}}<e^{\varepsilon_{\ln}} \qquad (10)$$

Результаты моделирования полей тонкодисперсного аэрозоля в атмосфере России.

На рис. 2а приведены результаты расчета среднего поля среднедневной объемной концентрации субмикронного аэрозоля по данным фотометрических наблюдений за 2004-2010 гг. на 6 станциях мониторинга сети AERONET. Южная часть карты, закрашенная однородным серым цветов, соответствует областям, в которых число траекторий на расчетную ячейку составляет не больше трех. Черной жирной линией выделена область так называемого достоверного моделирования, т.е. область в которой относительные погрешности статистической оценки среднего поля концентраций не превышают 30%. Тонкой серой линией выделены области повышенных уровней концентраций субмикронного аэрозоля. Внутри этой области рассчитанные концентрации превышают медианное значение по измерениям в Екатеринбурге, а именно 0,025 мкм^3/мкм^2.

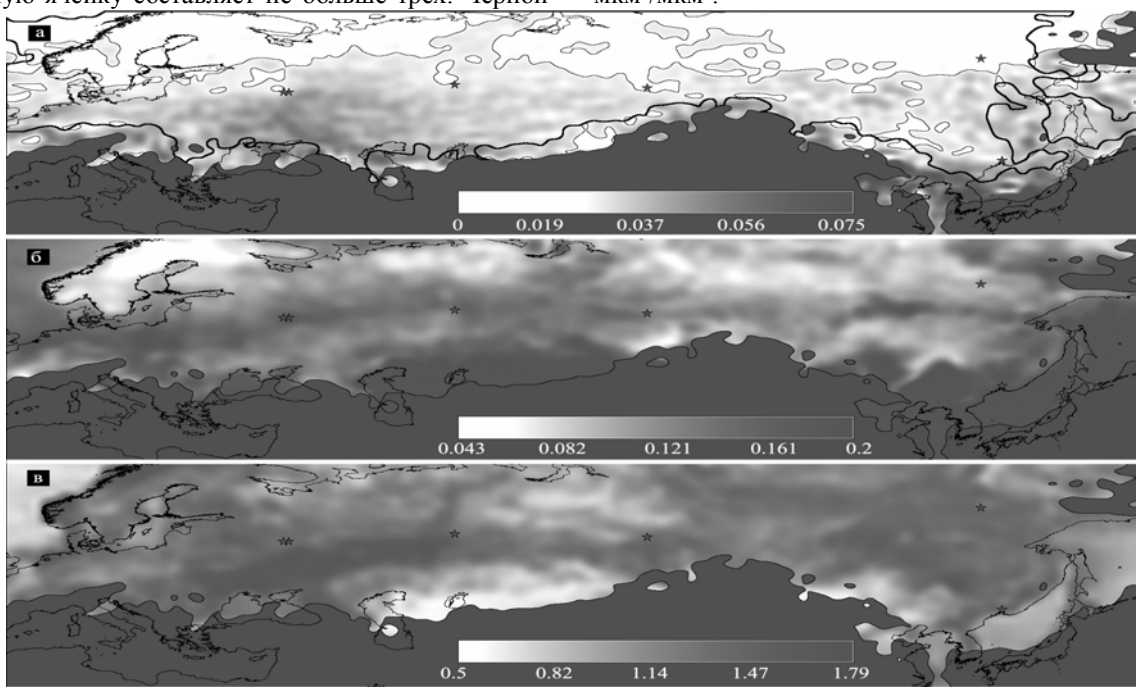


Рис. 2. а) среднее поле среднедневной объемной концентрации субмикронного аэрозоля; б) пространственное распределение АОТ по данным спутниковых измерений; в) пространственное распределение параметра Ангстрема по данным спутниковых измерений (Terra-MODIS: http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni).

При сравнении пространственного распределения результатов оценочных расчетов концентраций методом ФЛА (Рис. 2а) и данных спутниковых измерений аэрозольной оптической толщи (АОТ) атмосферы (Рис. 2б) видны как общие закономерности аэрозольного загрязнения, так и некоторые существенные различия. Для объяснения ряда таких различий, на рис. 2в приведена карта распределения параметра Ангстрема, построенная по результатам спутниковых наблюдений.

Северная часть Европы, Западной, Восточной Сибири и Дальнего Востока в основном имеют существенно более низкие значения концентрации аэрозоля.

Для районов Норвежского моря, Японских островов и севера Казахстана, где наблюдаются особенно высокие значения АОТ, характерны значения параметра Ангстрема ниже 1, и, следовательно, преобладает грубодисперсный аэрозоль, не учитываемый при моделировании методом ФЛА.

Список литературы:

1. *Ashbaugh L.L.* A statistical trajectory technique for determining air pollution source regions // J. Air Pollut. Control. Ass. 1983.Vol. 33. P. 1096-1098.

2. *Seibert P., Kromp-Kolb H., Baltensperger U., Jost D.T., Schwikowski M., Kasper A., Puxbaum H.* Trajectory analysis of aerosol measurements at high alpine sites // Transport and Transformation of Pollutants in the Troposphere. Den Haag: Academic Publ., 1994. P. 689-693.

3. *Stohl A.* Trajectory statistics - a new method to establish source-reseptor relationships of air pollutants and its application to the transport of particulate sulfate in Europe // Atmos. Environ. 1996. V.30. N 4. p. 579-587.

4. *Поддубный В.А.* Гибридный Эйлера-Лагранжа метод статистики обратных траекторий для наземного зондирования атмосферы: Сб. тезисов // Межд. симп. стран СНГ «Атмосферная радиация и динамика» (МСАРД-2009). С-Петербург, 22-26 июня 2009 г. СПб: Изд-во СПбГУ, 2009. с. 42-43.

5. *Поддубный В.А.* Метод флюид-локации атмосферы // Матер. XVI Межд. симп. «Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы». Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2009. С. 502-504.

6. *Поддубный В.А., Наговицына Е.С.* Методы обратных траекторий для интерпретации данных мониторинга // Матер. III конф. мол. учёных «Геоинформационные технологии и космический мониторинг». Ростов-на-Дону: Изд-во СКНЦ-ВШ, 2010. С. 96-100.

7. *Stohl A.* Computation, accuracy and applications of trajectories - a review and bibliography // Atmos. Environ. 1998. Vol. 32. N 6. P. 947-966.

Моделирование радиационных свойств облаков

Т.Т. Нгуен, В.В. Чукин

Российский государственный гидрометеорологический университет, пр. Малоохтинский, 98, Санкт-Петербург.
e-mail: chukin@rhsu.ru

Радиационные процессы играют центральную роль в атмосферном тепло-энергообмене и, следовательно, в формировании климата Земли. Мало того, климат крайне чувствителен даже к незначительным изменениям в механизме этих процессов. Наличие облаков в атмосфере оказывает большое влияние на тепловой баланс земной поверхности, так как облака способствуют рассеиванию падающих на них солнечных лучей, ослаблению их или отражению собственного излучения подстилающей поверхности.

Радиационные свойства облаков (альбедо, оптическая толщина) в основном определяются их микрофизической структурой, водностью, вертикальной мощностью. Для описания микрофизических свойств облаков используется гамма-функция распределения, которая определяется по следующей формуле [1]:

$$n(r) = \frac{N}{\Gamma(\alpha+1)\beta^{\alpha+1}} r^{\alpha} \exp\left(-\frac{r}{\beta}\right), \qquad (1)$$

где n(r) — функция распределения; N — концентрация; Γ — гамма-функция; r — радиус частицы; α и β - параметры формы и масштаба распределения. В таблице 1 представлены микрофизические характеристики некоторых облаков:

Таблица 1

Микрофизические характеристики облаков

Тип облаков	Концентрация ($см^{-3}$)	Водность ($г\,м^{-3}$)	ΔH (м)	α	β (мкм)	r_m (мкм)	$\bar{r}$ (мкм)	r_e (мкм)
St I	440	0.22	500, 1000	4.8	0.7	3.5	4.2	5.7
St II	120	0.05	250, 500	1.8	1.3	2.3	3.5	6.0
Sc I	350	0.14	500, 1000	6.4	0.5	3.5	4.1	5.1
Sc II	150	0.47	500, 1000	9.4	0.8	7.5	8.3	9.9
Ns	280	0.50	2500, 3000	1.7	2.1	3.5	5.6	9.8
As	430	0.28	250, 500, 750	10.1	0.4	4.5	4.9	5.8
Cu	300	1.00	500, 750, 1000	2.8	2.0	5.5	7.5	11.4

Оптическая толщина является необходимым параметром для описания радиационных свойств облаков и зависит от показателя ослабления, который рассчитывается по заданным микрофизическим параметрам облаков с использованием теории рассеяния электромагнитных волн Ми:

$$\tau_c = \int_0^{\Delta H} \square dH \qquad (2)$$

где $\square$ – коэффициент ослабления, определяющийся по формуле:

$$\varepsilon = \int_0^{\infty} K\pi r^2 n(r) dr \qquad (3)$$

где K — коэффициент ослабления электромагнитных волн одной облачной частицей и определяется по теории Ми по формуле [2]:

$$K = \frac{2}{x^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1)\square (a_n + b_n) \qquad (4)$$

где a_n, b_n – коэффициенты рассеянного поля, зависящие от параметра дифракции. На рисунке 1 приведена зависимость коэффициента ослабления от длины волны для некоторых облаков.

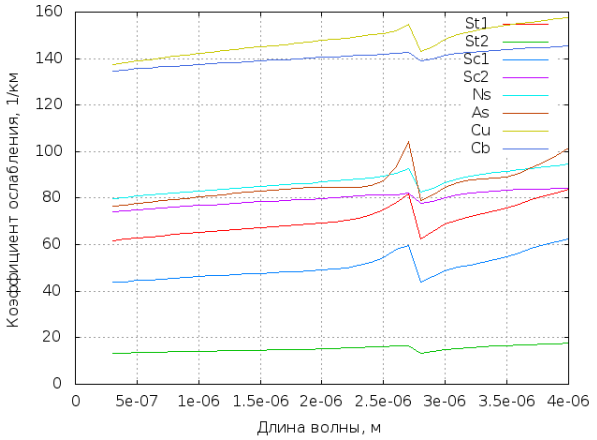


Рис. 1. - Зависимость коэффициента облаков от длины волн

Параметризация производится на зависимости оптической толщины от водозапаса облаков. Водозапас облаков определяется как интеграл водности по высоте:

$$LWP = \int_{z_1}^{z_2} w\Delta z \qquad (5)$$

На основе обработки экспериментальных данных о распределении водности в облаках нами получена зависимость средней водности облака от его водозапаса (Сказский, 1965; Сказский, 1969; Поно-

маренко и Заболотская 1965; Подгурская, 1971) [3-5], которая описывается следующей формулой:

$$w = 5.2 \cdot 10^{-4} LWP^{0.53}, \quad (6)$$

На рисунке 2 предоставлена зависимость водозапаса облаков от их водности.

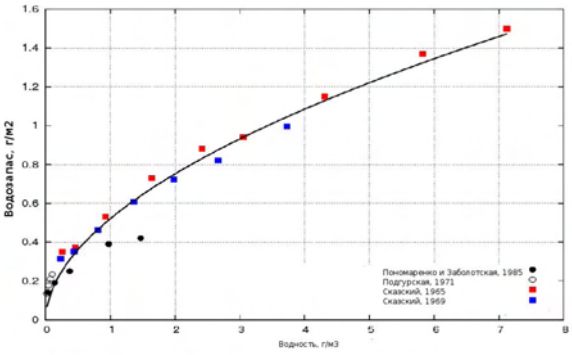


Рис. 2. - Зависимость водозапаса облаков от их водности

Параметризация производится на основе полученной зависимости оптической толщины от водозапаса облаков и имеет следующую запись:

$$\tau = \frac{LWP}{2.7 \cdot 10^{-3} + 3.5 \cdot 10^{-3} LWP^{0.53}} \quad (7)$$

где τ – оптическая толщина облаков; LWP — их водозапас.

На рисунке 3 предоставлен результат данной параметризации.

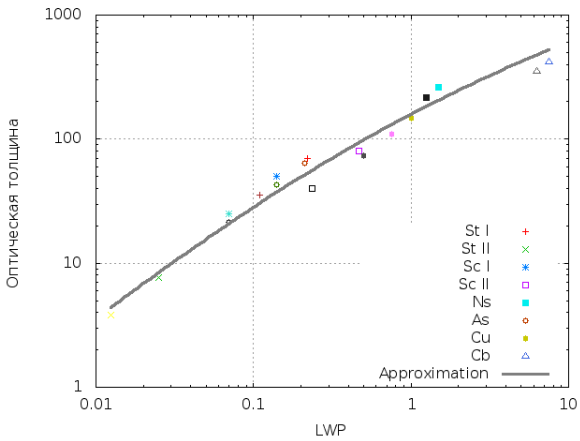


Рис. 3. - Параметризация оптической толщины облаков как функции водозапаса.

Такая схема параметризации очень удобна и позволяет определить свойства облаков по актинометрическим данным и приземным значениям атмосферного давления, температуры и влажности воздуха без использования информации об эффективном радиусе капель.

Полученные результаты могут быть использованы при решении задач дистанционного зондирования атмосферы и при моделировании климатической системы Земли.

Список литературы

1. *Clark, T. L.* A study in cloud phase parametrization using the gamma distribution, J. Atmos. Sci., 31, 142-155, 1973.

2. *Bohren, C. F., Huffman, D. R.* Absorption and scattering of light by small particles, John Wiley & Sons, New York, 1983.

3. *Сказский, В. И.* Некоторые результаты экспериментальных исследований водности кучевых облаков, АН СССР, 1, 833-844, 1965.

4. *Сказский, В. И.* Исследование водности кучевых облаков, Труды ИПГ, 13, 43-66, 1969.

5. *Пономаренко, И. Н., Заболотская, Т. N.* Экспериментальные данные о водности фронтальных облаков над украинской степей, Труды УНИГМИ, 48, 52-66, 1965.

Исследование потенциальной предсказуемости климата в масштабах десятилетий по данным климатической модели ИВМ РАН

М.А. Никитин[1], Е.М. Володин[2]

[1]Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Ленинские Горы, Москва
[1]Институт вычислительной математики РАН, ул. Губкина, 8, Москва
e-mail: Arhin@yandex.ru

В последнее время значительно возрос интерес к краткосрочным прогнозам климата [Meehl et al, 2009]. Пристальное внимание этой теме уделяют при подготовке пятого отчета межправительственной группы экспертов по изменению климата [Taylor et al, 2009].

Временной масштаб рассматриваемых прогнозов находится между долгосрочными и сверхдолгосрочными прогнозами погоды и прогнозами климата. На временных масштабах в 10-30 лет климат изменяется под действием крупных вулканических извержений, антропогенного влияния и естественной климатической изменчивости. Вулканические извержения, сопровождающиеся выбросом большой массы аэрозоля в стратосферу, могут привести к понижению глобальной температуры на несколько лет.

Для учёта антропогенного влияния необходимы граничные условия, в частности, сценарии выбросов парниковых газов. Климатические изменения зависят от выбора сценария, однако это сказывается только на больших временных масштабах (порядка 50-100 лет). В ближайшие двадцать лет различные сценарии приводят к сходным климатическим изменениям: повышение температуры составит примерно на 0,1ºС за десятилетие. При этом сходными оказывается не только величина, но и структура температурных изменений.

Внутренняя климатическая изменчивость на десятилетних временных масштабах определяется, в первую очередь, взаимодействием океана и атмосферы. Так как процессы в океане обладают большой временной инерцией, то появляется возможность прогнозировать климатические изменения на временных масштабах 5-30 лет. Однако такие процессы наблюдаются только в отдельных районах земного шара. Рассмотрим несколько примеров.

Тихоокеанское десятилетнее колебание (Pacific decadal oscillation, PDO) наблюдается в северной части Тихого океана, а Междесятилетнее тихоокеанское колебание (Interdecadal Pacific Oscillation, IPO) – в северной и центральной частях Тихого океана. Эти колебания отвечают примерно за 10% низкочастотной изменчивости, их период составляет 20-30 лет. Существует ряд механизмов, формирующих PDO/IPO. Основной механизм – амплитудная модуляция за счёт явления Эль-Ниньо – Южное Колебание (ЭНЮК). Также вклад в формирование PDO/IPO вносят стохастическая вынуждающая сила атмосферы и ряд других механизмов.

Другим примером колебания с десятилетним временным масштабом является Атлантическая меридиональная циркуляция (Atlantic meridional overturning circulation, AMOC) [Knight et al, 2006]. Это колебание прослеживается также в полях температуры поверхности океана и меридионального потока тепла. Период этого колебания отличается большой нерегулярностью, в разных моделях он колеблется от 20 до 100 лет.

Основным направлением данной работы являлась оценка потенциальной предсказуемости внутренней климатической изменчивости на масштабах десятилетий. Для этого использовались ансамблевые расчеты с различных начальных условий. В их качестве используются различные года пятисотлетнего модельного прединдустриального эксперимента, в котором все внешние воздействия (концентрации газов, аэрозолей, солнечная постоянная) фиксированы на уровне 1850г. Таким образом, в данном эксперименте прогнозируется не реальный, а модельный климат. Вычисления проводились в четвертой версии совместной модели атмосферы и океана, созданной в Институте вычислительной математики [Володин и др., 2010]. Пространственное разрешение атмосферной модели - 2º по долготе, 1,5º по широте, 21 сигма-уровень вертикали. Процессы в океане считаются на сферической сетке с полюсами, смещенными на сушу. Время счета модели – 10 лет, общее количество ансамблей – 10. Каждый ансамбль состоит из десяти реализаций, стартующих с одних и тех же начальных условий, в которые вносятся небольшие возмущения.

Для оценки предсказуемости необходимо вычислить дисперсию сигнала (изменчивость, определяющуюся начальными условиями) и дисперсию шума (изменчивость, определяющуюся случайными погрешностями в разных реализациях ансамбля). Отношение дисперсии сигнала к дисперсии шума *sn* вычислялось по формуле

$$sn = D[M_a]/M[D_a] \quad (1)$$

где M и D - операции математического ожидания и дисперсии, D_a – дисперсия ансамбля, M_a – среднее по ансамблю. Они вычисляются по формулам:

$$D_a = D[M_r],\ M_a = M[M_r] \quad (2)$$

где M_r – среднее по отдельной реализации ансамбля. Хорошая предсказуемость наблюдается в тех областях, где отношение дисперсий сигнала и шума больше единицы.

Отношение сигнала к шуму для меридионального потока тепла в океане показано на рисунке 1. Этот поток вычисляется для всей толщи океана для 10 лет модельного счета.

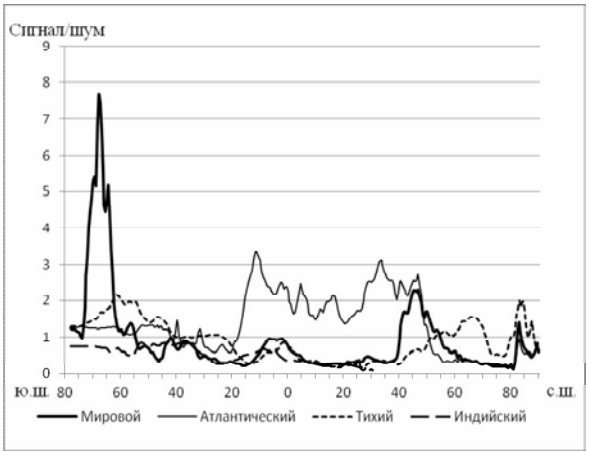


Рис.1 Отношение сигнала к шуму для меридионального потока тепла в океанах.

Как видно из рисунка 1, наилучшая предсказуемость для меридионального потока тепла наблюдается в южной части Мирового океана. Предсказуемость потока тепла отдельно для каждого океана в этой области мала, так как в модели южная часть Мирового океана рассматривается как единый объект. Границы между Атлантическим и Индийским, а также между Индийским и Тихим океанами являются «жидкими». В рассматриваемой модели на них невозможно задать правильные граничные условия, и поток тепла для отдельных океанов в этой области вычисляется некорректно.

Также хорошая предсказуемость наблюдается в центральной части Атлантического океана и на севере Тихого.

Эмпирическая оценка показала, что для приземной температуры отношение сигнала к шуму максимально для первых семи лет счета модели. Усреднение по пяти и десяти годам показало худший результат. Оценка потенциальной предсказуемости приземной температуры выявила несколько областей, в которых отношение сигнала к шуму больше единицы. Прежде всего, это южная часть Мирового океана (отношение сигнала к шуму достигает 8-9, рисунок 2) . Значительно более низкая предсказуемость наблюдается в центральных и северных частях Атлантического океана (до 2,7, рисунок 3) и в северной части Тихого (до 1,8)

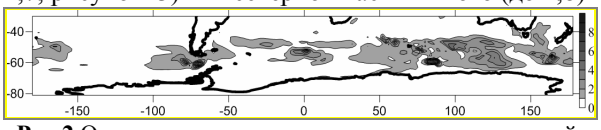


Рис.2 Отношение сигнала к шуму для поля приземной температуры в южной части Мирового океана

Также в данной работе оценена предсказуемость различных климатических индексов. Для их вычисления использовались проекции p поля приземной температуры t на естественные ортогональные векторы аномалий температуры пятисотлетнего модельного ряда v:

$$p=(\sum_{\varphi}\sum_{\lambda}t(\varphi,\lambda)\cdot v(\varphi,\lambda)\cdot\cos\varphi)\cdot(\sum_{\varphi}\sum_{\lambda}v^2(\varphi,\lambda)\cdot\cos\varphi)^{-0,5} \qquad (3)$$

где φ – широта, λ – долгота. Также при оценке предсказуемости можно вычислять проекцию не на естественный ортогональный вектор, а на константу.

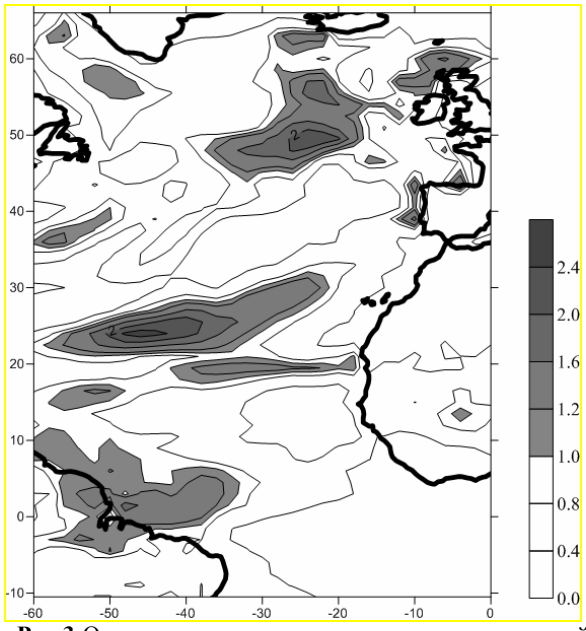


Рис.3 Отношение сигнала к шуму для поля приземной температуры в Атлантическом океане.

Отношение сигнала к шуму для проекции поля глобальной температуры на константу составило 1,41. Следовательно, в модели ИВМ РАН можно предсказывать внутреннюю краткосрочную климатическую изменчивость средней глобальной температуры.

Значительный вклад в предсказуемость глобальной температуры вносит тропическая область – рассматриваемый показатель для территории с 29,25˚ю.ш. по 32,25˚с.ш. составил 1,28. В умеренных и полярных широтах южного полушария (78,75˚ю.ш. – 44,25˚ю.ш.) также наблюдается хорошая предсказуемость (1,80). Напротив, отношение сигнала к шуму для проекции поля приземной температуры на константу для умеренных широт северного полушария много меньше единицы. Видимо, это объясняется большим количеством суши в северном полушарии.

Отношение сигнала к шуму для проекций поля температуры на естественные ортогональные вектора оказывается значительно меньшим. В частности, для первого естественного ортогонального вектора аномалий температуры пятисотлетнего модельного ряда в южной части Мирового океана этот показатель равняется 0,74, для второго 0,78, для третьего 1,09. При этом третий вектор описывает всего 6,3% изменчивости.

Другим направлением данной работы является исследование некоторых механизмов изменчивости климата на десятилетних временных масштабах. Для этого использовались пятисотлетние массивы среднемесячных значений метеорологических величин, полученные в результате модельного прединдустриального эксперимента. Прежде всего, в результате усреднения был получен массив среднегодовых значений температуры поверхности.

Информация о глубинных слоях океана является неполной. В ходе эксперимента они постепенно адаптируются к текущему состоянию климатической системы. Это долгий процесс, его вре-

менной масштаб составляет сотни лет. Из-за этого в ходе эксперимента климатические показатели постепенно изменяются, и амплитуда этих изменений может существенно исказить характеристики процессов с десятилетним временным масштабом. Чтобы исключить влияние глубинных слоёв океана, из полученного массива среднегодовых значений температуры был вычтен параболический тренд. В результате был получен массив среднегодовых аномалий температуры. После ещё одного усреднения были получены средние аномалии температуры за пять лет.

После этого массив пятилетних аномалий температуры разложили по естественным ортогональным векторам. Первый вектор представлял собой теплую аномалию в Баренцевом море с амплитудой 1,8˚С (рисунок 4). Он описывал 22% общей дисперсии.

Для изучения механизмов формирования этой аномалии была построена соответствующая ей аномалия давления. Для этого из модельного пятисотлетнего массива среднемесячных значений давления по описанной методике был получен массив усредненных за пять лет аномалий. После этого с помощью формулы (3) была вычислена проекция поля пятилетних аномалий температуры на первый естественный ортогональный вектор. В разные моменты времени эта проекция принимала как положительные, так и отрицательные значения. Пятилетние аномалии давления были усреднены сначала по всем моментам времени с положительной проекцией, затем – по всем моментам времени с отрицательной проекцией. Разность двух усреднённых значений и является искомой аномалией давления, связанной с первым естественным ортогональным вектором аномалий температуры (рисунок 4).

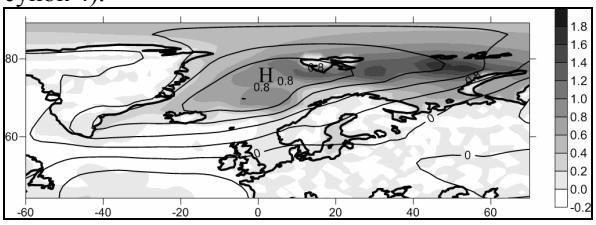


Рис.4 Первый естественный ортогональный вектор аномалий температуры (заливка) и связанная с ним циклоническая аномалия давления (изолинии)

В результате была получена циклоническая аномалия давления глубиной около 1 гПа, при этом положительная аномалия температуры находится в передней части циклона. Таким образом, наблюдается положительная обратная связь: благодаря западным и юго-западным воздушным потокам, наблюдающимся в теплом секторе циклона, теплая аномалия температуры усиливается.

Коэффициент при первой ЕОФ изменяется со временем, поэтому у данного явления есть и теплая, и холодная фазы. Но какова структура полей температуры и давления в тот момент, когда фаза равна нулю? Для ответа на этот вопрос применим к массиву пятилетних аномалий температуры преобразование Гильберта. В ходе этого преобразования ряды данных в каждой точке были разложены в ряд Фурье по времени. Затем было проведено обратное преобразование Фурье, но фаза всех колебаний была сдвинута на четверть периода. Полученный массив были также разложен по естественным ортогональным векторам. В дальнейшем будем называть их «гильбертовыми», чтобы отличить их от полученных ранее обычных естественных ортогональных векторов. Фактически, гильбертов вектор представляет собой мнимую часть естественного ортогонального вектора.

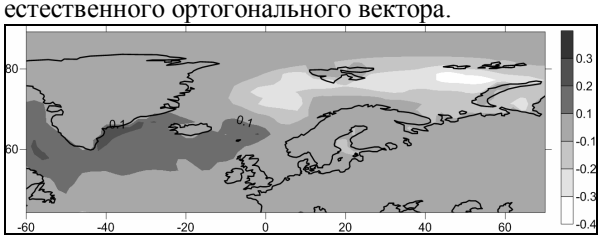


Рис.5 Первый гильбертов естественный ортогональный вектор аномалий температуры.

На рисунке 5 показан первый гильбертов естественный ортогональный вектор. Он ортогонален первому обычному естественному ортогональному вектору и наблюдается в тот момент, когда фаза первой ЕОФ равна нулю. Его структура схожа со второй обычной ЕОФ.

Структура второго гильбертова естественного ортогонального вектора сходна с первым обычным естественным ортогональным вектором, взятым с обратным знаком. Таким образом, в атлантическом секторе Арктики наблюдается колебание в структуре полей температуры и давления. Положительная фаза этого колебания показана на рисунке 4, нулевая – на рисунке 5. Во время отрицательной фазы в атлантическом секторе Арктики наблюдается отрицательная аномалия температуры с амплитудой -1,4˚С. Она находится в передней части антициклонической аномалии с амплитудой 1 гПа. Таким образом, положительная обратная связь сохраняется: холодная аномалия находится в западных и северо-западных потоках.

Чтобы понять, насколько закономерна эта положительная обратная связь, был проведён следующий численный эксперимент. В граничные условия модели атмосферы (без моделирования процессов в океане) была внесена аномалия температуры воды и количества морского льда. Эта аномалия соответствовала первому естественному ортогональному вектору аномалий температуры (рис.4) и рассчитывалась отдельно для каждого месяца года. Граничные условия со временем не изменялись. Также был проведён контрольный эксперимент с неизменёнными граничными условиями. Время счета модели составило 30 лет

На рисунке 6 показана разность между приземными температурой и давлением в возмущенном и контрольном экспериментах. Эта разность усреднёна за всё время счёта модели. Из рисунка 6 видно, что положительная аномалия температуры (амплитуда 1,8˚С) сместилась на запад, в акваторию Норвежского моря. Циклоническая аномалия давления (амплитуда -1,2 гПа) сместилась гораздо дальше, её центр располагается у восточного побережья Гренландии. Над Скандинавским полу-

островом сформировалась антициклоническая аномалия (амплитуда 1,2 гПа).

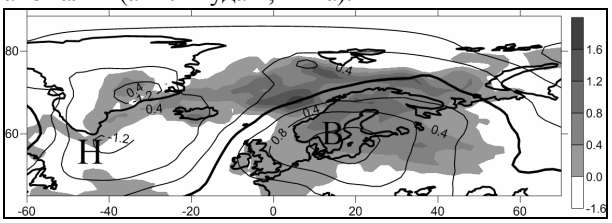


Рис.6 Разность температуры (заливка) и давления (изолинии) между численными экспериментами с возмущенными и невозмущенными граничными условиями. Нулевая изобара выделена жирным.

В данном численном эксперименте структура поля давления отличается от приведённой на рисунке 4: температурная аномалия находится в передней части антициклона. Однако положительная обратная связь сохраняется, так как теплая аномалия расположена в области юго-западных воздушных потоков.

В результате проделанной работы были получены следующие выводы:

1) В климатической модели ИВМ РАН наибольшей предсказуемостью в масштабах десятилетий характеризуются процессы в южной части Мирового океана. В первую очередь это относится к меридиональному потоку тепла, а также к полю приземной температуры.

2) Выявлена положительная обратная связь между теплой аномалией воды в атлантическом секторе Арктики и полем приземного давления. Наличие этой связи подтвердилось в ходе численного эксперимента, в котором в граничные условия модели атмосферы была внесена теплая аномалия температуры воды.

Список литературы

1. *Володин, Е.М., Дианский, Н.А., Гусев, А.В.* Воспроизведение современного климата с помощью совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана INMCM 4.0 // Известия РАН, Физика атмосферы и океана, 2010, Т. 46, №4, С. 1-17

2. *Knight, J. R., C. K. Folland, and A. A. Scaife*, 2006: Climate impacts of the Atlantic Multidecadal Oscillation. Geophy. Res. Lett., 33

3. *Meehl, G. A., Goddard, L., Murphy, J., Stouffer, R. J., Boer, G., Danabasoglu, G., Dixon, K., Giorgetta, M. A., Greene, A. M., Hawkins, E., Hegerl, G., Karoly, D., Keenlyside, N., Kimoto, M., Kirtman, B., Navarra, A., Pulwarty, R., Smith, D., Stammer, D. and Stockdale, T.* (2009) Decadal Prediction. Can It Be Skillful? Bulletin of the American Meteorological Society, 90 (10). pp. 1467-1485.

4. *Taylor, K.E., R.J. Stouffer, and G.A. Meehl*, 2009: A summary of the CMIP5 Experimental Design. http://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5/docs/Taylor_CMIP5_design.pdf

Газовый состав приземного воздуха Москвы: фоновые и экстремальные условия, оценка качества воздуха

Н.В. Панкратова[1], А.И. Скороход[1], Н.Ф. Еланский[1]

Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Пыжевский пер., 3, Москва.
e-mail: n_pankratova@list.ru

Для анализа состояния воздушного бассейна Москвы использованы осредненные за час данные непрерывных измерений на экологической станции мониторинга ИФА-МГУ (52°4' с.ш. 37°3' в.д. 191 м. над у.м.) с 1 февраля 2002 года. Измерительная станция расположена в городской черте на территории метеообсерватории Московского Государственного Университета им. М.В. Ломоносова. Пропуски в измерениях за период 2002-2011 гг. не превышают 5% от общего количества данных.

На станции ИФА-МГУ создан специализированный автоматизированный интегрированный комплекс аппаратуры [1]. Измеряемые параметры, используемые приборы, а также сроки измерений представлены в табл.1.

Таблица 1.

Измерительный комплекс и периоды измерений на экологической станции ИФА-МГУ

Измеряемый параметр	**Прибор**	**Период измерений**
O_3	1008-RS Dasibi Inc., США	01.02.2002 – н.в.
NO и NO_2	TE42C-TL, CTL-65973-351, Thermo Inc., США	01.02.2002 – 18.09.2002 02.10.2002 – 09.06.2003 06.07.2003 – 04.06.2006
	AC-30M, Environmental SA, Франция	22.09.2002 – 02.10.2002 10.06.2003 – 01.11.2003
	M200AU, Teledyne API Inc., США	11.07.2006 – 30.10.2007. 07.02.2008 – н.в.
CO	TE48S Thermo Inc., США	01.02.2002 – н.в.
CO_2	LI6262, LiCor Inc., США	01.02.2002 – н.в.
CH_4	Газовый хроматограф GC-8A, Shimadzu Inc., Япония	21.03.2002 – 12.06.2005
NMHC	APHA-360 Horiba Inc., Япония	13.06.2005 – н.в.
SO_2	APSA-360, № 8512250410 Horiba Inc.	02.01.2004 – н.в
NH_3	M201A, № 2779. Teledyne API Inc., США	28.11.2005 – н.в.
Вертикальный профиль температуры в слое до 600 м	Микроволновый температурный профилемер МТП-5. НПО "Аттех", Россия	02.06.2005 – н.в.
Метеопараметры	Датчик атмосферного давления, температуры и влажности. Акустические анемометры	03.12.2002 – н.в.
ЛОС	Протонный масс-спектрометр PTR-MS Ionicon Inc., Австрия	12.05.2008 – н.в.
ОС NO_2	MS-260i. Oriel Inc., США	22.04.2008 – н.в.
$PM_{2.5}$	TEOM 1400ab Thermo Scientific, США	01.01.2011 – н.в.

Ряды наблюдений. Статистические характеристики средних часовых рядов наблюдений на станции мониторинга ИФА-МГУ приведены в табл. 2. Максимальная концентрация озона за весь период наблюдений составила 134.2 млрд$^{-1}$, она отмечалась летом 2010 года, в период аномальной жары. При этом среднее значение соответствует 14.7 млрд$^{-1}$, а 80% (10÷90 персентели) значений лежит в пределах от 3.4 до 22.1 млрд$^{-1}$. Такие значения соответствуют концентрациям озона в крупных городах вдоль Транссиба, полученным в ходе экспериментов TROICA [2, 3] и существенно ниже тех, которые отмечаются в крупных городах, расположенных в более низких широтах. При этом повышение уровня озона до опасных значений происходило лишь в единичных случаях, например, кратковременный всплеск озона отмечался в августе 2010 года в связи с задымлением городской атмосферы продуктами горения. Средняя концентрация оксидов азота заметно выше фоновых значений, в Северной Евразии полученных в ходе экспериментов TROICA.

Таблица 2.

Статистические характеристики средних часовых рядов наблюдений опасных газовых составляющих на станции мониторинга ИФА за период 2002-2011 гг.

	O_3 млрд$^{-1}$	NO млрд$^{-1}$	NO_2 млрд$^{-1}$	CO млн$^{-1}$	SO_2 млрд$^{-1}$	NH_3 млрд$^{-1}$
Min	0	0	1.55	0	0	1.1
Max	134.2	593.5	214.7	27	141.6	96.2
Среднее	14.66	15.7	21.40	0.54	1.46	6.5
Медиана	11.1	5.03	19.00	0.41	1.1	5.8
10 процентиль	1	0.34	8.80	0.22	0.5	3.2
90 процентиль	34.3	42.5	36.64	0.99	2.4	10.7
Станд. отклонение	13.79	29.83	11.98	0.51	2.15	3.24
ПДКсс*	15	49	21	2.6	19	58
ПДКмр*	81	326	45	4.3	190	288

* ПДКсс – предельно допустимая концентрации среднесуточная, ПДКмр – предельно допустимая концентрации максимальная разовая. Нормативы соответствуют российским стандартам.

Средняя концентрация NO составляет 15.7 млрд$^{-1}$, а максимальная средняя часовая достигает 593.5. Среднее значение NO_2 соответствует 21.5 млрд$^{-1}$, а максимум для среднечасовых значений соответствует 214.7 млрд$^{-1}$. Такие значения концентраций оксидов азота существенно превышают уровень в других крупных городах, расположенных вдоль Транссиба, однако существенно меньше, чем средние концентрации в самых грязных городах мира – Пекине и Мехико. Так, в Пекине средняя

концентрация NO_2 составляет 60 млрд$^{-1}$, в Мехико – 28 млрд$^{-1}$ [4]. Измерения концентрации взвешенных частиц ($PM_{2.5}$) на станции мониторинга начались сравнительно недавно. За период измерений выявлен суточный ход с максимумом в утренний час-пик (средняя часовая концентрация для теплого периода соответствует 25 мкг/м^3) и сезонный ход с максимумом в июле, когда средняя концентрация установилась на уровне 25 мкг/м^3. При этом только дважды в июле 2011 года средняя суточная концентрация превысила ПДК$_{сс}$. Что касается остальных примесей, то они существенно ниже ПДК и близки значениям, зарегистрированных в других крупных городах вдоль Транссиба.

Таким образом, только концентрации NO, NO_2 и O_3 в среднем близки или превышают среднесуточную ПДК. Прежде всего, именно эти составляющие приземного воздуха в Московском мегаполисе формируют экстремальные условия загрязнения.

Экстремальные условия. Летом 2010 г. Московский мегаполис в течение двух месяцев находился в зоне действия блокирующего антициклона. Накопление загрязняющих примесей в замкнутой воздушной массе привело к резкому изменению состава приземного воздуха и росту его загрязненности. В конце июля–первой половине августа в Москву стал поступать воздух из районов лесных, торфяных и травяных пожаров. По данным измерений Московской станции ИФА РАН максимальные среднечасовые концентрации химически активных газов NO, NO_2, CO, O_3, SO_2 составили 175.9 млрд$^{-1}$, 214.7 млрд$^{-1}$, 15.8 млн$^{-1}$, 134.2 млрд$^{-1}$, 15.2 млрд$^{-1}$ соответственно. Для O_3 и NO_2 эти значения являются наибольшими за весь десятилетний период наблюдений на станции и во много раз превышают уровень ПДК (см. табл. 2). Резко выросли также концентрации парниковых газов CO, CO_2, CH_4 и неметановых углеводородов.

Таблица 3.

Статистические характеристики средних часовых рядов наблюдений опасных газовых составляющих на станции мониторинга ИФА за период 2002-2011 гг.

	O_3 млрд$^{-1}$	NO млрд$^{-1}$	NO_2 млрд$^{-1}$	CO млн$^{-1}$	SO_2 млрд$^{-1}$
Min	0	0.05	1.55	0	0
Max	134.2	175.9	214.7	15.76	15.20
Среднее	31.01	13.16	25.79	1.01	1.92
Медиана	27.70	1.69	25.43	0.41	1.6
10 процентиль	2.1	0.05	8.76	0.23	1
90 процентиль	63.88	41.9	56.09	190	3.2
Станд. отклонение	24.35	23.89	20.80	1.88	1.18

Характерной особенностью лета 2010 г. в Москве является увеличение концентрации всех измеряемых газовых примесей в период действия блокирующего антициклона (рис. 1). Основную роль при этом играли способствующие накоплению примесей в приземном воздухе метеорологические условия, повышенные эмиссии веществ антропогенного происхождения и, наоборот, снижение по мере усиления засухи биогенных эмиссий, а также ослабление стока на земной поверхности. На эти процессы, обусловленные влиянием блокинга, в начале августа наложилось воздействие лесных, степных и торфяных пожаров, что привело к резкому накоплению в приземном воздухе продуктов горения.

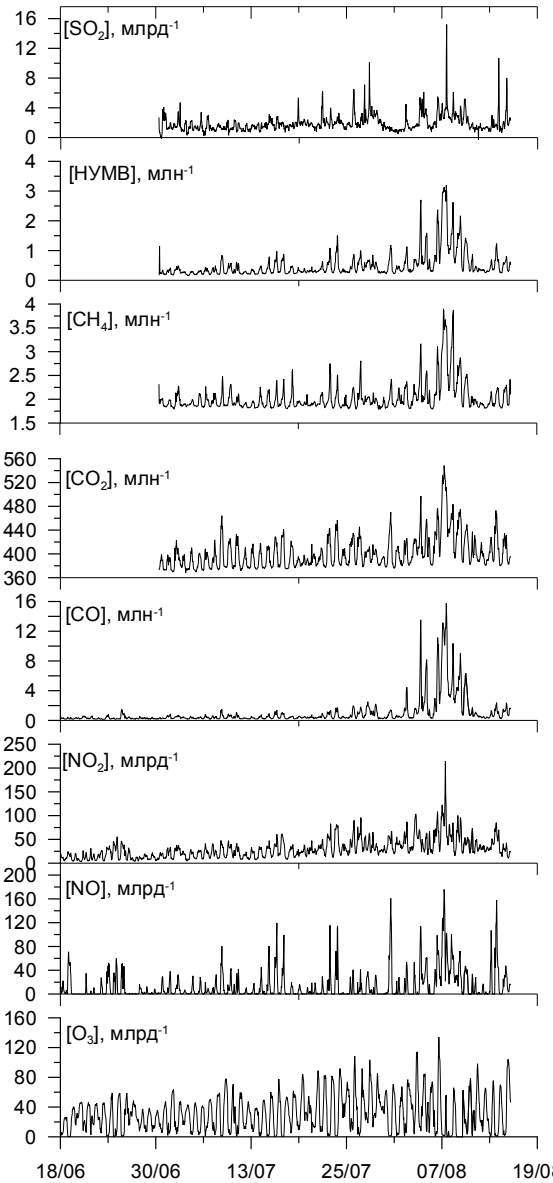


Рис.1. Среднечасовые приземные концентрации газов по наблюдениям на станции ИФА РАН (Воробьевы горы) летом 2010 г.

С другой стороны, практически не изменилась концентрация NO, имеющего антропогенное происхождение (см. табл. 2). Объясняется это его активной реакционной способностью и высоким содержанием озона, недостаток которого в обычных условиях ограничивает скорость окисления NO и удаление его из атмосферы. Также не изменилась концентрация метана, который частично имеет биогенное происхождение. В жаркий летний период

(период отпусков) резко уменьшилось потребление городом природного газа, а биологические источники из-за высыхания почвы и водоемов стали менее активными.

Начиная с 28 июля 2010 г., в составе приземного воздуха в Москве значительно увеличилась концентрация загрязняющих примесей из-за прихода продуктов горения биомассы. Наибольшей она была 6-9 августа, когда воздух оказался загрязнен одновременно как ближними к Москве, так и удаленными от неё пожарами, при этом проветриваемость города была ослабленной (в течение 2-х дней 7-8 августа в Москве преобладал штиль). В эти дни зарегистрированы рекордные за всё время наблюдений в Москве средние часовые и суточные значения концентраций всех измеряемых примесей (табл. 1). В частности, среднесуточные значения O_3 достигали 50.8 млрд-1, CO- 9.8млн-1 и CO_2 -492.9 млн-1. Кратковременные увеличения концентраций токсичных соединений O_3, CO, NO_2 существенно превосходили не только среднесуточные, но и разовые значения предельно допустимых концентраций (ПДК), что, очевидно, должно было сказаться на здоровье москвичей.

Химическое взаимодействие O_3, NO и NO_2

Хорошо известно, что при взаимодействии O_3, NO и NO_2 в атмосферных условиях, как правило, доминируют следующие реакции:

$NO_2 + h\nu \rightarrow NO + O$ (1)
$O + O_2 \rightarrow O_3 + M$ (2)
$O3 + NO \rightarrow NO_2 + O_2$ (3)

M (как правило, N_2 или O_2) представляет собой молекулу, которая поглощает избыток колебательной энергии и тем самым стабилизирует формирование молекулы O_3, $h\nu$ представляет собой энергию фотона (с длиной волны <424 нм) и O - активная одноатомная молекула кислорода. В дневное время в течение нескольких минут устанавливается фотохимическое равновесие, O_3, NO и NO_2 связаны между собой соотношением: $[NO]*[O_3] / [NO_2] = J_2/k_1$. где J_2 – скорость фотолиза NO_2, а k_1 – коэффициент скорости реакции между NO и O_3. Суточная изменчивость средней часовой величины отношения J_2/k_1 для экстремального лета 2010 года показана на рис. 2.

Суточный ход J_2/k_1 в условиях, когда Москва находилась во влиянии обширного антициклона, показан на рис. 2 а. Среднее часовое значение J_2/k_1, полученное за весь период с 18 июня до 18 августа 2010 г. варьирует от 0.01 до 167.47. При этом в период до 28 июля отмечается характерная для крупных городов картина с максимумом в утренние часы (с 8 до 10 мск) [4]. С 29 июля до 18 августа, в период максимального задымления, ситуация сильно отличалась. Абсолютное значение J_2/k_1 резко возросло, что говорит о подавлении генерации озона. При этом максимум значения J_2/k_1 приходится на период 15-17 часов мск.

Коэффициент k_1 является функцией температуры (T). В [5] предложено следующие уравнения для k_1. Изменение k_1 сопоставимо с изменениями средней температуры воздуха.

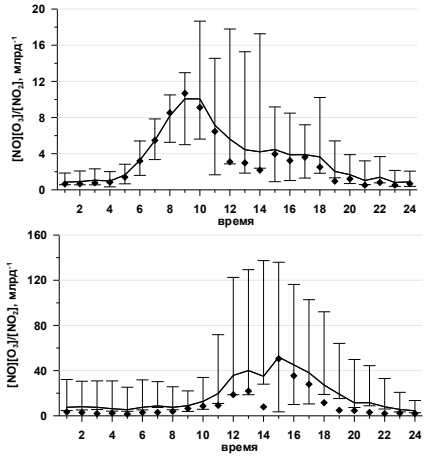


Рис.2. Суточные вариации средних значений J_2/k_1 летом 2010 года. а) – в период с 18 июня по 28 июля (без дыма), б) – в период с 28 июля по 18 августа (в условиях задымленности)

$$k_1 \text{ (1 / млн}^{-1} \text{ /мин)} = 3.23\text{x}10^3 \exp[-1430 / T] \quad (4)$$

Зависимость концентрации озона от $[NO_2]/[NO]$ для периодов без дыма и задымленности показана на рис. 3. Как следует из рис. 3а, с 21 до 6 часов генерация озона ослаблена, в то время как в светлое время суток концентрация озона быстро возрастает при низких значениях $[NO_2]/[NO]$. Когда концентрация озона доходит до уровня примерно 60 млн-1, она стабилизируется и практически не меняется вне зависимости от отношения $[NO_2]/[NO]$.

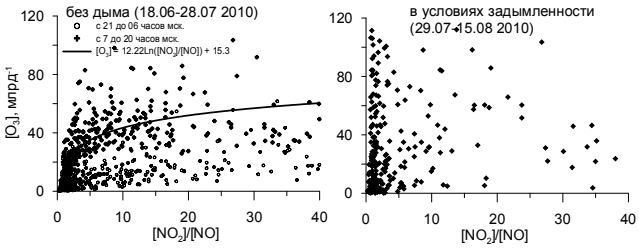


Рис. 3. Концентрация озона в зависимости от соотношения $[NO_2]/[NO]$ в период аномальной жары летом 2010 г.

Для светлого времени суток была найдена приближенная логарифмическая зависимость концентрации озона от $[NO_2]/[NO]$:

$$[O_3] = 12.22\text{Ln}([NO2]/[NO]) + 15.3 \quad (5)$$

которая может быть использована для прогноза содержания озона в приземном воздухе Москвы. Однако использование этого уравнения становится невозможным в условиях задымленности ввиду качественных изменений фотохимической системы. В период с 29.07 до 15.08 Москва находилась в плотной дымовой завесе от лесных и торфяных пожаров. В этом случае даже при малой величине отношения $[NO_2]/[NO]$ отмечаются высокие концентрации озона (рис. 3б), которые могут превосходить 100 млрд$^{-1}$ при средних часовых максимальных концентрациях озона для лета 50-60 млн$^{-1}$. При этом четкой зависимости O_3 от $[NO_2]/[NO]$ не прослеживается вследствие значительного влияния факторов, не учитываемых в рамках рассматриваемой здесь упрощенной системы O_3, - NO - NO_2.

Оценка качества воздуха. Аномальная жара 2010 г. показала необходимость своевременного преду-

преждения населения о неблагоприятной экологической ситуации. Для этого авторами разработана методика оценки качества воздуха, которая включает 5 уровней загрязнения и использует 6 компонентов (PM_{10}, NO_2, CO, O_3, SO_2, НМУВ).

Таблица 4.

Диапазоны концентраций приземных газовых концентраций газов для вычисления индекса загрязнения.

Параметр	0-50 Низкий	51-100 Умеренный	101-200 Неблагоприятный для восприимчивых групп населения	201-300 Высокий	>301 Опасный
PM_{10}	0-38	38-75	75-150	150-300	>301
NO_2	-	51-100	100-200	200-400	>401
CO	0-2500	2500-5000	5000-7500	7500-10000	>10000
O_3			160-200	200-240	>241
НУМВ			0,67-1,3	1,3-2	>2
SO_2	0-15	15-30	30-60	60-120	>120

Для расчета индекса загрязнения применялась стандартная формула:

$$Ip = \frac{I_{Hi} - I_{Lo}}{BP_{Hi} - BP_{Lo}}\left(Cp - BP_{Lo}\right) + I_{Lo}$$

где Ip – индекс ЗА (загрязнение атмосферы), Cp – концентрация вещества, BP_{Hi} – верхнее граничное значение концентрации вещества в диапазоне, BP_{Lo} – нижнее граничное значение концентрации вещества в диапазоне, I_{Hi} – значение индекса ЗА, соответствующее BP_{Hi}, I_{Lo} – значение индекса ЗА, соответствующее BP_{Lo} .

Согласно проведенным расчетам с 2002 по 2011 гг. уровень загрязнения в Москве в среднем соответствовал низкому или умеренному. Самые высокие показатели индекса загрязнения, как и следовало ожидать, отмечались летом 2010 года, в период максимального задымления с 6 по 9 августа (рис. 4).

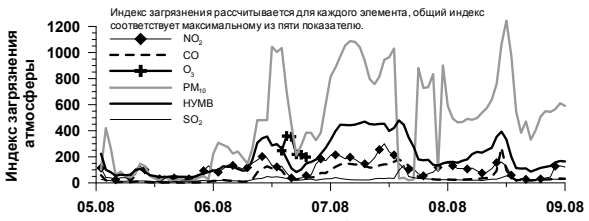


Рис.4. Индекс загрязнения атмосферы в период максимального задымления (6-9 августа 2010 года).

Как следует из проведенной работы, Москва является умеренно загрязненным городом, а периоды повышенного загрязнения воздушного бассейна определяются синоптическими условиями или техногенными авариями. Так, например, для НУМВ, O_3 и CO в период аномальной жары и высокой задымленности воздуха летом 2010 года отмечаются повышенные концентрации, относительно обычного уровня для лета. Аналогично проявляется и август-сентябрь 2002, года Москва также находилась в шлейфе от торфяных и лесных пожаров. Отдельные пики средних месячных концентраций CH_4 и NH_3 в 2007 году связаны с пожаром на Микояновском комбинате, в шлейф которого попала станция. SO_2 имеет небольшие всплески концентрации в холодный период, связанные с выбросами отопительных систем и преобладанием устойчивой стратификации атмосферы. Лишь в 2005 и 2006 годах, во время сильных морозов и, как следствия, увеличения количества сжигаемого угля, эти пики более явные. Ряды оксида и диоксида азота характеризуются сильной изменчивостью от месяца к месяцу и от года к году. Для этих примесей свойственен большой разброс величин. Высокие концентрации NO и NO_2 отмечаются в любой сезон и связаны прежде всего с синоптическими процессами, а не с неравномерностью транспортной нагрузки, которая в Москве практически не меняется в течение всего года.

Концентрации SO_2, метана, аммиака и CO за весь период наблюдений практически не превосходили опасных значений, они являются типичными для крупных городов. Концентрация НМУВ и NOx заметно превышают фоновые значения [3]. В отдельные периоды, когда Москва длительное время находилась под влиянием антициклона, концентрация NOx достигает опасного уровня. Во многом соотношение NOx и НМУВ объясняет состав приземного воздуха в Москве. Результатом их взаимодействия является генерация или разрушение озона.

Список литературы

1. *Elansky N. F., Belikov I. B., Berezina E. V. at al.,* Atmospheric composition observations over Northern Eurasia using the mobile laboratory: TROICA experiment//2009. ISTC publ. Moscow. 73 p.
2. *Маркова Т.А., Еланский Н.Ф., Беликов И.Б., Грисенко А.М., Севастьянов В.В.* Распределение окислов азота в приземном слое атмосферы над континентальными районами России//Изв. РАН. ФАО. 2004. Т. 40. № 6. С. 811-813.
3. *Панкратова Н.В., Н.Ф.Еланский, И.Б.Беликов, О.В. Лаврова, А.И. Скороход, Р.А. Шумский.* Озон и окислы азота в приземном воздухе Северной Евразии по наблюдениям в экспериментах TROICA // Изв. РАН ФАО. 2011. Том 47. № 3. С. 1–16
4. *Gurjar B.R., Butler T.M., Lawrence M.G., Lelieveld J.* // Atmos. Environ. 2008. V. 42. P. 1593–1606.
5. *Seinfeld. J.H. and Pandis. S.N.* (1998). Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Changes. Wiley. New York. p. 1326.
6. *Han S., H. Bian, Y. Feng, A. Liu. X. Li, F. Zeng, X. Zhang.* Analysis of the Relationship between O3, NO and NO2 in Tianjin. China / Aerosol and Air Quality Research. 11: 128–139. 2011.

Тропический циклогенез и состояние основных объектов ОЦА в Северной Атлантике

О.В.Пермякова, Н.К.Барашкова

Национальный исследовательский Томский государственный университет, ул. Аркадия Иванова, 49, Томск.
e-mail: meteo@ggf.tsu.ru

Начиная со времен Колумба человечеству известно о явлении тропических ураганов, уж за столько-то лет можно было предпринять действия по верному предсказанию образования и изменении траектории его движения. До сих пор для человека практически всегда ТЦ врываются в густо населенные районы, гибнут тысячи людей, а материальный ущерб достигает миллиардов долларов. Остается не до конца изученным не только ураганы, но и циркуляция атмосферы в целом, которая напрямую влияет на него.

Предпринята попытка в установлении связи ураганов с другим объектом атмосферной циркуляции – такими как известное Северо-Атлантическое колебание и мало изученное явление «взрывных циклонов».

Атмосферная циркуляция над Атлантическим океаном в целом определяется областями атмосферного давления, развивающимися над ним и прилегающими материками. На крайнем севере и юге океана формируются термические области пониженного давления. Одна из них — Исландский минимум, несколько смещаясь к юго-западу от Исландии, наиболее развита зимой.

Между ними в субтропических широтах находятся постоянные области повышенного давления — Азорский и Южно-Атлантический максимумы. Эти субтропические максимумы разделены у экваторадинамической областью пониженного давления.

Такое распределение давления обусловливает в нижних слоях атмосферы в умеренных и субтропических широтах обоих полушарий господство западных ветров, а в тропических широтах — пассатов северо-восточного направления в северной части океана и юго-восточного в южной. Встреча пассатных ветров в полосе севернее экватора ведет к уменьшению их силы, образованию интенсивных воздушных потоков, значительной облачности и обилию осадков. Здесь же расположен экваториальный пояс затишья. Наибольшую силу ветры в умеренных широтах имеют зимой. внутри тропиков возникают атмосферные возмущения. По большей части это слабые тропические депрессии, часто даже без замкнутых изобар, возникающие как волновые возмущения во внутритропической зоне конвергенции (на тропическом фронте), а также на пассатных фронтах. Слабые волновые возмущения возникают и независимо от фронтов, внутри пассатного течения. Перемещаются эти тропические депрессии медленно, преимущественно с востока на запад, в общем направлении переноса воздуха внутри тропиков.

В некоторых редких случаях (примерно в одном из десяти) тропические возмущения усиливаются настолько, что сила ветра в них достигает 20 м/сек и более. Диаметр такого возмущения - порядка нескольких сотен километров. Эти жестокие возмущения со штормовыми или ураганными ветрами носят название тропических циклонов. Районы их возникновения лежат между 20 и 5° широты в каждом полушарии. только ,над морем; над сушей они не образуются, а если уже возникший циклон попадает на сушу, он быстро здесь затухает в связи с увеличенным трением и соответствующим увеличением втока воздуха внутрь циклона в нижних слоях.

Правда, по новейшим данным, полученным с помощью спутников, тропические циклоны Северной Атлантики могут возникать над Африкой; но ветер в них усиливается до шторма или урагана уже над океаном. Максимум повторяемости тропических циклонов приходится на лето и осень данного полушария, когда зона конвергенции не слишком близка к экватору, а поверхность океана особенно нагрета - не менее чем до +27°.

Для развития циклона из первоначальной слабой депрессии нужна большая энергия неустойчивости воздушных масс. Именно неустойчивость стратификации и связанный с нею подъем воздуха, особенно насыщенного, с выделением огромного количества тепла конденсации, определяют кинетическую энергию циклона. Мощный подъем нагретого и влажного воздуха над большой площадью океана в возникшем возмущении является главной причиной развития сильного тропического циклона. Для такого подъема воздуха необходимо еще, чтобы в верхней тропосфере над развивающимся циклоном существовала хорошо выраженная расходимость линий тока. Воздух в циклоне конвергирует и поднимается вверх, а в высоких слоях вытекает из циклона, что поддерживает в нем длительно существующий дефицит давления. Тропики северного Атлантического океана, в особенности на западе океана - в Карибском море, в районе Малых Антильских островов и в Мексиканском заливе - и на востоке океана - в районе островов Зеленого Мыса. Местное их название - ураганы. В среднем над северным Атлантическим океаном возникает в год 10 тропических циклонов

Благодаря вытянутости Атлантики в направлении с севера на юг здесь наблюдаются все типы воздушных масс океанического происхождения.

Мощными носителями тепловой энергии выступают круговые поверхностные течения, расположились они по обе стороны от экватора: такие, например, Северное и Южное пассатные течения.

Холодные воды несет Канарское течение, а также в течение Западных Ветров. В Атлантическом океане существует несколько ярусов глубоководных течений. В экономическом и политическом отношении Атлантический океан имеет большое международное значение. Это узел важных экономических и стратегических морских путей сообщения. Наибольшее значение имеют линии: североатлантическая (между Европой, США и Канадой), дальневосточная (между Европой и Азией и Австралией, через Суэц), средне-атлантическая (между Европой, Вест-Индией и Южной Америкой).

Для сравнительного анализа с применением методов статистического анализа был выбран сентябрь, который характеризуется максимальной в сезон частотой возникновения тропических циклонов (42,4% от общего числа ураганов) и нет пропусков в их возникновении по годам (непрерывность ряда данных). Сентябрь характеризуется благоприятными условиями для образования не только тропических циклонов, но и для перехода их в стадию тропических ураганов, в сентябре таких случаев было 53. Температура поверхностного слоя воды, как правило, превышала 25–26 ^{o}C, разность температур вода – воздух составляла более 2 ^{o}C. Были выбраны характеристики (таблица 1), которые в дальнейшем будем называть предиктантами: минимальное давление самого мощного урагана сентября (P_{min})в гПа, продолжительность в часах этого урагана (t), общее число ураганов за сентябрь (N), количество вышедших на берег ураганов за сезон (n).

Таблица 1

Характеристики ураганов, используемые в оценке связи

Год	P_{min}	t	N	n
1995	916	218	3	10
1996	935	222	2	8
1997	946	306	1	3
1998	937	219	4	11
1999	921	220	3	11
2000	939	172	5	3
2001	962	237	4	2
2002	934	231	4	5
2003	915	258	3	5
2004	946	338	4	9
2005	985	193	5	15
2006	955	221	4	3
2007	985	76	3	3
2008	935	290	3	9
2009	958	114	1	1
2010	924	187	5	6

Также был составлен ряд данных с индексами NAO с годовой заблаговременностью, которые будут являться предикторами для прогноза состояния тропического циклогенеза в сентябре будущего сезона ураганов.

В качестве сравниваемых характеристик ОЦА над Атлантическим океаном была выбрана одна из мировых осцилляций – Северо-Атлантическое колебание (NAO). Из статистических методов были выбраны корреляционный и регрессионный анализы.

В качестве заблаговременности рассматривались предшествующие данному сезону месяцы, к примеру, для сезона ураганов сентября 1995г. в качестве заблаговременных рассматриваются индексы NAO за период X.1994–IX.1995гг. Так как коэффициенты NAO были взяты с годовой заблаговременностью, можно говорить, учитывая полученные зависимости, о прогнозах характеристик тропических ураганов с разной заблаговременностью. Отметим, что полученные связи NAO с минимальными давлениями ураганов не достаточно тесные. Однако с годовой заблаговременностью можно судить о возможных интенсивностях ураганов сентября, о чем говорит положительный коэффициент корреляции с предшествующими ноябрем-декабрем (0,23) и мартом (0,30). Следовательно, при повышении в ноябре-декабре индекса NAO будет увеличиваться и мощность ураганов сентября. Связь февральского NAO с ураганами сентября обратная (-0,26).

С индексами NAO различных месяцев были построены 3 уравнения регрессии (1-3), соответственно для различных предиктантов:

$$Y_1 = -12{,}5x_1+35{,}5x_2+224, \quad (1)$$

$$Y_2 = 1{,}4x_3-0{,}49x_4+0{,}05x_5-0{,}95x_6+3{,}58, \quad (2)$$

$$Y_3 = 1{,}35x_7-1{,}59x_8+6{,}66, \quad (3)$$

где Y_1 – продолжительность ураганов сентября; x_1 – NAO_3; x_2 – NAO_6; Y_2 – число ураганов в сентябре; x_3, x_4, x_5 и x_6 – $NAO_{10,\ 2,\ 7\ и\ 8}$ соответственно; Y_3 – число вышедших на берег ураганов за сезон; x_7 и x_8 – NAO_{12} и NAO_3.

Также рассчитаны статистические показатели, характеризующие качество построения линейного уравнения:

– множественнеый коэффициент корреляции, характеризующий тесноту линейной связи предиктанта с предикторами, чем ближе коэффициент к 1, тем лучше связь. Для полученных уравнений коэффициенты корреляции соответственно равны 0,67, 0,91 и 0,62;

– множественный коэффициент детерменации, показывающий какая часть вариации результативного признака предиктанта объясняется вариацией комбинации выбранных факторов предикторов. Для полученных уравнений коэффициенты детерменации равны соответственно 0,42, 0,83 и 0,39.

Таким образом необходимо дальнейшее изучение факторов, влияющих на характеристики тропических ураганов.

На основе полученных уравнений можно утверждать, что:

1) продолжительность ураганов сентября имеет обратную связь с колебаниями индекса NAO марта за предыдущий сезон, т.е. при ослаблении Северо-Атлантического колебания будет происходить увеличение продолжительности урагана (формула 1). Связь продолжительности ураганов с интенсивностью Северо-Атлантического колебания июня – обратная;

2) на количество сформировавшихся ураганов сентября в будущем сезоне могут указать индексы NAO за октябрь, февраль, июль и август (формула 2). При этом обнаруживается разнонаправленная связь предиктанта с предикторами – прямая с предшествующими октябрем и июлем и обратная – с февралем и августом;

3)на число вышедших на берег ураганов всего за сезон могут указывать значения индекса NAO в предшествующие декабрь (обратная связь) и март (прямая связь) (формула 3).

Далее была проведена оценка связи тропических ураганов Северной Атлантики со «взрывными» циклонами над Европой. Явление «взрывного» циклогенеза несезонное, и в описываемый период тропических ураганов 1995–2010 гг. входят только 3 «взрывных» циклона. Интерес к данному явлению обуславливается тем что, «взрывные» циклоны занимают промежуточное положение между ураганами и «обычными» циклонами.

Для сравнительного анализа были использованы характеристики самых мощных ураганов 1995 и 1999 гг. Общие характеристики обоих явлений представлены в таблице 2.

Годы формирования «взрывных» циклонов совпадают с годами повышенной активности тропических ураганов. Ураганы не только превышали норму по общему количеству, но и отличались повышенной мощностью. Из таблицы 5 видно, что образование обоих явлений происходит при положительном индексе NAO, который указывает на усиление зональной циркуляции и циклонической деятельности в Северной Атлантике.

Таблица 2

Совместная характеристика «взрывных» циклонов и тропических ураганов

Год	"взрывные" циклоны			ураганы		
	дата	P_{min}	NAO	дата	P_{min}	NAO
1995	30.сен	966	1,78	27.авг	935	0,76
1999	03.дек	957	1,4	07.сен	921	0,5
1999	24.дек	961	1,4	11.сен	930	0,5

Таким образом, можно сказать, что ураганы и «взрывные» циклоны между собой связаны, так как являются результатом крупномасштабной циркуляции атмосферы. В целом, благоприятные условия для активного циклогенеза остаются благоприятными и для образования «взрывного» циклогенеза. Можно также сказать, что активный сезон ураганов является предвестником циклонов «взрывного» характера. Для дальнейшего изучения этих опасных природных явлений необходимо продолжить их изучение путем удлинения сопоставляемого ряда.

Полученные результаты расширяют информативный круг предикторов и могут быть применены в долгосрочном прогнозировании.

Нелинейный расчет напряженности электрического поля в окрестности заряженной струи

Н.А. Петрушов[1]

[1] Ярославский государственный университет им. П.Г. Демидова, ул. Советская, 14, Ярославль.
e-mail: mikola_imba@mail.ru

Введение. В самых разных задачах техники и технологии приходится иметь дело с заряженными струями жидкости [1-3]. Энергопотери на линиях элекропередач, увеличивающиеся после дождей, обязаны своим существованием мокрым проводам и зажиганию коронного разряда в окрестности проводов. Эту ситуацию можно рассматривать в математическом отношении как частный случай заряженной струи с твёрдым сердечником [4]. Тем не менее, ещё никто не рассчитывал напряженность электрического поля в окрестности нелинейно осциллирующей заряженной струи или мокрого провода со слоем воды на поверхности. Этой проблеме и посвящено настоящее исследование на примере расчёта напряженности поля в окрестности струи жидкости, по которой бежит капиллярная волна.

1. Постановка задачи. Рассмотрим задачу об исследовании устойчивости капиллярных волн на однородно заряженной с поверхностной плотностью заряда χ цилиндрической поверхности струи радиуса R идеальной несжимаемой идеально проводящей жидкости, с коэффициентом межфазного натяжения σ и плотностью ρ_1. Примем, что струя движется со скоростью $\mathbf{U_0}$, параллельно $\mathbf{e_z}$ ($\mathbf{e_z}$ - орт продольной координаты), в идеальной несжимаемой диэлектрической среде, имеющей плотность ρ_2 и диэлектрическую проницаемость, равную единице. Задачу будем решать в инерциальной системе отсчета, связанной с осью симметрии невозмущенной струи и движущейся со скоростью $\mathbf{U_0}$, в цилиндрической системе координат, орт $\mathbf{e_z}$ которой совпадает по направлению с $\mathbf{U_0}$ и с осью симметрии невозмущенной капиллярным волновым движением цилиндрической поверхности струи. Все рассмотрение проведем в безразмерных переменных, в которых $R=\rho_1=\sigma=1$, а поверхность раздела сред, возмущенная капиллярным волновым движением, описывается соотношением

$$F = r - 1 - \xi(\varphi,z,t) = 0\,, \qquad |\xi| << 1$$

где $\xi\,(z,\varphi,t)$ - деформация цилиндрической поверхности струи, обусловленная волновым движением; φ - азимутальный угол.

Полная математическая формулировка задачи имеет вид:

$$\partial_t \mathbf{u}_1 + (\mathbf{u}_1,\nabla)\mathbf{u}_1 = -\nabla p_1$$

$$\partial_t \mathbf{u}_2 + (\mathbf{u}_2,\nabla)\mathbf{u}_2 = -\frac{1}{\rho_2}\nabla p_2$$

$$div\,\mathbf{u}_1 = 0\;; \qquad div\,\mathbf{u}_2 = 0\;; \qquad div\,\mathbf{E} = 0$$

$$r = 1+\xi(\varphi,z,t): \qquad \frac{dF}{dt} = 0\;; \qquad (\mathbf{n},\mathbf{u}_1) = (\mathbf{n},\mathbf{u}_2)$$

$$p_1 - p_2 + p_E - p_\sigma = 0\,; \qquad \Phi(r,\varphi,z,t) = \Phi_s(t)$$

$$r\to 0: \qquad \mathbf{u}_1 \to 0\,; \qquad r\to\infty: \qquad \mathbf{u}_2 \to -\mathbf{U}_0$$
$$\mathbf{E}\to 0 \qquad (1)$$

Сформулированную задачу дополним начальными условиями, задавая начальную деформацию струи в виде одиночной периодической волны с произвольной симметрией:

$$\xi(z,\varphi,0) = \zeta\left(\exp(ikz+im\varphi)+\exp(ikz-im\varphi)\right)+(\hat{e}.\tilde{n}.)$$

$$\partial_t \xi(z,\varphi,t) = 0$$

где ζ - амплитуда начальной волновой деформации; k - волновое число; m - азимутальный параметр.

В качестве дополнительных условий принимаются: условие постоянства объёма струи, приходящегося на одну длину волны $\lambda \equiv 2\pi/k$:

$$\int_V dV = \pi\lambda\,,$$

$$V = \{0 \le r \le 1+\xi(\varphi,z,t);\; 0\le\varphi\le 2\pi;\; z_0 \le z \le z_0+\lambda\}$$

и условие сохранения заряда на отрезке струи протяженностью в длину волны λ:

$$\frac{1}{4\pi}\int_S (\mathbf{n},\mathbf{E})\,dS = 2\pi\chi\lambda\;, \qquad \chi = \frac{E_n}{4\pi}$$

$$S = \{r = 1+\xi(\varphi,z,t); \quad 0\le\varphi\le 2\pi; \quad z_0\le z\le z_0+\lambda\}\,.$$

В сформулированной задаче $\mathbf{u}_j \equiv \mathbf{u}_j(r,\varphi,z,t)$ - поля скоростей течения жидкости в струе (j=1) и в среде (j=2), генерируемые волнами на поверхности раздела сред; $p_j \equiv p_j(r,\varphi,z,t)$ - гидродинамические давления в струе (j=1) и среде (j=2); p_E и p_σ – давления электрических сил и сил поверхностного натяжения на границе раздела сред; $\Phi \equiv \Phi(r,\varphi,z,t,)$ - потенциал электростатического поля; $\Phi_s(t)$ - потенциал поверхности струи; $\mathbf{n}$ - орт нормали к поверхности струи; ρ_2 - безразмерная плотность среды.

В нижеследующем рассмотрении течения жидкостей будем считать потенциальными

$$\mathbf{u}_1 = \nabla\psi_1\,, \quad \mathbf{u}_2 = -\mathbf{U}_0 + \nabla\psi_2\,, \quad \mathbf{E} = -\nabla\Phi\,.$$

2. Решение задачи. Решение задачи будем искать асимптотическим методом многих временных масштабов, выбирая в качестве малого параметра безразмерную амплитуду волны, заданной в начальный момент времени: $\varepsilon\sim|\zeta|$ подобно тому, как это делалось в [2,5-7]:

$$\psi_i = \varepsilon\psi_i^{(1)} + \varepsilon^2\psi_i^{(2)} + O(\varepsilon^3)$$

$$p_j = p_j^{(0)} + \varepsilon p_j^{(1)} + \varepsilon^2 p_j^{(2)} + O(\varepsilon^3)$$

$$\xi = \varepsilon\,\xi^{(1)} + \varepsilon^2\xi^{(2)} + O(\varepsilon^3)$$

$$\Phi = \Phi^{(0)} + \varepsilon\,\Phi^{(1)} + \varepsilon^2\Phi^{(2)} + O(\varepsilon^3)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial T_0}+\varepsilon\frac{\partial}{\partial T_1}+\varepsilon^2\frac{\partial}{\partial T_2}+\mathrm{O}(\varepsilon^3) \qquad (2)$$

Разложения (2) подставим в систему (1) и все уравнения сгруппируем по степеням ε. Разобьем задачу на три подзадачи по порядкам малости, то есть по степеням ε.

Решение сформулированной задачи до второго порядка малости не представляет особенных трудностей, если не принимать во внимание его громоздкость. В частности, аналитическое выражение для потенциала осциллирующей поверхности струи будет иметь вид:

$$\Phi(r,\varphi,z,T_0)=-4\pi\chi Ln[r]+$$
$$+8\pi\chi\zeta\frac{K_m(kr)}{K_m(k)}\cos(m\varphi)\left\{\frac{s_1}{\omega_0}\cos[s_2T_0+kz]+\right.$$
$$\left.+\frac{s_2}{\omega_0}\cos[-s_1T_0+kz]\right\}+$$
$$+\zeta^2\Phi^{(2)}(r,\varphi,z,T_0),$$
$$s_1\equiv\omega_0+b_m;\qquad s_2\equiv\omega_0-b_m$$

Частоты $s=(b_m\pm\omega_0)$ определяются дисперсионным уравнением:

$$s^2+\frac{2\delta_m}{\beta_m}s+\frac{\kappa_m}{\beta_m}=0$$

$$\omega_0(m,k)\equiv\sqrt{\frac{\delta_m^2}{\beta_m^2}-\frac{\kappa_m}{\beta_m}}$$

$$b_m(k)\equiv\frac{\delta_m}{\beta_m}\equiv\frac{U_0k\rho_2g_m}{h_m-\rho_2g_m}$$

$$\beta_m(k)\equiv g_m^{-1}-\rho_2h_m^{-1}\equiv\frac{h_m-\rho_2g_m}{g_mh_m}$$

$$\delta_m(k,U_0)\equiv k\rho_2U_0h_m^{-1}$$

$$\kappa_m(k,\chi,U_0)\equiv\left\{\left[1-m^2-k^2-w(1+h_m)\right]-\right.$$
$$\left.-We\cdot k^2h_m^{-1}\right\}$$

$$h_m(k)\equiv\frac{k\,K_m'(k)}{K_m(k)}\equiv m-\frac{k\,K_{m+1}(k)}{K_m(k)}$$

$$g_m(k)\equiv\frac{k\,I_m'(k)}{I_m(k)}\equiv m+\frac{k\,I_{m+1}(k)}{I_m(k)}$$

$$w\equiv4\pi\chi^2;\qquad We\equiv\rho_2U_0^2.$$

Здесь *s(m,k)*- комплексная частота капиллярной волны с волновым числом *k* и азимутальным параметром *m*; $I_m(k)$ и $K_m(k)$ модифицированные функции Бесселя первого и второго рода порядка *m*; штрихом при функции Бесселя обозначается её производная по аргументу.

Функция $\Phi^{(2)}(r,\varphi,z,T_0)$ поправка электрического потенциала второго порядка малости, ввиду большой громоздкости не представляется возможным приводить её в данном рассмотрении.

3. Расчет напряженности электрического поля. Дальнейшие рассуждения проведём по схеме, использованной в [8-10].

Вектор нормали к поверхности струи определится соотношением:

$$\mathbf{n}=\frac{\nabla F}{|\nabla F|}.$$

Тогда нормальная компонента напряженности электростатического поля будет равна

$$E_n=-(\nabla\Phi,\mathbf{n}) \qquad (3)$$

Из-за большой громоздкости полученного выражения, развернутый вид нормальной компоненты напряженности электрического поля не приводится, его можно найти в [11].

4. Обсуждение полученных результатов. Проанализируем полученное выражение. На рис. 1 изображены безразмерные напряженности электрического поля струи построенные по полученной формуле (3), при значениях параметров *m*=0, *k*=3, *We*=0.1, ρ_2=0.001, *w*=0.5, 1.1, 1.5, 2. На всех рисунках толщина линии увеличивается с увеличением значения параметра *w*. Прямой линией на этом



Рис. 1.

рисунке (и на остальных) приведена обезразмеренная напряженность зажигания коронного разряда возле струи в воздухе, рассчитанная по эмпирической формуле Пика [12]:

$$E_k\approx31\delta(1+0.308/\sqrt{\delta r}). \qquad (5)$$

В (5) напряженность получается в кВ/см; *r* - радиус цилиндрического провода, измеренный в см; δ - отношение плотности воздуха к нормальной, при давлении 760 торр и температуре 25°С. Как видно из рисунка, при некоторых значениях параметра *w*, напряженность электрического поля превышает критическое для зажигания коронного разряда значение. Так же не трудно заметить, что напряженность электрического поля в окрестности струи увеличивается с увеличением параметра *w*.

На рис. 2 построены напряженности электрического поля при значениях параметров *m*=0, *k*=4, *We*=0.1, ρ_2=0.001, *w*=0.5, 1.1, 1.5, 2. Сравнивая рисунки 1 и 2 можно сделать вывод, что напряженность возрастает с увеличением волнового числа. Следует отметить, что волны с волновыми числами берутся из области устойчивости, а значения полевого параметра *w* и параметра скорости *We* – докритические для реализации неустойчивости.

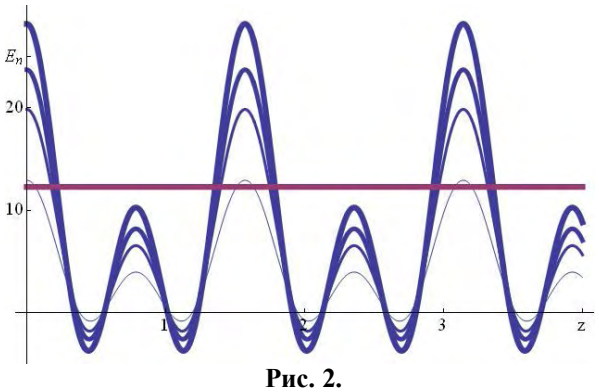


Рис. 2.

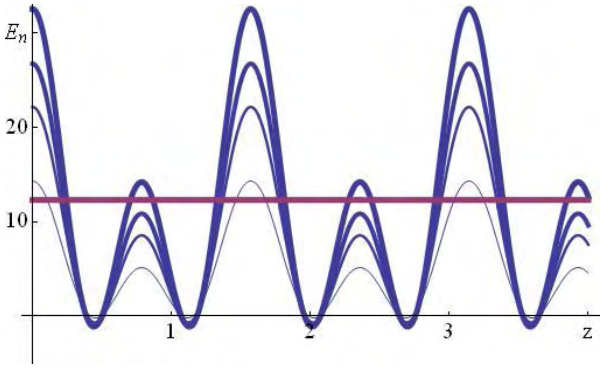


Рис. 3.

На рис. 3 напряженности электрического поля построены при m=1, k=4, We=0.1, ρ_2=0.001, w=0.5, 1.1, 1.5, 2. Не трудно заметить, что увеличение азимутального параметра m приводит к увеличению напряженности электрического поля струи.

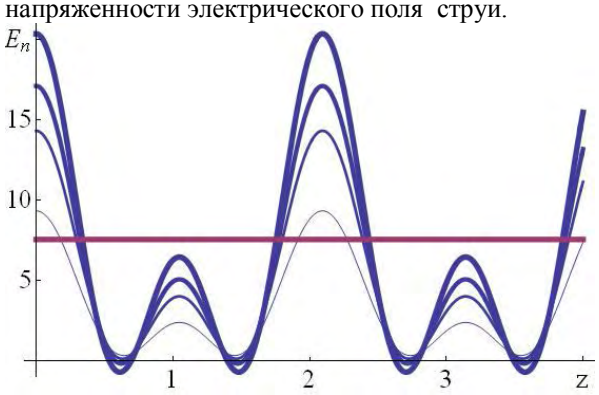


Рис. 4.

Для построения графиков была взята за основу модель струи воды радиусом 0.5 см в воздухе. Для данной модели переход от безразмерных напряженности электрического поля и поверхностной плотности заряда к размерным выглядит следующим образом:

$$1[E_n] \approx 12[\text{Volt/cm}]$$
$$1[\chi] \approx 3.4[\text{СГСЭ/см}^2]$$

Исходя из этого, мы получим безразмерное критическое значение напряженности электрического поля для реализации коронного разряда около 12.5. Если мы возьмём радиус струи 0.1 см, то переход от безразмерных напряженности электрического поля и поверхностной плотности заряда к размерным будет выглядеть:

$$1[E_n] \approx 27[\text{Volt/cm}]$$
$$1[\chi] \approx 7.6[\text{СГСЭ/см}^2]$$

Для такой постановки безразмерное критическое значение напряженности электрического поля для реализации коронного разряда будет около 7.5, как это видно из рис 4 построенного при значениях параметров m=0, k=3, We=0.1, ρ_2=0.001, w=0.5, 1.1, 1.5, 2, (таких же как на рис. 1). Но безразмерные графики для нормальной компоненты напряженности электрического поля струи останутся без изменений. Таким образом, напряженность электрического поля в окрестности струи увеличивается с уменьшением радиуса струи.

Заключение. Нормальная компонента напряжённости электростатического поля в окрестности заряженной струи, по которой бегут волны конечной амплитуды, может превышать критическое для зажигания коронного разряда в окрестности струи значение.

1. *Ентов В.М., Ярин А.Л.* Динамика свободных струй и пленок вязких и реологически сложных жидкостей // ВИНИТИ. Итоги науки и техники. Сер. "Механика жидкости и газа". 1984. Т.17. С.112-197.

2. *Ширяева С.О., Григорьев А.И., Волкова М.В.* Спонтанный капиллярный распад заряженных струй. Ярославль: Изд. ЯрГУ, 2007. 340 с.

3. *Eggers J., Willermaux E.* Physics of liquid jets // Rep. Prog. Phys. 2008. V.71. №036601. P.1-79.

4. *Коровин В.М.* Влияние магнитного поля с винтовыми силовыми линиями на капиллярную неустойчивость конфигурации магнитных жидкостей с цилиндрической поверхностью раздела, окружающей токонесущий проводник. ЖТФ. 2006. Т.76. Вып.8. С.1-8.

5. *Григорьев А.И., Ширяева С.О., Воронина Н.В., Егорова Е.В.* Об осцилляциях и спонтанном распаде заряженных жидких струй // ЭОМ. 2006. Т.42. №6. С.23-34.

6. *Ширяева С.О., Григорьев А.И.* Об устойчивости изгибной моды заряженной струи вязкой диэлектрической жидкости с конечной электропроводностью в коллинеарном электрическом поле // ЭОМ. 2011. Т.47. № 2. С. 37 – 45.

7. *Григорьев А.И., Воронина Н.В., Ширяева С.О.* Вырожденное внутреннее нелинейное резонансное взаимодействие волн на поверхности незаряженной диэлектрической струи в продольном электростатическом поле // ЭОМ. 2011. Т.47. № 3. С. 46 – 53.

8. *Ширяева С.О., Григорьев А.И., Волкова М.В.* О возможности зажигания коронного разряда в окрестности нелинейно-осциллирующей во внешнем электростатическом поле электропроводной капли. // ЖТФ. 2005. Т.75. №7. С.40-47.

9. *Григорьев А.И., Коромыслов В.А., Ширяева С.О.* О коронном разряде у поверхности нелинейно-осциллирующего во внешнем электростатическом поле слоя воды на поверхности тающей градины // ЭОМ. 2010. Т.46. №2. С.41-49.

10. *Коромыслов В.А, Григорьев А.И., Ширяева С.О.*, Жигалко Ю.Н. Нелинейный расчёт напряжённости электрического поля на поверхности тающей градины в условиях грозового облака // ЖТФ. 2011. Т.81. №4. С.35 – 44.

11. *Григорьев А.И., Петрушов Н.А., Ширяева С.О.* Нелинейный расчёт напряженности электрического поля в окрестности заряженной струи, движущейся относительно материальной среды// ЭЖ «Исследовано в России». http://zhurnal.ape.relarn.ru/articles/2012/010.pdf . 2012. С. 150-159.

12. *Райзер Ю.П.* Физика газового разряда. М.: Наука, 1987. 592 с.

Применение кластерного анализа для оценки температурно–влажностных условий территории юга Западной Сибири в период активной вегетации

Д.В. Поляков[1,2], И.В. Кужевская[1]

[1] Томский государственный университет, пр. Ленина, 36, Томск.
[2] ФГБУ «Томский центр по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды», ул. Гагарина, 3, Томск
e-mail: denissinoptik1988@mail.ru

Введение. Для России оценка состояния климатических ресурсов была выполнена в ряде работ, разными авторами с нескольких разных точек зрения [1]. Одним из основных выводов отдельных работ [2], является заключение о том, что сельское хозяйство России имеет большие возможности для развития благодаря корректному использованию своего агроклиматического потенциала.

Данное исследование позволяет рассмотреть тематику районирования территории на более современном уровне, основа которой, опирается на автоматическую систематизацию полученных данных и служит следующим этапом развития методики оценки территории [3].

В условиях современного изменения климата, аграрные предприятия Западной Сибири заинтересованы в поиске современной методики оценки агроклиматических условий, и решения проблем районирования.

Методика кластерного анализа позволяет выделить из множества объектов такие, которые бы имели какие-либо близкие свойства, поэтому кластерный анализ носит также название классификации. Для решения приведенных целей, ставится задача исследования температурно-влажностных условий территории с помощью кластерного анализа, который позволяет выполнить объективную систематизацию.

Кластерный анализ, а именно иерархическая классификация получила широкое применение в развитии автоматических классификаций метеорологических полей и синоптических процессов [4]. Расчетная часть анализа уже не является трудоёмкой, потому как производится в автоматическом режиме [5]. На первое место выходит проблема корректной интерпретации полученных результатов [6].

В данной работе классификации подверглись поля средних значений полей ГТК (гидротермический коэффициент Селянинова) над территорией юга Западной Сибири, как индикатора температурно–влажностного режима и изменчивости климата.

Один из наиболее гибких и информативных методов кластеризации является метод восходящей иерархической классификации. Подробно иерархическая классификация излагается в [4], ниже приводится краткое изложение модифицированного алгоритма, используемого в данной работе. Применять метод *k*–средних на начальном этапе изучения не имеет смысла, потому как приходится задавать число классов, а на данном этапе мы не знаем точного числа, выделяемых классов изначально. Кроме того, с помощью данного метода мы не можем получить структурированных данных от более к менее общим особенностям. Поэтому для анализа данных, первоначально используется метод иерархической классификации для нахождения оптимально значимых классов в визуальном (физическом) представлении.

Обзор территории исследования. Территория исследования представляется в виде сетки от центрального Предуралья до Енисея (50°-60°с.ш. и 60°-95°в.д.). Привлечение станций Урала и Казахстана использовались для улучшения точности результатов интерполяции, проводимой в данном исследовании (т.е. в качестве граничных условий).

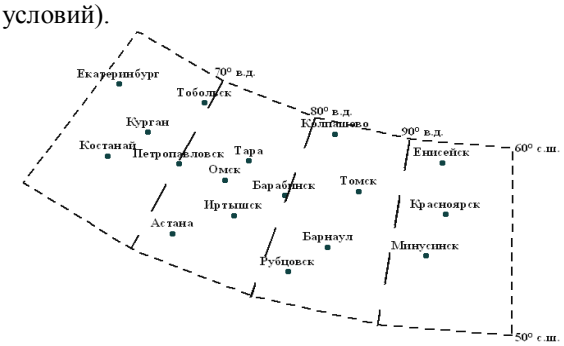


Рис. 1. Исследуемая территория Юга Западной Сибири и северо-востока Казахстана

Алгоритм кластерного анализа. На начальном этапе в имеющейся пространственной выборке, состоящей из полей средних значений индекса ГТК по исследуемым станциям, отождествим каждую из них в отдельный класс. Такие классы, состоящие из единственного поля, называются начальными. Общее число рассматриваемых полей в выборке N=17 станций.

Объединения станций в однородные группы проводились разными методами. Такая постановка задачи дает возможность сравнить полученные результаты. Разбиение произведем методами: взвешенных центройдов «средней связи» и метод Уорда (Варда):

- Сумма квадратов расстояний до центров классов «средней связи» (между объектами) по [5]:

$$F = \sum_{l} \sum_{l \in S_i} d^2\left(X_i, \overline{X_l}\right) \qquad (1)$$

где l–номер кластера (l = 1, 2,…, k), $\overline{X}$ – центр i-го кластера, $d\left(X_i, \overline{X_l}\right)$ – расстояние между i-м объекта и центром l-го кластера.

-Метод Уорда. Данный метод предполагает, расчет суммы квадратов отклонений Vk по [5]:

$$V_k = \sum_{i=1}^{mk} \sum_{j=1}^{p} \left(x_y - \bar{x}_{jk}\right)^2 \qquad (2)$$

где *k* — номер кластера, i— номер объекта,

j — номер признака,

p–количество признаков, характеризующих каждый объект,

n_k–количество объектов в k-м кластере.

В общем, для двух методов поля средних значений индекса ГТК будут близки между собой структуре, поскольку будут иметь большие значения пространственной корреляции, с образованием кластеров приблизительно равных размеров с минимальной внутриклассовой вариацией. В итоге все объекты оказываются объединенными в один кластер.

На данном этапе получаем информацию о количестве полей, попавших в каждый класс по представленным методам.

Заслуживает внимания проблема интерпретация полученных результатов. При спуске по ветвям дендрограммы будут выделяться все более тонкие и детальные структуры, свойственные географическим и климатическим особенностям. Однако, начиная с некоторого уровня данные структуры, уже не будут значимыми как физически, так и статистически.

По дендрограмме визуально можно определить разницу между уровнями объединения. Уровнем будем считать очередной шаг алгоритма, на котором происходит объединение кластеров. Наибольшая разница по оси расстояний между соседними уровнями указывает на предпочтительное число классов (соответствующее уровню, от которого осуществляется переход к последующему). Данный подход, возможно, использовать в условиях данного исследования, потому как имеется небольшое количество объектов и выражается структура данных.

Результаты кластерного иерархического анализа. Рассматривая **Рис. 2.** и **Рис. 3.**, можно сказать, что в иерархических методах на представленных дендрограммах, как правило, видно прекращение объединения в классы по довольно резко увеличившемуся расстоянию по оси у. можно сказать, что у бинарного дерева классов выделяются три основные ветви.

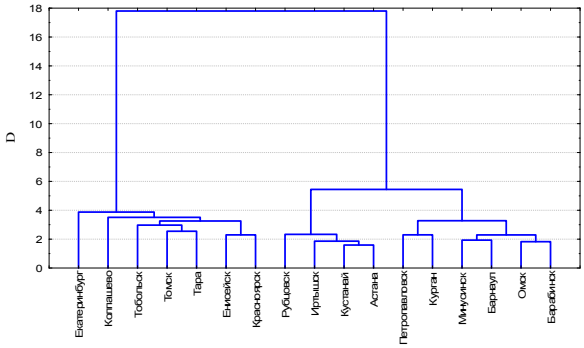


Рис. 2. Классификация территории по ГТК методом Уорда (D – Евклидово расстояние)

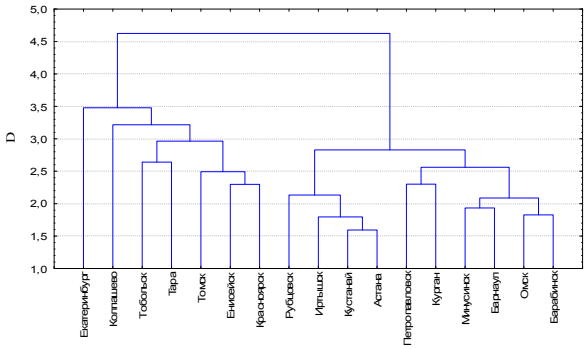


Рис. 3. Классификация территории по ГТК методом взвешенных центройдов «средней связи» (D – Евклидово расстояние)

Пороговое значение расстояния, на котором ограничивается объединение для метода Уорда (составляет 4,5), еще на нижних ярусах они вобрали в себя значительную часть объектов. Другими словами визуально выделяются три класса при заданном пороговом расстоянии представительных и повторяющихся температурно-влажностных режимов.

При применении метода взвешенных центройдов «средней связи» уже при расстоянии 3,8 образовалось 2 класса. По результатам обоих методов по многим позициям совпадают. Например, по обоим методам в одну группу попали станции Екатеринбург–Колпашево–Тобольск–Тара–Томск–Енисейск–Красноярск, а вторая группа станций у метода взвешенных центройдов, получило уточнение по Уорду. Таким образом, лучшее разбиение получилось по методу Уорда, результаты которого позволяют провести четкую интерпретацию классов. Сравнивая полученную классификацию со средними значениями ГТК по станциям за период исследования, где за физический смысл обоснования используется шкала классификации уровней тепло–влагообеспеченности по значениям ГТК, получилось, что это связь ни только близка по гидротермическому режиму, но и находится в одной природной зоне. Результаты сравнения формальной классификации и классификации уровней тепло–влагообеспеченности по значениям ГТК представлены в таблице 3.

Таблица 3

Сравнения результатов иерархической классификации (3 класса) и классификации уровней тепло–

влагообеспеченности по значениям ГТК с приведением природной зоны

Станции	ГТК среднее	класс	природная зона
Барабинск	1,0	2	лесостепь
Барнаул	1,0	2	
Минусинск	1,2	2	
Омск	1,1	2	
Курган	1,0	2	
Петропавловск	1,0	2	
Екатеринбург	1,6	1	Тайга и лиственные леса
Енисейск	1,5	1	
Колпашево	1,8	1	
Красноярск	1,5	1	
Тара	1,4	1	
Тобольск	1,5	1	
Томск	1,5	1	
Астана	0,7	3	Степь
Иртышск	0,7	3	
Кустанай	0,8	3	
Рубцовск	0,8	3	

Можно сказать, что визуально наблюдается абсолютное совпадение классификации кластерного анализа с классификацией уровней тепловлагообеспеченности по значениям ГТК, а так же связь с природными зонами. Используя шкалу классификации уровней влагообеспеченности по значению ГТК [7], полученные классы можно интерпретировать следующим образом. К первому классу относится условия с повышенными значениями влагообеспеченности, второй класс выражает условия оптимального влагосодержания, а третий – недостаточного. Представим полученные классы в пространстве и сравним их с распределением ГТК. Результаты формальной классификации и результатов представлены на рисунке 22.

При анализе **Рис. 4.**, можно сказать, что на территории исследования прослеживается квазизональное распределение индекса ГТК (см. **Рис. 4а.**). В среднем за период исследования наибольшие значения индекса ГТК приходятся на районы ст. Екатеринбург, Тобольск, Колпашево, Томск, Красноярск и Енисейск (1,4-1,8). Наименьшие значения ГТК (слабой засушливости) за вегетационный период приходятся на районы ст. Астана и Иртышск (<0,75) Наиболее благоприятные условия приходятся на районы ст. Курган, Омск, Барабинск, Барнаул и Минусинск (1-1,4).

На **Рис. 4б**. видно, что в пространстве классы получили широтное распределение, без каких либо «островов», данная картина соответствует распределению индекса ГТК по территории.

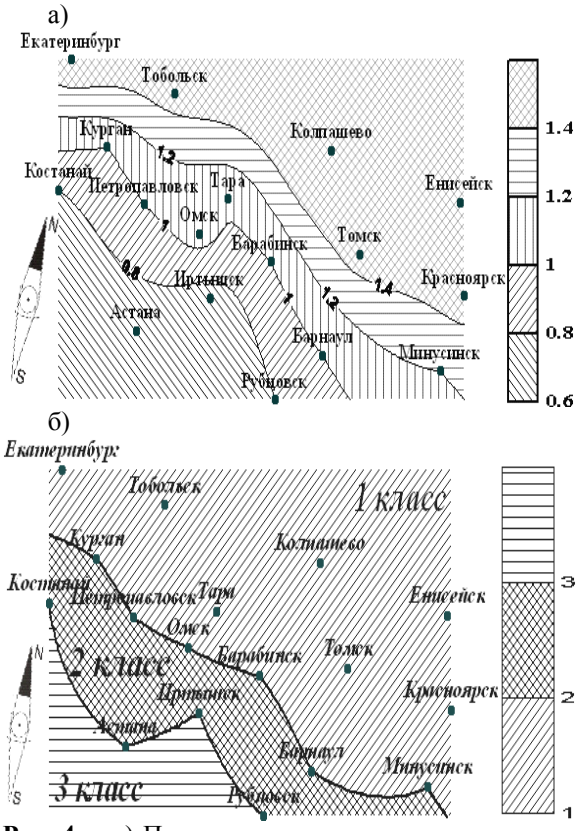


Рис. 4. – а) Пространственное изменение индекса ГТК по территории юга Западной Сибири за период 1960-2010 гг.; б) Пространственное распределение классов по территории юга Западной Сибири за период с 1960 по 2010 гг.

Можно сказать, что в современных климатических условиях, на территории юга Западной Сибири за период исследования, пространственное распределение ГТК отражает увеличение континентальности и засушливости с северо-востока на юго-запад. В целом, за период активной вегетации недостаток увлажнения (ГТК<1) отмечается южнее пояса – Барнаул-Барабинск-Курган.

Нормальное увлажнение (1,0<ГТК≤1,4) на территории исследования реже всего отмечается на юго-западе. По мере продвижения на северо-восток складываются условия оптимального тепловлагообеспечения, занимают территорию в виде «пояса» – Минусинск-Барнаул-Омск-Курган. Условия переувлажнения (ГТК<1,4) наблюдаются на севере и северо-востоке юга Западной Сибири. Засушливые условия (ГТК<0,8) отмечаются на юго-западе территории – Рубцовск-Иртышск-Костанай. Этот район считается самым засушливым на территории юга Западной Сибири, где на фоне высоких температур, количество осадков незначительно.

В результате проведенных исследований, с помощью иерархического кластерного (формального) анализа объективным способом удалось получить научно обоснованную классификацию, хорошо согласующуюся с уже известной, физически обоснованной шкалой классификации ГТК по [7]. Кроме того, представленный метод кластерного анализа, позволил нам сэкономить время расчета и сжать информацию, что является важ-

ным фактором в условиях использования больших массивов данных. Кластерный анализ также подтверждает то, что шкала классификации ГТК по тепловлагообеспеченности имеет статистическую значимость.

Заключение. В результате проведенных исследований, с помощью иерархического кластерного (формального) анализа объективным способом удалось получить научно обоснованную классификацию, хорошо согласующуюся с уже известной, физически обоснованной шкалой классификации ГТК. Кроме того, представленный метод кластерного анализа, позволил нам сэкономить время расчета и сжать информацию, что является важным фактором в условиях использования больших массивов данных. Кластерный анализ также подтверждает то, что шкала классификации ГТК по тепловлагообеспеченности имеет статистическую значимость и может применятся для объективного районирования территории.

Важность учета погодно-климатических факторов в сельскохозяйственном производстве однозначно и она еще больше возрастает из-за сокращения числа зернопроизводящих экономических районов в России в целом, и на юге Западной Сибири в частности. По сравнению с СССР, продовольственная безопасность страны снизилась в два раза [8]. В этом отношении высокая степень зависимости урожая от погодно-климатических условий свойственна как зерновым, так техническим и овощным культурам, сенокосным травам.

При рассмотрении большинства сценариев изменения климата отмечается продолжение потепления (от 4 °С на конец столетия при жестком сценарии А2, до 1,8 °С в щадящем сценарии В1). В тех же моделях неопределенность поведения осадков существенно больше, но большинство сценариев дает увеличение осадков жидкой фазы для умеренных широт, что может неоднозначно отразиться на температурно-влажностном режиме в этих широтах. Комплексный показатель ГТК возможно самостоятельно использовать для моделирования аномалий индекса в будущем, используя соответственно надежную метеорологическую информацию. В целом по результатам прогностических оценок изменения ГТК, можно предположить, что границы агроклиматических поясов, выделяемых по совокупности тепла и влаги, будут претерпевать незначительные изменения. Вероятнее, что наиболее комфортно, в отношении колебаний ГТК, будут чувствовать северные территории исследования с оптимальными и избыточными условиями тепловлагообеспечения. При этом на территориях с недостаточными и засушливыми значениями ГТК возрастет опасность повторяемости засух различных интенсивностей.

Как это скажется на условиях произрастания сельскохозяйственных культур, сказать затруднительно. Усовершенствование условий произрастания культур к различным типам климата и методов агротехники интенсивно развивается. Безусловно, можно сказать, что сложившаяся зона рискованного земледелия расширится к северу. Если судить только по ГТК, то площади для комфортного произрастания теплолюбивых культур также расширятся на север. Таким образом, в условиях сохранения современных тенденций изменения климата, юг Западной Сибири в ближайшие 100-200 лет имеет все предпосылки к повышению агроклиматического потенциала, за счет северных и восточных территорий.

Список литературы

1. *Гордеев А.В.* и др. Биоклиматический потенциал России: теория и практика. – М.: Творчество научных изданий КМК, 2006. – 508 с.

2. *Гридасов В.Ф.* Оценка влагообеспеченности сельского хозяйства с помощью агрогидрологических свойств почв / В.Ф. Гридасов // Труды ВНИИСХМ. 2006. № 35. С. 178-184.

3. *Зоидзе Е.К.,* Хомякова Т.В. Оценка засушливых явлений в Российской Федерации / Е.К. Зоидзе., Т.В. Хомякова // Труды ВНИИСХМ. 1993. № 33. С. 133-144.

4. *Жамбю М.* Иерархический кластерный анализ и соответствия / М. Жамбю. – М.: Финансы и статистика, 1988. – 344 с.

5. *Груза Г.В.* О типизации форм циркуляции в умеренных широтах Северного полушария по положению осевой изогипсы ВФЗ на поверхности 500 гПа / Г.В. Груза, Ранькова Э.Я. // Метеорология и гидрология. 1996. № 2. С. 5–12.

6. *Эзау И.Н.* Кластерный анализ данных наблюдений и результатов численных экспериментов с моделью ОЦА / И.Н. Эзау // Метеорология и гидрология. 1995. № 12. С. 40–53.

7. *Зоидзе Е.К.* Основы оперативной системы оценки развития засух и опыт ее экспериментальной эксплуатации / Е.К. Зоидзе // Труды ВНИИСХМ. 2002. № 34. С. 48-66.

8. *Кислов А.В.* Прогноз климатической ресурсообеспеченности Восточно-европейской равнины в условиях потепления XXI века. – М.: МАКС Пресс, 2008. – 292 с.

Влияние вулканических выбросов на разрушение озонового слоя в весенний период над Антарктидой

Е.С. Савельева[1], В.В. Зуев[1]

[1] Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Академический пр., 10/3, Томск.
e-mail: kapitosha89@gmail.com

Озоновый слой защищает биосферу от жесткого ультрафиолетового излучения. Он сконцентрирован в стратосфере на высоте от 18 км над экватором и 8 км над полюсами, до 50 км, с максимальными концентрациями 25 и 15 км, соответственно в тропиках и в полярных зонах [1]. Время жизни озона над экватором составляет несколько часов, а над полюсами может достигать до 100 суток [1]. Основная часть его образуется в тропических широтах по фотохимическим реакциям цикла Чепмена. В средних и, особенно, в высоких широтах доля фотохимических реакций уменьшается, время жизни озона увеличивается, а его изменчивость в большей степени определяется циркуляционными процессами.

Механизм образования антарктической озоновой дыры. С наступлением зимы в южном полушарии градиент температур между средними и высокими широтами увеличивается, над южным полюсом формируется область низкого давления, что приводит к образованию устойчивого циклона – циркумполярного вихря. Он образуется в области 60° ю.ш., от ~5 до ~41 км по высоте и существует в период с июня по октябрь [2]. Таким образом, в верхней тропосфере и в стратосфере образуется изолированная область, где температура на высоте 15-20 км может опускаться до -90°С, что приводит к формированию полярных стратосферных облаков (ПСО). Они образуются в результате конденсации паров воды и азотной кислоты HNO_3 на сульфатных частицах стратосферного аэрозоля, или при замерзании частиц. Существует 2 вида ПСО. ПСО типа II образуются при температуре ниже -85°С и состоят из водяного льда. ПСО типа I, образующиеся при температуре ниже -78°С, подразделяются на 4 подтипа: Ia, Ib, Ic и Id; из них 2 основных – ПСО Ia и Ib. ПСО Ia состоят из кристаллогидратов азотной кислоты NAT $HNO_3 \cdot 3H_2O$ (или NAD $HNO_3 \cdot 2H_2O$), а более мелкие ПСО Ib представляют из себя переохлажденный трёхкомпонентный раствор $H_2SO_4/HNO_3/H_2O$ [3].

Таким образом, скорость вихря определяет температуру, а температура определяет количество ПСО (см. рисунок 1 и 2; данные взяты с сайта [4]).

На поверхности ПСО протекают гетерогенные реакции, в результате которых в стратосфере над Антарктидой появляется ряд озоноразрушающих соединений. Основная часть озона разрушается по реакциям с радикалами хлора. Изначально хлороводород HCl попадает на поверхность ПСО. Затем, при столкновении с газообразной молекулой хлористого нитрозила $ClONO_2$, протекает гетерогенная реакция с высвобождением молекулярного хлора, который, под действием излучения, разлагается до атомарного хлора [3]:

$$ClONO_{2(г)} + HCl_{(тв)} \rightarrow Cl_{2(г)} + HNO_{3(тв)}, \quad (1)$$
$$Cl_2 + h\nu \rightarrow 2Cl\cdot,$$
$$Cl\cdot + O_3 \rightarrow ClO\cdot + O_2,$$
$$ClO\cdot + NO_2 + M \rightarrow ClONO_2 + M^*.$$
$$\sum: \; HCl_{(тв)} + NO_2 + 2O_3 \rightarrow ClO\cdot + HNO_{3(тв)} + 2O_2.$$

или

$$ClONO_{2(г)} + H_2O_{(тв)} \rightarrow HOCl_{(г)} + HNO_{3(тв)}, \quad (2)$$
$$HOCl_{(г)} + HCl_{(тв)} \rightarrow Cl_{2(г)} + H_2O.$$

Здесь (тв) – показывает, что соединение находится на поверхности ПСО. Реакция (2) является очень медленной, по сравнению с реакцией (1).

Реакция $ClONO_2$ с HCl в газовой фазе практически не протекает, в отличие от этой же реакции, протекающей на поверхности ПСО. Это объясняется тем, что при поглощении газообразного HCl поверхностным слоем ПСО происходит диссоциация первого, с образованием иона хлора Cl^-. В результате, $ClONO_2$, сталкиваясь с частицей ПСО, уже взаимодействует не с HCl, а с Cl^-, что на порядки ускоряет реакцию. Таким образом, ключевая роль ПСО заключается в осуществлении реакций по высвобождению молекулярного хлора Cl_2, который под действием солнечной радиации фотодиссоциирует до радикалов хлора Cl·, эффективно разрушающих озон. Соответственно, можно предположить, что в случае количественного преобладания HCl над частицами ПСО площадь озоновой дыры в большей степени будет определяться количеством частиц ПСО, а в случае преобладания частиц ПСО над количеством HCl площадь озоновой дыры в большей степени будет определяться количеством HCl.

На рисунке 3 представлена динамика площади озоновой дыры и площади ПСО (данные взяты с сайта [4]) в период с 1981 по 2011 гг. Здесь можно выделить 3 варианта соотношений:

1) Площадь озоновой дыры меньше площади ПСО. В период с 1981 по 1984 гг. наблюдался интенсивный рост площади озоновой дыры, по отношению к относительно неизменной площади ПСО. Изначально недостаточное количество HCl и последующее стремительное его накопление в стратосфере над Антарктидой определили рост площади озоновой дыры.

2) Площадь озоновой дыры определяется площадью ПСО (1985-89, 1998-2011 гг.). Можно предположить, что в эти годы количества HCl было достаточно, для полного использования ПСО в гетерогенных реакциях. Но даже в эти годы площади озоновой дыры и ПСО не равны. Площадь озоновой дыры всегда (начиная с 1985 г.) больше площади ПСО как минимум в 1,5 р. (1988 г.) и как

максимум в 3 р. (1992 г.), из-за перемещения молекул озона под действием динамических процессов полярного вихря.

3) Площадь озоновой дыры значительно больше (в 2-3 р.) площади ПСО (1990-97 гг.).

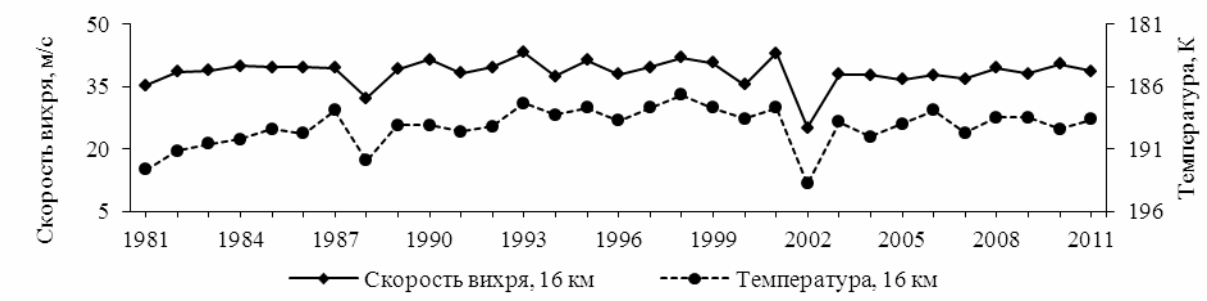


Рис. 1. Скорость вихря и температура стратосферы, усредненные за сентябрь-октябрь в период с 1981 по 2011 гг.

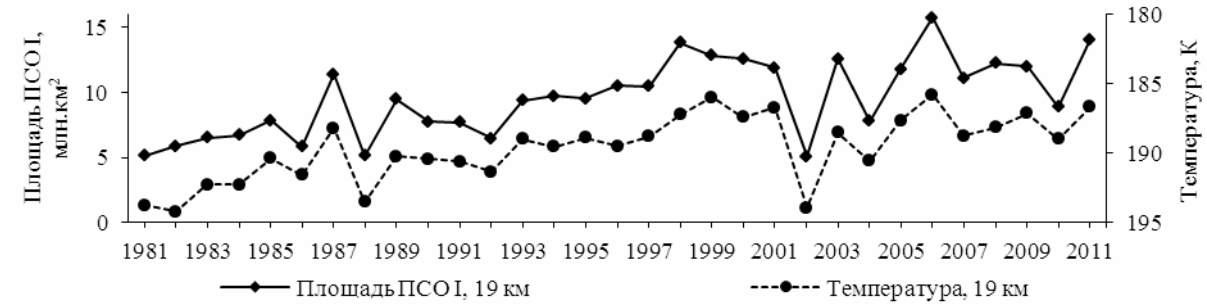


Рис. 2. Площадь ПСО I и температура стратосферы, усредненные за сентябрь-октябрь в период с 1981 по 2011 гг.

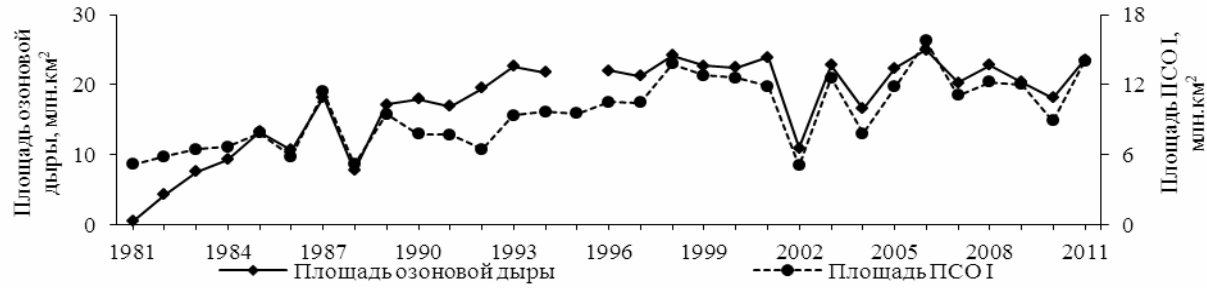


Рис. 3. Площади озоновой дыры и ПСО I, усредненные за сентябрь-октябрь в период с 1981 по 2011 гг. (данные по площади озоновой дыры на 1995 г. отсутствуют).

Таким образом, для реализации механизма разрушения озона необходимо наличие 4х факторов:

• *для образования ПСО:*

1) Стратосферная температура ≤ -78°C,

2) Наличие ядер конденсации (сернокислотный аэрозоль);

• *для протекания гетерогенных реакций и последующего разрушения озона:*

3) Обогащение стратосферного воздуха HCl,

4) Весеннее появление солнечной радиации.

Роль вулканогенных аэрозолей в образовании антарктической озоновой дыры. Важную роль в образовании озоновой дыры играют аэрозоли, попавшие в стратосферу в результате извержений вулканов с VEI ≥ 4 (VEI – Volcanic Explosivity Index определяет объем вулканических выбросов по 8-балльной шкале). Диоксид серы SO_2, содержащийся в вулканических выбросах, попав в стратосферу, быстро окисляется до серной кислоты H_2SO_4. На ее поверхности формируются ПСО в результате совместной конденсации паров воды и азотной кислоты HNO_3. Возможно 2 случая. Либо образуется переохлажденный трёхкомпонентный раствор $H_2SO_4/HNO_3/H_2O$ (ПСО типа Ib). Либо при замерзании серной кислоты, на ее поверхности конденсируются пары азотной кислоты и образуются ПСО типа Ia. После чего запускается механизм разрушения озона.

Необходимые для образования ПСО твердые и жидкокапельные аэрозоли (ядра для конденсации) и газообразные соединения SO_2, HCl и водяной пар попадают в стратосферу над южным полюсом в результате извержений вулканов (с VEI ≥ 4), находящихся в Южном полушарии и в экваториальной зоне. При этом значительное количество газообразных выбросов (SO_2, HCl и водяной пар) поставляет вулкан Эребус (77° ю.ш.) в результате ежедневной дегазации.

Влияние вулкана Эребус, Антарктида. Эребус – вулкан стромболианского типа (VEI 1-2) высотой 3 794 м, расположенный на материке Антарктида (77° ю.ш.). Долгое время он находился в "спящем" состоянии, а с 1972 г. наступил активный период. Эребус входит в список наиболее активных вулканов на Земле, несмотря на то, что не производит мощных извержений. Активность этого вулкана проявляется в ежедневной дегазации и наличии лавового озера, находящегося в главном кратере и не застывающего из-за постоянных конвективных процессов подъема и пере-

мешивания магмы. Помимо дегазации, минимальная начальная скорость которой составляет 700 км/ч [5], Эребус в периоды активности выбрасывает "бомбы", состоящие из раскаленной магмы. Высота газовых выбросов в активный период составляет 2-3,5 км от вершины.

Во время действия полярного вихря (июнь-октябрь) над Антарктидой меняются температурные условия: значительно уменьшается градиент температур между тропосферой и стратосферой, тропопауза практически отсутствует, что позволяет соединениям из тропосферы попадать в стратосферу. В нижних слоях атмосферы в циклоне наблюдается, помимо кругового движения воздуха по часовой стрелке, еще и движение от периферии к центру, и поэтому возникает постоянное вертикальное восходящее движение воздуха. Это приводит к подъему HCl, H_2O, SO_2 и других газовых выбросов Эребуса непосредственно в стратосферу.

Состав газовых выбросов Эребуса представлен в таблице 1 для 2004 г. [6]. Выбросы HCl и SO_2 для разных лет приведены в таблицах 2 и 3 [6-12].

Таблица 1

Основные газовые выбросы Эребуса (т/д) (2004 г.) [6]

SO_2	HCl	H_2O	CO_2	CO	OCS	HF
74	21	864	1330	54	0,51	21

Таблица 2

Выбросы HCl (т/д) Эребуса [6, 9-11]

Год	1976-1984	1983	1986	1991	2004
HCl	~1000	1200	19	36,4	21

Таблица 3

Выбросы SO_2 (т/д) Эребуса [6-10, 12]

Год	SO_2	Год	SO_2	Год	SO_2
1983	230	1990	100	2000	57
1984	230	1991	71	2001	54
1985	16	1992	52	2002	75
1986	21	1993	42	2003	85
1987	51	1994	95	2004	74
1988	28	1996	39	2005	76
1989	51	1997	46	2006	77

Видно, что с 1976 по 1984 гг. наблюдался период очень сильной активности вулкана. Количества ежедневно выбрасываемых газов того периода превышали ежедневную дегазацию в десятки раз. Как раз в это время – с 1981 по 1985 наблюдался интенсивный рост площади озоновой дыры. Предполагается, что именно выбросы вулкана Эребус привели к насыщению стратосферы над Антарктидой высокими значениями HCl, SO_2 и H_2O, что, в результате, и привело к стремительному росту площади, ежегодно образующейся, озоновой дыры. На рисунке 4 представлена динамика выбросов Эребуса на примере SO_2 и соответствующее изменение площади озоновой дыры.

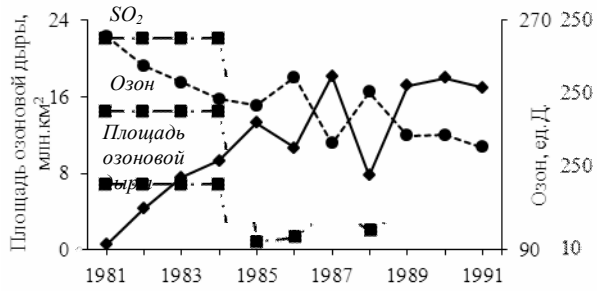


Рис. 4. Связь общего содержания озона и площади озоновой дыры с эмиссией SO_2 вулкана Эребус.

Влияние тропических и среднеширотных вулканов Южного полушария. При извержениях (с индексом VEI ≥ 4) вулканов, расположенных в тропической зоне или в средних широтах Южного полушария, вулканогенные аэрозоли, попавшие в стратосферу, способны достигать Южного полюса в течение одного-двух месяцев. Максимальный меридиональный перенос в стратосфере осуществляется в зимние месяцы (т.е. во время зимы в Южном полушарии, в стратосфере осуществляется перенос к Южному полюсу, а во время зимы в Северном полушарии – к Северному [13]).

При взрывных извержениях столб вулканических выбросов способен пройти через тропопаузу. Попадая в стратосферу, сернистые газы продуцируют вулканогенные аэрозоли, которые могут оставаться там вплоть до 4х лет (например, после извержения вулкана Пинатубо в июне 1991 г.). Достигая Южного полюса, они могут многократно участвовать в образовании ПСО. В таблице 4 приведены вулканические извержения, имеющие отношение к антарктической озоновой дыре [12].

Таблица 4

Вулканические извержения, повлиявшие на усиление антарктической озоновой дыры

Дата извержения	Название вулкана	VEI	Высота выброса	Объем тефры, м^3
4.04.1982	Эль-Чичон	5	35 км	$2{,}3\cdot10^9$
5.04.1982	Галунггунг	4	18 км	$> 3{,}7\cdot10^8$
18.07.1983	Коло	4	16 км	
16.09.1986	Ласкар	3	> 15 км	$5\cdot10^7$
15.06.1991	Пинатубо	6	> 35 км	$1{,}1\cdot10^{10}$
14.08.1991	Серро-Хадсон	5	18 км	$4{,}3\cdot10^9$
20.04.1993	Ласкар	4	> 18 км	$>1\cdot10^8$
19.09.1994	Рабаул	4	> 18 км	
3.11.2002	Ревентадор	4	> 20 км	$3{,}6\cdot10^8$
24.10.2004	Манам	4	18 км	
27.01.2005	Манам	4	24 км	$>1\cdot10^8$
27.02.2006	Манам	4	19 км	
20.05.2006	Суфриер-Хиллс	4	20 км	$1{,}1\cdot10^8$
7.10.2006	Рабаул	4	18 км	
6.05.2008	Чайтен	4	30 км	$> 1{,}7\cdot10^8$

Вулканогенные аэрозоли в полярной стратосфере служат ядрами для конденсации кислот и воды при образовании ПСО. Изменения их содержания можно проследить по оптической плотности стратосферы. На рисунке 5 приведено изменение содержания озона в стратосфере над Антарктидой в зависимости от количества вулканогенных аэрозолей (оптическая плотность) за сен-

тябрь-октябрь с 1981 по 2008 гг. (данные взяты с сайтов [14, 15]).

На рисунке 5 можно выделить основные области влияния вулканогенных аэрозолей на усиление озоновой дыры:

1) С 1981 по 1985 гг. Влияние вулкана Эребус.
2) С 1982 по 1988 гг. Влияние извержений вулканов Эль-Чичон и Ласкар.
3) С 1991 по 1997 гг. Влияние извержений вулканов Пинатубо, Серро-Хадсон, Ласкар, Рабаул.
4) С 2003 по 2008 гг. Влияние извержений вулканов Ревентадор, Манам, Рабаул, Эребус.

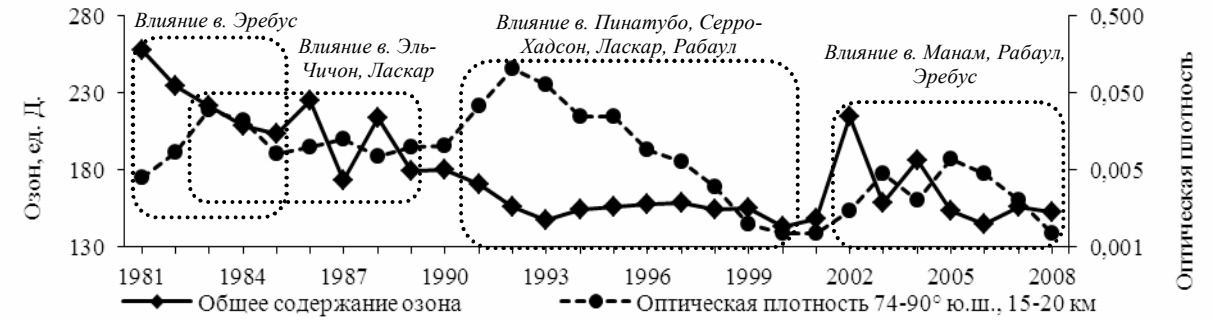


Рис. 5. Снижение содержания озона над южным полюсом в соответствии с ростом оптической плотности на высоте 15-20 км за сентябрь-октябрь с 1981 по 2008 гг.

Выводы:

1. Для образования озоновой дыры необходимо наличие в стратосфере над Антарктидой в весенний период полярных стратосферных облаков из твердых частиц, содержащих на поверхности значительное количество HCl.
2. Усилившаяся активность вулкана Эребус с 1976 по 1984 гг. привела к значительному насыщению стратосферы над Антарктидой HCl, SO_2 и H_2O, что стимулировало рост ПСО и, соответственно, озоновой дыры в 80-х годах.
3. Вулканогенный аэрозоль, сформировавшийся в стратосфере Южного полушария после мощных извержений вулканов Пинатубо, Серро-Хадсон, Ласкар и Рабаул определил значительное усиление озоновой дыры в 90-х годах.
4. Замедление темпов уменьшения озоновой дыры в последнее десятилетие связано с мощными извержениями тропических вулканов Манам, Рабаул и усилением активности антарктического вулкана Эребус.

Список литературы

1. *Зуев, В.В.* Вулканы и озоновый слой / В.В. Зуев // НАУКА из первых рук. 2010. № 4(34). С. 68-75.
2. *Поляков, А.В.* Полярные стратосферные облака по данным спутниковых наблюдений / А.В. Поляков, Ю.М. Тимофеев, Я.А. Виролайнен // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2008. Т. 44, № 4. С. 483-493.
3. *Seinfeld, J.H.* Atmospheric chemistry and physics: from air pollution to climate change / J.H. Seinfeld, S.N. Pandis. – New Jersey.: John Wiley & Sons, Inc., 2006. – 1225 с.
4. NASA GSFC. Images, data, and information for the Southern Hemisphere. Режим доступа: http://ozonewatch.gsfc.nasa.gov/.
5. *Тазиев, Г.* На вулканах / Г. Тазиев. – М.: Мир, 1987. – 264 с.
6. *Oppenheimer C.* Probing the magma plumbing of Erebus volcano, Antarctica, by open-path FTIR spectroscopy of gas emissions / C. Oppenheimer, P.R. Kyle // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2008. № 177. С. 743–754.
7. *Sweeney, D.* Sulfur dioxide emissions and degassing behavior of Erebus volcano, Antarctica / D. Sweeney, P.R. Kyle, C. Oppenheimer // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2008. № 177. С. 725–733.
8. *Boichu, M.* High temporal resolution SO_2 flux measurements at Erebus volcano, Antarctica / M. Boichu, C. Oppenheimer, V. Tsanev, P.R. Kyle // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2010. № 190. С. 325–336.
9. *Zreda-Gostynska, G.* Volcanic gas emissions from Mount Erebus and their environmental impact on the Antarctic environment / G. Zreda-Gostynska, P.R. Kyle, D. Finnegan, K.M. Prestbo / Journal of Geophysical Research. 1997. № 102. С. 15039-15055.
10. *Kyle P.R.* Emission rates of sulfur dioxide, trace gases and metals from Mount Erebus, Antarctica / P.R. Kyle, K. Meeker, D. Finnegan / Geophysical Research Letters. 1990. № 17. С. 2125-2128.
11. *Maduro, R.A.* The Myth Behind the Ozone Hole Scare / R.A. Maduro // 21st Century. 1989. №4(2).
12. Global Volcanism Program. Worldwide Holocene Volcano and Eruption Information. Режим доступа: http://www.volcano.si.edu/index.cfm.
13. *Брасье, Г.* Аэрономия средней атмосферы. Физика и химия стратосферы и мезосферы / Г. Брасье С. Соломон. – Л.: Гидрометеоиздат, 1987. – 415 с.
14. TEMIS. Tropospheric Emission Monitoring Internet Service. Total Ozone. Halley_Bay. Режим доступа: http://www.temis.nl/protocols/o3field/data/msr1/overpass/Halley_Bay_tm3dam_msr1.dat.
15. NASA GISS. Stratospheric Aerosol Optical Thickness. Режим доступа: http://data.giss.nasa.gov/modelforce/strataer/

Дальние связи в колебаниях климата Атлантико-Европейского региона и колебания скорости вращения Земли.

Р. С. Салугашвили

ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД» ул. Королева, 6, Обнинск.

e-mail: ruslan@meteo.ru

Глобальное потепление, наблюдающееся со второй половины XX века, связывают с влиянием на климат антропогенного парникового эффекта, усиливающегося в результате промышленных выбросов в атмосферу парниковых газов, в первую очередь углекислого газа, которым объясняют наличие положительного тренда глобальной температуры. Но наряду с трендом временной ряд глобальной температуры показывает наличие колебаний климата, которые накладываются на трендовую составляющую глобальной температуры. В работе [4] показано, что амплитуда таких колебаний может в 2-3 раза превосходить по величине трендовую составляющую температуры на том же интервале лет.

Изменения климата на глобальном и региональном уровнях могут происходить как однонаправлено, так иметь и противоположный знак. Прогнозы изменения климата основываются, по сути, на одном факторе, на антропогенном увеличении выбросов парниковых газов. На региональном уровне качество прогнозов имеет большие ошибки. Наряду антропогенной составляющей, в формировании изменений климата большое значение имеют естественные циклы в климатической системе. Естественные короткопериодные и долгопериодные колебания климата, на региональном уровне могут существенно влиять на пространственное распределение климатических аномалий.

С начала XXI века повышение глобальной температуры остановилось, это видно на рис.1, который построен по данным http://data.giss.nasa.gov/gistemp/tabledata/ZonAnn.Ts+dSST.txt. Базовый период норм 1951-1980.

Приостановка глобального потепления уже была около 60 лет назад в начале 1940-х годов, после чего последовало временное относительное похолодание глобального климата. Общепризнано, что упомянутый случай был связан с естественными колебаниями климата. Легко предположить, что естественные колебания после этого не прекратились. На данном этапе очень важно понять является ли затишье в стремительном потеплении глобального климата в начале XXI века временным явлением и тогда потепление продолжится или далее последует понижение температуры, как это уже было в 1950-х годах.

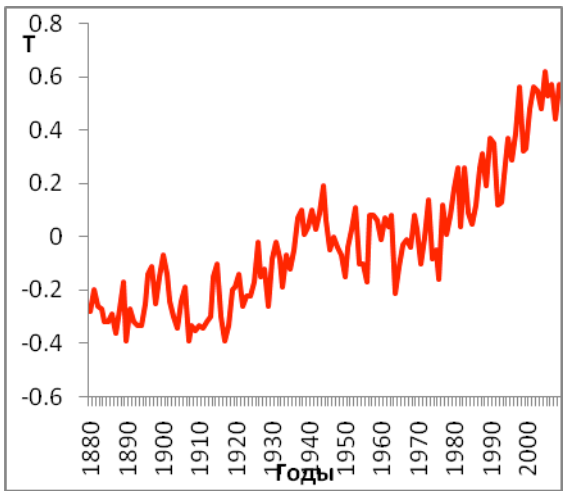


Рис.1. Аномалии среднегодовой глобальной температуры воздуха над сушей и океаном.

Анализ данных метеорологических наблюдений на территории Атлантико-Европейского региона, показывает, что в последние десятилетия наряду с трендами температуры наблюдаются существенные колебания климата. Происходит замедление глобального потепления в начале XXI века и расширение областей в северном полушарии с тенденциями временного понижения температуры в последнее десятилетие и особенно, после 2004 года.

Важно проследить тенденции изменения температуры в самые последние годы. Оценки тенденций изменения температуры за последние 6 лет (2004-2009г) показали, что отрицательные тренды температуры в эти годы охватили более половины территории северного полушария Земли. Отрицательные тренды температуры до -1.0°C /10 лет наблюдаются почти над всем Атлантическим океаном и над всей восточной частью Тихого океана, а также в центральной Африке, в Западной Сибири, над Охотским морем и в прилегающих районах. Наибольшие отрицательные тренды температуры ниже -1.0 и ниже -2.0 ^{o}C/10 лет наблюдаются в Северной Америке, над восточной и приэкваториальной частями Тихого океана и в Западной Сибири.

Одним из регионов, где потепление продолжается, является Европа. Анализ трендов среднегодовой и среднесезонной температуры воздуха за период с 1976 года по 2011 год в ы-

явил особенности потепления на территории Европы по сезонам года.

Положительными трендами среднегодовой температуры воздуха охвачена территория Восточной Европы, ЕТР и Скандинавии до 0.6 °С (°С/10 лет). Наибольшие значения более 0.6 °С (°С/10 лет), в западных областях России и Украине.

Однако наиболее выраженные очаги потепления от сезона к сезону имеют существенные отличия. Так за весну (март-май) наибольшими положительными трендами, охвачена Западная Европа до 0.6 °С (°С/10 лет) и северо-западная Африка. Летом (июнь-август) наибольшими положительными трендами, занята территория Юго-запада ЕТР, Центральная, Восточная и южная Европа. Наибольшими положительными трендами осенью (сентябрь-ноябрь) занята территория восточного Прикаспия и ЕТР 0.6 °С (°С/10), а зимой (декабрь-февраль) положительными трендами более 0.6 °С (°С/10 лет), охвачена территория Европейской территории России и Скандинавия. В течение года область максимальных положительных трендов в Европе перемещается по замкнутой траектории (Западная Европа->Причерноморье->Восточно-Европейская равнина-> Скандинавия-> Западная Европа)

Такие результаты говорят о большой роли естественных факторов в формировании климата Европы. Известно, что колебания климата являются следствием естественных колебательных процессов в климатической системе. Главным генератором колебаний климата, является океан. Колебания с периодами в несколько лет могут происходить в океане и затем передаваться в атмосферу. Усиление или ослабление теплообмена между океаном и атмосферой, обусловлено колебанием обмена энергией на границе океан-атмосфера, который определяется различием температур океана и атмосферы и толщиной слоя перемешивания.

Чтобы оценить региональные особенности колебаний климата, было проведено районирование первого ЕСР (первого естественного синоптического района).

На территории первого естественного синоптического района (ЕСР) выделяется пятнадцать климатических районов [3].

Наибольшее влияние на район (рис 2.), как и на всю Европу оказывает Территория Атлантического океана, в районе главной ветви Гольфстрима (от Мексиканского залива до Баренцева моря). Корреляция положительная, коэффициенты корреляции(r=0.3 и более) в Мексиканском заливе, вблизи Азорских островов, корреляции в месте пересечения Гольфстримом Срединно-Атлантического хребта и в Баренцевом море (r=0.5 и более).

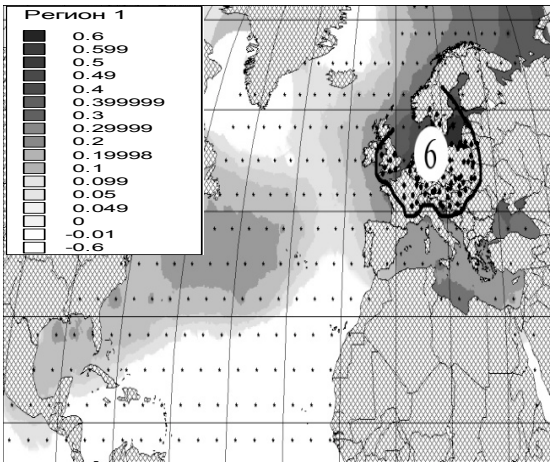


Рис 2. Коэффициент корреляции колебаний аномалий температуры воздуха в Западной Европе с температурой поверхности воды в узлах сетки в океане.

Известно, что океан является огромным аккумулятором тепла, обладает огромной инерцией. Как уже говорилось выше, усиление или ослабление теплообмена между океаном и атмосферой, обусловлено колебанием обмена энергией на границе океан-атмосфера, что вызывает колебания климата. То есть изменения теплообмена, океан-атмосфера может существенно влиять на климат Европы. Поэтому далее были рассчитаны коэффициенты корреляции между колебанием температуры воздуха Атлантико-Европейского региона и индексом инерционности океана в узлах географической сетки.

Наибольшая отрицательная связь Северо-западного района ЕТР, с индексом инерционности, коэффициент корреляции (r=-0.4), обнаружена в области Гольфстрима, от Мексиканского залива до Баренцева моря (рис.3). Наибольшая положительная связь (r=0.4), в области Северного Пассата, а также в области круговых течений, между Североатлантическим течением и течениями вокруг Гренландии.

С Западным районом Европы положительная связь, обнаружена в области Атлантики, параллельно Гольфстриму. Наибольшая связь температуры в Западноевропейском районе, с индексом инерционности, коэффициент корреляции (r=-0.3 и более), обнаружена в области Гольфстрима, от Мексиканского залива до Баренцева моря.

Отрицательная связь колебаний температуры в Европе с индексом инерционности отражает ослабление взаимодействие океана и атмосферы в районе Гольфстрима, т.е уменьшается верхний однородный слой взаимодействия. Таким образом, возможно, происходит меньшее перемешивание вод, а вследствие чего потепление в Европе.

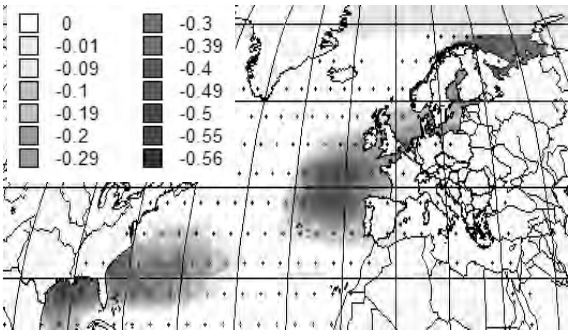


Рис 3. Корреляция колебаний температуры в Северо-западном районе ЕТР и Индекс инерционности.

В формирование климата Европы, большой вклад вносит теплое течение Гольфстрим, входящее в общий циркуляционный механизм мирового океана. Процессы, происходящие в океане, генерируют колебания, которые передаются в атмосферу. Долгопериодные колебания в климатической системе определяются процессами в океане. Колебания климата на региональном уровне могут в 2-3 раза превышать тренд за аналогичный период. Связь климата Европы, с океаном проявляется в наличии дальних связей колебания климата, которые можно оценить по их коэффициентам корреляции.

Исследование пространственных особенностей корреляций колебаний климата на территории первого ЕСР, с районами мирового океана, показало наличие стойких статистических связей, как положительных, так и отрицательных.

Расположение наибольших значений коэффициентов корреляции примерно совпадает с расположением морских течений (Североатлантическое, Северные и южные пассаты Атлантического и Тихого океана, Куросио), преимущественно в местах пересечения ими морских хребтов и цепей островов. В местах пересечения морскими течениями препятствий в виде возвышенностей дна океана неизбежно возникает вертикальное перемешивание и увеличивается теплообмен между океаном и атмосферой.

Обнаруженные значимые положительные корреляции, являются демонстрацией устойчивых статистических связей в колебаниях разных составляющих климатической системы в разных районах Земли, обусловленных каким-то общим глобальным факторам [1-2]. Одним из таких факторов могут быть колебания скорости вращения Земли, которые одновременно проявляются на всей Земле.

Были рассчитаны корреляции колебаний скорости вращения Земли с колебаниями ТПО и температуры воздуха над и с температурой воздуха над континентами (за 1976-2010 годы в узлах географической сетки.

Наибольшие значения положительных коэффициентов корреляции (r>=0.6) наблюдаются в Атлантическом океане - по оси Гольфстрима, в районе Южных пассатов и Бразильского течения, в Индийском океане - в области между Муссонным течением (пересекает Мальдивские о-ва) и Южно- пассатным течениями (пересекает Аравийско-Индийский хребет), а в Тихом океане - в районе пересечения Северным Пассатом Марианских и Каролинских островов.

На рис.4, для примера, показан временной ход скорости вращения Земли и ТПО в районе Азорских островов. Коэффициент корреляции за период с 1888 по 2005 год составил 0.40.

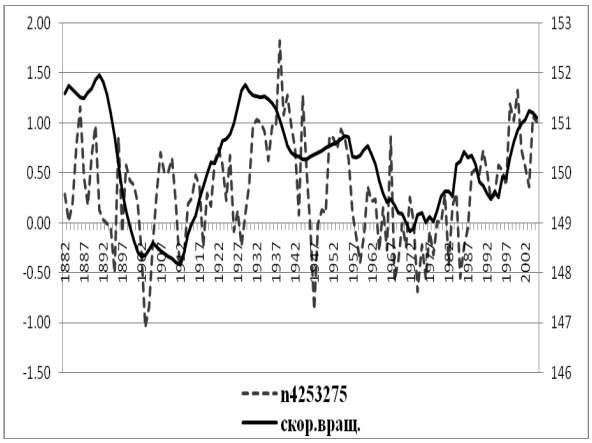


Рис. 4 Колебания скорости вращения Земли и колебания ТПО в узле, в районе Азорских островов.

Также хорошая корреляция есть между колебаниями скорости вращения Земли и колебаниями температуры на территории первого ЕСР. Коэффициент корреляции между колебанием температуры в первом районе и скоростью вращения Земли (r=0.44) .

Таким образом, колебания скорости вращения Земли отражаются в изменениях температуры воздуха на территории первого ЕСР и ТПО.

Изменение скорости вращения Земли, может влиять на температуру в Европе, посредством связи скорость вращения Земли-Океан-Атмосфера.

Основные результаты.

Обнаружено замедление глобального потепления в начале XXI века и появление областей в северном полушарии с тенденциями похолодания климата с 1999 года.

В Европе выявлены региональные и сезонные особенности положения областей максимальных положительных трендов за 1976-2011 гг. В течение года область максимальных положительных трендов в Европе перемещается по замкнутой траектории (Западная Европа->Причерноморье->Восточно-Европейская равнина-> Скандинавия-> Западная Европа).

Высокая корреляция колебаний температуры на территории Аталантико-Европейского региона с колебаниями температуры поверхности в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах наблюдается преимущественно в районах пересечения морскими течениями подводных хребтов и гряд островов. Обнаружена высокая

корреляция колебаний температуры на ЕТР с колебаниями температуры поверхности в удаленных частях Мирового океана (в Индийском и Тихом). Наилучшие корреляции наблюдается преимущественно в районах пересечения морских течений с подводными хребтами и грядами островов. В Индийском океане область между Муссонным течением(пересекает Мальдивские о-ва) и Южно- пассатным течениями(пересекает Аравийско-Индийский хребет), а в Тихом океане район пересечения Северным Пассатом Марианских и Каролинских островов.

Изменения скорости вращения Земли проявляются в колебаниях ТПО, в районах пересечения морских течений с подводными хребтами и грядами островов (Гольфстрим, Восточно-Гренландское ,Северо- Пассатное у берегов Бразилии, Гвинейское течение у Африки, Северное Пассатное в Тихом океане, Северотихоокеанское, а также Течение западных ветров).

Можно предположить, что изменения в скорости вращения Земли создают в морских течениях возмущения, которые наилучшим образом проявляются в местах естественных препятствий для течений и сопровождаются изменениями в вертикальном перемешивании верхнего слоя океана. При этом изменяется теплообмен на границе атмосфера-океан и возникают колебания температуры воздуха.

Гипотеза: Дальние связи колебания климата Европы с ТПО, является следствием влияние скорости вращения Земли на течения в Мировом океане.

Список литературы

1. Салугашвили Р.С. Дальние связи колебания климата ЕТР. в эпоху интенсивного глобального потепления. Труды ГУ «ВНИИГМИ-МЦД», вып.176, 2012
2. Салугашвили Р.С. Дальние связи колебания климата Западной Сибири. Труды ГУ «ВНИИГМИ-МЦД», вып.176, 2012
3. Салугашвили Р.С. Климатические районы на территории Евразии в зоне влияния северной Атлантики. – Труды ГУ «ВНИИГМИ-МЦД», вып.176,
4. Шерстюков Б.Г., Салугашвили Р.С. Объективное районирование России по изменениям и колебаниям климата. Труды ГУ «ВНИИГМИ-МЦД», вып.176, 2011

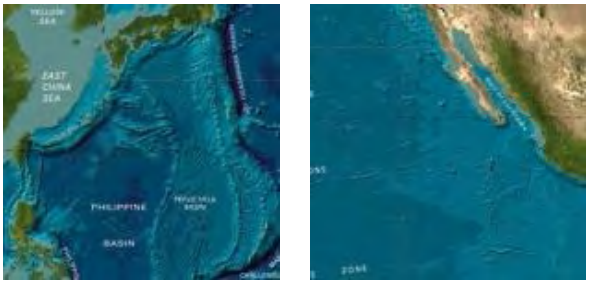
Мировые осцилляции и их влияние на тропический циклогенез Тихого океана Северного полушария

И.В. Свиридов[1]

Национальный исследовательский Томский Государственный университет, пр. Ленина, 36, Томск.
e-mail: iluhasviridov@gmail.com

Тайфуны являются одной из разрушительных сил в Тихом океане. Поэтому исследование их динамики и поиск прогностических связей с другими объектами ОЦА и Мировыми осцилляциями являются передовыми в исследовании тропического циклогенеза.

Целью исследования является анализ характеристик тропических циклонов (тайфунов, ураганов) в двух регионах Тихого океана Северного полушария (Рис. 1) за промежуток времени с 1995 по 2010 гг.



а б

Рис. 1. Районы исследования: а — Северо-запад (NWPO), б — Северо-восток (NEPO).

Также была попытка проследить причинно-следственные связи между отдельными характеристиками тропических циклонов и индексами Мировых осцилляций.

Данными исследования послужил архив тропических циклонов (ТЦ) метеорологических организаций Japan Meteorological Agency [1] и National Oceanic and Atmospheric Administration [2]. Для Северо-тихоокеанского индекса использовались данные их архивов The National Center for Atmospheric Research [3], а для Эль-Ниньо/Южное колебание из NOAA [4]. Все данные находятся в свободном доступе на официальных сайтах, представленных в списке литературы. Для более объективной оценки динамики Мировых осцилляций временной ряд увеличен на 5 лет (1990-2010 гг).

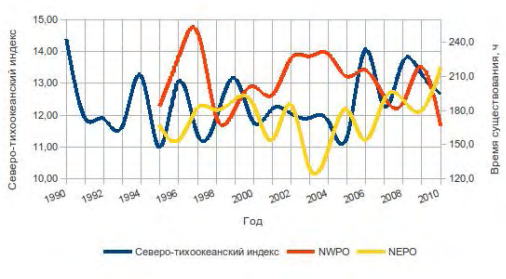
Характеристиками тропических циклонов, достигших в своем развитии стадии тайфуна (урагана), послужили следующие величины: минимальное значение атмосферного давление в центре тайфуна (гПа), максимальная скорость вихревого возмущения (м/с), количество случаев интенсификации тропического циклона (шт) и время существование ТЦ, до выхода во внетропические широты (ч).

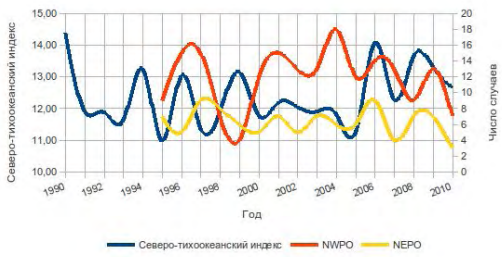
В Тихом океане, из-за его большой протяженности, наблюдается самая большая повторяемость тропических циклонов на Земном шаре. Так, за исследуемый период возникло 305 тайфунов. Пик активности пришелся на 2004 г для NWPO и составил 18 тайфунов. Для NEPO выделить максимумы сложно, в связи с сглаженным ходом кривой (6-9 шт) [5].

Интенсивность циркуляции атмосферы в северной части Тихого океана характеризуется северо-тихоокеанским индексом. В настоящее время индекс определяется по сеточным данным, как стандартизированное отклонение средневзвешенного значения давления на уровне моря для района с координатами 30-65° с. ш., 160° в. д. - 140° з. д.

При анализе Северо-тихоокеанского индекса и минимального давления выяснилось, что наступление абсолютного минимума не плохо коррелирует с лагом в 1 год. Можно отметить,что после череды глубоких и мощных тайфунов спустя год приходит сезон более ярко выраженных ЦДА над северной частью Тихого океана. Со скоростью ветра отмечается обратно пропорциональная связь.

Наступление максимумов времени существования тайфунов для NWPO происходит также с лагом в 1 год по сравнению с Северо-тихоокеанским индексом. Для NEPO до 2000 г наблюдается отличная от NWPO связь. Так, самые быстро диссипирующие ураганы наступают в один год с минимумом Северо-тихоокеанского индекса. После связь прослеживается с лагом в 1 год.





а б

Рис. 2. Флуктуация времени существования тайфуна (а) и числа случаев зарождения (б).

Общее число возникновения тайфунов (ураганов) для NWPO практически совпадает с максимумом Северо-тихоокеанского индекса (Рис. 2). В отдельные годы образуется период запаздывания в 1 год. Для NEPO отмечается обратная связь только до 2000 г, после которого отмечается выравнивание с кривой индекса.

В общем, по всем рассматриваемым параметрам тайфунов (ураганов) можно сделать вывод, что они находятся в тесной связи с северотихоокеанским индексом. Периодически отмечается появление лага в 1 год, но связь быстро восстанавливается.

Эль-Ниньо или Южная осцилляция — колебание температуры поверхностного слоя воды в экваториальной части Тихого океана, имеющее заметное влияние на климат. Противоположная фаза осцилляции называется Ла-Нинья. Характерное время осцилляции — от 3 до 8 лет, однако сила и продолжительность Эль-Ниньо в реальности сильно варьируется. Для описания Эль-Ниньо используется индекс Южной осцилляции. Он вычисляется как разность давлений над Таити и над Дарвином (Австралия). Отрицательные значения индекса свидетельствуют о фазе Эль-Ниньо, а положительные о Ла-Нинья.

С индексом Южной осцилляции обнаруживается наиболее тесная связь.

Анализ связи между ЭНЮК и минимальным давлением (Рис. 3) показал, что наступление абсолютного минимума давления свойственно с активизацией явления Эль-Ниньо (1997 г). Это отмечается для обоих регионов Тихого океана. В 2002 и 2004 гг., когда происходит скачек ЭНЮК в сторону понижения, отмечаются значительные понижения давления. Линейный коэффициент корреляции показывает положительную связь ($r \approx 0{,}65$).

В периоды становления явления Эль-Ниньо, отмечаются самые продолжительные тропические циклоны. Не отмечаются различия между регионами северного полушария Тихого океана. Отмеченная зависимость не дает четкого различия между двумя фазами ЭНЮК. Так, за период с 2002 по 2005 гг., при установившемся явлении Эль-Ниньо время существования увеличивается только при увеличенном значении ЭНЮК.

Из анализа общего числа возникновения тайфунов (ураганов) следует, что эпизод Эль-Ниньо и Ла-Ниньо влияет на величину с лагом в 1 год для NWPO и 2 года для NEPO. Так после максимума в 1995 г., только спустя год отмечается абсолютный максимум тайфунов. Эту закономерность можно проследить и в другие года — 2000, 2005 и 2008 гг.

Выводы:

Спустя год после активного проявления ЦДА следует ожидать повышения количества мощных, глубоких, с большими скоростями ветра и большой продолжительностью существования тайфунов.

Индекс Южной осцилляции влияет на такие характеристики, как продолжительность существования и мощность тайфунов.

Понижение ЭНЮК (явление Эль-Ниньо) следует ожидать повышенную активность тропических циклонов, появляется большая вероятность образования супер-тайфуна. При становлении противофазы (явление Ла-Ниньо) — происходит спад активности тайфунов до 3-4 штук в тропический сезон. Таким образом, можно прогнозировать мощность тайфунов и их количество с заблаговременностью в 1-2 года.

Литература:

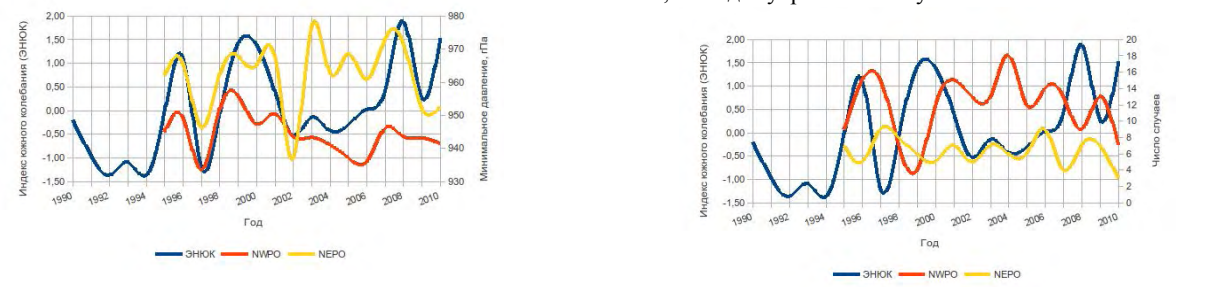
11. Национальный центр ураганов [Электронный ресурс] / Национальное центр океанических и атмосферных исследований. - Майами., 2012. - URL: http://www.nhc.noaa.gov (дата обращения 20.05.2012);

12. Информация о тропических циклонах [Электронный ресурс] / Японское метеорологическое агентство. - Токио., 2012. - URL: http://www.jma.go.jp/en/typh/ (дата обращения 20.05.2012);

13. Np-индекс Тихого океана [Электронный ресурс] / Национальный центр атмосферных исследований. - Хило., 2012. - URL: http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/npindex.html (дата обращения 20.05.2012).

14. Эль-Ниньо/Южное колебание. [Электронный ресурс] / Научно-исследовательская лаборатория системы Земли. - Флорида., 2012. - URL: http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/correlation/soi.data (дата обращения 20.06.2011).

15. *И. В. Свиридов, Н. К. Барашкова* Характеристики тропического циклогенеза над Тихим океаном и некоторые проявления его дальних связей // Геосистемы: факторы развития, рациональное природопользование, методы управления. Туапсе. - 2011. - С. 204-206.



а б

Рис. 3. Флуктуация минимального давления (а) и числа случаев (б) зарождения тайфунов.

К расчету скорости ветра при вихревых движениях в мезомасштабных процессах

Ю.А. Семенова[1], Р.Г. Закинян[1], Ю.Л. Смерек[1]

[1]Ставропольский государственный университет, ул. Пушкина, 1, Ставрополь
e-mail: brilliance_wave@mail.ru

На данный момент проблема прогнозирования скорости ветра все еще остается актуальной проблемой физики атмосферы [1].

Целью настоящей работы является решение уравнения Навье – Стокса в приближении достаточном для расчета скорости ветра в мезомасштабных процессах.

Уравнение движения представим в виде

$$\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t}+(\mathbf{v},\nabla)\mathbf{v}=\mathbf{g}-\frac{1}{\rho}\nabla p+\nu\nabla^2\mathbf{v}. \qquad (1)$$

Оценка влияния силы Кориолиса на вихревые движения протяженностью порядка 10 и 1000 км, показала, что характерное время процессов составляет 15 минут и 25 часов соответственно. Таким образом, при рассмотрении вихревых движений воздушных масс следует учитывать влияние силы Кориолиса для синоптических масштабов порядка 1000 км.

В задаче рассматривается система уравнений, представляющих собой проекции уравнения Навье – Стокса на декартовы оси координат совместно с уравнением неразрывности, записанных для стационарного случая. Решение проводится для частного случая зависимости составляющих скорости движения воздушных масс от соответствующей координаты, при этом учитывается, что движение происходит в горизонтальной плоскости вдоль параллели:

$$u\frac{\partial u}{\partial x}=-\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x}+\nu\frac{\partial^2 u}{\partial x^2}. \qquad (2)$$

С учетом вышеуказанных предположений, полученное выражение (2) при отсутствии вязкости преобразуется в уравнение Бернулли

$$u=\sqrt{2\frac{p_0-p}{\rho}}, \qquad (3)$$

решение которого позволяет сделать оценку скорости движения воздушных масс при заданном изменении давления вдоль горизонтальной прямой.

Пусть $\rho=1$ кг/м^3, $p_0=1000$ гПа $=10^5$ Па, а изменение давления $\Delta p=5\cdot10^2$ Па, тогда подставляя в (3) получим

$$u=\sqrt{2\cdot\frac{5\cdot10^2}{1}}=10\sqrt{10}\approx30 \text{ м/с}. \qquad (4)$$

Из (3) видно, что

$$\Delta u\cong\frac{2\frac{\Delta p}{\rho}}{2\sqrt{2\frac{p_0-p}{\rho}}}=\frac{\Delta p}{\sqrt{2\rho(p_0-p)}},$$

т.е. при $p=900$ гПа $=0.9\cdot10^5$ Па через каждые $\Delta p=5\cdot10^2$ Па скорость воздушных течений меняется на $u\approx3.5$ м/с.

Так как

$$\frac{p_0-p}{\rho}=\frac{p_0-p_1}{\rho L}\cdot x,$$

то для скорости воздуха получаем

$$u=\sqrt{2\frac{p_0-p_1}{\rho L}x}. \qquad (4)$$

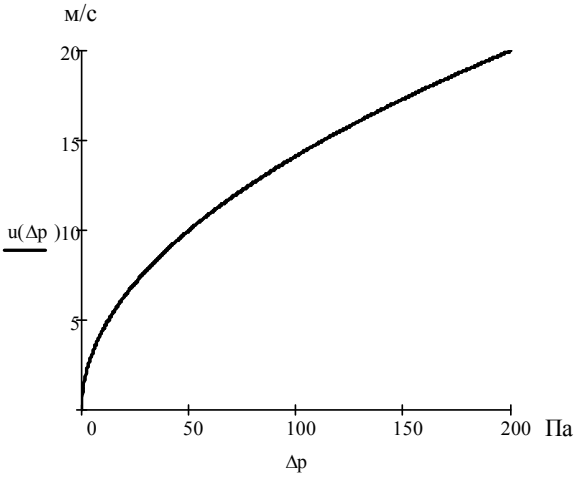


Рис. 1. График зависимости скорости от разности давлений без учета силы вязкого трения

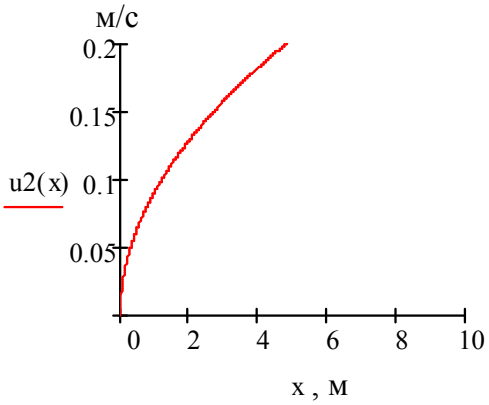


Рис. 2. Зависимость скорости от расстояния при постоянном градиенте давления без учета силы вязкого трения.

Решая далее уравнение Навье – Стокса в проекции на горизонтальную ось для стационарного случая с учетом вязкого трения (5)

$$uu_x = -\frac{1}{\rho} p_x + \nu\, u_{xx}, \qquad (5)$$

при условии линейной зависимости давления от координаты получаем уравнение Риккати:

$$uu_x = \frac{p_0 - p_1}{\rho L} + \nu\, u_{xx}, \qquad (6)$$

Используя подстановку Коула – Хопфа

$$u = -2\nu \frac{\partial \ln \varphi(x)}{\partial x} = -2\nu \frac{\varphi_x}{\varphi}, \qquad (7)$$

уравнение (6) может быть преобразовано в уравнение:

$$\varphi_{\xi\xi} = \xi\varphi \cdot \qquad (8)$$

Это есть *уравнение Эйри* [2], где $\xi = a^{-2/3}(ax + C)$, $\frac{p_0 - p_1}{2\nu^2 \rho L} = a$.

Решение уравнения Эйри ищем в виде

$$\varphi(\xi) = C_1 \cdot \mathrm{Ai}(\xi), \qquad (9)$$

где $\mathrm{Ai}(\xi)$ – функции Эйри первого рода. Функцию Эйри можно представить в виде определенного интеграла:

$$\mathrm{Ai}(\xi) = \frac{1}{\pi}\int_0^\infty \cos\left(\frac{1}{3}t^3 + \xi t\right)\mathrm{d}t.$$

Возвращаясь к исходной функции для скорости движения воздуха, получаем зависимость последней от горизонтальной координаты при условии постоянства градиента давления вдоль параллели (рис. 3):

$$u = -2\nu \frac{\partial \ln \varphi(x)}{\partial x}, \qquad (10)$$

где

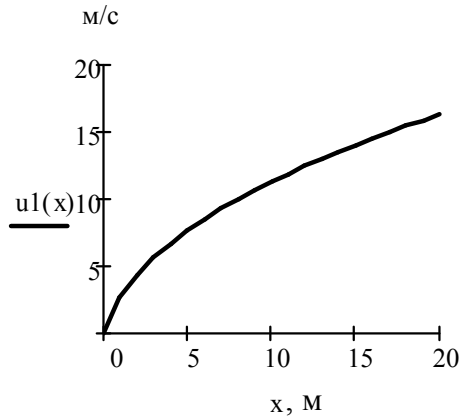


Рис. 3. Зависимость скорости от расстояния при постоянном градиенте давления с учетом силы вязкого трения.

$$\varphi(x) = \frac{\mathrm{Ai}\left(a^{1/3}x - 1\right)}{\mathrm{Ai}(-1)}.$$

График этой функции приведен на рисунке 3.

Сравнение результатов расчетов скорости воздуха для двух рассмотренных случаев указывает на необходимость учитывать вязкость при исследовании процессов движения воздушных масс.

Рассмотрим поведение функции Эйри при $\xi \to \infty$, т.е. при $\xi >> 1$. В этом случае асимптотика функции Эйри имеет вид

$$\mathrm{Ai}(\xi) \cong \frac{e^{-\frac{2}{3}\xi^{3/2}}}{2\sqrt{\pi}\xi^{1/4}}.$$

Решение уравнения Эйри (9) запишем в виде

$$\varphi(\xi) = C_2 \cdot \mathrm{Ai}(\xi) = C_2 \frac{e^{-\frac{2}{3}\xi^{3/2}}}{2\sqrt{\pi}\xi^{1/4}}. \qquad (11)$$

Из определения функции Эйри следует

$$\varphi(1) = \frac{\mathrm{Ai}(1)}{\mathrm{Ai}(-1)},$$

найдем

$$\varphi(1) = C_2 \frac{e^{-\frac{2}{3}}}{2\sqrt{\pi}} = \frac{\mathrm{Ai}(1)}{\mathrm{Ai}(-1)},$$

$$C_2 = \frac{2\sqrt{\pi}e^{\frac{2}{3}}\mathrm{Ai}(1)}{\mathrm{Ai}(-1)}.$$

Тогда асимптотика функции Эйри (11) запишется в виде

$$\varphi(\xi) = \frac{2\sqrt{\pi}e^{\frac{2}{3}}\mathrm{Ai}(1)}{\mathrm{Ai}(-1)} \frac{e^{-\frac{2}{3}\xi^{3/2}}}{2\sqrt{\pi}\xi^{1/4}} = \frac{\mathrm{Ai}(1)}{\mathrm{Ai}(-1)} \frac{e^{\frac{2}{3}\left(1-\xi^{3/2}\right)}}{\xi^{1/4}}.$$

Возвращаясь к исходным переменным, запишем

$$\varphi(x) = \frac{\mathrm{Ai}(1)}{\mathrm{Ai}(-1)} \frac{e^{\frac{2}{3}\left[1-\left(a^{1/3}x-1\right)^{3/2}\right]}}{\left(a^{1/3}x-1\right)^{1/4}}. \qquad (12)$$

Отсюда, подставляя (12) в (10), получаем

$$u = 2\nu\sqrt{ax},$$

$$u = 2\nu\sqrt{\frac{p_0 - p_1}{2\nu^2\rho L}x} = \sqrt{2\frac{p_0 - p_1}{\rho L}x}.$$

То есть мы получили такое же выражение, которое получилось выше из уравнения Бернулли (4) без учета силы вязкого трения (рис. 4).

Из этого можно сделать вывод, что при $\xi \to \infty$, т.е. на расстояниях более 100 км силу вязкого трения можно не учитывать.

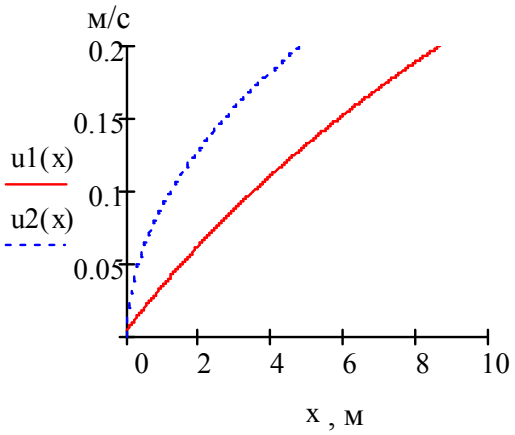


Рис. 4. Зависимость скорости от расстояния при постоянном градиенте давления с учетом силы вязкого трения $u1(x)$ (10) и без учета силы вязкого трения $u2(x)$ (4).

Вывод: полученное нами выражение можно применять для расчета скорости ветра на расстояниях порядка 100 км, т.е. в пределах большого города (мегаполиса). Это имеет большое значение так, как в городе, по сравнению с поселком, шквалистый ветер может наносить большой экономический ущерб.

Работа выполнена при поддержке гранта по государственному контракту № 02740110739 по теме «Исследование интенсивных вихрей в атмосфере, сопровождающихся грозоградовыми явлениями».

Список используемой литературы:

1. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды, Ленинград: Гидрометиздат, 1986, Часть I, 704 с.
2. Семенова Ю. А., Закинян Р.Г. К расчету скорости ветра. //Физическое образование в вузах. Приложение. 2012. Т. 18. № 1.
3. Семенова Ю.А. К расчету скорости ветра при стационарном движении сухого воздуха. //Современное состояние и приоритеты развития фундаментальных и прикладных исследований в области физики, математики и компьютерных наук: Материалы 57-й научно-методической конференции «Университетская наука – региону». Ставрополь: Изд..-информ. центр «Фабула», 2012. с. 173-176
4. Семенова Ю.А. К расчету скорости ветра вдоль параллели в стационарном случае //Материалы Международного молодежного научного форума «ЛОМОНОСОВ-2012» /[Электронный ресурс] — М.: МАКС Пресс, 2012. — 1 электрон. опт. диск (DVD-ROM)

Мезомасштабные потоки явного тепла и метана над центральной частью Западной Сибири

Д. Е. Сергеев[1], В. М. Степаненко[1,2]

[1] Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва
[2] Научно-исследовательский вычислительный центр МГУ, Москва
e-mail: dennis.sergeev@gmail.com

Оценка вклада естественных источников в глобальный бюджет парниковых газов часто требует детализации атмосферных процессов, связанных с изменениями их концентраций. Один из ярких примеров невосприимчивости глобальных климатических моделей к региональному воздействию являются мелкие водоемы, которые во многих частях планеты служат источниками такого мощного парникового газа, как метан. Для моделирования таких подсеточных процессов необходимы региональные модели (РМ) с разрешением, намного превосходящим таковое у моделей общей циркуляции атмосферы. Помимо шага сетки модели, РМ учитывают мезомасштабные процессы с помощью полных уравнений, описывающих атмосферу, деятельный слой суши, водоемы. Однако разработка и использование таких моделей наталкивается на ряд трудностей. Переход к РМ требует, в частности, более обоснованной постановки граничных условий для уравнений модели [1].

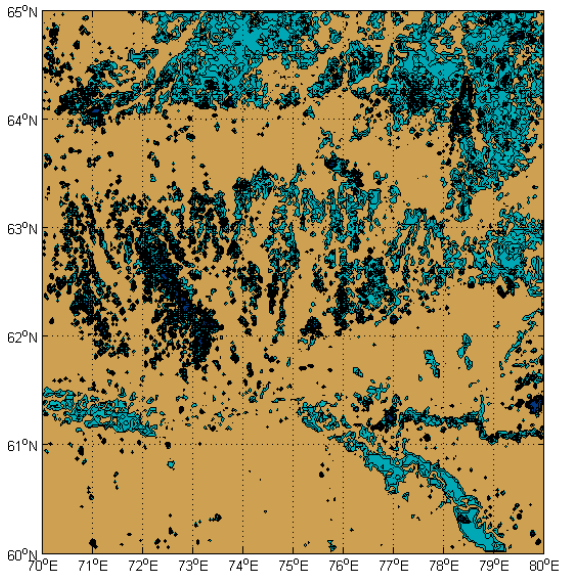


Рис. 1. Распределение водоемов в расчетной области модели

В качестве обязательного этапа подготовки к моделированию потоков метана необходимо выяснить, воспроизводит ли модель близкие к реальности условия при заданных начальных условиях, включающих средний по профилю вертикальный профиль температуры, скорости и направления ветра, удельной влажности, температура водоемов и почвы, и условиях на границах.

Известно, что глобальные модели (ГМ) основаны на неполных уравнениях гидродинамики и явно рассчитывают только крупномасштабные движения. Подсеточные же процессы и явления, например, динамика приземного слоя, тепловлагоперенос в водоемах и деятельном слое почвы, параметризуются. К ним относятся и повсеместно наблюдаемые мезометеорологические процессы, в том числе термически обусловленные циркуляции. На сетке крупномасштабной модели они неразрешимы, и это объясняется тем, что в ячейке такой модели подстилающая поверхность принимается как однородная, в то время как в реальной атмосфере это, конечно не так, и именно небольшие по горизонтальным размерам «пятна» часто вызывают значительный по величине поток массы или энергии.

Потоки тепла, влаги, импульса и атмосферных примесей, обусловленные мезомасштабными циркуляциями, получили название мезомасштабных потоков. Турбулентные потоки были параметризованы уже в самых первых глобальных моделях, разработанных в 60-х годах XX века. Параметризации же мезомасштабных потоков для ГМ стали появляться и применяться только в 90-х годах XX века, когда рядом авторов было доказано, что мезомасштабные потоки могут быть сопоставимы по величине с турбулентными потоками [2].

Подробно не рассматривая известную математическую концепцию представления переменных в виде средней величины и флуктуации, запишем уравнение для среднего по области интегрирования вертикального потока:

$$\langle wf\rangle = \langle w\rangle\langle f\rangle + \langle w'f'\rangle + \langle w''f''\rangle,$$

где скобки $\langle\ \rangle$ означают осреднение по области интегрирования мезомасштабной модели, f' – флуктуация величины, обусловленная мезомасштабными процессами, f'' – турбулентная пульсация. Из уравнения видно, что полный вертикальный поток субстанции f включает в себя поток, осуществляемый крупномасштабными процессами (1-е слагаемое), осредненный по расчетной области поток, обусловленный мезомасштабными циркуляциями, (2-е слагаемое) и так же осредненный турбулентный поток (3-е слагаемое).

Выводы, сделанные в своих работах о мезомасштабных потоках ведущими исследователями [3, 5, 7, 9], дают право утверждать, что мезомасштабные потоки можно параметризовать, используя параметры атмосферы и подстилающей поверхности. Важно отметить, что эти величины, во-

первых, предпочтительно должны быть легкодоступны из расчетов глобальных моделей, а во-вторых, физически обоснованы.

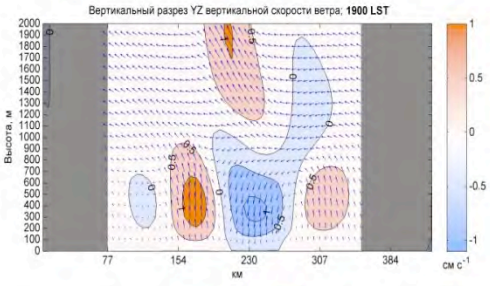


Рис. 2. Вертикальный разрез скорости ветра вдоль скопления озер.

Цель данной работы заключается в создании параметрического уравнения, позволяющего учесть в ГМ мезомасштабные потоки явного тепла и потоки метана CH_4, возникающих над гидрологически неоднородной территорией. В отличие от большинства разработанных на сегодняшний день параметризаций, вертикальный профиль потоков аппроксимируется не полиномом высоких степеней с неоправданно большим количеством эмпирических коэффициентов, а убывающей с высотой периодической функцией, предложенной в работе [3, 6] и включающей 4 коэффициента. Основная сложность создания такой параметризации состоит в нахождении наилучшего набора параметров поверхности, оказывающих влияние на мезомасштабные циркуляции.

Используемая в исследовании мезомасштабная модель NH3D_MPI (Non-Hydrostatic 3-Dimensional, стандарт MPI) включает параметризацию турбулентности, блоки переноса коротко- и длинноволновой радиации CLIRAD, блок переноса атмосферной примеси, модель подстилающей поверхности и модель водоема LAKE.

Вертикальное разрешение модели составляет от десятка метров вблизи земной поверхности до тысячи метров у верхней границы расчетной области (переменное разрешение – следствие используемой в модели в качестве вертикальной координаты σ-координаты). Верхняя граница расчетной области соответствует высоте примерно 13 км. По горизонтали шаг сетки задавался равным 3.2, 6.4 и 12.8 км, что позволяет с большой точностью моделировать взаимодействие атмосферы с мелкими водоемами. Пространственный охват области расчетов – 60° с. ш. - 65° с. ш. и 70° в. д. - 80° в. д., что соответствует центральной части Западной Сибири, представляющей собой регион, изобилующий озерами и болотами (рис. 1). Шаг по времени в NH3D_MPI составляет 5 с, а период интегрирования составляет сутки.

Помимо начальных условий в виде средних профилей метеовеличин в начале периода интегрирования модель считывает некоторые параметры подстилающей поверхности: распределение суши и водоемов, тип растительности, тип почвы, альбедо, уровень шероховатости и др. Эти параметры взяты из французской базы данных ECOCLIMAP, предоставляющей для различных регионов суши ландшафтные карты высокого разрешения с использованием спутниковых снимков [4].

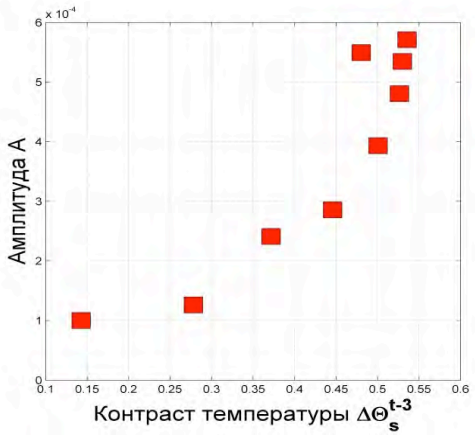


Рис. 3. Зависимость амплитуды (A) от контраста температуры поверхности.

Как видно из рис. 2, в области расчетов развиваются ячейки циркуляции, фактически представляющие из себя озерный бриз. Над гидрологически неоднородной поверхностью возникают направленные вверх вертикальные движения, что приводит к положительным флуктуациям температуры Θ' в нижней части пограничного слоя. В то же время над скоплениями водоемов днем преобладают нисходящие движения, связанные с отрицательными флуктуациями температуры, что также дает положительный мезомасштабный поток тепла [8]. Таким образом, его значения в нижней тропосфере положительны, причем по модулю значительно превосходят отрицательные величины, которых мезомасштабный поток достигает на верхней границе пограничного слоя (ПС). Здесь наблюдается обратная картина: восходящие движение над участками суши сопутствуют отрицательным флуктуациям температуры, а над водными объектами – наоборот: $w' < 0$, $\Theta' > 0$. В результате осредненный по мезомасштабной области поток тепла на высотах 600-700 м имеет минимум. Характерные значения мезомасштабного потока явного тепла составляют: $\langle w'\Theta'\rangle_{max} \sim 1 \div 2 \times 10^{-4}$ Кмс$^{-1}$ и $\langle w'\Theta'\rangle_{min} \sim 0.5 \times 10^{-4}$ Кмс$^{-1}$. У земли, на самых нижних уровнях модели, значения потоков стремятся к нулю, как и выше ПС. Видно, что на протяжении светлого времени суток профиль потока меняется, «амплитуда» его значений увеличивается, достигая максимума к вечеру.

В одной из работ, посвященных параметризации подсеточных процессов, показывается, что, исходя из линеаризованных уравнений гидродинамической модели бриза Дефанта, параметрическое уравнение можно записать в виде синуса, умноженного на экспоненту, а аргументы этих функций сделать зависимыми от параметров подстилающей поверхности и пограничного слоя атмосферы. Действительно, форма вертикального профиля потока явного тепла наталкивает на

мысль о ее схожести с уменьшающейся с высотой синусоидой. Запишем уравнение для безразмерного мезомасштабного потока явного тепла:

$$\frac{\langle w'\theta' \rangle}{\sigma_{w''\theta''}} = A\sin(kz)\exp(-\alpha z),$$

где Θ – потенциальная температура, $\sigma_{w''\theta''}$ - стандартное о тклонение турбулентного потока тепла на поверхности, z – высота, A – амплитуда мезомасштабного потока, k – волновое число, в данном случае определяющее высоты максимума и минимума потока, α – коэффициент затухания. Индекс s обозначает то, что величина турбулентного п отока взята на поверхности.

Очевидно, коэффициенты, входящие в формулу, с физической точки зрения обязаны быть связаны с такими характеристиками, как изменчивость потоков тепла на поверхности, размер и количество неоднородностей (и температурный контраст между ними), фоновая скорость ветра, стратификация ПС. В качестве примера можно привести зависимость амплитуды A от разности температур на поверхности (рис. 3).

Безразмерные коэффициенты для параметризации мезомасштабного потока явного тепла

A*	3.5×10^{-4}
b	5×10^{-4}
k*	2.4
β*	4.3×10^{-7}

Итак, опираясь на представления о физике мезомасштабных процессов и сравнивая временной ход различных метеопараметров, мы получили три безразмерных комплекса и четыре коэффициента, которые объединены в окончательное а пproксимирующее уравнение:

$$\frac{\langle w'\Theta \rangle}{\sigma_{\overline{w'\theta'}_s}^{t-3}} = A^* \frac{\Theta \Delta\Theta_s^{t-3}}{(\Theta')^2} \frac{L_s}{U} \frac{1}{\sqrt{\omega^2 + bN^2}} \times$$

$$\times \sin\left(k^* \frac{\Theta'\omega}{\sigma_{\overline{w'\theta'}_s}^{t-3}} z \right) \exp\left[-\beta^* \frac{\Theta|_{z=H}}{\Delta\Theta_s^{t-3}} \frac{\omega}{HN^*} z \right]$$

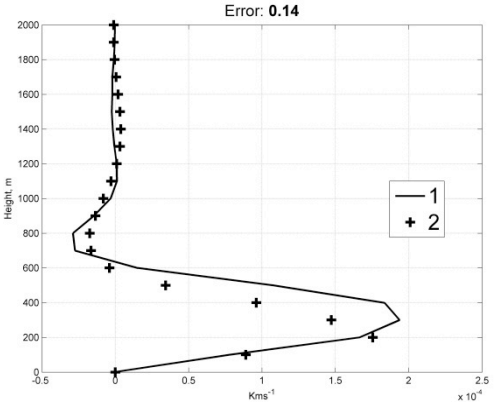


Рис. 4. Мезомасштабный поток явного тепла (1) и его аппроксимация аналитической формулой (2). В заголовке указана величина СКО, отнесенная к максимальному значению потока.

Значения безразмерных коэффициентов выписаны в таблице выше.

На рис. 4 представлен график, на котором видно, насколько близко аппроксимирующая функция описывает вертикальный профиль мезомасштабного потока явного тепла. Чтобы оценить это количественно, в верхней части графика приводится ошибка, которую удобно определять как среднеквадратическую ошибку между значениями смоделированного потока и значениями аппроксимирующей функции, деленную на максимальное значение мезомасштабного потока. По мнению автора, удачно то, что лучшей аппроксимации поддаются именно потоки в те сроки, когда они максимальны.

Список литературы

1. *Белов П. Н.*, Численные методы прогноза погоды. / Белов П. Н., Борисенков Е. П., Панин Б. Д. – М.: Гидрометеоиздат., 1989.

2. *Вельтищев Н. Ф.*, Мезометеорологические процессы. / Вельтищев Н. Ф., Степаненко В. М. – М.: Географический ф-т МГУ, 2007.

3. *Arola A.*, Parameterization of Turbulent and Mesoscale Fluxes for Heterogeneous Surfaces. / Arola A. // J. Atmos. Sci. 1999., Vol. 56, 584-597.

4. *Champeaux J. L.*, ECOCLIMAP: a global database of land-surface parameters at 1 km resolution. / Champeaux J. L., Masson V., Chauvin F. // Meteorol. Appl. 2005, Vol. 12, 29-32.

5. *Chen F.*, The Impact of Land-Surface Wetness Heterogeneity on Mesoscale Heat Fluxes. / Chen F., Avissar R. // J. Appl. Meteor. 1994, Vol. 33, 1323-1340.

6. *Defant F.*, 1951: Local Winds. In Compendium of Meteorology, T. F. Maloney, Ed., American Meteorological Society, Boston, 655-672.

7. *Lynn* et al., 1995a: The Importance of Mesoscale Circulations Generated by Subgrid-Scale Landscape Heterogeneities in Global Circulation Models. // J. Climate, Vol. 8, 191-205.

8. *Lynn* et al., 1995b: Using Similarity Theory to Parameterize Mesoscale Heat Fluxes Generated by Subgrid-Scale Landscape Discontinuities in GCMs. // J. Climate, Vol. 8, 932-951.

9. *Noppel H.*, Mesoscale Heat Transport over Complex Terrain by Slope winds: Conceptual Model and Numerical Simulations. / Noppel H., Fiedler F. // Boundary Layer Meteorology, 2002, Vol. 104, 73-97.

Изменение климата и динамика подводной мерзлоты на шельфе морей Восточной Арктики.

Ю.Г. Стрельченко, О.А. Анисимов, С.А. Ренева, В.А. Кокорев

Государственный гидрологический институт, 2-ая линия ВО, 23, Санкт-Петербург
e-mail: sug@hydrology.ru

Во многих исследованиях показано, что таяние многолетнемёрзлых отложений, формирование озёр, береговая эрозия и вынос органического вещества реками на шельф, а также декомпозиция газовых гидратов в субаквальной части криолитозоны увеличивают эмиссию метана [4, 5, 6, 9, 16, 17]. Высказывались опасения, что эти процессы в Арктике могут заметно усилить глобальное потепление, хотя количественных оценок до недавнего времени не было. В ряде работ анализировались концентрации метана в воздухе и воде на шельфе морей Восточной Арктики (МВА, рис. 1), где отмечались повышенные его значения по сравнению со среднеширотным, особенно на шельфе моря Лаптевых [3-5, 13, 14]. Была выдвинута гипотеза об усилении транспорта в атмосферу высвобождающегося из шельфовых гидратов метана за счёт образования сквозных таликов, в том числе обусловленных современным потеплением, и об увеличении газовой проницаемости многолетнемёрзлых донных отложений [15]. Альтернативная точка зрения состоит в том, что на шельфе МВА на протяжении многих веков, если не тысячелетий, происходил транспорт метана из глубинных слоёв донных отложений, интенсивность которого едва ли могла существенно измениться за прошедшее столетие [8]. Увеличение потока метана в атмосферу, если оно действительно имело место, могло быть связано с усилением биогенного метаногенеза в поверхностном придонном слое осадков, обусловленного ростом объёмов выносимого реками на шельф органического вещества и повышением температуры придонных вод.

Две названные выше гипотезы оцениваются и сравниваются в контексте ретроспективных палеоклиматических реконструкций, данных современных наблюдений, а также результатов моделирования углеродного цикла и гидротермического режима суб-аквальных многолетнемёрзлых отложений. Ключевые вопросы данного исследования – в какой степени изменение климата за прошедшие несколько десятилетий могло повлиять на современную повышенную эмиссию метана на шельфе МВА. Независимо от того, чем обусловлена эмиссия, важно установить её влияние на современный и будущий климат.

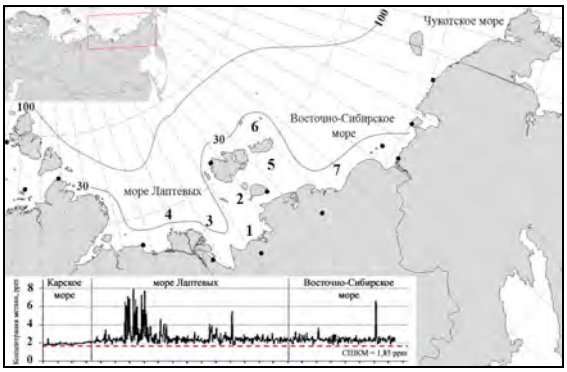


Рис.1. Карта изучаемого региона. Изолиниями показаны внешняя граница шельфа МВА (изобата 100 м) и граница среднего шельфа (изобата 30 м). Номерами обозначены различные районы шельфа, обеспеченные данными гидрографических наблюдений. Точками обозначены метеостанции сети наблюдений Росгидромета. Рисунок на вставке показывает вариации концентрации метана вдоль профиля, пересекающего шельф МВА с запада на восток (воспроизведен ри сунок, опубликованный в статье (Shakhova et al., 2010)

Источниками метана на шельфе МВА могут служить как резервуары, в которых содержится ранее синтезированный газ (гидраты, находящиеся в донных отложениях и природные углеводороды), так и органические осадки в придонном слое, где он постоянно образуется в процессе микробиального метаногенеза [3]. Последние можно разделить на осадки, сформировавшиеся в позднем плейстоцене в субаэральных условиях, подвергшиеся сингенетическому промерзанию 18,000-20,000 лет назад и последующему частичному оттаиванию в своем верхнем слое после затопления шельфа около 9,000-6,000 лет назад, и на современные осадки, постоянно пополняемые за счет обломочного материала береговой эрозии и наносов Сибирских рек. Большую часть шельфа МВА подстилают многолетнемерзлые породы, при этом современный метаногенез может происходить лишь в верхнем талом слое осадков.

На рисунке 2 показана фазовая диаграмма устойчивости гидратов в зависимости от температуры и давления. В области ниже изображенной кривой гидраты находятся в устойчивом состоянии, при переходе в верхнюю область происходит их диссоциация. При незначительных близких к нулю отрицательных температурах донных осадков для устойчивости гидратов необходимо давление более 15

атмосфер, которое достигается на глубине ниже 150 метров от уровня моря. Гидраты метана имеют плотность 0.913 и всплывают в воде, поэтому в устойчивом состоянии они могут находиться лишь на некоторой глубине в слое осадков ниже дна. Так, на шельфе глубиной 30-50 метров, верхняя граница зоны устойчивого состояния гидратов ZГВ располагается в слое осадков ниже 120-100 метров от дна. При увеличении придонной температуры эта граница опускается, и в слое между ее первоначальным и текущим уровнем происходит разложение гидратов (если они там имеются) с выделение метана.

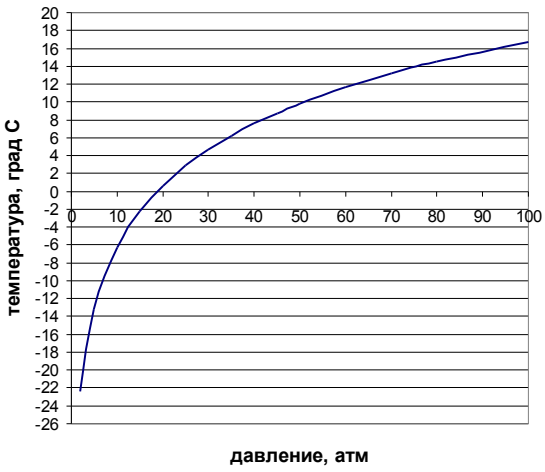


Рис.2. Фазовая диаграмма устойчивости гидратов в пространстве температуры и давления.

Для получения количественных оценок стабильности гидратов нами были проведены расчеты по динамической модели гидротермического режима донных осадков. В расчетах использовался транзитивный климатический сценарий, об ъединяющий палеоданные за предшествующие 25,000 лет и схематичную климатическую проекцию на следующее тысячелетие.

Среднегодовая температура воздуха в районе шельфа МВА в различные периоды:

Время, тыс.лет т.н.	T_{CP}, °C	T_{MIN}, °C	T_{MAX}, °C
25 -20	-20	-23	-18
20 -18	-23	-26	-20
10 -9	-10	-12	-8
9 -6	-13	-15	-11
0	-15	-14	-16

В таблице представлены наиболее вероятная (T_{CP}), нижняя (T_{MIN}) и верхняя (T_{MAX}) оценки среднегодовой температуры воздуха на севере Азии для различных климатических периодов, временные границы которых совпадают с изменениями знака тренда температуры северного полушария. На основе этих данных была построена часть транзитивного климатического сценария для модельных расчетов, охватывающая период от 25,000 лет назад до времени затопления ш ельфа МВА 9,000-6,000 лет назад.

Для расчета динамики гидротермического состояния толщи осадков на шельфе МВА была применена физически полная модель, описание которой дано в [8]. Главным отличием от аналогичных моделей, использованных ранее другими авторами, является математическое описание диффузии соли и ее влияния на температуру и фазовое состояние осадков. В остальном структура модели и математический формализм близки описанным в публикации [10]. Для сопоставимости с результатами предшествующих работ [7, 10] были использованы принятые в них базовые значения характеристик донных осадков, а именно, коэффициент теплопроводности λ =2.2 вт м -1 °C-1, объемная теплоемкость c = 1.2×106 дж м-3 °C-1, пористость η = 0.2. Основными расчетными характеристиками являются вертикальный профиль температуры T(z); глубина от уровня дна до верхней и нижней границ слоя многолетнемерзлых осадков $Z_{MB}(t)$, $Z_{MH}(t)$ и до границ зоны устойчивого состояния гидратов $Z_{ГВ}(t)$, $Z_{ГН}(t)$ в различные моменты времени t.

Были проведены транзитивные расчеты от начального момента времени 25,000 лет назад (t_0=-25000), предшествующего затоплению шельфа в момент времени $t_З$=-9000÷-6000, до настоящего времени и далее до конца второго тысячелетия. В базовом климатическом сценарии предполагалось, что во время затопления $t_З$ среднегодовая температура шельфа увеличилась на 11.5 °C, с -13 °C, когда он был обнажен и имел температуру, близкую температуре воздуха, до -1.5 °C (температура придонной воды), после чего она оставалась постоянной до 1985 г. Далее до 2100 г. задавался рост температуры придонной воды со скоростью 0.09°C/год, равной тренду, наблюдаемому в период 1985-2009 г., после чего температура фиксировалась и расчет продолжался до 3000 года. Учитывалась также диффузия соли в донные осадки и ее отепляющий эффект, при этом соленость придонной воды задавалась равной 20.9 psu летом и 26.6 psu зимой, в соответствии с данными измерений [8].

Расчеты с такими установками иллюстрируют рисунки 3 и 4. На рис. 3 показаны изменения во времени температуры донных отложений (у поверхности дна и на глубинах 200 м и 1000 м под ней) и положения границ мерзлоты и зоны устойчивого состояния гидратов. На рисунке 4 показаны вертикальные профили температуры для нескольких временных срезов.

Результаты показали, что за период с начала затопления 9,000 – 6,000 лет назад и до середины 1980-х годов донные осадки оттаяли чуть менее чем на 10 метров притом, что

среднегодовая температура придонных вод оставалась слабо отрицательной. Это было обусловлено диффузией соли в поровом пространстве, в результате которой лед был трансформирован в незамерзающий солевой раствор и слой стал проницаемым для газов. Исходя из результатов расчёта, говорить о точном расположении фронта таяния затруднительно, поскольку он размазан на несколько метров. Существует прослойка засолённых мёрзлых грунтов с различными степенями льдистости и солёности. Мы считали талым отрицательнотемпературный слой с соленостью порового раствора не менее 0.02 psu.

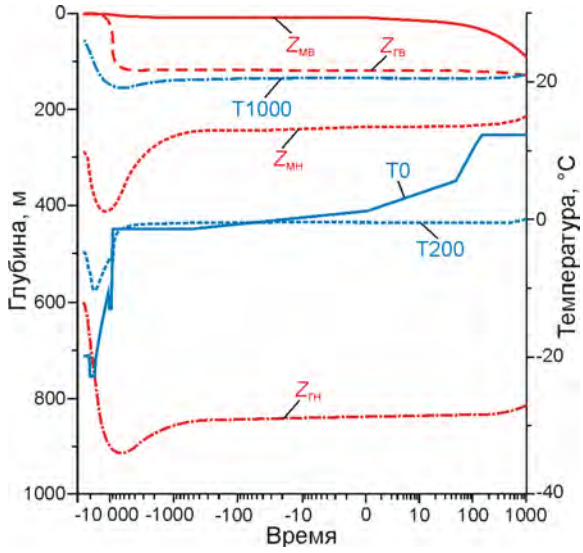


Рис. 3. Изменения во времени температуры донных отложений (у поверхности дна и на глубинах 200 м и 1000 м под ней) и положения границ мерзлоты и зоны устойчивого состояния гидратов.

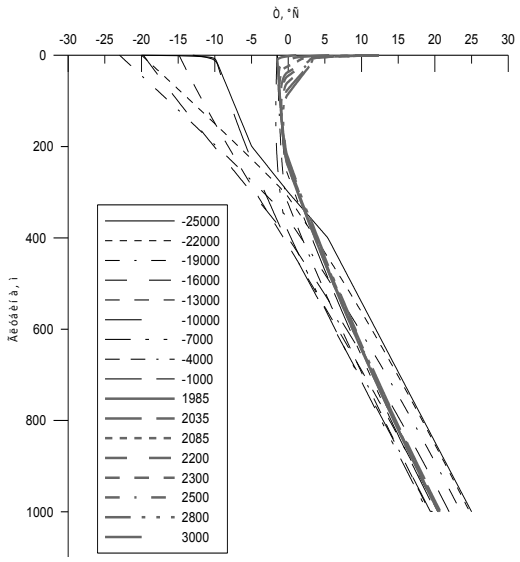


Рис. 4. Вертикальные профили температуры донных осадков для различных временных срезов.

За прошедшие после начала потепления 25 лет температура придонных вод увеличилась в летний период примерно на 2.1 ºС, в результате чего донные отложения могли оттаять еще на 6-8 м, углубившись на 16-18 м от поверхности дна. Очевидно, этот результат не подтверждает высказанную в [15] гипотезу об обусловленности высокой эмиссии метана увеличением газовой проницаемости слоя донных осадков за счет появления в последние десятилетия зон сквозного протаивания (таликов). В последующем к 2050, 2100 и 3000 году расчеты с заданными установками указывают, что верхняя граница многолетнемерзлых осадков Z_{MB} может переместиться на глубину около 20м, 28м и 90м от уровня дна, соответственно. Положение нижней границы за период 1985 по 3000 г. изменилось незначительно, она поднялась всего на 20 метров, с 235 до 215 м. При этом расчёты показывают, что на глубине ниже 150 м температура за этот период практически не изменилась. Таким образом, даже при экстремальном и крайне нереалистичном климатическом сценарии, максимально благоприятствующем ускоренному оттаиванию осадков, в текущем тысячелетии оно не сможет достичь современного уровня верхней границы зоны устойчивого состояния гидратов.

Из расчётов видно, что в настоящее время доминирующим фактором, определяющим скорость оттаивания, является температурный тренд, поскольку фронт оттаивания опережает фронт распространения солей. Выполнив также расчёты без учёта температурного тренда, мы получили глубину оттаивания за счет диффузии соли на 3000 год всего около 13 м, в то время как с температурным трендом она с оставила почти 90 м.

Выводы.

Проведенный анализ и результаты расчетов показали, что наблюдаемая повышенная концентрация метана в воздухе над шельфом МВА не связана с диссоциацией гидратов, равно как и с увеличением мощности талого слоя донных отложений. Главный вывод, который можно сделать, заключается в том, что при всех рассмотренных нами температурных режимах не только на протяжении 21 века, но с большой вероятностью и до конца текущего тысячелетия верхняя граница мерзлоты будет находиться выше зоны устойчивого состояния гидратов метана. Даже для нереалистичного климатического сценария, завышающего возможный диапазон увеличения температуры придонных вод, к концу третьего тысячелетия мощность верхнего оттаявшего слоя донных отложений будет порядка 90 м. Верхняя же граница зоны распространения гидратов по нашим и другим имеющимся оценкам на шельфе при глубине моря 10 – 50 м находится на уровне 140-100 м под поверхностью дна. Таким образом, эта зона будет изолирована слоем многолетнемерзлых отложений, газовая проницаемость которого близка к нулю.

Наибольший интерес представляет вопрос о том, как влияет современная повышенная

эмиссия метана на шельфе МВА на глобальное потепление. Прежде всего, для этого нужно определить, какой вклад в глобальную атмосферную к онцентрацию метана дает этот поток, оцениваемый авторами [15] в 7.9 Тг С в год. Рассчитать его можно, приняв во внимание, что среднее время жизни молекулы метана в атмосфере составляет около 12 лет [11]. Таким образом, в равновесном состоянии этот источник увеличит концентрацию метана в атмосфере приблизительно на 95-100 Тг, или же на 40 ppbv. При том, что чувствительность глобально осредненной с реднегодовой температуры воздуха к увеличению атмосферного содержания метана на 1000 ppbv составляет около 0.3°С [2, 12], с эмиссией метана на шельфе МВА связано повышение температуры примерно на 0.01 °С. Это не дает оснований говорить о возможности сколько-нибудь заметного влияния на г лобальный климат. Даже при десятикратном увеличении современной повышенной эмиссии на шельфе МВА обусловленное этим увеличение глобальной температуры воздуха не превысит 0.1 °С, что заметно ниже неопределенности климатических проекций, связанной с недостаточной изученностью других климатообразующих факторов.

Полученные результаты не поддерживают гипотезу о возможной «климатической катастрофе» в связи с эмиссией метана из осадков шельфа МВА. Помимо представленных в статье результатов, эту гипотезу опровергают также и палеоклиматические данные. После гляциального максимума позднего плейстоцена уже был более теплый, чем в настоящее время, продолжительный период в оптимум голоцена, и никакие сведения не подтверждают наличие изменений, которые можно было бы назвать катастрофическими притом, что процессы на шельфе должны были быть во многом идентичны современным.

Список литературы.

1. *Лавров С.А., Анисимов О.А*. Моделирование гидротермического режима грунтов: описание физически полной динамической модели и сравнение расчетов с наблюдениями // Проблемы экологического моделирования и мониторинга экосистем, Израэль Ю.А. (ред.), 2011, М.: "Планета", с. 22-41.
2. *Семенов С .М., Попов И.О.* Сравнительные оценки влияния изменения концентраций диоксида углерода, метана, закиси озота и водяного пара на радиационно-равновесную температуру земной поверхности //Метеорология и гидрология, 2011, № 8, с. 34-43.
3. *Шахова Н.Е., Семилетов И.П.*, Сергиенко В.И., Салюк А.Н., Бельчева Н.Н., Космач Д .А. Состояние вопроса о роли Восточно-Сибирского шельфа в современном цикле метана // Изменение окружающей среды и климата: природные катастрофы, Котляков В.М. (ред.). М.: Пробел 2000, 2008, 164-176 с.
4. *Шахова Н.Е., Сергиенко В.И*., Семилетов И.П. Вклад Восточно-Сибирского шельфа в современный цикл метана //Вестник РАН, 2009, т. 79, № 6, с. 507-518.
5. *Шахова Н.Е., Юсупов В.А., Салюк А.Н., Космач Д.А., Семилетов И.П.* Антропогенный фактор и эмиссия метана на Восточно-Сибирском шельфе //Доклады Академии Наук, 2009, т. 429, № 3, с. 398-401.
6. *Christensen T.R., Johansson T.R., Akerman H.J., Mastepanov M., Malmer N., Friborg T., Crill P., Svensson B.H*. Thawing sub-arctic permafrost: Effects on vegetation and methane emissions //Geophysical Research Letters, 2004, V. 31, L04501, doi:10.1029/2003GL018680.
7. *Delisle G.* Temporal variability of subsea permafrost and gas hydrate occurrences as function of climate change in the Laptev Sea, Siberia //Polarforschung, 2000, V. 68, p. 221-225.
8. *Dmitrenko I.A., Kirillov S.A., Tremblay B., Kassens H., Anisimov O.A., Lavrov S.A., Razumov S.O., Grigoriev M.N*. Recent changes in shelf hydrography in the Siberian Arctic: Potential for subsea permafrost instability. //Journal of Geophysical Research, doi:10.1029/2011JC007218, 2011, V. 116, C10027,
9. *Friborg T., Soegaard H., Christensen T.R., Lloyd C.R., Panikov N.S.* Siberian Wetlands: Where a sink is a source //Geophysical Research Letters, 2003, V. 30, № 21, p. 2129.
10. *Nikolsky D., Shakhova N.* Modeling sub-sea permafrost in the East Siberian Arctic Shelf: the Dmitry Laptev Strait //Environmental Research Letters, 2010, V. 5, p. 1-9.
11. *Prather M., Ehhalt D*. Atmospheric chemistry and greenhouse gases // Climate Change 2001: The Scientific Basis Contribution of Working group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, J.T. Houghton Y.D., D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, C.A. Johnson., Editor. Cambridge: Cambridge University Press, 2001, p. 239-387.
12. *Ramaswamy V.* Radiative Forcing of Climate Change // Climate Change 2001: The Scientific Basis Contribution of Working group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, J.T. Houghton Y.D., D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, C.A. Johnson., Editor. Cambridge: Cambridge University Press, 2001, p. 349-416.
13. *Shakhova N., Semiletov I*. Methane release and coastal environment in the East Siberian Arctic shelf //Journal of Marine Systems, 2007, V. 66, № 1-4, p. 227-243.
14. *Shakhova N., Semiletov I., Panteleev G*. The distribution of methane on the Siberian Arctic shelves: Implications for the marine methane cycle //Geophysical Research Letters, 2005, V. 32, № 9, p.27-35.
15. *Shakhova N., Semiletov I., Salyuk A., Yusupov V., Kosmach D., Gustafsson* O. Extensive methane venting to the atmosphere from sediments of the East Siberian Arctic Shelf //Science, 2010, № 327, p. 1246-1250.
16. *Walter K.M., Zimov S.A., Chanton J.P., Verbyla D., Chapin I., F. S.* Methane bubbling from Siberian thaw lakes as a positive feedback to climate warming. //Nature, 2006, V. 443, № 7107, p. 71-75.
17. *Walter K.M., Edwards M.E., Grosse G., Zimov S.A., Chapin I., F. S.* Thermokarst Lakes as a Source of Atmospheric CH4 During the Last Deglaciation. //Science, 2007, V. 318, № 5850, p. 633-636.

Моделирование глобальных аспектов молниевой активности для исследования обратных связей с изменениями климата и газового состава атмосферы

Т.В. Суходолов[1], С.П. Смышляев[1], Е.А. Мареев[2]

[1] Российский государственный гидрометеорологический университет, Малоохтинский просп., 98, Санкт-Петербург.
[2] Институт прикладной физики РАН, ул. Ульянова, 46, Нижний Новгород.
e-mail: timon_stv@rambler.ru

Молниевые разряды в грозовых облаках являются индикатором интенсивности атмосферной конвекции, которая происходит при условиях неустойчивости атмосферы, возникающих при нагреве пограничного слоя солнечной радиацией или при взаимодействии воздушных масс с различными свойствами. Изменение интенсивности молниевой активности влечет з а собой изменение выбросов продуктов реакций, проходящих в разогретом канале молнии. В частности, особый интерес представляют окислы азота, которые в стратосфере способствуют разрушению озона, а в тропосфере, где озон имеет парниковые свойства – его образованию [1, 2]. Изменение газового состава тропосферы и нижней стратосферы приведет к изменению нагрева атмосферы и , соответственно, изменению переноса тепла и массы, что, в свою очередь, скажется на условиях развития конвективных облаков. Таким образом, образуются сложные нелинейные обратные связи между изменением климата и изменением молниевой активности, которые должны исследоваться при помощи современных химико-климатических моделей.

В работе используется совместная глобальная трехмерная химико-климатическая модель, разработанная в Институте вычислительной математики Российской академии наук (ИВМ РАН) и Российском Государственном Гидрометеорологическом Университете (РГГМУ). Особенность данной модели состоит в интерактивном обмене расчетных данных модели общей циркуляции атмосферы (МОЦА) и модели газового состава атмосферы (МГС), что позволяет учитывать взаимодействия фотохимических и динамических процессов в атмосфере на каждом модельном шаге по времени (обратные связи между содержанием радиационно-активных малых газов и атмосферным переносом) [3].

Грозовая продукция окислов азота является единственным удаленным от поверхности и, следовательно, быстрого приповерхностного разрушения источником. Проблемам генерации окислов азота в молниевых разрядах посвящен ряд обзоров, наиболее полным из которых является [4]. На данный момент глобальная продукция оценивается в 2-8 TrN/г, однако во многих вопросах до сих пор нет единства взглядов, что связано как с разнообразием условий протекания молниевых эффектов, так и все еще с недостаточным пониманием физики явления. В частности, активно обсуждается вклад облако-земных (ОЗ) и внутриоблачных (ВО) вспышек в общую продукцию, не до конца ясна роль многочисленных стримеров молнии и разрядов в средней атмосфере.

В данной модели грозовая продукция окислов азота учитывается на основе климатологических оценок (рис. 2а) [5], полученных в 1994 году с помощью параметризации на основе спутниковых данных о высоте верхней границы грозовых облаков и условии, что ОЗ вспышки производят в 10 раз больше окислов азота, чем ВО вспышки. Это распределение долгое время использовалось в химико-климатических моделях, однако последние результаты в вопросах генерации окислов азота в каналах молнии и появление глобальной спутниковой информации о молниевой активности показали, что необходимо пересмотреть эти оценки [4]. Таким образом, актуальным становится повышение точности оценок скорости формирования окислов азота при молниевых разрядах и использование в модели не климатологических данных, а физических параметризаций, позволяющих учесть локальные особенности протекания молниевых эффектов и возникающие при этом обратные связи.

Для этой цели был проведен обзор существующих методов учета продуктов молниевых эффектов (LNO_x). Поскольку молниевая активность является следствием конвективных процессов, то успешность параметризации LNOx напрямую зависит от способности модели описывать конвекцию. Однако конвективные процессы также являются процессами подсеточного масштаба для МОЦА, и в них возможен лишь упрощенный параметрический учет конвекции. В использованной химико-климатической модели для параметризации процесса конвекции применяется метод конвективного приспособления. Для расчета пространственного распределения к настоящему времени в мире разработан ряд параметризаций на основе зависимости частоты молниевых вспышек от различных параметров, характеризующих мощность конвекции, из которых в нашей модели,

ввиду ограничения конвективной схемой, можно использовать толщину конвективного облака и конвективные осадки.

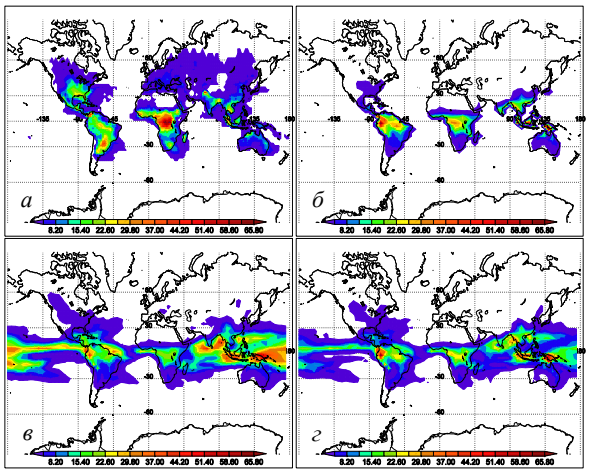


Рис. 1. Средняя частота молниеобразования (количество вспышек/км^2/с): спутниковые данные (*а*) [6], результаты моделирования с параметризацией на основе высоты верхней границы облака (*б*), на основе толщины слоя холодного облака (*в*), на основе конвективных осадков (*г*).

Были проведены расчеты с тремя параметризациями: на основе высоты верхней границы [7], толщины слоя холодного облака [8] и конвективных осадков [9] (рис. 1). В целом, во всех трех случаях имеет место недооценка молниеобразования в Африке, центральной части Южной Америки и значительная переоценка в Юго-Восточной Азии. Подобная ситуация наблюдается и в других работах, например [9], причем также и при использовании параметризаций на основе других характеристик конвекции. Данные три зоны являются основными очагами молниеобразования, из которых (1) Африка является наиболее продуктивным, затем следует (2) Южная Америка и, наконец, (3) Юго-Восточная Азия. Однако противоположное распределение наблюдается для осадков: (1) Юго-Восточная Азия, (2) Южная Америка и (3) Африка, следовательно, меньшее количество осадков подразумевает большее количество молний. Также это подтверждается в ряде работ [4], где анализируется влияние цикла Эль-Ниньо, в течение которого, при более засушливых условиях в Юго-Восточной Азии возрастает молниевая активность.

Это отношение не фиксируется ни одной параметризацией, что связано с тем, что при засушливых условиях грозовые облака мощнее, но происходят реже, чем при более влажных, а поскольку разрешение глобальных моделей позволяет получить лишь среднее в ячейке значение, то экстремальные для мощных гроз скорости и высоты будут существенно сглаживаться. Поэтому также плохо отображается молниевая активность в местах действия мезоконвективных комплексов, что опять-таки говорит как о несовершенстве параметризаций молний, так и конвективной схемы.

Использовать в дальнейшем было решено параметризацию на основе высоты верхней границы облака, как имеющую наименьшие отклонения от спутниковых данных. Поскольку расхождения наблюдаются каждый модельный год, для лучшего соответствия были рассчитаны на основе спутниковой информации корректировочные коэффициенты для каждой модельной точки каждого месяца. В результате получилось хорошее приближение к наблюдениям, п озволяющее, вдобавок, учесть и обратные связи.

При определении количества образовавшихся окислов азота принимается предположение, что все молниевые вспышки имеют одинаковую структуру и производят фиксированное количество LNO_x, оцененное в результате обзора экспериментальных исследований [4] и равное 250 моль за вспышку. ОЗ вспышки долгое время считались более продуктивными, чем ВО, однако результаты последних исследований показывают, что продукция ВО вспышек может быть как равна ОЗ, так и превышать ее. Следовательно, не потребовалось разделения по типу молнии, что несколько упростило задачу. Также результатом нескольких работ стало предположение, что среднеширотные вспышки могут быть в 4 раза более продуктивными экваториальных, что связано с большим максимальным током [4]. Таким образом, получилось два новых горизонтальных распределения молниевой продукции окислов азота (рис. 2), основными отличиями которых являются перераспределение по очагам молниевой активности в Африке, Южной Америке и Юго-Восточной Азии и смещение значительной части выбросов в верхние широты (рис. 3).

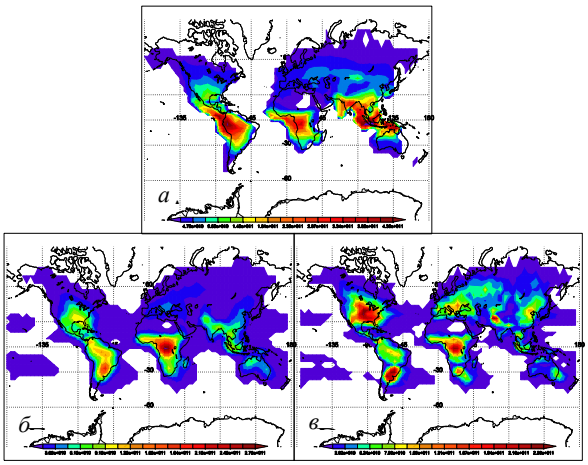


Рис. 2. Молниевая продукция окислов азота (количество молекул/см^2/с): распределение, ранее использовавшееся в модели (*а*), новое распределение (*б*), распределение при условии, что среднеширотные вспышки продуктивнее экваториальных (*в*).

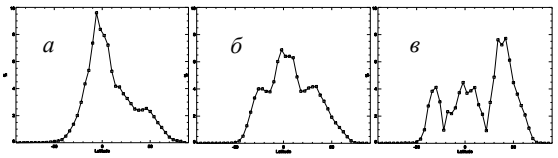


Рис. 3. Молниевая продукция окислов азота в зависимости от широты (%/4° от общего количества LNOx): распределение, ранее использовавшееся в модели (*а*), новое распределение (*б*), распределение при условии, что среднеширотные вспышки продуктивнее экваториальных (*в*).

Для исследования обратных связей в атмосфере был проведен ряд экспериментов для периода 1979-1985 гг. Для исследования чувствительности газового состава и температурного режима атмосферы к пространственному горизонтальному распределению молниевых окислов азота проводились расчеты с новыми распределениями (рис. 2), причем годовая продукция задавалась фиксированной на уровне 5 TrN/год и использовался вертикальный профиль с максимумом в верхней тропосфере для получения максимального эффекта, поскольку о т высоты конвективного нисходящего потока значительно зависит направление, скорость переноса и, соответственно, химическое время жизни выбрасываемых частичек. Для исследования роли вертикального распределения были дополнительно проведены расчеты с равномерным распределением по вертикали. И, наконец, были проведены расчеты с новой параметризацией, позволяющей учесть обратные связи между молниевой активностью и климатом.

Результаты показали, что горизонтальное перераспределение LNO_x приводит к уменьшению окислов азота в тропической стратосфере и дополнительному накоплению и х в зимней полярной стратосфере, особенно Южного полушария, и этот эффект тем больше, чем большее количество выбросов смещается в верхние широты. Причем если в тропосфере, как и предполагалось, наблюдается положительная обратная связь озона и окислов азота, а в тропической стратосфере отрицательная, то в полярной стратосфере при накоплении окислов азота наоборот наблюдается очень слабое уменьшение либо увеличение содержания озона.

Неоднозначность поведения озона при изменении концентрации окислов азота в полярных областях связана со сложностью и многообразностью, происходящих там, химических и динамических процессов. Основной особенностью данных областей является образование полярного стратосферного вихря, не освещенного Солнцем зимой и почти не обменивающегося воздухом с окружающими его широтами. Низкие температуры приводят к образованию в нижней стратосфере полярных облаков, состоящих из $HNO_3 \cdot 3H_2O$ [2]. Увеличение окислов азота может привести к дополнительному образованию облаков, что, с одной стороны, может привести к дополнительному разрушению озона, но, с другой стороны, увеличение массы облаков скажется на увеличении скорости их оседания в тропосферу, что приведет к вымыванию из стратосферы окислов азота и уменьшит скорость разрушения озона.

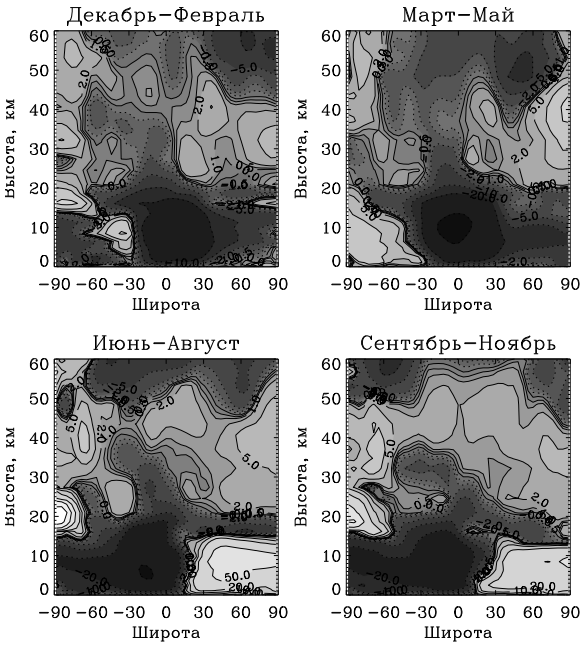


Рис. 4. Процентное изменение концентрации окислов азота при включении обратной связи с молниевой активностью.

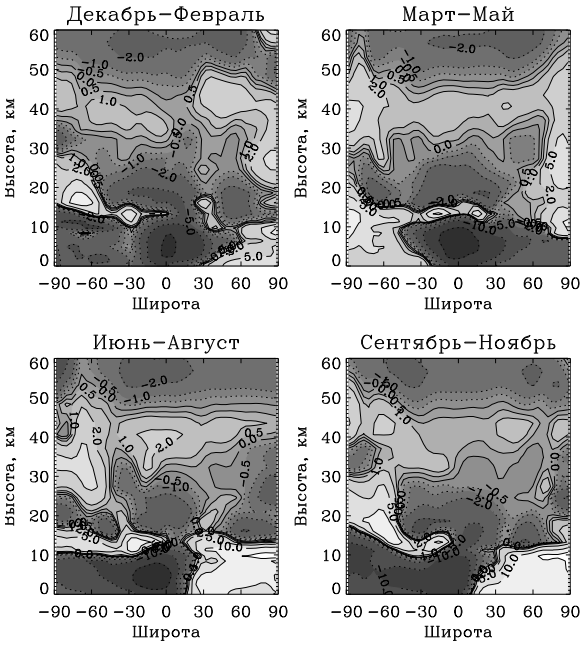


Рис. 5. Процентное изменение концентрации озона при включении обратной связи с молниевой активностью.

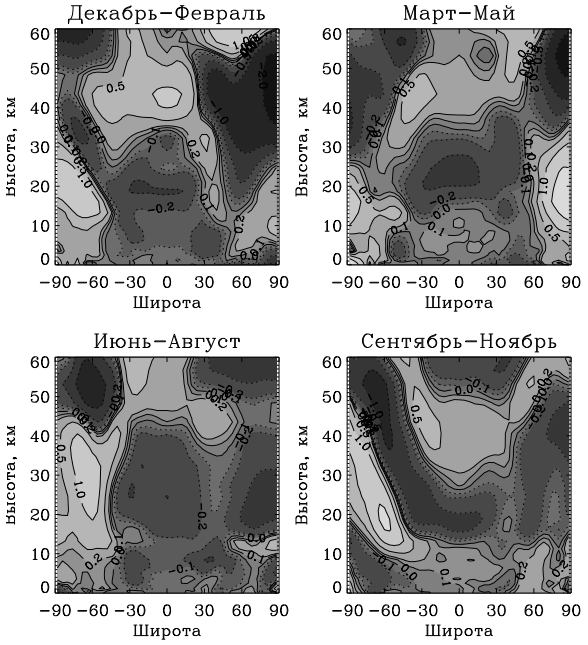


Рис. 6. Процентное изменение температуры при включении обратной связи с молниевой активностью.

Еще одним интересным эффектом является положительная обратная связь содержания окислов азота и озона в верхней стратосфере (рис. 4, 5). Это может быть связано с тем, что азотный каталитический цикл разрушения озона на данной высоте не является доминирующим, а увеличение концентраций окислов азота может приводить к дополнительному образованию $CLONO_2$, связывающего как сам NO_2, так и наиболее активный на этих высотах озоноразрушающий радикал CLO, тем самым снижая скорость фотохимического разрушения озона [2].

Также проводились расчеты с отключенной обратной связью между химическим и динамическим блоками модели, которые позволили определить, что наблюдаемый эффект в полярной стратосфере определяется в основном динамическим фактором, а в верхней стратосфере химическим.

Изменение поля озона влечет за собой изменение нагрева и охлаждения, вследствие чего меняются потоки тепла и массы, которые, в конечном счете, приводят к изменению температуры (рис. 6). Можно отметить, что наибольший эффект на температуру наблюдается в нижней и средней полярной стратосфере. Наиболее значимое изменение температуры отмечается в период полярной ночи с максимальным ростом в несколько градусов в южном полушарии, и в период полярной весны, когда развиваются озоновые аномалии. Следует отметить различия в реакции температуры на перераспределение молниевых окислов азота в северном и южном полушарии. Это можно объяснить различиями общей циркуляции атмосферы в разных полушариях.

Сравнение результатов моделирования с фиксированными оценками и с обратными связями показало, что включение обратных связей с молниевой активностью вносит существенные поправки как в величину и расположение изменений в поле окислов азота, так и в эффект оказываемый ими на газовый состав и температурный режим атмосферы.

В заключение можно отметить, что атмосфера очень чувствительна как к горизонтальному, так и к вертикальному распределению продуктов молниеобразования, вариации температуры в стратосфере могут достигать нескольких градусов. Основными эффектами являются: в тропосфере – положительная обратная связь с озоном, в экваториальной стратосфере – отрицательная. Предложенные механизмы функционирования выявленной положительной обратной связи в полярной и верхней стратосфере требуют более детальных экспериментов, что, наряду с чувствительностью атмосферы к молниевым окислам азота и появившейся возможностью модели описывать изменчивость этого источника, инициирует дальнейшие исследования в этой области.

Работа выполнена в РГГМУ при финансовой поддержке лаборатории спутниковой океанографии РГГМУ, федеральной целевой программы «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» и грантов Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ).

Список литературы.

1. *Брасье Г., Соломон С.* Аэрономия средней атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1987. 291 с.

2. *Александров Э.Л., Израэль Ю.А., Кароль И.Л. и др.* Озонный щит Земли и его изменения. СПб: Гидрометеоиздат, 1992. 288 с.

3. *Галин В.Я., Смышляев С.П., Володин Е.М.* Совместная химико-климатическая модель атмосферы // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 43. № 4. С. 437–452.

4. *Schumann U., Huntrieser H.* The global lightning-induced nitrogen oxides source // Atmos. Chem. Phys. 2007. V. 7. № 14. P. 3823–3907.

5. *Price, C., Penner, J., and Prather, M.*: NOx from lightning. 1. Global distribution based on lightning physics, J. Geophys. Res., 102, 5929–5941, doi:10.1029/96JD03504, 1997b.

6. *Christian, H. J., Blakeslee, R. J., Boccippio, D. J., et al.*: Global frequency and distribution of lightning as observed from space by the Optical Transient Detector, J. Geophys. Res., 108, 4005, doi:10.1029/2002JD002347, 2003.

7. *Price, C., Rind, D.*: A simple lightning parameterization for calculating global lightning distributions. J. Geophys. Res. 97, 9919–9933 (1992). doi:10.1029/92JD00719

8. *Futyan, J.M., Del Genio, A.D.*: Relationships between lightning and properties of convective cloud clusters. Geophys. Res. Lett. 34, L15705 (2007). doi:10.1029/2007GL030227

9. *Allen, D.J., Pickering, K.E.*: Evaluation of lightning flash rate parameterizations for use in a global chemical transport model. J. Geophys. Res. 107, 4711 (2002). doi:10.1029/2002JD002066.

Роль ледяной фазы в формировании конвективных ячеек

Т.Г. Табальчук[1,3], С.К. Бородко[2,3]

[1]Географический факультет Белгосунивнерситета, ул. Ленинградская, 16, Минск
[2]Физический факультет Белгосуниверситета, пр. Независимости, 2, Минск
[3]Национальный научно-исследовательский центр мониторинга озоносферы (ННИЦМО), ул. Курчатова, 7, Минск
tatyana_t.1@mail.ru

Целью данной работы является рассмотрение возможностей численного мезопрогноза погоды в современной системе численного моделирования атмосферных процессов WRF (Weather Research & Forecasting), особенностей реализации учёта процессов кристаллизации в облаке, моделирование атмосферных явлений с помощью системы WRF и доступного набора схем параметризаций, а также анализ результатов моделирования путём качественного и количественного сравнения с данными реальных наблюдений.

Для того чтобы выбрать наиболее подходящую для изучения синоптическую ситуацию, в архиве Белгидрометцентра были проанализированы случаи выпадения сильных осадков, сопровождавшихся грозами и градом. В результате был выбран случай от 29 мая 2011 года. По состоянию на 6 утра 29 мая над восточной и юго-восточной частями Беларуси господствовал антициклон с центром над Тульской областью России. С северо-запада на него надвигался мощный циклон с центром над Скандинавским полуостровом. Таким образом, через северо-западные районы республики проходил холодный атмосферный фронт, смещавшийся к северо-востоку. В результате на данной территории наблюдалась активная грозовая деятельность. По данным радарных наблюдений высота облачности достигала 13 км.

Для расчётов был использован суперкомпьютер БГУ «СКИФ К -1000-05». При вычислениях использовалось от 64 до 128 процессоров (в зависимости от количества свободных). Всего было обработано около 600 Мбайт исходных данных. В результате получено более 4 Гбайт расчётных характеристик.

При выборе области счёта были учтены особенности глобальной циркуляции в умеренных широтах. Из-за западного переноса большинство циклонов приходит на территорию Беларуси непосредственно с запада. Часть их приходит с юга и часть – с севера. Учитывая это, для получения полной картины имеющейся или ожидаемой синоптической ситуации уместно было установить протяжённость создаваемой расчётной сетки от 10º до 45º в.д. с запада на восток от 40º до 70º с.ш. с юга на север. Такая сетка довольно велика, поэтому, в ней уместно сделать шаг в 10 км. Таким образом, получается материнская область счёта размером 250×250 точек с шагом 10 км. Однако такой шаг довольно велик и не позволяет в точности воспроизвести локальные циркуляционные ячейки, которые оказывают существенное влияние на формирование погоды в Беларуси. Поэтому было необходимо создать вложенную сетку меньшего размера с меньшим горизонтальным шагом, которая включает в себя непосредственно территорию Беларуси. Это получилась сетка размером 451×451 узел с шагом 3,333 км (в 3 раза меньше шага сетки в материнской области). Таким образом, была получена расчётная сетка, которая отслеживает приближение к Беларуси крупных барических образований и прогнозирует с большой точностью погоду внутри страны, наиболее рационально используя при этом имеющиеся вычислительные ресурсы.

Среди всего множества схем параметризаций были отобраны наиболее подходящие как для описания погодных условий на территории Беларуси в целом, так и для моделирования данной конкретной ситуации.

При моделировании физики земной поверхности (sf_surface_physics) использовалась схема Noah, которая является результатом совместных разработок NCEP / NCAR / AFWA, и учитывает температуру и влажность почвы в четырех слоях, частичный снежный покров и физические особенности районов многолетней мерзлоты (мерзлой почвы).

Для параметризации коротковолнового излучения (ra_sw_physics) использовалась новая схема Goddard, для длинноволнового излучения (ra_lw_physics) так же новая схема Goddard. Обе эти схемы являются разработкой NASA GSFC - Goddard Space Flight Center).

Для моделирования планетарного пограничного слоя (bl_pbl_physics) - схема Yonsei University (г. Сеул, Корея).

Для параметризации конвекции (cu_physics) схема Grell3D, модифицированная ансамблевая схема Грелла, которая в данном случае лучше всех подходит для малого шага сетки.

Турбулентность приземного слоя атмосферы (sf_sfclay_physics) параметризировалась по схеме модели MM5, основанной на теории подобия Монина-Обухова, с вязким подслоем Карслона-Боланда и значениями стандартных функций подобия в справочных таблицах.

Для более детального изучения влияния образования ледяной фазы в облачности на интенсивность осадков расчёты проводились при различных уровнях сложности, причём каждый

раз использовались разные схемы параметризации микрофизических процессов (mp_physics). В первом случае это была одномоментная схема Кесслера, в которой образование льда не учитывается (схема была разработана для расчётов во внутритропической зоне). Второй раз использовалась схема WSM6, включающая 6 различных фаз воды, из них 3 - лёд (ледяные частицы облачности, снег, крупа), данная схема также является одномоментной. И последний расчёт проводился по схеме Милбрандта-Яу, которая включает в себя уже 7 различных фаз жидкости, из них 4 - лёд (ледные частицы облачности, снег, крупа, град), эта схема уже является двухмоментной.

В простейшем случае использовалась схема Кесслера, где образование льда в облаке вообще не учитывается, а значит не учитывается энергия, выделяющаяся при кристаллизации. На рисунке 1 показана облачность по распределению максимальной отражаемости радиоэха на 12 часов 28 мая, а на рисунке 2 – то же, но на 12 часов 29 мая.

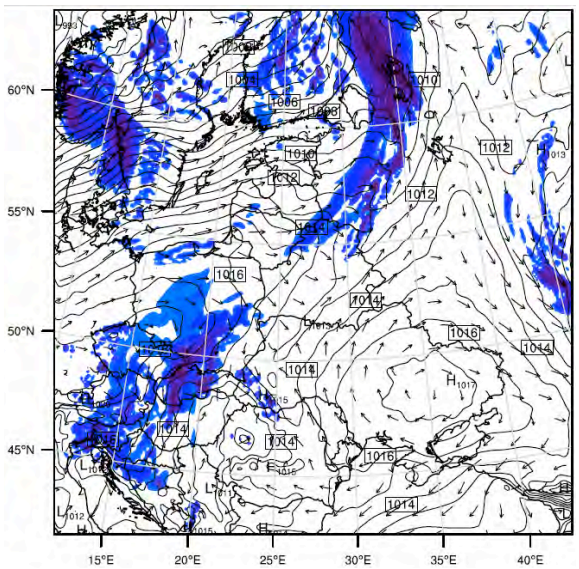


Рис. 1. Максимальная отражаемость радиоэха, 12 часов 28 мая 2011, расчёт по схеме Кесслера, материнская область счёта

Затем был проведен расчёт по схеме WSM6. Данная схема оказалась неэффективной для моделирования нашего метеорологического явления и результаты расчёта, полученные с её помощью, совершенно не совпали с реальным развитием событий в атмосфере, что не позволяет использовать их для сравнения с результатами, полученными при расчётах по схемам Кесслера и Милбрандта-Яу.

Последний расчёт проводился по схеме Милбрандта-Яу. На рисунке 3 изображена облачность по распределению максимальной отражаемости радиоэха на 12 часов 28 мая. Также была отрисована максимальная отражаемость радиоэха на 12 часов 29 мая (рис. 4).

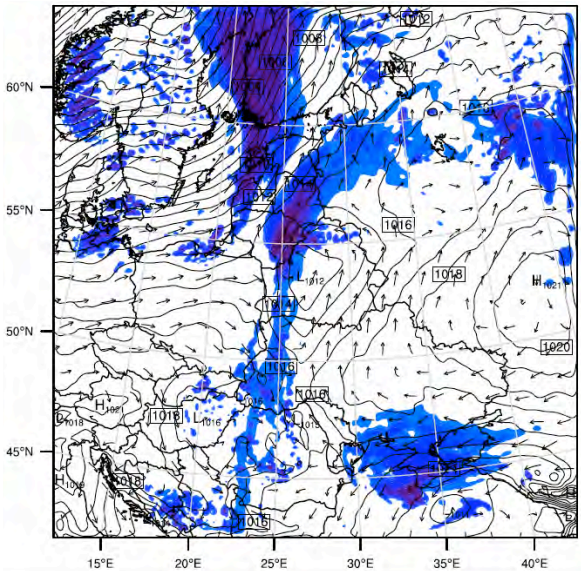


Рис. 2. Максимальная отражаемость радиоэха, 12 часов 29 мая 2011, расчёт по схеме Кесслера, материнская область счёта

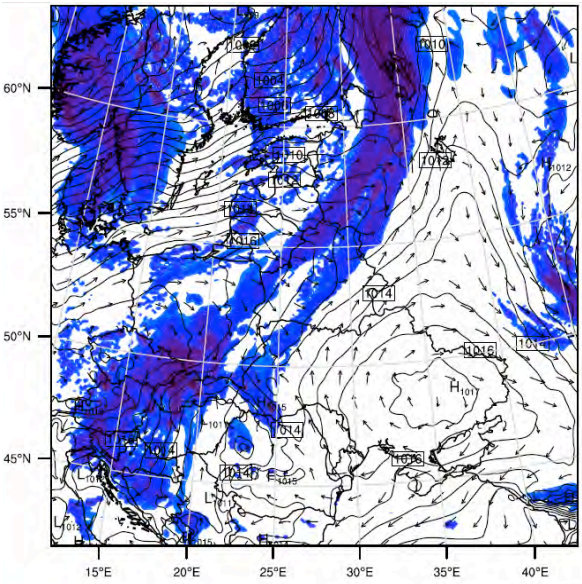


Рис. 3. Максимальная отражаемость радиоэха, 12 часов 28 мая 2011, расчёт по схеме Милбрандта-Яу, материнская область счёта

При сравнении результатов моделирования с различными схемами параметризации микрофизики можно заметить, что, хотя общая картина распределения максимальной отражаемости радиоэха схожа, имеются очевидные расхождения в каждом из представленных моментов времени.

В 12 часов 28 мая (исходная синоптическая ситуация), на рисунке 1, на котором показаны результаты моделирования по схеме Кесслера, мы видим разрыв в облачности по линии фронта, чего, очевидно, быть не должно. При моделировании по схеме Милбрандта-Яу (рис. 3) такого разрыва нет.

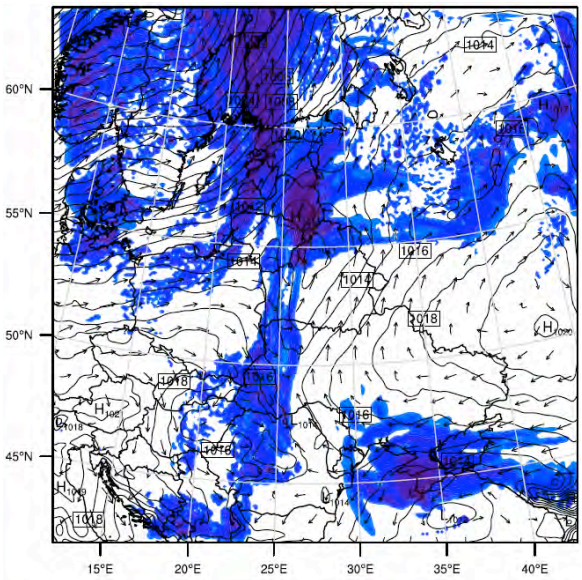


Рис. 4. Максимальная отражаемость радиоэха, 12 часов 29 мая 2011, расчёт по схеме Милбрандта-Яу, материнская область счёта

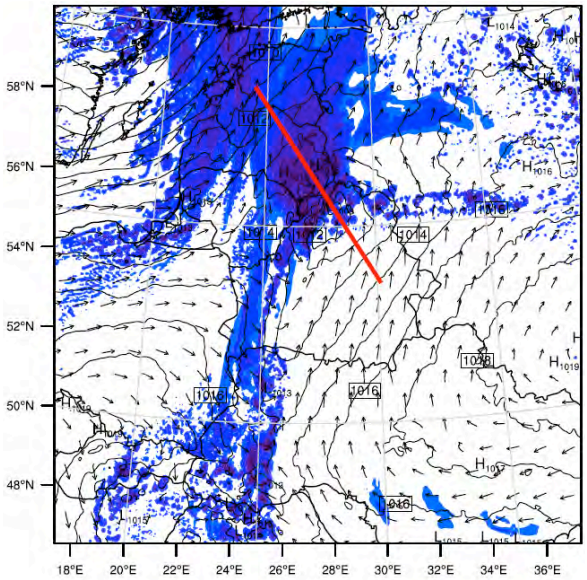


Рис. 5. Максимальная отражаемость радиоэха, 12 часов 29 мая 2011, расчёт по схеме Милбрандта-Яу, вложенная область счёта

При анализе ситуации за 12 часов 29 мая результаты моделирования (особенно полученные с параметризацией Милбрандта-Яу, рис. 4) показывают, что весьма вероятно в данном случае мы наблюдаем явление, известное как подворачивание холодного атмосферного фронта. Оно приводит к образованию мощных мезомасштабных конвективных систем, в результате приводящих к большому выделению дополнительной энергии, сильному усилению вертикальной конвекции, сильным ливням, грозам, граду. Подворачивание холодного фронта является главной причиной большей части сильных гроз и ураганов на территории Беларуси. Однако его довольно сложно спрогнозировать, так как это скорее вопрос сценария, а не предсказания.

Как можно видеть на рис. 4, к моменту времени 12 часов 29 мая в северо-западной части Беларуси формируется ситуация, при которй на небольшом расстоянии образуются локальные максимум и минимум атмосферного давления, расположенные достаточно близко друг к другу. В результате наблюдается скачок давления около 4 гПа на расстоянии около 100 км. Данная система совпадает с наиболее плотной частью облачного покрова, и , в частности, присутствует только в результатах, которые были получены с параметризацией Милбрандта-Яу. Это и есть участок подворачивания холодного атмосферного фронта.

Также была отрисована максимальная отражаемость радиоэха на 12 часов 29 мая и для вложенной области (рис. 5).

На вложенной области с меньшим шагом сетки ещё более выраженным оказался перепад атмосферного давления на участке фронта, где произошло подворачивание. Здесь он составил уже 6 гПа.

Также по линии на рисунке 5 (т.е. через область подворачивания фронта) был построен вертикальный разрез атмосферы (рис. 6), где хорошо видны вертикальные ячейки в облачности, а также области с различной отражаемостью.

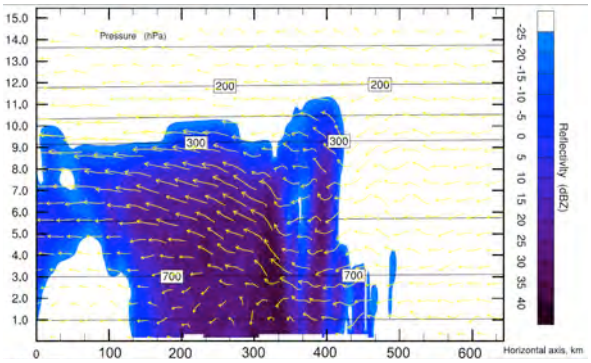


Рис. 6. Вертикальный разрез атмосферы во вложенной области по линии на рис. 7

Для того чтобы сопоставить данные расчёта с реальными данными метеонаблюдений, на сайте Белгидрометцентра [1] была взята стыкованная радарная карта за 12 часов 29 мая 2011 года.

При сравнении данных радарных наблюдений с данными, полученными при моделировании, можно заметить, что модель действительно спрогнозировала выпадение осадков, однако в отличие от реальных наблюдений, где осадки выпадали в северной части Гродненской области, модельные данные показывают выпадение осадков в северо-западной части Витебской области. Т.е. район выпадения осадков смещён на 70-100 км по направлению ветра.

При анализе такого несоответствия были выделены три возможные причины.

Первая из них – возможное несоответствие сеток: сетки, на которую нанесены исходные

данные, и расчётной сетки модели, на которой ведутся непосредственные вычисления.

Вторая – неполный учёт физических особенностей процесса кристаллизации. В модели, вероятно, учтены только уравнение Навье-Стокса и выделение энергии при кристаллизации, однако не рассмотрен тот факт, что образование ледяных кристаллов меняет характер процесса конденсации: появляются дополнительные ядра, создавая таким образом дополнительные условия для конденсации и снимая тем самым ограничение на 100%-ную относительную влажность. В результате получается, что процессы в природе происходят намного быстрее, чем это описывается моделью.

И третья возможная причина – несоответствие размеров реальных ячеек и шага расчётной сетки. Экспериментальные данные показали, что средний размер конвективных ячеек по горизонтали – 300 м [2]. Расчётный же шаг вложенной области составляет 3333 м, т.е. практически в 11 раз больше, что, разумеется, не позволяет учесть все создающиеся конвективные ячейки.

В результате можно сделать вывод, что ледяная фракция имеет значительное влияние на микрофизические процессы в атмосфере. Особенно ясно это проявляется в случаях возникновения суперконвекции. Чем больше вертикальные скорости в конвективных ячейках, тем более важной оказывается роль ледяной фазы.

При моделировании детально воспроизведен процесс подворачивания холодного фронта, проходившего через территорию Беларуси. Анализ результатов моделирования позволил выявить несоответствие в отображении моделью выпадающих осадков с реальным их распределением. Сравнение данных моделирования с различным шагом сетки и различными параметрами моделирования с реальными данными наблюдения показывает, что существуют случаи суперконвекции, для которых наиболее сложные с хемы микрофизики не дают существенного улучшения прогноза осадков по сравнению с более простыми схемами.

Пространственное распределение реальных и прогнозных данных позволяет сделать предположение о трёх возможных причинах несоответствия: несоответствие ис ходной и расчётной сеток, неполный учёт физических особенностей конденсации и кристаллизации и разница экспериментально доказанного горизонтального размера конвективных ячеек с шагом расчётной сетки.

В рамках дальнейших исследований представляется целесообразным исследовать ряд характеристик атмосферной модели и провести дальнейшие расчёты, что позволит выявить наличие тех или иных причин несоответствия распределения осадков и найти возможные пути их решения

Республиканский гидрометцентр [Электронный ресурс]. - http://www.pogoda.by/

Шметер С.М. Физика конвективных облаков. – Л.: Гидрометеоиздат, 1972 г. – 232 с.

Параметры грозовых разрядов в Якутии

Л.Д. Тарабукина

Институт космофизических исследований и аэрономии им. Ю.Г. Шафера СО РАН, пр-т Ленина, 31, Якутск.
e-mail: tarabukina@ikfia.ysn.ru

В период с 2009 по 2011 гг. на территории центральной Якутии были проведены наблюдения грозовой деятельности с разделением молниевых разрядов по полярности и типам. А также с использованием экспедиционных данных были рассмотрены радиоимпульсы от молний с несколькими повторными разрядами и проведены предварительные оценки величины токов, текущих по каналу молнии.

Для трехлетних наблюдений грозовой активности использовался стационарный грозопеленгатор, установленный в г. Якутск (62°02′ с.ш., 129°44′ в.д.) и имеющий радиус эффективного обнаружения – 400 км. Для оценки характера распределения значений амплитуд весь диапазон определяемых прибором расстояний (до 400 км) был разбит по 25 км на 16 частей и сопоставлен с амплитудами сигналов. Для каждого интервала было характерно распределение амплитуд, близкое к колоколообразному, с положительным эксцессом.

Для анализа отдельных разрядов многократных молний использовались данные экспедиционных измерений, полученные при помощи ОНЧ-регистраторов (штыревая антенна, АЦП, ноутбук) в трех пунктах: «Кисилээх» (67°57' с.ш., 135°06' в.д.), «Ойбенкель» (61°55'43" с.ш., 129°23'45" в.д.), «Хандыга» (63°06' с.ш., 139°04' в.д.). В 2010 г. регистрация велась на АЦП двух типов E154 и E440 с частотами дискретизации соответственно: 60 кГц, 100 кГц. В 2011 г. использовались только АЦП E440.

Уровень грозовой активности сильно изменялся от года к году. Число дней с грозой в году на рассматриваемой территории за 2009-2011 гг. равнялось соответственно: 46, 37, 62. При этом наблюдалось следующее число дней с интенсивными грозами (большая плотность разрядов) или грозами, распространяющимися по большей части наблюдаемой территории: 29 (2009), 21 (2010), 43 (2011). Также выделяются два характерных пика активности во второй декаде июня и в последней декаде июля или начале августа. Возможно, такие всплески грозовой активности объясняются ежегодным приходом циклонической деятельности с Запада.

Число дней в 2011 г. сверялось с наблюдениями на метеостанциях, расположенных в зоне действия используемого грозопеленгатора. По наблюдениям метеослужбы было отмечено 59 дней с грозой, а по данным грозопеленгатора – 63 дня. Расхождения данных наблюдений могут быть объяснены прохождением грозового облака между метеостанциями или краткосрочностью грозовой деятельности и непопаданием в сроки наблюдений. Количество ошибок, когда грозопеленгатор не принимает сигнал, а метеостанция отмечает событие, увеличивается с отдалением местоположения наблюдательного пункта от центра в г. Якутск (от 1 до 4). Таким образом, можно отметить достоверность измерений, произведенных с помощью грозопеленгатора, для расстояний до разрядов в пределах радиуса действия прибора 400 км.

Отношения всего количества разрядов типа «облако-земля» (ОЗ) в год ко всему числу произошедших разрядов 2009-2011 гг.: 65%, 41%, 49%. Относительное число разрядов «облако-земля» в день имело медианные значения: 58% (2009), 45% (2010), 58% (2011), с распределением 50% всех значений в интервалах: 49-68% (2009), 38-44% (2010), 44-70% (2011). Значения за 2011 г. демонстрируют сильное различие в результатах усреднения. Причиной является количество межоблачных разрядов в дни максимумов активности, превышающие количество ОЗ разрядов. Данная разница не может быть полностью компенсирована в итоговой сумме разрядов за весь летний период. Сезонный ход доли ОЗ разрядов не отражает этот факт, так как соотношение числа ОЗ разрядов и общего числа разрядов в дни максимумов мало отличается от соотношений в остальные дни.

Соотношение количества ОЗ разрядов разных полярностей демонстрирует устойчивое доминирование относительного числа отрицательных разрядов в течение трех лет: 92% (2009), 85% (2010), 86% (2011).

Из данных экспедиционных наблюдений были выделены 22 серии повторных разрядов (96 радиосигналов), причем максимальное число повторных возвратных ударов в одной серии равно 9, а среднее – 4,4. В большинстве случаев наблюдается сохранение волновой формы сигнала от первого разряда к последующим, что объясняется сохранением волноводных условий распространения электромагнитного излучения и повторным прохождением заряда по тому же основному каналу молнии, использованному ступенчатым лидером и первым разрядом. В остальных сериях стреловидный лидер повторного разряда, вероятно, создает новый путь для возвратного удара, что и отражается на изменении формы принимаемого сигнала.

Большинство импульсов ассоциировалось с отрицательными молниевыми разрядами. Последующие повторные разряды в основном повторяли полярность первого в серии. Было зафиксировано всего 4 случая первых в серии разрядов по-

ложительной полярности. При этом одна серия показывает интересное поведение многократной молнии – при положительном первом разряде повторные разряды имеют отрицательную полярность.

Длительность серий достигала 600 мс, а наиболее короткая, состоявшая из двух разрядов, серия длилась 17,4 мс. Медианное значение длительности равно 205,3 мс, а 50% всех значений распределено в интервале от 64 до 400 мс. Как и ожидалось, при увеличении числа повторных разрядов в серии, ее длительность возрастает линейно. Это подтверждает верность полученных результатов.

Наименьшая разность во времени между разрядами - 10 мс, наибольшая - 314 мс (единичный случай превышения 200 мс), среднее значение - 69,5 мс, медианное значение - 61 мс, 50% значений лежало в интервале от 31,8 до 81,4 мс.

Амплитуда сигналов последующих разрядов, нормированная на амплитуду радиоимпульса от первого в серии возвратного удара, в среднем равна 50%, со стандартным отклонением – 27%. Медианное значение – 42%. 50% значений лежало в пределах от 29,7 до 63,2%. Также были отмечены 5 случаев превышения амплитуды первого разряда, максимальное соотношение составило 116,6%. При этом превышения амплитуд повторных разрядов амплитуды первого в серии разряда могут проявляться не только у начальных разрядов. Такие случаи были отмечены для разрядов 2, 3, 5 и 8 порядков в серии. Процентная доля амплитуд последующих разрядов, поставленная в соответствие с интервалом времени между компонентами, не проявила явную корреляцию между этими параметрами.

По предварительной оценке токов по 38 атмосферикам, пришедшим с расстояния около 450 км, медианное значение для положительных разрядов равно 40 кА, а для отрицательных - 18 кА.

Всплески нейтронов связанные с молниевыми разрядами облако - земля

А.А.Торопов , В.И. Козлов, В.А.Муллаяров , С.А.Стародубцев

Институт космофизических исследований и аэрономии им. Ю.Г. Шафера СО РАН, пр. Ленина 31, г.Якутск
e-mail: toropov@ikfia.ysn.ru

Введение

Первое эксперименталное указание на генерацию нейтронов во время молниевых разрядов было представлено индийскими физиками в 1985 году [1]. В наши дни это явление продолжают регистрировать современные наземные установки как в горах[2] так и на уровне моря[3]. Несмотря на достаточно давнюю историю наблюдений нейтронов связанных с молней и большое число теоретических работ вопрос о происхождении таких нейтронов остается открытым.

В одной из теорий [3,4] предполагается что что нейтроны генерируются в канале молнии, в результате синтеза дейтерия, содержащегося в водяном паре в атмосфере. По другой теории [5,6] (активно развиваемой в последнее десятилетие) нейтроны генерируются посредством сложного механизма взаимодействия тормозного излучения релятивистских убегающих электронов, которое может возникать во время грозы, с атмосферой.

Экспериментальные данные и результаты

Нами выполнены одновременные наблюдения на Якутском спектрографе космических лучей ИКФИА СО РАН (105 м, над уровнем моря) и регистраторе электрического поля за летний грозовой сезон 2009, 2010, 2011 года. Всего в районе спектрографа за три летних сезона наблюдалось 39 гроз. В 9 из них наблюдалось повышение уровня нейтронов на достоверно значимую величину.

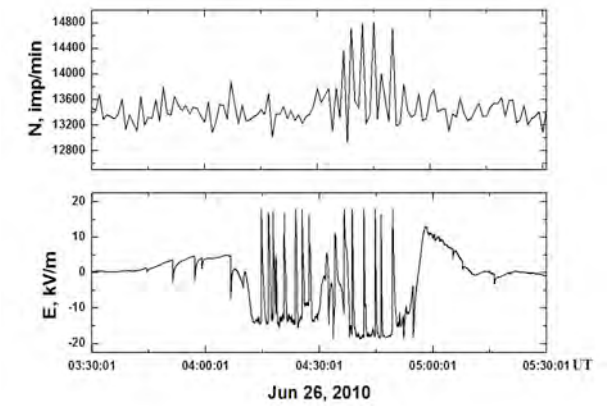


Рис. 1 Вариации электрического поля над нейтронным монитором (левая шкала) и уровня счета нейтронов (правая шкала) во время грозы 26.06.2010.

Типичный пример всплеска нейтронов во время грозы показан на Рис. 1. Во время грозы 26.06.2010 наблюдалось 30 молний. Из них для 5молний наблюдалось повышение уровня нейтронов на достоверно значимую величину. Во время разрядов молний напряженность поля менялась от -18кВ/м до +17кВ/м.

Данный тип разрядов никакого влияния на нейтронную компоненту не оказал. Проводилась видеозапись данной грозы со скоростью 300 кадров в секунду. Записаны 3 разряда между землей (мачта телевизионной вышки высотой 240 м. в центре Якутска) и грозовым облаком.

Телевышка находится на расстоянии 4,1км. от нейтронного монитора.

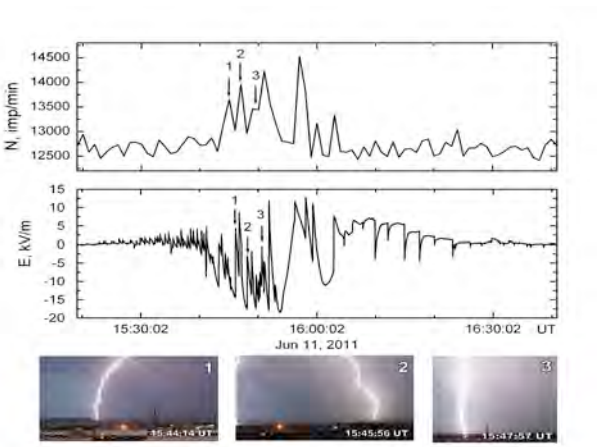


Рис. 2 Вариации электрического поля над нейтронным монитором (правая шкала)и уровня счета нейтронов (левая шкала) во время грозы 11.06.2011 в которой наблюдались всплески нейтронов. Расстояние между нейтронным монитором и молнией: 1-6,2км.; 2-7,1км.; 3-5,8км.

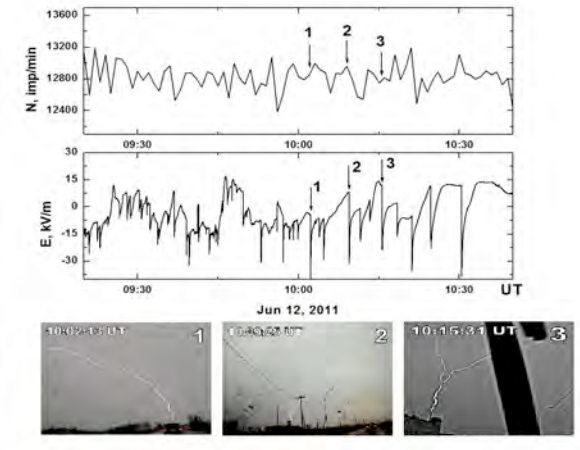


Рис. 3 Вариации электрического поля над нейтронным монитором (правая шкала)и уровня счета нейтронов (левая шкала) во время грозы 12.06.2011 в которой не наблюдалось всплесков нейтронов. Расстояние между нейтронным монитором и молниями 4,1 км. во всех трех случаях.

Обсуждение

Анализ экспериментальных данных показал, что возрастание темпа счета в нейтронной компоненте во время ближних гроз носит не случайный характер, а напрямую связан с молниевыми разрядами в окерстности нейтронного монитора. В некторых, особо ярких, событиях темп счета возрастал на 10-21% (1280-2688 нейтронов в минуту) над фоновым уровнем. Такое возрастание можно обяснить только если предположить что нейтроны родились в молнии. Все всплески в нейтронной компоненте происходили во время ближних гроз в которых грозовое облако имело определенный тип распределения зарядов (в верхней части положительный заряд, в нижней отрицательный имеющий компактный положительный заряд в основании облака). Следует отметить, что не все ближние грозы такого типа имели отклик в нейтронной компоненте, из 16 отклик был только в 9 грозах. В первом приближении не удалось найти существенных отличий между грозами которые вызвали всплески от тех что не оказали влияния на нейтронную компоненту. Анализируемые грозы имели схожую амплитуду вариаций напряженности электрического поля, частоту разрядов, длительность и время суток. Исходя из этого можно предположить, что существует какой то дополнительный фактор, который влияет либо на генерацию нейтронов в молниевом канале либо на регистрацию рожденных нейтронов (если считать что нейтроны рождаются в каждом молниевом разряде облако-земля). Этим фактором возможно является рельеф местности, если допустить что генерация нейтронов происходит в области удара молнии в землю. В таком случае нейтронный монитор будет регистрировать не все нейтроны а только те которые рапространяются из точки удара молнии по прямой линии до нейтронного монитора и не встречают на своем пути препятствий обусловленных рельефом местности либо различного рода сооружений, домов и т. д. Такая возможность реализуется если вбл изи нейтронного монитора существуют высокие сооружения либо естественные возвышения рельефа местности (холмы, горы и т. д.) в которые ударяют молнии. Подобная естественная возвышеность рельефа местности существует вблизи Якутского спектрографа космических лучей (где находится нейтронный монитор). Это терасса, высотой 100-110 метров, окаймляющая пойменную долину реки Лена с юго -западной, западной, северо-западной стороны. Нейтронный монитор располагается в долине. Минимальное расстояние от нейтронного монитора до терассы составляет 5 км. На рисунке 4 схематично показан разрез рельефа местности в окрестности Якутского спектрографа космических лучей и возможное распростанение нейтронов от молнии в событии 11.06.2011. Хочется обратить внимание на тот факт что все три молнии во время события 11.06.2011 (Рис.2) которые вызвали всплески в нейтронной компоненте ударяли в верхнюю часть террасы либо склон.

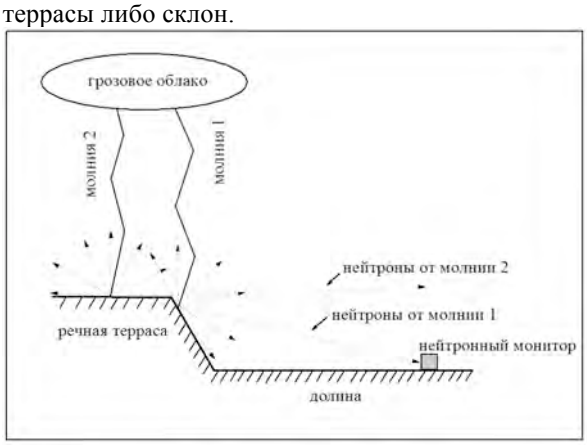


Рис. 4 Схематичный разрез рельефа местности в окрестности Якутского спектрографа космических лучей и возможное распростанение нейтронов от молнии в событии 11.06.2011.

Таким образом точка удара молнии была в возвышении над уровнем где расположен нейтронный монитор и попадала в зону «прямой видимости» монитора.

Заключение

Расмотрены экспериментальные результаты регистрации нейтронной компоненты и напряженности электрического поля во время ближних гроз 2009,2010,2011 года.

Зарегистрированы кратковременные всплески потока нейтронов во время ближних (5-7км.) молниевых разрядов на уровне моря (105м.). Всплески наблюдались во время значительного повышения поля до -16кВ/м которое скачком менялось до +18кВ/м в момент молниевого

разряда. Увеличение потока нейтронов достигает 10% и выше от среднего уровня для данных минутного разрешения.

Обнаружено, что все всплески в нейтронах наблюдаются во время гроз имеющих следующий тип электрической структуры: грозовое облако положительной полярности с компактным положительным зарядом в основании.

Обнаружено, что молнии распространяющиеся от земли к облаку (положительные разряды) не оказывают существенного влияния на интенсивность нейтронов не смотря на то, что место удара молнии находилось в 4 километрах от нейтронного монитора (на 2 километра ближе к нейтронному монитору по сравнению с местом ударов молний во время грозы 11.06.2011г.) а напряженность электрического поля скачком изменялось от +10кВ/м до -30 кВ/м во время молниевого разряда.

Обсуждается возможность генерации нейтронов в точке удара (приземной части канала) молнии и возможные факторы влияющие на регистрацию нейтронов от молнии в точке детектирования.

Работа выполнена при частичной поддержке грантов РФФИ № 09-05-98540-р_восток_а, 09-05-98507-р_восток_а, 98-02-98511-р_восток_а, а так же АВЦП проект № РНП 2.1.1/2555, гранта президента РФ для поддержки научной школы НШ-3526.2010.2 и госконтрактом №02.740.11.0248.

Литература

1. *Shan G.N.* Neutron generation in ligtnings bolts / *Shan G.N.,Razdan H., Bhat G.L., Ali G.M.*, // Nature, 1985. V.313. P. 733-755

2. *A.V. Gurevich, V.P. Antonova, A.P. Chubenko et al.* // Phys. Rew. Lett. **108**, 125001 (2012).

3. *Кружевский Б.М.*, Генерация нейтронов в молниях // Вестник МГУ,2004. Сер. 3. Физика и астрономия. №5. С. 14-16.

4. *Shyan A.N*. Observation of neutron bursts associated with atmospheric ligtning discharge / *Shyan A.N., Kaushik. And T.C*., // J.Geophys.Res., 1999.104,P.6867-6869.

5. *Бабич Л.П.* Механизм генерации нейтронов коррелированных с разрядами молнии // Геомагнетизм и аэрономия, 2007. Т.47.№5.С.702-708.

6. *Babich L.P.* Highenergrgy phenomena in electric discharge in dense gases: theory, experiment and natural phenomena. // Arlington. Virginia.USA:Futurepast Inch.,2003. P.358.

Влияние скорости ветра по содарным данным на приземное содержание малых газов в Москве

А.В. Трифанова[1], М.А. Локощенко[2], Н.Ф. Еланский[3]

[1]Международный университет «Дубна», ул. Университетская, 19, Дубна.
[2]Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Ленинские горы, Москва.
[3]Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Пыжевский пер., 3, Москва.
e-mail: triav@yandex.ru

Изменения уровня приземного загрязнения воздуха города определяются рядом взаимозависимых факторов. Известно, что рассеивание выбросов в атмосфере происходит в значительной степени в результате их переноса и турбулентного перемешивания. Для анализа загрязнения городского воздуха необходимо рассматривать не только характеристики скорости ветра и атмосферной устойчивости, но и другие факторы: направление воздушных потоков, вымывание примесей осадками, их накопление в туманах и облаках, степень подъёма перегретых газов, которая зависит от температуры воздуха и др. [6]

В данной работе рассматривается влияние на приземное содержание малых газов основных метеорологических величин – скорости ветра и температуры воздуха.

Скорость ветра V является одним из важнейших метеорологических показателей, влияющих на рассеивание атмосферных примесей в воздушном бассейне крупного города. В Метеорологической обсерватории МГУ на Ленинских горах на юго-западе столицы, начиная с 2002 года, работает совместная Экологическая станция ИФА РАН и Географического факультета МГУ [4]. На этой станции с высокой точностью и в соответствии со стандартами Глобальной службы атмосферы измеряется приземное содержание малых атмосферных газов с частотой одно измерение в минуту. Здесь же, в 70 м от газозаборников станции, с 2004 года работает первый в России серийный доплеровский акустический локатор (содар) «MODOS» производства фирмы МЕТЕК (Германия). С его помощью измеряются профили скорости и направления ветра в нижнем 500-метровом слое воздуха – в среднем за каждые 10 мин.

Созданная авторами объединённая база данных на основе программного пакета Access содержит одновременные среднечасовые значения приземного содержания малых газов, а также скорости ветра на разных уровнях по содарным данным и основных метеорологических величин – температуры воздуха и относительной влажности – по данным наземных станционных измерений. На рис. 1 приведены общие зависимости приземного содержания основных атмосферных примесей от скорости ветра за каждый час на уровне 40 м за период с ноября 2004 по январь 2007 гг., и обсуждению полученных результатов посвящена наша работа. Размер выборки, т.е. число часов одновременных измерений состава воздуха на Экологической станции ИФА РАН и МГУ и скорости ветра с помощью содара «MODOS», составляет от 5436 до 5493 для разных малых газов. Вскоре после подготовки настоящей статьи авторами были проведены дополнительные расчёты за расширенный период уже с ноября 2004 по июнь 2008 гг. [7], в целом подтвердившие представленные здесь предварительные выводы.

Как видно на рис.1, первичные продукты сгорания топлива – окись азота и окись углерода – демонстрируют монотонные функции, близкие к обратной экспоненте: чем больше в среднем значение V, тем меньше их приземное содержание. Качественно сходную зависимость обнаруживает и двуокись азота – первичный, а также вторичный продукт сгорания топлива. Очевидно, здесь мы имеем дело с совместным действием двух факторов. С одной стороны, с увеличением V закономерно возрастает коэффициент вертикального турбулентного обмена и, как следствие, интенсивность вертикального перемешивания, приводящего к рассеиванию малых газов в вышележащие слои воздуха и уменьшению их приземного содержания. С другой же стороны, при более сильном ветре, то есть при более сильном горизонтальном переносе быстрее происходит замещение загрязнённого городского воздуха чистым воздухом из сельской местности. Следствием обеих этих причин служит уменьшение уровня загрязнения приземного воздуха. Наибольшее содержание всех трёх веществ (CO, NO и NO_2) наблюдается уже при предельно слабом ветре – от 0 до 1 м/с на уровне 40 м, поскольку основной источник выбросов этих газов – двигатели автомобилей в самом нижнем, приповерхностном слое воздуха. Заметим, что полученные эмпирические зависимости очень сильные с учётом приведённых на рисунке доверительных интервалов с уровнем значимости 5 %: последовательное увеличение скорости ветра с шагом 1 м/с на каждом отдельном интервале от штиля и вплоть до 5 м/с приводит к статистически значимому уменьшению приземного содержания каждого из малых газов. Лишь при очень сильном ветре значения эмпирических функций асимптотичес-

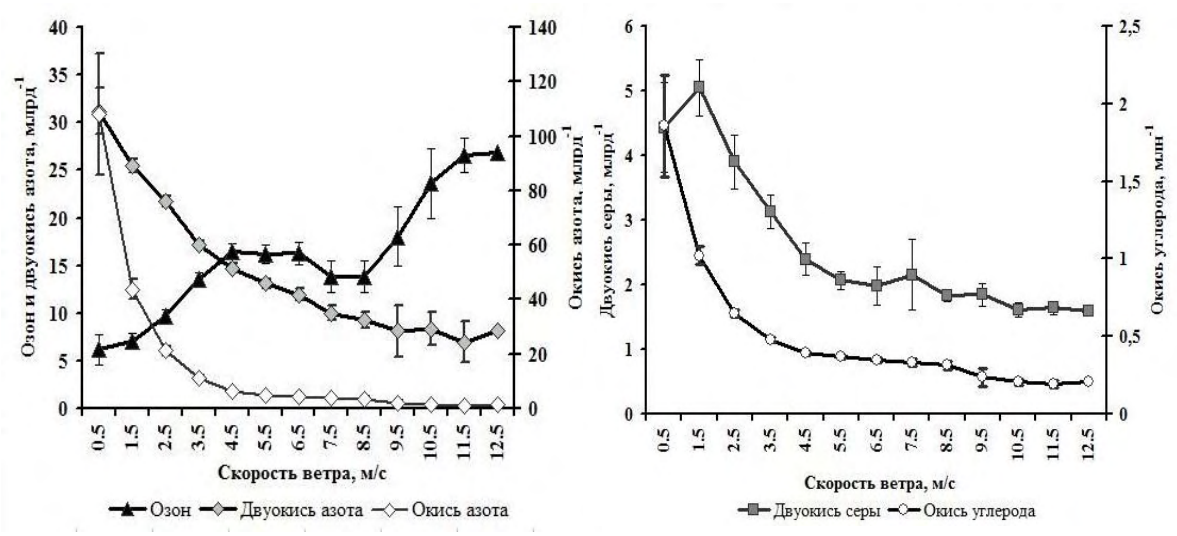


Рис. 1. Зависимости приземного содержания озона, оксидов азота (слева) и двуокиси серы, окиси углерода (справа) в МГУ от скорости ветра по содарным данным на высоте 40 м в среднем за каждый час за период 2004-2007 гг. Доверительные интервалы рассчитаны с уровнем значимости 0,05.

ки приближаются к нижнему пределу, что вполне ожидаемо с точки зрения условий рассеивания атмосферных примесей. В условиях больших значений V значительная часть выбросов в нижнем слое воздуха оказывается уже рассеянной, так что дальнейшее усиление ветра приводит лишь к незначительному дополнительному уменьшению приземного содержания тех или иных веществ.

Заметим также, что приведённые функции отражают не только прямое воздействие скорости ветра, но также и косвенное опосредованное влияние температурной стратификации. Накопление малых газов в приземном слое воздуха является очевидным результатом совместного действия обоих этих факторов, поскольку сами по себе условия очень слабого ветра или даже полного штиля обычно связаны с существованием приземной инверсии в ночные часы. Оба фактора приводят к резкому уменьшению вертикального турбулентного обмена и, как следствие, скорости рассеивания всех трёх этих веществ, образующихся преимущественно вблизи поверхности при сгорании автомобильного топлива. Кроме того, при ослаблении ветра замедляется и горизонтальный перенос – поступление в город незагрязнённого воздуха из сельской местности. В отличие от NO, NO_2 и CO, двуокись серы как продукт выбросов в основном высоких источников – труб ТЭЦ, котельных и пр. [5] – показывает немонотонную функцию. Наибольшее приземное содержание этой примеси связано не с предельно малой скоростью ветра, а с промежуточными её значениями в промежутке от 1 до 2 м/с. Очевидно, что при полном штиле дымовые шлейфы от высоких источников поднимаются вверх, и уровень приземного загрязнения не самый высокий. Данный эффект – наибольшее приземное содержание продуктов выбросов из высоких источников при некотором промежуточном значении скорости ветра – описан, например, в [1,2]. Правда, тогда считалось, что наиболее опасной является скорость ветра в промежутке от 4 до 6 м/с. По нашим же данным, это значение меньше. Однако более важен сам по себе качественный вид немонотонной зависимости приземного содержания SO_2 от V, который подтверждается нашими данными. Конкретное же значение наиболее опасного диапазона скорости ветра, по-видимому, существенно зависит от местных условий – высоты труб, их расстояния от места измерений и пр. В [1] приведён даже графический пример зависимости содержания окиси углерода от скорости ветра, демонстрирующий, помимо основного максимума при штиле, дополнительный второй максимум при больших значениях скорости ветра, предположительно связанный с влиянием высоких источников (как и для двуокиси серы). По нашим данным, как мы уже видели выше, вторичного максимума в эмпирической зависимости CO от скорости ветра в Москве не наблюдается – возможно, вследствие резкого сокращения промышленных выбросов в столице наряду с быстрым ростом парка городских автомобилей в продолжение двух последних десятилетий. Заметим также, что в литературе известны лишь единичные примеры подобных зависимостей уровня загрязнения воздуха от скорости ветра, полученных в прошлом в разных местах на ограниченных промежутках времени и с помощью весьма неточных газоанализаторов той поры. Представленные здесь результаты впервые являют собой качественно новый уровень надёжности и статистической обеспеченности данных с учётом долговременных и непрерывных измерений за каждую отдельную минуту на совместной Экологической станции ИФА РАН и Географического факультета МГУ.

Озон же вследствие своей особенности

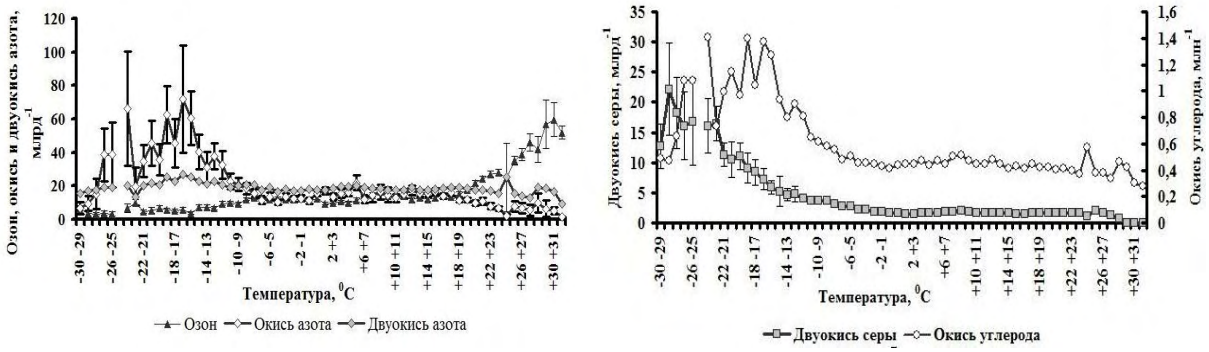


Рис. 2. Зависимости приземного содержания озона и оксидов азота (слева), а также двуокиси серы и окиси углерода (справа) в МГУ от температуры воздуха в среднем за каждый час за период 2004-2007 гг.

(пониженного содержания вблизи земной поверхности из-за сухого осаждения на ней) обнаруживает в целом противоположную зависимость: чем больше V, тем больше содержание приземного озона. Очевидно, что более интенсивное вертикальное перемешивание, связанное с сильным ветром, ведёт, как правило, к росту приземного содержания O_3 (черные треугольники в левой части рис.1) вследствие притока этого газа из вышележащих слоёв атмосферы. Как видно, зависимость приземного озона от скорости ветра более сложная и немонотонная по сравнению с первичными продуктами сгорания топлива, что отражает влияние других факторов на содержание этого малого газа (прихода ультрафиолетовой радиации и пр.). Однако очевидно, что в целом эта функция возрастающая.

Для сравнения со скоростью ветра рассмотрим также влияние на уровень приземного загрязнения воздуха ещё одной метеорологической величины – температуры воздуха. На рис.2 представлены результаты сходных расчётов среднечасовых значений приземного содержания малых газов, полученные для всего диапазона значений T в Москве (от –30 ºС до +32 ºС) с шагом в 1 ºС. Как видим, зависимости всех пяти рассмотренных нами малых газов от температуры воздуха существенно более слабые по сравнению со скоростью ветра. На большей части диапазона изменений температуры воздуха (от –10 и вплоть до +20 ºС) зависимости практически отсутствуют: почти все функции представляют собой сглаженные, почти горизонтальные линии. Иначе говоря, приземное содержание каждого из этих газов приблизительно одинаковое при любом обычном значении T в пределах статистической погрешности, то есть с учётом доверительных интервалов.

Лишь при экстремально низких или при экстремально высоких значениях температуры воздуха, наблюдающихся крайне редко, отмечены статистически достоверные изменения. Следует, однако, заметить, что изменения эти зачастую связаны не с влиянием температуры воздуха как таковой, а отражают косвенное действие других факторов. Так, наибольшие значения приземного содержания окиси азота, окиси углерода и двуокиси серы наблюдаются при отрицательной температуре, что связано во многом с застойными ситуациями в условиях сильных приземных инверсий, которые препятствуют рассеиванию примесей в вышележащие слои атмосферы и способствуют их накоплению вблизи поверхности. Кроме того, при очень низких температурах замедляется скорость окисления NO и CO. Наконец, дополнительной причиной высокого содержания этих примесей в городском воздухе служит повышенное использование топлива в холодное время года. В наибольшей степени это относится к двуокиси серы – известно, что в очень морозную зиму 2006 года в отоплении города использовалось резервное топливо (мазут), сжигание которого повлекло резкое увеличение выбросов SO_2 [5]. Заметим также, что при крайне низкой температуре воздуха выбросы тепловых электростанций и котельных способствуют образованию тумана, состоящего из замерзшей влаги с высоким содержанием серной кислоты [3].

Что касается роста приземного озона при очень высоких значениях T вплоть до +30 ºС и выше, то это косвенно связано с антициклональными условиями в тёплое время года. С одной стороны, они приводят к увеличению прихода ультрафиолетовой радиации в условиях ясного неба, благодаря которой в нижней тропосфере существует дополнительный источник озона, связанный с диссоциацией NO_2. С другой стороны, эти же условия определяют сильную атмосферную неустойчивость вследствие развития термической конвекции, которая способствует более интенсивному вертикальному перемешиванию и, как следствие, более быстрому поступлению к поверхности озона из вышележащих слоёв атмосферы.

Таким образом, влияние скорости ветра на уровень приземного содержания загрязняющих малых газов в атмосфере крупного города в

средних широтах существенно более сильное по сравнению с температурой воздуха.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ, проекты №№ 10-05-01130 и 10-05-00272.

Список литературы

1. *Безуглая, Э.Ю.* Метеорологический потенциал и климатические особенности загрязнения воздуха городов / Э.Ю. Безуглая. – Л. : Гидрометеоиздат, 1980. – 184 с.

2. *Безуглая, Э.Ю.* Климатические характеристики условий распространения примесей в атмосфере / Под редакцией Э.Ю.Безуглой и М.Е.Берлянда. – Л. : Гидрометеоиздат, 1983. – 328 с.

3. *Безуглая, Э.Ю.* Чем дышит промышленный город/ Э.Ю. Безуглая, Г.П. Расторгуева, И.В. Смирнова. – Л.: Гидрометеоиздат, 1991. – 251 с.

4. *Еланский, Н.Ф.* Изменчивость газовых примесей в приземном слое атмосферы Москвы / Н.Ф. Еланский, М.А. Локощенко, И.Б. Беликов, А.И. Скороход, Р.А. Шумский // М.: Известия РАН – Серия Физика атмосферы и океана, 2007. Т. 43, № 2. С. 246-259.

5. *Локощенко, М.А.* Динамика приземного содержания двуокиси серы в Москве / М.А. Локощенко, Н.Ф. Еланский, В.П. Маляшова, А.В. Трифанова // Томск.: Оптика атмосферы и океана, 2008. № 5. С. 441-449.

6. *Сонькин, Л.Р.* Синоптико-статистический анализ и краткосрочный прогноз загрязнения атмосферы. /Л.Р. Сонькин. – Л.: Гидрометеоиздат, 1991. – 223 с.

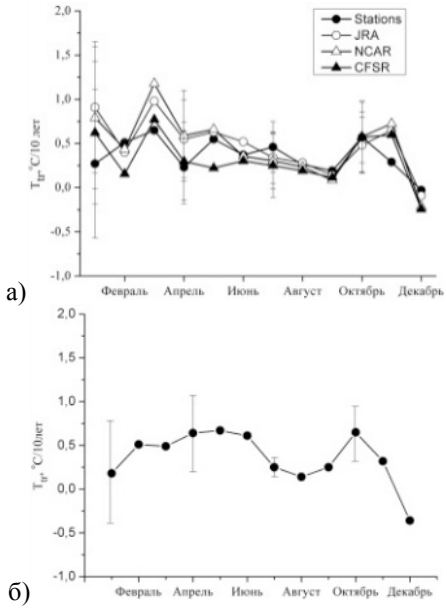
7. *Lokoshchenko M.A.* Wind velocity by the sodar data and its influence on air pollution in Moscow / Lokoshchenko M.A., Trifanova A.V., Elansky N.F. // Proceedings of the 16th ISARS, Boulder, Colorado, USA, 2012, P.184-187.

Влияние радиационных и циркуляционных факторов на изменчивость температуры воздуха на Азиатской территории России

Е.В. Харюткина, И.И. Ипполитов, С.В. Логинов

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН
634055 г. Томск, пр. Академический, 10/3,
e-mail: ceo@imces.ru

Для Азиатской территории России (АТР) выполнен анализ полей температуры в период современного потепления 1976-2005 гг. по данным наблюдений на 454 станциях, расположенных к востоку от Урала. АТР характеризовалась ускоренными темпами роста температуры (0,34°С/10 лет при среднеквадратичном отклонении 0,20ºС/10 лет). Значимые оценки средних по территории трендов потепления получены для февраля, марта, мая-августа и октября в интервале от 0,37 до 0,65ºС/10 лет. За исследуемый период температура в среднем увеличилась на 1.0°С, тогда как за период с 1979 по 2008гг. по данным реанализов JRA-25 [1] и NCEP/DOE AMIP [2] тренд температуры составил 0,48°С/10 лет, и 1,4°С за весь период. Эта же оценка, полученная по данным CFSR, близка к оценке, полученной по данным наблюдений 0.96°С, то есть 0.32°С/10 лет (рисунок 1а).



а)

б)

Рис. 1. – Внутригодовая изменчивость трендов температуры по разным источникам данных (а) и по данным наблюдений за 1982-2011гг. (б).

Чтобы выявить изменчивость температуры в настоящее время, по данным наблюдений были рассчитаны оценки трендов температуры за 1982-2011гг. (рисунок 1б). Положительная тенденция в долговременной изменчивости, по-прежнему, сохраняется, но скорость потепления на АТР стала ниже (0,28°С/10 лет при среднеквадратичном отклонении 0,16ºС/10 лет).

Необходимым звеном в исследованиях температурного режима для определенной территории является анализ пространственного распределения и временной изменчивости составляющих радиационного баланса атмосферы, потоков явного и скрытого тепла между атмосферой и подстилающей поверхностью, а также циркуляции атмосферы.

Целью данной работы является исследование пространственно-временной изменчивости составляющих радиационного баланса и атмосферной циркуляции и влияние этих величин на приземную температуру на азиатской территории России в период современного потепления 1979-2008гг. и ее отдельных регионов: Западная Сибирь, Восточная Сибирь и Дальний Восток. Оценки средних величин и трендов климатических характеристик рассчитывались по данным реанализа JRA-25 за период 1979-2008гг.

Потери тепла климатической системой АТР за счет длинноволнового излучения за рассматриваемый период времени менялись очень мало [3], несмотря на нагрев нижней тропосферы.

Чтобы определить динамику потерь тепла был вычислен радиационный баланс на верхней границе атмосферы:

$$B = Q_{\downarrow 0} - Q_{\uparrow \infty} - L_{\uparrow \infty},$$

где $Q_{\downarrow 0}$ – приходящая коротковолновая радиация на верхней границе атмосферы, $Q_{\uparrow \infty}$ - уходящая коротковолновая радиация с верхней границы атмосферы, $L_{\uparrow \infty}$ - уходящая длинноволновая радиация с верхней границы атмосферы.

Среднегодовые оценки B отрицательны, как и среднегодовые значения температуры воздуха. Согласно данным реанализа JRA-25, нисходящий тренд радиационного баланса ярко выражен в период после начала 90-х годов XX столетия. Такая временная изменчивость проявляется и в данных других источников (рисунок 2). Абсолютное уменьшение радиационного баланса невелико (~2 Вт/м^2), но это может свидетельствовать о некотором охлаждении региональной климатической системы, способном замедлить рост приземной температуры воздуха, что подтверждает вывод, полученный ранее.

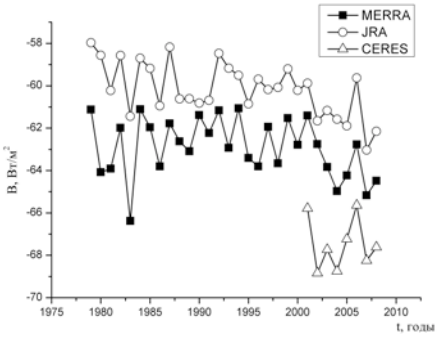


Рисунок 2. – Межгодовая изменчивость значений B, осредненных по АТР.

Значительное влияние на изменчивость приходящей на поверхность коротковолновой радиации $Q_{\downarrow S}$, уходящей с верхней границы атмосферы коротковолнового излучения $Q_{\uparrow}$, радиационного баланса B и эффективного излучения E_{eff} оказывает изменчивость облачного покрова TC.

В целом, среднегодовое многолетнее покрытие облачности составляет 53% с максимальным значением 61% в ноябре и минимальным 45% в июле. Максимальная изменчивость покрытия облаками, оцениваемая через среднеквадратическое отклонение, приходится на холодный период года. Во временном ходе (рисунок 3) анализируемых величин можно выделить два подынтервала: 1979-1992гг. и 1992-2008гг. В первом подынтервале над АТР наблюдается уменьшение общей облачности и соответствующий рост приходящей на поверхность коротковолновой радиации. Во втором подынтервале наблюдается обратная ситуация.

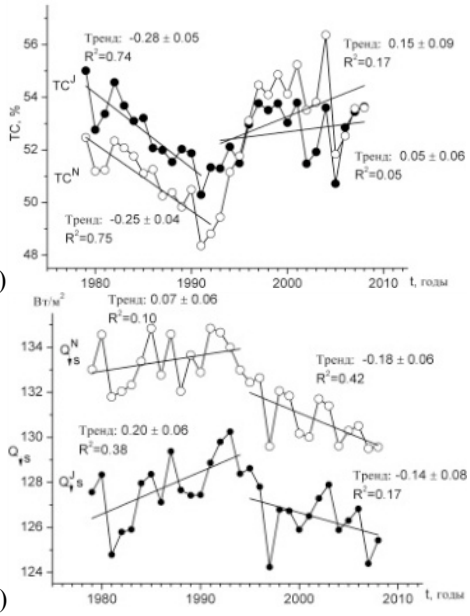


Рисунок 3. Изменчивость облачности TC (а), приходящей коротковолновой радиации на поверхность $Q_{\downarrow S}$ (б), где индекс J – расчет по данным JRA-25, N – по данным NCEP/DOE AMIP-II.

Характеристики облачного покрова, полученные по данным JRA-25 сравнивались с данными спутникового зондирования: CERES [4], PATMOS-x [5], MODIS [6], ISCCP [7].

Получено, что для всех данных, кроме EECRA [8], характерна похожая тенденция изменения облачности: уменьшение до 1992 года и рост в последующие годы. Размах в данных составил около 20 баллов (от 50 до 73 баллов). Наилучшая согласованность временных рядов JRA наблюдается с данными PATMOS (коэффициент корреляции 0,5 за период с 1983 по 1996гг.).

Тепловой баланс на поверхности Земли определяется через потоки длинноволнового излучения, а также потки скрытого и явного тепла.

$$B_S = Q_{\downarrow S} - Q_{\uparrow S} + L_{\downarrow S} - L_{\uparrow S} - LE - P - G,$$

где $Q_{\downarrow S}$ – приходящая коротковолновая радиация на поверхность $Q_{\uparrow S}$ – уходящая коротковолновая радиация с поверхности; $L_{\downarrow S}$ – приходящая длинноволновая радиация на поверхность, $L_{\uparrow S}$ – приходящая длинноволновая радиация с поверхности. LE, P и G - потоки скрытого, явного тепла и поток тепла в грунт соответственно. $L_{\uparrow S} - L_{\downarrow S} = E_{eff}$, где E_{eff} - эффективное излучение.

Для временной динамики всех элементов теплового баланса характерно наличие изломе в начале 90-х годов 20 века. В целом, для территории АТР за период 1979-2008гг. тренды теплового баланса незначимы.

Другим фактором, способным влиять на изменчивость температуры воздуха является глобальная циркуляция атмосферы. При описании атмосферной циркуляции в настоящей работе использовались некоторые телеконнекционные индексы, описывающие основные процессы циркуляции Северного полушария. Это – индексы Северо-Атлантического (NAO) и Арктического (AO) колебаний, Скандинавский индекс (SCAND), и индекс Южного колебания (SOI). При исследовании Дальнего Востока к числу циркуляционных предикторов был добавлен индекс WP (West Pacific). Индексы, такие как AO и SCAND, основаны на разложении полей геопотенциала поверхности 700-500гПа по естественным ортогональным функциям и выделении главных мод изменчивости [9].

Анализ статистических связей между температурным режимом и изменчивостью характеристик глобальной циркуляции выявил следующие особенности. Изменчивость температуры в рассматриваемом регионе, в основном, определяется изменчивостью индекса SCAND. NAO оказывает влияние на изменчивость температуры воздуха лишь в некоторые месяцы зимнего периода.

Корреляции температуры с индексом SCAND и AO описывают один и тот же процесс, который приводит к увеличению температуры при усилении западного переноса и к уменьшению температуры при его ослаблении. Положительные фазы индекса SCAND отвечают развитию блокирующих систем над Скандинавским полуостровом, препятствующих западному переносу и приводящих к понижению температуры на рассматриваемой территории. Значимой статистической связи

с аномалиями давления в экваториальной части Тихого океана (индекс SOI) обнаружено не было.

Для описания изменчивости температуры воздуха использовалась регрессионная модель, связывающая аномалии температуры с аномалиями элементов теплового баланса. Отдельно рассматривалась регрессионная модель, которая описывает изменения температуры за счет циркуляционных факторов. При учете двух групп регрессионный анализ позволяет описать до 65% изменчивости температуры воздуха в разные месяцы. Относительный вклад этих двух групп в аномалии температуры меняется в зависимости от региона. Как следует из таблицы, преимущественное влияние на изменчивость температуры на АТР принадлежит составляющим радиационного баланса. Это, в основном, обусловлено большими значениями R^2 на территории Западной Сибири. Над территорией Восточной Сибири циркуляционные и радиационные факторы оказывают влияние на изменчивость температуры в равной степени.

Таблица

Коэффициенты детерминации линейных регрессионных моделей температуры по данным JRA-25 за период 1979-2008гг.

R^2	Западная Сибирь	Восточная Сибирь	Дальний Восток	АТР
R^2 циркуляция	0,45	0,33	0,46	0,38
R^2радиационный баланс	0,54	0,33	0,40	0,51
R^2циркуляция и радиационный баланс	0,68	0,63	0,63	0,65

На Дальнем Востоке несколько преобладают циркуляционные факторы. Построенные множественные регрессионные модели изменения температуры п од влиянием только элементов циркуляции показывают, что изменчивостью циркуляции можно объяснять в разные месяцы года от 30 до 40% изменчивости температуры.

Построенные регрессионные модели позволяют описать 65% изменчивости температуры при учете как циркуляционных, так и радиационных факторов. Таким образом, проведенное исследование показало, что при использованием этих двух групп факторов возможно предсказать изменчивость температуры воздуха для нескольких регионов АТР.

Список литературы

1. http://ds.data.jma.go.jp/gmd/jra/
2.http://www.cdc.noaa.gov/data/gridded/data.ncep.reanalysis2.html
3. *Ипполитов И.И., Кабанов М.В., Логинов С.В., Соколов К.И., Харюткина Е.В.* Изменчивость температурного режима на азиатской территории России в период глобального потепления // Оптика атмосферы и океана. 2011. Т. 24, № 01. С. 22-29.
4. http://ceres.larc.nasa.gov/
5. http://cimss.ssec.wisc.edu/patmosx/data/
6. http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/
7. http://isccp.giss.nasa.gov/products/dataview.html
8. http://rda.ucar.edu/datasets/ds292.2/
9. *Barnston A.G., Livezey R.E.* Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns // Monthly weather review. 1987. Vol.115. P.1083-1126.

Разложение озона на белом песке. Определение кинетических и стационарных характеристик

Т.Б. Цыркина[1], Л.А.Обвинцева[1], И.П. Сухарева[1], В.А. Каминский[2], А.К. Аветисов[1]

[1]НИФХИ им. Л.Я.Карпова, пер. Обуха, д. 3-1/12, стр. 6, Москва.
[2] Московский государственный горный университет, Ленинский проспект, д. 6, Москва
e-mail: tsytata@gmail.com

Озон интенсивно разлагается на частицах аэрозоля в атмосфере и на подстилающей поверхности. Значительную часть подстилающей поверхности составляют песчаные почвы, а песчаная пыль является важным компонентом атмосферного аэрозоля. Изучению разложения озона на песках и терагенном аэрозоле уделяется все больше внимания, например, [1-3].

Для характеристики эффективности разложения озона на различных поверхностях используют константу гетерогенной гибели озона (k) и связанную с ней вероятность разложения озона при столкновении с поверхностью (γ), которую называют также коэффициентом захвата или гетерогенной гибели [4, 5]. По данным различных авторов величина коэффициента γ для песков колеблется от 10^{-2} до 10^{-7} [1-3]. Причины расхождения связаны как с методическими сложностями проведения точных экспериментов по изучению гетерогенных взаимодействий озона при его низких концентрациях, так и с тем, что количественные характеристики таких процессов сильно зависят от состояния поверхности, что также особенно заметно при низких концентрациях. В [2, 3] показано, что величина γ зависит от концентрации озона и, например, для песчаной пыли составляет $9*10^{-2}$ и $4*10^{-2}$ при 100 ppb и 1 ppm озона, соответственно. Следует отметить, что под воздействием озона активность материала может измениться.

Целью данной работы является определение кинетических и стационарных характеристик гетерогенной гибели озона на белом песке с учетом изменения активности поверхности песка в процессе взаимодействия с озоном.

Экспериментальная часть

В качестве объекта исследования был выбран обычный белый песок. Перед работой песок промывали дистиллированной водой и сушили при комнатной температуре. Исследуемый образец массой 0,589 г насыпали между слоями инертного фильтрующего материала (ФПФ-42) и располагали во фторопластовом фильтродержателе с внутренним диаметром 1 см (рис.1). Получился слой высотой 0,52 см. Перед проведением экспериментов фильтродержатель с фильтрами обрабатывали озоном для пассивации их поверхности, чтобы исключить или свести к минимуму разложение озона на их поверхности [6]. Фильтродержатель состоит из нескольких секций, скрепленных болтом, что позволяло изменять высоту слоя песка. Фильтродержатель с сенсором расположены вертикально, направление потока воздуха – снизу вверх. Объемный расход газа составлял 50 $см^3$/мин, соответствующая линейная скорость (U) - 60 см/мин.

Через песок пропускали поток воздуха, содержащий 145 ppb озона. В качестве источника озона использовали генератор озона фирмы «ОПТЭК» ГС-024-1М, предусматривающий также подачу нуль-газа - воздуха с содержанием озона не более 0,3 ppb. Разложение озона песком оценивали по изменению концентрации озона в в оздухе после прохождения слоя образца.

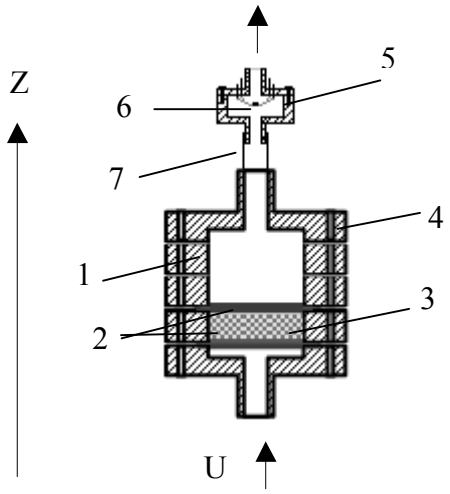


Рис.1. Фильтродержатель и сенсор. Вид в разрезе: 1 – корпус фильтродержателя, 2 – слои фильтра ФПФ-42, 3 – слой песка, 4 – крепеж, 5 - камера сенсора, 6 - сенсор, висящий на тонких подводящих проводах, 7 – соединительная фторопластовая трубка. Стрелками показано направление потока воздуха U. Z – продольная координата.

Для измерения концентрации озона использовали сенсорный анализатор, разработанный совместно сотрудниками института физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН и физико-химического института им. Л.Я. Карпова [7]. Чувствительным элементом анализатора является полупроводниковый металлооксидный сенсор. Экспериментальная установка и методика эксперимента, в том числе калибровка сенсорного анализатора по озону, подробно описаны в [6-9].

Результаты

В исследуемом образце песка размер зерен находился в диапазоне 0,3 – 1,2 мм. Микрофотография выборки исследуемого песка приведена на

рис.2. На рис.3 дано распределение частиц песка по размерам зерен. Площадь поверхности исследуемого образца песка, определенная с учетом распределения по размерам зерен, составила 48 $см^2$, при этом удельная поверхность равна 92 $см^2/г$.

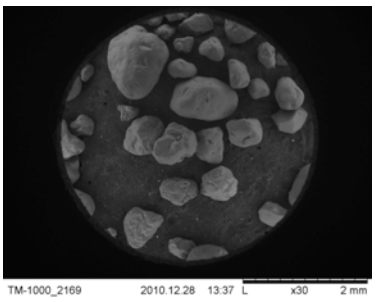


Рис. 2. Микрофотография образца песка.

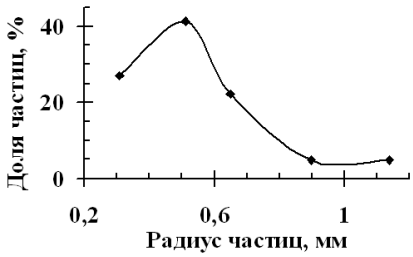


Рис. 3. Распределение песчинок по размерам.

Результаты измерения концентрации озона, после прохождения слоя исследуемого образца, приведены на рис.4. Эксперимент проводили в течение трех дней, по 3 – 4,5 час каждый день. Между экспериментами образец находился в потоке чистого воздуха.

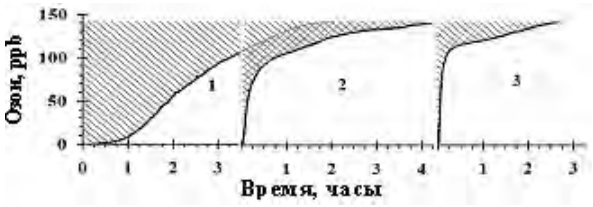


Рис. 4. Зависимость концентрации озона в потоке воздуха после прохождения исследуемого образца песка от времени. Концентрация озона, подаваемая на образец 145 ppb. Цифры под кривыми соответствуют номеру эксперимента.

Из рис.4 видно, что в первый день в течение первых 10 минут песок полностью разлагал озон, затем наблюдали медленное нарастание концентрации озона на выходе образца, во второй день пропускание озона усилилось и достигло максимального значения 145 ppb. На третий день, в начале эксперимента также наблюдается незначительное поглощение озона. Количество озона, разложенного в каждом эксперименте, равно заштрихованной площади на рис.4, умноженной на объемный расход газа. В начале каждого последующего эксперимента уровень пропускания озона несколько ниже, чем в конце предыдущего, что может быть объяснено частичной релаксацией образца в промежутках между опытами. Такое объяснение согласуется с выводами работы [2], где также описывается «депассивация» образцов почв в течение нескольких часов после прекращения обработки озоном. Количество дополнительно разложившегося озона после релаксации пропорционально площади с более густой штриховкой. Данные по количеству разложившегося озона приведены в табл.1.

Таблица 1.

Данные по разложению озона образцом песка (мкг) в разные дни эксперимента и приведенные значения: количества озона в мкг, разложившееся на 1 г песка (мкг/г), и на 1 $м^2$ песка (мкг/$м^2$).

№ эксперимента	Количество разложившегося озона		
	мкг	мкг/г	мкг/$м^2$
1	2,06	3,96	430
2	0,63	1,07	131,9
3	0,32	0,56	68,6

Определение кинетических параметров

Обработку экспериментальных данных проводили на основе методики, подробно изложенной в [10]. Здесь кратко отметим следующее.

Концентрация озона $c(z,t)$ является функцией продольной координаты z и времени t. Зависимость концентрации $c(z,t)$ от времени связана с изменением активности песка в процессе обработки озоном - дезактивацией. Поскольку дезактивация достаточно медленный процесс по сравнению с процессом разложения озона при его прохождении через песок, кинетическое уравнение, описывающее зависимость концентрации озона в газовом потоке, проходящем через песок, можно рассматривать в квазистационарном приближении:

$$u\frac{\partial c(z,t)}{\partial z} = -k(z,t)c(z,t) \qquad (1)$$

Здесь, $k = k(z,t)$- константа разложения озона (1/мин), которая изменяется как по длине слоя песка, так и во времени в результате дезактивации.

Для решения этого уравнения и нахождения распределения концентрации необходимо принять некоторую модель кинетики дезактивации, определяющую зависимость локальной активности песка $k(z,t)$ от времени. Естественно предположить, что локальная скорость дезактивации песка пропорциональна скорости разложения озона, так что соответствующее кинетическое уравнение для $k(z,t)$ может быть записано в виде:

$$\frac{\partial k(z,t)}{\partial t} = -ak(z,t)c(z,t) \qquad (2).$$

Здесь, a – коэффициент, характеризующий скорость потери активности песка, - параметр дезактивации. Система уравнений (1)-(2) решается при следующих начальных и граничных условия - при t=0: $k(z,t)=k_0$. Рассматривается однородный по длине слой песка, для которого $k_0 = const$. Концентрация озона в воздухе на входе фильтродержателя постоянна и равна c_0. Толщина слоя песка равна L. Величина a постоянна для всего слоя песка.

Окончательное выражение для концентрации озона на выходе слоя песка, полученное при решении (1) – (2), имеет вид:

$$c(L,t) = \frac{c_0}{1+\exp(-ac_0 t)(\exp(K_{L0}/U)-1)} \qquad (3).$$

Здесь $K_{L0} = k_0 * L$.

Из уравнения (3) видно, что концентрация озона на выходе определяется начальной активностью всего слоя песка K_{L0}, а её изменение во времени определяется параметром дезактивации a.

Сравнение результатов расчета концентрации озона на выходе образца по формуле (3) с экспериментальными данными представлено на рис.5. Были обработаны экспериментальные данные, приведенные на рис.4. Как видно, имеет место корреляция между расчетом и экспериментальными данными.

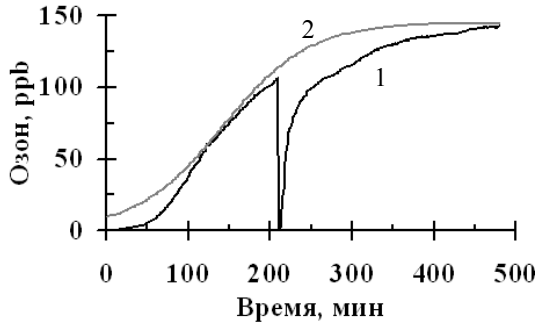


Рис. 5. Сопоставление расчетной кривой зависимости концентрации озона в потоке воздуха после прохождения исследуемого материала от времени и экспериментальных данных. Кривая 1 – эксперимент, 2 – расчет по формуле (3).

Параметры, использованные при расчете по формуле (3), приведены в табл. 2.

Таблица 2

Параметры, характеризующие активность песка по отношению к озону и его дезактивацию.

a, 1/(ppb*мин)	k_0, мин$^{-1}$	γ
0,000131034	317	$5{,}16*10^{-6}$

Из полученных данных также был определен коэффициент гетерогенной гибели γ.

Приравнивая для единичного объема газовой фазы скорость гибели озона, записанную через константу разложения и через коэффициент гетерогенной гибели, получаем выражение для определения γ [4]:

$$\gamma_0 = \frac{4k_0}{S_{уд}\nu}$$

Здесь $S_{уд}$ - площадь поверхности фильтра в единице объема, ν_T - средняя тепловая скорость молекул озона.

Определены параметры, характеризующие начальную активность песка - k и скорость его дезактивации - a под воздействием 145 ppb озона. Полученные данные показывают, что пески, обработанные озоном довольно быстро теряют свою активность в отношении разложения озона, и частично ее восстанавливают в отсутствие озона. Перспективы работы связаны с исследованием разложения озона на песках различных видов и влияние концентрации озона и внешних условий (температуры и влажности воздуха, освещения) на эти процессы.

Работа поддержана РФФИ. Грант 11-05-01209а

Список литературы

1. *Michel, A. E., Usher, C. R. and Grassian, V. H.*. Reactive uptake of ozone on mineral oxides and mineral dusts // Atmospheric Environment. V. 37. Issue 23. 2003. P.3201-3211

2. *Hanisch, F., Crowley, J. N.*. Ozone decomposition on Saharan dust: an experimental Investigation // Atmos. Chem. Phys.. 2003. 3, P.119–130

3. *Karagulian, F., Rossi, M. J.*. The Heterogeneous Decomposition of Ozone on Atmospheric Mineral Dust Surrogates at Ambient Temperature // Int. J. Chem. Kinet.. 2006. 38, P. 407–419.

4. *Лунин В.В., Попович М.П., Ткаченко С.Н.* Физическая химия озона, М.: Изд. МГУ им. М.В. Ломоносова, 1998, 480 С.

5. *Chemical Kinetics and Photochemical Data for Use in Atmospheric Studies* // JPL Publication 06-2. Evaluation Number 15. National Aeronautics and Space Administration, Jet Propulsion Laboratory. California Institute of Technology Pasadena, California. 2006

6. *Обвинцева, Л.А., Жерников, К.В., Сухарева, И.П., Шепелев А.Д., Дмитриева М.П., Климук А.И., Аветисов А.К.*. Взаимодействие озона при низких концентрациях с микроволокнистыми полимерными фильтрами. // Журнал Прикладной Химии. 2010. Т. 83. В. 9. С. 1545-1551.

7. *Беликов, И. Б., Жерников, К. В., Обвинцева, Л. А., Шумский, Р. А*.. Анализатор газовых примесей атмосферы на основе полупроводникового сенсора // Приборы и техника эксперимента. 2008. № 6, С. 139–140

8. *Жерников, К.В., Цыркина, Т.Б., Обвинцева, Л.А. Сухарева, И.П., Дмитриева, М.П., Аветисов, А.К.*. Изучение гибели химически активных малых газовых примесей атмосферы (O_3 и HCl) на различных материалах методом полупроводниковых сенсоров // Труды XIV всероссийской школы-конференции молодых ученых. САТЭП-2010. С.77-80

9. *Жерников К.В.*. Полупроводниковые сенсоры озона и их применение для детектирования озона в различных условиях. Канд.дисс., 2010. 124 С.

10. *Каминский В.А., Обвинцева Л.А., Цыркина Т.Б. и др.*. Кинетика разложения озона в тонковолокнистом полимерном фильтре. ЖФХ. 2012. В печати.

Наблюдения уходящей коротковолновой радиации с искусственного спутника Земли «Метеор-М» №1

М.Ю. Червяков, Ю.А. Скляров, А.И. Котума

Саратовский государственный университет им. Н.Г. Чернышевского, ул. Астраханская, 83, Саратов.
e-mail: chervyakovmu@mail.ru

В России стартовала новая программа работы спутников серии «Метеор». Первый ИСЗ "Метеор-М" №1 выведен на орбиту 16 сентября 2009г. На этом спутнике установлена аппаратура ИКОР – «Измеритель коротковолновой отраженной радиации», созданная в СГУ под руководством Ю.А.Склярова. Радиометр ИКОР предназначен для спутникового мониторинга уходящей отраженной коротковолновой радиации, являющейся одной из составляющих радиационного баланса Земли и альбедо системы Земля-атмосфера. Данная информация может быть использована в различных моделях долгосрочных прогнозов погоды и исследованиях трендов изменения климата, а также для получения величин поглощенной солнечной радиации. Приём данных информации со спутника «Метеор-М» №1 производится в Научном центре оперативного мониторинга Земли (НЦ ОМЗ).

Спутник «Метеор-М» №1 был выведен на околокруговую гелиосинхронную орбиту со следующими параметрами: наклон к плоскости экватора i равен 98,786°, средняя высота над поверхностью Земли 832 км, период обращения 101,307 мин, угловое расстояние ω по экватору между нисходящим узлом орбиты и кругом склонения Солнца приблизительно равно 27,3°, скорость движения спутника по орбите составляет ≈7 км/с. Пересечение экватора на солнечной стороне в нисходящем узле около 9 часов, в восходящем - около 21 часов местного солнечного времени. Период повторения геометрических условий наблюдений со спутника «Метеор-М» №1 4,67 суток. В связи с тем, что угловой диаметр поля зрения (ПЗ) ИКОР для ИСЗ «Метеор-М» №1 в геоцентрических координатах составляет 8,8°, а угловая скорость 3,55 град/мин, спутник проходит поле зрения за 2,5 минуты. Отсчеты делаются каждую секунду, следовательно, в пределах ПЗ ИКОР укладывается 144 отсчета. Период изомаршрутности (повторения трассы) осуществляется через 14 суток, что соответствует 199 виткам. За время своей работы спутник сделал уже около 14,5 тысяч витков (май 2012) [1,2].

Для обработки измерений созданы программы, позволяющие осуществлять декодировку «сырых» измерений на орбите, привязку их к телеметрической информации (определение момента местного времени и географических координат измеряемых величин)[3].

Следующий этап обработки – получение среднесуточных значений измеренных величин [4] и затем получение среднемесячных величин уходящей коротковолновой радиации (УКР), альбедо и поглощённой радиации [5]. Именно среднесуточные и среднемесячные величины имеют климатологическое значение. Особое внимание уделено получению поглощённой солнечной радиации, т.к. именно она является движущей силой процессов, происходящих в атмосфере, в океане и на поверхности Земли.

Для расчета среднемесячных данных УКР, альбедо и поглощённой радиации на уровне верхней границы атмосферы (ВГА) используется массив ячеек равных по площади, на которые разбивается вся поверхность Земли. Обычно применяются ячейки 5 х 5 град. или 2,5 х 2,5 град. С увеличением широты количество ячеек в каждой широтной зоне уменьшается (например, с 72 ячеек у экватора до трех в приполярной зоне для сетки ячеек 5 х 5 град.). Далее программное обеспечение (ПО) анализирует все мгновенные измерения в течение месяца и определяет к какой ячейке относится центр поля зрения данного мгновенного измерения. В результате, для каждой ячейки накапливается массив мгновенных измерений, которые затем усредняются за месяц. Здесь мы использовали свойство гелиосинхронного ИСЗ. В сутках не укладывается целого числа витков, поэтому первый виток новых суток начинается либо раньше, либо позже завершения суток. Это приводит к сдвигу всей системы витков так, что через несколько дней второй виток оказывается на месте первого и т.д. Для ИСЗ "Метеор-М" №1 этот период равен 4,67 суток, так что при осреднении наблюдений за месяц угловое расстояние между витками (25,3° на экваторе) покрывается 6,4 раза. В качестве среднего принимается средний результат всех мгновенных ежесекундных отсчётов, центры полей зрения которых попадают в каждую конкретную ячейку. Этим автоматически учитывается месячный ход склонения Солнца и изменений расстояния Земля-Солнце. В итоге, получаются среднемесячные данные по ячейкам для УКР и среднесуточных альбедо.

Если получена среднемесячная величина альбедо α_m, то среднемесячная поглощённая радиация E_a на ту же ячейку равна $E_a=E_m(1-\alpha_m)$, где E_m – среднемесячная радиация, приходящая на горизонтальную поверхность на ВГА.

Последняя (E_m) получается из известного выражения М. Миланковича

$$E = (EoTo/r^2\pi) \cdot (t_s \cdot sin\varphi \cdot sin\delta + cos\varphi \cdot cos\delta \cdot sint_s),$$

где Eo - солнечная постоянная, To - продолжительность суток в секундах, r - текущее расстояние Земля-Солнце (в астрономических единицах), φ - широта ячейки, δ - склонение Солнца, t_s - часовой угол Солнца в момент восхода или захода (в радианах).

Эта формула даёт суточную сумму приходящей радиации на горизонтальную поверхность [Дж/м^2]. Для получения среднесуточной мощности на единицу поверхности величину E надо разделить на число секунд в сутках (T_O), и для приходящей радиации получится выражение $E_d = E/T_O$, то есть:

$$E_d = (Eo/r^2\pi) \cdot (t_s \cdot sin\varphi \cdot sin\delta + cos\varphi \cdot cos\delta \cdot sint_s).$$

Для случаев полярного дня, т.е. при круглосуточном освещении площадки ($\delta \geq 90-|\varphi|$) предыдущая формула принимает упрощенный вид. Поскольку для условий полярного дня $t_s=\pi$, то E_d получается из выражения:

$$E_d = (Eo/r^2) \cdot (sin\varphi \cdot sin\delta)$$

Из формулы Миланковича следует, что инсоляцию данной площадки на ВГА определяют только три параметра: солнечная постоянная E_O, расстояние Земля - Солнце r (в астрономических единицах) и величина склонения Солнца δ (t_s является зависимой от δ). При этом δ в некоторые месяцы изменяется до 10° и более (например, вблизи дней равноденствий). После ряда проб, мы остановились на следующем варианте: считаем среднесуточные величины E_d для каждого дня месяца при реальных значения r и δ (отклонение от среднего в пределах суток уже не даёт заметного изменения потока). Получаем набор среднесуточных величин E_d для каждой ячейки на карте (для текущего месяца). Общая сумма этих суточных потоков, делённая на количество дней в месяце, даёт очень близкие к истинным значения среднемесячных величин приходящей радиации E_m для каждой ячейки. Далее по всем ячейкам получаем величины поглощённой радиации на ВГА E_a, которая рассчитывается по формуле $E_a=E_m(1-\alpha_m)$. На наш взгляд такой подход является единственно правильным решением.

Далее были созданы программы обработки наблюдений поглощённой радиации, позволяющие количественно оценивать величины радиации, приходящей на любые выбранные участки земной поверхности, сравнивать их между собой (таблица 1).

Таблица 1

Значения среднемесячных величин поглощённой солнечной радиации (Вт/м^2) для разных территорий равных по площади

Территория	среднее	min	max
Австралия	303,3	195,6	395,7
Канада	192,1	36,9	350,2
США	266,4	142,8	376,5
Амазония	316,5	273,6	341,7
Сахара	283,4	213,4	331,6
Южная Африка	317,4	254,1	357,7
Россия	184,7	23,3	361,8
Индия	292,2	225,7	348,7
Индонезия	329,8	298,7	357,1
Тихий океан	358,2	331,2	384,5
Атлантика	295,8	172,5	395,5
Индийский океан	346,9	280,8	387,6
Европа	212,5	59,2	366,8

Здесь мы использовали методику построения сетки ячеек на поверхности Земли. Уже упоминалось, что все ячейки равны между собой (2,5 х 2,5 градуса в геоцентрических координатах). На карте размер ячеек представляется неодинаковым, но это лишь свойство выбранной проекции Меркатора. И ещё, радиометр ИКОР постоянно направлен в надир. Поэтому на любой широте поле зрения (ПЗ) радиометра показывает одну и ту же площадь поверхности. Геометрия поля зрения неизменна, изменяются только условия освещения в ПЗ в зависимости от широты, склонения Солнца и величины приходящей на ВГА солнечной радиации [6]. (Заметим, что это выгодное отличие от ситуации со сканирующим радиометром, где при поперечном сканировании даже для круговой орбиты размер ПЗ меняется в зависимости от направления оси радиометра очень существенно!)

С учётом этих соображений в качестве примера мы привели данные таблицы 1. Здесь для простоты мы приняли площадь Австралии за условную единицу. На её территории разместилось 111 ячеек. Точно такое же количество ячеек 2,5 х 2,5 град мы выбрали на указанных в таблице территориях. Поэтому данные таблицы дают наглядное представление о поглощённой радиации в соответствующих территориях. При этом графа «среднее» даёт среднемесячное значение поглощённой радиации за 24 месяца (2010 - 2011 гг). А минимальное и максимальное – среднемесячные величины за месяц, на который пришёлся минимум либо максимум поглощённой радиации. Разумеется, программа позволяет оценивать поглощённую радиацию на любой территории произвольной формы.

Отдельно оценивались распределения поглощённой радиации в меридиональном направлении, что позволяет определить широтные распределения поглощённой радиации в любых полосах поверхности, например шириной в 10º по долготе в направлениях к северу и югу от экватора (рис 1).

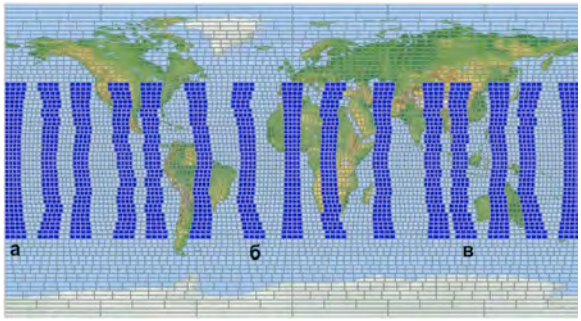


Рис. 1. Меридиональные разрезы.

Это позволяет сравнить интенсивность передачи поглощённой солнечной радиации от тропических широт, где эта энергия максимальна, к высоким северным и южным широтам, и решать другие задачи.

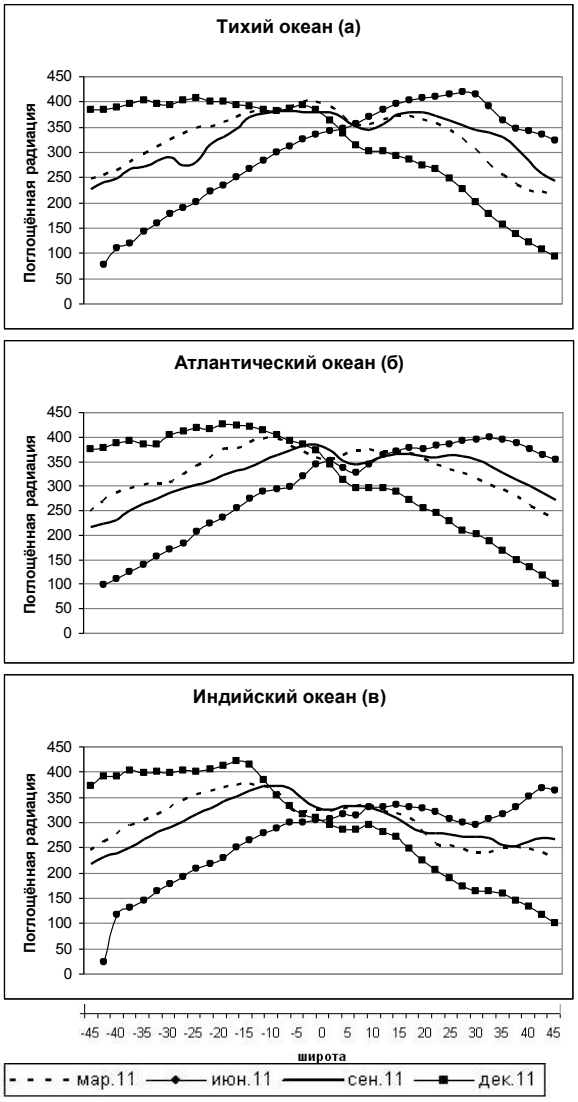


Рис. 2. Ход поглощённой радиации (Вт/м^2) в меридиональных зонах в разные месяцы 2011 года.

На рисунке 1 для примера приведена схема расположения меридиональных полос шириной в 10 град (2,5 град х 4) в широтной зоне от 45º до -45º. Обычно под широтными распределениями понимаются среднезональное, с осреднением по каждой зоне. Наш материал позволяет исследовать широтное распределение в любом долготном интервале. В приведённом рисунке мы выбрали 10-градусные разрезы. В каждом из них осреднение идёт по 4 ячейкам строки. И по этим средним строятся широтные распределения. На рисунке 2 приводятся широтные распределения для 4-х ключевых месяцев и для вы бранных в качестве примера меридиональных разрезов, отмеченных на рисунке 1 (а, б, в), трёх океанов.

Спутник «Метеор-М» №1 является гелисинхронным, что позволяет вести наблюдения практически от северного до южного полюсов. Основной продукт обработки данных наблюдений выдаётся в виде глобальных карт распределения УКР, альбедо и поглощённой радиации (рис 3).

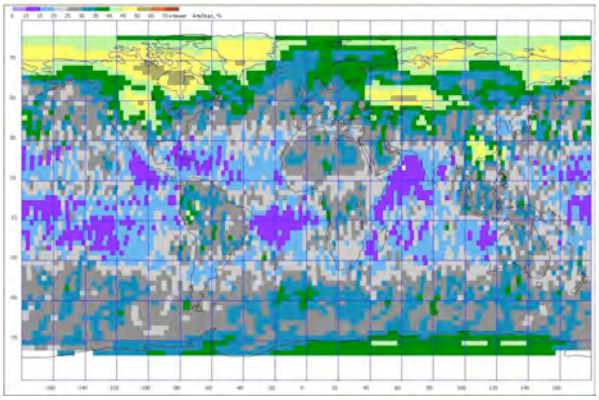


Рис. 3. Карта распределения величин альбедо (март 2011 г)

Получение среднемесячных значений указанных величин даёт возможность также оценивать их в ариации во времени, т .е. внутригодовые и межгодовые. Ценность межгодовых вариаций б удет определяться продолжительностью работы спутника и самого радиометра. К настоящему времени мы имеем глобальные массивы данных (соответственно карты распределения) УКР, альбедо и поглощённой радиации за 30 месяцев работы радиометра ИКОР. Обработка материалов и исследования продолжаются.

Список литературы

1. *Скляров, Ю.А.* Первые результаты обработки со спутника «Метеор-М» №1/ *Ю.А. Скляров, В.М. Фейгин, В.А. Воробьёв, А.И. Котума, Н.В. Семёнова, М.Ю. Червяков* //Погода и климат: новые методы и технологии исследований: Сборник научных трудов. - Пермь: Изд-во Перм. Гос. ун-та, 2010. С. 52-56.

2. *Скляров, Ю.А.* Уходящая коротковолновая радиация и альбедо на верхней границе ат мосферы по наблюдениям с ИСЗ «Метеор-М» №1/ *Ю.А. Скляров, В.А. Воробьев, А.И. Котума, Н.В. Семенова, Н.В. Фомина, М.Ю. Червяков, В.М. Фейгин* // Материалы VIII Всероссийской конференции «Современные проблемы д истанционного зондирования Земли из космоса». - М.: ИКИ РАН, 2010. С. 53-54.

3. *Воробьёв В.А., Скляров Ю.А.* Программа декодирования данных радиометра ИКОР «SSU Decoder». Свидетельство № 2011610921 от 24 января 2011 года.

4. *Котума А.И., Скляров Ю.А., Фомина Н.В.* Программа расчета среднесуточного альбедо АЛЬБЕДОМЕТР. Свидетельство № 2009612384 от 12 мая 2009 г.

5. *Котума А.И., Скляров Ю.А., Фомина Н.В.* Программа анализа данных спутникового измерителя ИКОР-М. Свидетельство № 2009612383 от 12 мая 2009 г.

6. *Скляров, Ю.А.* Радиационный баланс Земли. Введение в проблему / Ю.А. *Скляров, Ю.И. Бричков, Н.В. Семенова.* - Саратов: Изд-во Сарат. Ун-та, 2009. -185 с.

Влияние вариаций облачности на температурный режим приземного воздуха в различных регионах России

А.В. Чернокульский

Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Пыжевский пер., 3, Москва.
e-mail: a.chernokulsky@ifaran.ru

Регулируя радиационный баланс Земли, облачность оказывает существенное влияние как на температурный режим приземного воздуха, так и на температурный режим подстилающей поверхности [1, 2]. Согласно [3], как по данным наблюдений, так и по модельным расчётам, в зимнее время над сушей умеренных широт северного полушария температура воздуха у поверхности может быть на 4-8 градусов выше в периоды сплошной облачности по сравнению с периодами с ясной погодой (за счет парникового эффекта облаков). В летнее время разница между безоблачными и облачными условиями, напротив, противоположна по знаку с зимней и составляет 1-2 градуса (за счет альбедного эффекта облаков). Положительная корреляция между облачностью и приземной температурой в зимний период и отрицательная в летний отмечена также в [2]. Таким образом, возможные изменения облачного покрова на территории России могут влиять на изменение приземной температуры – при этом они могут как усилить, так и ослабить наблюдаемое потепление.

В данной работе были получены оценки влияния облачности на значение максимальной температуры T_M в российских регионах в разные сезоны по данным станционных наблюдений (архив Всероссийского научно-исследовательского института гидрометеорологической информации - Мирового центра данных, ВНИИГМИ-МЦД) [4]. Использовались суточные данные по максимальной температуре для российских станций гидрометеорологической сети для периода с 1990 по 2009 гг. и для двух десятилетних периодов отдельно (1990-1999 и 2000-2009 гг.). Для этих же станций анализировались среднесуточные значения общей облачности n (в долях единицы; рассчитывались из трехчасовых визуальных наблюдений) [5].

Из всего массива станций (более 1800) были отобраны 173 станции, которые за указанный временной период не претерпели существенных изменений: не переносились, оставались в однородных условиях (в частности, не было смены экосистем: лес-поле, поле-город и др.). Станции были разбиты на 9 регионов: 1) Московский регион, 2) Центральный район европейской территории России (ЕТР), 3) Черноземье, 4) Поволжье, 5) Юг ЕТР, 6) Юг Западной Сибири и Урала, 7) Юго-восток Западной Сибири, 8) Юг Восточной Сибири, 9) Забайкалье (рис. 1).

Анализ приведен для аномалий максимальной температуры и облачности относительно их средних значений, при этом полученные ряды аномалий удовлетворяют критерию Лиллиефорса и имеют нормальное распределение.



Рис.1. Метеорологические станции (по регионам), используемые в работе

В таблице 1 приведены коэффициенты линейной регрессии аномалий максимальной температуры T_M на аномалии количества облаков n (для суточных данных), полученные методом наименьших квадратов отдельно для зимнего и летнего периода для всех станций в рассматриваемых регионах (в таблице также указаны коэффициенты корреляции между n и T_M). Все отмеченные коэффициенты линейной регрессии статистически значимы на уровне 1% (значимость оценивалась с помощью t-критерия Стьюдента с учетом эффективного количества степеней свободы, зависящего от длины ряда и коэффициентов автокорреляции рядов T_M и n). Средние значения T_M и n (для двух рассматриваемых десятилетних периодов) приведены в таблице 2.

В зимнее время во всех анализируемых регионах отмечена положительная корреляция между количеством облаков T_M и n (на уровне 0,2 для Забайкалья и 0,3-0,5 для остальных регионов), при этом коэффициент линейной регрессии в отдельных регионах (в частности в Московском регионе, в Черноземье и на юге Сибири) близок к 10 К. Таким образом, наблюдаемый рост количества облаков в зимний период над российскими регионами, отмеченный в работах [5, 6] способствует наблюдаемому потеплению. Рост количества облаков в зимнее время над российскими регионами прогнозируется по данным модельных расчетов и для XXI века [6, 7] (см. также табл. 2), что будет способствовать дальнейшему усилению потепления. В частности, изменение количества облачности на 10% может привести к дополнительному росту максимальной температуры на 1 градус. В то же время, на юге ЕТР (5-й регион) чувствительность максимальной температуры к изменениям облачности не такая сильная, коэффициент линейной регрессии T_M на n составляет 1,7 К (при коэффициенте корреляции 0,09), здесь возможные изменения облачности будут слабее влиять на температурный режим.

В летний период отмечается отрицательная связь облачности и максимальной температуры, при этом коэффициент корреляции между T_M и n несколько меньше, чем зимой (около 0,2-0,4). Коэффициент линейной регрессии T_M на n находится в диапазоне от -3 до -7 К.

Отдельно был проведен расчёт характеристик линейной регрессии T_M на n для двух десятилетних периодов (1990-1999 и 2000-2009 гг.). В ряде регионов отмечено увеличение коэффициентов регрессии и корреляции в начале XXI века, в ряде регионов – уменьшение. Уменьшение отмечено, главным образом, для регионов, где проявляется сокращение средней максимальной температуры, увеличение – для регионов с ростом средней максимальной температуры (см. табл.2).

В целом, ожидаемое по модельным расчетам сокращение количества облаков в летний период в XXI веке [7, 8] будет способствовать росту максимальной температуры. В частности, уменьшение количества облаков на 0,1 может привести к дополнительному росту максимальной температуры на 0,5-0,7 К. Необходимо отметить, что по данным наблюдений сокращение летней облачности пока не отмечается. Напротив, в ряде работ выявлен рост летней облачности над регионами Северной Евразии [5, 9] (см. также табл. 2), таким образом изменения облачности могут регионально в какой-то мере маскировать общий рост температуры [9].

Полученные результаты и для зимы и для лета близки к оценкам, полученным в [1]. Прогнозируемое над российскими регионами увеличение количества облаков зимой и сокращение летом с ростом глобальной температуры указывает на наличие положительной обратной связи между облачностью и температурой – облака в целом в 21 веке во все сезоны будут способствовать усилению потепления в наиболее густонаселенных районах России. Тем не менее, на уровне многолетних средних подобная тенденция не проявляется. В частности, по двум десятилетиям (на уровне средних за десять лет) для некоторых регионов зимой рост облачности сопровождается похолоданием, а летом в отдельных регионах рост температуры сопровождается ростом доли общей облачности (табл. 2).

Стоит отметить, что высокие значения коэффициента регрессии T_M на n в зимний период могут не являться прямым следствием влияния облачного покрова, а могут быть обусловлены синоптическими особенностями циркуляционного режима атмосферы в зимнее время над российскими регионами. Большее количество облаков в зимний период связано, главным образом, с циклонами, преобладанием зональной циркуляции и как следствие – адвекцией тепла из Атлантики [10], в то же время меньшее количество облаков связано зимой главным образом с антициклонами, преобладанием меридиональной циркуляцией и адвекцией холода из Арктики.

Необходим более детальный анализ, позволяющий разделить влияние адвективных процессов, и радиационных, связанных с отепляющим радиационным воздействием облаков. Кроме того, в данной работе рассмотрено только одностороннее влияние – облачности на температуру, в принципе не исключена и обратная зависимость (особенно летом, когда повышение температуры поверхности будет провоцировать развитие конвекции и рост количества конвективной облачности) [5].

Таблица 1

Коэффициенты линейной регрессии максимальной суточной температуры (T_M) на долю общей облачности (n) (К) (в скобках указаны значения СКО) и коэффициенты корреляции между T_M и n для зимы и лета и для различных регионов

Регион	Зима		Лето	
	Коэффициент регрессии (К)	Коэффициент корреляции	Коэффициент регрессии (К)	Коэффициент корреляции
1. Московский регион	9,4 (0,4)	0,42	-6,5 (0,3)	-0,39
2. Центр ЕТР	8,4 (0,3)	0,38	-4,7 (0,2)	-0,29
3. Черноземье	9,9 (0,3)	0,50	-7,3 (0,2)	-0,45
4. Поволжье	6,5 (0,3)	0,32	-3,2 (0,3)	-0,19
5. Юг ЕТР	1,7 (0,3)	0,09	-4,6 (0,2)	-0,36
6. Юг Западной Сибири и Урала	7,6 (0,3)	0,32	-5,6 (0,3)	-0,28
7. Юго-восток Западной Сибири	10,1 (0,3)	0,45	-6,2 (0,2)	-0,38
8. Юг Восточной Сибири	9,6 (0,4)	0,39	-6,0 (0,2)	-0,36
9. Забайкалье	3,7 (0,3)	0,20	-6,2 (0,2)	-0,37

Таблица 2

Среднесезонные значения максимальной температуры (T_M) и доли общей облачности (n) для рассматриваемых регионов для двух десятилетий (в скобках указаны относительные изменения величин во втором десятилетии относительно первого)

Регион	Зима				Лето			
	1990-1999		2000-2009		1990-1999		2000-2009	
	T_M (°C)	n	T_M (°C)	n	T_M (°C)	n	T_M (°C)	n
1. Московский регион	-2,3	0,81	-0,8 (+1,5)	0,83 (+0,02)	21,3	0,62	20,9 (-0,4)	0,64 (+0,02)
2. Центр ЕТР	-1,7	0,81	-3,7 (-2,0)	0,83 (+0,02)	19,9	0,62	22,8 (+1,9)	0,63 (+0,01)
3. Черноземье	-2,5	0,77	-2,8 (-0,3)	0,80 (+0,03)	23,5	0,55	24,8 (+1,3)	0,54 (-0,01)
4. Поволжье	-3,7	0,75	-4,2 (-0,5)	0,75 (0)	23,5	0,57	24,6 (+1,1)	0,56 (-0,01)
5. Юг ЕТР	1,8	0,71	2,6 (+1,3)	0,73 (+0,02)	27,9	0,48	29,0 (+1,1)	0,48 (0)
6. Юг Западной Сибири и Урала	-9,2	0,67	-10,0 (-0,8)	0,66 (-0,01)	23,0	0,64	23,4 (+0,4)	0,66 (+0,02)
7. Юго-восток Западной Сибири	-8,8	0,66	-9,7 (-0,9)	0,65 (-0,01)	24,9	0,59	24,8 (-0,1)	0,61 (+0,02)
8. Юг Восточной Сибири	-10,0	0,68	-7,8 (+2,2)	0,68 (0)	23,3	0,69	20,3 (-3,0)	0,70 (+0,01)
9. Забайкалье	-14,6	0,43	-14,7 (-0,1)	0,43 (0)	22,1	0,64	23,0 (+0,9)	0,64 (0)

Также важно отметить, что в данной работе проведен анализ влияния облачности на максимальную температуру. В то же время, для более адекватного представления зависимости температуры от облачности, важно также оценить влияния облачного покрова на среднюю и минимальную температуру. При этом если для среднесуточной температуры знак зависимости от облачности останется таким же, как и для максимальной температуры, то для минимальной температуры п о-ложительная связь может отмечаться не только зимой, но и летом (минимум температуры достигается в ночное время, когда альбедный эффект облаков равен нулю, и все облачно-радиационное воздействие определяется парниковым эффектом облаков).

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 12-05-00972-а, гранта Президента РФ МК-3259.2012.5 и партнерства «Глобальная энергия» (договор № МГ-2012/04/1).

1. *Марчук, Г.И.* Облака и климат / Г.И. Марчук, К.Я. Кондратьев, В.В. Козодеров, В.И. Хворостьянов – Л.: Гидрометеоиздат, 1986. – 512 с.

2. *Матвеев, Ю.Л.* Глобальное поле облачности / Ю.Л. Матвеев, Л.Т. Матвеев, С.А. Солдатенко – Л.: Гидрометеоиздат, 1986. – 278 с.

3. *Groisman, P.Ya.* The Relationship of Cloud Cover to Near-Surface Temper- ature and Humidity: Comparison of GCM Simulations with Empirical Data / P.Ya. Groisman, R.S. Bradley, B. Sun // J. Climate. 2000. V. 13. No 11. P. 1858–1878.

4. *Razuvaev V.N.* Six- and Three-Hourly Meteorological Observation from 223 USSR Stations (NDP-048) / V.N. Razuvaev, E.G. Apasova, R.A.

Martuganov – Oak Ridge, TN: Carbon Dioxide Information Analysis Center, 1995. – 69 pp. and appendices.

5. *Chernokulsky A.V.* Recent variations of cloudiness over Russia from surface daytime observations / A.V. Chernokulsky, O.N. Bulygina, I.I. Mokhov // Environmental Research Letters. 2011. V.6. N.3. P.035202.

6. *Хлебникова Е .И.* Особенности климатических изменении облачного покрова над территорией России / Е.И. Хлебникова, И.А. Салль // Метеорология и гидрология. 2009. №.7. С. 5–13.

7. IPCC, 2007. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. / S. Solomon, D. Qin, M. Manning et al. (eds.). Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press. 2007. 996 p.

8. *Groisman P.Ya.* Climate Changes in Siberia. / P.Ya. Groisman, T.A. Blyakharchuk, A.V. Chernokulsky et al. in: Regional Environmental Changes in Siberia and Their Global Consequences (P.Ya. Groisman and G. Gutman eds.). Dordrecht: Springer. 2012. P.57-109.

9. Tang Q. Damped summer warming accompanied with cloud cover increase over Eurasia from 1982 to 2009 / Q. Tang, G. Leng // Environmental Research Letters. 2012. V.7. P.014004.

10. *Мохов И.И.* Изменения характеристик циклонической активности и облачности в атмосфере внетропических широт северного полушария по модельным расчетам в сопоставлении с данными реанализа и спутниковыми да нными / И.И. Мохов. А.В. Чернокульский, М.Г Акперов и др. // Доклады РАН. 2009. Т.424. №3. С.393-397.

Исследование развития озоновых аномалий с использованием моделей мезопрогнозирования

Т.В. Шлендер[1], С.К. Бородко[2]

[1]Белорусский государственный университет, Географический факультет, ул.Ленинградская 16, Минск
[2]Национальный научно-исследовательский центр мониторинга озоносферы (НИЦМО)
e-mail:timajaya@mail.ru

Одним из характерных явлений в динамике озоносферы Северного полушария в последние десятилетия является увеличения числа случаев появления в атмосфере локальных областей с очень низким (высоким) общим содержанием озона – аномалии.

Различают отрицательные и положительные аномалии. Важность изучения отрицательных аномалий обусловлена низкой концентрацией озона, что ведет к разным климато-биологическим последствиям. Изучению положительных аномалий уделялось меньше внимания, т.к. превышение нормы не проявляется на жизнедеятельности человека.

С климатической и метеорологической точки зрения изучение обеих имеет огромный интерес. Поэтому нами были выбраны несколько различных случаев проявлений аномалий по мощности и географическому положению. Данные по озоновому слою были получены с сайта сп утникового слежения за общим распределением озона (ОСО).

Исходя из карт выбирались наиболее интересные случаи озоновых аномалий: две мощные положительные аномалии над территорией Зап. Европы и две отрицательные – над территорией РФ, полуостров Таймыр, и над Западной Европой.

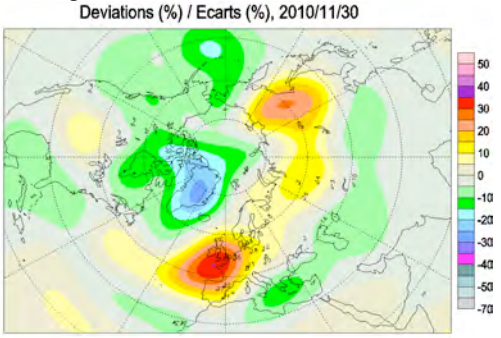


Рис.1. Отклонение ОСО над северным полушарием. Положительная аномалия [3]

Согласно исследованиям Галиани А. и Сиани А.[2], эпизоды низких значений ОСО в северном полушарии имеют принципиально отличную от антарктической озоновой дыры природу.

Снижение ОСО в локальных областях атмосферы является результатом вертикальной адвекции, которая развивается обычно над антициклоном в верхней тропосфере в комбинации с горизонтальной адвекцией из субтропической области и воздействием планетарных волн. Фотохимического разрушения озона в этих областях полностью не происходит, т.к. имеет место динамический фактор перераспределения озона между областями атмосферы. На основе прошлых исследований ученых и фактических данных, была выдвинута гипотеза о динамическом факторе образования озона: значительным по величине озоновым аномалиям соответствует определенная стратификация атмосферы; отрицательные и положительные аномалии характеризуются противоположной дипольной структурой, благодаря присутствию независимых циркуляционных процессов в тропосфере и стратосфере.

Т.о. ц елью данной работы стало изучение динамики озоновых аномалий и их связи с общей циркуляцией атмосферы.

Задачи работы:

- качественно оценить роль озоновых аномалий, их природу образования и динамики.
- при помощи негидростатической численной модели WRF ARW проанализировать расчетными методами наличие стратосферно-тропосферных связей на примере четырех случаев (по две положительных и отрицательных аномалий) за прошлые два года над территорией Европы и России. Параметры стратосферы, как правило, рассчитывают с помощью глобальных моделей. Мезомасштабная модель WRF никогда ранее не применялась для таких целей. Поэтому для модели были подобраны следующие параметры:
- шаг сетки 30км;
- схема микрофизики Томпсона;
- схема конвекции ансамблевая Грелла 3d;
- добавили вертикальные уровни – всего 38;
- верхнюю границу давления установили до 1гПа;
- расчет производился без фотохимии, чтобы оценить динамический вклад в образование и распространение озоновых аномалий;

В ходе исследования использовались расчетные карты WRF приземной и барической топографии, вертикальные разрезы до 30км. В ходе исследования использовались расчетные карты WRF приземной и барической топографии, вертикальные разрезы до 30км. Исходными данными для модели послужили данные GFS [4], а

для карт озона – данные TOMS [3]. В результате анализа были получены следующие выводы:

1.Повышенные значения ОСО наблюдаются в тылу циклона и передней части антициклона, подтверждая гипотезы прошлых исследований в этой области;

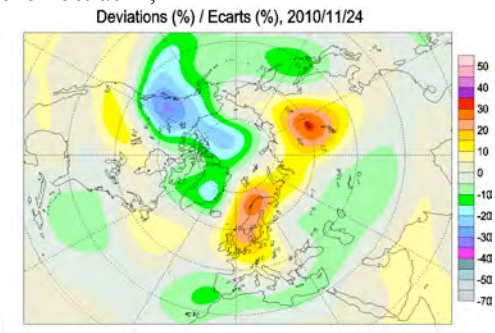


Рис.2.Положительная аномалия над Феннонскандией 24.01.10 [3]

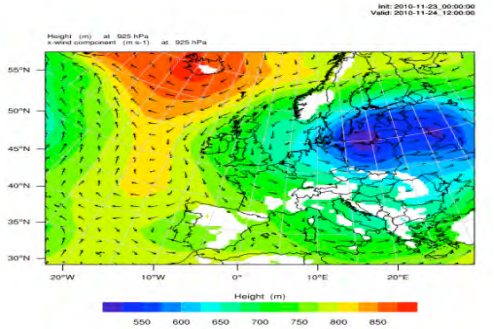


Рис.3.Расчетная приземная карта WRF 24.01.10

2.На уровнях в 50 и 15 гПа проекции аномалий находятся в переходных зонах между теплым и холодным воздухом;

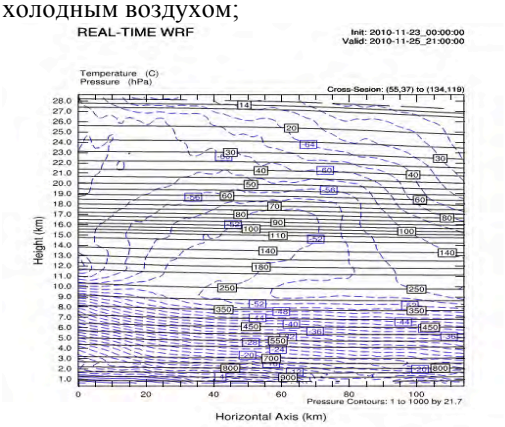


Рис.4. Вертикальный разрез атмосферы до 10 гПа

3.В случае образования отрицательных аномалий за счет полярного вихря, дипольная гипотеза не действует;

4.Озоновые аномалии образуют дипольные структуры, если значения отклонения превышают 20-30%, в противном случае они не наблюдаются;

5.Аномалии, идя друг за другом, являются составными частями длинных волн атмосферы;

6.Проявляются прогибы изогипс виде «языков» на уровнях 500, 300 и 100 гПа в сторону перемещения аномалии, которые определяют движение барических образований на приземном уровне.

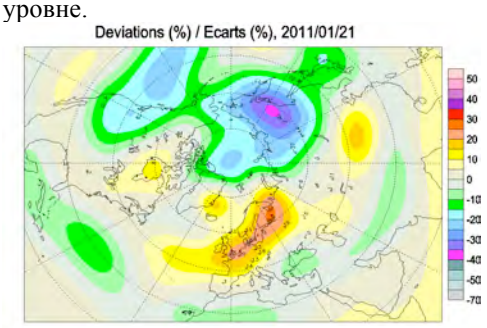


Рис.5.Положительная аномалия над Фенноскандией 21.01.11 [3]

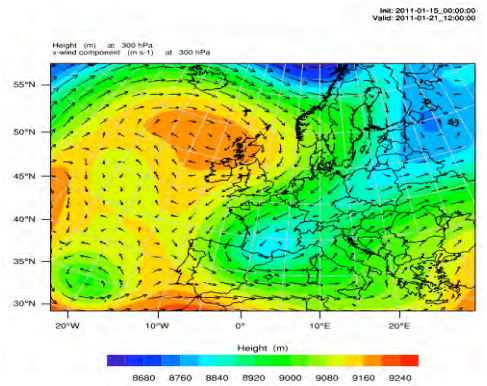


Рис.6.Расчетная приземная карта WRF 21.01.11

Т.о. природа образования и развития озоновых аномалий имеет сложный характер и охватывает как стратосферу, так и тропосферу. Несомненно, озону последнее время уделяется много внимания. Не только в биологическом аспекте, но и в климатическом. Например, по распределению ОСО над полярными регионами можно судить о будущей циркуляции атмосферы в умеренных широтах [1].

Список литературы:

1.Васильев А .А. Распределение общего содержания озона в конце полярной зимы – ключ к прогнозу экстремальных сезонов?/ А.А.Васильев, Р.М. Вильфанд // Метеорология и гидрология, 2010, №5, с.82-87.

2.*A. Galliani, A. M. Siani, N. J. Muthama, S. Palmieri*. Synoptic-scale fuctuations of total ozone in the atmosphere. Ann. Geophysicae 1996, V14, P.1044-1050.

3. http://exp-studies.tor.ec.gc.ca

4. http://nomads.ncdc.noaa.gov

Исследование долговременных изменений температуры средней атмосферы на основе спутниковых наблюдений за 2002-2012 гг.

Ю.А. Штабкин

Центральная Аэрологическая Обсерватория, ул. Первомайская, 3, Долгопрудный
e-mail: yuryshtabkin@gmail.com

Средняя атмосфера, являясь частью климатической системы, откликается на антропогенные воздействия в тропосфере заметно большей амплитудой изменений ее состояния и является важным индикатором изменений климата. В работе представлены результаты анализа температурных трендов в средней атмосфере на разных высотах, для различных сезонов года и при разных уровнях солнечной активности на основании данных спутниковых измерений за 2002 — 2011 гг. прибором SABER (Sounding of the Atmosphere using Broadband Emission Radiometry), установленного на американском спутнике TIMED (Thermosphere Ionosphere Mesosphere Energetics and Dynamics). Температурные тренды рассчитывались для средних широт северного полушария.

Введение. В последние десятилетия изучение изменения температурно-динамического режима средней атмосферы привлекает все возрастающее внимание со стороны отечественных и зарубежных ученых. Долгое время изучению средних слоев атмосферы не уделялось должного внимания, однако в конце 1980х было доказано, что изменения, происходящие в т ропосфере, неизбежно влекут соответствующие изменения в более высоких областях (например [5, 6]). Более того, было показано, что глобальные изменения температуры здесь проявляются сильнее, чем в приземном слое. Обсуждается также и обратное влияние стратосферных процессов на тропосферу (проект SPARC - стратосферные процессы и их влияние на климат). Все это обусловило значительный интерес к исследованию изменений климата средней атмосферы. Интенсивные исследования стратосферы и мезосферы, проводившиеся различными методами, позволили изучить многие особенности динамики и температурного режима средней атмосферы. Анализ экспериментальных данных прямых и дистанционных методов измерения температуры средней атмосферы привел к выводу, что наблюдается охлаждение этих слоев в течении последних десятилетий. Так, например, имеются данные, указывающие на отрицательный температурный тренд в мезосфере величиной от 2 до 3 К за десятилетие [1], в стратосфере величина отрицательного температурного тренда составляет от 0,5 до 1,5 К за десятилетие [3, 4]. Исследование сезонных особенностей многолетних температурных трендов показало охлаждение до 1,5 К/Год в верхней мезосфере, в стратосфере же величины многолетних сезонных трендов близки к нулю [4].

Анализ рядов данных свечения ночного неба в ИК диапазоне, по интенсивности которого рассчитывается температура атмосферы в области мезопаузы**,** дает основание полагать, что в последние годы наблюдается замедление темпов охлаждения в этом слое атмосферы [4].

Целью данной работы является анализ годовых и сезонных температурных трендов на различных высотах средней атмосферы за период 2002 - 2011, на основе данных спутниковых измерений прибором SABER (Sounding of the Atmosphere using Broadband Emission Radiometry), установленного на американском спутнике TIMED (Thermosphere Ionosphere Mesosphere Energetics and Dynamics)..

Результаты анализа. TIMED — американский научно-исследовательский спутник, запущенный 7 декабря 2001 года, предназначен для исследования области MLTI (Mesosphere and Lower Thermosphere/Ionosphere) атмосферы Земли в разные периоды солнечной активности. Прибор SABER - многоканальный ИК-радиометр для зондирования атмосферы с использованием широкополосной эмиссионной радиометрии, позволяющий измерить широкий диапазон ИК-излучения, испускаемого атмосферой на разных высотах.

Для анализа использовались данные измерений 2002 — 2011 годов для уровней 100, 10, 1, 0.1 и 0.01 гПа, осредненные по всем долготам, осредненные по широтам в пределах следующих зон: от -60 до -40 с.ш., от -40 до -20 с.ш., от -20 до 0 с.ш., от 0 до 20 с.ш., от 20 до 40 с.ш. Из полученных временных рядов значений температуры были выделены и удалены сезонные вариации (годовая и полугодовая гармоники), а также влияние вариаций солнечной активности. Были вычислены среднегодовые значения, на их основе рассчитывались годовые температурные тренды.

На рисунке 1 показаны температурные тренды для средних широт южного полушария. Точками обозначены среднегодовые значения, прямая - линия регрессии. Видно, что изменения температурного режима на этих широтах весьма неоднородны, в мезосфере имеют место положительные тренды, в то время как в стратосфере и области тропопаузы господствуют отрицательные тенденции. Наибольший положительный тренд наблюдается в области

мезопаузы - +0,08 К/Год, наибольший отрицательный в области стратопаузы достигает значения -0,13 К/Год.

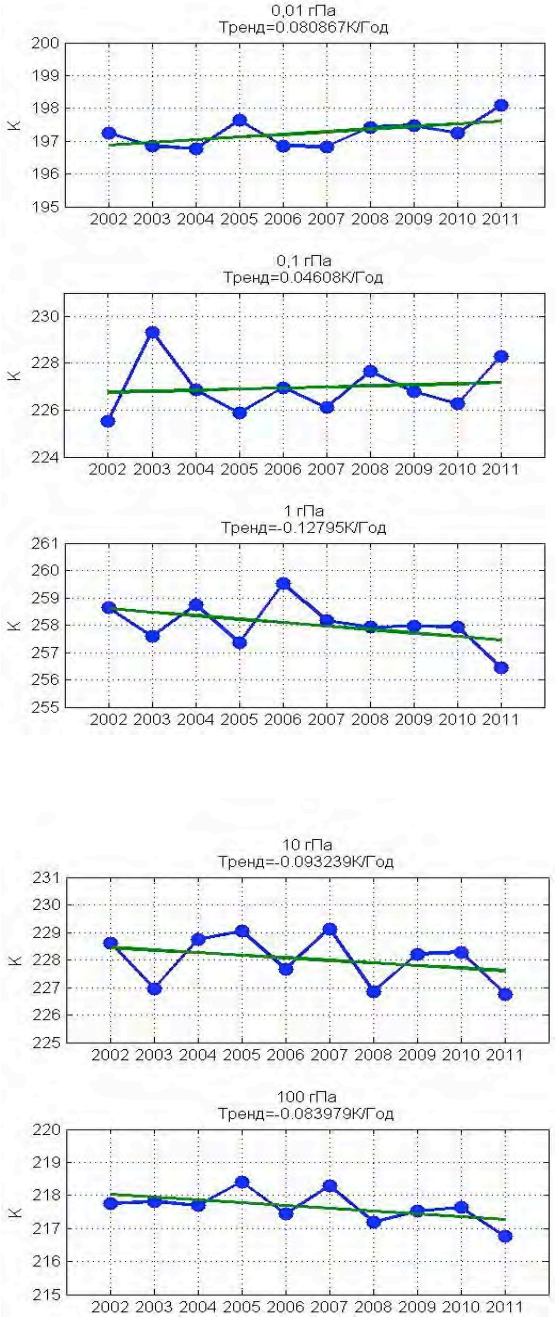


Рис.1 Температурные тренды, рассчитанные на основе среднегодовых значений в области от -60 до -40 с.ш.

На рисунке 2 показаны температурные тренды для экваториальных широт северного полушария. Здесь картина заметно отличается от предыдущей: в мезосфере и области мезопаузы наблюдаются достаточно сильные отрицательные тенденции, в то время как в стратосфере и более низких областях имеют место незначительные положительные тренды. Наибольший отрицательные тренд достигается в области мезопаузы и имеет значение -0,15 К/Год, наибольший положительный наблюдается на высоте тропопаузы - +0,035 К/Год. Подобное распределение температурных тенденций наблюдается и на экваториальных широтах южного полушария.

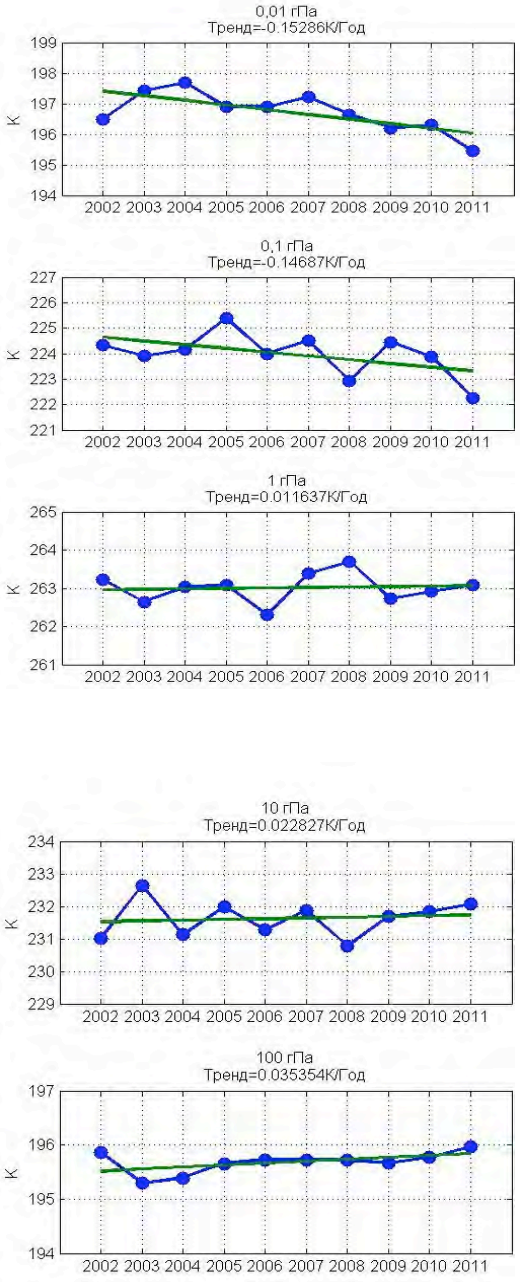


Рис.2 Температурные тренды, рассчитанные на основе среднегодовых значений в области от 0 до 20 с.ш.

На рисунке 3 представлены температурные тренды для средних широт северного полушария. Температурные изменения здесь еще более неоднородны - отрицательные температурные тренды наблюдаются в областях страто- и мезопаузы, на остальных исследуемых уровнях присутствуют незначительные положительные тенденции. Наибольший отрицательные тренд достигается в области стратопаузы (-0,12 К/Год), наибольший положительный наблюдается в стратосфере и имеет величину +0,03 К/Год.

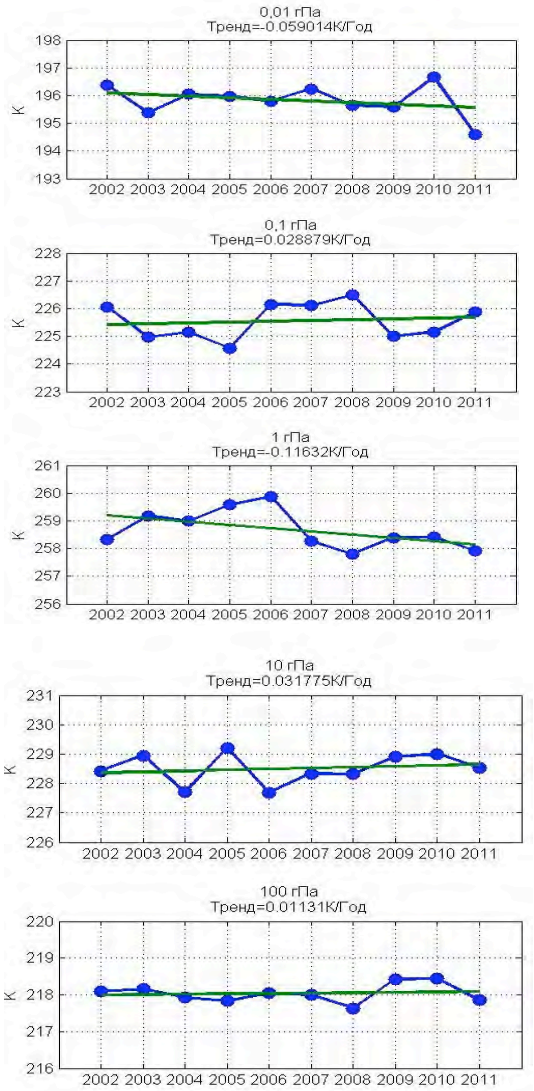


Рис.3 Температурные тренды, рассчитанные на основе среднегодовых значений в области от 40 до 60 с.ш.

Также для всех обозначенных широтных зон и уровней были посчитаны месячные тренды. Полученные результаты весьма неоднородны, тем не менее, стоит выделить отсутствие сколь либо значимых трендов на уровнях 10 и 100 гПа. На больших высотах в северном полушарии и на экваториальных широтах наблюдается отсутствие заметных трендов в летний период, в южном полушарии (от -20 до -60 с.ш.) картина прямо противоположная. Наибольшие положительные тренды наблюдаются в мезосфере на средних широтах южного полушария в июне (до +0,6 К/Год) и на средних широтах северного полушария в декабре (до +0,7 К/Год). Наибольшие отрицательные тенденции имеют место в области мезопаузы на экваториальных широтах и достигаются в феврале - марте (до -0,7 К/Год).

В ходе анализа годовых трендов на различных широтах был обнаружен интересный факт: тренды в мезосфере и стратосфере находятся в своеобразной "противофазе". Особенно это заметно для уровней 0,1 и 1 гПа (рисунок 4).

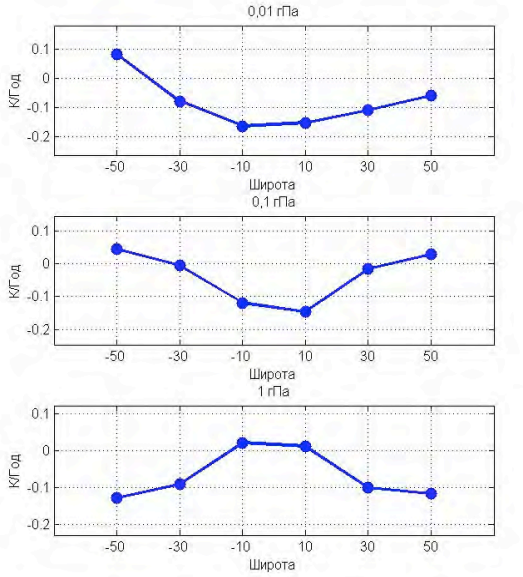


Рис.4 Распределение температурных трендов по широтам.

Заключение. На основе данных спутниковых наблюдений атмосферы Земли за период 2002–2011 проведен анализ изменений температурного режима в средней атмосфере, рассчитаны годовые и сезонные температурные тренды. Представленные выше результаты анализа позволяют утверждать, что практически в о всей средней атмосфере происходят многолетние изменения температурного режима, которые связаны, вероятнее всего, с соответствующими изменениями в более низких слоях. Полученные тренды в целом согласуются с результатами, полученными в [4, 3, 2]. Следует о тметить, что даже на этом ограниченном ряде данных еще раз подтверждается, что средняя атмосфера, как часть климатической системы, является важным и быстрым индикатором процессов изменения климата вблизи поверхности Земли. Увеличение продолжительности временных рядов позволит в будущем уточнить сделанные оценки.

Список литературы:

1. *Beig, G., et al*. Review of mesospheric temperature trends // Reviews of Geophysics, 41, 4 / 1015 2003

2. *Beig, G.* Long-term trends in the temperature of the mesosphere/lower thermosphere region:1. Anthropogenic influences // Journal of geophysical research, vol. 116, A00H11 2011

3. *Randel, W. J., et al.* An update of observed stratospheric temperature trends, J. Geophys. Res., 114, D02107 2009

4. *Семенов А.И.* Эволюция температурного режима и состава средней и верхней атмосферы за последние 50 лет // Лекции. БШФФ-2009. С. 36–40

5. *Roble R.G., Dickinson R.F.* How will changes in carbon dioxide and methane modify the mean structure of the mesosphere and thermosphere? // Geophys. Res. Lett. 1989. V. 16, N 2. P. 1441–1444.

6. *Rind D., et al.* Climate changes and the middle atmosphere. Pt 1: the doubled CO2 climate // J. Atmos. Sci. 1990. V. 47, N 4. P. 475–494.

Наблюдения турбулентных потоков озона в различных ландшафтных и сезонных условиях

И.Б.Беликов, Р.А.Шумский

Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Пыжевский пер., 3, Москва.
e-mail: romio@pochta.ru

Озон (O_3), как известно [1], является одной из наиболее значимых климатически и химически активных малых газовых примесей атмосферы. Как один из основных парниковых газов, озон оказывает непосредственное влияние на климат Земли. Повышенные концентрации озона в приземном слое атмосферы приводят к ухудшению качества воздуха и негативно влияют на среду обитания человека, растительного и животного мира.

Одним из существенных факторов, определяющих режим приземного озона, является его сухое осаждение на подстилающую поверхность [2]. Сухое осаждение озона является также одним из важных параметров, необходимых для существующих теоретических фотохимических моделей [3]. Эти модели, в свою очередь, обеспечивают прогноз концентраций озона, и , следовательно, качества атмосферного воздуха.

Для определения значения сухого осаждения озона V_d, необходимо измерить турбулентный поток F озона и его концентрацию c в приземном слое. V_d определяется из соотношения [2]:

$$F = -V_d\, c \qquad (1)$$

Для измерения величины турбулентного потока озона, как следует из литературы [2], разработано несколько методов. Самыми распространенными из них являются т.н. пульсационный и градиентный методы. В рамках данной работы рассматривается только пульсационный метод.

В этом методе используется экспериментальная аппаратура, измеряющая быстропеременные (с частотами до десятков герц) флюктуации (пульсации) концентрации озона, компонент вектора скорости ветра и температуры. Вычисление потока озона F производится по формуле:

$$F = \overline{w'c'} \qquad (2)$$

где w' - вариация вертикальной скорости ветра, c' - вариация концентрации озона относительно среднего значения, осреднение проводится по некоторому временному интервалу. Для подобных измерений, как правило, используются акустические анемометры и специализированные быстродействующие измерители концентрации озона.

В таблице сведены выполненные в последние годы некоторые работы по наблюдению турбулентных потоков озона пульсационным методом [4-12]. Как следует из проведенного обзора, различными научными организациями проводились наблюдения потоков озона на различных ландшафтах. Для наблюдений пульсаций концентраций озона определенное распространение за рубежом получил разработанный в Германии в университете Карлсруэ прибор, известный под наименованием GFAS [5,6]. Он представляет собой быстродействующий малогабаритный хемилюминесцентный измеритель концентрации озона, монтируемый при проведении наблюдений в непосредственной близости от акустического анемометра. Недостатками прибора являются необходимость периодической замены чувствительных элементов и сложность калибровки.

Обзор работ по наблюдениям турбулентного потока F и сухого осаждения озона V_d пульсационным методом

	Автор(ы)	Год	Место измерений	Применяемые приборы	$-F$, (мкг/(м^{2}сек)	V_d, м/сек
1	Н.Ф.Еланский, Б.М.Копров	1995	Степная зона, Россия	измеритель O_3 собств. констр., DASIBI 1008	0,8	-
2	H. Gusten G. Heinrich	1996	Поле подсолнухов, Германия	GFAS, O341M	1,0	3,4 10^{-3}
3	H. Gusten, G. Heinrich et.al.	1996	Египет, оазис Дахла (пустыня Сахара)	GFAS, O341M	0,4	1,5 10^{-3}
4	S. A. Cieslik	1998	Различные ландшафты	GFAS/OS-G-2, DASIBI 1108	0,048 - 0,576	5 - 10 10^{-3}
5	K. Plilegaard et al.	1998	С/х поле, Дания	GFAS, Scintrex LOZ-3	0,6	5 10^{-3}
6	J.E. Pleim et.al.	1999	Поле соевых бобов, США	измеритель O_3 собств. конструкции	-	1,5 - 7 10^{-3}
7	C. A. Pio et.al.	2000	Травяное поле, Португалия	GFAS, Thermo 49C	0,15 - 0,50	1 - 5 10^{-3}
8	P. L. Finkelstein	2001	С/х поле и лес, США	измеритель O_3 собств. конструкции	-	2 - 7 10^{-3}
9	J.B.A. Muller et.al.	2010	Травяное поле, Шотландия	GFAS, Thermo 49C	0,088 - 0,305	2 - 5 10^{-3}

Численные значения полученных различными авторами величин турбулентных потоков озона и его сухого осаждения также показаны в таблице. Как видно из анализа приведенных чисел, авторы различных работ получают сходные по порядку величин значения турбулентных потоков в диапазонах 0,1 - 1,0 мкг/(м^2 сек) и сухого осаждения в диапазоне 1 - 10 10^{-3} м/сек. Следует однако, отметить, что практически все имеющиеся литературные данные по потокам характеризуются существенным статистическим разбросом значений потоков.

В ИФА им. А.М. Обухова РАН первые работы по наблюдению турбулентного потока озона были проведены в 1995 г. [4] Данная работа является их продолжением на новом уровне.

Для наблюдений турбулентного потока озона была разработана специализированная конструкция малогабаритного быстродействующего хемилюминесцентного измерителя концентрации оз она. Все узлы этого прибора - реакционная камера с чувствительным элементом и фотоприемником, генератор озона для активации чувствительного элемента, и насос - размещены в отдельных корпусах весьма небольших поперечных размеров, разнесены по высоте на мачте на несколько метров и соединены между собой электрическим к абелем и трубопроводом. Малые габариты узлов измерителя обеспечивают минимальные искажения турбулентного потока в месте измерения.

В конструкции измерителя предусмотрен управляющий микроконтроллер, обеспечивающий управление работой всех узлов измерителя.

Конструкция этого малогабаритного измерителя концентрации озона защищена Патентом РФ на полезную модель № 113007. Авторы патента: И.Б. Беликов, А.И. Скороход, Р.А. Шумский.

Разработанный измеритель имеет существенные преимущества перед зарубежным прибором GFAS и его разновидностями, главным образом, возможностью длительной (несколько месяцев) работы в режиме непрерывного мониторинга п отока озона, а также возможностью цифровой си нхронизации с акустическим анемометром и иными приборами.

Для экспериментальной отработки практических аспектов наблюдений турбулентного потока озона был разработан и изготовлен упрощенный экспериментальный образец быстродействующего измерителя (датчика) концентрации озона [13], не содержащий генератора озона и микроконтроллера. Схема устройства упрощенного образца показана на рисунке 1.

Для полевых наблюдений турбулентного п отока озона был собран экспериментальный ко мплекс, включающий в себя метеорологическую мачту высотой 6 м, быстродействующий измеритель концентрации озона, акустический анемометр АЦАТ-3М производства НПО "Тайфун" (г. Обнинск, Россия) и стандартный газоанализатор озона.

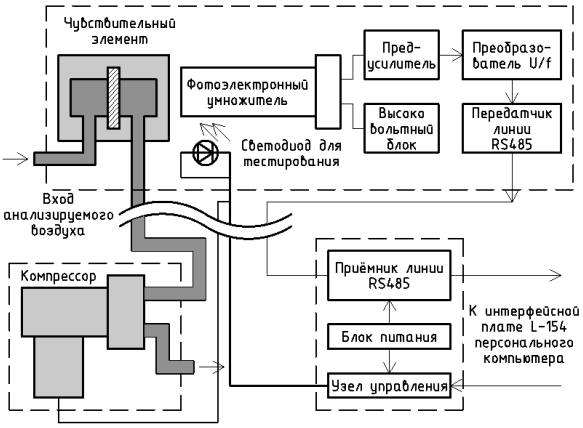


Рис 1. Схема упрощенного экспериментального образца быстродействующего датчика озона

В проводимых экспериментах использовался газоанализатор Dasibi 1008 производства США, калибруемый, в свою очередь, по сертифицированному генератору ГС-024-1 производства ООО "ОПТЭК" (г. С Петербург, Россия). Управление комплексом осуществлялось с помощью персонального компьютера, схема комплекса показана на рисунке 2.

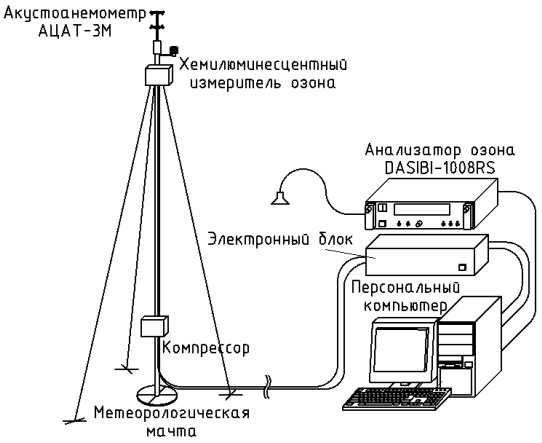


Рис 2. Общая схема полевого эксперимента по наблюдениям турбулентного потока озона

Из литературных данных [5], а также и из опыта эксплуатации этого комплекса, можно сделать вывод, что для получения достоверных и статистически устойчивых значений турбулентных потоков необходимо подвергать экспериментальные данные специальной коррекции. Основные виды подобной коррекции представлены на р исунке 3.

Ряд экспериментальных значений концентрации озона, полученный быстродействующим и змерителем, как правило, кроме полезного сигнала, содержит паразитные шумы и флюктуации. Как показывает практика, они могут значительно и сказить вычисляемые значения турбулентного п отока. Для удаления этих флюктуаций исходный ряд подвергают частотной фильтрации, а также специальной процедуре удаления импульсных помех.

На рисунке 3а показана частотная характеристика, используемая при фильтрации исходного ряда. Подавление низших частот спектра ряда обеспечивает удаление трендов, а подавление высших частот - удаление импульсных помех. Дополнительно подавление импульсных помех обеспечивается процедурой, показанной на рисунке 3б. Экспериментальное значение x_i отбраковывается [5], если оно не удовлетворяет критерию:

$$-k\sigma_x < (x_i - \bar{x}) < k\sigma_x \qquad (3)$$

где $\bar{x}$ - среднее значение, σ_x - среднеквадратичное отклонение. Коэффициент k определяется эмпирически и составляет k = 2 - 10.

Кроме этого, необходима коррекция искажений данных, вызванных невертикальностью акустического анемометра [5,15]:

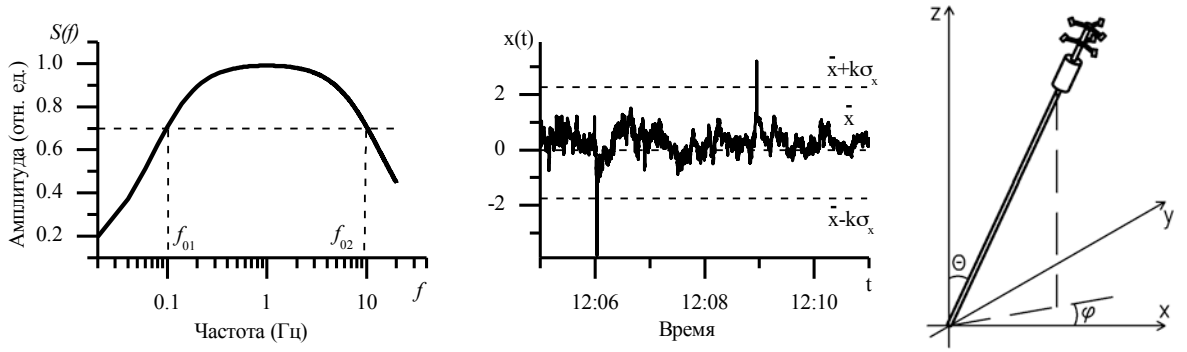
$$\overline{w'c'} = \overline{w'c'_i}\sqrt{\frac{\bar{u}^2+\bar{v}^2}{\bar{u}^2+\bar{v}^2+\bar{w}^2}} - \overline{u'c'_i}\frac{\bar{w}}{\sqrt{\bar{u}^2+\bar{v}^2+\bar{w}^2}}\frac{\bar{u}}{\sqrt{\bar{u}^2+\bar{v}^2}} - \overline{v'c'_i}\frac{\bar{w}}{\sqrt{\bar{u}^2+\bar{v}^2+\bar{w}^2}}\frac{\bar{v}}{\sqrt{\bar{u}^2+\bar{v}^2}} \qquad (4)$$

где u и v - компоненты вектора горизонтальной скорости ветра. Приведенная формула выведена в предположении, что средняя вертикальная скорость ветра равна нулю. Коррекцию невертикальности акустического анемометра иллюстрирует рисунок 3в.

Литературные источники [14] также указывают на необходимость коррекции полученного значения турбулентного потока озона по вычисленным значениям турбулентных потоков явного тепла и скрытого тепла (или потока водяного пара):

$$F = \overline{w'c'} + \mu\frac{\bar{c}}{\rho_a}\overline{w'\rho'_v} + (1+\mu\sigma)\frac{\bar{c}}{\bar{T}}\overline{w'T'} \qquad (5)$$

где $\mu = m_a/m_v$, $\sigma = \rho_v/\rho_a$, m_a, m_v, ρ_a, ρ_v - молекулярные массы и плотности сухого воздуха и водяного пара соответственно, T - температура воздуха. Подобная коррекция получила название WPL, по начальным буквам фамилий авторов.



а) б) в)

Рис 3. Виды коррекции данных: а) частотная коррекция; б) отбраковка недостоверных данных; в) коррекция невертикальности акустического анемометра

Далее приводятся предварительные данные наблюдений турбулентных потоков на научных станциях ИФА им. А.М. Обухова РАН, а также на совместной с МГУ им. М.В. Ломоносова станции наблюдений состава атмосферы.

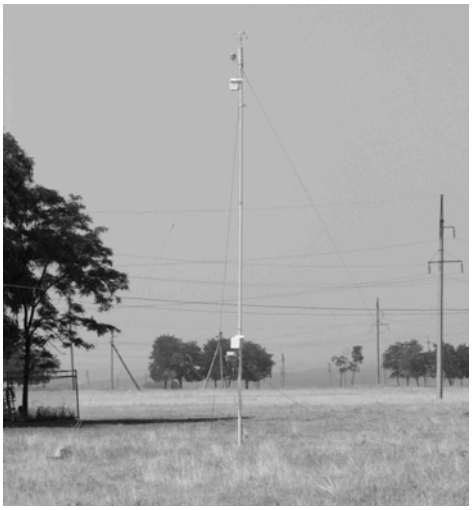


Рис 4. Общий вид мачты экспериментального комплекса на Цимлянской научной станции

На Цимлянской научной станции наблюдения проводились в августе 2006 г. Общий вид мачты экспериментального комплекса на научной станции показан на рисунке 4. Пример графиков полученных значений турбулентных потоков озона и тепла показан на рисунке 5. Турбулентный поток озона в течение всех суток отрицателен (направлен вниз). Это соответствует стоку озона на поверхность.

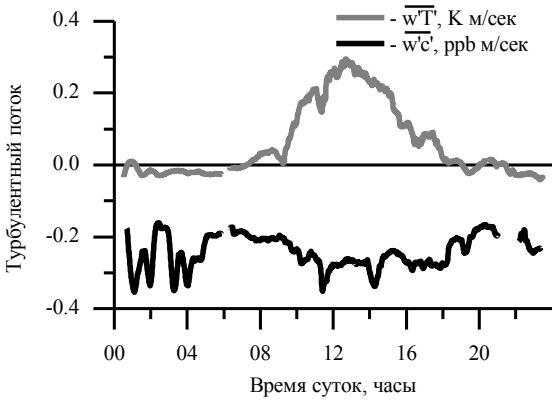


Рис 5. Потоки тепла и озона 12 августа 2006 г.

В дневное время, при неустойчивой стратификации, величина потока по модулю возрастает. Полученные значения потоков тепла и озона в условиях степной зоны соответствуют литературным данным.

Измерения на станции наблюдений состава атмосферы в МГУ проводились в летний и осенне-зимний периоды 2007 - 2008 годов. Примененный пульсационный метод позволяет проводить прямые наблюдения турбулентного потока в условиях неоднородных ландшафтов, когда теория подобия не применима, в частности, внутри городской застройки.

Примеры графиков полученных значений потоков показаны на рисунках 6 и 7. В летний период (рисунок 6) характер суточных вариаций потока озона подобен ранее рассмотренному для степной зоны, и характеризуется высокими значениями потока в дневное время, и низкими - в ночное.

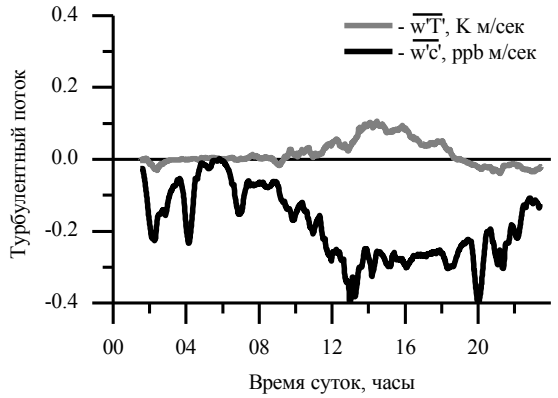


Рис 6. Потоки тепла и озона 19 мая 2007 г.

В зимних условиях (рисунок 7) поток озона характеризуется низкими отрицательными значениями, слабо зависящими от времени суток.

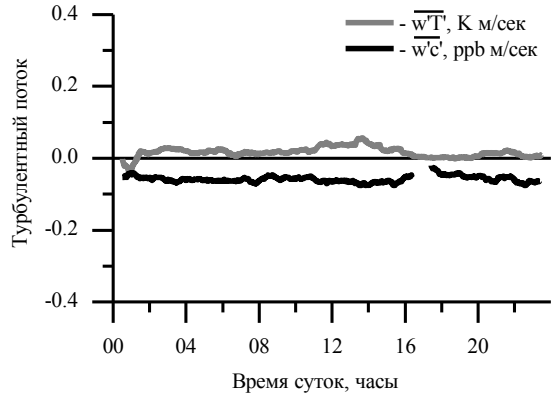


Рис 7. Потоки тепла и озона 21 января 2008 г.

В 2012 г. проводится доработка и испытания модернизированного образца быстродействующего датчика озона. Также проводится доработка алгоритмов обработки данных. Затем экспериментальные исследования турбулентных потоков озона в различных условиях будут продолжены.

Список литературы

1. *Александров, Э.Л.* Озонный щит Земли и его изменения / Э.Л. Александров, Ю.А.Израэль, И.Л.Кароль, А.Х.Хргиан. - С.-П.: Гидрометеоиздат, 1992. - 288 с.

2. *Wesely, M.L.* A review of the current status of knowledge on dry deposition / Wesely M.L., Hicks B.B. // Atmospheric Environment. 2000. Vol.34. P. 2261-2282.

3. *Tuovinen, J.-P.* Testing and improving the EMEP ozone deposition module / Tuovinen J.-P., Ashmore M.R., Emberson L.D., Simpson D. // Atmospheric Environment. 2004. Vol. 38. P. 2373-2385.

4. *Еланский, Н.Ф.* Турбулентный поток озона над степью / Н.Ф. Еланский, Б.М. Копров, Д.Ю. Соколов, Н.С. Тиме // Известия АН. Физика атмосферы и океана. 1995. Т. 31. No. 1. С. 109-114.

5. *Gusten, H.* On-line measurements of ozone surface fluxes: Part I. Methodology and instrumentation / H. Gusten, G. Heinrich // Atmospheric Environment. 1996. Vol. 30. No. 6. P. 897-909.

6. *Gusten, H.* On-line measurements of ozone surface fluxes: Part II. Surface-level ozone fluxes onto the Sahara desert / H. Gusten, G. Heinrich, E. Monnich, D. Sprung, J. Weppner, A.B. Ramadan, M.R.M. Ezz El-Din, D.M. Ahmed, G.K.Y. Hassan // Atmospheric Environment. 1996. Vol. 30. No. 6. P. 911-918.

7. *Cieslik, S.* Energy and ozone fluxes in the atmospheric surface layer observed in Southern Germany highlands // Atmospheric Environment. 1998. Vol. 32. No. 7. P. 1273-1281.

8. *Finkelstein, P.L.* Deposition velocities of SO_2 and O_3 over agricultural and forest ecosystems // Water, Air and Soil Pollution: Focus. 2001. 1. P. 49-57.

9. *Pilegaard, K.* Fluxes of ozone and nitrogen dioxide measured by Eddy correlation over a harvested wheat field / K. Pilegaard, P. Hummelshoj, N.O. Jensen // Atmospheric Environment. 1998. Vol. 32. No. 7. P. 1167-1177.

10. *Pio, C.A.* Seasonal variability of ozone dry deposition under southern European climate conditions, in Portugal / C.A. Pio, M.S. Feliciano, A.T. Vermeulen, E.C. Sousa // Atmospheric Environment. 2000. Vol. 34. P. 195-205.

11. *Pleim, J.E.* A technique for estimating dry deposition velocities based on similarity with latent heat flux / J.E. Pleim, P.L. Finkelstein, J.F. Clarke, T.G. Ellestad // Atmospheric Environment. 1999. Vol. 33. P. 2257-2268.

12. *Muller, J.B.A.* Sources of uncertainty in eddy covariance ozone flux measurements made by dry chemiluminescence fast response analysers / J.B.A. Muller, C.J. Percival, M.W. Gallagher, D. Fowler, M. Coyle, E. Nemitz // Atmospheric Measurement Techniques. 2010. Vol. 3. P. 163–176.

13. *Беликов, И.Б.* Аппаратура и методика наблюдений турбулентных потоков озона / И.Б. Беликов, К.В. Жерников, Л.А. Обвинцева, Р.А. Шумский // Тезисы докладов Всероссийской Конференции "Развитие системы мониторинга состава атмосферы", 16-18 октября 2007 г., Москва. С. 128.

14. *Webb, E K.* Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer / E K. Webb, G.I. Pearman, R. Leuning // Quart. J. R. Met. Soc. 1980. Vol. 106. P. 85-100.

15. *McMillen, R.T.* An Eddy correlation technique with extended applicability to non-simple terrain // Boundary-Layer Meteorology. 1988. Vol. 43. P. 231-245.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ЛЕКЦИИ 4

Алоян А.Е., Арутюнян В.О., Ермаков А.Н. Динамика газовых примесей и аэрозолей при лесных и торфяных пожарах 5

Гурвич А.С., Горбунов М.Е., Федорова О.В., Кирхенгаст Г., Прошек В., Терещук К. Пространственно-временная структура лазерного пучка на трассе длиной 144 км в эксперименте IRDAS-SCINT 10

Еланский Н.Ф. Основные направления и результаты исследований атмосферного озона в России 18

Елисеев А.В., Мохов И.И. Влияние солнечной активности на климат: возможные механизмы воздействия и результаты моделирования 25

Ермаков А.Н. Размерные эффекты в атмосферных химических реакциях 29

Ларин И.К. О длине цепи в основных циклах гибели стратосферного озона 35

Локощенко М.А. Общие закономерности ветрового режима нижней атмосферы по данным измерений в Мосве 41

Карпов Г.В., Морозов И.И. Гидратация отрицательных ионов трихлоруксусной кислоты в водных растворах 47

ТРУДЫ МОЛОДЫХ УЧЕНЫХ 52

Агеева В.Ю., Турышев Л.Н., Светашев А.Г. Определение общего содержания озона в атмосфере с применением широкополосных фильтровых УФ фотометров 53

Артамонова И.В., Веретененко С.В. Вариации длительности макросиноптических процессов под влиянием потоков космических лучей 57

Аухадеев Т.Р. Особенности барического режима на территории Приволжского федерального округа 60

Афиногенов К.В., Галиченко С.В., Анисимов С.В. Вариации электрической проводимости приземного слоя атмосферы 63

Беликович М.В., Мухин Д.Н., Фейгин А.М. Восстановление высотного профиля озона по данным радиометрических измерений в микроволновом диапазоне 66

Бовчалюк А.П., Милиневский Г.П., Данилевский В.А., Сосонкин М.Г., Голуб Ф., Бовчалюк В.П. Динамика атмосферного аэрозоля над территорией Украины по данным спутникового поляриметра POLDER/PARASOL 70

Боровский А.Н., Арабов А.Я., Еланский Н.Ф., Елохов А.С. О временной изменчивости содержания NO_2 в атмосфере по данным многолетних наблюдений

на Северном Кавказе 74

Бручковский И.И., Боровский А.Н., Демин В.С. Оценка влияния аппаратных и методических факторов на погрешность определения содержания двуокиси азота в столбе атмосферы 78

Важнова Н.А., Переведенцев Ю.П. Изменения климата Приволжского федерального округаи вопросы экологической безопасности 82

Васильев Д.Ю., Шрамков Я.Н. Выявление климатической составляющей погодного сигнала с помощью вейвлет анализа 86

Власова Ю.В., Рублев А.Н. Прогнозирование распространения загрязнений в атмосфере с использованием программного комплекса FlexPart & FlexGraph и наземных инструментальных измерений 88

Гаврилов А.С, Мухин Д.Н., Лоскутов Е.М., Фейгин А.М. Применение стохастического моделирования для реконструкции по временным рядам модели явления Эль-Ниньо средней сложности 92

Галиченко С. В., Афиногенов К. В., Анисимов С. В. Электродинамическое состояние конвективного пограничного слоя атмосферы: численное моделирование и эксперимент 96

Закиров А.А. Программно-аналитический комплекс спектрального оценивания 100

*Зарубин А.С., Погорельцев А.И., Савенкова Е.Н.*Планетарные волны в полях геопотенциальной высоты, восстановленных по данным о температуре эксперимента COSMIC 103

Иванова Н.С., Кужевская И.В. Оценка климатических условий функционирования автомобильной отрасли Томской области 107

*Исаева М.В.*Особенности биоклиматических условий Приволжского федерального Округа 111

Комасько Н.И., Иванова А.Р. Некоторые особенности эволюции атмосферных фронтов в высоких широтах 115

*Корнева И.А., Локощенко М.А.*Многолетние изменения температуры грунта на разных глубинах в Москве 119

*Косторная А. А.*Прогнозирование уровня биологически активной дозы УФ-радиации, достигающей поверхности земли на широте г. Томска 123

*Куликов В.А., Гурвич А.С.*Определение анизотропии конвективной турбулентности с помощью лазерного просвечивания 126

Курганский А.Р., Мостаманди С.В., Смышляев С.П. Моделирование региональных аспектов переноса примесей на примере пыльцы березы 129

*Лаппо П.О., Светашев А.Г.*Исследование методами WRF развития фронтальных процессов в области распространения теплого циклона над территорией Республики Беларусь в зимний период 133

Лисица С.М. Влияние солнечных протонных событий на озоносферу 136

Мартынова Ю.В., Крупчатников В.Н. Исследование влияния глобальных климатических изменений на динамику шторм-треков Северного полушария 138

Морару Е.И., Ипполитов И.И., Логинов С.В. Связь изменчивостей потоков тепла в Северной Атлантике с климатом северных и умеренных широт Евразии 141

*Наговицына Е.С., Поддубный В.А.*Оценка средних полей концентраций атмосферного аэрозоля на территории России по данным фотометрических измерений 145

Нгуен Т.Т., Чукин В.В. Моделирование радиационных свойств облаков 149

Никитин М.А., Володин Е.М. Исследование потенциальной предсказуемости климата в масштабах десятилетий по данным климатической модели ИВМ РАН..... 151

ПанкратоваН.В., Скороход А.И., Еланский Н.Ф. Газовый состав приземного воздуха Москвы: фоновые и экстремальные условия, оценка качества воздуха 155

*Пермякова О.В., Барашкова Н.К.*Тропический циклогенез и состояние основных объектов ОЦА в Северной Атлантике 159

*Петрушов Н.А.*Нелинейный расчет напряженности электрического поля в окрестности заряженной струи 162

Поляков Д.В., Кужевская И.В. Применение кластерного анализа для оценки температурно–влажностных условий территории юга Западной Сибири в период активной вегетации 165

*Савельева Е.С., Зуев В.В.*Влияние вулканических выбросов на разрушение озонового слоя в весенний период над Антарктидой 169

*Салугашвили Р. С.*Дальние связи в колебаниях климата Атлантико-Европейского региона и колебания скорости вращения Земли 173

Свиридов И.В. Мировые осцилляции и их влияние на тропический циклогенез Тихого океана Северного полушария 177

Семенова Ю.А., Закинян Р.Г., Смерек Ю.Л. К расчету скорости ветра при вихревых движениях в мезомасштабных процессах 179

Сергеев Д.Е., Степаненко В.М. Мезомасштабные потоки явного тепла и метана над центральной частью Западной Сибири 182

*Стрельченко Ю.Г., Анисимов О.А., Ренева С.А., Кокорев В.А.*Изменение климата и динамика подводной мерзлоты на шельфе морей Восточной Арктики 185

*Суходолов Т.В., Смышляев С.П., Мареев Е.А.*Моделирование глобальных аспектов молниевой активности для исследования обратных связей с изменениями климата и газового состава атмосферы 189

*Табальчук Т.Г., Бородко С.К.*Роль ледяной фазы в формировании конвективных ячеек 193

*Тарабукина Л.Д.*Параметры грозовых разрядов в Якутии 197

Торопов А.А., Козлов В.И., Муллаяров В.А., Стародубцев С.А. Всплески нейтронов связанные с молниевыми разрядамиоблако – земля 199

Трифанова А.В., Локощенко М.А., Еланский Н.Ф. Влияние скорости ветра по содарным данным на приземное содержание малых газов в Москве 202

Харюткина Е.В., Ипполитов И.И., Логинов С.В. Влияние радиационных и циркуляционных факторов на изменчивость температуры воздуха на Азиатской территории России 206

Цыркина Т.Б., Обвинцева Л.А., Сухарева И.П., Каминский В.А., Аветисов А.К. Разложение озона на белом песке. Определение кинетических и стационарных Характеристик 209

Червяков М.Ю., Скляров Ю.А., Котума А.И. Наблюдения уходящей коротковолновой радиации с искусственного спутника Земли «Метеор-М» №1 212

Чернокульский А.В. Влияние вариаций облачности на температурный режим приземного воздуха в различных регионах России 216

*Шлендер Т.В., Бородко С.К.*Исследование развития озоновых аномалий с использованием моделей мезопрогнозирования 220

Штабкин Ю.А. Исследование долговременных изменений температуры средней атмосферы на основе спутниковых наблюдений за 2002-2012 гг 222

Беликов И.Б., Шумский Р.А. Исследование долговременных изменений температурысредней атмосферы на основе спутниковых наблюдений за 2002-2012 гг 226

ОГЛАВЛЕНИЕ 229

