КОНФЕРЕНЦИЯ D

ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И КЛИМАТ

РАЗВИТИЕ ТУРБУЛЕНТНОГО ТЕПЛОВОГО ФАКЕЛА НАД ОСТРОВОМ ТЕПЛА В УСТОЙЧИВО СТРАТИФИЦИРОВАННОЙ АТМОСФЕРЕ

А. Ф. Курбацкий* A. F. Kurbatskiy, Л. И. Курбацкая** L.I. Kurbatskaya

*Институт теоретической и прикладной механики им. С. А. Христиановича СО РАН,

**Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН

E-mail: kurbat@itam.nsc.ru, L.Kurbatskaya@ommgp.sscc.ru

Ключевые слова: турбулентность, атмосфера, вихревые коэффициенты диффузии, моделирование.

Аннотация представлены результаты исследования вычислительной эффективности трехпараметрической теории турбулентного переноса импульса и тепла для моделирования структуры циркуляционного течения над поверхностным источником тепла (островом тепла) в устойчиво стратифицированной атмосфере при слабом ветре. Результаты численного моделирования показывают, что трехпараметрическая теория позволяет получить структуру циркуляции в квазиустановившемся состоянии, которая хорошо согласуется с данными измерений.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ №13-05-00006-а, 14-01-00125-а, программы фундаментальных исследований №1 Президиума РАН

Введение

Градиентные модели вихревой диффузии для турбулентных потоков, включающие эффекты плавучести, могут быть оптимальным приближением, сочетающем в себе вычислительную эффективность с приемлемой точностью получаемых результатов [1–2].

В настоящей работе представлены численные результаты основных характеристик проникающей турбулентной конвекции в идеализированной модели городского острова тепла, реализованной в лабораторном эксперименте [3].

Модель городского острова тепла

В лабораторном эксперименте [3] проникающая турбулентная конвекция индуцировалась постоянным потоком тепла H_0, создаваемым поверхностным источником тепла в виде круглой пластины диаметром D (Рис.1a,b). Этот источник тепла моделирует прототип городского острова тепла с малым относительным удлинением ($z_i / D << 1$, z_i -высота перемешанного слоя, определяемая как высота, на которой достигается максимальная отрицательная разность между температурой в центре факела и окружающей температурой (рис. 1a)) в условиях слабого ветра и устойчивой стратификации окружающей среды.

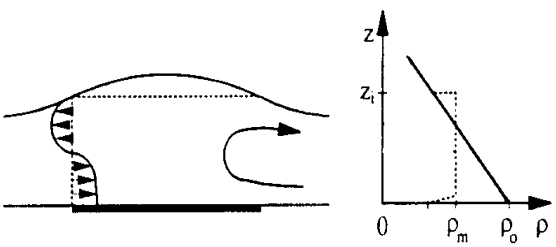


Рис.1a. Схема циркуляции острова тепла (z_i – высота перемешивания, ρ_0 – плотность стандартной атмосферы, ρ_m – плотность в центре теплового факела).

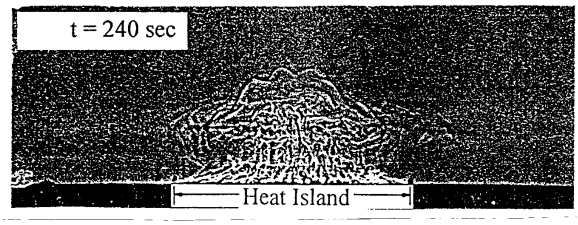


Рис.1b. Теневая фотография острова тепла, полученная в лабораторном эксперименте [3]. Момент времени $t = 240$ с. соответствует квазиустановившейся циркуляции.

Параметризация турбулентных потоков.

Уравнения термогидродинамики, описывающие циркуляцию воздуха над городским островом малого относительного удлинения могут быть записаны в гидростатическом приближении без учета силы Кориолиса и радиации в осесимметричной цилиндрической системе координат (здесь не приводятся). Эффекты плавучести учитываются в приближении свободной конвекции (приближении Буссинеска)

Наиболее простые, явные параметризации турбулентных потоков импульса и тепла имеют вид [2]:

$$-\langle w\theta\rangle = c_T \frac{E^2}{\varepsilon} Fr^{-2}\sqrt{2R}\frac{\partial T}{\partial z} - \frac{1-c_{2\theta}}{c_{1\theta}}\frac{E}{\varepsilon}\sqrt{2R}\cdot Fr^{-2}\langle\theta^2\rangle, \qquad (1)$$

$$-\langle v\theta\rangle = c_T \frac{E^2}{\varepsilon}\sqrt{2R}\frac{\partial T}{\partial r}. \qquad (2)$$

Для нормальных турбулентных напряжений используется модель градиентной диффузии Буссинеска, сохраняющая некоторую анизотропию нормальных напряжений

$$\langle v^2\rangle = \frac{2}{3}E - 2\nu_T\frac{\partial V}{\partial r}, \quad \langle w^2\rangle = \frac{2}{3}E - 2\nu_T\frac{\partial W}{\partial z}, \quad \langle u^2\rangle = \frac{2}{3}E - 2\nu_T\frac{V}{r} \qquad (3)$$

Турбулентная вязкость в (3) определяется из соображений размерности, следуя невязкой оценке диссипации кинетической энергии турбулентности [4, 5]:

$$\nu_T = c_\mu \cdot E^2/\varepsilon \qquad (4)$$

Откалиброванные коэффициенты в (1) – (4) имеют численные значения [1, 6, 7]: $c_\mu = 0,09$, $c_{1\theta} = 3,28$, $c_{2\theta} = 0,5$, $R = 0,6$, $c_T = 0,095$.

Параметры E, ε и $\overline{\theta^2}$ в (1) – (4) находятся из решения замкнутых уравнений переноса (здесь не приводятся, см. [8]).

Результаты численного моделирования

Приводимые ниже численные результаты получены для значений параметров экспериментальной реализации проникающей термической конвекции в [3].

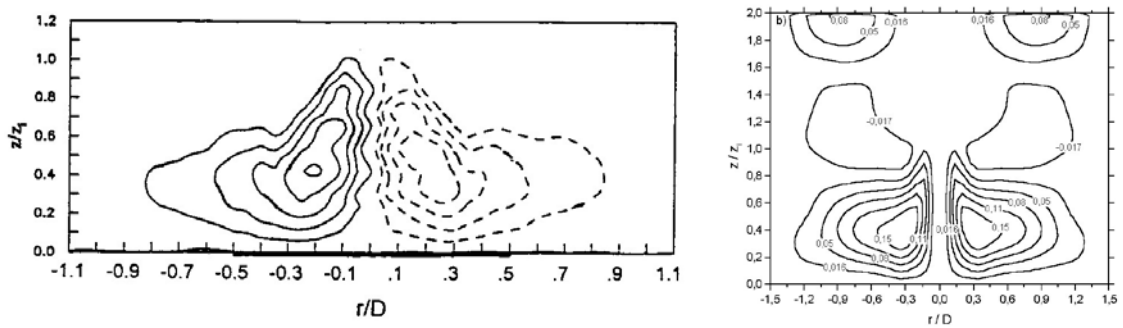


Рис. 2 Линии тока циркуляции воздуха над островом тепла: слева – экспериментальные линии тока, справа – результат вычисления.

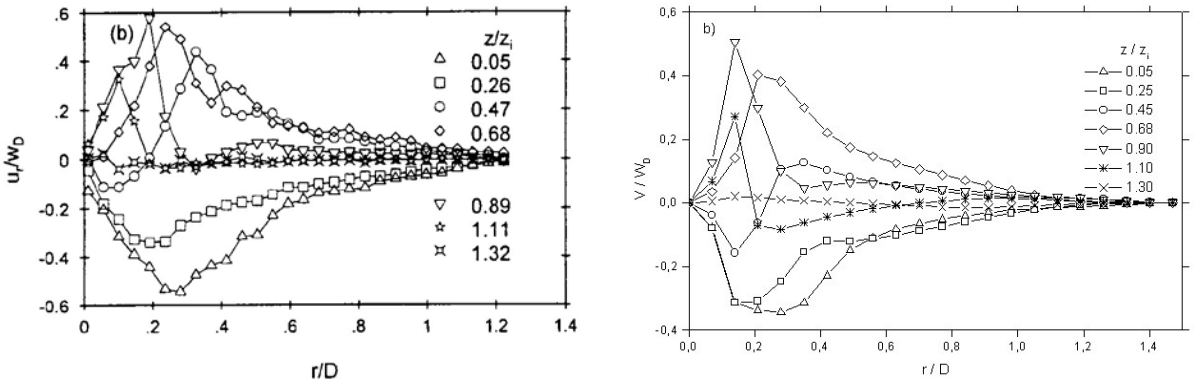


Рис. 3. Профили радиальной (горизонтальной) средней скорости V на различных высотах над островом тепла: слева –эксперимент [3], справа – вычисление при тех же параметрах (как на рис.2).

Вблизи поверхности величина скорости потока, натекающего с периферии острова тепла, возрастает в направлении к центру, достигая максимума при, примерно, при r/D 0,25, затем убывает до нуля в центре острова тепла. Скорость оттекающего потока наверху также возрастает с удалением от центра, достигая максимума, примерно, при r/D 0,25 (рис. 1a). В отличие от экспериментальных данных [3], вычисленный вертикальный профиль горизонтальной скорости имеет реалистичное поведение вблизи поверхности с обращением скорости в нуль на поверхности (здесь не показано). В эксперименте вязкий подслой не разрешался в силу ограничения лабораторного моделирования острова тепла: $z_i / D << 1$.

Скорость трения (рис. 4) изменяется по радиальной координате в согласии с изменением горизонтальной скорости (рис. 3).

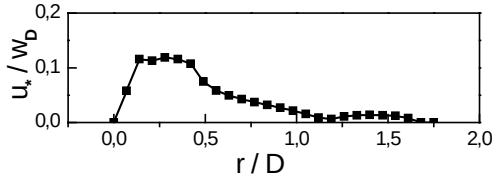


Рис. 4. Нормализованная скорость трения u_*/W_D .

Измеренные вертикальные профили температуры (рис. 5a) и вычисленные профили температуры (рис. 5b) указывают на хорошее перемешивание в нижней и центральной части факела. Такой характер поведения температурных профилей с высотой относится реальным ночным пограничным слоям, в которых преобладают неустойчивые (конвективные) условия,

вследствие восходящего потока тепла от урбанизированной поверхности при слабом окружающем ветре. На обоих рис. 5(a, b) видно, что профили температуры внутри факела имеют характерное “вздутие”: температура внутри факела оказывается ниже температуры вне его на той же высоте, фиксируя тем самым область отрицательной плавучести, вследствие возвышения факела в центре. Эта высота возвышения максимальна на оси факела и уменьшается с расстоянием от его центра. Тепловой факел имеет куполообразную верхнюю часть в виде “шляпы” (см. теневую фотографию на рис. 1b).

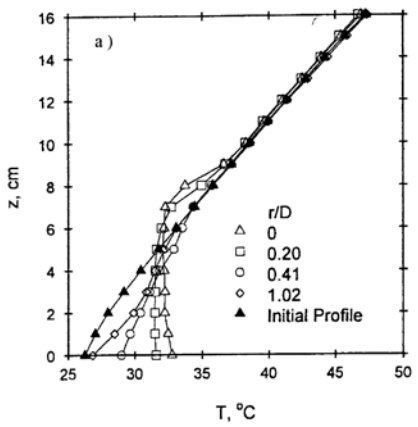


Рис. 5a. Измеренные профили температуры над островом тепла.

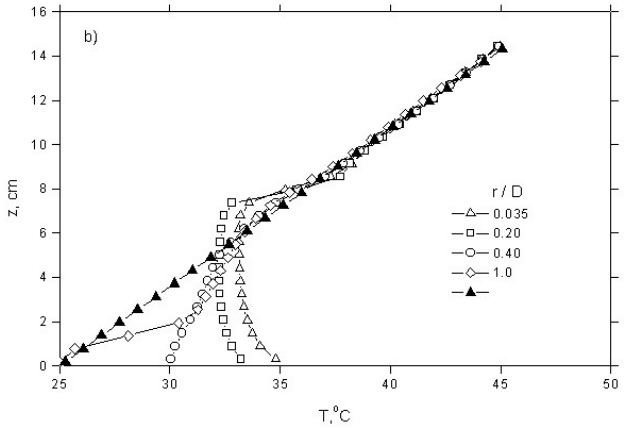


Рис. 5b.Вычисленные профили температуры над островом тепла.

Структура турбулентного теплового факела представлена на рис. 6b распределениями среднеквадратичных флуктуаций горизонтальной и вертикальной турбулентных скоростей по высоте в центре факела. Как данные измерений [3], так и результаты вычислений показывают, что большие значения σ_v / W_D и σ_w / W_D внутри перемешанного слоя быстро убывают с высотой выше слоя вовлечения (для $z > z_i$). Измеренный профиль σ_v / W_D располагается при меньших значениях, чем вычисленный профиль. Как указано в [3], конечные размеры экспериментальной установки все же оказывали влияние циркуляцию, подавляя горизонтальное движение и таким образом понижая уровень значений σ_v / W_D. Можно отметить, что простые параметризации турбулентных потоков (1) – (4) не только правильно воспроизводят характерные особенности распределений σ_v / W_D и σ_w / W_D, но и удовлетворительно отражают их анизотропный характер.

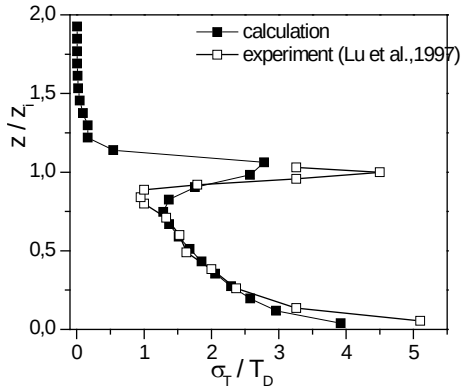


Рис. 6a. Вертикальный профиль дисперсии турбулентных флуктуаций температуры от высоты в центре теплового факела: □ –измерения [3], ■ – численное решение. Профиль σ_T / T_D убывает от максимального значения на подстилающей поверхности до минимального значения на высоте $z / z_i = 0.85$.

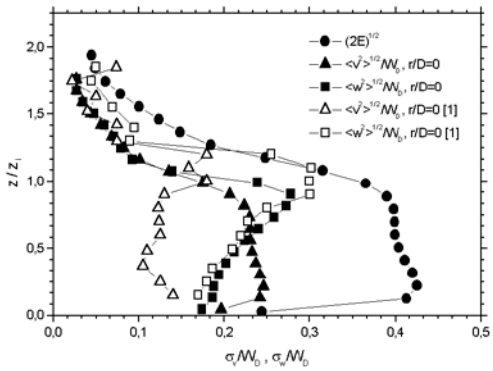


Рис. 6b. Нормализованные распределения среднеквадратичных флуктуаций турбулентной скорости в центре факела по данным измерений [4] ($Fr = 0.077$; $Re = 8280$): △ – профиль горизонтальной дисперсии скорости, □– профиль вертикальной дисперсии скорости. Вычисления: ▲ – горизонтальная дисперсия скорости, ■ – вертикальная дисперсия скорости; ● – вычисленная интенсивность турбулентности, $q^2 =< u_i^2 >$

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 13-05-00006а) и программы фундаментальных исследований Президиума РАН №1.

ЛИТЕРАТУРА

1. Sommer T. P., & R. M. C. So. On the modeling of homogeneous turbulence in a stably stratified flow // Phys. Fluids.1995. V.7. P. 2766 -2777.

2. Kurbatskii A. F.: Computational modeling of the turbulent penetrative convection above the urban heat island in stably stratified environment // Journal of Applied Meteorology.2001. V. 40. P.1748-1761

3. Lu J., Araya S.P., Snyder W.H., Jr. Lawson R.E.: A Laboratory Study of the Urban Heat Island in a Calm and Stably Stratified Environment. Part I: Temperature Field; Part II: Velocity Field // Journal of Applied Meteorol ogy.1997. V.36. P.1377-1402.

4. Tennekes H, Lumley J. L. 1972. A first course in turbulence. Cambridge, MA: MIT Press.

5. Курбацкий А. Ф. Лекции по турбулентности. Часть I. НГУ, 2000.

6. Jin L. H., So R. M. C., Gatski T. B. Equilibrium states of turbulent homogeneous buoyant flows // J. Fluid Mech. 2003. V.482. P. 207-233.

7. Курбацкий А. Ф. Лекции по турбулентности. Часть II. НГУ, 2001.

8. Курбацкий А. Ф., Курбацкая Л. И. Трехпараметрическая модель турбулентности для атмосферного по граничного слоя над урбанизированной поверхностью // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2006. 46(2). С. 476-494.

© Л.И. Курбацкая, А.Ф. Курбацкий, 2015

О ВЛИЯНИИ МАСШТАБОВ АТМОСФЕРНОЙ ТУРБУЛЕНТНОСТИ

Лукин В.П., Носов В.В., Носов Е.В., Торгаев А.В.

Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск, lukin@iao.ru

Ключевые слова: турбулентность, оптические и акустические волны, внутренний и внешний масштабы турбулентности, когерентная турбулентность

Рассмотрены некоторые аспекты влияния масштабов атмосферной турбулентности, а именно, внешнего и внутреннего масштабов, на оценку уровня турбулентного развития. Сделана попытка объяснения различия результатов оценки структурного параметра показателя преломления атмосферы по данным оптических и акустических измерений.

Известно, что распределение энергии в турбулентности определяется спектральной плотностью флуктуаций показателя преломления $\Phi_n(\kappa)$. Поскольку реальные турбулентные неоднородности трехмерны, то при оценке дисперсии флуктуаций показателя преломления необходимо вычислять [1] следующий функционал:

$$\int_0^\infty d\kappa \kappa^2 \Phi_n(\kappa), \qquad (1)$$

где $\Phi_n(\kappa)$ - спектральная плотность флуктуаций показателя преломления атмосферы, κ - пространственное волновое число (или величина обратная размеру турбулентной неоднородности).

Далее сравним дисперсии вида (1) для двух спектров атмосферной турбулентности [2, 3] в предположении их изотропности, а именно,

- кармановскую модель с колмогоровским наклоном спектра

$$\Phi_n(\kappa) = 0.033 C_n^2 (\kappa^2 + \kappa_0^2)^{-11/6} \exp(-\kappa^2 / \kappa_m^2), \qquad (2)$$

- и когерентный спектр вида

$$\Phi_n(\kappa) = 0.033 C_n^2 (\kappa^2 + \kappa_0^2)^{-7/3} \exp(-\kappa^2 / \kappa_m^2). \qquad (3)$$

Здесь C_n^2 - структурный параметр показателя преломления, $\kappa_0 = 2\pi / L_0$ - волновое число, соответствующее внешнему масштабу турбулентности L_0, $\kappa_m = 5.92 / l_0$ - волновое число, соответствующее внутреннему масштабу турбулентности l_0.

Проведем расчет дисперсии флуктуаций показателя преломления для модели (2), имеем

$$\sigma_n^2 = \int_0^\infty d\kappa\kappa^2\Phi_n(\kappa) = 0.033C_n^2\int_0^\infty d\kappa\kappa^2(\kappa^2+\kappa_0^2)^{-11/6}\exp(-\kappa^2/\kappa_m^2) =$$

$$= \frac{1}{2}0.033C_n^2\Gamma(3/2)\kappa_0^{-2/3}[\frac{\Gamma(1/3)}{\Gamma(11/6)}{}_1F_1(3/2,2/3;\kappa_0^2/\kappa_m^2) + \frac{\Gamma(-1/3)}{\Gamma(3/2)}(\kappa_0/\kappa_m)^{2/3}{}_1F_1(11/6,4/3;\kappa_0^2/\kappa_m^2)].$$

При условии, что $\kappa_0^2 << \kappa_m^2$, для кармановской модели (2) получаем

$$\sigma_n^2 \approx \frac{1}{2}0.033C_n^2\Gamma(3/2)\frac{\Gamma(1/3)}{\Gamma(11/6)}\kappa_0^{-2/3}. \quad (4)$$

В тех же условиях для когерентного спектра вида (3) получаем

$$[\sigma_n^2]^{\hat{e}\hat{i}\tilde{a}} = \int_0^\infty d\kappa\kappa^2\Phi_n(\kappa) = \frac{1}{2}0.033C_n^2\Gamma(3/2)\kappa_0^{-5/3}[\frac{\Gamma(5/6)}{\Gamma(11/6)}{}_1F_1(3/2,1/6;\kappa_0^2/\kappa_m^2) +$$
$$+\frac{\Gamma(-5/6)}{\Gamma(3/2)}{}_1F_1(13/6,11/6;\kappa_0^2/\kappa_m^2)] \approx \frac{3}{5}0.033C_n^2\Gamma(3/2)\kappa_0^{-5/3}. \quad (5)$$

Приравняв дисперсии (4) и (5), получаем, что

$$[C_n^2]^{\hat{e}\hat{i}\tilde{a}} \approx 2.37C_n^2\kappa_0. \quad (6)$$

Далее, исходя из формул (3)-(5), имеем, что дисперсия $\sigma_n^2 \propto C_n^2L_0^{2/3}$, а так как, согласно модели В.И. Татарского [4] имеет место зависимость вида $C_n^2 \propto L_0^{4/3}$, получаем, что $\sigma_n^2 \propto L_0^2$. При этих же предположениях для когерентной турбулентности, т.е. для модели (3), $[\sigma_n^2]^{\hat{e}\hat{i}\tilde{a}} \propto L_0^3$.

Это позволяет заключить, что в когерентной турбулентности энергия сильнее, по сравнению с колмогоровской моделью, зависит от размера внешнего масштаба турбулентности L_0, а это указывает на фактическую важность знания величины такого масштаба для оценки энергии турбулентности.

Известно, что измерения структурной постоянной показателя преломления воздуха проводятся, как оптическими методами, так и акустическим методом. Так в результате комплексного эксперимента на Базовом экспериментальном комплексе Института оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН в 2013 г. было проведено сравнение оценок структурной постоянной показателя преломления воздуха, характеризующей интенсивность атмосферной турбулентности, из оптических измерений выполненных, дифференциальным измерителем турбулентности (ДИТ) [5, 6] и датчиком волнового фронта, работающим по схеме Шека-Гартмана [7]. Измерения проводились на приземных однородных, разнесенных по горизонтали на расстояние 96 см, оптических трассах протяжённостью 200 м на высоте 165 см над подстилающей поверхностью. Оптические измерения сопровождались измерениями метеопараметров атмосферы двумя ультразвуковыми метеостанциями АМК-03 [8] и “Метео-2” [9]. Станция АМК-03 располагалась вблизи приёмного устройства ДИТ и ДВФ на высоте 170

см, а станция “Метео-2” – на расстоянии 60 м от приёмного устройства вдоль оптической трассы и 10 м от оптической оси ДИТ на высоте 2.3 м.

В период июля-августа 2014 года на обсерватории БЭК ИОА СО РАН были продолжены сопоставительные измерения структурного параметра показателя преломления атмосферы с помощью оптических и акустических методов [7]. Использованы следующие оптические измерители: ДИТ и оценка уровня турбулентности на основе использования динамических изображений. В измерениях на БЭКе также использовали акустический анемометр Метео-2. Акустический анемометр Метео-2 измерял постоянно, два оптических метода давали значения, усредненные за временную серию длиной 10 мин. Анализ результатов одновременных измерений показал, что значения структурной постоянной показателя преломления, вычисленные из оптических измерений ДВФ и ДИТ, отличаются незначительно. В то же время при сравнении результатов трассовых оптических измерений и локальных измерений ультразвуковыми метеостанциями наблюдается подобие временных изменений структурной постоянной показателя преломления. Однако оценки уровня турбулентности из оптических измерений в большинстве случаев оказываются выше, чем из акустических измерений метеостанциями.

На наш взгляд, это может быть связано с неучетом влияния конечности величины внутреннего масштаба турбулентности. Известно [1, 4], что структурная функция температуры в атмосфере описывается (для модели Колмогорова-Обухова) степенной функцией следующего вида:

$$D_T(\rho) = C_T^2 \rho^{2/3}, \quad \rho >> l_0. \tag{7}$$

Если же учесть влияние внутреннего масштаба l_0, то для разносов точек наблюдения $\rho \le l_0$, имеет место квадратичный рост, т.е.

$$D_T(\rho) \approx C_T^2 \rho^2 l_0^{-4/3}. \tag{8}$$

В свое время [1] Гурвич А.С. предложил очень полезную модель, описывающую одновременно оба этих участка поведения структурной функции температуры атмосферы, а именно

$$D_T(\rho) = C_T^2 \{(\rho^2 + l_0^2)^{1/3} - l_0^{2/.3}\}. \tag{9}$$

Воспользуется этой моделью для описания экспериментальной функции флуктуаций температуры $D_T(\rho)$. Как известно, акустическая метеостанция определяет уровень структурного параметра температуры из данных временных измерений $D_T(\rho)$. В предположении «замороженности» атмосферной турбулентности, величина смещения точек наблюдения ρ определяется величиной поперечной скорости ветра v, обуславливающей

смещение турбулентных неоднородностей, и всегда кратна частоте взятия отсчетов f акустической метеостанцией. Таким образом, минимальное пространственное смещение составляет $\rho_{\min} = v/f$. Предлагаем оценивать возможную величину коэффициента, связывающего значения структурного параметра температуры, вычисляемого по данным акустических измерений в пренебрежении влияния внутреннего масштаба турбулентности, т.е. при использовании формулы (7), и при учете такого влияния – по формуле (9), на основе существования следующей связи между ними $C_T^2\{(\rho^2 + l_0^2)^{1/3} - l_0^{2/3}\} = \hat{C}_T^2 \rho^{2/3}$, что дает $\hat{C}_T^2 / C_T^2 = \{(1 + l_0^2 f^2 / N^2 v^2)^{1/3} - l_0^{2/3} f^{2/3} / N^{2/3} v^{2/3}\}$. Здесь $\hat{C}_T^2$ представляет собой оценку структурного параметра, полученную в предположении, что имеет место чисто колмогоровский закон поведения структурной функции температуры, численный параметр N определяет величину разноса (смещения) между точками наблюдения, а именно $\rho = N\rho_{\min} = vN/f$. Возьмем в качестве параметра величину $l_0 f / Nv$ и просчитаем отношение $\hat{C}_T^2 / C_T^2$ для различных значений этого параметра, результаты представим в виде Таблицы 1.

$l_0 f / Nv$	0	0.05	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.7	1	2
$\hat{C}_T^2 / C_T^2$	1	0.86	0.78	0.67	0.56	0.50	0.45	0.35	0.25	0.12

Таблица 1.

Из ее анализа получаем, что в результате неучета конечности величины внутреннего масштаба турбулентности возможно только занижение данных измеренного уровня турбулентности. Ошибка занижения измеренного значения уровня турбулентности акустическим измерителем (т.е. отношение $\hat{C}_T^2 / C_T^2$) **при реальных значениях внутреннего масштаба,** реализуемых в атмосфере, может составлять 1.4 - 4 раза, причем она зависит, как от величины внутреннего масштаба турбулентности, так и от величины скорости ветра и частоты снятия отсчетов. Это заставляет уделять более пристальное внимание оценке величины внутреннего масштаба турбулентности при проводимых измерениях. Это можно делать, либо на основе проведения дополнительных градиентных измерений температуры и скорости ветра [3], либо из анализа поведения всей структурной функции температуры [11]. При этом величину внутреннего масштаба турбулентности можно получить из данных пересечения двух асимптотик (7) и (8). Интересно отметить, что по данным Таблицы 1 более подверженными влиянию внутреннего масштаба турбулентности оказываются акустические измерители, работающие на более высоких частотах снятия отсчетов.

Следует заметить, что модель Гурвича А.С. (9) конечно не может абсолютно правильно описывать реальные структурные функции, получаемые в экспериментах, однако она, в целом, позволяет указать возможные величины искажений измеряемых значений уровня турбулентности. А в практических случаях данные измерений структурной функции температуры, прежде чем проводить оценку величины C_T^2, необходимо приводить к эффективной степенной модели вида (7).

В работе [10] уже были исследованы некоторые аспекты зависимости угловых оптических измерений в атмосфере от спектрального состава используемого излучения. Так, например, для длины волны 0.66 мкм множитель $(1+\frac{0.584}{77.6\lambda^2})^2 \approx 1.035$, поэтому данные, получаемые из акустических измерений необходимо умножить числовой множитель, что увеличивает измеренные с помощью акустических датчиков примерно на 3.5%.

Литература

1. *Гурвич А.С., Кон А.И., Миронов В.Л., Хмелевцов С.С.* Лазерное излучение в турбулентной атмосфере. М.: Наука. 1976. 277с.
2. *Lukin V.P., Pokasov V.V.* Optical wave phase fluctuations // Applied Optics. 1981. V.20. No.1. p.121-135.
3. *Лукин В.П., Покасов В.В., Сазанович В.М., Миронов В.Л.* Фазовые измерения внутреннего масштаба атмосферной турбулентности // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1976. Т.12. No.12. с.1317-1319.
4. *Татарский В.И.* Распространение волн в турбулентной атмосфере. М.: Наука. 1967. 548 с.
5. *Sarazin M., Roddier F.* The E.S.O. Differential Image Motion Monitor // Astron. And Astrophys. 1990. N 227. P. 294-300.
6. *Антошкин Л.В., Ботыгина Н.Н., Емалеев О.Н., Коняев П.А., Лукин В.П.* Трассовый дифференциальный измеритель параметров атмосферной турбулентности // Оптика и спектроскопия. 2010. Т. 109, №4. С. 683-689.
7. *Lukin V.P., Botugina N.N., Gladkih V.A., Emallev O.N., Konyaev P.A., Odintsov S.L., Torgaev A.V.* Comparative measurements of the level of turbulence atmosphere by optical and acoustic devices // Atmospheric and Ocean Optics. Atmospheric Physics. Proc. SPIE. 2014. V.9292. P.9292-240.
8. *Азбукин А.А., Богушевич А.Я., Ильичевский В.С.* Автоматизированный ультразвуковой метеорологический комплекс АМК-03 // Метеорология и гидрология. 2006. №11. С. 89-97.
9. *Гладких В.А., Макиенко А.Э.* Цифровая ультразвуковая метеостанция // Приборы. 2009. №7(109). С. 21-25.
10. *Lukin V.P.* Influence of the source spectrum on the optical measurements of turbulence // Applied Optics. 2009. V. 48. №1. p. A93–A97.
11. *Гладких В.А., Невзорова И.В., Одинцов С.Л., Федоров В.А.* Структурные функции температуры воздуха над неоднородной подстилающей поверхностью. Часть I. Типичные формы структурных функций // Оптика атмосферы и океана. 2013. Т. 26. № 11. С. 948–954.

АНАЛИЗ НАБЛЮДЕНИЙ И РЕЗУЛЬТАТОВ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ И ЗАГРЯЗНЕНИЯ АТМОСФЕРНОГО ВОЗДУХА В УСЛОВИЯХ СЛАБОГО ВЕТРА В ТОМСКЕ

А.В. Старченко[1, 2], А.А. Барт[1], Л.И. Кижнер[1], Н.К. Барашкова[1], М.А. Волкова[1], Г.Г. Журавлев[1], И.В. Кужевская[1], М.В. Терентьева[1]

[1]Национальный исследовательский Томский государственный университет

[2]Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, г. Томск, Россия

starch@math.tsu.ru, baza@math.tsu.ru, kdm@mail.tsu.ru, nkbar@sibmail.com, mv2101@mail.ru, ggz50@mail.ru, ivk@ggf.tsu.ru, mariya-terenteva@mail.ru

Ключевые слова: загрязнение атмосферы, мезомасштабная модель, фотохимическая модель, наблюдения за состоянием атмосферы

Аннотация. Представлены результаты расчета метеорологических условий с использованием модели TSU NM3 и прогноза некоторых показателей загрязнения атмосферного воздуха в городе Томске на основе фотохимической модели. Результаты расчетов сравнены с фактическими данными, характеризующими состояние атмосферы и содержание примесей.

Формирование загрязнения атмосферного воздуха в городах зависит от многих факторов. Наиболее важными из них являются выбросы промышленных предприятий, автотранспорта и метеорологические условия: направление и скорость ветра, температура воздуха, стратификация температуры, туманы, осадки, определяемые синоптическими условиями. Кроме этого, существенное влияние на рассеивание примесей оказывают физико-географические условия местности, а также высота застройки, ширина и направление улиц, зеленые массивы и водные объекты, которые образуют разные формы наземных препятствий воздушному потоку и приводят к возникновению особых метеорологических условий в городе.

Одним из преимуществ численного моделирования атмосферных процессов является возможность более детального исследования отдельных процессов во времени и пространстве.

В работе приведены результаты численного моделирования метеорологических условий, наблюдавшихся в Томске в октябре 2012 г. и характеризующихся слабым ветром.

Расчет метеорологических характеристик проводился с использованием мезомасштабной негидростатической модели TSU-NM3 [1]. Проведены сравнения рассчитанных и измеренных метеорологических характеристик.

Наблюдавшиеся метеорологические условия анализировались по данным ТОР-станции СО РАН (восточная окраина города), метеостанции WXT520 ИМКЭС СО РАН и оперативных наблюдений на АМСГ в районе аэропорта Богашево (юго-восточные окрестности города), а

также метеостанции Томск (#29430, 56°26'N 84°58'E, южная часть города). В аэропорту Богашево в это время использовался температурный профилемер МТП-5, данные которого также были привлечены для построения фактических вертикальных профилей температуры.

Для прогноза загрязнениятмосферного воздуха в Томске использовалась фотохимическая модель [2], в которой на основе рассчитанных метеорологических полей выполнена оценка распространения примесей от источников, расположенных в черте города. Период проведения численного и экспериментального исследования погоды и качества воздуха в Томске – 10–11, 13–14 октября 2012 г.

Оценка результатов расчета по фотохимической модели выполнена с использованием данных постов наблюдения за загрязнением (ПНЗ) и наблюдений на базовом экспериментальном комплексе (БЭК) ИОА СО РАН.

В Томске функционирует 6 стационарныхПНЗ, находящихся в ведении комплексной лаборатории мониторинга загрязнения окружающей среды Томского ЦГМС – филиала ФГБУ «Западно-Сибирское УГМС». Наблюдения проводятся 3 раза в сутки ежедневно (за исключением воскресенья) с измерением концентрации пыли, диоксида/оксида азота, диоксида серы, оксида углерода, бенз(а)пирена и ряда специфических веществ[3].

БЭК осуществляет мониторинг метеовеличин, газового и аэрозольного состава воздуха в приземном слое (на высотах 10, 30 м над поверхностью земли) [4].

Погодные условия. 10–11 октября 2012 года отмечалась облачная без осадков погода. Ночью и в первой половине дня наблюдались облака нижнего яруса с постепенным переходом после 15 часов в верхний ярус, а после 18 часов наблюдалась ясная погода. Температура воздуха изменялась в пределах от -2 ºС ночью до 3 ºС днем, атмосферное давление незначительно повышалось от 758 в начале суток до 760 мм в конце суток. Скорость ветра в течение суток составляла от 3 до 8 м/с, направление ветра – северо-западное с постепенным переходом во второй половине дня на западное с уменьшением скорости. Примерно такая же погода отмечалась на АМСГ. Существенно, что максимальная температура в городе была выше, чем за городом, на 1,2 ºС. Минимальная температура была выше на АМСГ на 0,8 ºС.

Вертикальный профиль температуры по данным профилемера характеризовался наличием с 8 часов приподнятой инверсии или изотермии на высоте от 600 м. В отдельные короткие временные интервалы инверсия исчезала, затем вновь появлялась. С 18 часов возникла приземная инверсия, которая отмечалась до конца суток в слое до 50–100 м. Повышение температуры в слое инверсии составило до 1,5 ºС. Стратификация атмосферы способствовала ухудшению экологической обстановки после 18 часов.

13–14 октября отмечалась малооблачная погода в начале суток, затем происходило натекание облаков верхнего яруса, и днем отмечалась облачная погода, облака верхнего и среднего яруса (Ac, As). Температура воздуха изменялась от -3 – -5 ºС ночью до 5 ºС днем с постепенным повышение к концу суток до положительных значений. Атмосферное давление составило 765–760 мм и постепенно понижалось в течение суток; ветер южный, слабый (днем до 3–4 м/с, ночь и утром – от штиля до 2 м/с). Максимальная температура воздуха в городе выше, чем на АМСГ на 1,1 ºС, минимальная – на 0,8 ºС.

Вертикальный профиль температуры по данным профилемера характеризовался в ночное время наличием инверсии в приземном слое до 300 м и выше 600 м, интенсивность – до 2 ºС с максимальной интенсивностью к утру до 4 ºС. Примерно с 10 часов инверсия стала приподнятой за счет прогрева нижних слоев воздуха, высота нижней границы повышалась постепенно до 100 м. Днем (после 12 часов) температура во всем слое уменьшалась с высотой. Вечером (после 18 ч) вновь возникла приземная инверсия. Таким образом, стратификация атмосферы не препятствовала накоплению примесей в воздухе, особенно в ночные и утренние часы.

При проведении расчетов в метеорологической модели использовались горизонтальное разрешение 1 км и 30 уровней по вертикальной координате. При задании свойств подстилающей поверхности рассматривалось семь категорий землепользования: водная поверхность, поверхность с незначительной растительностью, сельскохозяйственные угодья, лиственный, смешанный и хвойный лес, городская застройка. Эти категории отличались по следующим параметрам: высота шероховатости, альбедо, теплофизические свойства почвы, параметр испарения, степень черноты, температура на глубине 2 м (для почвы). Антропогенный поток рассчитывался по следующей формуле: $Q_{urban} = 4.187(5 + 7\max(\sin(\pi(t-6)/18), 0.0))$ Вт/м^2.

Территория, на которой рассматриваются результаты моделирования, представляет собой квадрат со стороной 50 км, в центре которого находится город. При моделировании переноса примеси эта территория разбита на 10^4 квадратов размерами 0,5×0,5 км, из которых чуть более 1500 приходится на Томск. Остальная часть расположена в Томском районе. При моделировании также используются данные о рельефе и категориях землепользования, данные о выбросах автотранспорта и труб предприятий. Рассматриваются выбросы 17-ти различных веществ: пыль, сажа, CO, SO_2, NO_2, NO, CH_2O, C_6H_5OH, CH, C_7H_8, C_8H_{10}, CH_3OH и других.

Основные результаты. Проведенные расчеты показали, что, в целом, мезомасштабная модель хорошо предсказывает развитие метеорологических условий на рассматриваемые даты, в том числе слабый ветер в вечерние часы 11 октября 2012 года и близкие к штилевым условия

в первой половине 14 октября 2012 года. Выявлено некоторое расхождение значений метеорологических величин в центре и на окраине города, что может быть связано с особенностями рельефа (центр Томска находится на высоте 60–80 м, окраины – до 300 м над уровнем моря) и с различием в категориях землепользования для сравниваемых мест. Тепло от городских антропогенных источников не оказывает существенного влияния на метеорологические величины в районе ТОР-станции ИОА СО РАН. Для выбранных дат расчеты показывают заметное различие для центра города и пригорода в уровне загрязнения воздуха как первичными, так и вторичными примесями.

Работа выполнена по Государственному Заданию Министерства образования и науки РФ, № 5.628.2014/К.

Список литературы

1. Старченко А.В. Численное исследование локальных атмосферных процессов // Вычислительные технологии. 2005. №10. С. 81–89.

2. Барт А.А., Старченко А.В., Фазлиев А.З. Информационно-вычислительная система для краткосрочного прогноза качества воздуха над территорией г. Томска // Оптика атмосферы и океана. 2012. Т. 25. № 07. С. 594–601.

3. ФГБУ «Западно-Сибирское УГМС» Официальные данные наблюдений. Официальные прогнозы. [Электронный ресурс]. URL: http://www.meteo-nso.ru/pages/90

4. Аршинов М.Ю., Белан Б.Д., Давыдов Д.К., Ивлев Г.А., Козлов А.В., Пестунов Д.А., Покровский Е.В., Толмачев Г.Н., Фофонов А.В. Посты для мониторинга парниковых и окисляющих атмосферу газов // Оптика атмосферы и океана. 2007. Т.20. №1. С. 1085–1092.

ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ДАННЫХ ГЛОБАЛЬНОГО ПРОГНОЗА ПОГОДЫ ДЛЯ МОДЕЛИРОВАНИЯ МЕЗОМАСШТАБНЫХ АТМОСФЕРНЫХ ПРОЦЕССОВ

А.А. Барт, А.В. Старченко

Национальный исследовательский Томский государственный университет

bart@math.tsu.ru, starch@math.tsu.ru

Ключевые слова: математическое моделирование, прогноз погоды, турбулентность

Представлен подход, позволяющий по выходным данным глобальной модели ПЛАВ задавать начальные и граничные условия при мезомасштабном моделировании атмосферных процессов в районах, не оснащенных метеорологическими станциями.

При математическом моделировании загрязненности атмосферного воздуха в городах следует учитывать метеорологические условия и сформировавшиеся турбулентные течения.

В данной работе описан подход, позволяющий на основе данных глобального прогноза погоды по модели ПЛАВ [1] ГУ «Гидрометцентр», получить однородные метеорологические поля и турбулентные характеристики в атмосферном пограничном слое (АПС) для моделируемого периода, а также осуществить прогностический расчет загрязненности воздуха в средних и малых городах по модели переноса примесей с учетом химических реакций [2].

Для интерполяции и генерации данных на основе глобального прогноза, необходимых для моделирования переноса и турбулентной диффузии примеси, используется одномерная нестационарная математическая модель атмосферного пограничного слоя, позволяющая подробно рассчитывать вертикальную структуру нижней части тропосферы и ее турбулентные характеристики. Эта модель характеризуется следующей системой дифференциальных уравнений:

$$\frac{\partial U}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z}\langle uw\rangle + f\cdot\left(V - V_g\right) + \frac{U_S - U}{\tau_S}; \quad (1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z}\langle vw\rangle - f\cdot\left(U - U_g\right) + \frac{V_S - V}{\tau_S}; \quad (2)$$

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z}\langle \theta\, w\rangle + \frac{\Theta_S - \Theta}{\tau_S} \quad (3)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z}\langle qw\rangle + \frac{Q_S - Q}{\tau_S}; \quad (4)$$

Здесь U, V – горизонтальные компоненты средней скорости ветра (вертикальную составляющую считаем пренебрежимо малой $W\cong 0$), u, v, w – пульсационные составляющие горизонтальных и вертикальной компонент скорости соответственно, Θ, θ – средняя и пульсационная составляющие потенциальной температуры воздуха, Q, q – средняя и

пульсационная составляющие абсолютной влажности воздуха, t – время, z – вертикальная координата, $\left(U_g, V_g\right) = 1/\rho f\left(-\partial p/\partial y, \partial p/\partial x\right)$ – компоненты скорости геострофического ветра, $f = 2\Omega\sin\varphi$ – параметр Кориолиса, φ – географическая широта рассматриваемой области, Ω – угловая скорость вращения Земли, $\langle uw\rangle$, $\langle vw\rangle$, $\langle w\theta\rangle$, $\langle wq\rangle$ – турбулентные корреляции пульсаций вертикальной составляющей скорости с пульсациями горизонтальных компонент скорости, температуры и влажности соответственно. Предполагается, что ось Оx направлена на восток, Оy – на север. Слагаемые вида $\left(\phi_S - \phi\right)\big/\tau_S$ в уравнениях используются для корректировки рассчитанных профилей ϕ, причем значения синоптического масштаба интерполируются по формуле $\phi_S = \bar{\phi}_{S1} + \left(\bar{\phi}_{S2} - \bar{\phi}_{S1}\right)(t - t_1)\big/\tau_S, t \in [t_1, t_2]$, $\bar{\phi}_{S1}, \bar{\phi}_{S2}$ - вертикальные профили ϕ_S в моменты времени t_1 и t_2 соответственно, $\phi = U, V, \Theta, Q$. Эти дополнительные члены пропорциональны разности между рассчитанным значением метеорологической переменной и значением, полученным по данным глобального синоптического прогноза погоды над исследуемым регионом. τ_s это период времени (частота) обновления результатов глобального численного прогноза погоды.

Для замыкания системы уравнений (1)–(4) применяется трехпараметрическая модель турбулентности, включающая уравнения переноса для кинетической энергии турбулентности k, интегрального масштаба турбулентности l и дисперсии турбулентных пульсаций потенциальной температуры $\langle\theta^2\rangle$, предложенная в работе [3]:

$$\frac{\partial k}{\partial t} = -\langle uw\rangle\frac{\partial U}{\partial z} - \langle vw\rangle\frac{\partial V}{\partial z} + \frac{g}{\Theta}\langle w\theta\rangle + \frac{\partial}{\partial z}\left(\sigma_e\sqrt{k}l\frac{\partial k}{\partial z}\right) - \frac{C_D k^{\frac{3}{2}}}{l}; \tag{5}$$

$$\frac{\partial l}{\partial t} = C_{l1}\left(-\langle uw\rangle\frac{\partial U}{\partial z} - \langle vw\rangle\frac{\partial V}{\partial z} + \frac{g}{\Theta}\langle w\theta\rangle\right)\frac{l}{k} + \frac{\partial}{\partial z}\left(\sigma_e\sqrt{k}l\frac{\partial l}{\partial z}\right) + C_{l2}\sqrt{k}\left[1 - \left(\frac{l}{\kappa z}\right)^2\right]; \tag{6}$$

$$\frac{\partial\langle\theta^2\rangle}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(C_\theta\sqrt{k}l\frac{\partial\langle\theta^2\rangle}{\partial z}\right) - 2\langle w\theta\rangle\frac{\partial\Theta}{\partial z} - 2\frac{\langle\theta^2\rangle}{\tau_\theta}. \tag{7}$$

Здесь $k = \left(\langle u^2\rangle + \langle v^2\rangle + \langle w^2\rangle\right)/2$ – кинетическая энергия турбулентности; l – интегральный масштаб турбулентности; $\sigma_e = 0,54$; C_{l1} = -0,12; C_{l2} = 0,2; C_D = 0,19; C_θ = 1,3; $\alpha_\theta = 0,1$ – числовые коэффициенты; $\tau = l\big/C_D\sqrt{k}$ – временной масштаб турбулентных пульсаций. Турбулентные потоки импульса $\langle uw\rangle$, $\langle vw\rangle$ и тепла $\langle w\theta\rangle$ определяются при помощи алгебраических соотношений предложенных в [4].

Граничные условия для модели атмосферного пограничного слоя

Вблизи подстилающей поверхности (в приземном слое) ставятся условия, соответствующие основным соотношениям теории подобия Монина–Обухова [5].

Граничные условия на верхней границе имеют вид:

$$z = H: \frac{\partial U}{\partial z} = \frac{\partial V}{\partial z} = 0; \frac{\partial k}{\partial z} = 0; \frac{\partial l}{\partial z} = 0; \frac{\partial Q}{\partial z} = 0; \left\langle \theta^2 \right\rangle = 0; \qquad \frac{\partial \Theta}{\partial z} = \gamma.$$

Значения температурного градиента γ на верхней границе АПС определяются по прогнозируемым численно атмосферным условиям.

Прогностические данные Гидрометцентра на ftp-сервере представляют собой файлы в формате grib и содержат информацию о стандартных приземных и пространственных метеорологических характеристиках. Прогностические данные представлены на географической сетке: от 49,68° до 63,36° северной широты с шагом 0,72° и от 80,1° до 97,2° восточной долготы с шагом 0,9° и вертикальной неравномерной сетке, сгущающейся к поверхности, и соответствующей следующим уровням давления 1000, 925, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50,30, 20, 10 мб.

Подготовка данных состоит из следующих этапов:

1. Извлечение из данных глобального метеорологического прогноза значений метеорологических характеристик для области, соответствующей участку городской застройки для моделирования переноса примеси;

2. Переход от температуры воздуха к потенциальной температуре, расчет компонент вектора геострофического ветра, перевод относительной влажности воздуха в удельную влажность воздуха;

3. Интерполяция по вертикальной координате метеорологических характеристик для получения значений для вертикальных уровней вычислительной сетки модели переноса примесей;

4. Расчет динамики компонент горизонтального вектора ветра, потенциальной температуры, удельной влажности и коэффициентов турбулентной диффузии по основным уравнениям модели пограничного слоя (1) – (7).

Для выполнения прогностических расчетов начальные условия и профили $U_s(t,z)$, $V_s(t,z)$, $\Theta_s(t,z)$, $Q_s(t,z)$ для уравнений (1) – (4) можно получить после обработки результатов численного прогноза, получаемого по глобальной модели прогноза погоды. Расчет значений влажности, потенциальной температуры и компонент горизонтальной скорости ветра на вертикальных уровнях проводится по формуле из [6]:

$$\phi_S(t,z) = \phi^*_{sound}(t,z)\left[1-\chi(z)\right] + \phi_{ground}(t)\chi(z)\min\left[1,0;\left(z/50\right)^n\right], \quad (8)$$

где $\phi^*_{sound}(t,z)$ – интерполирующая функция, построенная в результате сплайн-интерполяции вертикальных данных численного прогноза, принимаемых как данные вертикального зондирования атмосферы $\phi_{sound}(z_j)$, ϕ_{ground} – значения метеопараметров у поверхности (характеристики на высоте 2м); *n*– показатель, зависящий от стратификации атмосферы (*n* = 0 для ϕ = Θ, *Q*) , $\chi(z) = 1 - \min\left(1,0;\left(z/200\right)^2\right)$.

Рассчитанные по формуле (8) профили $\phi_S(t,z)$ используются при задании начальных распределений скорости, температуры и влажности.

Преимуществом использования предложенной методики являются:

1. Высокая степень детализации, поскольку на многих метеорологических станциях измерения проводятся с интервалом в 12 часов, а глобальный прогноз доступен с интервалом 3-6 часов;

2. Сетка глобальной модели (0,9 ×0,72 градуса) более подробна, чем сетка расположения метеорологических станций в РФ.

3. Не во всех городах имеются станции дистанционного зондирования атмосферы, а глобальный прогноз погоды дается для всей Земли;

4. Использование данных глобального метеорологического прогноза вместо данных измерений на метеорологических станциях дает возможность успешно прогнозировать качество воздуха в городе при отсутствии сети данных наблюдений о метеорологической обстановке.

Работа выполнена по Государственному Заданию министерства образования и науки РФ, № 5.628.2014/К.

Список литературы

1. *Толстых М.А., Богословский Н.Н., Шляева А.В., Юрова А.Ю.* Полулагранжева модель атмосферы ПЛАВ // Гидрометцентр России 80 лет. Москва. 2010. С. 193-216.

2. *Барт А.А., Старченко А.В., Фазлиев А.З.* Информационно-вычислительная система для краткосрочного прогноза качества воздуха над территорией г. Томска // Оптика атмосферы и океана. 2012. Т. 25. № 7. С. 594-601.

3. *Беликов Д.А., Старченко А.В.* Численная модель турбулентного переноса примеси в пограничном слое атмосферы. // Оптика атмосферы и океана. 2007. Т. 20. № 08. С. 667-673.

4. *Старченко А.В.* Моделирование переноса примеси в однородном атмосферном пограничном слое // Труды Международной конференции ENVIROMIS-2000. Томск. 2000. С. 77-82.

5. *Монин А.С., Обухов А.М.* Основные закономерности турбулентного перемешивания в приземном слое атмосферы // Труды Геофизического института АН СССР. 1954. № 24. С. 163-187.

6. Kunz R., Moussiopolos N. Simulation of the wind field in Athens using refined boundary conditions // Atmospheric Environment. 1995. V. 29. №. 24. P. 3575–3591.

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ В НИЖНИХ СЛОЯХ АТМОСФЕРЫ ЗЕМЛИ

П. Г. Ковадло[1], С. А. Язев[2]

Kovadlo2006@rambler.ru[1], uustar@star.isu.ru[2]

Аннотация. В работе предложена гипотеза, объясняющая наблюдаемое потепление климата. Согласно этой гипотезе наблюдаемый процесс глобального потепления связан с прогрессирующим таянием северного полярного ледника. Как предполагается, в прошлом на месте Северного Ледовитого океана существовала суша, которая просела ниже уровня мирового океана под действием веса Арктического ледового щита. В результате ледник стал омываться и начал разрушаться. В настоящее время, согласно предложенной гипотезе, наблюдается завершающий этап разрушения остатков ледового щита, фрагменты которого остались только на участках суши (Гренландия и другие острова). Рассматриваются детали предложенного механизма и ряд дополнительных факторов, влияющих на основной процесс потепления.

Ключевые слова: глобальное потепление, полярные ледники, климат

Основные факторы, определяющие климат. Рассмотрим основные факторы, влияющие на климат планеты.

1. Климат Земли определяется потоком тепла, поступающего от Солнца. Согласно имеющимся данным, по крайней мере за последние 130 млн лет на Земле не происходили катастрофические события, которые могли бы существенно изменить тепловой режим планеты.

2. В тепловой машине планеты утилизируется не весь поток приходящей энергии; значительная ее часть отражается обратно в космос с помощью эффективной системы обратных связей. В результате этих процессов амплитуда колебаний климата никогда не была настолько большой, чтобы существенно изменить параметры гомеостаза системы.

3. Основные механизмы стабилизации климата на Земле связаны, прежде всего, с водой и ее фазовыми переходами. Роль мощного стабилизатора температуры играет мировой океан.

4. Механизмы стабилизации климата действуют в чрезвычайно тонком (по сравнению с радиусом планеты) слое, который можно назвать «климатическим слоем Земли». Он включает в себя верхнюю часть земной коры, где присутствуют подземные воды, поверхностные слои океана, где отмечаются суточные колебания температуры, а также нижнюю часть тропосферы до высоты примерно 2.5 км (где также отмечаются суточные колебания температуры). Данное положение не отрицает необходимости учета вклада более высоких слоев атмосферы.

5. К факторам, влияющим на альбедо Земли, необходимо добавить изменения в биосфере. Биота определяет альбедо подстилающей поверхности почти на всей суше и, отчасти, альбедо океана. Антропогенный фактор можно рассматривать как составную часть глобального биотического регулятора.

6. Указанные факторы, проявляющие себя, как система обратных связей в тепловой машине Земли, различаются по степени инерционности (их характерные времена варьируют от десятков минут до десятков и даже сотен лет). Суперпозиция действий этих факторов генерирует набор характерных времен, позволяющих механизму обратной связи возвращать систему в первоначальное положение.

7. Концепция водяного альбедо-механизма термостабилизации в климатическом слое Земли не отвергает существования дополнительных внешних воздействий на систему. К внешним воздействиям можно отнести все типы процессов за пределами климатического слоя – явления в верхней атмосфере и за ее пределами, включая импактные события, вариации солнечной активности, изменения параметров вращения Земли и ее орбиты, а также явления в литосфере и глубже (вулканизм, вариации геомагнитного поля и т.д.). По-видимому, соотношение вкладов внутренних и внешних изменений в системе было различным на разных этапах формирования планеты. Наблюдаемые изменения климата, скорее всего, связаны с перераспределением тепла на поверхности Земли. Большую роль в этих процессах, как будет показано ниже, играет динамика полярных ледников.

Тепловой режим планеты. Тепловой режим поверхности планеты определяется неравномерным притоком солнечной радиации: экваториальные широты систематически получают тепла больше, чем высокие широты. В широтной зоне от 40º ю.ш. до 35º с.ш. количество поглощаемой солнечной энергии больше, чем излучаемой, тогда как на более высоких широтах излучение превышает поступление. Недостающее тепло к полюсам переносят атмосферные и океанические течения из низких широт (вклад этих двух агентов примерно сопоставим). В интервале широт от 40º ю.ш. до 35º с.ш. Земля получает больше энергии, чем излучает. На границах этого интервала имеет место лучистое равновесие. Указанные границы, если не принимать во внимание иные источники и стоки энергии, разделяют земную поверхность на энергодефицитные и энергоизбыточные зоны. В энергодефицитных полярных зонах охлаждение подстилающей поверхности на суше приводит к ее промораживанию и образованию вечной мерзлоты, а дальнейшее накопление влаги в этих зонах – к ее конденсации, замерзанию и, в конечном итоге, к образованию ледников. Таким образом, энергодефицитные полярные зоны являются потенциальными накопителями льда. Однако, помимо притока энергии благодаря солнечной радиации, происходит и горизонтальный перенос тепла. «Избыточная» энергия, поглощенная атмосферой и океаном в широтном поясе от 40º ю.ш. до 35° с.ш., может свободно переноситься на территорию дефицита энергии, восполняя недостаток последней.

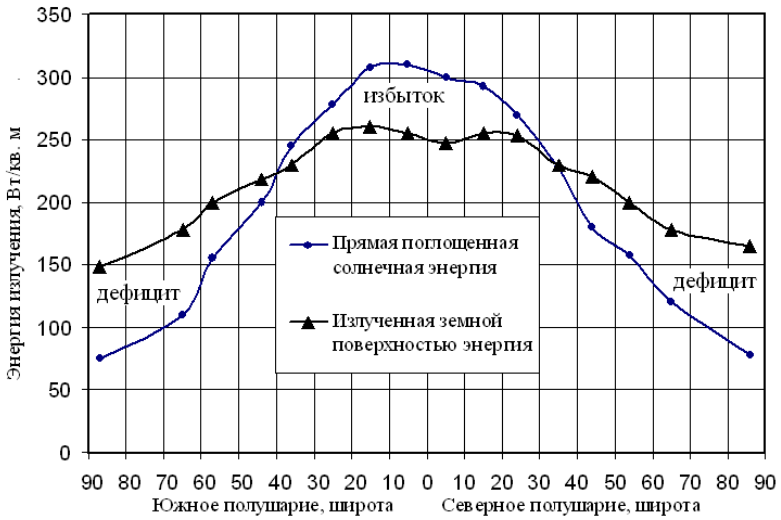


Рис.1. Распределение энергии поглощенного коротковолнового излучения Солнца и длинноволнового излучения поверхности земного шара на разных широтах

Таяние полярных ледников и глобальное потепление. Постепенно, с увеличением массы полярных щитов, должны были начаться процессы проседания земной коры, причем общая масса ледника при этом не прекращала увеличиваться. Вследствие более интенсивного накопления полярного льда в северном полушарии, деформация тонкой земной коры под ледником должна была начаться раньше, чем аналогичный процесс в южном полярном леднике. В результате низменные равнины высокоширотной территории суши северного полушария оказались ниже уровня океана. Просевшее основание ледника подверглось на некоторых участках омыванию водами Атлантики и Тихого океана. Периферия полярного ледника, попав под действие теплых океанических вод, начала таять, обеспечивая нарастающий доступ тепла к основному телу северного полярного щита. С этого момента началось его разрушение. Тонкие плавающие остатки некогда гигантского ледяного щита, занимавшие, по данным Всемирного фонда дикой природы в России 4,8 млн. км^2 в сентябре 2013 г., несмотря на флуктуации, постепенно исчезают. Можно утверждать, что мы являемся свидетелями последней фазы разрушения северного полярного ледника, которая продлится достаточно долго – пока не освободятся от вечного льда и не зазеленеют низменные территории Гренландии.

На рис.2 показана динамика изменения площади полярных ледников в южном и северном полушариях. Примечательным является факт уменьшения площади северного ледника и рост площади южного. Последнее связано с разрушением антарктических шельфовых ледников, за счет чего увеличивается площадь плавучих льдов. Увеличение площади плавающих ледников способствует росту скорости их таяния за счет усиления теплообменных процессов с океанической водой Южного океана и в целом влияет на темп разрушения основного тела ледника. Прогрессирующее потепление на высоких широтах южного полушария связано с

повышением температуры воздуха и океана в северном полушарии. В фазе накопления льда Антарктического ледового щита, как показывают современные геофизические исследования, континентальное основание просело в среднем на 500 м, на что указывает его относительно глубоко расположенный шельф. Нечто подобное происходило и в северном полушарии. Проседание здесь могло оказаться более значительным из-за меньшей мощности отдельных участков земной коры и более интенсивного накопления льда ныне не существующим Арктическим ледовым щитом. Отсутствие значительных высокогорных участков суши привело к полной утрате ледового щита.

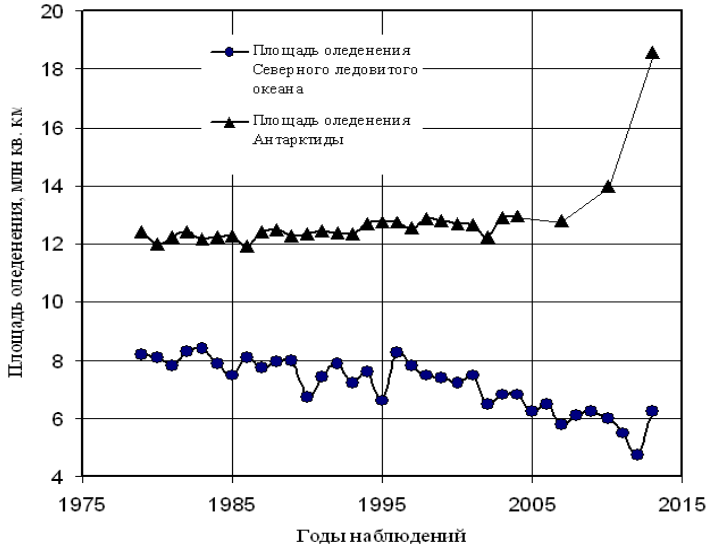


Рис. 4. Динамика площади ледников Арктического бассейна и Антарктиды

По мере наблюдаемого процесса таяния северных ледников, вынос разрушенного льда в океан уменьшается, что приведет к улучшению водообмена. Эта положительная обратная связь должна поддержать текущий процесс потепления, как для воды, так и для приземного слоя воздуха, а значит, продолжится дрейф нулевой изотермы к северному полюсуТаким образом, можно полагать, что наблюдаемый процесс потепления в высоких и умеренных широтах в северном полушарии связан, прежде всего, с таянием полярных льдов. Эффект потепления при описанных энергетических потоках в наибольшей степени проявляется в высоких широтах в холодное время года.

ДОЛГОВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ НИЖНЕЙ СЛОИСТООБРАЗНОЙ ОБЛАЧНОСТИ НАД СИБИРСКИМ РЕГИОНОМ

Н.Я. Ломакина, В.С. Комаров, С.Н. Ильин, А.В. Лавриненко,

Институт оптики атмосферы им.В.Е. Зуева СО РАН

634021, г.Томск, пл .Академика Зуева, 1

lnya@iao.ru, gfm@iao.ru

Ключевые слова: нижняя слоистообразная облачность, количество, высота нижней границы, долгопериодные изменения, тренды, Сибирский регион.

Представлены результаты анализа климатических изменений нижней слоистообразной облачности (*Sc, St, Ns*) над территорией Сибири за последние 45 лет (1969–2013 гг.), проведенного по данным наземных метеорологических наблюдений 60 станций. Исследование долговременных изменений среднесезонных значений количества и высоты нижней границы облаков нижнего яруса были проведены с использованием кривых межгодового хода, а также линейных трендов и величин их интенсивности (баллы/10 лет).

Сведения о статистической структуре основных характеристик нижней слоистообразной облачности (*Sc, St, Ns*), а именно, ее количества и высоты нижней границы необходимы для решения многих прикладных задач дистанционного оптического зондирования атмосферы. Однако рассматриваемые характеристики нижней облачности в силу своей значительной изменчивости не остаются неизменными и их значения претерпевают заметные долговременные колебания, которые четко проявляются на региональном уровне, в том числе и над территорией Сибири. Учитывая это, в последние годы данному вопросу уделялось большое внимание [1–5]. Тем не менее, до сих пор еще у специалистов не сложилось единого мнения о современных (вторая половина XX в. – начало XXI в.) тенденциях долговременного изменения количества облаков нижнего яруса над территорией Сибирского региона.

Первые результаты наших исследований рассмотрены в [6]. Однако, они получены по данным наблюдений лишь ограниченного числа (всего 25) метеорологических станций, что не позволило описать с требуемой достоверностью и детализацией особенности пространственного распределения линейных трендов такого изменения по территории Сибири. Кроме того, вопрос долговременных изменений высоты нижней границы слоистообразных облаков нижнего яруса до настоящего времени в литературе вообще не рассматривался.

Основным исходным материалом для оценки долговременных изменений характеристик нижней слоистообразной облачности послужили многолетние (1969–2013 гг.) данные 8-срочных синоптических наблюдений за количеством и высотой нижней границы облаков нижнего яруса (*Sc, St, Ns*) 60-ти метеорологических станций Сибирского региона,

заимствованные из архива NOAA (*http:www/ncdc/noaa.gov*). При этом для статистического анализа особенностей долговременных изменений количества и высоты нижней границы облаков нижнего яруса над территорией Сибири в период с 1969 по 2013 год были использованы кривые межгодового хода, а также линейные тренды долговременного изменения среднесезонных значений указанных характеристик и величины их интенсивности (баллы/10 лет).

О характере линейных трендов долговременного изменения количества нижней слоистообразной облачности и их пространственном распределении по территории Сибирского региона можно судить по рис.1.

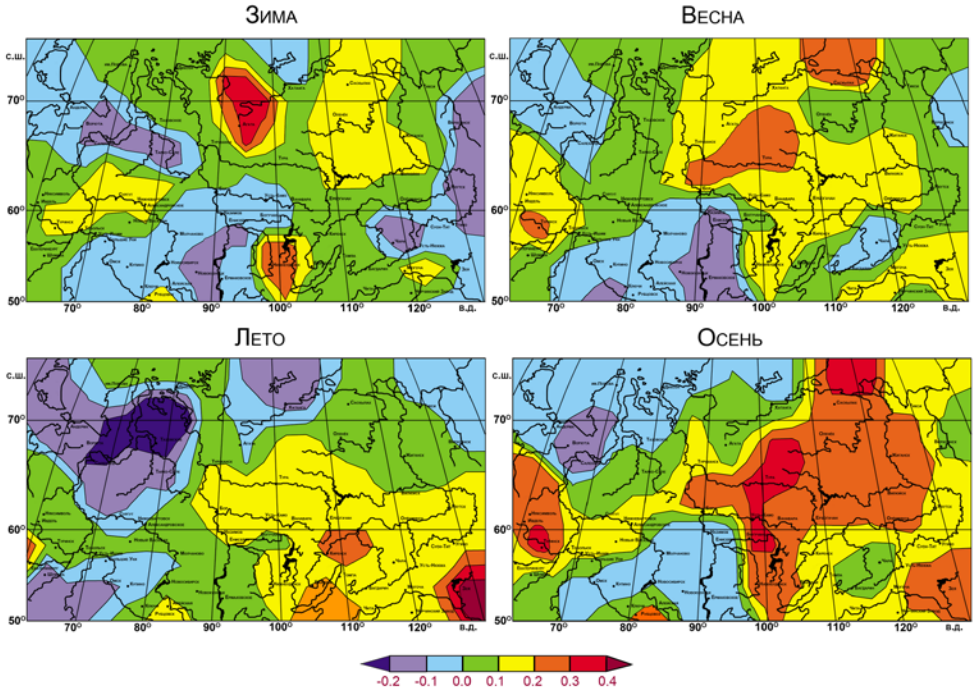


Рис.1. Пространственное распределение по территории Сибири интенсивностей линейных трендов долговременного изменения среднесезонного количества слоистообразных облаков нижнего яруса (баллы/10 лет).

Проведенный анализ долговременных изменений количества слоистообразной облачности нижнего яруса показал, что в полярных районах Сибири в рассматриваемый период (1969–2013 гг.) во все сезоны, кроме летнего, преобладала явная тенденция к повсеместному увеличению среднесезонного количества нижней слоистообразной облачности, а на остальной территории Сибирского региона наблюдалась более сложная картина: над Западной Сибирью преобладали слабые отрицательные тренды с интенсивностью менее 0,10 балла/10 лет, а над большей частью Восточной Сибири отмечалась тенденция к росту среднесезонного количества нижней облачности (при интенсивности до 0,30–0,40 балла/10 лет).

Летом пространственное распределение интенсивности линейных трендов долговременного изменения количества нижней облачности было несколько иное. В частности, летом полярная область положительных трендов смещена на север, а на ее место распространилась область отрицательных трендов, расположенная в субполярных широтах Западной Сибири, что обусловило существенное увеличение ее территории и распространение на Восточную Сибирь (до 110°в.д.). Кроме того на юго-востоке Восточной Сибири образовалась ярко выраженная область положительных трендов с максимальной (для всех сезонов) интенсивностью, превышающей 0,43 балла/10 лет.

Что касается долговременных изменений высоты нижней границы облаков нижнего яруса на территории Сибири в течение последних 45 лет (1969–2013 гг.) (рис 2), проведенный анализ показал, что они зависят от географического положения и характеризуются малыми величинами интенсивности полученных трендов, которые повсеместно и независимо от сезона варьируют главным образом от -0,10 до 0,05 км/10 лет.

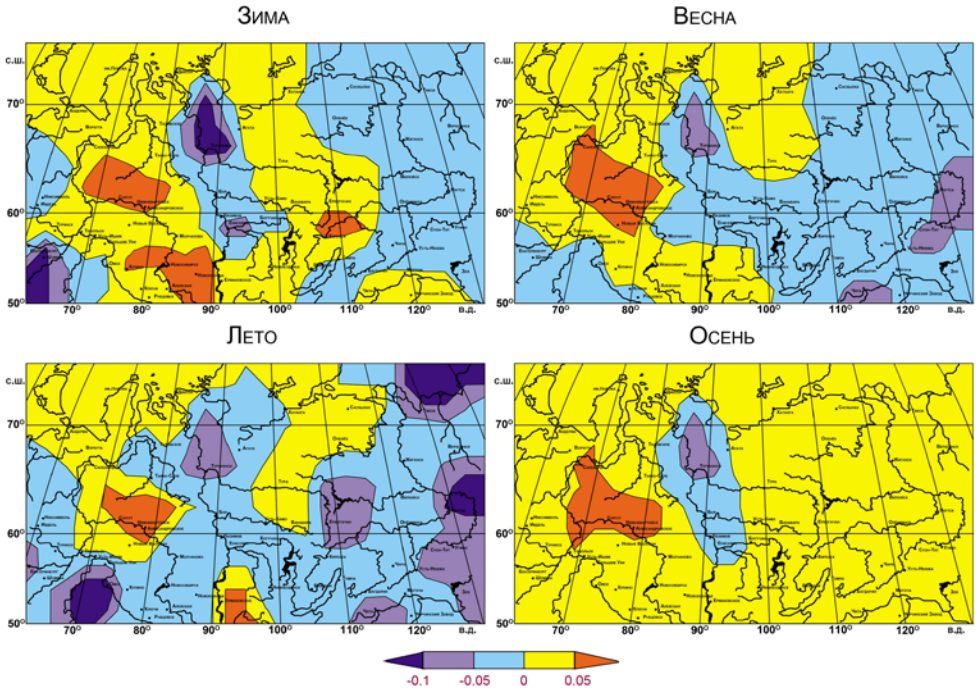


Рис. 2. Пространственное распределение по территории Сибири интенсивностей линейных трендов долговременного изменения среднесезонной высоты нижней границы слоистообразных облаков нижнего яруса (км/10 лет).

При этом, во все сезоны, кроме осеннего, над территорией Сибири выделяются две области с различными (по знаку) трендами долговременного изменения высоты нижней границы слоистообразных облаков нижнего яруса, одна из которых располагается над Западной Сибирью и характеризуется почти повсеместным ее увеличением с интенсивностью до

0,05 км/10 лет, а вторая, занимающая почти всю территорию Восточной Сибири, имеет тенденцию к понижению высоты (при интенсивности, достигающей -0,11÷-0,14 км/10 лет). Осенью пространственное распределение трендов высоты нижней границы облаков нижнего яруса по территории Сибири несколько отличается от других сезонов за счет повсеместного преобладания над территорией Восточной Сибири не отрицательных, а положительных трендов изменения высоты их нижней границы.

Таким образом, поскольку рассмотренные результаты получены по данным 45-ти летнего ряда (1969–2013 гг.) (он сопоставим с масштабами климатических изменений) большого числа (60-ти) синоптических станций, то они, безусловно, имеют высокую достоверность и будут полезны при решении различных задач атмосферной оптики и дистанционного оптического зондирования.

1. *Жеребцов Г.А., Коваленко В.А., Молодых С.И.* Радиационный баланс атмосферы и климатические проявления солнечной переменности. // Оптика атмосферы и океана, 2004. Т.17. №12. С.1003-1012.
2. *Хлебникова Е.И., Салль К.А.* Особенности климатических изменений облачного покрова над территорией России. // Метеорология и гидрология. 2009. №7. С.5-13.
3. *Скляднева Т.К., Журавлева Т.Б.* Повторяемость основных форм облачности над г.Томском: данные наблюдений 1993-2004 гг. // Оптика атмосферы и океана, 2008. Т.21. №1. С.65-68.
4. *Байкова И.М., Ефимова Н.А., Строкина Л.А.* Современное изменение облачного покрова над территорией России. // Метеорология и гидрология. 2002. №9. С.52-61.
5. *Журавлева Т.Б., Рассказчикова Т.М., Скляднева Т.К., Смирнов С.А.* Статистика облачности над г.Томском: данные наземных наблюдений 1993-2004 гг. // Оптика атмосферы и океана, 2006. Т.19. №10. С.880-886.
6. *Комаров В.С., Ильин С.Н., Лавриненко А.В., Ломакина Н,Я., Горев Е.В., Нахтигалова Д.П.* Климатический режим нижней облачности над территорией Сибири и его современные изменения. Часть 2. Изменения режима нижней облачности. // Оптика атмосферы и океана, 2013. Т.26. №7. С.584-589.

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ В СУБТРОПИЧЕСКОМ СТРУЙНОМ ТЕЧЕНИИ ЮЖНОГО ПОЛУШАРИЯ ВО ВТОРОЙ ПОЛОВИНЕ XX – В НАЧАЛЕ XXI ВЕКОВ

С. Ю. Золотов, И. И. Ипполитов, С. В. Логинов

S. Yu. Zolotov, I. I. Ippolitov, S. V. Loginov

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, г. Томск

Sergey-Zo@yandex.ru, ceo@imces.ru

Ключевые слова: субтропическое струйное течение, температура верхней тропосферы.

Субтропическое струйное течение представляет собой сильный узкий поток ветра с почти горизонтальной осью на уровне высоты 200 гПа, характеризующийся большими вертикальными и горизонтальными сдвигами ветра и одним или более максимумами скорости, достигающих величин 70-100 м/с. В Южном полушарии струйное течение расположено на границе «теплой» и «умеренных» температурных зон. Тренд скорости ветра по оси струйного течения Южного полушария равен -0,45±0,10 м/с за 10 лет. Анализ тенденций движения субтропического струйного течения Южного полушария показывает, что со временем ось данного течения смещается к южному полюсу со скоростью 0,2° широты за 10 лет.

Субтропическое струйное течение представляет собой сильный узкий поток ветра с почти горизонтальной осью на уровне высоты 200 гПа, характеризующийся большими вертикальными и горизонтальными сдвигами ветра и одним или более максимумами скорости, достигающих величин 70-100 м/с.

Эти течения являются ветровой характеристикой хорошо выраженных высотных фронтальных зон. В системе фронтальных зон струйные течения, распространяясь на многие тысячи километров, окаймляют земной шар. Струйное течение представляет сравнительно узкую зону больших скоростей ветра в относительно спокойной окружающей атмосфере. Субтропические струйные течения располагаются симметрично относительно экватора в полосе широт 20–50° обоих полушарий нашей планеты.

По результатам анализа среднего за 1948–2013 гг. распределения температурного поля Земли на уровнях 200-300 гПа в январе были выделены три температурные зоны: зона относительно «теплых» (-45° С), «умеренных» (-55° С) и «холодных» температур (-70° С). Зона «теплых» температур расположена над областью летней Антарктиды и резко переходит в зону «умеренных» температур в районе 50° ю.ш. Зона «умеренных» температур охватывает большой регион, включающий в себя субтропические широты Южного полушария, экваториальные области и резко переходит в зону «холодных» температур в районе 30° с.ш. В Южном полушарии струйное течение расположено на границе «теплой» и «умеренных» температурных зон.

Анализ температурного поля на данном уровне в июле месяце показывает, что, по сравнению с январем, «теплая» и «холодная» зоны меняются своими полюсами: над Арктикой тепло (-40° С), а над Антарктидой очень холодно (-75° С). Именно в этот период времени струйное течение Южного полушария набирает свою максимальную силу (скорость ветра может достигать величины 100 м/с над Австралийским континентом).

Расчет трендов скорости ветра по оси струйного течения Южного полушария за период 1948–2013 гг. на основе данных реанализа NCEP-NCAR дает следующие величины: -0,45 ± 0,10 м/с за 10 лет по среднегодовым значениям; -0,21 ± 0,22 м/с за 10 лет по средним значениям января; -0,82 ± 0,17 м/с за 10 лет по средним значениям июля. Изменения в значениях скорости ветра в южном субтропическом течении в основном отражаются в их значимом снижении в летний и первой половине осеннего сезонных периодов.

Анализ тенденций движения субтропического струйного течения Южного полушария показывает, что со временем ось данного течения смещается к южному полюсу со скоростью 0,2° широты за 10 лет.

О МЕТОДОЛОГИИ МОНИТОРИНГА ТЕМПЕРАТУРНО-ВЕТРОВОЙ СТРАТИФИКАЦИИ В ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ НА ОСНОВЕ МНОГОУРОВНЕВЫХ ИЗМЕРЕНИЙ УЛЬТРАЗВУКОВЫХ ТЕРМОАНЕМОМЕТРОВ

А.Я. Богушевич

ФГБУН Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН

bay@imces.ru

Ключевые слова: мониторинг атмосферы, стратификация, турбулентность, ультразвуковые измерения.

Рассматривается методология оценивания температурной и ветровой стратификации в АПС на основе данных многоуровневых измерений ультразвуковых термоанемометров. Приводятся формулы для расчетов из этих данных профилей температуры и скорости ветра.

Данная работа инициирована выполнением в ИМКЭС СО РАН государственного контракта на 2014-2016 г.г. по ФЦП под названием «Разработка и создание автоматизированной измерительно-вычислительной системы (ИВС) для реализации технологий мониторинга и прогнозирования развития метеорологического и экологического состояния приземного слоя атмосферы на мезомасштабной территории». Создаваемая ИВС включает пространственно-разнесенные пункты измерений (3 стационарных и 1 передвижной) метеорологических и турбулентных параметров атмосферы ультразвуковыми метеостанциями АМК-03 на высотах 2, 10 и 30 м, размещаемых на мачте, и оптический осадкомер. Кроме того, в ней используются беспилотные летательные аппараты (БПЛА) - геликоптер и привязной аэростат, с устанавливаемыми на них метеорологическими датчиками, которые позволяют дистанционно выполнять измерения на высотах до 1 км и более. На аэростате также будет подниматься ультразвуковой термоанемометр.

Одной из наиболее важных задач ИВС является территориально распределенный мониторинг температурно-ветровой стратификации в атмосферном пограничном слое (АПС). Он должен выполняться посредством совместной обработки данных измерений (как метеорологических величин, так и характеристик атмосферной турбулентности), выполняемых на разных высотах, результаты которой необходимо экстраполировать по прилегающей территории. Ключевую роль здесь имеют измерения ультразвуковых термоанемометров, давно применяемых в исследованиях атмосферной турбулентности. Эти приборы позволяют получать временные ряды турбулентных пульсаций температуры и трех ортогональных компонент поля скорости ветра, из которых вычисляются их статистические моменты и далее большинство параметров, используемых для описания атмосферной турбулентности [1].

В докладе излагается методология, которую предполагается использовать в указанной ИВС для мониторинга температурно-ветровой стратификации в АПС на основе данных измерений ультразвуковых термоанемометров на разных высотах. Она учитывает, что часть

используемых термоанемометров может оказаться выше верхней границы классического приземного слоя (ПС), теоретически ограничиваемого условием постоянства величин потоков тепла H и импульса τ. При этом данная методология должна иметь математический формализм решения задачи, однозначно реализуемый в программном обеспечении ИВС. Поэтому ниже также приводится часть применяемых в ней математических соотношений.

Термодинамический режим атмосферной турбулентности определяется турбулентными потоками тепла H, импульса τ и влаги E, причем влияние E сравнимо с H и τ только над водной поверхностью [2 – 5]. Данные параметры вычисляются через смешанные корреляционные моменты флуктуаций продольной u' и вертикальной w' компонент скоростей ветра, температуры T' и влажности q', измеренных за промежуток времени Δt, по формулам: $H = c_p \rho \cdot \overline{T' \cdot w'}$, $\tau = -\rho \cdot \overline{u' \cdot w'}$, $E = \rho \cdot \overline{q' \cdot w'}$ (здесь ρ - плотность воздуха; c_p – удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении; черта обозначает статистическое усреднение величины под ней за интервал Δt).

Если параметры H и τ известны, то можно вычислить динамическую скорость $u^* = \sqrt{\tau / \rho} = \overline{u' \cdot w'}$ и масштаб температуры $T^* = -H / \left(c_p \rho \cdot u^* \right) = -\overline{T' \cdot w'} / u^*$, и далее оценить масштаб Монина-Обухова $L^* = \overline{T} (u^*)^2 / (\chi \cdot g \cdot T^*)$ (χ = 0,4 - постоянная Кармана; g = 9,81 м/с^2 – ускорение свободного падения; $\overline{T}$ - среднее значение температуры воздуха в Кельвинах).

Параметр L^* применяется в качестве числовой характеристики термодинамической устойчивости атмосферы в ПС: при неустойчивом ее состоянии $L^* < 0$, а при устойчивом $L^* > 0$. В случае нейтральной (безразличной) стратификации абсолютное значение L^* может неограниченно возрастать, а его знак принимать любое значение. Считают [6], что стратификация очень неустойчивая, если $0 > L > -10$; умеренно неустойчивая, если $-10 > L^* > -40$; слабо неустойчивая, если $-40 > L^* > -100$; нейтральная (безразличная), если $|L^*| > 100$; слабо устойчивая, если $10 < L^* < 100$; устойчивая, если $0 < L^* < 10$. При любой стратификации параметр $u^* > 0$, т.е. знак L^* определяется исключительно знаком T^* (или H). Поэтому при неустойчивой стратификации $T^* < 0$ и $H > 0$ (поток тепла направлен вверх от земной поверхности – конвекция), а при устойчивой – $T^* > 0$ и $H < 0$ (нисходящий поток тепла, характерный для температурной инверсии). Для ПС в среднем неустойчивой атмосфере экспериментально могут кратковременно наблюдаться нисходящие потоки воздуха и, наоборот, в среднем устойчивой атмосфере - восходящие потоки. Поэтому время усреднения Δt при вычислениях H, τ и L^* для получения их статистически устойчивой оценки должно быть достаточно большим (до 10-20 минут).

Для характеристики термодинамической устойчивости атмосферы на высоте измерений z часто вместо L^* используется безразмерное число Монина-Обухова $\xi = z/L^*$. В теории подобия для ПС вертикальные градиенты метеорологических величин описывают как функции именно этого параметра:

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{u^*}{z\chi}\varphi_u(\xi), \qquad \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{T^*}{z\chi}\varphi_T(\xi), \tag{1}$$

где $\frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\partial T}{\partial z} - \gamma_a$ - градиент потенциальной температуры θ, связанный с градиентом обычной температуры $\partial T/\partial z$ через сухоадиабатический градиент γ_a = -0,0098 ^{0}С/м; $\varphi_u(\xi)$ и $\varphi_T(\xi)$ - универсальные функции подобия для профилей ветра и температуры, соответственно. Значения функций $\varphi_u(\xi)$ и $\varphi_T(\xi)$ всегда положительные и считаются равными 1 в случае нейтральной стратификации. В отличие от (1) они устанавливались эмпирически и чаще всего аналитически их представляют как [5 - 7]:

$$\varphi_u = \begin{cases} (1-\lambda_u\xi)^{-1/4}, \cdots \xi < 0 \\ \psi_u + \beta_u\xi, \cdots \xi > 0 \end{cases}, \quad \varphi_T = \begin{cases} (1-\lambda_T\xi)^{-1/2}, \cdots \xi < 0 \\ \psi_T + \beta_T\xi, \cdots \xi > 0 \end{cases}. \tag{2}$$

где числовые коэффициенты β_u, β_T, λ_u, λ_T, ψ_u и ψ_T, определяемые экспериментально, в разных источниках несколько отличаются. Как правило, значения β_u и β_T всегда близки к 5, λ_u и λ_T - к 15, а ψ_u и ψ_T - к 1. Разброс возможных фактических значений коэффициентов в (2) приводит к приближенному вычислению из (1) градиентов $\partial u/\partial z$ и $\partial T/\partial z$.

Идея применения (1) и (2) для восстановления профилей температуры $T(z)$ и скорости горизонтального ветра $u(z)$ заключается в следующем. Пусть на высоте z_i выполняются ультразвуковые измерения средних значений температуры $\overline{T}(z_i)$ и скорости ветра $\overline{u}(z_i)$, а также параметров $T^*(z_i)$, $u^*(z_i)$ и $L^*(z_i)$. Выделим в окрестности z_1 область высот (z_i - Δz, z_i + Δz), в которой будем считать, что значения параметров $T^*(z)$, $u^*(z)$ и $L^*(z)$ мало отличаются (данное условие менее жесткое, чем их считать не зависящими от z, как это принято для ПС). Аналитически интегрируя функции из (1) с учетом (2) по высоте z и используя измеренные на высоте z_i средние значения $\overline{T}(z_i)$ и $\overline{u}(z_i)$ в качестве граничных условий в интегральных функциях, получим приводимые ниже формулы. Вычислим по ним сегменты профилей $T(z)$ и $u(z)$ в выделенном слое. Если ультразвуковые измерения также выполняются на другой высоте z_{i+1}, где $|z_{i+1} - z_i| \le \Delta z$, то по таким же формулам вычислим сегменты профилей $T(z)$ и $u(z)$ для области высот (z_{i+1} - Δz, z_{i+1} + Δz). В перекрывающейся области высот (z_i, z_{i+1}) для пары вычисленных сегментов $Q_i(z)$ и $Q_{i+1}(z)$ профиля одной и той метеорологической величины $Q(z)$ окончательный его вид оцениваем по интерполяционному алгоритму

$Q(z) = \left(Q_i(z)\left|z_{i+1} - z\right| + Q_{i+1}(z)\left|z_i - z\right|\right) / \left|z_{i+1} - z_i\right|$, где при $z = z_i$ $Q(z) \equiv Q_i(z_i)$, при $z = z_{i+1}$ $Q(z) \equiv Q_{i+1}(z_{i+1})$ и при $z = (z_{i+1} - z_i)/2$ $Q(z) = (Q_i(z) + Q_{i+1}(z))/2$.

Формулы для расчета сегментов профилей $T_i(z)$ и $u_i(z)$ по данным измерений на высоте z_i.

1) Случай нейтральной (безразличной) стратификации ($|L^*| > 100$ и $\varphi_u(\xi) = \varphi_T(\xi) \approx 1$):

$$u_i(z) = \bar{u}(z_i) + \frac{u^*}{\chi}\ln\left(\frac{z}{z_i}\right) \quad \text{и} \quad T_i(z) = \bar{T}(z_i) + \gamma_a(z - z_i) + \frac{T^*}{\chi}\ln\left(\frac{z}{z_i}\right).$$

2) Случай неустойчивой стратификации ($|L^*| < 100$ и $L^* < 0$):

$$u_i(z) = \bar{u}(z_i) + \frac{u^*}{\chi}\left\{\ln\left(\frac{\left(1 - F_u(z)\right)/\left(1 + F_u(z)\right)}{\left(1 - F_u(z_i)\right)/\left(1 + F_u(z_i)\right)}\right) + 2\left[arctg\left(F_u(z)\right) - arctg\left(F_u(z_i)\right)\right]\right\},$$

$$T_i(z) = \bar{T}(z_i) + \gamma_a(z - z_i) + \frac{T^*}{\chi}\ln\left(\frac{\left(F_T(z) - 1\right)/\left(F_T(z) + 1\right)}{\left(F_T(z_i) - 1\right)/\left(F_T(z_i) + 1\right)}\right),$$

где $F_u(z) = \sqrt[4]{1 - \lambda_u z / L^*}$ и $F_T(z) = \sqrt{1 - \lambda_T z / L^*}$.

3) Случай устойчивой стратификации ($|L^*| < 100$ и $L^* > 0$):

$$u_i(z) = \bar{u}(z_i) + \frac{u^*}{\chi}\left\{\psi_u \ln\left(\frac{z}{z_i}\right) + \beta_u(z - z_i)/L^*\right\},$$

$$T_i(z) = \bar{T}(z_i) + \gamma_a(z - z_i) + \frac{T^*}{\chi}\left\{\psi_T \ln\left(\frac{z}{z_i}\right) + \beta_T(z - z_i)/L^*\right\}.$$

В вышеприведенных формулах при необходимости следует учитывать высоту d слоя вытеснения ветрового потока препятствиями на земной поверхности (вычитая из z и z_i значение d). Обычно полагают, что $d \approx 2/3h$ [6], где h – характерная высота препятствий.

Данная работа выполняется при поддержке государственного контракта № 14.607.21.0030 (идентификатор ПНИ RFMEFI60714X0030) в рамках ФЦП «Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития научно-технологического комплекса России на 2014-2020 годы».

1. Богушевич А.Я. Ультразвуковые методы оценивания метеорологических и турбулентных параметров атмосферы // Оптика атмосферы и океана, 1999. Т. 12. № 2. С. 170-175.
2. Монин А.С., Яглом А.М. Статистическая гидромеханика. Ч.1 и 2. М: Наука, 1965, 1967.
3. Обухов А.М. Турбулентность и динамика атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1988.
4. Татарский В.И. Распространение волн в турбулентной атмосфере. М.: Наука, 1967.
5. Бызова Н.Л., Иванов В.Н., Гаргер Е.К. Турбулентность в пограничном слое атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1989.
6. . Атмосфера (Справочник). Л.: Гидрометеоиздат, 1991.
7. Браун Р.А. Аналитические методы моделирования планетарного пограничного слоя. Перевод с англ. Л.: Гидрометеоиздат, 1978.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РАНГОВЫХ РАСПРЕДЕЛЕНИЙ В ИЗУЧЕНИИ МНОГОЛЕТНИХ ИЗМЕНЕНИЙ СРЕДНЕМЕСЯЧНЫХ ТЕМПЕРАТУР

В.Б. Немировский, А.К. Стоянов, В.А. Тартаковский

Институт кибернетики ТПУ, ИМКЭС СО РАН

vbn@tpu.ru, sto@tpu.ru, trtk@list.ru

Ключевые слова: ранговое распределение, кластер, климат.

В работе рассматривается возможность сравнения климатических данных различных лет с помощью рангового распределения. Рассмотрен годовой ход температуры в климатических зонах, характеризующихся большой изменчивостью средних температур. Основой сравнения послужили результаты кластеризации значений среднемесячных температур с помощью нейронной рекуррентной сети. Для заданного пространства метеонаблюдений строится ранговое распределение мощностей выявленных кластеров по каждому году наблюдений. Полученные ранговые распределения позволяют сравнивать пространственные температурные распределения различных лет. Экспериментальное сравнение ранговых распределений выявило для Северного полушария различие в интегральном годовом ходе среднемесячных температур разных лет.

Введение

Одним из основных этапов климатического анализа является пространственное структурирование климатической информации, к которой относятся, в частности, ряды температурных наблюдений. Существует круг задач, когда такое обобщение невозможно, и, следовательно, затруднительно охарактеризовать пространственное распределение температур в исследуемом месте. В частности, подобная ситуация наблюдается в горных районах [1].

В данной работе рассматривается возможность с помощью рангового распределения сравнивать годовой ход температуры на пространственных участках метеонаблюдений, характеризующихся большой изменчивостью средних температур.

В основу предлагаемого метода положен процесс распознавания нечётких дубликатов изображения, описанный в [2]. Понятие «нечёткий дубликат» означает неполное совпадение объекта с другим объектом подобного класса. В общем случае природа объекта не имеет значения. Это может быть изображение, временной ряд любого происхождения и т.д. Основные этапы процесса распознавания нечёткого дубликата сводятся к следующему. Пусть есть числовой ряд, отражающий зависимость некоторой характеристики исследуемого объекта от времени, координаты и т. п. Значения элементов этого ряда кластеризуются с помощью рекуррентной нейронной сети. Далее вычисляются мощности полученных кластеров, как отношение числа элементов каждого кластера к общему числу элементов исследуемого ряда. Полученные значения мощностей кластеров ранжируются, то есть сортируются в порядке убывания их величин. Зависимость значения мощности кластера от его порядкового номера в убывающем ряду и является искомым ранговым распределением. Такое распределение широко

используется при ранговом анализе технических и физических систем. В [2] показано, что оно является достаточно надёжной характеристикой исследуемого числового ряда, позволяющей определять степень его совпадения с другими рядами.

Модель представления температурных данных

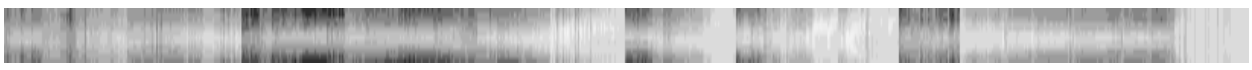
Для проверки возможностей использования рангового распределения мощностей кластеров в анализе погодно-климатических данных нужно остановиться на способе их представления в виде, пригодном для кластеризации с помощью рекуррентной нейронной сети.

Доступные нашему анализу данные представляли собой матрицу значений среднемесячной температуры за 56 лет наблюдений (1955 – 2010 г. г.) по 818 метеостанциям Северного полушария [3]. Для изучения степени близости температурных распределений на территории наблюдений матрицу исходных данных разбивают на совокупность матриц, каждая из которых соответствует одному году наблюдений. Таким образом, получим 56 матриц размером 818×12. Если считать номер станции одной координатой на плоскости, а номер месяца – другой, то исходные данные представляют собой двумерный массив числовых значений, который можно считать подобным цифровому изображению в градациях серого цвета. Аналогом яркости изображения в этом случае служит значение температуры в точке, соответствующей некоторой станции в один из месяцев года, взятого из временного интервала наблюдений. Очевидно, что предложенная модель представления исходных данных измерения температуры отображает интегральный годовой ход температуры на всём пространстве наблюдений.

Результаты анализа температурных рядов с помощью ранговых распределений

С целью проверки возможности применения рангового распределения для анализа погодно-климатических данных нами был проведён ряд экспериментов. При их проведении применялась программа распознавания нечётких дубликатов годовых распределений среднемесячных температур, реализующая описанный выше алгоритм.

С помощью рекуррентной нейронной сети для каждого года получены кластеризованные карты температурного распределения для метеостанций Северного полушария. На рис.1 представлены результаты визуализации кластеризованной карты распределения среднемесячных температур по земной поверхности за один год. Здесь по оси абсцисс указаны номера метеостанций, согласно [3], а по оси ординат – номера месяцев года.



а)

б)

Рис. 1. Визуализация кластеризованного распределения среднемесячных температур за 1957 год: а) полное распределение; б) увеличенный фрагмент полного распределения.

Для каждой из таких карт строилось ранговое распределение мощностей выделенных кластеров. На рис. 2 приведено ранговое распределение мощностей температурных кластеров для 1957 года, соответствующее изображению на рис. 1а.

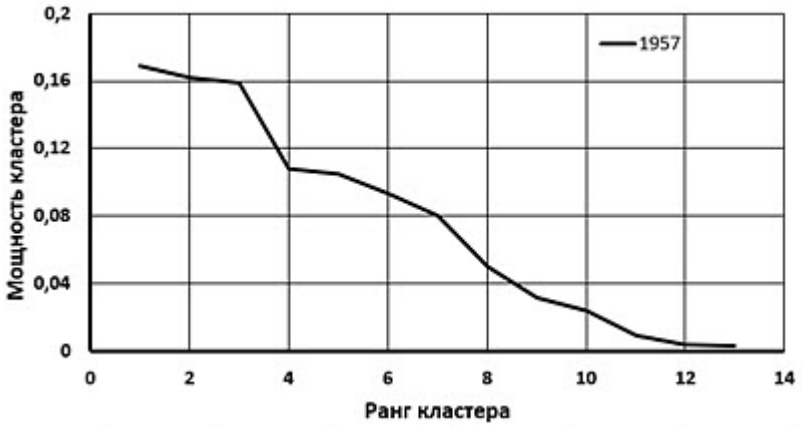
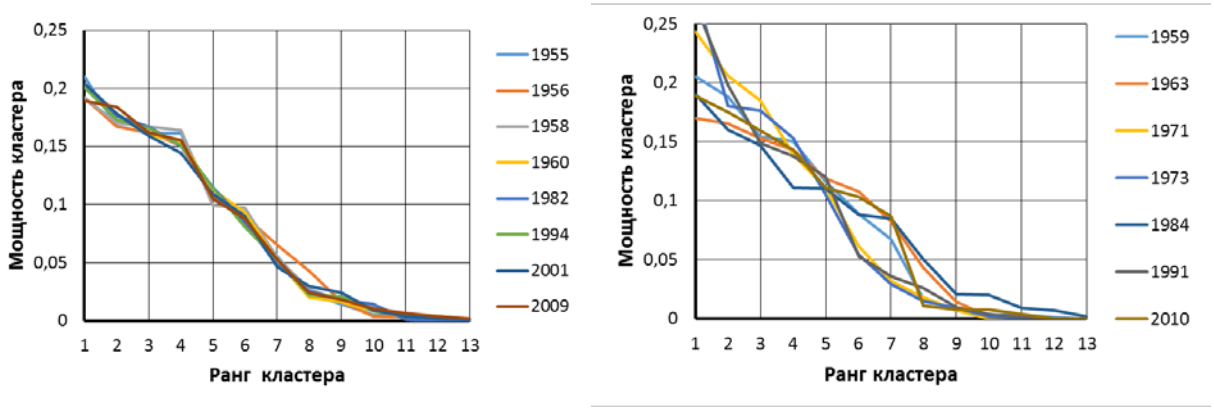


Рис. 2. Ранговые распределения мощностей температурных кластеров

Если рассмотреть два различных ранговых распределения в качестве векторов в n - мерном пространстве (где n – число рангов), то для определения степени близости этих двух векторов можно использовать косинусное расстояние (угол между ними) [2]. На рис. 3а приведены ранговые распределения мощностей кластеров тех лет, для которых косинусное расстояние от распределения 1955 года не превышает пороговой величины $\pi/40$. Такое значение порога соответствует углу между векторами, составляющему 5% от угла $\pi/2$ для ортогональных (т.е. полностью различающихся) векторов. На 3б приведены ранговые распределения для лет, угловое расстояние между которыми превышает пороговую величину $\pi/40$.



а) б)

Рис. 3. Ранговые распределения мощностей кластеров для разных лет

Из рис. 3а видно, что встречаются годы, имеющие достаточно близкие ранговые распределения мощностей температурных кластеров. Напротив, рис. 3б отчётливо показывает разброс значений, позволяющий утверждать, что распределения принадлежат годам с разным температурным ходом.

Выводы

1. Разработан метод сравнения годового хода среднемесячных температур различных лет, основанный на использовании ранговых распределений мощности выделенных температурных кластеров. Метод позволяет характеризовать годовой ход температур на пространственном участке с большой изменчивостью температур, что недоступно при использовании изотерм.
2. Экспериментальное применение разработанного метода выявило различие в интегральном годовом ходе среднемесячных температур исследованного периода, связанное, очевидно, с проявлением погодно-климатических условий разных мест.

Литература

1. *Хромов С.П., Петросянц М.А.* Метеорология и климатология. М:, Наука 2006, 584 с.
2. *Немировский В.Б., Стоянов А.К.* Распознавание нечётких дубликатов изображений, основанное на ранговом распределении мощностей кластеров яркости // Компьютерная оптика. 2014. Том 38, № 4. С. 818-824.
3. Climatic Research Unit // URL: http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/temperature/ station-data/station-data.zip

СОГЛАСОВАННОСТЬ В ДИНАМИКЕ ПРИЗЕМНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ НА РАЗНЫХ СТАНЦИЯХ КАК ИНСТРУМЕНТ КЛАССИФИКАЦИИ КЛИМАТА

В.А. Тартаковский, В.А. Крутиков, Ю.В. Волков, Н.Н. Чередько

ИМКЭС СО РАН, 634055, г. Томск, пр. Академический 10/3, тел. 8(3822) 492-265

trtk@list.ru, krutikov@imces.ru, yvvolkov@tpu.ru, atnik3@rambler.ru

Ключевые слова: классификация климата, фаза колебаний, аналитический сигнал.

Аннотация. Предложена вычислительная технология для структурирования рядов данных приземной температуры воздуха на основе теории аналитического сигнала. Критерием для выделения классов является согласованное поведение процессов внутри класса, а мерой согласованности коэффициент корреляции. В качестве анализируемой характеристики впервые использована фаза рядов приземной температуры. Приведены результаты анализа полученных пространственных структур в поле температуры приземного воздуха Евразии. Естественное происхождение фазовой модуляции подтверждено совпадением известных представлений о географии климата с климатическими классами, выделенными путем формирования типовых фаз в итерационном процессе.

В настоящее время актуальна разработка вычислительных технологий для получения новых знаний о пространственно-временной структуре рядов наблюдений за климатом с акцентацией регионального аспекта. В данной работе предлагается оригинальный подход к выделению климатических структур по степени согласованности изменений в динамике параметров климата, позволяющий решать задачи климатических классификаций в любых пространственных и временных масштабах.

Известно, что изменения климатических параметров и соотношений между ними в разных частях планеты неоднородно, что может приводить к изменениям в структуре полей элементов климата. Таким образом, для повышения достоверности при моделировании сценариев климата, для обеспечения социально-экономических и адаптационных программ развития классическое районирование климата [1-3], полученное для некоторых средних климатических условий, в период доказанных климатических изменений ограничено в использовании.

Свойство согласованности (синхронности) является источником получения новой информации в рамках феноменологического подхода. Синхронность или согласованное поведение природно-климатических процессов – их принципиальное свойство, важнейшее следствие солнечно-земных связей. Процессы на Солнце, движения тел в солнечной системе вносят в изменения параметров разных геосфер циклическую модуляцию, формирующую некоторую согласованность в их динамике. Изменения совокупного внешнего воздействия могут привести систему к переходу в новое качественное состояние. Гиперболизация вышесказанного [4] привела к формулировке конструктивного принципа: «по своей природе

внешнее вынуждающее воздействие синхронизует инициированные им элементарные процессы в геосферах». На этой основе разработаны алгоритмы выделения климатических структур.

Важнейший этап построения любой климатической классификации – выбор классификационных признаков и физическое обоснование принципа структуризации. Критерием для выделения структур в полях элементов климата в данной работе выбрано согласованное поведение процессов внутри класса. Мерой согласованности принят коэффициент корреляции. В качестве анализируемой характеристики в исследованиях климата впервые введена фаза рядов данных наблюдений. Материалом для верификации алгоритма классификации послужили ряды среднемесячных температур 332 метеостанций Евразии из базы данных университета Восточной Англии [5] за период 1955-2010 гг., охватывающие территории России, Норвегии, Швеции, Финляндии, Германии, Польши, Украины и Белоруссии. Расчеты проводились с использованием пакета Mathcad.

Д. Е. Вакман [6, 7], анализируя различные методы определения амплитуды и фазы рядов колебаний, заключил, что непротиворечивое наиболее общее их определение достигается с помощью Аналитического сигнала (АС). Введенный Д. Габором в 1946 г. [8], АС получил широкое применение в радиофизике, оптике и других областях, где изучаются колебания и волны. В климатических исследованиях АС вводится в алгоритмы анализа данных впервые.

Положение главной моды усредненного по 332 температурным рядам модуля преобразования Фурье на частоте 1/56 рад, наличие закономерно убывающих мод на кратных частотах позволяет принять, что порождающие спектр процессы могут рассматриваться как узкополосные колебания, в большей степени модулированные по фазе, чем по амплитуде. Имеется в виду, что одночастотная фазовая модуляция порождает на кратных частотах бесконечный ряд спектральных мод, убывающих с порядком n как функция Бесселя первого рода J_n [9]. В данном случае одночастотная фазовая модуляция не предполагается. Наблюдается более сложное и преобладающее влияние фазовой модуляции на изменчивость температурных рядов

Проведенный анализ показал, что синхронное поведение фаз температурных рядов в пределах выделенных зон поддерживается в значительной степени общегеографическими факторами: особенностями ландшафтной структуры подстилающей поверхности согласно закономерностям климатической компоненты разной степени дифференциации.

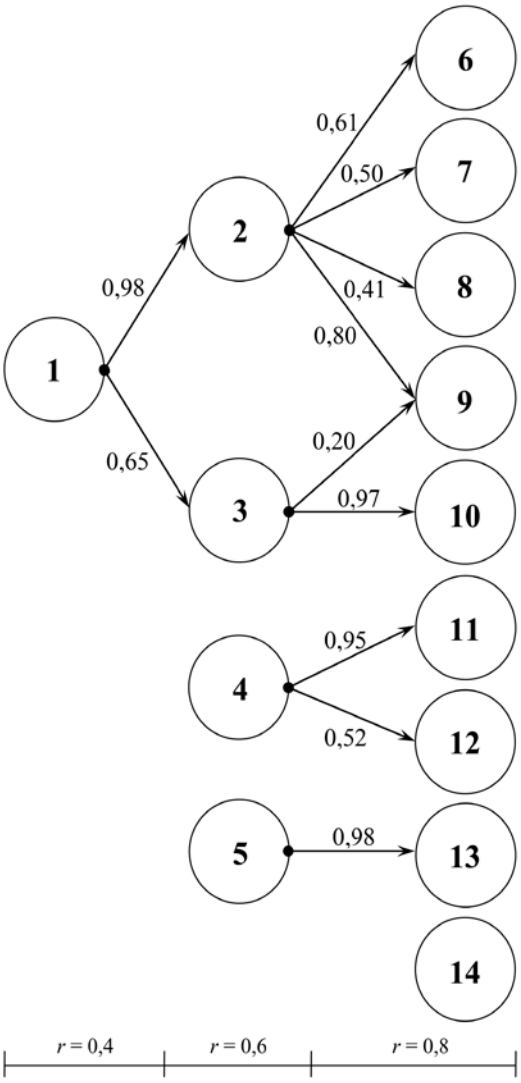


Рисунок – Генетическая связь климатических классов при различных уровнях порога взаимной корреляции *r*. На стрелках указаны коэффициенты корреляции между типовыми фазами соответствующих классов

Апробация алгоритма на данных метеостанций Евразии позволила получить естественные таксоны, уточняющие иерархию классических генетических климатических структур в условиях изменения климата, что позволяет использовать предложенную технологию для эффективного и физически обоснованного выделения классов в полях климатических характеристик в задачах разного уровня.

Для разных пороговых значений коэффициента взаимной корреляции r получено пространственное распределение метеостанций, фазы температурных рядов которых $\{\varphi_m\}$ имеют наиболее тесную связь с найденной типовой фазой ${}_r\Phi_k$ (k – номер класса) т.е. выделены искомые климатические классы. При повышении порогового уровня взаимной корреляции r увеличивается степень дифференциации в структуре климатического поля, начиная от одного класса при r = 0,4 до девяти классов при r = 0,8 (рисунок). Этот результат позволяет отслеживать влияние факторов различного масштаба в формировании климатических структур. При этом, внутри мелких групп остается связь с более крупными структурами, выделенными по меньшему порогу взаимной корреляции (рисунок). С увеличением подробности разбиения на классы проявляется большее влияние региональных факторов, но каждый класс несет информацию и глобальных сигналов.

Естественное происхождение фазовой модуляции подтверждено совпадением климатических структур, выделенных путем формирования типовых фаз в итерационном процессе, с классами классической генетической классификации климата. Однако полученное совпадение не абсолютно, что закономерно вследствие наблюдаемых изменений климата и, соответственно, соотношений вклада различных климатообразующих факторов в эти изменения. Таким образом, необходимо регулярное обновление информации о структуре полей

параметров климата для теоретических и практических задач. Для этой цели вполне оправдан предложенный объективный метод выделения структур в полях элементов климата, позволяющий проводить районирование территории любого размера до заданного исследователем качественного уровня.

1. *Köppen W.* Das geographische System der Klimate. Berlin: Verlag von Gebrüder Bornträger, 1936. 44 s.
2. *Хромов С.П., Петросянц М.А.* Метеорология и климатология: учебник. 6-е изд., перераб. доп. М.: Колос, 2004. 582 с.
3. *Григорьев А.А., Будыко М.И.* Классификация климатов СССР // Изв. АН СССР. Серия геогр. 1959. № 3. С. 3-19.
4. *Тартаковский В.А.* Синхронный анализ рядов чисел Вольфа и температуры с метеостанций Северного полушария Земли // Оптика атмосферы и океана. 2015. Т. 28. № 2. С. 182-188.
5. http://www.metoffice.gov.uk, http://www.cru.uea.ac.uk
6. *Вакман Д.Е., Вайнштейн Л.А.* Амплитуда, фаза, частота – основные понятия теории колебаний // Успехи физ. наук. 1977. Т. 123. Вып. 4. С. 657–682.
7. *Вайнштейн Л.А., Вакман Д.Е.* Разделение частот в теории колебаний и волн. М.: Наука, 1983. 287 с.
8. *Gabor D.* Theory of communication // Journal of IEE. 1946. V. 3. Pt. 3. PP. 429-441.
9. *Гоноровский И.С.* Радиотехнические цепи и сигналы. Учебник для вузов.— 4-е изд., перераб. и доп. М.: Радио и связь, 1986. 512 с.

ИССЛЕДОВАНИЕ ИЗМЕНЧИВОСТИ НАПОЛНЕНИЯ СТРАТОСФЕРЫ ФОНОВЫМ АЭРОЗОЛЕМ В 2014Г.

Маричев В.Н.[1,2], Бочковский Д.А.[1,2]

[1]Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск

[2]Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Томск

marichev@iao.ru, moto@iao.ru

Введение.

В предыдущих работах [1,2] нами были представлены результаты лидарных наблюдений за изменением вертикальной структуры аэрозоля в различные месяцы периода 2011-2013гг. Работа в данном направлении была продолжена и в 2014г. Для всего указанного периода характерным являлось практическое отсутствие вулканических извержений, которые могли бы оказывать влияние на возмущение аэрозольной компоненты стратосферы Северного полушария, включая регион Западной Сибири. Поэтому возникла удобная возможность проследить особенности временной изменчивости наполнения стратосферы фоновым аэрозолем в Западной Сибири за достаточно длительный временной интервал.

В качестве первичной информации для анализа за 2014г. использовался массив данных из 67 суммарных сигналов, накопленных в отдельные ночи. Как и в вышеуказанных работах, интервал зондируемых высот простирался от 15 до 50-60км. пространственное разрешение составляло 192м. Прием лидарных сигналов велся в режиме счета фотоимпульсов с накоплением по 12×10^4 запускам лазерных импульсов (время накопления - около двух часов за ночь). В качестве параметра, описывающего вертикальную стратификацию аэрозоля, представлена оптическая характеристика R(H) – отношение аэрозольного рассеяния (H – текущая высота). По определения R(H) – отношение суммы коэффициентов аэрозольного и молекулярного коэффициентов обратного рассеяния к молекулярному коэффициенту обратного рассеяния. Для примера, выполнение условий R(H)=1 означает отсутствие на данных высотах аэрозоля, и, наоборот, там, где R(H)>1, появляется аэрозоль.

Результаты наблюдений.

В январе и феврале 2014 из-за погодных условий - облачности неба над Томском было проведено всего лишь пять отдельных ночных измерений – 28 января и 2, 4, 7 и 12 февраля. Поэтому проследить динамику в изменения вертикальной структуры аэрозоля не удалось.

Можно лишь отметить о незначительном аэрозольном наполнении нижней стратосферы до 30км с максимальным значением R=1.3 на высоте 15км в наблюдениях за 4февраля.

Пять результативных наблюдений было выполнено в третьей декаде марта (рис.1).

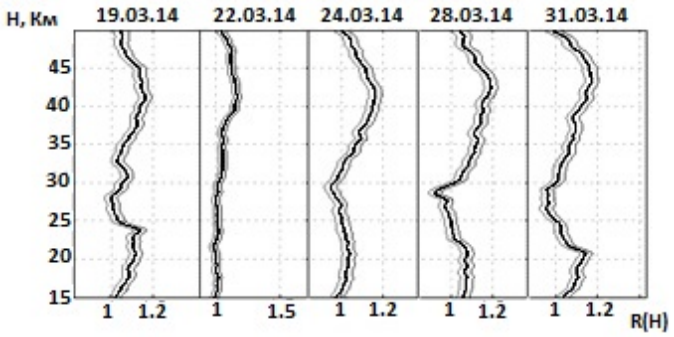


Рис.1. Динамика аэрозольного наполнения стратосферы в марте 2014г. Жирная кривая –среднее значение R(H), тонкие кривые – среднеквадратичное отклонение.

Из деталей рисунка прослеживается своеобразная двухгорбная структура вертикального распределения аэрозольной компоненты с максимумом нижнего горба на высоте около 20км и верхнего – на 40-43км., и минимумом (отсутствием аэрозоля) в на высотах 25-30км. Исключением являются данные за 22 марта, по которым заметно незначительное аэрозольное накопление в интервале высот 37-50км. Приведенные наблюдения находятся в разительной контрастности с наблюдениями второй половины марта 2013г., в которых во всем интервале высот 15-50км не было зарегистрировано присутствие аэрозольной компоненты [2].

Более сильная изменчивость аэрозольного наполнения стратосферы наблюдалось в апреле (рис.2, 7 отдельных ночных измерений). Большие флуктуации происходили в нижней стратосфере - от полного отсутствия аэрозоля 6 апреля до появления слоистой аэрозольной структуры с максимумами R=1, 3 – 1.8, зарегистрированных на высотах на высотах 23-28км. 3 и 15апреля.

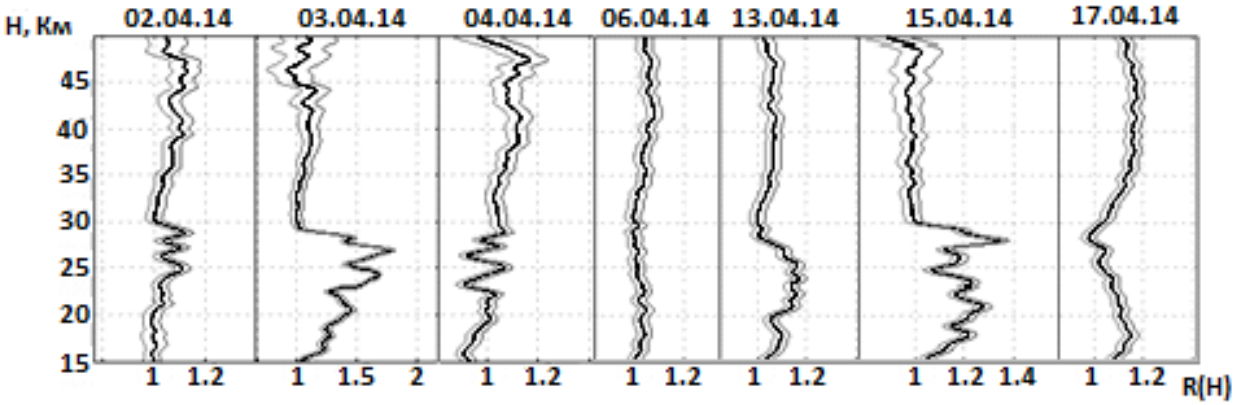


Рис.2. Динамика аэрозольного наполнения стратосферы в апреле 2014г.

Для мая (рис.3) отмечалось более стабильная аэрозольная структура аэрозоля с практическим отсутствием аэрозоля в нижней стратосфере и его небольшим содержанием в верхней стратосфере до значений R=1.2-1.3.

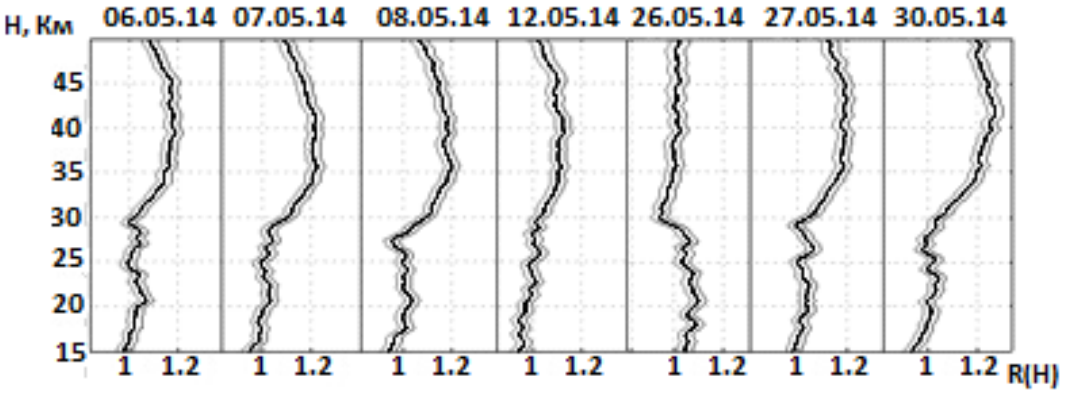


Рис.3. Динамика аэрозольного наполнения стратосферы в мае 2014г.

Достаточно стабильное вертикальное распределение аэрозоля было характерным для теплого периода года (рис.4-6). Для всех летних месяцев, а также сентября и октября, аэрозольная компонента эпизодически регистрировалась только ан высотах от 25 до 30км в виде слабых слоев. Некоторое исключение можно отнести к наблюдениям за 22июля и 9 августа, когда содержание аэрозоля в слоях увеличивалось до R=1.2.

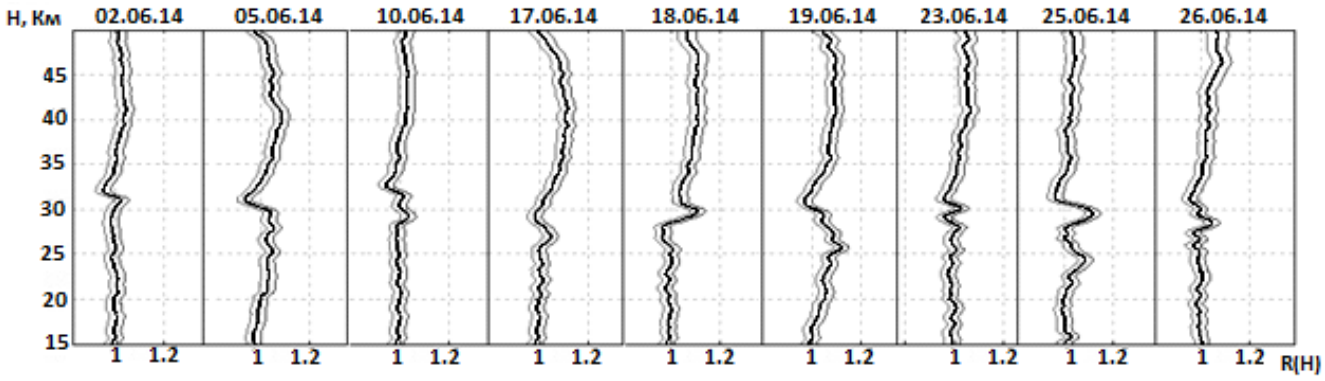


Рис.4. Динамика аэрозольного наполнения стратосферы в июне 2014г.

В октябре по причине постоянной облачности было проведено всего два отдельных ночных измерений, по результатам которых аэрозольной компоненты не было зарегистрировано во всем наблюдаемом слое стратосферы.

Возмущения вертикальной структуры аэрозоля начали проявляться в ноябре (рис.8). Из рисунка видно, что наибольшие изменения в виде изрезанных профилей отношения рассеяния коснулись нижней стратосферы. В верхней стратосфере поведение профилей отношения рассеяние остается плавным, что свидетельствует о более стабильном состоянии верней стратосферы к возмущению аэрозольной компоненты.

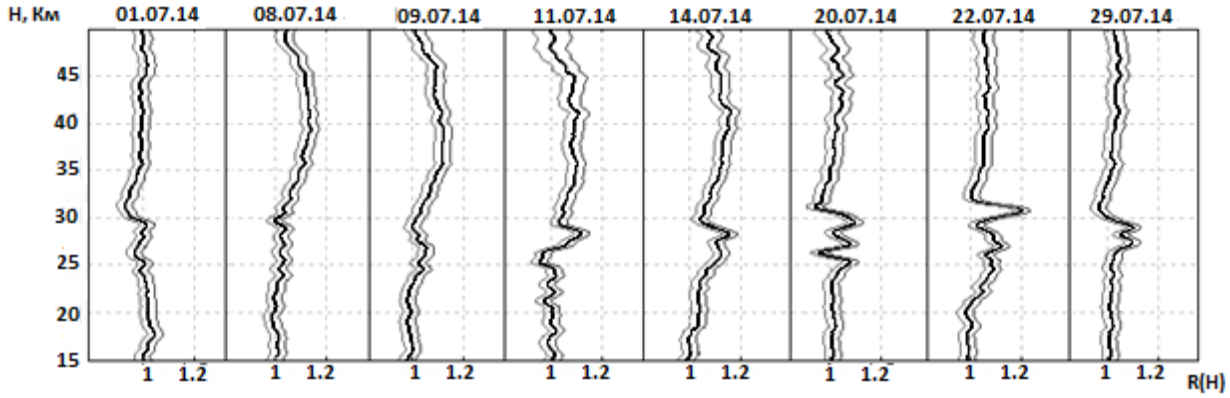


Рис.5. Динамика аэрозольного наполнения стратосферы в июле 2014г.

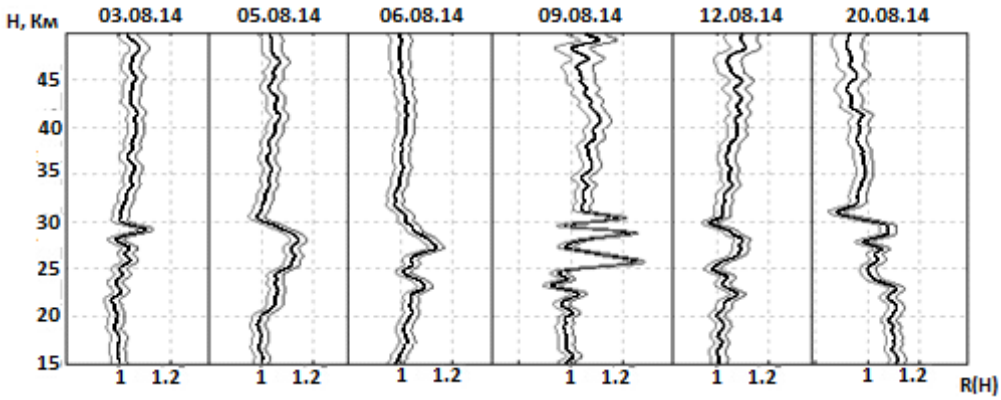


Рис.6. Динамика аэрозольного наполнения стратосферы в августе 2014г.

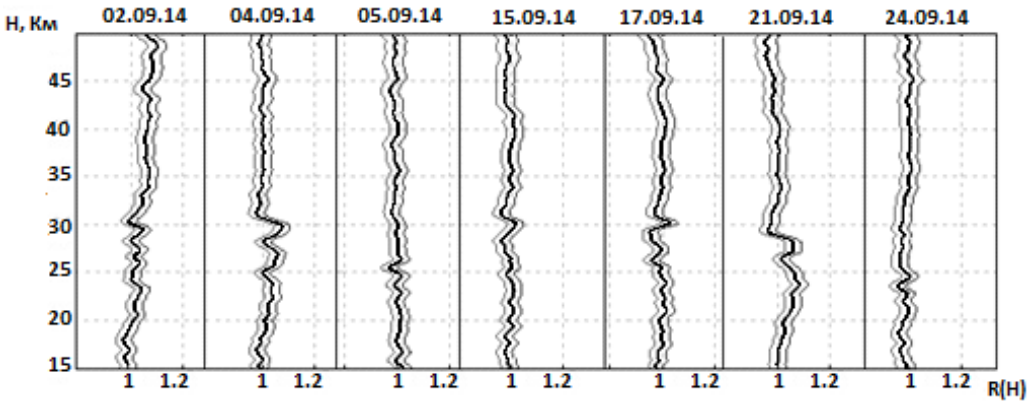


Рис.7. Динамика аэрозольного наполнения стратосферы в сентябре 2014г.

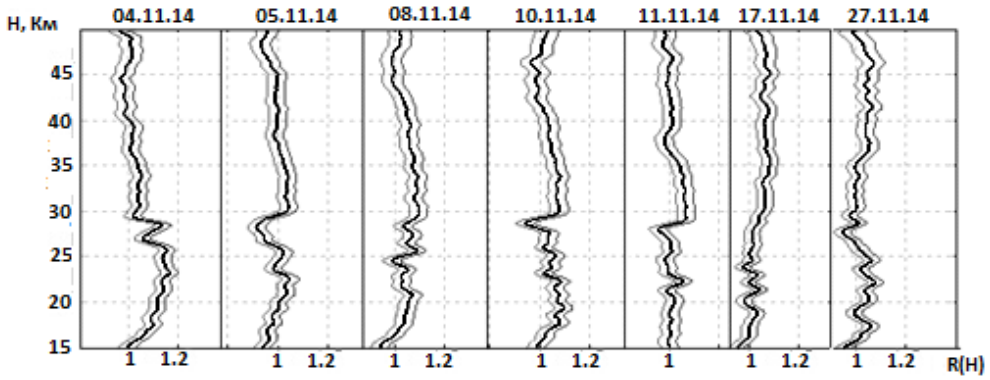


Рис8. Динамика аэрозольного наполнения стратосферы в ноябре. 2014г.

В декабре также из-за облачности неба удалось провести только два измерения. Было замечено появление слабого аэрозольного наполнения на высотах 15-30км.

В статье использованы результаты, полученные в ходе выполнения проекта 8.1.12.2015, в рамках Программы «Научный фонд им. Д.И. Менделеева Томского государственного университета» в 2015г.

Работа выполнена при поддержке интеграционного проекта СО РАН 106, гранта РФФИ 13-05-01036а, гранта Президента РФ НШ4714.2014.5 и гранта РНФ №14-27-00022.

Литература.

1.Маричев В.Н. Лидарные исследования изменчивости аэрозольного наполнения стратосферы над Томском для фоновых условий. // Сборник докладов 19-го международного симпозиума «Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы». Алтай, г. Барнаул, база отдыха «Золотое озеро».1-6 июля 2013г. С. D-51 – D-56.

2. Маричев В.Н. Лидарные исследования годовой изменчивости наполнения стратосферы фоновым аэрозолем над томском в период 2011-13гг. // Сборник докладов 20-го международного симпозиума «Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы». г. Новосибирск, курорт-отель «Сосновка», 23-27 июня 2014г. С. D62-D66

ЛИДАРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОСОБЕННОСТЕЙ ПРОЯВЛЕНИЯ СТРАТОСФЕРНОГО ПОТЕПЛЕНИЯ ЗИМЫ 2014-15ГГ.

Маричев В.Н., Бочковский Д.А.

[1]Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск

[2]Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Томск

marichev@iao.ru, moto@iao.ru

Одним из важных применений лидарных технологий является исследование термического режима атмосферы. Такие исследования в мониторинговом режиме в институте оптики атмосферы СО РАН были начаты с 1994 года и продолжаются в настоящее время. Особое внимание уделяется изучению проявления внезапных возмущений в средней стратосфере, вызываемых зимними стратосферными потеплениями (СП). С полученными по данной тематике результатами можно ознакомиться в работах [1-3]. В настоящей статье представлены исследования СП зимы 2014-15гг.

Результаты исследований СП 2014-15гг.

Стратосферное потепление зимы 2014-15гг. отличалось довольно длительным периодом. По лидарным наблюдениям его начало было зарегистрировано 11 ноября 2014г. (см. рис.1). Наибольшего развития СП достигло 27 ноября, которое охватило интервал высот от 30 до 55км с максимальным положительным отклонением температуры от ее среднемесячного значения до 60К на высоте 35км. Данное потепление также было замечено с несколько меньшими положительными отклонениями температуры в наблюдениях спутника «Аура»

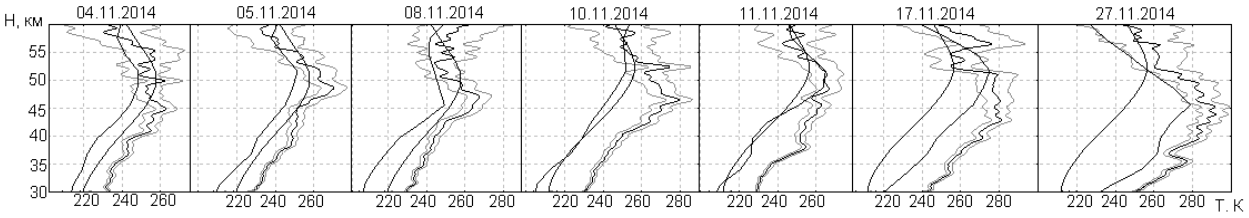


Рис.1. Вертикальные профили температуры, полученные над Томском из лидарных измерений (жирная непрерывная кривая – средние значения, тонкая непрерывная кривая – стандартное отклонение), измерения со спутника «Аура» (штриховая кривая) и среднемесячный профиль по модели CIRA-86 (кривая, обозначенная точками).

В декабре как из лидарных, так в спутниковых наблюдениях, стратосферное потепление было замечено в начале (03.12.12) и конце (24.12.12) месяца в аналогичном интервале высот 30-55км (рис.2)

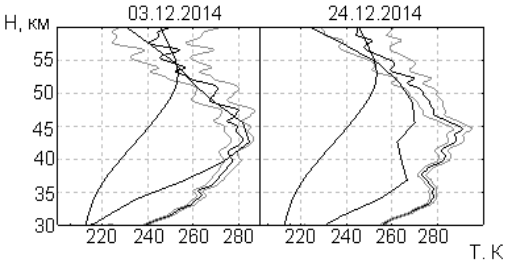


Рис.2.Лидарные и спутниковые наблюдения проявления стратосферного потепления в декабре 2014г.

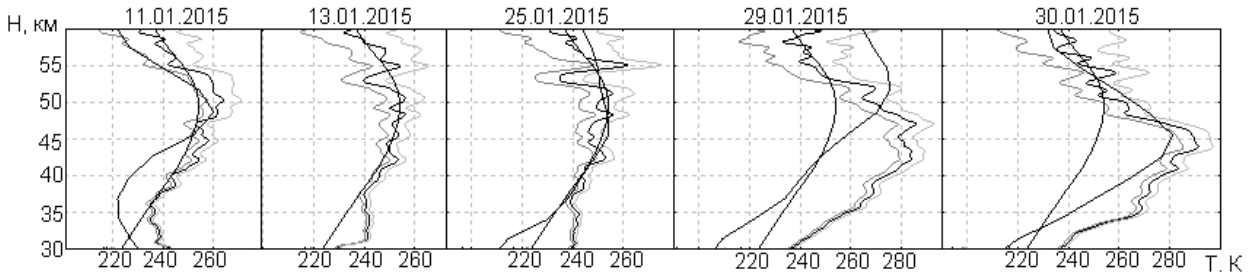


Рис.3. Вертикальное распределение температуры в январе 2015г.

Проявление следующего СП началось в конце января 2015г. и продолжалось до конца второй декады февраля (см. рис.3). Это было одно из самых длительных СП, зарегистрированных в лидарных наблюдениях над Томском, начиная с 1996г., которое продолжалось почти месяц. Наибольшие положительные отклонения температуры наблюдались в области высот 40-45км и могли достигать 60К на высоте 40км.(05.02.15).

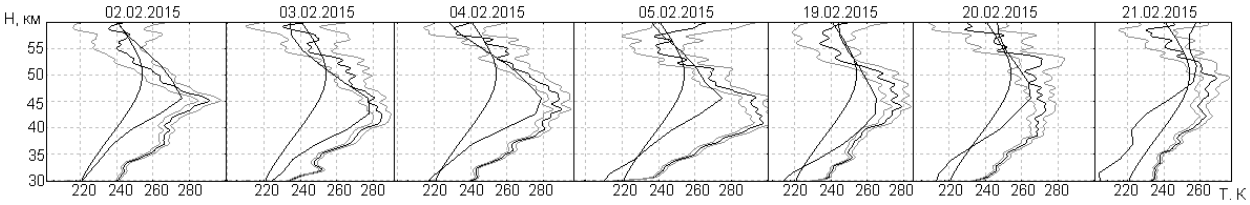


Рис.4. Вертикальное распределение температуры в феврале 2015г.

Наблюдаемое СП 2014-15гг. относилось к минорному типу, когда в стратосфере не происходило изменения направления переноса воздушных масс от западного к восточному, на что указывает данные, взятые с сайта Европейского Центра среднесрочных прогнозов погоды [4] для всех дат лидарных наблюдений.. Для примера, на рис.5 приведено высотное распределение направления и скорости зонального ветра. Как видно из рисунка, направление скорости ветра над Томском во всем интервале высот от 0 до 50км неизменно остается западным.

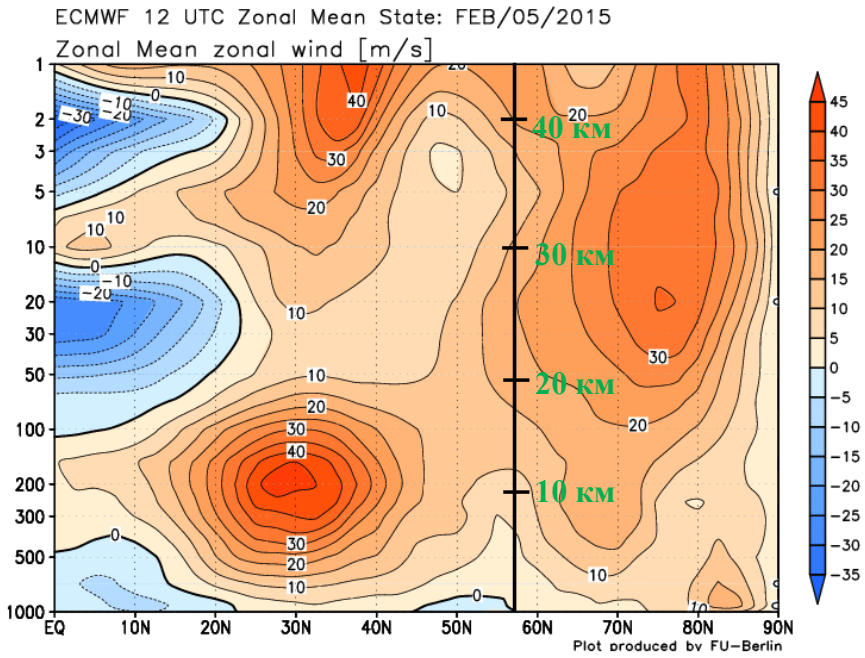


Рис.5. Высотное распределение направления и скорости зонального ветра Северного полушария, зарегистрированного 5 февраля 2015г. Вертикальная жирная прямая – высотный разрез для широты Томска.

Возмущения термического режима стратосферы, вызванные зимними СП, естественным образом не могли не сказаться на появление аномалий в вертикальном распределении плотности воздуха. Исследования в данном направлении нами было выполнен6о в работах [5,6]. В них показано, что в периоды сильных (мажорных) СП на отдельных высотах в стратосфере плотность воздуха может уменьшатся на величину до 30%. На рис.6. для отдельных дат наблюдений с наиболее заметными СП приведены вертикальные профили отклонения температуры и плотности от их среднемесячного модельного значения. Из рисунка видны некоторые особенности поведения вертикальных профилей отклонений плотности по отношению к вертикальным профилям отклонений температуры. Как и следует ожидать, положительные отклонения температуры сопровождаются понижением плотности, а отрицательные ее повышением. Наблюдаются характерные точки перегиба, где кривые отклонений меняют знак. На графиках на нижних высотах – это ниже уровня 30км (27 ноября, 29 и 30 января и 3 февраля) и ниже 25км (3, 27 декабря), на верхних высотах – выше уровня 50км и 45 для тех же приведенных дат. Видно, что отклонения как температуры, так и плотности могут достигать 30%. Особенно большими амплитудами отклонений выделяются наблюдения, выполненные 27 ноября и 24 декабря 2014г. и 30 января 2015г.

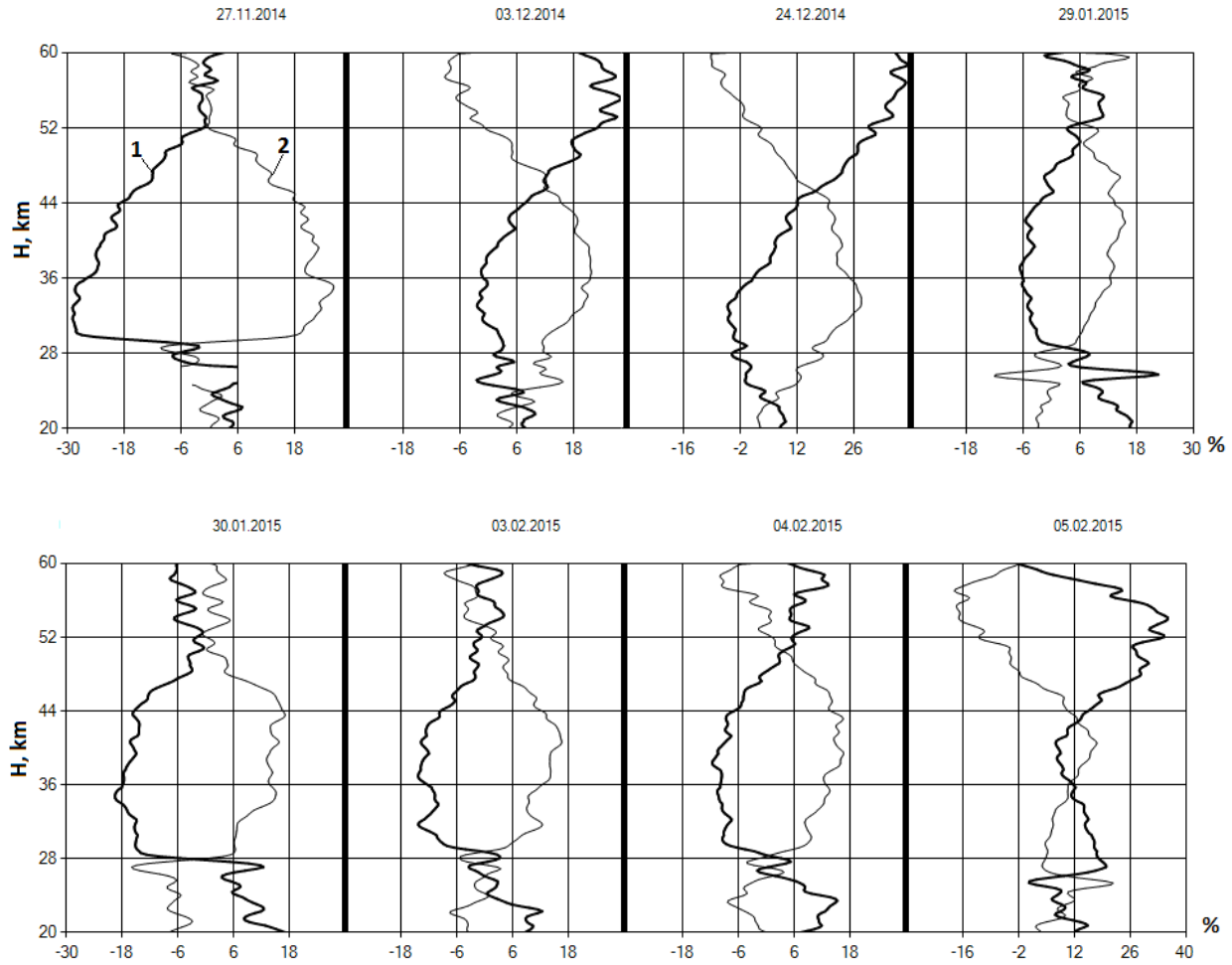


Рис.6. Вертикальные профили отклонения температуры и плотности воздуха от их среднемесячных значений по данным лидарных измерений над Томском. Кривая 1 – плотность, кривая 2 – температура.

В статье использованы результаты, полученные в ходе выполнения проекта 8.1.12.2015, в рамках Программы «Научный фонд им. Д.И. Менделеева Томского государственного университета» в 2015г.

Работа выполнена при поддержке интеграционного проекта СО РАН 106, гранта РФФИ 13-05-01036а, гранта Президента РФ НШ4714.2014.5 и гранта РНФ №14-27-00022.

Литература.

1. Маричев В.Н. Лидарные исследования проявления стратосферных потеплений над Томском в 2008-2010 гг. // Оптика атмосферы и океана. 2011. Т. 24. № 05. С. 386-391.

2. Маричев В.Н. Исследование особенностей проявления зимних стратосферных потеплений над Томском по данным лидарных измерений температуры в 2010-2011 гг.. // Оптика атмосферы и океана. 2011. Т. 24. № 12. С. 1041-1046.

3. Маричев В.Н. Исследования особенностей проявления зимних стратосферных потеплений над томском по данным лидарных измерений температуры. // Сборник докладов 20-го международного симпозиума «Оптика

атмосферы и океана. Физика атмосферы». г. Новосибирск, курорт-отель «Сосновка», 23-27 июня 2014г. С. D67-D72

4. http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html

5. Маричев В.Н. Анализ поведения плотности воздуха и температуры в стратосфере над Томском в периоды ее возмущенного и спокойного состояний, выполненный по результатам лидарных измерений. // Оптика атмосферы и океана. 2013. Т. 26. № 09. С. 783-792.

6. Маричев В.Н., Бочковский Д.А. Лидарные исследования особенностей вертикального распределения температуры и плотности атмосферы в периоды спокойного и возмущенного состояния стратосферы. // Сборник докладов 20-го международного симпозиума «Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы». г. Новосибирск, курорт-отель «Сосновка», 23-27 июня 2014г. С. D355-D360.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ В ВЕРХНЕЙ ТРОПОСФЕРЕ И СРЕДНЕЙ АТМОСФЕРЕ ЛИДАРОМ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ КАНАЛОВ РЕЛЕЕВСКОГО И КОМБИНАЦИОННОГО РАССЕЯНИЯ СВЕТА.

Маричев В.Н.[1,2], Бочковский Д.А.[1,2]

[1]Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск

[2]Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Томск

marichev@iao.ru, moto@iao.ru

Лидарное уравнение, определяющее величину принимаемого СКР-сигнала, в приближении однократного рассеяния имеет вид

$$N(H) = CF(H)P^2(H)\beta_R H^{-2} + N_{BG}, \qquad (1)$$

где H - высота (в обобщенном случае - расстояние), $N(H)$ - эхо сигнал с высоты H; $\beta_R(H)$ - коэффициент обратного СКР- рассеяния; C - аппаратурная постоянная лидара, включающая площадь приемного телескопа, пропускание приемо-передающего тракта, энергию лазерного импульса, квантовую эффективность фотодетектора; $F(H)$ – геометрический фактор лидара, учитывающий перекрытие луча и поля зрения антенны, $P(H)$ - прозрачность слоя атмосферы от лидара до текущей высоты H на зондируемой длине волны, N_{BG} - суммарный фоновый и темновой шум. Информация о пространственном распределении температуры в методе СКР заложена в коэффициенте обратного рассеяния $\beta_R = \sigma_R \cdot n$ как через сечение рассеяния σ_R, так и через плотность молекул зондируемого газа n. Именно эта особенность определила два способа реализации лидарного метода СКР: с использованием чисто вращательного и колебательно-вращательного спектра комбинационного рассеяния.

Первый способ был предложен Куни [2], который впоследствии получил развитие в работах [3,7,8]. Способ основан на зависимости интенсивности отдельной линии от температуры при больцмановском распределении вращательного спектра. Для определения температуры используют отношение двух участков спектра вращательного СКР, включающих по несколько линий азота или кислорода.

Второй способ был найден Строчем и др. [4] и впервые реализован Мэлфи [5]. Суть способа состоит в прямой связи сигнала от колебательно-вращательного спектра молекул азота или кислорода с плотностью воздуха, и, следовательно, через уравнение состояния идеального газа, с температурой. Впоследствии способ был применен в отечественных лидарах,

предназначенных для измерений температуры, а также содержания водяного пара атмосфере. С описанием последних можно ознакомиться в работах [6, 9,10].

Если сравнивать два способа, то необходимо отметить, что с точки зрения энергетики выигрывает первый способ, поскольку сигналы СКР от вращательного спектра на два порядка выше, чем сигналы от колебательно-вращательного спектра. Данное обстоятельство делает предпочтительным использование чисто вращательных спектров СКР для лидарного зондирования температуры. Однако реализация способа с работой на вращательном спектре СКР технически сложна, поскольку необходимо отделить сигналы рамановского рассеяния от упругого релеевского рассеяния и аэрозольного рассеяния, причем на довольно узком спектральном участке около 5нм. Отсюда возникают жесткие требования к подавлению упругого рассеяния, которое на три порядка по интенсивности превосходит рамановское рассеяние.

В [5] в УФ-лидаре, используемого для зондирования озона и температуры в стратосфере, был создан канал для СКР-сигналов. Возбуждения 1-го колебательно-вращательного перехода молекул N_2 (384 нм) впервые производилось излучением на длине волны 353 нм, получаемой, в свою очередь, при ВКР-преобразовании излучения эксимерного XeCl-лазера с длиной волны 308 нм в кювете с водородом.

Восстановление температурных профилей из СКР-сигналов проводился через концентрацию молекул азота, т.е. через плотность атмосферы. Для расчета температуры T по СКР-сигналам было получено выражение, аналогичное для расчета температуры по релеевским сигналам [1, 5]

$$T(H) = \frac{P_1(H)P_2(H)}{N(H)H^2}\left[\frac{N(H_m)}{P_1(H_m)P_2(H_m)}T(H_m) + \frac{1}{R^*}\int_{H_m}^{H}\frac{N(h)h^2 g(h)dh}{P_1(h)P_2(h)}\right] \qquad (2)$$

Здесь $P_1(H), P_2(H)$ - прозрачность атмосферы от уровня расположения лидара до высоты H на длинах волн 532 и 607 нм, R^* - удельная газовая постоянная, $g(h)$ - ускорение свободного падения, H_m- максимальная высота, с которой регистрируются достаточно надежные для обработки сигналы (так называемая высота калибровки, на которой задаются граничные значения температуры $T(H_m)$.

Результаты лидарных измерений температуры.

Измерения температуры проводилось на модернизированном лидарном комплексе с диаметром главного приемного зеркала 1м, описание которого на предыдущем этапе модернизации приведено в [11]. В лидаре была произведена замена лазерного передатчика на

более мощный Nd:YAG – лазер (LS-2137-UV3, фирма LOTIS TII) с энергией в импульсе 400мДж (прежний имел 200мДж) и частотой посылки импульсов 10Гц на длине волны 532нм. Вместо прежнего фотоприемника (R7207-01, фирма Hamamatsu) в СКР-канале был установлен фотосенсорный модуль с встроенным блоком охлаждения H7422P-40 той же фирмы с более чем на порядок большей чувствительностью. Указанные меры позволили вести уверенный прием СКР-сигналов до высот 30км. Прием лидарных сигналов велся в режиме счета фотоимпульсов с пространственным разрешением 192м и накоплением по 12×10^4 запускам лазерных импульсов (время накопления - около двух часов). Для спектральной селекции принимаемого сигнала использовался интерференционный светофильтр с шириной пропускания на полувысоте 10нм.

Выборочные результаты лидарных измерений вертикального распределения температуры за май 2014г. приведены на рис.1.

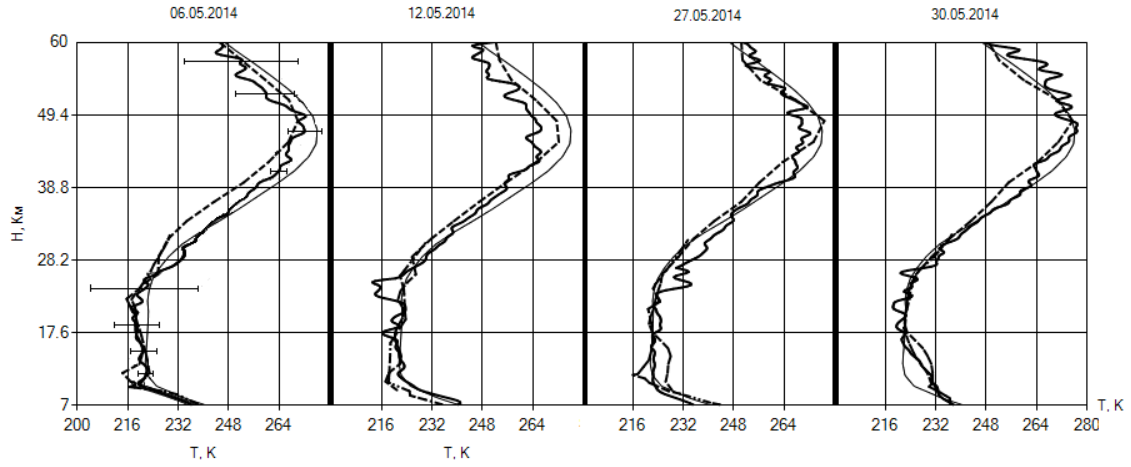


Рис.1. Лидарные профили температуры (жирная сплошная кривая) в сравнение с профилями температуры, полученными со спутника «Аура» (штриховая линия) и радиозондами (штрихпунктирные линии в нижней части графиков) и представленными моделью CIRA-86 (тонкая сплошная кривая).

Здесь профили выше уровня 28км (точки «сшивания» профилей или по-другому высоты калибровки H_m) рассчитаны по сигналам релеевского рассеяния света, а ниже 28км – по сигналам комбинационного рассеяния света. Значение температуры $T(H_m)$ для СКР-сигналов определялось по температурным профилям, рассчитанных по релеевским сигналам, а для последних значение $T(H_m)$ на верхней границе H_m =60км задавалось модельным значением CIRA-86.

В экспериментах были получены достаточно протяженные профили температуры в области высот от 7 до 60км, охватывающую верхнюю тропосферу, стратосферу и нижнюю мезосферу. Как видно из рис. 1, во всем интервале высот отмечается хорошее соответствие вертикальной структуры температуры между лидарными и спутниковыми измерениями, а

также с моделью CIRA-86. На графике за 6 мая горизонтальными скобками показана среднеквадратичная ошибка лидарного измерения температуры. При расчете температуры по релеевским сигналам на высоте около 57 км она составляет ± 7% и быстро уменьшается с высотой до значения ± 1% на высоте около 40км. При измерениях температуры по СКР-сигналам среднеквадратичная ошибка изменяется от ± 7% на высоте 23км до ± 1.3% на высоте 12км.

В статье использованы результаты, полученные в ходе выполнения проекта 8.1.12.2015, в рамках Программы «Научный фонд им. Д.И. Менделеева Томского государственного университета» в 2015г.

Работа выполнена при поддержке интеграционного проекта СО РАН 106, гранта РФФИ 13-05-01036а, гранта Президента РФ НШ4714.2014.5 и гранта РНФ №14-27-00022.

Литература.

1. Зуев В.В., Маричев В.Н., Бондаренко С.Л. Лидарные измерения температуры по релеевскому рассеянию света в нижней стратосфере за период май-декабрь 1995г. //Оптика атмосферы и океана. 1996. Т.9.№10, С.1386-1393.

2. Cooney J.A., Measurements on the Raman Component of Laser Atmospheric Backscatter. //Appl. Phys. Lett.. 1968.V. 12. P.40-42.

3. Аршинов Ю.Ф. Измерение температуры атмосферы лидаром по вращательным спектрам КР N_2 и O_2 //В кн. : Спектроскопические методы зондирования атмосферы. Новосибирск. Наука. 1985. С. 94-107.

4. Strauch R.G., Derr V.E., Cupp R.E. Remote Sensing of Environment 2, //Appl. Opt.. 1971. V.10. 2665.

5. Melfi S.H. Comparison of raman lidar and radiosonde measurements of atmospheric moisture and temperature profiles. // Ibid. P.230-233.

6. Зуев В.В., Маричев В.Н., Бондаренко С.Л. Долгий С.И., Шарабарин Е.В. Предварительные результаты зондирования температуры в тропосфере СКР-лидаром на первом колебательно-вращательном переходе молекул азота. //Оптика атмосферы и океана. 1996. Т.9. №12. С.1609-1611.

7. Бобровников С.М., Надеев А.И. Сравнение методов обработки сигнала при дистанционном измерении температуры по чисто вращательным спектрам комбинационного рассеяния. // Оптика атмосферы и океана. 2010. Т. 23. № 07. С. 580-584.

8. Бобровников С.М., Горлов Е.В., Жарков В.И. Экспериментальная оценка чувствительности СКР-лидара при использовании среднего УФ-диапазона длин волн. // Оптика атмосферы и океана. 2013. Т. 26. № 01. С. 70-74.

9. Бурлаков В.Д., Долгий С.И., Макеев А.П., Матвиенко Г.Г., Невзоров А.В., Солдатов А.Н., Романовский О.А., Харченко О.В., Яковлев С.В. Лидарные технологии дистанционного зондирования параметров атмосферы. // Оптика атмосферы и океана. 2013. Т. 26. № 10. С. 829-837.

10. Пеннер И.Э., Балин Ю.С., Макарова М.В., Аршинов М.Ю., Воронин Б.А., Белан Б.Д., Васильченко С.С., Сердюков В.И., Синица Л.Н., Половцева Е.Р., Кабанов Д.М., Коханенко Г.П. Измерения содержания водяного пара различными методами. Сравнения профилей водяного пара и аэрозоля. // Оптика атмосферы и океана. 2014. Т. 27. № 08. С. 728-738.

11. Маричев В.Н., Самохвалов И.В. Лидарные наблюдения аэрозольных вулканических слоев в стратосфере Западной Сибири в 2008-2010 гг. // Оптика атмосферы и океана. 2011. Т. 24. № 03. С. 224-231.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВОЛНОВЫХ ПРОЦЕССОВ В СРЕДНЕЙ АТМОСФЕРЕ ПРИ ПОМОЩИ ВЕЙВЛЕТ-АНАЛИЗА ЛИДАРНЫХ ДАННЫХ ЗА 2014–2015 гг.

С.В. Николашкин, С.В. Титов

Институт космофизических исследований и аэрономии им. Ю.Г. Шафера СО РАН, г. Якутск, Россия

В работе исследованы флуктуации профилей температуры в интервале высот от 30 до 65 км, вычисленные по лидарным измерениям за 2014–2015 г. с применением вейвлет-анализа. Лидарные зондирования проводились в темное время суток при ясной погоде, всего проведено 200 сеансов измерений для ближней зоны с временем накопления 4 мин., для дальней зоны – 10 и 20 мин. Флуктуации профиля температуры были получены путем сглаживания скользящим окном в 2 км для ВЧ-фильтрации и гауссианом 8-го порядка для НЧ фильтрации, поскольку эти частоты не характерны для внутренних гравитационных волн (ВГВ). Непрерывное вейвлет преобразование дало полный обзор временного и пространственного развития волнового режима средней атмосферы. Были вычислены вертикальные длины волн ВГВ как функции, зависящей от высоты. Тем самым, была сделана попытка выявить соответствующие длины волн, которые при затухании на критическом уровне, вызвали внезапное зимнее стратосферное потепление (ВСП) и составить общую статистическую картину существования определенных длин волн ВГВ на протяжении ночи, а также в течении сезона.

ЛИДАРНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ И ПЕРЕНОС СТРАТОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ НАД ТОМСКОМ В ЛЕТНИЙ ПЕРИОД

П.В. Новиков[1], А.А. Черемисин[1,2], В.Н. Маричев[3,4], Т.О. Барашков[1]

[1]Красноярский институт железнодорожного транспорта, Красноярск

[2]Сибирский федеральный университет, Красноярск

[3]Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Томск

[4]Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск

novikov-pv@yandex.ru, aacheremisin@gmail.com, marichev@iao.ru, timyr-olegovich@yandex.ru

Ключевые слова: стратосферный аэрозоль, лидарные наблюдения, обратные траектории.

Аннотация: Методом траекторий лагранжевых частиц проведен анализ происхождения стратосферного аэрозоля, зарегистрированного путем лидарного зондирования атмосферы над Томском в 2008-2013 гг в летние месяцы. Анализ результатов показал, что аэрозольное наполнение на высотах 13-25 км с максимумом на 16-18 км может быть связано с переносом аэрозоля из тропического стратосферного резервуара.

В 2008-2013 годах в Томске на малой лидарной станции высотного зондирования атмосферы, действующей в Институте оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН [1] были проведены множественные лидарные наблюдения аэрозольной стратификации стратосферы. В весенние и летние месяцы на высотах 13-25 км регулярно наблюдалось фоновое аэрозольное наполнение, которое давало диффузные пики отношения обратного рассеяния, с максимумом на высоте 16-18 км. Величина максимума не превышала в среднем 1,2, но при этом была больше погрешности измерений. Согласно климатологии стратосферного аэрозоля, описанной Хитчманом [2], на данных высотах аэрозоль может находиться в тропическом стратосферном резервуаре, максимум аэрозольного наполнения для которого расположен над экватором на высоте 20-21 км.

На рис.1 приведены результаты лидарных наблюдений в Томске в июне 2011 года. Для сопоставления на этом же рисунке приведен высотный профиль аэрозольной экстинкции из [2] для широты Томска в летние месяцы, усредненный по результатам наблюдений с 1979 по 1990 годы. Большинство приведённых на рисунке лидарных профилей отношения рассеяния имеет глобальный максимум на высотах 16-18 км. Причём коэффициент корреляции лидарных профилей с профилем аэрозольной экстинкции из [3] составляет величину от 0,88 до 0,96. Если рассматривать высотные диапазоны 13-18 км и 18-25 км отдельно, то выше 18 км коэффициент корреляции томских наблюдений с [2] в среднем составляет 0,98, а ниже 0,8. По-видимому, это связано с тем, что в нижних слоях стратосферы добавляется аэрозольное наполнение из других источников, в том числе непосредственно от вулканических извержений [3].

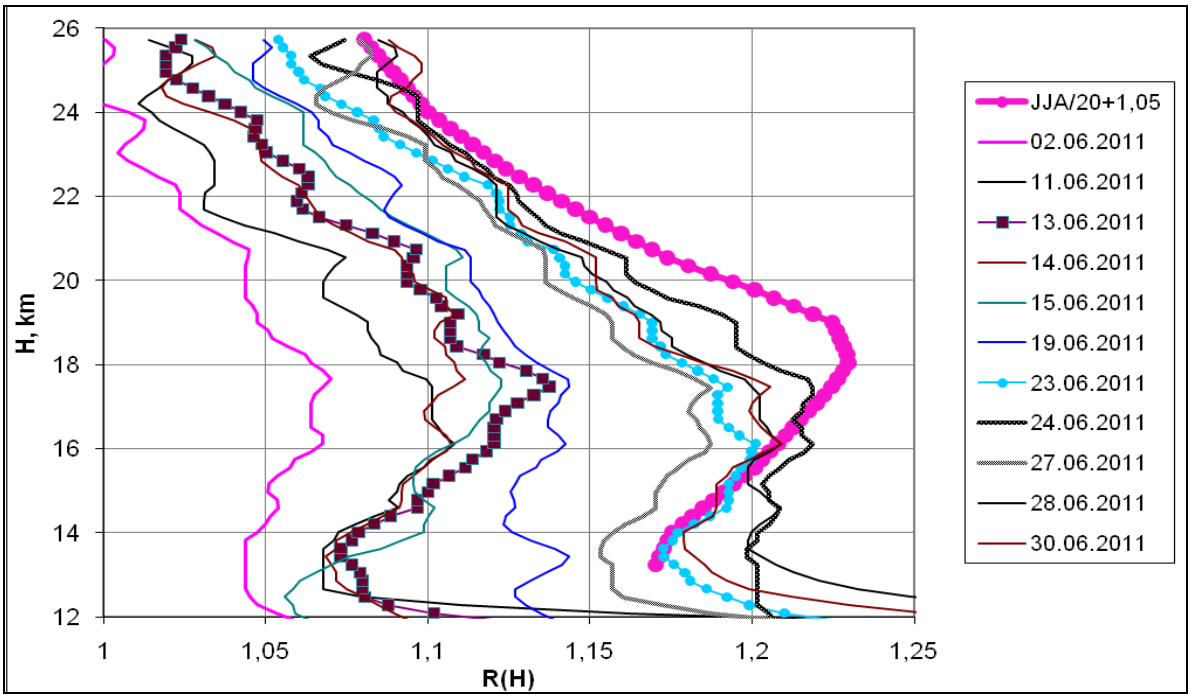


Рис.1. Отношение обратного аэрозольного рассеяния, полученное при лидарных наблюдениях над Томском в июне 2011 г. Кривая «JJA/20+1,05» – коэффициент аэрозольной экстинкции на широте Томска для летних месяцев из [2], масштабированный для наглядности. Графики R(H) сдвинуты друг от друга вправо на 0,01.

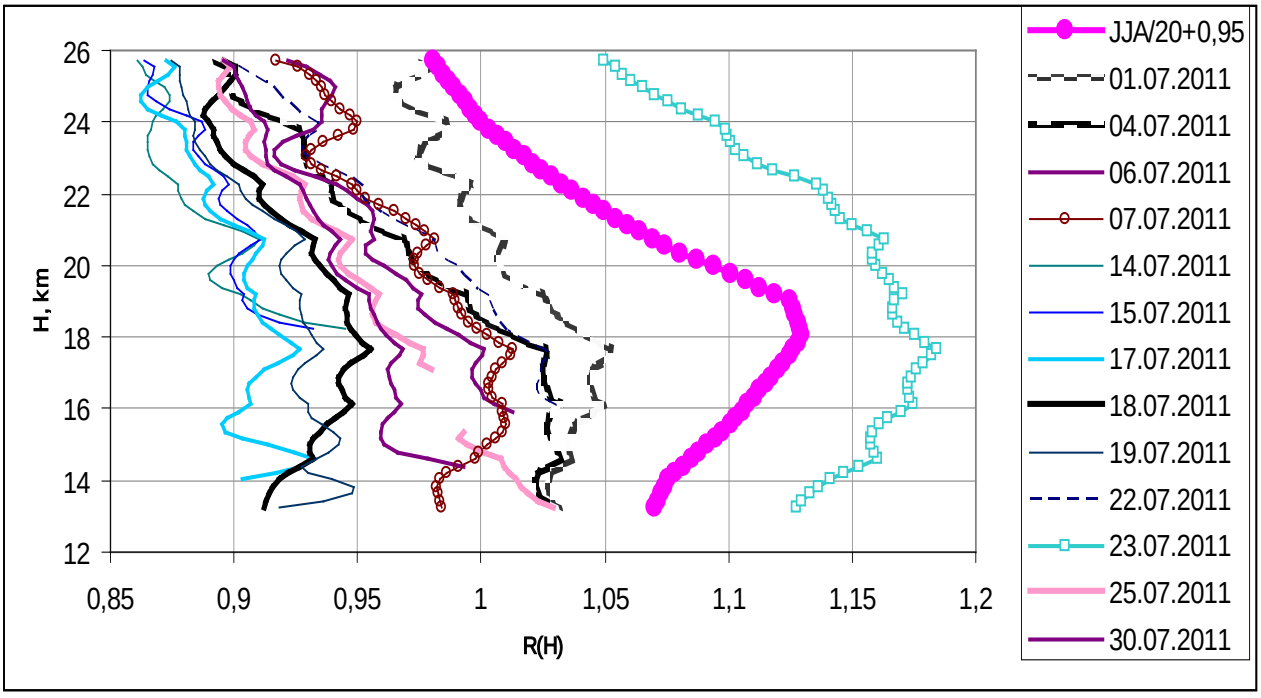


Рис.2. Отношение обратного аэрозольного рассеяния, полученное при лидарных наблюдениях над Томском в июле 2011 г. Кривая «JJA/20+0,95» – коэффициент аэрозольной экстинкции на широте Томска для летних месяцев из [2], масштабированный для наглядности.

На рис.2 приведены результаты лидарных наблюдений в Томске в июле 2011 года. Для этих наблюдений коэффициент корреляции лидарных профилей с профилем аэрозольной экстинкции из [3] составляет величину от 0,72 до 0,98. На высотах ниже 18 км корреляция между лидарными наблюдениями и данными Хитчмана также как и в июне слабее, чем на высотах выше 18 км.

Для анализа изменчивости зарегистрированного стратосферного аэрозоля были проведены расчёты обратных траекторий воздушных масс, пришедших в Томск во время лидарных наблюдений по методике, описанной в [3]. Начальные точки обратных траекторий располагались на высотах 10-26 км с шагом 0,5 км по высоте над Томском и в его окрестности на расстояниях ±100 км. Обратные траектории рассчитывались на 20 суток назад. Расчёты обратных траекторий показали, что на высоте максимума диффузного аэрозольного пика 16-18 км траектории воздушных масс приходят к Томску за 14-20 дней из тропических широт с высот 18-20 км, где расположен тропический аэрозольный резервуар. На рис. 3 в качестве примера приведена карта обратных траекторий, пришедших в Томск 13 июня 2011 года. Для этой даты профиль R(H) на рис.1 выделен квадратными маркерами. На рис.3 траектории, пришедшие в этот день в Томск на высотах 16-18 км выделены тёмным цветом. Только на этих высотах «пучки» обратных траекторий приходят из тропических и экваториальных широт. На рис. 4 приведен высотно-широтный профиль этих же траекторий, сопоставленный с данными Хитчмана по аэрозольной экстинкции.

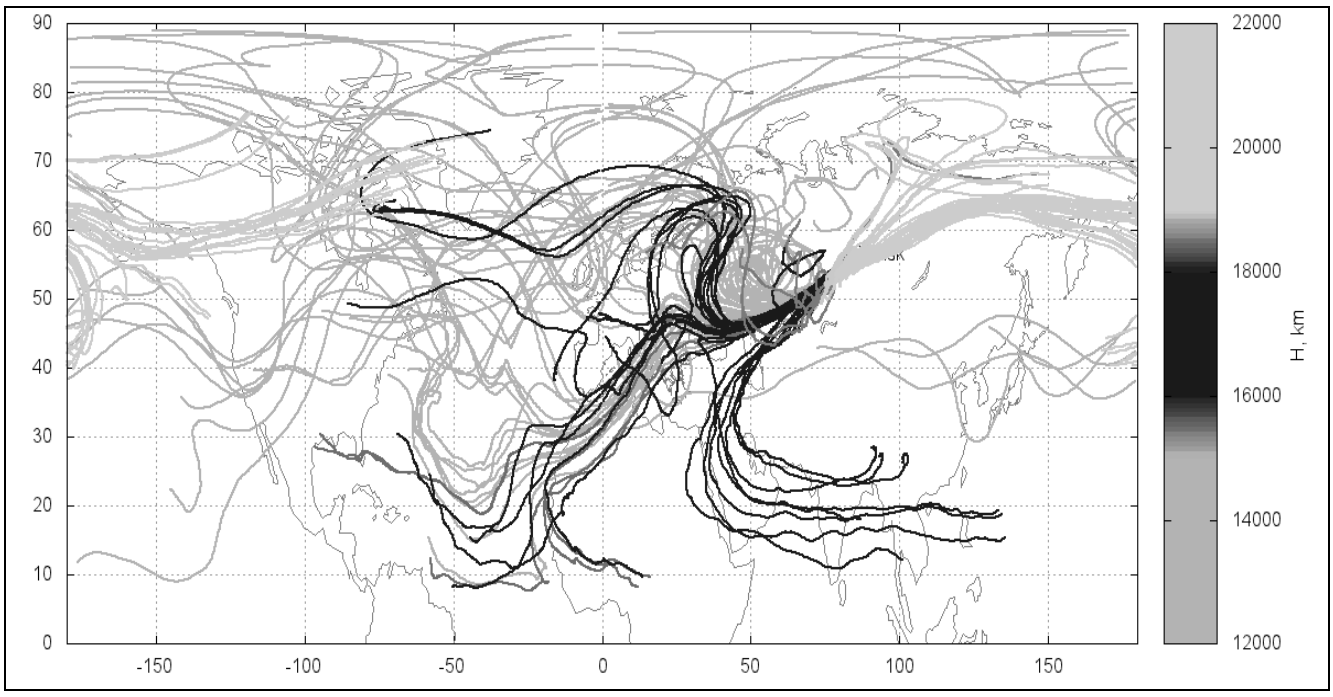


Рис.3. Карта обратных траекторий, пришедших в Томск 13 июня 2011 г. на высотах 12-22 км

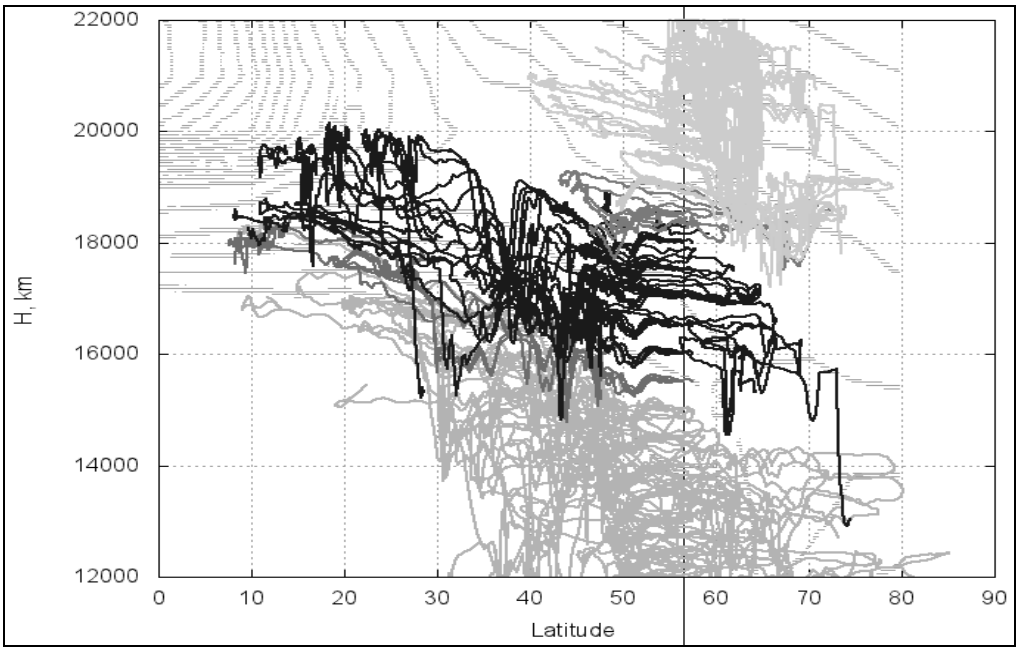


Рис.4. Высотно-широтный профиль траекторий, пришедших к Томску 13 июня 2011 г., приведенных на рис.3. Вертикальной линией указана широта Томска 56,5º. На заднем плане контурными линиями показаны данные по аэрозольной экстинкции из [2].

Высотно-широтный профиль траекторий на рис.4 показывает, что траектории на высотах 16-18 км за 20 суток пришли из тропической и экваториальной зон. Обратные траектории, пришедшие к Томску на высотах 19-25 км, в среднем двигались севернее широты Томска в коридоре 50-70º. Обратные траектории, пришедшие к Томску ниже максимума, приходят из обширного диапазона широт 30-70º. Сравнение с данными Хитчмана на рис.4 показывает, что траектории, вышедшие из тропического стратосферного резервуара аэрозоля, пришли к Томску 13 июня 2011 г. на высотах 16-18 км, где наблюдался диффузный аэрозольный пик (рис.1) с максимальным отношением рассеяния 1,14. Аналогичная картина обратных траекторий наблюдалась в течение всего лета 2011 года.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 13-05-01036а), программы Президиума РАН №16, Минобрнауки РФ (ГК №14.518.11.7053, соглашения № 14.B37.21.0612) и интеграционного проекта СО РАН №106.

Авторы благодарны Метеорологической службе Великобритании (UK Meteorological Office) за предоставленные данные.

1. *Маричев В.Н., Самохвалов И.В*. Лидарные наблюдения аэрозольных вулканических слоев в стратосфере Западной Сибири в 2008-2010 гг. // Оптика атмосферы и океана.2011. Т. 24. № 3. С.224-231.
2. *Hitchman M.H., McKay M., Trepte C.R.* A climatology of stratospheric aerosol // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. D10. P.20689-20700.
3. *Черемисин А.А., Маричев В.Н., Новиков П.В*. Лидарные наблюдения вулканического аэрозоля в атмосфере над Томском. // Метеорология и гидрология. 2011. № 9. С.46–56.

ОЦЕНКА ЭФФЕКТИВНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ СПЕКТРОГРАФА SHAMROCK SR-303I ДЛЯ РЕГИСТРАЦИИ ИЗЛУЧЕНИЯ ВЕРХНЕЙ АТМОСФЕРЫ В СРЕДНИХ И ВЫСОКИХ ШИРОТАХ

А.Б. Белецкий, А.В. Михалев, М.А. Тащилин, А.В. Татарников

Институт солнечно-земной физики СО РАН

beletsky@iszf.irk.ru; mikhalev@iszf.irk.ru; miketash@iszf.irk.ru; andrey@iszf.irk.ru;

Ключевые слова: атмосферные эмиссии, спектрометр, геомагнитная буря

Для наблюдения спектрального состава собственного излучения верхних слоев атмосферы необходима светосильная и высокочувствительная регистрирующая аппаратура. Специального оборудования для этих целей промышленностью не производится. Нами была проведена оценка возможности применения универсального спектрографа Shamrock SR-303i для регистрации излучения верхней атмосферы в средних и высоких широтах на примере данных, полученных с помощью спектрографа Shamrock SR-303i на среднеширотной обсерватории во время сильной геомагнитной бури 17 марта 2015 г. Сделан вывод что с помощью спектрометра возможна регистрации среднеширотного излучения ночного неба как в невозмущенных условиях так и во время среднеширотных сияний.

Для наблюдения спектрального состава собственного излучения верхних слоев атмосферы необходима светосильная и высокочувствительная регистрирующая аппаратура. В настоящее время не существует законченных схематических решений приборов, серийно выпускаемых промышленностью и пригодных для любых видов измерений. Такая аппаратура, как правило, разрабатывается исследователями в отдельных экземплярах (или малыми сериями) для решения конкретных проблем измерений. Это в полной мере относится и к исследованиям свечения земной верхней атмосферы [Шефов и др., 2006].

Существуют отдельные зарубежные производители (например, KEO Scientific http://www.keoscientific.com/), изготавливающие патрульные спектрометры для регистрации спектрального состава полярных сияний. Однако, их чувствительности недостаточно для работы с хорошим временным разрешением в средних широтах и для исследований быстрых процессов в излучении авроральной верхней атмосферы, например, для исследования спектрального состава оптических вспышек.

Спектральное оборудование для исследования спектрального состава собственного излучения верхней атмосферы Земли было создано в 50-х годах прошлого века и использовалось во время Международного геофизического года (1957 - 1958 гг) [Шефов и др., 2006]. Это оборудование обладает высокой светосилой (до 1:1) и используется до сих пор в связке с современными системами регистрации. Однако оно обладает рядом недостатков: ограниченное количество выпущенных приборов, зачастую их неудовлетворительное

техническое состояние, сложности в автоматизации процесса измерений, большие массогабаритные характеристики, затрудняющие их использование в полевых условиях.

Целью работы являлся подбор и оценка работоспособности современного оборудования для регистрации спектрального состава оптического излучения верхней атмосферы Земли в средних и высоких широтах. Для оборудования были сформулированы следующие основные требования:

1. Чувствительность прибора не хуже 10 Рл при экспозиции 30 секунд в видимом спектральном диапазоне.
2. Регистрируемый спектральный диапазон 400 - 1700 нм.
3. Спектральное разрешение не хуже 0,1 нм.
4. Полностью автоматический режим наблюдений.
5. Предварительная обработка и передача данных в режиме реального времени.

Было предложено использовать для регистрации спектрального состава излучения верхней атмосферы Земли универсальный спектрометр мелкосерийного производства. В результате поиска подходящего оборудования был обнаружен вариант в фирме Andor Technology Ltd (http://www.andor.com/spectrograph/shamrock-spectrograph-series/shamrock-303i).

Оборудование было приобретено в конце 2014 г. для установки на выносном пункте “Исток” (г. Норильск). Для проверки работоспособности, создания и отладки методики измерения и системы предварительной обработки и передачи данных прибор был запущен в опытную эксплуатацию в Геофизической обсерватории (ГФО) ИСЗФ СО РАН (Республика Бурятия, Тункинская долина, с. Торы (51° с.ш.,103° в.д.)). В настоящее время прибор работает в следующей конфигурации:

1. Базовый блок спектрографа SR-303i-B, фокусное расстояние 303 мм, относительное отверстие 1:4, два выхода для фоточувствительных узлов.
2. Автоматическая поворотная турель для смены дифракционных решеток.
3. Автоматическая входная щель.
4. Автоматический затвор.
5. Обрезающий фильтр СЗС-24.
6. Дифракционные решетки
    1. SR3-GRT-0600-1200 (600л/мм, блеск 1200 нм).
    2. SR3-GRT-1200-0500 (1200л/мм, блеск 500нм)
    3. SR3-GRT-2400-0300 (2400л/мм, блеск 300нм)

b. Фоточувствительный узел Andor DU420A-BV, интерфейс USB, формат 1024x256 пикселей, размер пикселя 26x26 мкм, минимальная температура -100°C.

c. Программный пакет управления оборудованием, сбора и обработки данных Solis.

В настоящее время прибор работает круглосуточно, то есть и в ночное и в дневное время, автоматически, в зависимости от времени суток, меняя параметры регистрации. В темное время суток измерения проводятся в следующей конфигурации:

- Дифракционная решетка SR3-GRT-1200-0500 (1200 шт/мм, блеск 500 нм).
- Ширина входной щели 200 мкм.
- Ориентация и поле зрения прибора примерно соответствует спектрографу САТИ-1М (ориентирован на север с зенитным углом ~ 60 градусов. Поле зрения ~25º вдоль входной щели и ~0,5º поперек).
- Полный вертикальный биннинг.
- Экспозиция 1 с. Количество кадров в серии - 30.
- Обрезающий фильтр СЗС-24.
- Полный рабочий спектральный диапазон 492 - 896 нм. Одновременно регистрируется спектральный диапазон шириной ~60 нм. Полный спектральный диапазон регистрируется за 8 этапов.

Геомагнитная обстановка 17 марта 2015 г позволила проверить работу спектрометра в условиях авроральной атмосферы находясь в средних широтах. По значению индекса dst, который коррелирует с интенсивностью среднеширотных сияний [Трутце, 1973; Rassoul et al., 1992; Лобзин, Павлов, 1998; Михалев и др., 2004], последняя буря такой силы была зафиксирована 15 мая 2005 года [Михалев, 2013]. То есть в настоящий момент это самая сильная буря по индексу Dst в 24 солнечном цикле.

На рисунке 1 приведены данные спектрометра с экспозицией 30 с в спектральном диапазоне 500 -900 нм, зарегистрированные в 15:40 UT 16, 17 и 18 марта 2015 г.

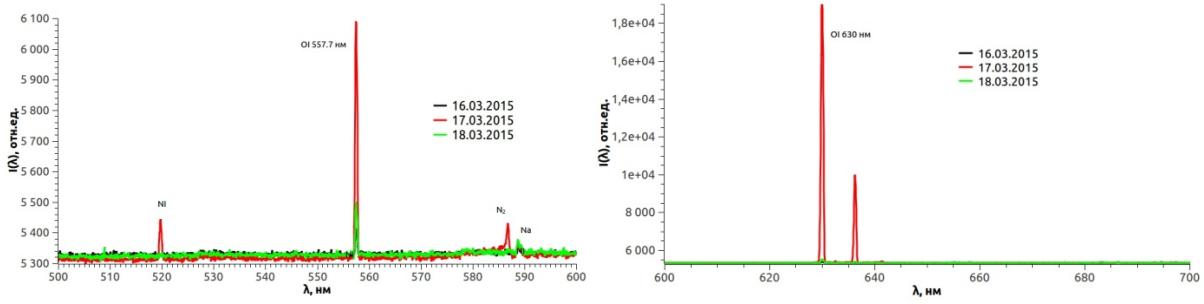


Рис. 1 Интенсивность излучения ночного неба в спектральном диапазоне 500 -700 нм 16, 17 и 18 марта 2015 г около 15:40 UT. Экспозиция 30 с.

На Рис. 2 представлен временной ход интенсивности эмиссии 630 нм полученный с помощью приборов САТИ-1М и Shamrock-303i 17 марта 2015 г.

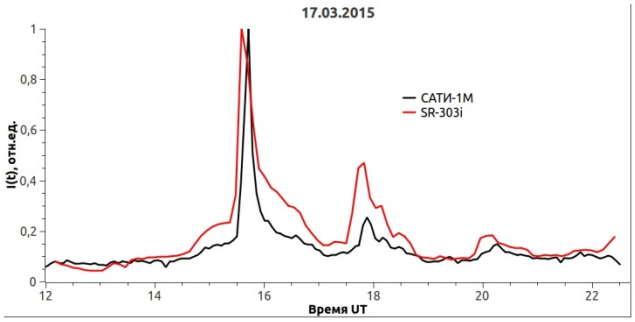


Рис. 2 Временной ход интенсивности эмиссии 630 нм полученный с помощью приборов САТИ-1М и Shamrock-303i

По данным прибора САТИ-1М (http://atmos.iszf.irk.ru/ru/data/spectr), установленного в ГФО и практически соответствующего прибору sr-303i по направлению визирования и полю зрения, средняя интенсивность эмиссии OI 557.7 нм 16 и 17 марта 2015 г составляла 50 Рл и 180 соответственно. Значения для эмиссии OI 630 нм 248 Рл и 832 Рл. Прибор sr-303i уверенно регистрировал излучение эмиссионных линий атомарного кислорода 557.7 нм и 630 нм в невозмущенных условиях 16 марта (при экспозиции 30 с 0,68 Рл и 7,5 Рл на отсчет АЦП для линий 557.7 нм и 630 нм соответственно) и без изменения параметров работал в условиях среднеширотного сияния 17 марта 2015 г.

Выводы

1. С помощью спектрометра sr-303i возможно проводить ночные и дневные спектральные наблюдения излучения неба в полностью автоматическом режиме. Изменение параметров наблюдения (ширина входной щели, измеряемый спектральный диапазон, экспозиция) осуществляются автоматически в зависимости от времени суток.
2. Чувствительность спектрометра достаточна для регистрации среднеширотного излучения ночного неба в невозмущенных условиях. При этом динамический диапазон достаточно широк для регистрации излучения ночного неба во время среднеширотного сияния без изменения параметров регистрации.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект №14-37-00027)

Список литературы

1. Шефов Н.Н., Семенов А.И., Хомич В.Ю. Излучение верхней атмосферы – индикатор ее структуры и динамики. Москва. ГЕОС. 2006. 740 с.
2. Трутце Ю.Л. Верхняя атмосфера во время геомагнит- ных возмущений // Полярные сияния и свечения ночного неба. М.: Наука, 1973. № 20. С. 5–22.
3. Rassoul H.K., Rochrbaugh R.P., Tinsley B.A. Low-latitude particle precipitation and associated local magnetic disturbance // J. Geophys. Res. A. 1992. V. 97, N. 4. P. 4041–4052.
4. Лобзин В.В., Павлов А.В. Связь интенсивности свече- ния субавроральных красных дуг с солнечной и геомаг- нитной активностью // Геомагнетизм и аэрономия. 1998. Т. 38, № 3. С. 49–61.
5. Михалев А.В, Белецкий А.Б, Костылева Н.В., Черниговская М.А. Среднеширотные сияния на юге Восточной Сибири во время больших геомагнитных бурь 29–31 октября и 20–21 ноября 2003 г. // Косм. иссл. 2004. Т. 42, № 6. С. 616–621.
6. Михалев А.В. Среднеширотные сияния в Восточной Сибири в 1991-2012 // Солнечно-земная физика. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2013. Вып.24(137). С. 78-83.

ИСТОЧНИК ХЛОРА В АНТАРКТИЧЕСКОЙ СТРАТОСФЕРЕ

В.В. Зуев, Н.Е. Зуева, Е.С. Савельева

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт мониторинга климатических и экологических систем
Сибирского отделения Российской академии наук

vvzuev@imces.ru, vzuev@list.ru, sav@imces.ru

Ключевые слова: озоновая дыра, вулкан Эребус, хлороводород.

Интегральное содержание хлороводорода, основного реагента, участвующего в формировании озоновой дыры, над Антарктидой практически в 2 раза превышает его содержание над другими точками Земли. По многолетним средним значениям максимальной весенней концентрации монооксида хлора в стратосфере над антарктической станцией Scott Base оценено количество хлороводорода, необходимое для образования озоновой дыры. В качестве его источника рассмотрен антарктический вулкан Эребус.

В 1984 г. британские ученые, работающие на антарктической станции Halley Bay, обнаружили понижение общего содержания озона (ОСО) на 40% по сравнению с предыдущим годом. Это явление, названное "озоновой дырой", они объяснили усилением хлорного каталитического цикла разрушения озона из-за техногенных фреонов [1]. Полная схема реакций, описывающих разрушение озона в весенней полярной стратосфере, была представлена в работе [2]. Согласно предложенной модели фреоны, попадая в стратосферу в экваториальной области, переходят в устойчивый к УФ излучению хлорнитрат $ClONO_2$:

$$CFCl_3 + h\nu\ (\lambda<240\ \text{нм}) \rightarrow CFCl_2\cdot + Cl\cdot \quad (1)$$

$$Cl\cdot + O_3 \rightarrow ClO\cdot + O_2, \quad (2)$$

$$ClO\cdot + O \rightarrow Cl\cdot + O_2, \quad (3)$$

$$ClO\cdot + NO_2 + M \rightarrow ClONO_2 + M\ ^{1}. \quad (4)$$

Перемещаясь в результате меридионального переноса в стратосфере из тропиков в полярные области, $ClONO_2$ в весенний период реагирует с хлороводородом HCl на поверхности частиц полярных стратосферных облаков (ПСО), образующихся в зимний период при низких температурах внутри циркумполярного вихря:

$$ClONO_2 + HCl \rightarrow Cl_2 + HNO_3. \quad (5)$$

Высвобождаемая при этом молекула хлора Cl_2 под действием солнечного излучения фотодиссоциирует на атомы, инициирующие хлорный цикл разрушения озона.

Согласно данной модели основным источником хлора в антарктической стратосфере является $ClONO_2$, образующийся из фреонов в экваториальной области, где они попадают в стратосферу. Однако это не согласуется с широтным распределением основных резервуаров

[1] В реакциях (1) и (4) $h\nu$ – энергия кванта света – фотона, а M – некоторый третий атом или молекула, для отвода энергии.

хлора, HCl и $ClONO_2$, в стратосфере. На рис. 1 представлены среднемесячные значения интегрального содержания HCl и $ClONO_2$, полученные по данным NDACC [3], над 4-мя станциями, выбранными в разных точках Земли: Антарктиде (Arrival Heights), Новой Зеландии (Lauder), Швейцарии (Jungfraujoch) и Норвегии (Harestua). Интегральное содержание HCl и $ClONO_2$ характеризует главным образом их концентрацию в стратосфере. Из рис. 1 видно, что $ClONO_2$ достаточно равномерно распределен в стратосфере обоих полушарий и имеет значения примерно в 3,5 р. ниже среднего уровня HCl (за пределами Антарктиды). В свою очередь в распределении HCl в стратосфере наблюдается значительное превышение над Антарктидой, в то время как его содержание над остальными точками Земли характеризуется близкими значениями. При этом над Антарктидой наблюдается ярко выраженный внутригодовой ход HCl. Период измерений на антарктической станции Arrival Heights длится с сентября по апрель. В зимний период основная часть HCl адсорбируется на ПСО, поэтому в сентябре еще проявляется его минимум, также обоснованный реакциями с $ClONO_2$. В октябре содержание HCl в антарктической стратосфере восстанавливается за счет испарения частиц ПСО и взаимодействия атомарного хлора с метаном CH_4. Среднее интегральное содержание HCl над Антарктидой (с октября по апрель, по данным станции Arrival Heights) составляет $7{,}1 \cdot 10^{15}$ молек./см^2, что в 1,8 р. выше среднего значения HCl над другими точками Земли (по данным станций Lauder, Jungfraujoch и Harestua) и в 6,2 р. выше содержания $ClONO_2$ над Антарктидой. Таким образом, основываясь на рис. 1 можно сделать 2 вывода: 1) основная часть хлора над Антарктидой находится в форме HCl, сезонные вариации которого хорошо согласуются с весенним разрушением стратосферного озона, и 2) завышенное по отношению к другим станциям содержание HCl над Антарктидой можно объяснить только наличием там его источника.

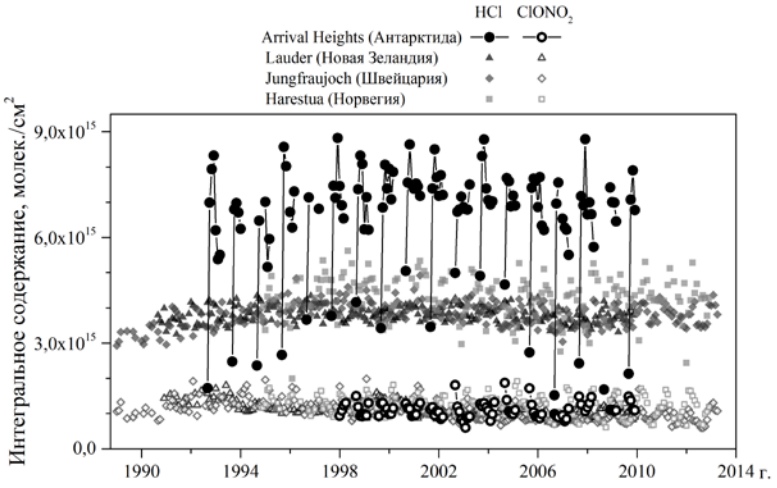


Рис. 1. Среднемесячные значения интегрального содержания HCl и $ClONO_2$ над станциями Arrival Heights (77,8° ю.ш., 166,7° в.д.), Lauder (45,0° ю.ш., 169,7° в.д.), Jungfraujoch (46,5° с.ш., 8,0° в.д.) и Harestua (60,2° с.ш., 10,7° в.д.)

Разрушение озона в весенний период над полярными регионами в основном происходит по реакции с атомарным хлором (2), продуктом которой является монооксид хлора ClO. В условиях ранней весны, при недостатке солнечной радиации, реакции фотолиза кислорода не протекают и восстановление атомарного хлора из ClO по реакции (3) невозможно. При этом значительно снижается эффективность протекания реакции (4) из-за денитрификации антарктической стратосферы. Поэтому весной над Антарктидой одновременно с сильным понижением стратосферного озона наблюдается рост концентрации ClO и по его максимуму можно рассчитать количество HCl, необходимое для образования озоновой дыры. Согласно реакциям мольное отношение ClO к HCl составляет 2 : 1. Тогда концентрацию HCl в высотном диапазоне основных потерь озона (~ 14–22 км) можно рассчитать по формуле:

$$C_{HCl} = \frac{\varphi_{ClO} M_{HCl} P_{возд.}}{2RT_{возд.}}, \qquad (6)$$

где φ_{ClO} – объемная доля ClO, M_{HCl} – молярная масса HCl, $P_{возд.}$ – среднее давление воздуха (~$4{,}53 \cdot 10^3$ Па согласно барометрической формуле), R – универсальная газовая постоянная, $T_{возд.}$ – средняя температура воздуха (~ 187 К для сентября). Объемная доля ClO, полученная по усредненным за 1996–2012 гг. значениям максимальной весенней концентрации ClO в стратосфере, в высотном диапазоне 14–22 км над антарктической станцией Scott Base (77,9° ю.ш., 166,8° в.д.) по данным NDACC [3], составляет $1{,}2 \cdot 10^{-9}$. Тогда, согласно (6), $C_{HCl} = 6{,}4 \cdot 10^{-8}$ г/м^3. С учетом средней площади озоновой дыры за последние 20 лет для сентября (~ 22,6 млн. км^2 [4]) и высотного диапазона разрушения озона (~ 14–22 км) получим средний объем озоновой дыры ~ 180,8 млн. км^3. Если предположить, что HCl равномерно распределяется во всем объеме озоновой дыры, то необходимая для ее образования масса HCl составит 11,5 кт.

Наиболее вероятным источником HCl в Антарктиде является действующий вулкан Эребус (77,5° ю.ш., 167,2° в.д.; высота – 3,8 км). Его активность выражается в ежедневной дегазации, при этом высота газовой струи может достигать около 2 км от высоты кратера. Преобладающими компонентами газовых выбросов Эребуса являются водяной пар H_2O, углекислый газ CO_2, диоксид серы SO_2 и хлороводород HCl с мольными долями 0,58, 0,36, 0,01 и 0,01 соответственно [5]. Выбросы SO_2 и H_2O способствуют образованию сернокислотного аэрозоля, играющего роль ядер конденсации частиц ПСО. В свою очередь, выбросы HCl адсорбируются на частицах ПСО, где в результате реакции с $ClONO_2$ высвобождается Cl_2. Среднегодовой объем выбросов HCl составляет 18,6 кт [6], что покрывает оцененную выше величину необходимой для образования озоновой дыры массы HCl. Поскольку вулкан Эребус характеризуется относительно небольшой высотой парогазовых извержений, то перемещение

его выбросов в стратосферу осуществляется в основном в высоких циклонах, дрейфующих над Антарктидой с марта по октябрь. На рис. 2 приведена характерная траектория перемещения воздушных масс в высоком циклоне от вулкана Эребус в стратосферу, рассчитанная по модели NOAA HYSPLIT (с опцией remap MSL to AGL) [7] с использованием архивных данных NOAA GDAS с пространственным и временным разрешением 0,5 градуса и 3 часа соответственно. На рис. 2 видно, что в результате вихревого подъема происходит хорошее горизонтальное и вертикальное перемешивание воздушных масс внутри циркумполярного вихря в границах наблюдаемой озоновой дыры (показаны пунктиром).

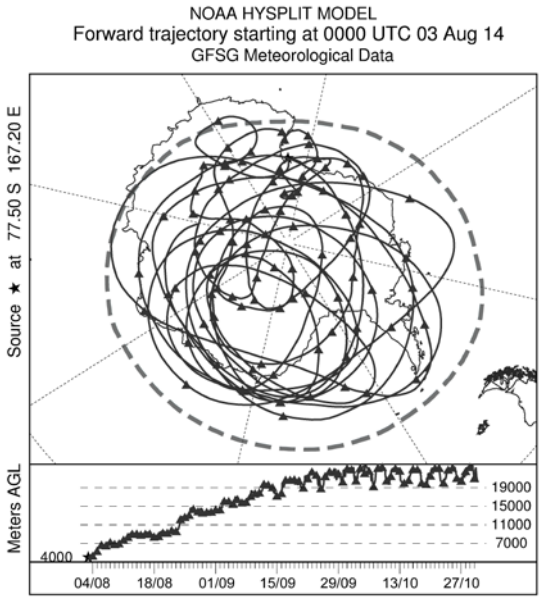


Рис. 2. Траектория движения воздушных масс над Антарктидой с началом от координат и высоты вулкана Эребус за период с 3 августа по 30 октября 2014 г.; пунктиром показана область озоновой дыры в сентябре 2014 г.

Подтверждением подъема продуктов извержений вулкана Эребус на стратосферные высоты является факт регистрации аэрозольных частиц KCl, идентифицированных как вулканогенные выбросы Эребуса, во время самолетных наблюдений на высоте 8 км в октябре 1989 г. на всем маршруте в диапазоне 77–89° ю.ш. и 165° в.д [8].

Список литературы

1. Farman J.C., Gardiner B.G., Shanklin J.D. Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClOx/NOx interaction // Nature. 1985. V. 315. N 6016. P. 207–210.
2. Solomon S., Garcia R.R., Rowland F.S., Wuebbles D.J. On the depletion of Antarctic ozone // Nature. 1986. V. 321. N 6072. P. 755–758.
3. NOAA’s National Weather Service. Network for the Detection of Atmospheric Composition Change. URL: http://www.ndsc.ncep.noaa.gov/.
4. NASA Goddard Space Flight Center. Ozone Hole Watch. Images, Data, and information for the Southern Hemisphere. URL: http://ozonewatch.gsfc.nasa.gov/meteorology/SH.html.

5. Oppenheimer C., Kyle P.R. Probing the magma plumbing of Erebus volcano, Antarctica, by open-path FTIR spectroscopy of gas emissions // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2008. V. 177. N 3. P. 743–754.
6. Савельева Е.С., Зуев В.В., Зуева Н.Е. Вулкан Эребус – ключевой фактор усиления антарктической озоновой дыры // Химия уст. разв., 2014. Т. 22. № 5. С. 541–547.
7. Draxler R.R., Hess G.D. An overview of the HYSPLIT_4 modeling system for trajectories, dispersion, and deposition // Aust. Meteorol. Mag. 1998. V. 47. N 4. P. 295–308.
8. Chuan R.L. Dispersal of volcano-derived particles from Mount Erebus in the Antarctic atmosphere // Volcanological and Environmental Studies of Mount Erebus, Antarctica. Washington, D.C.: AGU, 1994. P. 97–102.

ФЛУОРЕСЦЕНТНЫЕ ПАРАМЕТРЫ ЛИСТЬЕВ ДЕРЕВЬЕВ И КУСТАРНИКОВ В ПЕРИОД НЕБЛАГОПРИЯТНЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕКИХ УСЛОВИЙ В КРАСНОЯРСКЕ

Е.Н. Заворуева[1], В.В. Заворуев[1,2]

[1]Сибирский федеральный университет, Красноярск;

[2]Институт вычислительного моделирования СО РАН, Красноярск

zavorueva_elena@mail.ru, valzav@icm.krasn.ru,

Ключевые слова: флуоресценция, НМУ, квантовый выход.

Аннотация. На фоне высокого уровня загрязнения атмосферы г. Красноярска выявлено влияние неблагоприятных метеорологические условий (НМУ), создавшихся 6-12 августа 2013, на флуоресцентные параметры листьев *Prinsepia sinensis*, *Amelanchier florida*, *Crataegus chlorocarca*. Однако, это антропогенное явление не вызвало достоверных изменений флуоресценции *Acer negundo*, *Betula pendula*.

Деревья и кустарники в городских условиях выполняют много экологических функций. Одна из них связана с очисткой атмосферного воздуха от взвешенных веществ. Степень очистки зависит от вида растений. Этому вопросу посвящено много работ [1]. Гораздо меньше исследований посвящено изучению влияния поллютантов, таких как взвешенные вещества, на фотосинтетические процессы в листьях высших растений [2].

Взвешенные вещества являются одним из приоритетных загрязнителей атмосферы города Красноярска. В 2012 и 2013 годах средняя концентрация этих веществ составляла 0,228 мг/м^3 и 0,156 мг/м^3 соответственно [3]. При неблагоприятных метеорологических условиях (НМУ) концентрация этого поллютанта возрастает, достигая значения максимальной разовой концентрации 3,5 мг/м^3 [3]. В 2013 году НМУ наблюдались в течение 27 дней (из них семь дней в период 6-12 августа). Нам не удалось найти работ, посвященных исследованию влияния НМУ на фотосинтетический аппарат растений, которые вегетируют в условиях высокого уровня загрязнения атмосферы ($ИЗА_5$ в Красноярске во втором и третьем квартале 2013 года составлял 13,3 и 15,2 соответственно).

Поскольку, с одной стороны, период НМУ короче, чем период вегетации растения, а с другой стороны, концентрация взвешенных веществ при НМУ возрастают в 16-22 раза по сравнению со среднегодовыми концентрациями, то для выявления реакции фотосинтетических процессов растений на кратковременное воздействие высокой концентрации поллютанта был использован флуоресцентный метод. Результаты исследований представлены в этой работе.

Материал и методы исследования

Объектом исследования являлись листья боярышника зеленомясного (*Crataegus chlorocarca M.*), принсепия китайская (*Prinsepia sinensis*), ирга обильноцветущая (*Amelanchier*

florida Lindl), клён ясенелистный (*Acer negundo*), берёза повислая (*Betula pendula*). Деревья и кустарники росли на территории дендрария Института леса СО РАН (Академгородок, Красноярск). Пробы собирали в мае-сентябре 2013 года.

Для получения флуоресцентных параметров листьев деревьев использовали модулирующий импульсный флуориметр PAM (Junior PAM, “Heinz Walz GmbH”, Германия). Измерение проводили после 15 минутой темновой адаптации листьев. Регистрацию «быстрой световой кривой» [4] осуществляли в двух диапазонах светового потока 0-420 и 125-1500 мкмоль фотонов $м^{-2}·с^{-1}$, время световой экспозиции на заданном уровне интенсивности составляло 20 с. Индукционные кривые регистрировали при интенсивностях света, равных 125 и 820 мкмоль фотонов $м^{-2}·с^{-1}$. Обозначения и определение фотосинтетических параметров приведены в соответствии с общепринятой номенклатурой [5].

Результаты и их обсуждение

На основе «быстрой световой кривой» программа, прилагаемая к PAM-флуориметру, определяет коэффициент максимальной утилизации световой энергии (параметр α). Его величина рассчитывается как коэффициент линейной регрессии, построенной по точкам, лежащим на светолимитированном участке «быстрой световой кривой». Ход этой кривой зависит от условий окружающей среды [6], а параметр α характеризует фотосинтетический потенциал листьев растений.

На рисунке 1 показано изменение параметра α в процессе вегетации растений. Четко видно снижение среднего значения α, приходящегося на третий день воздействие смога (8 августа) на листья принсепии. Такое же снижение было зарегистрировано в листьях боярышника и ирги. В то же время достоверного влияния на листья березы и клена не было отмечено.

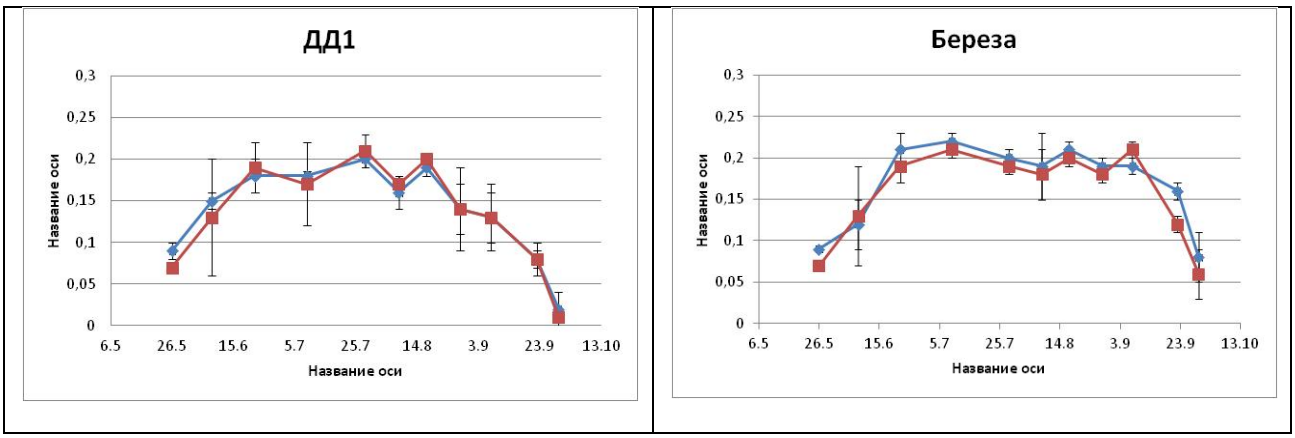


Рис. 1. Динамика параметра α в процессе вегетации листьев принсепии китайской (слева) и березы (справа). Измерения проведены в двух диапазонах светового потока 0-420 (L) и 125-1500 (H) мкмоль фотонов $м^{-2}·с^{-1}$

Другими важными параметрами, характеризующими фотосинтетический аппарат растений, являются квантовый выход второй фотосистемы (Y(II)). Этот параметр определяли по индукционным кривым, измеренным при двух световых режимах (рис. 2).

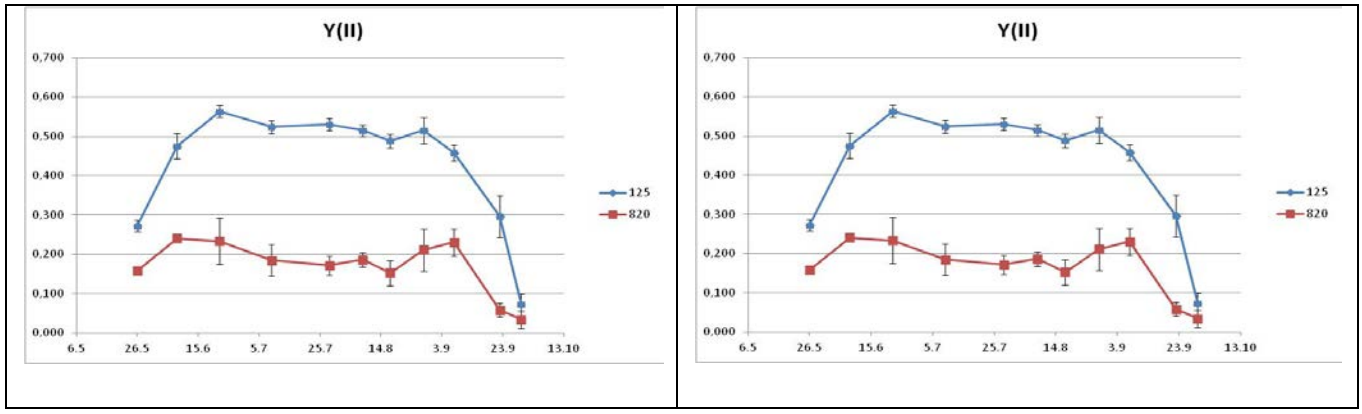


Рис. 2. Динамика Y(II), определенного по индукционным кривым, листьев ирги (слева) и клена (справа).

В период НМУ квантовый выход флуоресценции снижался в листьях принсепии, боярышника и ирги. В то время как подобного не наблюдалось в листья березы и клена.

6-8 августа 2013 года на всех постах Среднесибирского УГМС зарегистрировано превышение предельно допустимой максимальной разовой концентрации ($ПДК_{МР}$) взвешенных веществ в 5,2 раза. А на автоматизированных постах наблюдения (АПН) Центра реализации мероприятий по природопользованию и охране окружающей среды Красноярского края - в 1,5 раза и более (табл. 1). Характерно, что высокий уровень загрязнения был зарегистрирован за городской чертой в п. Березовка и д. Кубеково (табл. 1).

Таблица 1. Концентрация PM_{10} в мг/м^3 на АПН в июле и августе 2013 года

Местоположение станции наблюдения	Время измерение		
	26-28 июля	6-8 августа	15-17 августа
мкр. Северный	0,137±0,031	0,507±0,073	0,008±0,007
мкр. Солнечный	0,109±0,020	Нет данных	0,036±0,006
мкр. Черемушки	0,065±0,026	0,443±0,071	0,032±0,012
п. Березовка Березовского района	0,044±0,031	0,261±0,030	0,008±0,008
д. Кубеково Емельяновского района	0,032±0,029	0,477±0,089	0,024±0,020

Из сказанного следует, что загрязнение атмосферы взвешенными веществами наблюдалось как во всем городе, так и за его пределами. Концентрация PM_{10} в период НМУ превышала среднегодовую концентрацию более чем в 10 раз, а по взвешенным веществам

более чем в 17 раз. Такого масштабного и высокого уровня загрязнения не было зарегистрировано в периоды 26-28 июля и 15-17 августа (28 июля и 17 августа - контрольные измерения флуоресценции листьев).

Естественно, что не сами неблагоприятные метеорологические условия влияют на растения, а вещества, накапливающиеся в атмосфере в результате образования этого явления. На постах наблюдения Среднесибирского УГМС ежедневный мониторинг загрязнения воздушной среды ведется по 14-ти параметрам: взвешенные вещества, оксид углерода, диоксид азота, оксид азота, гидрофторид, аммиак, формальдегид, бензол, ксилол, толуол, этилбензол, фенол, сероводород, гидрохлорид. Анализ литературных данных [1, 2, 7-9] и концентраций поллютантов в период НМУ позволил сделать предположение, что частицы PM_{10} оказывают влияние на флуоресценцию растений.

Заключение

С помощью импульс модулирующей флуориметрии установлено, что в период НМУ угнетаются фотосинтетические процессы листьев боярышника зеленомясного, принсепии китайской, ирги обильноцветущуй. Клён ясенелистный и берёза повислая устойчивы к воздействию высоких концентраций поллютантов.

1. *Songa Y, Maherb B.A., Lia F, Wanga X., Suna X., Zhanga H.* Particulate matter deposited on leaf of five evergreen species in Beijing, China: Source identification and size distribution // Atmospheric Environment. 2015. V. 105. P. 53–60.
2. *Przybysz A., Popek R., Gawrońska H., Grab K., Łoskot K., Wrochna M., Gawrońsk S.W.* Efficiency of photosynthetic apparatus of plants grown in sites differing in level of particulate matter // Acta Sci. Pol., Hortorum Cultus. 2014. V. 13. № 1. P. 17-30.
3. Государственный доклад "О состоянии и охране окружающей среды в Красноярском крае за 2013 год". Красноярск, 2014. 282 с.
4. *Ralph P.J., Gademann R.* Rapid light curves: a powerful tool to assess photosynthetic activity // Aquat. Bot. 2005. V. 82. P. 222–237.
5. *MacInture H.L., Kana T., Anning T., Geider R.* Photoacclimation of photosynthesis irradiance response curves and photosynthetic pigments in microalgae and cyanobacteria // J. Phycol. 2002. V. 38. № 1. P. 17–38.
6. *Li Q.-M., Liu B.-B., Wu Y., Zou Z.-R.* Interactive effects of drought stresses and elevated CO_2 concentration on photochemistry efficiency of cucumber seedlings // Journal of Integrative Plant Biology. 2008. V. 50. P. 1307–1317.
7. *Prajapati S.K.* 2012. Ecological effect of airborne particulate matter on plants. // Environmental Skeptics and Critics. 2012. V. 1. № 1. P. 12-22.
8. *Prajapati S.K., Tripathi B.D.* Seasonal Variation of leaf dust accumulation and pigment content in plant species exposed to urban particulates pollution // Journal of Environmental Quality. 2008. V. 37. P. 865-870.
9. *Заворуева Е.Н., Заворуев В.В., Крум С.П.* Лабильность первой фотосистемы фототрофов в различных условиях окружающей среды. Красноярск: Сибирский федеральный университет, 2011. 152 с.

КОРРЕЛЯЦИЯ МАКСИМАЛЬНОЙ ИНТЕНСИВНОСТИ ФЛУОРЕСЦЕНЦИИ С ПИГМЕНТНЫМИ ХАРАКТЕРИСТИКАМИ ЛИСТЬЕВ БЕРЕЗЫ ПОВИСЛОЙ

В.В. Заворуев[1,2], Е.Н. Заворуева[2]

[1]Институт вычислительного моделирования СО РАН, Красноярск;

[2]Сибирский федеральный университет, Красноярск

valzav@icm.krasn.ru, zavorueva_elena@mail.ru

Ключевые слова: флуоресценция, хлорофилл, каротиноиды.

Аннотация. С помощью флуориметра Junior PAM (Heinz Walz GmbH, Германия) исследованы флуоресцентные параметры листьев *Betula pendula*. Установлена линейная зависимость максимальной флуоресценции (Fm) листьев от отношения концентрации суммы хлорофиллов к концентрации пигментов. Такая зависимость обнаружена как для проб, собранных на протяжении всего вегетационного периода, так и для одновременного отбора разноцветных листьев.

Ранее нами было установлено, что характер зависимости максимальной флуоресценции (Fm) растений от концентрации хлорофиллов зависит от метода отбора проб [1]. Таких методов два. Один заключается в одномоментном сборе листьев растений с различной цветовой окраской [2], а другой – в процессе вегетации [3, 4]. Первый метод может быть реализован, когда на деревьях появляются разноцветные листья. В 2014 году на территории красноярского дендрария такие листья появились на березе повислой к концу августа. Разноцветье наблюдалось до середины сентября. В этот период были проведены три серии измерений флуоресцентных параметров (в том числе максимальной флуоресценции (Fm)), концентрации хлорофиллов и каротиноидов. Кроме того, аналогичные измерения были сделаны в процессе вегетации березы (тринадцать серий).

В данной работе представлены зависимости Fm от пигментных характеристик.

Материал и методы исследования

Объектом исследования являлись листья трех деревьев берёзы повислой (*Betula pendula*). Деревья росли на территории дендрария Института леса СО РАН (Академгородок, Красноярск). В процессе вегетации пробы собирали в мае-сентябре 2014 года. Разноцветные листья обтирали 28 августа, 7 и 13 сентября.

Для измерение Fm использовали модулирующий импульсный флуориметр PAM (Junior PAM, “Heinz Walz GmbH”, Германия). Замеры проводили после 15 минут темновой адаптации листьев.

Пигменты экстрагировали этанолом. Спектры абсорбции записывали на спектрофотометре UVICON 943 (Contron Instruments, Италия). Концентрацию хлорофиллов и каротиноидов рассчитывали по [5].

Результаты и их обсуждение

С момента появления разноцветных листьев (конец августа) и до полного пожелтения кроны дерева происходит устойчивое сокращение светового периода и периодическое снижение температуры воздуха ниже 10 ^{o}C (рис. 1). Это приводит к снижению фотосинтеза [6] и, как следствие, к изменению концентрации пигментов. Происходит как снижение концентрации хлорофиллов (Хл), отношения концентрации суммы хлорофиллов к концентрации каротиноидов (Хл/Кар), так и Fm (рис. 2).

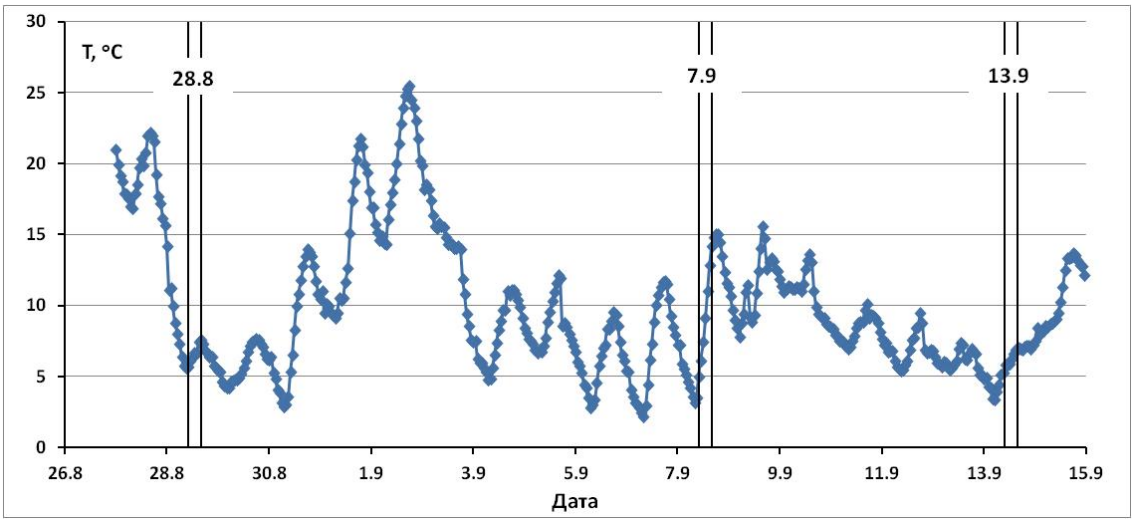


Рис. 1. Изменение температуры воздуха в Красноярске с 27 августа по 15 сентября 2014 года. Узкий промежуток между вертикальными линиями показывает температуру в период отбора разноцветных листьев: 28 августа, 7 и 13 сентября

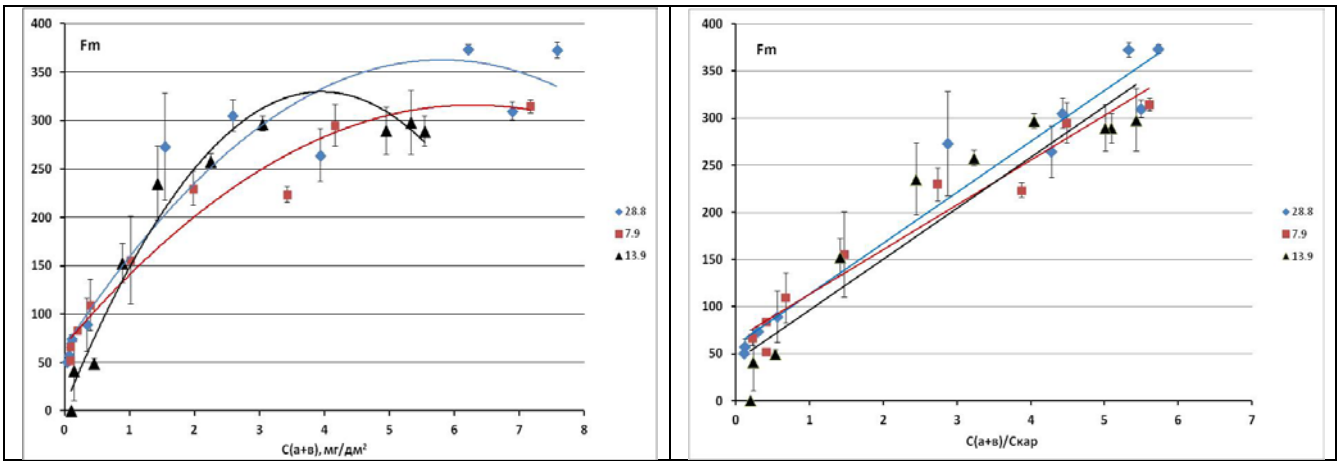


Рис. 2. Зависимость Fm от концентрации суммы хлорофиллов (слева) и от отношения концентраций суммы хлорофиллов к концентрации каротиноидов (справа) при одномоментном отборе проб 28 августа, 7 и 13 сентября

Зависимости Fm от концентрации Хл для листьев, отобранных 28 августа, 7 и 13 сентября, хорошо аппроксимируются квадратичными функциями 1-3, соответственно.

$y = -8{,}815x^2 + 102{,}36x + 65{,}767$ $R^2 = 0{,}91$ (1)

$y = -6{,}3x^2 + 79{,}091x + 67{,}824$ $R^2 = 0{,}95$ (2)

$y = -20{,}774x^2 + 164{,}35x + 4{,}8329$ $R^2 = 0{,}97$ (3)

Экстремумы уравнений 1-3 составляют 5,80; 6,28; 3,92 мг/дм^2. Если учесть, что точность определения концентрации хлорофиллов в наших экспериментах не превышает 8%, то можно говорить о достоверном различии экстремумов уравнений 1-3. А это означает, что зависимости Fm от концентрации Хл для листьев, отобранных 28 августа, 7 и 13 сентября, различны.

Следует обратить внимание на то, что зависимости Fm от Хл/Кар (рис. 2, слева) хорошо аппроксимируются линейными уравнениями 4-6.

$y = 54{,}007x + 59{,}462$ $R^2 = 0{,}95$ (4)

$y = 47{,}543x + 65{,}415$ $R^2 = 0{,}95$ (5)

$y = 54{,}073x + 42{,}009$ $R^2 = 0{,}89$ (6)

В доступной нам литературе не удалось найти линейной зависимости Fm от Хл/Кар ни для каких-либо видов растений. Объяснить полученную линейность мы попытаемся сделать в результате дальнейшей работы.

Зависимости Fm от Хл и Хл/Кар в процессе вегетации березы повислой представлены на рисунке 3. Они аппроксимируются уравнениями 7 и 8, соответственно.

$y = -4{,}2367x^2 + 64{,}539x + 90{,}137$ $R^2 = 0{,}83$ (7)

$y = 45{,}189x + 87{,}252$ $R^2 = 0{,}85$ (8)

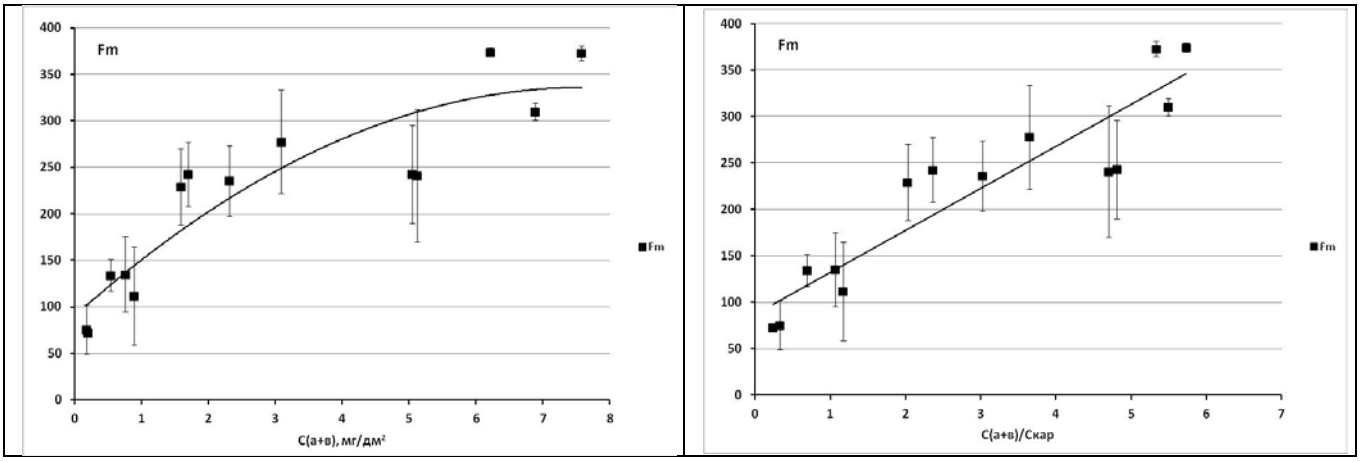


Рис. 3. Зависимость Fm от концентрации суммы хлорофиллов (слева) и от отношения концентраций суммы хлорофиллов к концентрации каротиноидов (справа) в процессе вегетации

Экстремум уравнения 7 составляет 7,62 мг/дм^2. Он достоверно отличается от экстремумов уравнений 1-3. Этот факт с одной стороны подтверждает сделанный нами ранее вывод [1] о том, что зависимость Fm от концентрации Хл зависит от способа проб, с другой

стороны дополняет его: ни одна зависимость Fm от концентрации Хл, полученная при одномоментном отборе проб, не совпадает с аналогичной зависимостью, полученной в процессе вегетации.

Зависимость Fm от Хл/Кар в процессе вегетации березы повислой описывается линейным уравнением 8, в котором в отличие от уравнений 4-6, наименьший коэффициент при переменной (45,189) и наибольшая константа (87,252).

С помощью ковариационного анализа (STATISTICA 6) был определен уровень значимости уравнений регрессии 4-6 и 8. Он равен 0,8444, что говорит об отсутствии значимых различий между четырьмя массивами данных зависимости Fm от Хл/Кар.

В работе [7] использовали измеритель хлорофилла SPAD-502, который позволяет измерять содержание хлорофилла в относительных единицах (Spad reading) ($Хл_{отн}$) в диапазоне 0-100. Была получена зависимость Хл/Кар от $Хл_{отн}$ (Fig 2b) и зависимость Fm от $Хл_{отн}$ (Fig 2b). Обе зависимости описываются экспоненциальной функцией. Следовательно, между Хл/Кар и Fm существует линейная связь. Этот факт служит косвенным доказательство существования линейной зависимости Fm от Хл/Кар для других растений (*C. canephora* Pierre).

Выводы

Три зависимости Fm от концентрации Хл, полученные при одномоментном отборе проб, достоверно отличаются экстремумами: в каждой серии наблюдений максимальные величины Fm наблюдаются при разных концентрациях суммы хлорофиллов.

Установлена линейная зависимость Fm от Хл/Кар. Характер этой связи не зависит от способа отбора листьев для анализа.

1. *Zavoruev V.V., Zavoruev E.N.* Ambiguous dependence of fluorescence intensity of trees on chlorophyll concentration // Proc. of SPIE. 2014, V. 9292. P. 92924R.
2. *Gitelson A.A., Buschmann C., Lichtenthaler H.K.* The Chlorophyll Fluorescence Ratio F735/F700 as an Accurate Measure of the Chlorophyll Content in Plants // Remote Sensing of Environment. 1999. V. 69. P. 296–302.
3. *Заворуев В.В., Заворуева Е.Н.* Флуоресценция листьев тополей, растущих вблизи автомобильных дорог // Оптика атмосф. и океана. 2011. Т. 24. № 5. С. 437-440.
4. *Заворуева Е.Н., Заворуев В.В.* Изменение отношения пиков красной флуоресценции хлорофилла листьев Populus balsamifera в процессе вегетации // Доклады РАН. 2002. Т. 387. № 2. С. 258–260.
5. *Wintermans I.F., De Mots A.* Spectrophotometric Characteristics of Chlorophyll *a* and *b* their Pheophytins in Ethanol // Biochim. Biophys. Acta. 1965. V. 109. P. 448 - 453.
6. *Sonoike K*. The Different Roles of Chilling Temperatures in the Photoinhibition of Photosystem I and Photosystem II // Photochem. Photobiol. B. Biol. – 1999. – V. 48. – P. 136–141.
7. Netto A., Campostrini E., Oliveira J., Bressan-Smith R. Photosynthetic pigments, nitrogen, chlorophyll a fluorescence and SPAD-502 readings in coffee leaves // Sci. Hortic. 2005. V. 104/ P. 199-209.

ЗАЖИГАНИЕ СЛОЯ ЛЕСНОГО ГОРЮЧЕГО МАТЕРИАЛА СФОКУСИРОВАННЫМ СОЛНЕЧНЫМ ИЗЛУЧЕНИЕМ

Н.В. Барановский

Национальный исследовательский Томский политехнический университет

firedanger@narod.ru

Ключевые слова: зажигание, лесной горючий материал, химическая реакция, стекло, сфокусированное солнечное излучение

Аннотация

Проведен анализ условий зажигания слоя лесного горючего материала сфокусированным потоком солнечного излучения. Сценарий моделирования соответствует возникновению очага лесного пожара в результате воздействия на слой лесного горючего материала (ЛГМ) сфокусированного потока солнечного излучения. Проведены сценарные расчеты с учетом различной интенсивности излучения. Представлены рекомендации по дальнейшему развитию этой компоненты детерминированной модели.

Введение

В последние годы интенсивно развивается теория детерминированно-вероятностного прогноза лесной пожарной опасности [1-3]. Детерминированные компоненты этой теории представлены математическими моделями зажигания ЛГМ, описывающими достаточно подробно физико-химические процессы тепломассопереноса, которые предшествуют непосредственному возгоранию [4-6]. Но в работах [4-6] рассмотрены в качестве источников нагрева ЛГМ только грозовые разряды [4,5] и нагретые до высоких температур частицы [6]. До настоящего времени теоретический анализ условий возгорания ЛГМ под действием солнечного излучения не проводился. В частности, нет достоверных оценок минимальных значений радиационных тепловых потоков, при которых возможно зажигание, например, сухой хвои. Для мониторинга и прогноза лесных пожаров по таким неочевидным причинам, как сфокусированное солнечное излучение, следует разработать соответствующие методики прогноза на основе детерминированных моделей зажигания ЛГМ радиационным тепловым потоком.

Цель исследования – численное моделирование условий зажигания слоя ЛГМ в результате воздействия сфокусированного потока солнечного излучения.

Физическая модель

В настоящей работе рассматривается сценарий катастрофической пожарной опасности, когда влага в ЛГМ отсутствует. События 2010 года в европейской части России показали, что разработка таких моделей имеет высокий уровень актуальности.

Принята следующая схема исследуемого процесса. На подстилающей поверхности расположен слой ЛГМ, на малом участке которого фокусируется поток солнечного излучения.

Процессы, происходящие в фокусирующем элементе, не моделируются в связи с отсутствием, как экспериментальных данных, так и результатов теоретических исследований по этой проблеме. Слой ЛГМ нагревается и термически разлагается с образованием газообразных продуктов пиролиза. Состав газовой смеси принимается трехкомпонентным (горючее – монооксид углерода, окислитель – кислород, инертные компоненты). Продукты пиролиза диффундируют в область газовой смеси. При определенных температуре и концентрациях реагирующих газов происходит зажигание смеси. Приняты следующие критерии зажигания: 1) теплоприход от химической реакции превышает тепловой поток от нагретой поверхности в область газовой смеси; 2) температура в газовой смеси достигает критического значения.

Математическая модель

Процесс воспламенения слоя ЛГМ сфокусированным потоком солнечного излучения описывается системой одномерных нестационарных нелинейных уравнений теплопроводности и диффузии с соответствующими начальными и граничными условиями. Численная реализация проведена с использованием конечно-разностного метода [7]. Разностные аналоги одномерных уравнений теплопроводности и диффузии решены методом прогонки в сочетании с методом простой итерации [7]. Алгоритм программы был протестирован на различных задачах теплопроводности [8].

Результаты и их обсуждение

Задачей исследования было определение нижнего предела потока сфокусированного солнечного излучения, при котором возможно воспламенение слоя ЛГМ. В таблице 1 представлены результаты численного расчета времени задержки воспламенения. Также представлены известные экспериментальные данные [9]. Нижний предел q_s, при котором возможно воспламенение слоя ЛГМ, по результатам численного исследования составил 15 кВт/м^2. Эта величина примерно 10-кратно превышает значение несфокусированного теплового потока солнечной радиации [10].

Среднее отклонение результатов численного моделирования от экспериментальных данных [9] составило около 42 %. Согласно [11] погрешность решения задач теории лесных пожаров лежит в пределах от 15 до 580 %. Таким образом, полученные результаты можно считать удовлетворительными с точки зрения соответствия теоретических результатов экспериментальным данным [9]. Следует отметить, что разность теоретических и экспериментальных значений времени задержки воспламенения уменьшается с увеличением величины потока сфокусированного излучения.

Таблица 1. Время задержки воспламенения слоя ЛГМ лучистым тепловым потоком

Тепловой поток, q_s, кВт/м^2	Время задержки воспламенения (расчет), t_{ign}, с	Время задержки воспламенения (эксперимент [9]), t_{ign}, с
15	96	Нет зажигания
20	59	197-207
25	31	93-100
30	24	40-42
35	20	27-30
40	18	18-26

Можно также отметить, что экспериментальные значения времен задержки воспламенения во всем диапазоне изменения q_s превышают теоретические. Это очевидно обусловлено наличием влаги в ЛГМ в экспериментах [9]. Кроме того, все ЛГМ существенно отличаются по своему составу. Соответственно, и отличаются термохимические характеристики, например, сосновой хвои из разных регионов России и Белоруссии. Различные кинетические параметры процессов пиролиза хвои, с которой проводились эксперименты [9] и хвои, для которой велось численное моделирование, являются источником определенных отклонений по временам задержки воспламенения ЛГМ.

Получено типичное распределение температуры по вертикальной координате в системе “слой ЛГМ-газовая смесь” в момент зажигания. Пик на температурной кривой соответствует месту локализации химической реакции окисления монооксида углерода до диоксида углерода.

Следует отметить, что для более точных прогнозов и оценок пожарной опасности ЛГМ в рассмотренных условиях необходимы также специальные исследования масштабов концентрации солнечного излучения при его прохождении через большие капли смолы и стеклянные емкости различных размеров, частично или полностью заполненные водой. При этом целесообразным является анализ влияния ориентации “концентратора” лучистой энергии относительно поверхности ЛГМ и направления потока солнечного излучения.

На основании полученных результатов можно сделать вывод о большой вероятности возгораний сухих ЛГМ при воздействии на них концентрированных потоков солнечного излучения. Причем степень концентрации энергии не очень высока и представляется вполне достижимой на практике в случае прохождения солнечного излучения не только через пустые

или частично наполненные водой емкости (стеклянные банки или бутылки) или их осколки, но, возможно, и через большие капли смолы хвойных деревьев.

Заключение

На основании результатов выполненных теоретических исследований можно сделать вывод о целесообразности учета рассмотренного в данной работе фактора в системах прогноза лесной пожарной опасности. Решение поставленной задачи имеет важное значение для развития теории зажигания ЛГМ. Полученные результаты создают базис для дальнейшего развития физико-математических моделей зажигания ЛГМ и других пожароопасных материалов.

Литература

1. Барановский Н.В. Концептуальная база российской системы прогноза лесной пожарной опасности // Безопасность в техносфере. 2010. № 6. С. 34 – 42.
2. Барановский Н.В. Модель прогноза и мониторинга лесной пожарной опасности // Экология и промышленность России. 2008. № 9. С. 59 – 61.
3. Барановский Н.В., Кузнецов Г.В. Конкретизация неустановленных причин в детерминированно-вероятностной модели прогноза лесной пожарной опасности // Пожаровзрывобезопасность. 2011. Т. 20, № 6. С. 24 – 27.
4. Кузнецов Г.В., Барановский Н.В. Пространственная постановка и численное исследование задачи о зажигании лиственного дерева наземным грозовым разрядом // Бутлеровские сообщения. 2011. Т. 24. № 1. С. 122 – 132.
5. Кузнецов Г.В., Барановский Н.В. Математическое моделирование зажигания дерева хвойной породы наземным грозовым разрядом // Пожаровзрывобезопасность. 2008. Т. 17. № 3. С. 41 – 45.
6. Кузнецов Г.В., Барановский Н.В. Математическое моделирование зажигания слоя лесных горючих материалов нагретой до высоких температур частицей // Пожаровзрывобезопасность. 2006, Т. 15. № 4, С. 42 – 46.
7. Самарский А.А. Теория разностных схем. М.: Наука, 1983. С. 33 – 36.
8. Кузнецов Г.В., Шеремет М.А. Разностные методы решения задач теплопроводности: учебное пособие. Томск: Изд-во ТПУ, 2007. 172 С.
9. Касперов Г.И., Гоман П.Н. Исследование пожароопасных свойств лесных горючих материалов сосновых насаждений // Труды БГТУ. Сер. II, Лесная и деревообрабатывающая промышленность. 2010. Вып. XVIII. С. 337–340. (Беларусь)
10. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Серия 3. Многолетние данные. Части 1-6. Вып. 20. (Томская, Новосибирская, Кемеровская области и Алтайский край). Санкт-Петербург: Гидрометеоиздат, 1993. 718 С.
11. Гришин А.М. Математическое моделирование лесных пожаров и новые способы борьбы с ними. Новосибирск: Наука, 1992. 408 С.

ЛАБОРАТОРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВОЗДЕЙСТВИЯ ОЧАГА ГОРЕНИЯ НА ОБРАЗЦЫ ДРЕВЕСИНЫ С ПОМОЩЬЮ ИК-ДИАГНОСТИКИ И ТЕРМОПАРНОГО МЕТОДА

В.П. Зима, Д.П. Касымов, Е.Л. Лобода

Национальный исследовательский Томский государственный университет

fire@mail.tsu.ru, denkasymov@gmail.com, lobodael@gmail.com

Ключевые слова: древесина, эксперимент, зажигание, ИК-диагностика

Аннотация: В лабораторных условиях исследовано воздействие очага горения на деревянные образцы различного профиля (плоский и оцилиндрованный образец). С применением ИК-диагностики и термопарного метода определена температура на поверхности испытуемых образцов после воздействия фронта пожара, проанализирована вероятность воспламенения древесины при выбранных параметрах эксперимента.

Введение

Проблема природных пожаров актуальна, поскольку они наносят значительный материальный и экономический ущерб территориям, на которых они возникают. Как показывает практика, несмотря на усовершенствование методов прогноза пожарной опасности, количество очагов возгорания не уменьшается [1]. Причем наибольшую опасность природные пожары, если они не локализованы, представляют для деревянных строений населенных пунктов.

В работах [2-3] рассматривается моделирование и исследование пожаров в условиях жилой застройки. Но в этих работах в основном исследуется воспламеняемость домов под действием горящих частиц и угольков [4]. В этих работах не рассматривалась уязвимость деревянных строений к воспламенению в результате воздействия фронта пожара [5].

Методика проведения эксперимента и полученные результаты

Для решения поставленной задачи использовался испытательный комплекс [6] по исследованию лесных, степных и торфяных пожаров, представляющий собой короб-полигон, наполненный землей и имеющий следующие размеры: длина – 2 м, ширина – 1,5 м, высота – 0,13 м.

В инфракрасной области характеристики фронта горения регистрировались с помощью тепловизора JADE J530SB с матрицей 320*240 пикселей, диапазон измеряемых температур -15…+1500 °С, технические данные которого позволили регистрировать пламя с частотой 50 кадров в секунду. Для регистрации входных значений, поступающих с термопар, использовалась автоматизированная система сбора и регистрации данных. Влажность образцов

контролировалась с помощью анализатора влажности A&D MX-50 с точностью 0,01 %, масса образцов – электронными весами A&D HL-400.

Образцы древесины (в данных опытах бралась береза) предварительно высушивались в сушильном шкафу ШСП 0,5-200 при температуре $100^0 C$. Влагосодержание древесины составило 4,5 %. Суммарные относительные погрешности определения параметров не превышали $\delta W/W \cdot 100\% \le 3\%$, $\delta m/m \cdot 100\% \le 2\%$, $\delta T/T \cdot 100\% \le 4\%$. Масса степного горючего материала $M_{СГМ} = 50$ г, Масса образцов древесины $M_{образца} = 180$ г, влагосодержание образцов $W_{образца} = 4{,}3\%$, влагосодержание степного горючего материала (СГМ) $W_{СГМ} = 4{,}5\%$, температура окружающего воздуха $T_H = 20^0 C$.

На рис. 1А представлены размеры очага горения, а также образцы древесины (рис. 1Б).

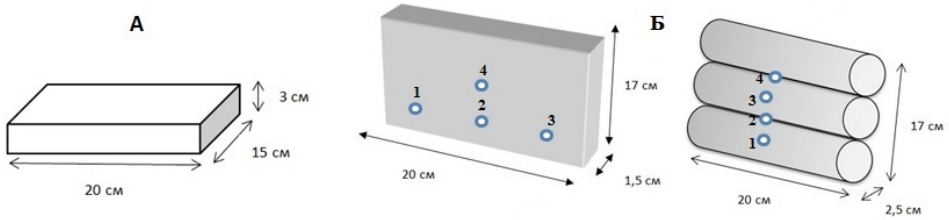


Рисунок 1 Размеры площадки СГМ (А) и испытуемых образцов древесины (Б); 1 – 4 – термопары.

На рисунке 2 представлена схема проведения эксперимента:

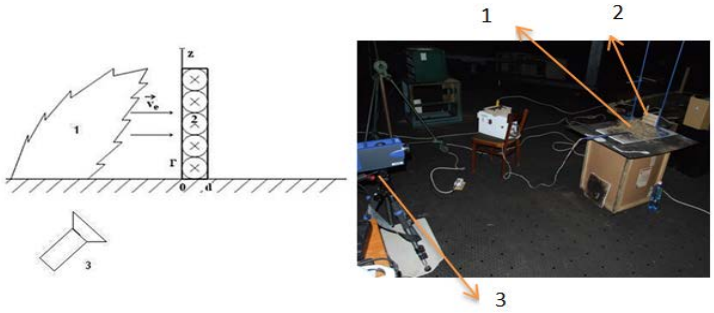


Рисунок 2. Схема проведения эксперимента и используемое оборудование: 1 – фронт степного пожара, 2 – образец древесины, 3 – тепловизор JADE J530SB.

В качестве очага горения использовался модельный степной пожар слабой интенсивности *1*, который воздействовал на образец древесины *2*. Зажигание СГМ осуществлялось с помощью спирали накаливания.

На рисунке 3 представлено изменение температуры в области 1, когда слой СГМ догорает и не экранирует исследуемую область, регистрируется температура на поверхности образца древесины.

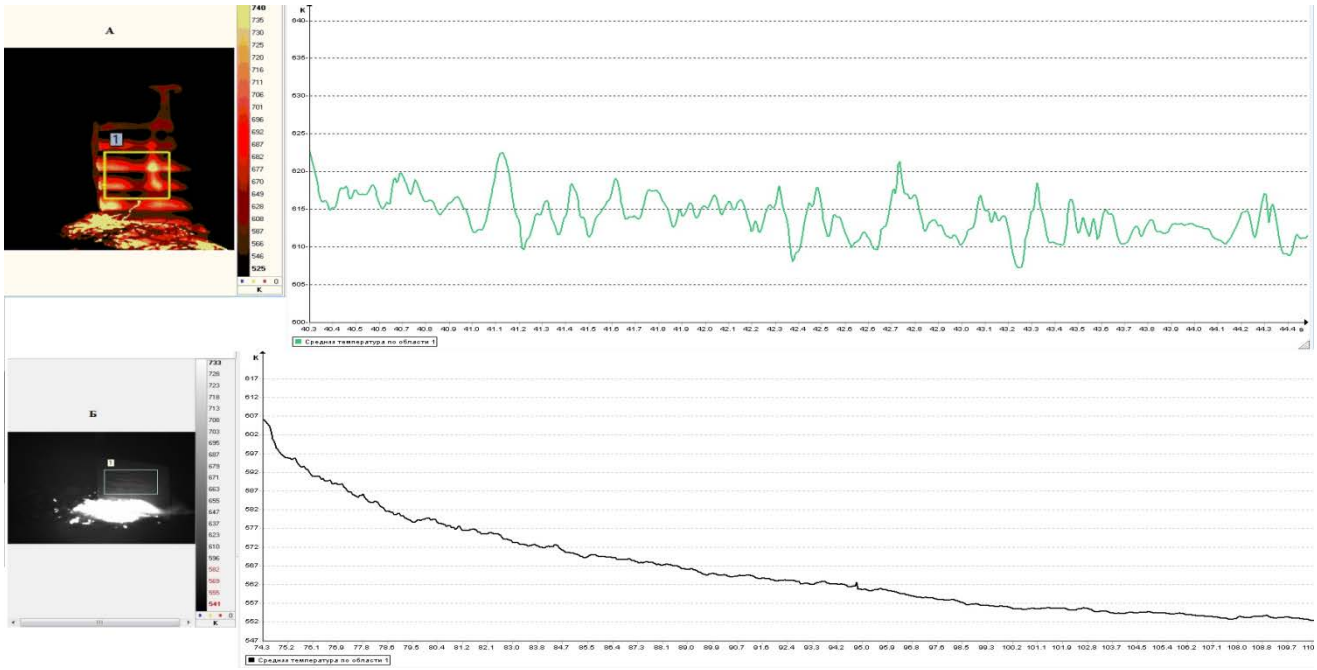


Рисунок 3. Типичная термограмма изменения температуры от времени в выбранной области 1 на поверхности оцилиндрованного (А) и плоского (Б) образца древесины.

Были получены следующие результаты: температура на поверхности плоских образцов достигает температур $600-610\ K$, а температура на поверхности оцилиндрованных образцов находится в диапазоне $607 \le T_2 \le 622\ K$. В условиях эксперимента (масса СГМ, влагосодержание образцов древесины) воспламенения не наблюдалось, образец достаточно сильно обуглился, происходило активное образование дыма, но горения по поверхности не произошло. Следует отметить, что в данном случае при таких-же условиях и параметрах эксперимента оцилиндрованные образцы воспламенялись, наблюдалось устойчивое горение по поверхности. Таким образом, вероятность воспламенения для подобных образцов выше чем для плоских, при прочих равных условиях эксперимента.

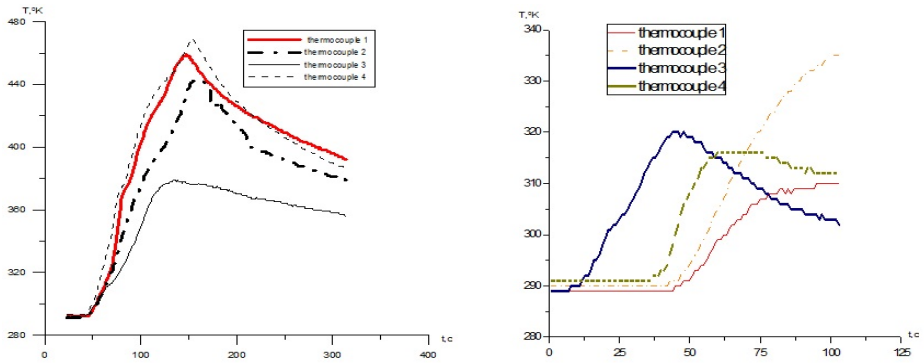


Рисунок 4. Зависимости изменения температуры от времени на поверхности (слева – плоский, справа – оцилиндрованный) образцов древесины.

Анализ графиков показал, что для плоского образца из березы рост температуры первой регистрировала термопара 4 в момент активного сгорания СГМ. Затем примерно через 5-7 секунд начинали одновременно регистрировать термопары 1-3. При таком запасе СГМ имело место частичное обугливание, устойчивого воспламенения и горения не наблюдалось. У оцилиндрованного образца вначале нагреваются выпуклые участки (термопары 1,3), после чего происходит активный нагрев стыков между брусками. Полученные результаты на данном этапе позволяют судить о том, что в случае воздействия фронта пожара, вначале нагреваются выпуклые участки образца, после чего происходит активный нагрев стыков между брусками.

Заключение

1. Экспериментально определено различие влияния очага степного пожара на плоские и оцилиндрованные образцы из березы.
2. С помощью метода ИК-диагностики в спектральном интервале 2,64-3,25 мкм определена максимальная температура на поверхности деревянных образцов различного профиля в результате воздействия на них очага горения, которая составила: 600 – 610 K для плоских образцов, 607 – 622 K для оцилиндрованных.
3. Установлено, что при равных условиях эксперимента (масса СГМ, влагосодержание образцов древесины) воспламенения плоских образцов не наблюдалось. Образцы из оцилиндрованного бруса воспламенялись с последующим устойчивым горением.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 15-01-00513_а и программы «Научный фонд им. Д.И. Менделеева Томского государственного университета» в 2015 г.

Литература

1. *Царев В.А.* Экологический ущерб, нанесенный природными пожарами в России в 2010 г. // Лесотехнический журнал, ГОУ ВПО ВЛТА, №3, 2012 г. С. 147-155.
2. *Cohen JD* (2000) A brief summary of my Los Alamos fire destruction examination. Wildfire Magazine 9(4), 16–18.
3. *Mell WE, Manzello SL, Maranghides A, Butry D, Rehm RG* (2010) The wildland–urban interface fire problem – current approaches and research needs. International Journal of Wildland Fire 19, 238–251. doi:10.1071/WF07131
4. *Cohen JD* (2000a) Preventing disaster: home ignitability in the wildland-urban interface. Journal of Forestry 98, 15–21.
5. *Grishin A.M., Filkov A.I., Loboda E.L., Reyno V.V., Kozlov A.V., Kuznetsov V.T., Kasymov D.P., Andreyuk S.M., Ivanov A.I., Stolyarchuk N.D.* A field experiment on grass fire effects on wooden constructions and peat layer ignition // International Journal of Wildland Fire. 2014. V. 23(3). P. 445–449. DOI: 10.1071/WF12069.
6. Патент на изобретение № 237/220. / З-ка № 2008/17660 от 04.05 2008. Испытательный комплекс для моделирования лесных, степных и торфяных пожаров / Гришин А. М., Зима В. П., Кузнецов В.Т., Фильков А. И. Опубл. 27.10.2009. Бюл. № 3.

СТРУКТУРА ПОЛЯ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Н.Н. Чередько, М.А. Волкова*, Л.А. Огурцов*

ИМКЭС СО РАН, 634055, г. Томск, пр. Академический 10/3, тел. 8(3822) 492-265
ТГУ, 634050, г. Томск, пр. Ленина 36, тел. 8(3822) 420-784
mvolk@mail.tsu.ru, atnik3@rambler.ru,

Ключевые слова: Западная Сибирь, экстремальные атмосферные осадки, число дней, классификация

Аннотация. Приведены результаты анализа пространственно-временной структуры экстремальных характеристик атмосферных осадков в Западной Сибири: число дней с осадками более 15 мм и число дней с осадками более 5 мм при отрицательной среднесуточной температуре. Приведена оценка разницы между средними значениями за периоды 1951-1980 гг. и 1981-2010 гг. по каждому показателю. Оценка синхронности во времени и пространстве с использованием факторного и кластерного анализов показала, что изменения в режиме осадков Западной Сибири только на треть определяются глобальными событиями в климате. При учете результатов разбиения на классы доля объясненной дисперсии возрастает до 40-60 %. Проведенная классификация подтвердила увеличение синхронности при уменьшении масштаба территории.

В ряде работ [1-5] показано увеличение повторяемости экстремальных проявлений климатического режима для большинства территорий на фоне глобального потепления последних десятилетий. Отмечается, также, большая информативность погодных экстремумов при анализе изменений климата и в задачах оценки рисков наблюдаемых и предстоящих климатических изменений, по сравнению со средними характеристиками, поскольку последние нуждаются в дополнительной интерпретации (в учете соотношения периода осреднения, оценке дисперсий и т.п.). Пространственная и временная изменчивость формирования экстремальных явлений погоды крайне высока, что актуализирует их исследования в региональных масштабах.

В данной работе приводятся результаты анализа пространственно-временной структуры поля экстремальных атмосферных осадков на территории Западной Сибири по двум критериям: числу дней с осадками $\geq$ 15 мм (Q^{15}) и числу дней с осадками $\geq$ 5 мм при отрицательной среднесуточной температуре (Q^{5}). Материалами для исследования послужили суточные данные ВНИИГМИ-МЦД [6] за период 1951-2010 гг. для 45 станций Западной Сибири. Для каждого из критериев рассчитывались: среднее многолетнее число дней, повторяемость таких дней за месяц и за год, максимальная непрерывная продолжительность периодов с экстремальными осадками. Для оценки изменения рассчитанных показателей на фоне глобальных изменений климата исследуемый период был разбит на два 30-летних интервала: 1951-1980 гг. и 1981-2010 гг. Выбор периодов обусловлен наличием достоверных рядов данных

в этом интервале лет, а также возможностью принять период 1951-1980 гг. за базовый, когда в среднем по России не происходило значимых изменений климата [5].

Число дней с осадками ≥ 15 мм более чем на 90 % рассмотренных станций соответствуют числу ливневых дождей, так как такие осадки наблюдались преимущественно в теплый период. В летние месяцы отмечается максимум атмосферных осадков в годовом ходе. Несмотря на уменьшение циклональной деятельности в летний период над Западной Сибирью происходит усиление притока влажного воздуха с запада, и осадки часто выпадают в виде ливней. Число дней с осадками ≥ 5 мм рассчитывалось, по определению, при отрицательной среднесуточной температуре, что соответствует, как правило, числу сильных снегопадов. При обычной плотности свежего снега выпавшее его количество за сутки, равное 5 мм, соответствует слою 5 см снега, что принято пороговым значением, при достижении которого должна начинаться уборка снега с улиц и дорог. В годовом ходе такая ситуация чаще всего отмечается в октябре на территории севернее 60 °с.ш. и в ноябре южнее.

За рассмотренный период число дней с осадками, удовлетворяющих градациям критериев Q^{15} и Q^{5} не превышают 1,5 % и 3.3 % от годовых значений соответственно. Пространственное распределение среднего многолетнего показателя Q^{15} за период 1981-2010 гг. по территории исследования квазизонально, с увеличением значений в направлении от севера к югу до 60 °с.ш. и с последующим некоторым снижением к 55 °с.ш. Число сильных дождей максимально на юго-западе территории, что совпадает с областью повышенных годовых сумм осадков вследствие наиболее активной циклонической деятельности, способствующей переносу влажного атлантического воздуха. Максимальное число дней, соответствующих критерию (Q^{5}), в среднем за период 1981-2010 гг. наблюдается на востоке исследуемой территории, с востока территории в направлении на северо-запад и на юг происходит уменьшение частоты сильных снегопадов. Максимальные непрерывные продолжительности числа дней с осадками для критериев Q^{15} и Q^{5} не превышает 5 дней при среднем значении по территории 2-3 дня и 3-4 дня соответственно.

Значимых изменений в распределении критерия Q^{15} в 1981-2010 гг. по сравнению с 1951-1980 гг. не выявлено, анализ показал наличие разнонаправленных тенденций: зоны роста показателя в восточной части территории и зоны его уменьшения в районе Обской губы и на крайнем севере территории. В распределении Q^{5} за 1981-2010 гг. по сравнению с 1951-1980 гг. на большей части территории произошло увеличение числа дней, в среднем, на 1–2 дня в году.

Для оценки согласованности изменений по территории критериев Q^{15} и Q^{5}, был применен метод главных компонент, предложенный для использования в таком качестве авторами [7], позволяющий, также, выявлять ведущие факторы в изменчивости любого климатического параметра. При условии высокой согласованности в динамике рассмотренных показателей по территории можно утверждать, что эти изменения представляют собой отклик на процессы глобальных масштабов. Полученная при расчетах сумма вклада первых двух компонент в изменчивость критериев осадков, около 35%, подтверждает значительную роль условий расположения станции, особенностей циклонической активности над разными частями выбранной территории на режим осадков. Можно сделать вывод, что изменения в режиме осадков Западной Сибири лишь на треть определяются глобальными событиями в климате. Для построения моделей поля атмосферных осадков данной территории необходимо усиливать вычислительные технологии, учитывающие местные условия.

Для выявления районов в Западной Сибири, схожих между собой по вариабельности критериев Q^{15} и. Q^{5} была проведена процедура классификации с использованием кластерного анализа. В результате для каждого критерия получено разделение на три класса. Распределение классов в поле числа дней с осадками $\geq$ 15 мм достаточно хорошо согласовано с распределением средних многолетних значений рассматриваемых критериев. В холодное полугодие пространственная конфигурация выделенных классов имеет сложную структуру с менее выраженной согласованностью с распределением средних многолетних значений. После выделения классов в каждом из них был проведен компонентный анализ. При учете результатов разбиения на классы доля объясненной дисперсии возросла до 60 %.

Предложенный подход к оценке пространственно-временной структуры поля атмосферных осадков дает возможность выявлять степень воздействия различных внешних факторов на режим осадков территории. Кроме того, решается и обратная задача: выделяются совокупности станций, схожие между собой по степени отклика на влияющие факторы. Также, снижение размерности признакового пространства путем применения компонентного анализа позволяет формировать ряды данных для дальнейшего исследования временной структуры режима осадков без потери информации о взаимосвязи между переменными.

1. Изменения климата, 2013 г.: Физическая научная основа. Вклад Рабочей группы I в Пятый оценочный доклад Межправительственной группы экспертов по изменению климата / Стокер Т.Ф., Цинь Д., Платтнер и др. Кембридж юниверсити пресс, Кембридж, Соединенное Королевство и Нью-Йорк, США. 2013. 222 с.
2. Булыгина О.Н., Коршунова Н.Н., Кузнецова В.Н. и др. Анализ изменчивости климата на территории России в последние десятилетия // Труды ВНИИГМИ-МЦД. 2000. Вып. 167. С. 3-15.

3. Bardossy A., Hundecha Y. Trends in daily precipitation and temperature extremes across Western Germany in the second half of the 20th century // Int. J. Climatol. 2005. Vol. 25. P. 1189–1202.
4. Angulo-Martinez M., Beguera S., Kenawy A. et al. Trends in daily precipitation on the northeastern Iberian Peninsula, 1955–2006 // Int. J. Climatol. 2010. Vol. 30. P. 1026–104.
5. Попова В.В., Шмакин А.Б. Динамика климатических экстремумов в Северной Евразии в конце XX века // Известия РАН, Физика атмосферы и океана. 2006. Т. 42. № 2. С. 157–166.
6. Российский гидрометеорологический портал ВНИИГМИ-МЦД. [Электронный ресурс]. URL: доступа: http://meteo.ru (дата обращения: 15.05.2014).
7. Кусков А.И., Катаев С.Г. Структура и динамика приземного температурного поля над азиатской территорией России. Томск: Изд-во Томского государственного педагогического ун-та, 2006. 176 с.

ИССЛЕДОВАНИЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ АТМОСФЕРНОГО ПРИЗЕМНОГО СЛОЯ ПРИ ДОЖДЯХ РАЗЛИЧНОЙ ИНТЕНСИВНОСТИ

К.Н. Пустовалов, А.А. Кобзев, П.М. Нагорский

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт мониторинга климатических и экологических систем Сибирского отделения Российской академии наук

const.pv@yandex.ru, alexey-kobzev@mail.ru, npm_sta@mail.ru

Ключевые слова: атмосферное электричество, кучево-дождевые облака, слоисто-дождевые облака, ливневые осадки, обложные осадки.

Работа посвящена исследованию особенностей изменения напряжённости приземного электрического поля (E) и полярных электрических проводимостей ($\lambda_{+/-}$), во время выпадения осадков в виде ливневого или обложного дождя различной интенсивности.

Для исследования был выбран период с 26 по 27 августа 2014 г., когда в г. Томск наблюдались продолжительные осадки изменяющейся интенсивности как ливневого так и обложного характера, во время которых выпала половина месячной нормы осадков для этого месяца − 43 мм.

В рассмотренный период наблюдалось последовательное прохождение через пункт мониторинга двух основных холодных фронтов первого рода, связанных с различными фронтальными системами, и вторичного холодного фронта [1]. Прохождение первого основного холодного фронта через пункт мониторинга, произошедшее примерно в 12 ч. 26 августа, характеризовалось наблюдением облаков *Cb* и *Sc* с сопутствующим выпадением осадков в виде ливневого дождя. Второй основной холодный фронт, прошедший через пункт мониторинга примерно в 03 ч. 27 августа, характеризовался прохождением облаков *Cb*, сменяемых облаками *Ns*-*As*, которым сопутствовал ливневой дождь, переходящий в обложной. Вторичный холодный фронт, прошедший примерно в 12 ч. 27 августа, характеризовался прохождением и последовательной сменой облаков *Ns* и *As*, с которыми было связано выпадение осадков в виде обложного дождя. В течение всего рассмотренного периода наблюдалась сплошная облачность (10 баллов), а относительная влажность не падала ниже 90%, что было обусловлено срастанием облачности среднего и верхнего ярусов последовательно проходящих атмосферных фронтов, имеющих вид сплошной облачной полосы [2].

В работе были использованы следующие данные, измеряемые на геофизической обсерватории ИМКЭС СО РАН (рис. 1): основные метеопараметры (атмосферное давление,

температура, относительная влажность, направление и скорость ветра), измеряемые ультразвуковой метеостанцией АМК-03 [3]; приходящая радиация в видимом и УФИ диапазонах (пиранометр, NILU); аэрозольное рассеивание (Nephel-3080); напряжённость электрического поля (Поле-2, CS110), полярные электрические проводимости (Электропроводность-2); интенсивности осадков (челночный осадкомер Davis Rain Collector) и их микроструктура (оптический осадкомер). В основе работы оптического осадкомера [4] лежит метод получения и анализа теневых изображений падающих частиц атмосферных осадков. Прибор регистрирует гидрометеоры размером от 0,5 до 7,0 мм. Оптический осадкомер позволяет определить время начала и окончания осадков, количество частиц осадков, их форму и размер. Это обеспечивает возможность получения распределения частиц по размерам, скоростям, а также интегральных параметров осадков.

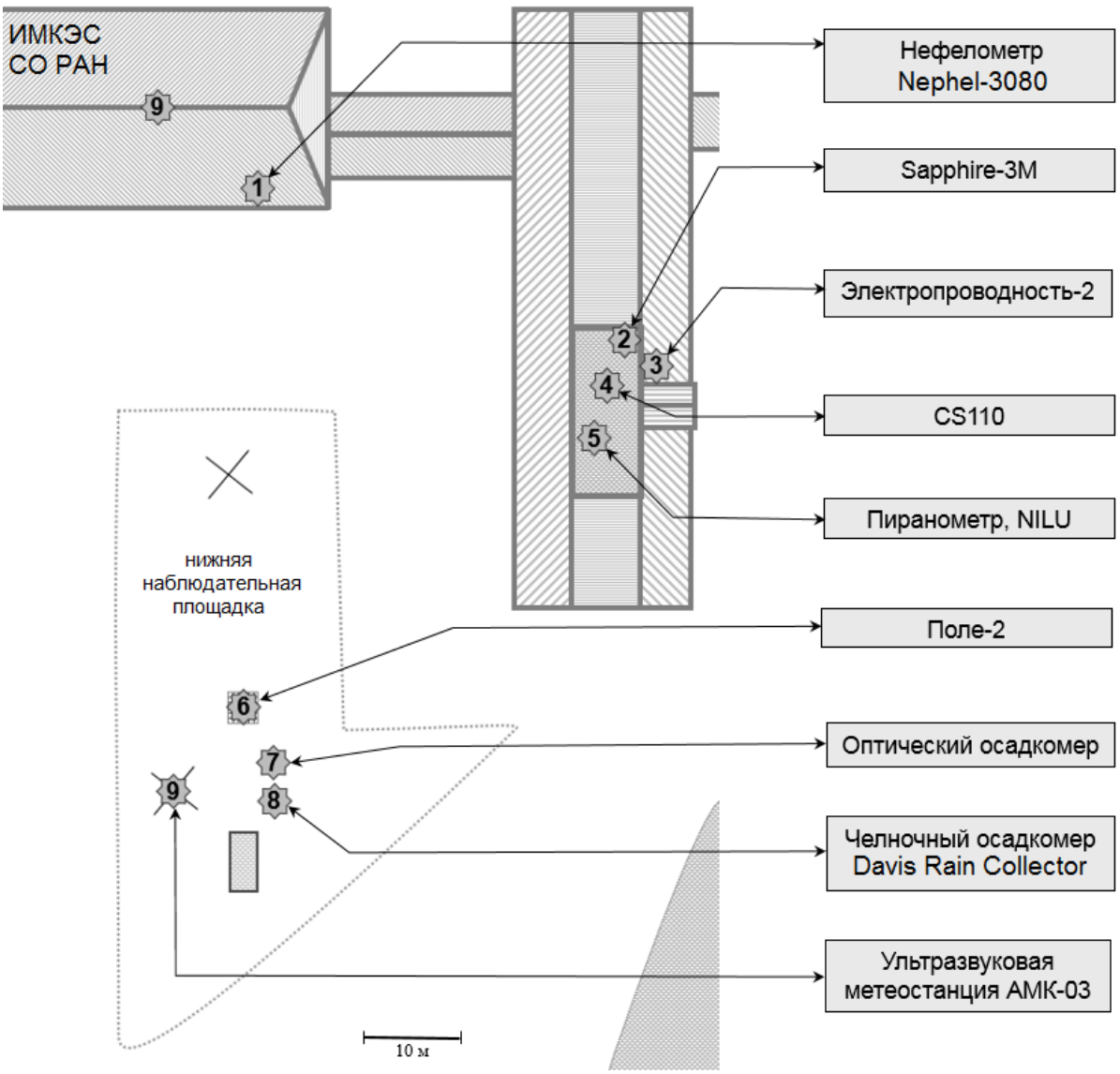


Рис.1. Схема измерительного комплекса

В ходе анализа эмпирических данных во время прохождения серии фронтов 26-27 августа было выявлено следующее (рис. 2).

1. При выпадении осадков в виде ливневого и обложного дождя отмечается аномальное поведение электрической проводимости отрицательной полярности, отличное от изменений под действием «электродного эффекта» [5], характеризующееся завышением её значений в виде последовательных всплесков. Моменты времени максимальных всплесков в значениях данной электропроводности хорошо согласуется со временем появления пиков в интенсивности осадков. Значения электрической проводимости противоположной полярности изменялись в эти интервалы незначительно.

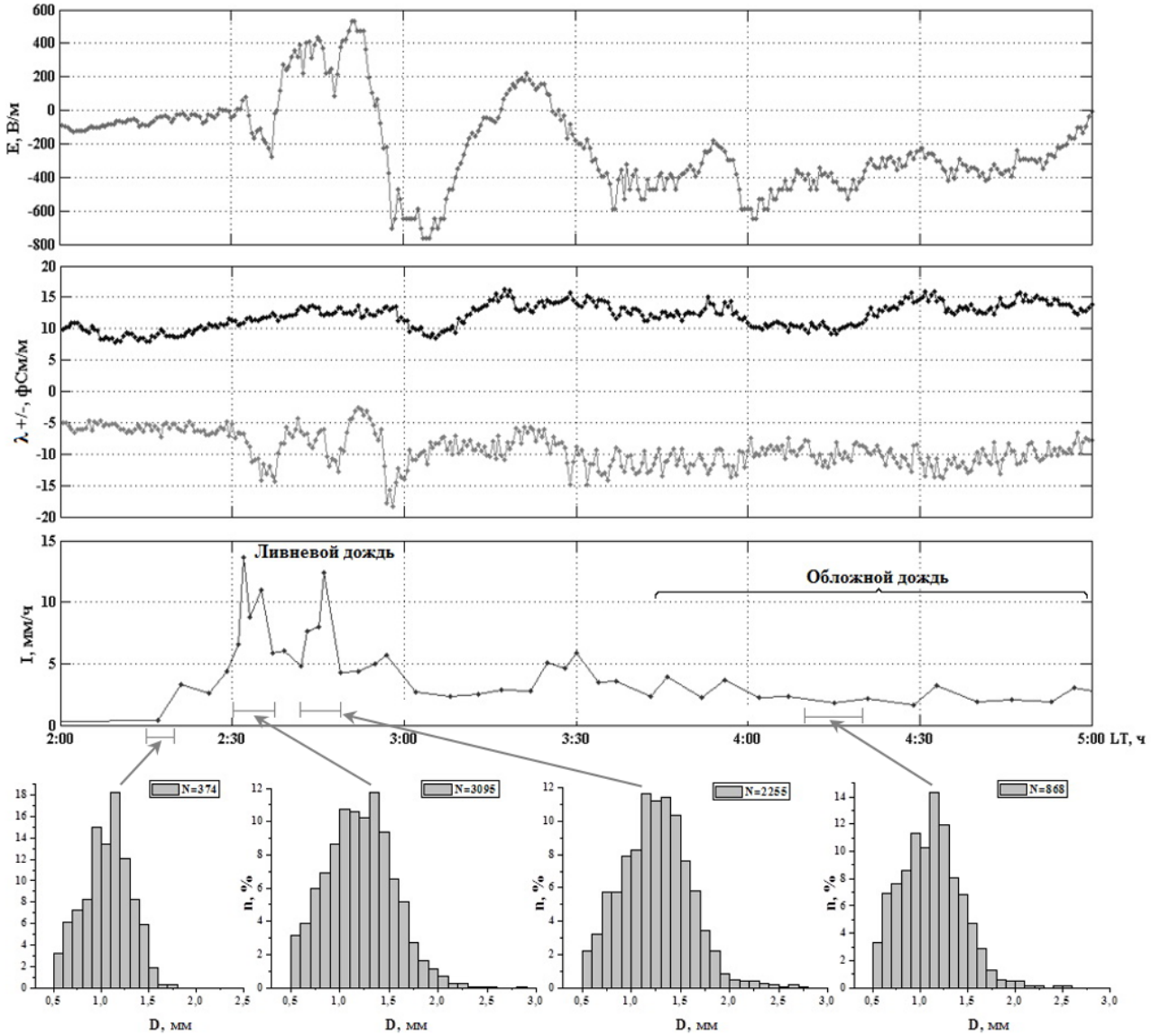


Рис. 2. Изменения напряжённости электрического поля (*E*), полярных электрических проводимостей ($\lambda_{+/-}$), интенсивности осадков (*I*) и гистограммы распределения капель по размерам для четырёх интервалов с различной интенсивностью осадков (*n* – относительное количество капель; *N* – зарегистрированное количество капель; *D* – диаметр капель)

2. Изменение напряжённости электрического при прохождении облаков *Cb*, сопровождающихся выпадением ливневых осадков, отличается от изменения *E* во время прохождения облаков *Cu cong* и *Cb* (без осадков в пункте мониторинга) [5] и характеризуется последовательными уменьшением величины *E* с положительной полярностью и увеличением значений *E* с отрицательной полярностью, интервалы регистрации которых хорошо согласуются по времени с выпадением осадков и всплесками в одной из электропроводностей.

3. Величина искажения значений электрической проводимости и напряжённости электрического поля в случае ливневого дождя больше, чем при обложном, и растет с увеличением интенсивности и размеров капель осадков обоих анализируемых типов.

Выявленный эффект воздействия осадков на электропроводность приземной атмосферы ранее не отмечался в исследованиях других авторов. Для объяснения аномального роста электрической проводимости воздуха и соответствующее изменение напряжённости поля в моменты выпадения осадков требуются дополнительное исследования.

Исследования по разработке оптического осадкомера поддержаны грантом Президента Российской Федерации (МК-3298.2015.5).

Литература

1. *Расписание* п*огоды*. гр5.ru. Погода в Томске. Архив погоды на метеостанции [Электронный ресурс] – Электрон. дан. − URL:http://гр5.ru/Архив_погоды_в_Томске (дата обращения: 12.03.2015).

2. *LAADS* Web. Level 1 and Atmosphere Archive and Distribution System. Data [Электронный ресурс] – Электрон. дан. − URL: http://ladsweb.nascom.nasa.gov/data/ (дата обращения: 14.03.2015).

3. *Азбукин А.А., Богушевич А.Я., Кобзев А.А., Корольков В.А., Тихомиров А.А., Шелевой В.Д.* Автоматические метеостанции АМК-03 и их модификации // Датчики и системы. 2012. № 3. С. 47–52.

4. *Кальчихин В.В., Кобзев А.А., Корольков В.А., Тихомиров А.А.* Оптико-электронный двухканальный измеритель осадков // Оптика атмосферы и океана. 2011. Т. 24. № 11. С. 990–996.

5. *Нагорский П.М., Морозов В.Н., Смирнов С.В., Пустовалов К.Н.* Электродный слой в электрическом поле мощной конвективной облачности // Известия вузов. Радиофизика. 2013. Т. 56. № 11. С. 853–863.

ПРОГНОЗ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ ПОГОДНЫХ УСЛОВИЙ, СПОСОБСТВУЮЩИХ ОБЛЕДЕНЕНИЮ САМОЛЕТА ПРИ ВЗЛЕТЕ ИЛИ ПОСАДКЕ

Г. И. Ситников, М. В. Терентьева, А. В. Старченко

Томский государственный университет

e-mail: SGI93@mail.ru, mariya-terenteva@mail.ru, starch@math.tsu.ru

Ключевые слова: метеорологическая модель, численный прогноз, обледенение самолета

Аннотация: В работе представлены результаты прогноза метеоусловий, приводящих к обледенению воздушных судов в атмосферном пограничном слое, полученные с использованием одномерной метеорологической модели ТГУ и методики Годске, основанной на расчете температуры насыщения надо льдом и последующей проверке определенных условий.

К числу опасных явлений погоды, которые, в первую очередь, необходимо контролировать и прогнозировать в интересах авиации, относят конвективные явления, облачность, сильные ветра, турбулентность, явления, приводящие к ограничению видимости, грозовое электричество. Среди этих явлений обледенение занимает особое место, которое представляет собой отложение льда в полете на различных частях летательного судна. Главная опасность обледенения заключается в том, что оно нарушает аэродинамические свойства воздушного судна, работу приборов и двигателей, связь, ухудшает видимость, может вызывать опасные для прочности вибрации. Например, обледенение может нарушать обтекание крыла самолета, а это приводит к преждевременному срыву потока, потере крылом подъемной силы и самолет теряет свои аэродинамические качества, что может привести к катастрофе. В большинстве самолетов имеются антиобледенительные устройства и в аэропортах предусмотрено применение противообледенительных жидкостей, но борьба с этим явлением затратна, отнимает значительные материальные и людские ресурсы, поэтому прогноз обледенения совершенно необходим для обеспечения безопасности полета [1, 2].

В предлагаемой работе данные для прогноза метеоусловий в атмосферном пограничном слое рассчитывались на основе одномерной метеорологической модели ТГУ[3].

В данной модели применялись следующие допущения:

1. Предполагается, что атмосферный пограничный слой однороден, то есть все осредненные характеристики зависят только от времени и вертикальной координаты z. Такое допущение для атмосферного пограничного слоя справедливо при небольших (до 50 км) линейных масштабах рассматриваемой области, а так же при условии слабой термической и орографической неоднородности поверхности, шероховатость которой меняется незначительно, т.е. область не включает морское побережье, горные массивы, глубокие ущелья .

2. В силу однородности АПС вариации плотности учитываются только при представлении влияния силы плавучести на турбулентную структуру. Такое допущение справедливо, если температура в рассматриваемой расчётной области мало отклоняется от некоторого характерного среднего значения.

3. Процессы молекулярной диффузии незначительны по сравнению с турбулентным обменом. В приземном слое атмосферы масштаб турбулентных пульсаций достигает сотен метров, что значительно превосходит масштаб теплового движения молекул.

Модель включает современную схему микрофизики влаги, оперирующую с тремя видами атмосферной влаги – водяным паром, облачной и дождевой влагой. Учитываются процессы аккреции (захват облачной влаги дождевой), автоконверсии (слипания облачных капель с образованием дождевых), конденсации и испарения. Также включен радиационный теплообмен, который играет одну из основных ролей в формировании атмосферных процессов. Для моделирования радиационного переноса тепла как при ясном небе, так и при наличии облачности используется подход, основанный на делении всего спектра излучения на коротковолновую и длинноволновую составляющие. Основные уравнения модели [4]:

$$\frac{\partial U}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z}\langle uw\rangle + f \cdot (V - V_g); \quad (1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z}\langle vw\rangle - f \cdot (U - U_g); \quad (2)$$

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z}\langle \theta w\rangle - \frac{L_w \Theta}{c_p T}\Phi_v + Q_{rad}; \quad (3)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z}\langle q' w\rangle + \Phi_v + \Phi_c; \quad (4)$$

$$\frac{\partial q_r}{\partial t} = -\Phi_r - \frac{1}{\rho}\frac{\partial (V_r q_r)}{\partial z}; \quad (5)$$

Обледенение самолетов возникает из-за различных факторов, которые определяются как метеорологическими условиями, как и конструкцией самолета, поэтому теоретическое описание данного явления есть сложная задача. Обледенение возможно при температурах от +2°C до -50°C при высокой влажности, в облаках, тумане и осадках. Как показывает статистика, наибольшее количество случаев обледенения самолетов происходит при температурах от 0°C до -20°C и в особенности от 0°C до -10°C. Такой диапазон температур характерен для территории Российской Федерации и особенно для ее Арктического региона. В практических расчетах для прогноза обледенения используются полуэмпирические методы, такие как диаграммы, простые аналитические формулы. Например, в диапазоне высот от 0 до 2 км обледенение возможно, если температура на этих высотах удовлетворяет условию[1] (формула Годске):

$$T \le -8 \cdot (T - T_d) \qquad (6)$$

где T - температура на высоте z, T_d - температура точки росы на высоте z.

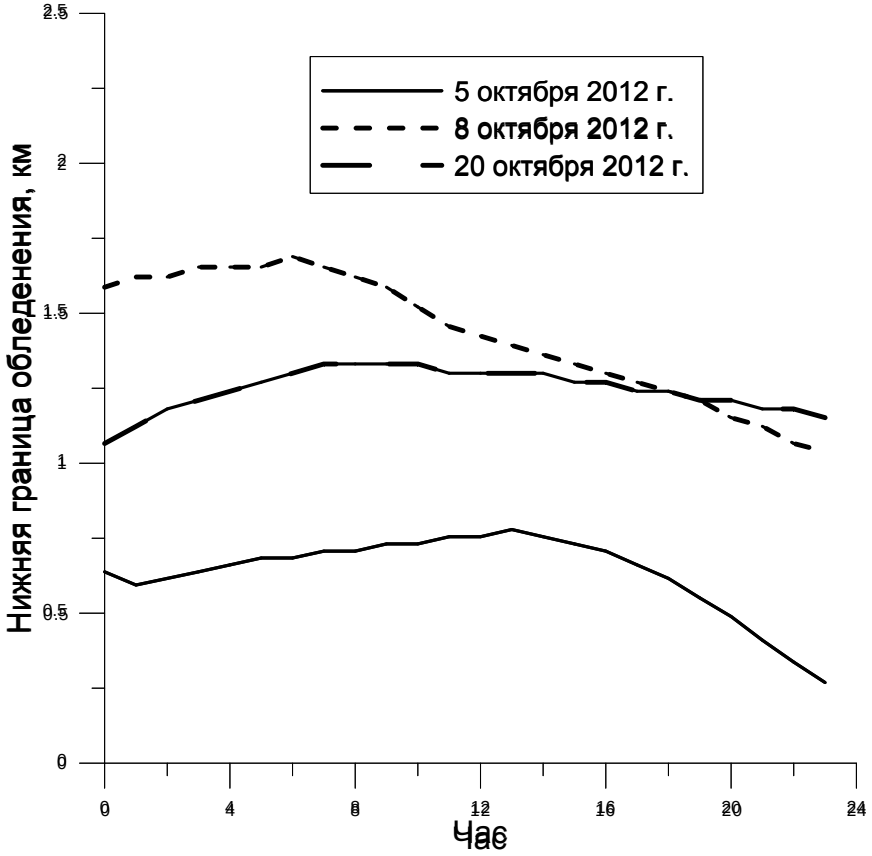
Точка росы – это температура, до которой должен охладиться воздух, чтобы содержащийся в нём пар достиг состояния насыщения и начал конденсироваться.

В работе точка росы рассчитывалась по следующей формуле [5]:

$$T_{dp} = \frac{c \cdot \chi_m(T, RH)}{b - \chi_m(T, RH)}, \quad \chi_m(T, RH) = \ln(RH) + \frac{bT}{c + T}$$

где T - температура воздуха в градусах Цельсия, RH - относительная влажность в объёмных долях, $b = 17.62$, $c = 243.12$.

Оперативной службой аэропорта г. Томск Богашево (56°23′18″ с.ш., 85°12′34″ в.д.) фиксируются даты, в которые было установлено обледенение самолетов в районе аэропорта. Для следующих исторических дат (5.10.2012, 8.10.2012, 20.20.2012) были выполнены расчеты возможных зон обледенения летательных аппаратов в атмосферном пограничном слое.



Прогноз изменения нижней границы области возможного обледенения самолета над аэропортом Богашево в течение суток

На рисунке представлены графики прогноза суточного изменения нижней границы зоны возможного обледенения самолетов над аэропортом Богашево. Для этих дат метеослужба аэропорта установила слабое обледенение воздушных суден в атмосферном пограничном слое.

Таким образом, на основе одномерной метеорологической модели атмосферного пограничного слоя, которая учитывает микрофизику влагу и явление радиационного переноса тепла, произведены расчеты зон возможного обледенения воздушных судов в атмосферном пограничном слое в районе аэропорта Богашево (город Томск). Как следует из результатов вычислительного эксперимента, полученные данные удовлетворительно согласуются с реальными данными - почти на все рассчитанные даты результаты показывают вероятность обледенения. Для более детального и точного прогноза планируется применение различных методик расчета областей возможного обледенения воздушных судов.

Работа выполнена по Государственному Заданию министерства образования и науки РФ, № 5.628.2014/К.

Литература

1. Шакина Н.П., Скриптунова Е.Н., Иванова А.Р., Горлач И.А. Метод прогноза зон возможного обледенения воздушных судов. Методический кабинет Гидрометцентра России.
2. Мазин И. П., Физические основы обледенения самолетов, М., 1957
3. Терентьева М.В., Ситников Г.И., Старченко А.В. Одномерная модель пограничного слоя для прогнозирования атмосферных процессов вблизи аэропорта // Рабочая группа «Аэрозоли Сибири». – 2014, Томск
4. Terenteva M.V., Sitnikov G.I., Starchenko A.V. Homogeneous boundary layer model for forecasting of atmospheric processes nearby airport // Published in Proceedings Volume 9292: 20th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics. - December 2014

ДИСТАНЦИОННЫЙ МОНИТОРИНГ ПРОСТРАНСТВЕННЫХ ЗОН ВЕРОЯТНОГО ОБЛЕДЕНЕНИЯ ВОЗДУШНЫХ СУДОВ

В.В. Зуев[1,2,3] Д.П. Нахтигалова[1], А.П. Шелехов[1], Е.А. Шелехова[1],
Н.А. Баранов[4], Л.И. Кижнер[2], А.С. Ахметшина[2]
[1]Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН,
[2]Национальный исследовательский Томский государственный университет
[3]Национальный исследовательский Томский политехнический университет
[4]Вычислительный центр им. А. А. Дородницына РАН
[1]vvzuev@imces.ru, [1]amila@sibmail.com, [1]ash@imces.ru, [1]sea@imces.ru,
[4]baranov@ccas.ru, [2]kdm@mail.tsu.ru, [2]a8anuta@mail.ru

Ключевые слова: обледенение, профиль, температура, температура точки росы, относительная влажность.

Аннотация: Предложен и теоретически обоснован метод дистанционного мониторинга пространственных зон вероятного обледенения воздушных судов, основанного на измерениях профиля температуры метеорологическим температурным профилемером и на данных аэродромной метеорологической станции АМИС-РФ. Расчет пространственных зон вероятного обледенения осуществлялся по методу Годске и методу, предложенного в NCEP. Приведены формулы для восстановления профилей температуры точки россы и относительной влажности воздуха с использованием данных аэродромной метеорологической станции АМИС-РФ. Экспериментальные результаты по обледенению воздушных судов представлены на примере аэропорта г. Томск. Показано, что зоны вероятного обледенения в облаках совпадают с реальным обледенением на высоте 1000 м, информация о которой поступала с воздушных судов.

Обледенение – это одно из наиболее сложных метеорологических явлений, от которого в значительной мере зависит безопасность и регулярность полетов самолетов и вертолетов, и представляет собой отложение льда в полете в облаках, тумане, дожде или мокром снеге на различных частях летательного судна [1]. Хорошо известно, что наиболее часто обледенение происходит при отрицательных температурах в чисто капельных переохлажденных облаках, и в зоне переохлажденного дождя, мокрого снега, мороси и т.п. под облаками. Сравнительно редко обледенение воздушного судна происходит также при отрицательных температурах и при непосредственной сублимации водяного пара. В настоящей работе рассмотрены теоретические аспекты дистанционного мониторинга пространственных зон вероятного обледенения воздушных судов, основанного на измерениях профиля температуры метеорологическим температурным профилемером и на данных аэродромной метеорологической станции АМИС-РФ. Приведены экспериментальные результаты по дистанционному мониторингу пространственных зон вероятного обледенения воздушного судна с использованием данных, полученных в аэропорту г. Томска.

1. Теория обледенения

Возможность возникновения обледенения определяется по методу Годске или методу, который предложен в NCEP [1, 2]. В случае метода Годске [1] знание вертикальных профилей температуры и температуры точки росы, которая характеризует влажность воздуха, позволяет рассчитать пространственные зоны вероятного обледенения воздушных судов по формуле

$$T(z) \le -8 \cdot \{T(z) - T_d(z)\}, \qquad (1)$$

где $T(z)$ - температура на высоте z, $T_d(z)$ - температура точки росы на высоте z. Величина $-8 \cdot \{T(z) - T_d(z)\}$ есть температура насыщения по отношению ко льду.

Для метода, предложенного в NCEP [2], пространственные зоны вероятного обледенения воздушных судов определяется с помощью неравенств

$$-16^{\circ}\mathrm{C} \le T(z) \le 0^{\circ}\mathrm{C}, R_H(z) \ge 63\%, \qquad (2)$$

где $R_H(z)$ – относительная влажность на высоте z.

Таким образом, формулы (1) и (2) являются основой при определении пространственных зон возможного обледенения как в чисто капельных переохлажденных облаках и в зоне переохлажденного дождя, мокрого снега, мороси и т.п. под облаками, так и при непосредственной сублимации водяного пара.

2. Восстановления профиля влажности

В случае расчетов по методу Годске необходимыми измеряемыми параметрами являются температура $T(H)$ на высоте H, высота нижней кромки облачности H, приземное значение температуры точки росы $T_d(0) = T_{d,0}$. Профиль температуры точки росы восстанавливается по формуле

$$T_d(z) = \begin{cases} T_{d,0} + \dfrac{T(H) - T_{d,0}}{H} z, & z \le H \\ T(H), & \textit{в облаках} \end{cases} \qquad (3)$$

В случае расчетов по методу, предложенному в NCEP, необходимыми измеряемыми параметрами являются высота нижней кромки облачности H, приземное значение относительной влажности $R_H(0) = R_{H,0}$. Профиль относительной влажности восстанавливается по формуле

$$R_H(z) = \begin{cases} R_{H,0} + \dfrac{100\% - R_{H,0}}{H} z, & z \le H \\ 100\%, & \textit{в облаках} \end{cases}, \qquad (4)$$

Высота нижней кромки облачности, приземное значение температуры точки росы, приземное значение относительной влажности измеряется инструментально аэродромной

метеорологической станцией АМИС-РФ. Профиль температуры, включая ее значение $T(H)$ на высоте H, можно получить с помощью метеорологического температурного профилемера с высоким пространственно-временным разрешением. Таким образом, формулы (1) – (4) являются основой предлагаемого метода дистанционного мониторинга пространственных зон вероятного обледенения воздушных судов с использованием метеорологического температурного профилемера и аэродромной метеорологической станции АМИС-РФ.

3. Экспериментальная часть

Измерения профиля температуры $T(z)$ осуществлялось в аэропорту г. Томска (аэропорт Богашево) в нижнем километровом слое 10 октября и 11 октября 2012 г. с помощью метеорологического температурного профилемера МТР-5РЕ [3]. Нижняя кромка облачности H, приземное значение температуры точки росы $T_d(0) = T_{d,0}$ и приземное значение относительной влажности $R_H(0) = R_{H,0}$ определялись инструментально на аэродромной метеорологической станции АМИС-РФ.

На рисунке 1 представлены результаты измерений профиля температуры, полученные в аэропорту Богашево за периоды с 22.00 по 24.00 UTC 10 октября и с 00.00 по 22.00 UTC 11 октября 2012 г. Данные измерений аэродромной метеорологической службы, необходимые для расчета пространственных зон вероятного обледенения воздушных судов, за те же периоды представлены на рисунке 2.

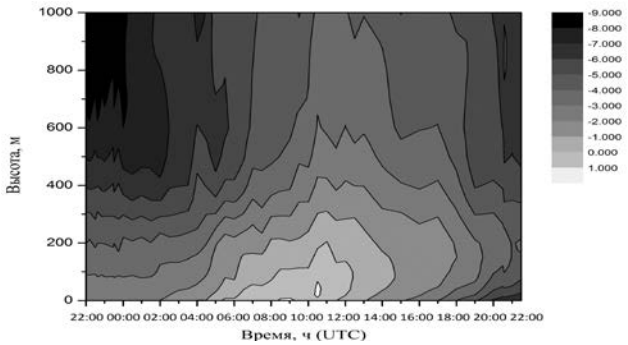


Рис. 1. Суточные вариации высотного профиля температуры 10-11.10.2012

Результаты расчета пространственных зон вероятного обледенения воздушных судов представлены на рисунке 3 за периоды с 22.00 UTC 10 октября до и 22.00 UTC 11 октября 2012 г. Черным цветом показаны зоны вероятного обледенения в облаках, темно серым цветом – в зоне мокрого снега, светло серый цвет соответствует зонам непосредственной сублимации водяного пара. Данные результаты были получены на основе формул (1), (3) и (2), (4), соответственно для метода Годске (левый график) и метода, предложенного в NCEP (правый

график), а также с использованием данных измерений профиля температуры и приземных значений метеопараметров, полученных в аэропорту Богашево и показанных на рисунках 1 и 2.

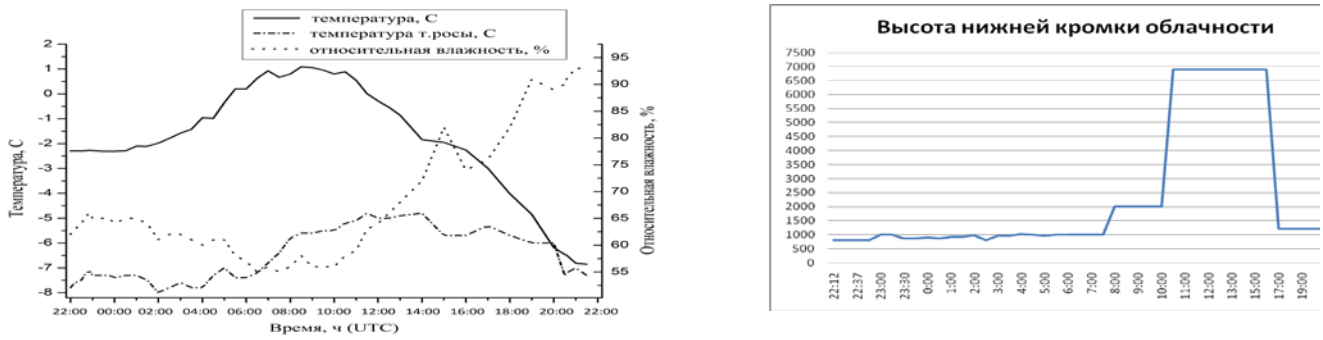
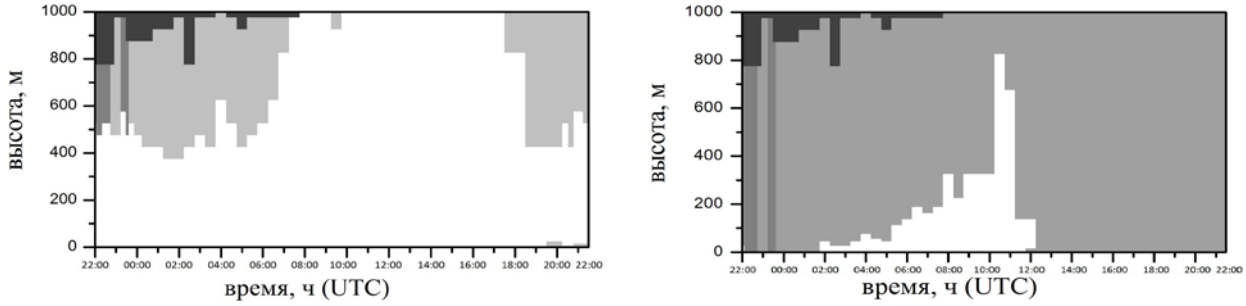


Рис. 2. Суточные вариации приземных значений метеопараметров 10-11.10.2012



Метод Годске Метод, предложенный в NCEP

Рис. 3. Пространственные зоны вероятного обледенения воздушных судов в период 10-11.10.2012

В период проведения эксперимента аэродромная метеорологическая служба фиксировала (согласно сообщениям с воздушных судов, в аэропорту отсутствует регистрация фактических значений вертикальных профилей температуры и влажности) обледенение на высоте 1000 м с 22.00 UTC 10 октября по 00.30 UTC 11 октября 2012 г. Из рисунка 3 видно, что зоны вероятного обледенения в облаках в период с 22.00 UTC 10 октября по 00.30 UTC 11 октября 2012 г. совпадают с реальным обледенением воздушного судна на высоте 1000 м, информация о которой поступала с воздушных судов. В другой период, а также на других высотах отсутствуют записи в журнале аэродромной метеорологической службы о фактическом обледенении, несмотря на то, что метеорологическая ситуация в аэропорту способствовала обледенению как в облаках и мокром снеге, так и в зонах непосредственной сублимации водяного пара.

Литература

1. Баранов А.М., Солонин С.В. Авиационная метеорология. Л.: Гидрометеоиздат, 1981.383 с.

2. Thompson G., Bruintjes R.T., Brown B.G., Hage F. Intercomparison of in-flight icing algorithms. Part 1: WISP94 real-time icing prediction and evaluation program // Weather and Forecasting. 1997. V. 12, P. 848–889.

3. НПО «АТТЕХ» [Электронныйресурс]. − Режим доступа http://attex.net/RU/mtp5PE.php

ВЛИЯНИЕ АЭРОЗОЛЯ НА ТЕМПЕРАТУРУ ВОЗДУХА В ЛЕТНИЙ СЕЗОН НАД ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТЬЮ ЯКУТИИ

М.С. Васильев, С.В. Николашкин

ФГБУН Институт космофизических исследований и аэрономии им. Ю.Г. Шафера СО РАН,

г. Якутск, Россия.

m.s.vasiliev@ikfia.sbras.ru; nikolashkin@ikfia.sbras.ru

Ключевые слова: приземная температура воздуха, аэрозоль, солнечная радиация, Якутия.

В настоящей работе представлены результаты исследования возможного влияния аэрозольных частиц в атмосфере на среднесуточные вариации приземной температуры воздуха в центральной части Якутии. Рассмотрен период экспериментальных наблюдений оптических свойств атмосферного аэрозоля солнечным фотометром CIMEL CE-318, входящий в сеть «AERONET» за 2004-2013 гг. Выбор летнего сезона июль-август обусловлен максимумом лесопожарной активности. Данный источник выброса в атмосферу продуктов горения лесного массива, сопровождающийся фотохимическим смогом, вероятней всего является основным источником увеличения аэрозольной оптической толщины в регионе, что вызывает понижение прозрачности атмосферы и температуры воздуха. В конечном итоге усиление таких проявлений в атмосферных параметрах может привести к «холодильному» эффекту.

Исследование является продолжением работы [1], в которой использованы натурные данные за июль месяц 2004-2012 гг. Рассматривались среднесуточные вариации приземной температуры воздуха (ПТВ, ^{o}C) - данные ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД» (метеостанция Якутск - 62.05^{o} с.ш., 129.45^{o} в.д.), а также аэрозольной оптической толщины (АОТ – уровень 2, τ_{500}) и параметр Ангстрема ($\tau_{500\text{-}870}$) – данные солнечного фотометра CIMEL CE-318 (61.662^{o} с.ш., 129.367^{o} в.д.), расположенного на полигоне ИКФИА СО РАН в 50 км к югу от Якутска, на степной долине р. Лена. В работе также были привлечены данные климатических моделей (реанализ) ERA-Interim и NCEP/NCAR [2, 3].

Использование натурных данных обусловлено тем, что результаты спутниковых исследований влияния аэрозолей на климат оказались недостоверными: их «холодильный» эффект занижен в 3-6 раз [4]. Авторы [4] считают, что спутниковые данные в этом случае недостоверны и могут использоваться только в связке с глобальными климатическими моделями.

Предварительные результаты исследования показали, что АОТ и параметр Ангстрема в центральной части Якутии в июле месяце 2004-2005 гг. и 2007-2010 гг. находятся в пределах 0,02-1,42 и 0,93-2,14 нм соответственно. В основном это высокодисперсные аэрозольные частицы, имеющие размер, не превышающий 0,003 мкм. Корреляционный анализ между

данными ПТВ и АОТ показал, что наблюдается неоднозначная картина взаимосвязи или ее отсутствие между АОТ и ПТВ в различные годы.

В августе месяце 2004-2011 гг. вариации АОТ и параметр Ангстрема находятся в пределах 0,02-0,55 и 0,53-2,11 нм соответственно. Как и в июле, месяце, в основном наблюдаются высокодисперсные аэрозольные частицы, имеющие размер, не превышающий 0,003 мкм. Вариации АОТ и ПТВ также имеют неоднозначную картину взаимосвязи или ее отсутствие. Данные АОТ в августе месяце имеют в различные периоды многочисленные пропуски наблюдения в определенные дни. Связано это, скорее всего, с тем, что измеряемые параметры с использованием высокого доверительного уровня 2 свидетельствует о недостаточности проводимой процедуры и о сравнительно частом наличии облаков и дней с осадками [5, 6].

Далее был рассмотрен единственный за весь период наблюдения в июле месяце случай анти-корреляционной связи (R=-0,368) АОТ и ПТВ в 2005 г. с резким возрастанием значений АОТ на 11-13 сутки, последующим спадом и восстановлением абсолютных фоновых значений на 16-18 сутки (рис. 1). В это время 11-13 сутки, наблюдались значения АОТ свыше 0.5 относительно среднего фонового значения 1-10 июля – 0.08 (превышение составило ~14%). Возможно, это и стало основной причиной резкого падения нисходящего потока солнечной радиации (НПСР – коротковолновая радиация), вследствие чего на 12-е сутки наблюдается понижение ПТВ примерно до 12 ^{o}C (данные ст. Якутск и ре-анализа ERA-Interim) относительно среднего фонового значения ~ 21,5 ^{o}C. Данные ре-анализа ERA-Interim с широтно-долготным разрешением 0,125^{o} x 0,125^{o} вокруг фотометра привлечены в связи с тем, что нахождение метеостанции Якутск (примерное расстояние до фотометра CIMEL CE-318 – 50 км) может исказить реальную картину влияния АОТ на среднесуточные вариации ПТВ. Влиянием такого проявления может оказаться так называемый «городской остров тепла», который является отражением суммы микроклиматических изменений, связанный с антропогенным преобразованием городской поверхности [7]. Однако, как видно из рис. 1, абсолютные значения ПТВ (данные ст. Якутск и ре-анализа ERA-Interim) и их функции аппроксимации практически схожи, за исключением явных амплитудных различий в определенные дни.

За период первой половины 1-18 июля 2005 г. (рис. 1) значения ПТВ по данным ст. Якутск и ERA-Interim с уровнем значимости 99% при $r_{крит}$=0,59 имеют достаточно хорошую корреляционную связь R=0,905. Значения АОТ имеют анти-корреляционную связь с данными ПТВ (ниже -0,6) и НПСР (ниже -0,3). Данные ПТВ ст. Якутск и ERA-Interim со значениями НПСР (NCEP/NCAR) имеют хотя и слабую корреляцию (свыше 0,45), однако немного ниже критического значения. Значения ПТВ (ст. Якутск, ERA-Interim) имеют корреляционную связь с данными НПСР (ст. Якутск) свыше 0,6.

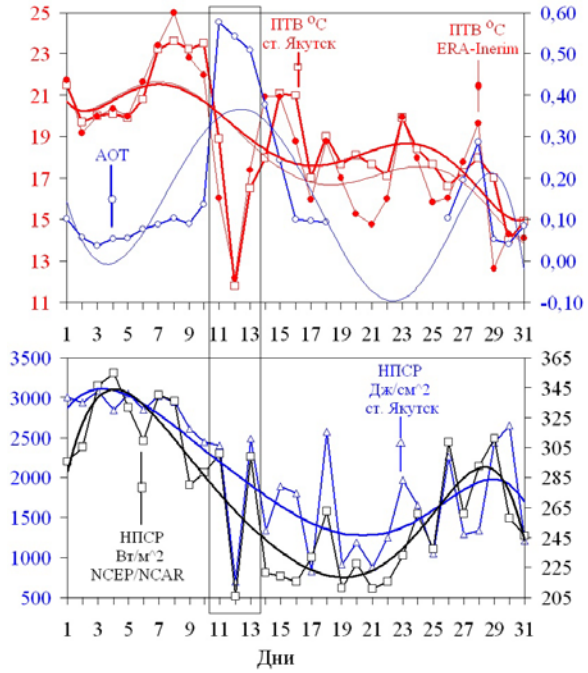


Рис. 1. Среднесуточные вариации АОТ (τ_{500}), ПТВ (ст. Якутск, ERA-Interim) и НПСР (ст. Якутск, NCEP/NCAR) в июле месяце 2005 г. Сплошные линии – аппроксимация (полиномы шестого порядка).

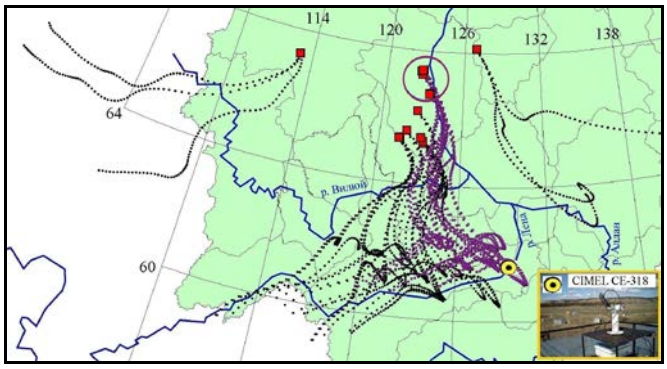


Рис. 2. Траектории распределения воздушных масс фотохимического смога на высотах 0, 500 и 1000 м (точки черного и фиолетового цвета) по данным модели HYSPLIT от очагов лесных пожаров (данные AVHRR/NOAA - квадраты с красным цветом) за период 11-13 июля 2005 года. Сплошной фиолетовый круг – зона очагов пожаров и траектории воздушных масс фотохимического смога, которые охватили местоположение фотометра CIMEL CE-318. Сплошные синие линии – основные элементы гидрографии.

По нашему мнению, причиной резкого увеличения абсолютных значений АОТ с 11-13 июля 2005 г. стал фотохимический смог, образовавшийся от очагов возгорания лесного массива на территории Якутии. На рис. 2 представлена сводная карта очагов лесных пожаров за период 11-13 июля 2005 г. по данным AVHRR/NOAA и траектории движения воздушных масс (данные модели HYSPLIT [8]), возможно содержащие продукты горения лесного массива на высоте 0, 500 и 1000 м. Видно (рис. 2), что за данный период очаги возгорания, обнаруженные спутниковым мониторингом, проведенным в ИКФИА СО РАН расположены северо-западнее от фотометра CIMEL CE-318. В этот же период наблюдается картина смещения воздушных масс от очагов пожара в юго-западном направлении или юго-восточном и наоборот. Траектории воздушных масс смога от очагов возгорания, выделенные фиолетовым кругом, непосредственно охватили окрестность расположения фотометра, что и могло вызвать повышение значений АОТ с 11-13 июля 2005 г. За период 1-10 июля на территории Якутии также наблюдалась лесопожарная активность, однако траектории воздушных масс от очагов возгорания оказались вне зоны расположения фотометра.

Таким образом, на территории центральной части Якутии в летнее время наблюдается неоднозначная картина взаимосвязи АОТ и ПТВ. Взаимосвязь проявляется по-разному в зависимости от поступления солнечной коротковолновой радиации и присутствия в атмосфере аэрозольных частиц, образовавшихся вследствие продуктов горения лесного массива. В частности наблюдается преимущественно картина корреляционной связи АОТ и ПТВ, однако, в определенные месяцы за исследуемые периоды отмечалась анти-корреляционная связь с уровнем значимости 99% при $r_{крит.}$=0,45 в июле 2005 г. (R=-0,368) и августе 2010 г. (R=-0,285). На примере июля месяца 2005 г. показано, что основным источником возрастания АОТ свыше 0,5 в период 11-13 июля с содержанием высокодисперсных частиц, которое привело к падению уровня поступления солнечной коротковолновой радиации, вследствие чего наблюдалось резкое снижение ПТВ, могут служить очаги возгорания лесного массива, приводящие к выбросу фотохимического смога.

Работа поддержана грантами РФФИ №№ 15-05-05320а, 13-05-01036а.

1. *Васильев М.С., Николашкин С.В., Решетников А.А., Титов С.В.* Взаимосвязь вариаций температуры воздуха и содержания аэрозоля в центральной Якутии в летнее время / Аэрозоли Сибири. XXI Рабочая группа: Тезисы докладов. – Томск: Изд-во ИОА СО РАН. 2014. С. 57.

2. *ECMWF Newsletter No. 110* – Winter 2006/07. / Riddaway B. (ed.) Reading: European Center for Medium-Range Weather Forecast. 2007. P. 53.

3. *Kistler R. et. el.* The NCEP-NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Mean CD-ROM and Documentation // Bull. Amer. Met. Soc. 2001. V. 82. № 2. P. 247-267.

4. *Penner J.E., Xu L., Wang M.* Satellite methods underestimate indirect climate forcing by aerosols // Proceedings of the National Academy of Sciences. 2011. V. 108. Issue 33. P. 13404-13408.

5. *Матющенко Ю.Я., Павлов В.Е.* Малоугловые аэрозольные и облачные образования на фоне преобладающе безоблачной атмосферы // Межрегиональный экологический форум: Сб. мат. Форума. Барнаул. 2004. С. 138-141.

6. *Павлов В.Е., Зацепин П.М., Матющенко Ю.Я.* Отбор безоблачных ситуаций по данным AERONET // XXI Рабочая группа «Аэрозоли Сибири». Томск. 2004. С. 17.

7. *Оке Т.Р.* Климаты пограничного слоя // Л.: Гидрометеоиздат. 1982. 359 с.

8. *Draxler R.R., Rolph G.D.* HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) / Model access via NOAA ARL READY Website: http://www.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php. - NOAA Air Resources Laboratory, College Park, MD. 1997.

РАДИАЦИОННЫЙ γ / β – ТРАССЕР ОПАСНЫХ ПРИРОДНЫХ И ТЕХНОГЕННЫХ ЯВЛЕНИЙ

В. С. Яковлева[1], Е. О. Макаров[2], П. М. Нагорский[1,3], П. П. Фирстов[2]

[1]Федеральное государственное автономное образовательное учреждение высшего образования Национальный исследовательский Томский политехнический университет

[2]Камчатский филиал геофизической службы РАН

[3]Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт мониторинга климатических и экологических систем Сибирского отделения Российской академии наук

vsyakovleva@tpu.ru, firstov@kscnet.ru, npm_sta@mail.ru

Ключевые слова: атмосфера, атмосферная радиоактивность, экология

Аннотация. Предложен радиационный γ / β - трассер опасных природных и техногенных явлений: отношение измеренных значений плотности потоков β- и γ- излучений в приземной атмосфере. Проведен анализ временных зависимостей отношения скоростей счета β- и γ- импульсов. Показано, что при прохождении циклона через территорию Японии (Фукусима) на Камчатку зафиксировано значительное возрастание отношения γ / β.

1. Введение. Основным направлением исследований атмосферной радиоактивности до сих пор является искусственная радиоактивность, вызванная испытаниями ядерного оружия, техногенными авариями и технологическими процессами [1-3]. Эти вопросы призвана решать действующая на территории России единая государственная автоматизированная система контроля радиационной обстановки (ЕГАСКРО). Её основным звеном является контроль γ-фона. Выбор γ- излучения объясняется его высокой проникающей способностью. Контроль атмосферных полей β- излучений заменяют, в основном, контролем суммарной дозы β-активности, либо β- активности отдельных радионуклидов. Контроль атмосферных полей α-излучений производится эпизодически. Известно, что уровень измеренной радиации заметно возрастает при выпадении осадков. Этот рост обусловлен наличием дочерних продуктов распада (ДПР) в каплях дождя или хлопьев снега [2-5]. Эманирующий радон перемешивается в пограничном слое атмосферы, а затем переносится в тропосфере в результате диффузии, ветра и конвекции. Являясь благородным газом, радон присутствует в атмосфере и не зависит от облаков и (или) осадков. Образовавшиеся ДПР радона являются тяжелыми металлами (в том числе ^{214}Pb, период полураспада T ~ 27 мин, ^{214}Bi, T ~ 20 мин), которые достаточно быстро которые быстро прилипают к частицам аэрозоля. В отличие от ^{222}Rn, ДПР могут удаляться из атмосферы атмосферными осадками.

2. Постановка задачи. Для оценок уровня ионизирующей радиации используются методы анализа обратных траекторий воздушных масс, скоростей их переноса и информации о скорости эманации радона из литосферы [2,5,7]. Надежное прогнозирование увеличения γ-

излучения от осадков затруднительно, поскольку концентрация ДПР радона в осадках сложным образом зависит от концентрации радона в атмосфере, образования и переноса облаков, типа осадков [2,5]. В работах, посвященных оценкам уровня ионизирующей радиации, используются данные только о γ- излучении. Хорошо известно, что процессы распада радона и его ДПР формируют не только γ- фон, но также α- и β- фон. Этот фактор пока никак не используется в анализе уровня и вариаций компонент радиационного фона.

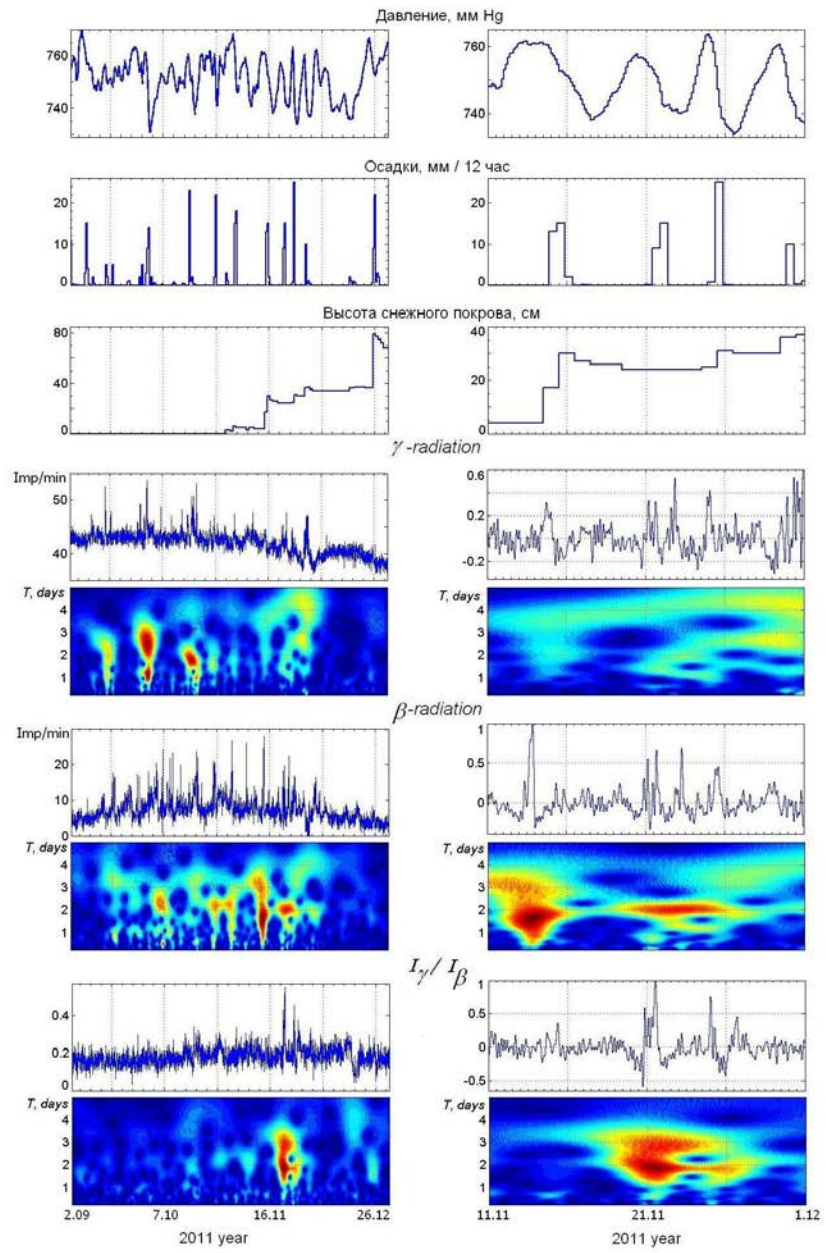
Подчеркнем ещё одно, весьма важное обстоятельство: непосредственное воздействие ионизирующих излучений на окружающую среду, биологические объекты и человека определяется видом излучения. Потоки α- частиц, имеющие очень малую длину пробега в воздухе, могут воздействовать только на кожные покровы и легкие. Потоки β- частиц способны проходить в воздухе расстояние от десятков сантиметров до нескольких метров. В биологических тканях величина пробега этих частиц лежит в пределах от долей до единиц сантиметров (воздействуют на кожные и подкожные ткани). Поток фотонов γ- излучения обладает высокой проникающей способностью и в воздухе может проходить расстояния более 1 км (воздействует на весь организм).

Проведенные нами ранее исследования позволили установить, что вариации γ- и β- фона не являются полностью согласованными [2,6,8] как на внутрисуточных, так и на межсуточных и более длительных интервалах. Выявленное различие в динамике γ- и β- фона является основой настоящей работы, в которой проведены исследования динамики γ/β- трассера, представляющего отношение измеренных в приземной атмосфере значений плотности потоков γ- и β- излучений.

3. Результаты мониторинга и их анализ. Мониторинг анализируемых величин проводился по методике, изложенной в [6], на территории г. Томска (асейсмичный регион с континентальным типом климата) и в п. Паратунка, Камчатка (сейсмоактивный регион с морским типом климата). Результаты данных мониторинга дополнялись текущими данными о космической погоде (поток солнечного радиоизлучения, число Вольфа, индексы геомагнитной активности, интенсивность потока космических лучей и т.д.).

Как указывалось ранее [2,4,5,7,8], синоптические процессы играют важную роль в уровне и динамике атмосферных β- и γ- излучений и могут привести к увеличению уровня фона в несколько раз. Это хорошо видно на рис. 1, на котором приведены данные, полученные в сейсмоопасном регионе (п. Паратунка, Камчатка). Здесь: слева – вариации метеорологических и радиационных величин со 2 сентября по 31 декабря 2011 г.; справа – фрагмент (с 11.11.11 г. по

01.12.11 г.). Данные по γ-, β- вариациям и их отношению (правая колонка) были пропущены через полосовой фильтр с полосой периодов 4 час. - 10 сут. и нормированы.



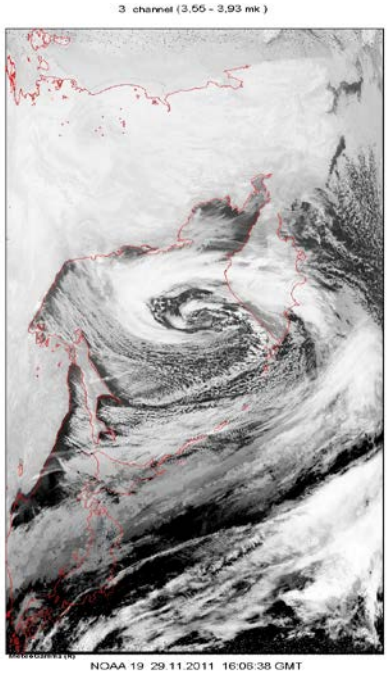


Рис. 2 – Данные ИК канала метеоспутника NOAA о циклоне на территории Камчатки и Японии

Рис. 1 – Вариации данных атмосферного давления, осадков, высоты снежного покрова, числа импульсов γ- и β- радиации (высота 5 м) и их нормированного отношения. Для данных радиационных измерений построены вейвлет-спектрограммы. Данные были пропущены через полосовой фильтр

Как следует из рис. 1., падение атмосферного давления, связанное с прохождением очередного циклона, сопровождается выпадением осадков в виде дождя (или снега) и соответствующими выбросами в как в β-, так и γ- фоне. Видно, что выбросы в уровнях фона компонент ионизирующей радиации (β и γ), обусловленные очередным циклоном, не приводят к значительному изменению их отношения. Исключением являются вариации атмосферных полей β- и γ- излучений во второй половине ноября 2011 г., во время прохождения циклона через район атомной станции Фукусима (Япония) на Камчатку. Схема движения циклона показана на рис. 2.

Возможной причиной появления выброса во временной зависимости отношения скоростей счета β- и γ- импульсов является захват циклоном радиоактивных аэрозолей техногенного происхождения в районе атомной станции Фукусима. Появление в атмосфере радиоактивных аэрозолей техногенного происхождения должно сопровождаться появлением новых радиоактивных элементов, соответствующими изменениями в вариациях атмосферных полей β- и γ- излучений, а также их отношения.

4. Заключение. Предложенный γ / β- трассер может быть весьма чувствительным индикатором нестационарных процессов, связанных с опасными природными и техногенными явлениями. Связано это с тем, что техногенные, литосферные, и атмосферные процессы приводят к качественному изменению состава радионуклидов в атмосфере и, как следствие, к изменению отношения γ / β. Вариации γ / β- трассера приводят к изменениям механизмов воздействия ионизирующих излучений на окружающую среду, что является важным фактором, определяющих качество среды обитания.

Поддержано ФЦП, проект № 2014-14-576-0165-037.

Литература

1. *Уткин В.И., Юрков А.К.* Радон и проблема тектонических землетрясений // Вулканология и сейсмология. 1997. № 4. С. 82-94.
2. *Firstov P.P., Yakovleva V.S., Shirokov V.A. et al.* The nexus of soil radon and hydrogen dynamics and seismicity of the northern flank of the Kuril-Kamchatka subduction zone // Annals of Geophysics. 2007. V. 50. № 4. P. 547-556.
3. *Микляев П.С., Петрова Т.В.* Механизмы формирования потока радона с поверхности почв и подходы к оценке радоноопасности селитебных территорий // АНРИ. 2007. № 2. С. 2-16.
4. *Cortes, G., Sempau, J., Ortega, X.* Automated measurement of radon daughters Bi-214 and Pb-214 in rainwater // Nukleonika. 2001. V. 46. P. 161–164.
5. *Mercier J.-F., Tracy B.L., d'Amours R. et al.* Increased environmental gamma-ray dose rate during precipitation: a strong correlation with contributing air mass // J. of Environ. Radioactivity. 2009. V. 100. P. 527–533.
6. *Яковлева В.С., Ипполитов И.И., Кабанов М.В. и др.* Скоординированный многофакторный эксперимент по анализу процессов поступления почвенного радона в приземный слой атмосферы // АНРИ. 2009. № 4. С. 55-60.
7. *Greenfield M.B., Ito N., Kubo K. et al.* Determination of rain age via g rays from accreted radon progeny // J. of App. Phys. 2008. V. 104. № 07 4912.
8. *Nagorskiy P.M., Cherepnev M. S., Firstov P.P. et al.* Consistency of Component Variations of Ionizing Radiation and Atmospheric-Electric Values // XV Intern. Conf. on Atmospheric Electricity, Norman, Oklahoma, USA. 2014. 4 p. http://www.nssl.noaa.gov/users/mansell/ icae2014/preprints/Nagorskiy_201.pdf

АЛГОРИМЫ ВАРИАЦИОННОГО УСВОЕНИЯ ДАННЫХ ОТ РАЗЛИЧНЫХ НАБЛЮДАТЕЛЬНЫХ СИСТЕМ

В.В.Пененко

Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН

penenko@sscc.ru

Ключевые слова: вариационный принцип, усвоение данных, модели процессов, модели наблюдений

Аннотация

Предлагается новый метод совместного использования математических моделей и разнородных данных от различных наблюдательных систем наземного и аэрокосмического базирования, включая последовательности изображений. Метод основан на вариационных принципах со слабыми ограничениями. Алгоритм его реализации позволяет оперативное использование изображений в задачах прогнозирования и реконструкции многомерных полей функций состояния.

Введение. В докладе представлены новые аспекты вычислительной технологии для решения объединенных задач гидротермодинамики и химии атмосферы применительно к исследованиям теории климата, прогноза погоды и охраны окружающей среды. Удобный инструментарий для этих целей обеспечивают вариационные принципы со слабыми ограничениями [1-3]. Они позволяют согласованно и оперативно использовать комплекс математических моделей исследуемых процессов вместе со всей доступной информацией от различных наблюдательных систем наземного и аэрокосмического базирования, включая информацию в виде последовательности изображений. Ставшие к настоящему времени традиционными, методы для обращения операторов наблюдений имеют ограниченные возможности даже на современных вычислительных системах. После таких обращений результаты дистанционных наблюдений необходимо представлять в терминах функций состояния четырехмерной динамики атмосферы, а затем связывать их с моделями переноса и трансформации соответствующих субстанций. В отличие от такого подхода вариационные принципы позволяют организовать систему моделирования от постановок задач до получения результатов и обеспечить оперативное усвоение всей поступающей в эту систему информации.

Модели процессов. Для этих целей будем использовать комплекс математических моделей для решения совместных задач гидротермодинамики и химии атмосферы. Структуру этих моделей можно представить в операторном виде:

$$L(\boldsymbol{\varphi}, \mathbf{Y}, \mathbf{r}) \equiv \frac{\partial \boldsymbol{\varphi}}{\partial t} + G(\boldsymbol{\varphi}, \mathbf{Y}) - \mathbf{f} - \mathbf{r} = 0 \ , \qquad (1)$$

$$\boldsymbol{\varphi}^0 = \boldsymbol{\varphi}_a^0 + \boldsymbol{\xi} \ . \qquad (2)$$

Здесь $\boldsymbol{\varphi}(\mathbf{x},t)=\left(\varphi_i(\mathbf{x},t), i=\overline{1,n}\right)$ - вектор-функции состояния, принадлежащие вещественному пространству $Q(D_t)$, $D_t=D\times[0,\overline{t}]\in R^4$, $D\in R^3$ - область изменения пространственных координат $\mathbf{x}=(x_i, i=\overline{1,3})$; $\Omega_t=\Omega\times[0,\overline{t}]$, Ω_t,Ω - границы областей D_t, D, соответственно; $[0,\overline{t}]$- интервал изменения времени. Область D может быть глобальной для всей Земли или ограниченной частью глобальной системы. В состав нелинейного оператора модели $G(\boldsymbol{\varphi},\mathbf{Y})$ входят дифференциальные и интегро-дифференциальные составляющие, $\mathbf{Y}$ - вектор параметров модели, принадлежащий области допустимых значений $R(D_t)$, $\mathbf{f}$ -функции источников, $\boldsymbol{\varphi}^0$-начальное состояние при $t=0$, а $\boldsymbol{\varphi}_a^0$- его априорная оценка, $\mathbf{r},\boldsymbol{\xi}$ - искомые функции, представляющие в обобщенном виде неопределённости и ошибки соответствующих объектов**.**

В объединенных моделях динамики и химии, функции состояния $\boldsymbol{\varphi}(\mathbf{x},t)$ имеют блочную структуру с элементами трех типов: переменные гидродинамического блока: вектор скорости, температура, плотность, давление; категории влаги в гидрологическом цикле атмосферы: водяной пар, облачная вода, дождь**,** вода в жидкой фазе; вода в твердой фазе (лед, снег); совокупность субстанций в газовом и аэрозольном состояниях. Все объекты в системе (1)-(2) (кроме констант) зависят от пространственных координат и времени.

Модели наблюдений. Ключевым элементом всех технологий прогнозирования являются данные измерений реального поведения исследуемых процессов. Мы строим систему моделирования так, чтобы в перспективе можно было использовать всю доступную информацию от различных наблюдательных систем: контактных (*in situ)* и дистанционных. Описание моделей наблюдений для спутниковых, лидарных и микроволновых систем мониторинга формально имеют похожую структуру. Представляется целесообразным также использовать доступные наблюдения с беспилотных летательных аппаратов и данные зондирования солнечными фотометрами системы АЭРОНЕТ. Полезное свойство всех дистанционных способов наблюдений, дающих интегрированные по толще атмосферы характеристики, состоит в том, что их использование вместе с моделями в режиме обратного моделирования расширяет масштабы областей наблюдаемости, по сравнению с точечными наблюдениями.

Спутниковые средства наблюдений измеряют излучаемую или отраженную радиацию от поверхности Земли, атмосферы или от объектов гидросферы. Результаты измерений современными методами и инструментами дистанционного зондирования представляются как периодически повторяемые мультиспектральные и гиперспектральные изображения. Эти

изображения после предварительной обработки данных зондирования доступны для использования в цифровой форме. Обычно каждый базовый элемент (пиксель) такого изображения содержит локально осредненные данные в размерностях следующих типов: пространственные координаты, время, длины волн или частоты излучения и т.д. Характеристики динамики и состава атмосферы и водных объектов в изображениях содержат результаты проинтегрированного спектрального сигнала вдоль направлений траекторий зондирования. Последовательности изображений демонстрируют пространственно-временную динамику процессов. Контактные наблюдения (in situ) дают информацию, четко привязанную к конкретным элементам пространства и интервалам времени. Их использование совместно с данными дистанционных наблюдений повышает точность представления всей совокупности информации.

Рассмотрим способы включения данных наблюдений в систему моделирования с помощью вариационных принципов. Чтобы использовать их в рамках вариационной организации вычислительных технологий вместе с моделями процессов, сформулируем модели наблюдений, выражающие функциональные зависимости между результатами измерений и их образами, вычисленными через функции состояния моделей (1)-(2). Запишем эти зависимости, формально, в виде:

$$\boldsymbol{\psi}_k = H_k(\boldsymbol{\varphi}) + \boldsymbol{\eta}_k,\ k = \overline{1,K}, \tag{3}$$

где $\boldsymbol{\psi}_k \in \Psi(D_t^m, \omega_\nu)$ набор измеряемых величин, Ψ - «пространство измерений», K - количество различных видов наблюдений и $\{H_k(\boldsymbol{\varphi})\}$- совокупность моделей наблюдений, $\boldsymbol{\eta} = \{\boldsymbol{\eta}_k\}$ - функции, которые вводятся для учета неопределенностей, как в представлении самих моделей наблюдений, так и данных измерений сформулированных выше образов. Значения наблюдений определяются на множестве подобластей $D_{tk}^m \in D_t^m \subset D_t$ и на совокупности спектральных диапазонов измерительных систем, которую обозначим через ω_ν. Модели наблюдений осуществляют операции преобразования информации, рассчитанной по результатам моделирования функций состояния $\boldsymbol{\varphi} \in Q(D_t)$ моделей процессов (1)-(2), к объектам $\boldsymbol{\psi} = \{\boldsymbol{\psi}_k\}$ пространства измерений Ψ. В свою очередь, сопряженные операторы $[\partial H_k(\boldsymbol{\varphi}) / \partial \boldsymbol{\varphi}]^T$ переводят информацию из пространства наблюдений Ψ в пространство функций состояния $Q(D_t)$.

Типичными примерами таких моделей наблюдений в задачах усвоения данных являются: модель зондирования со спутника спектральной интенсивности излучения

$$I(\nu_i,\mathbf{x},t)=\left[B\left(\nu_i,T(\mathbf{x},t)\right)P(\nu_i,\mathbf{x},\boldsymbol{\varphi})\right]_{z=z_s}+\int_{z_s}^{z_h}\left(\partial P(\nu_i,\mathbf{x},\boldsymbol{\varphi})/\partial z\right)B\left(\nu_i,T(\mathbf{x},t)\right)dz\,; \tag{4}$$

модель расчета спектральной оптической толщи атмосферы

$$\tau(\nu,\mathbf{x},\boldsymbol{\varphi})=\int_{z_s}^{z_h}\alpha(\nu,\mathbf{x},\boldsymbol{\varphi})dz\,; \tag{5}$$

и модель лазерного зондирования атмосферы

$$S(r)=Cb(r)\alpha(r)\exp\left(-2\int_0^r\alpha(r')dr'\right)\,. \tag{6}$$

Функционалы для оценки качества моделей и усвоения данных наблюдений. Для целей усвоения данных Здесь I - спектральная интенсивность излучения которая измеряется на частоте ν; $B_\nu(T)=a\nu^3\left[\exp\left(b\nu/T\right)-1\right]^{-1}$- функция Планка, зависящая от частоты ν и температуры T; P-функция пропускания слоя атмосферы от эффективной верхней границы z_h до уровня z, z_s- рельеф поверхности Земли; $\tau(\nu,\mathbf{x},\boldsymbol{\varphi})$ - оптическая толщина всей атмосферы на трассе прохождения солнечных лучей при заданном зенитном угле Солнца; $\alpha(\nu,\mathbf{x},\boldsymbol{\varphi})$- объемный коэффициент ослабления излучения, С- константа калибровки лазера, r - расстояние вдоль трассы зондирования в области D_t, $S(r)$ - лидарная S-функция, представляющая собой величину измеренного сигнала, $b(r)$ - лидарная функция. Зависимость от пространственных координат здесь учитывается параметрически. В этих моделях участвуют оптически активные компоненты вектора состояния $\boldsymbol{\varphi}$. Правые части в (4)-(6) представляют математическое описание соответствующих моделей наблюдений, а левые - образы измеряемых величин. Модификации моделей (5) используются также для исследования спектральных свойств аэрозолей в атмосфере с помощью системы наземного базирования Аэронетнаблюдений и решения обратных задач введем функционал качества, выражающий суммарную меру невязок между измеренными и рассчитанными с помощью моделей значениями характеристик изучаемого процесса

$$\Phi_0(\boldsymbol{\varphi})=\sum_{k=1}^{K}\frac{1}{2}\int_{D_t}\left(W_{1k}\boldsymbol{\eta}_k,\boldsymbol{\eta}_{k,}\right)\chi_k(\mathbf{x},t)dDdt\equiv\left(W_1\boldsymbol{\eta},\boldsymbol{\eta}\right)_{D_t^m}. \tag{7}$$

Вектор $\boldsymbol{\eta}_k=\boldsymbol{\psi}_k-H_k(\boldsymbol{\varphi})$ определяет невязку между измеренными значениями характеристик процесса и образами этих характеристик, вычисленных с помощью соответствующих моделей наблюдений; W_{1k} - блочно-диагональные весовые матрицы для формирования скалярных

произведений в пространстве измеряемых характеристик $\Psi(D_t^m, \omega_\nu)$, χ_k - весовые функции, носители которых отражают пространственно-временную локализацию систем и результатов наблюдений. Суммирование в (7) осуществляется по всем типам наблюдений, а интегрирование – по всей области D_t для всех типов наблюдений. Структура матриц W_{1k} зависит от специфики данных измерений соответствующих типов.

Вариационный принцип со слабыми ограничениями. Для объединения всей совокупности разнородных элементов в системе «модели процессов - данные и модели наблюдений» определим вариационный принцип со слабыми ограничениями для оценок расширенного функционала [1,2,4]:

$$\Phi(\boldsymbol{\varphi}, \mathbf{Y}, \mathbf{r}, \boldsymbol{\xi}, \boldsymbol{\varphi}^*) \equiv \int_{D_t} \left(\frac{\partial \boldsymbol{\varphi}}{\partial t} + G(\boldsymbol{\varphi}, \mathbf{Y}) - \mathbf{f} - \mathbf{r}, \boldsymbol{\varphi}^* \right) dDdt + \\ 0,5\alpha_1 (W_1 \boldsymbol{\eta}, \boldsymbol{\eta})^m_{D_{t,\nu}} + 0,5\alpha_2 (W_1 \mathbf{r}, \mathbf{r}) + \alpha_2 (W_1 \boldsymbol{\xi}, \boldsymbol{\xi}). \tag{8}$$

Здесь первое слагаемое справа – функционал интегрального тождества для моделей процессов. Его структуру определяем исходя из уравнений баланса полной энергии системы (1)-(2); сопряженные функции $\boldsymbol{\varphi}^* \in Q^*(D_t)$ имеют такую же структуру как $\boldsymbol{\varphi} \in Q(D_t)$. Они представляют распределенные множители Лагранжа, которые вводятся в систему для учета моделей процессов в качестве ограничений на класс функций состояния $\boldsymbol{\varphi}$ для оценок функционала (7) и для решения задачи усвоения данных, учитываемых в моделях наблюдений (3). Следующие три функционала в (8) выражают суммарную меру неопределенностей в системе модели-наблюдения; $\alpha_k > 0$, W_k - весовые коэффициенты и матрицы.

Для решения задач мы строим согласованные дискретные аналоги функционалов (7) и (8). При этом используем метод декомпозиции и расщепления и методы сопряженных интегрирующих множителей [3]. Соответствующие дискретные объекты будем отмечать индексом h. Окончательно, для решения задачи вариационного усвоения данных получим 4 системы уравнений

$$\partial \Phi^h / \partial \boldsymbol{\varphi}^* = 0; \quad \partial \Phi^h / \partial \boldsymbol{\varphi} = 0; \quad \partial \Phi^h / \partial \mathbf{r} = 0; \quad \partial \Phi^h / \partial \boldsymbol{\xi} = 0. \tag{9}$$

Первые две из них представляют системы основных и сопряженных задач, а две следующие-системы для нахождения функций неопределенностей. Уравнения (9) выражают условия стационарности функционала (8) к вариациям его соответствующих векторных аргументов $\boldsymbol{\varphi}^*, \boldsymbol{\varphi}, \mathbf{r}, \boldsymbol{\xi}$. При использовании методов расщепления и декомпозиции системы (9) на каждом шаге по времени $t_{j-1} \le t \le t_j$ решаются прямыми безытерационными алгоритмами [1,4]. После

их решения формируем соотношения чувствительности функционала (8) к вариациям $\delta\mathbf{Y}$ и $\delta\mathbf{f}$ векторов модели (1)-(2) $\mathbf{Y}$ и $\mathbf{f}$:

$$\delta\Phi^h = \left(\frac{\partial\Phi^h}{\partial\mathbf{Y}}, \delta\mathbf{Y}\right) + \left(\frac{\partial\Phi^h}{\partial\boldsymbol{\xi}}, \delta\boldsymbol{\xi}\right). \qquad (10)$$

Эти соотношения дают определения функций чувствительности, необходимых для количественного анализа моделей процессов в пространстве параметров и источников воздействий. На их основе формируются также уравнения обратных связей для решения обратных задач. Функции неопределенностей $\mathbf{r}$ дают информацию о степени точности моделей процессов по отношению к набору информации, используемой в (7) для усвоения. Производные функционалов (7) и (8) для построения систем (9) и соотношений (10) определяются в смысле Гато. Все алгоритмы (9) и (10) согласованы между собой по построению.

Заключение. Предложена вычислительно эффективная технология оперативного усвоения данных от различных наблюдательных систем наземного и космического базирования. Для этих целей используются вариационные принципы в формулировке со слабыми ограничениями, позволяющие строить безытерационные прямые алгоритмы усвоения гетерогенной информации для моделей процессов и наблюдений с высоким пространственно-временным разрешением. Предлагаемая методика имеет универсальный характер и применима также для моделей динамики океана, аэродинамики, эволюции моделей живых систем и др.

Работа выполняется при поддержке Президиума РАН, Программы фундаментальных исследований №43, и РФФИ, проект №14-01-00125-а .

Литература

1. *V. V. Penenko* . Variational methods of data assimilation and inverse problems for studying the atmosphere, ocean, and environment // Numerical Analysis and Applications. 2009. V. 2. No 4. 341-351.
2. *V. Penenko, A.Baklanov, E. Tsvetova and A. Mahura.* Direct and inverse problems in a variational concept of environmental modeling //Pure and Applied Geoph. 2012.V.169. P. 447-465.
3. *V.V. Penenko, E.A. Tsvetova, A.V. Penenko.* Variational approach and Euler's integrating factors for environmental studies// Computers and Mathematics with Applications. 2014. V.67. Issue 12. P. 2240–2256.
4. *А.В.Пененко, В.В.Пененко.* Прямой метод вариационного усвоения данных для моделей конвекции-диффузии на основе метода расщепления. Вычислительные технологии. 2014. Т.19. №4. 69-83.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ АВТОМАТИЗИРОВАННОЙ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИОННО-ИЗМЕРИТЕЛЬНОЙ СИСТЕМЫ ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ ОСНОВНЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ И АТМОСФЕРНО-ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ВЕЛИЧИН

С. Ю. Золотов

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, г. Томск

Sergey-Zo@yandex.ru

Ключевые слова: метеорологический комплекс, сбор данных, мониторинг в реальном времени.

Автоматизированная метеорологическая информационно-измерительная система выполняет измерение основных метеорологических и атмосферно-электрических величин, сбор, хранение и представление данных измерений в графическом и цифровом виде.

Необходимость в информационно-техническом обеспечении по предоставлению единого механизма централизованного управления метеорологическими данными растет с каждым годом. В настоящее время имеется ряд действующих метеорологических комплексов, структура каждой из них включает индивидуальный механизм накопления, хранения и выдачи данных пользователю. Все они могут быть объединены в автоматизированную метеорологическую информационно-измерительную систему (АМИИС).

Данная система выполняет измерение основных метеорологических и атмосферно-электрических величин, сбор, хранение и представление данных измерений в графическом и цифровом виде.

Измерительные датчики метеорологических комплексов, как и сами комплексы, могут располагаться на разных наблюдательных площадках. Все эти датчики подключены к ряду контроллеров или приборов, которые оцифровывают приходящие сигналы от данных устройств и передают их специальной компьютерной программе (драйверу контроллеру). Период опроса контроллеров может быть разный (вплоть до секундных величин), причем само значение величины может быть как мгновенным, так и усредненным за этот период.

С драйвером контроллера взаимодействует сервер базы данных для данного прибора. Сервер данных проводит контроль работоспособности контроллера, установку режима подключения/отключения новых датчиков и выдачи данных клиенту по требованию за определенный промежуток времени. Передача данных клиенту приложения осуществляется по локальной сети. Совокупность всех локальных серверов баз данных составляют единую распределенную базу данных АМИИС.

Предоставление данных пользователю осуществляется через специальную программу клиента. С помощью данной программы клиента можно:

1) проводить полноценный мониторинг в режиме реального времени характеристик воздуха и почвы;

2) получать графическое представление поведения во времени той или иной характеристики;

3) получать данные прошлых периодов;

4) сохранять данные на жесткий диск пользователя для последующего их полноценного анализа в математических пакетах.

Значения ряда измеряемых метеорологических величин в самой базе данных могут храниться в виде кодов каналов датчиков. Калибровка датчиков осуществляется силами пользователей этих метеорологических комплексов и представляет собой подбор оптимальной формулы преобразования из кодов контроллера в физическую величину. Эти формулы калибровок и их параметры хранятся в программе клиента, что позволяет периодически проводить перекалибровки датчиков и осуществлять коррекцию самих формул преобразования и их параметров для текущего и прошлого времени без необходимости изменения самих кодов данных.

В настоящий момент апробация АМИИС проводится на метеорологических комплексах, установленных на двух наблюдательных площадках (наземной и высотной) Института мониторинга климатических и экологических систем (ИМКЭС).

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ДИНАМИКИ БИОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ И НАПРАВЛЕНИЯ ПОТОКОВ CO_2 МЕЖДУ АТМОСФЕРОЙ И ВОДНОЙ ПОВЕРХНОСТЬЮ В ЗАЛИВАХ ЯПОНСКОГО МОРЯ И НА ОЗЕРЕ БАЙКАЛ.

А.М. Шамрин, Д.А. Пестунов, М.В. Панченко,

К.А. Шмирко*, А.Н. Павлов*,

П.А. Салюк**, И.Е. Степочкин**,

М.В. Сакирко***, В.М. Домышева***

Институт оптики атмосферы им. В.Е.Зуева СО РАН, Томск, Россия,

* Институт автоматики и процессов управления ДВО РАН, Владивосток, Россия

** Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия

***Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, Россия,

pmv@iao.ru, shamrin.ar@yandex.ru.

Японское море, углекислый газ, мобильный комплекс, эквилибратор.

Аннотация В работе проводится сопоставление результатов идентичных измерений направления потоков CO_2 между атмосферой и водой и динамики биогенных элементов в кардинально различных водоемах – на оз. Байкал и в прибрежных морских условиях. Измерения для морских условий проводились на стационаре ДВО РАН на м. Шульца в период с 6 по 10 октября 2012г. и с 7.10.2013 по 13.10.2013, а в 2014 году был проведен цикл исследований по оценке пространственной изменчивости. Наиболее заметным отличием содержания растворенных газов и их потоков в морских условиях (Дальний Восток) является постоянный сток углекислого газа из атмосферы на водную поверхность. В то время как на Байкале в осенний период в ночное время наблюдается увеличение парциального давления CO_2 и выход газа в атмосферу.

Введение. На данном этапе исследования газообмена CO_2 в системе «атмосфера – вода» существенное внимание уделяется процессам регионального масштаба. Представляет интерес сопоставить результаты идентичных измерений в кардинально различных водоемах – на оз. Байкал с уникальной чистой пресной водой и в прибрежных морских условиях. Было проведено несколько циклов комплексных экспедиционных исследований. Измерения для морских условий проводились на стационаре ДВО РАН на м. Шульца в период 6 по 10 октября 2012г. и 7.10.2013 по 13.10.2013, а в 2014 году был проведен цикл исследований по оценке пространственной изменчивости.

Динамика компонентов, участвующих в процессе газообмена в пресноводном и морском водоемах. Сравнительный анализ динамики биогенных элементов в разных типах водоемов – пресноводном (литораль озера Байкал) и морском (бухта в Японском море) в ранний осенний период, был проведен на основе данных, полученных в октябре 2012 г в поверхностном слое воды, в бухте Витязь в северо-восточной части залива Посьета Японского моря (мыс Шульца). А в октябре 2013 г. проведена такая же серия наблюдений в литорали Южного Байкала (стационар ЛИН СО РАН, пос. Б. Коты).

В прибрежной воде бухты отмечен максимум концентрации кислорода в 18 часов и минимум в 6 часов утра. В поверхностной воде литорали Южного Байкала максимум кислорода также приходился на 18 часов. Концентрация кислорода в Байкале выше (средняя за период наблюдений 11,26 мг/дм^3), чем в бухте Витязь (средняя за период наблюдений 7,96 мг/кг), это обусловлено более низкой температурой воды и низкой минерализацией байкальских вод. Амплитуда суточных изменений концентрации кислорода в воде бухты Витязь значительно больше, чем в литорали Байкала. Изменение величины pH в прибрежной морской и озерной воде за сутки составило 0,04 ед., с минимумом в утренние часы и небольшим ростом в вечернее время. Значения pH в прибрежных частях моря и озера в периоды исследований различались незначительно (8,15-8,23 в бухте Витязь и 8,24-8,28 в литорали Южного Байкала). Концентрация минерального фосфора в бухте Витязь в течение суток изменялась от 19 до 23 мкг/кг, в воде литорали Южного Байкала содержание его на порядок меньше - 0,4-2,0 мкг/дм^3. В поверхностной воде озера прослеживался суточный ход фосфатов с минимумом в вечернее время и максимумом в утренние часы, в морской воде каких-либо закономерностей в изменении концентрации минерального фосфора не отмечено.

Исследование направления потоков CO2 в системе «атмосфера – водная поверхность»: Поток CO_2 в системе «вода – атмосфера» может быть рассчитан по формуле:

$$F = k\,\Delta P_{CO2} \qquad (1)$$

где $\Delta P_{CO2} = (PCO_2 - pCO_2)$, PCO_2, pCO_2 - парциальные давления углекислого газа в поверхностной воде и в приводной атмосфере, соответственно, k - коэффициент обмена, зависящий от скорости ветра. Величина ΔP_{CO2} определяет знак потока углекислого газа в конкретной точке отбора пробы и используется нами для описания пространственной картины распределения направления потоков. Измерения проводились с помощью мобильного измерительного комплекса[1], который включает в себя: CO_2/H_2O газоанализатор Licor «Li-840», блок селектора пробы, эквилибратор[2], погружной насос, GPS приемник, метеостанцию

и ПК со специальным ПО. Комплекс устанавливался на моторную лодку РИБ и на научно – исследовательское судно «Импульс».

Результаты измерений CO_2 2012 и 2013 г.г. показали, что в отличие от данных, полученных на оз. Байкал в этот сезон, здесь суточный ход содержания углекислого газа в воде и в атмосфере не проявляется. Давление газа в воде было меньше атмосферного на протяжении всего цикла измерений. В октябре 2014 года было проведено изучение пространственной картины формирования направления потоков на различных участках. 7,8,9 октября были проведены разрезы в акватории Амурского залива в районе г. Владивостока. На рис.1 и рис.2 приведены данные о распределении парциального давления CO_2, растворенного в поверхностном слое воды и ΔP_{CO2} соответственно.

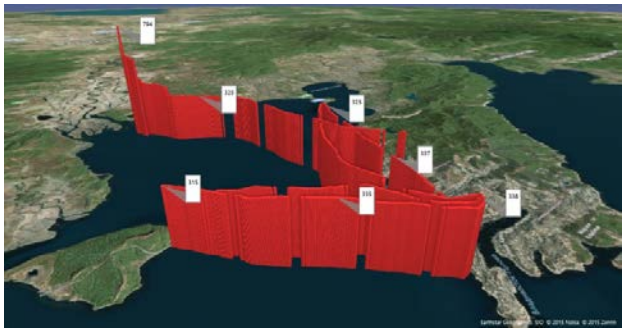


Рис. 1. PCO_2 в Амурском заливе 7,8,9.10.2014 г.

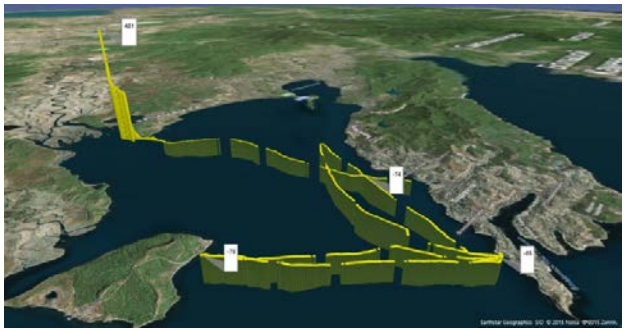


Рис. 2. ΔP_{CO2} в Амурском заливе 7,8,9.10.2014 г.

Видно, что по мере приближения к полуострову Песчаный концентрация углекислого газа в воде уменьшается. В районе поселка «Девятый вал» был зарегистрирован резкий скачок растворенного CO_2, который был обусловлен подъемом донных осадков при касании дна гребным винтом лодки.

С 14 по 18 октября было осуществлено картирование пространственного распределения от Владивостока до мыса Шульца через залив Петра Великого и части Китового залива (рис.3,4).

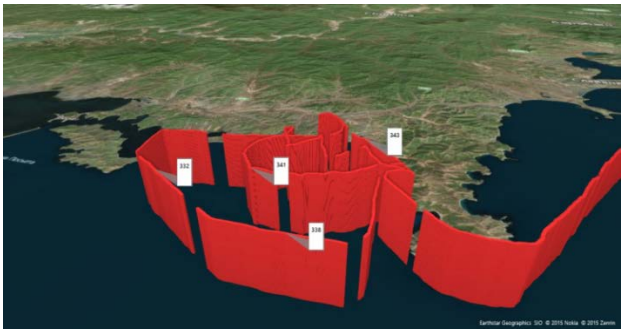


Рис. 3. PCO_2 в районе мыса Шульца 14-18.10.2014 г.

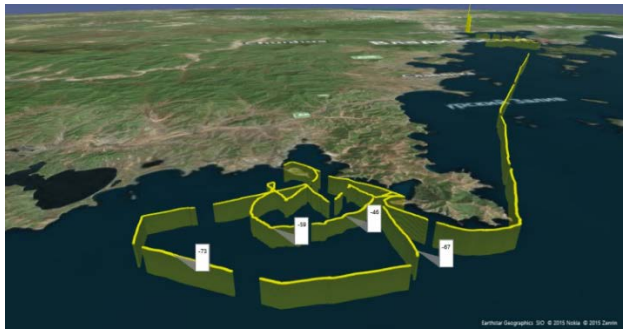


Рис. 4. ΔP_{CO2} в районе мыса Шульца 14-18.10.2014 г.

Суммируя результаты измерений в целом отметим, что диапазон изменения концентрации CO_2 в воздухе: от 390 до 418 ppm за все время измерений. Среднее значение 401 ppm. Концентрация CO_2 в воде изменялась от 305 до 354 ppm (среднее значение за все время измерений составило 339 ppm). Анализ пространственных распределений потоков CO_2 и спутниковых данных о содержании хлорофилла в поверхностной воде позволил выделить одно важное обстоятельство, что в Амурском заливе концентрация CO_2 в воде в среднем на 12 ppm ниже, чем в районе мыса Шульца, а концентрация хлорофилла – выше.

Заключение. На основе проведения ряда циклов измерений в морских условиях можно сделать следующие выводы: отсутствие изменения знака потоков углекислого газа (постоянный сток из атмосферы на водную поверхность) в суточном ходе явно свидетельствует о преобладании процессов продуцирования органического вещества над процессами разложения в теплый период года. Низкое содержание биогенных элементов в водах литорали Южного Байкала и бухты Витязь Японского моря и наличие суточного хода для отдельных компонентов свидетельствует о том, что в водоемах еще сохранился и продолжает развитие летний комплекс фитопланктона (оз. Байкал) или, возможно, начинает вегетацию осенний комплекс водорослей. Но наиболее заметным отличием содержания растворенных газов и соответственно их потоков в морских условиях (Дальний Восток) является постоянный сток углекислого газа из атмосферы на водную поверхность в течение всего периода наблюдений. В то время как на Байкале в ночное время процессы деструкции определяют увеличение парциального давления CO_2 в воде, значения которого начинают превышать атмосферное и наблюдается ночной выход газа в атмосферу.

Работа выполнена при поддержке интеграционного проекта СО РАН № 25 «Атмосферный аэрозоль азиатской части России и обменные процессы в системе атмосфера-водная поверхность-биота»

Литература.

1. Мобильный комплекс для исследования пространственного распределения потоков газов в системе "атмосфера - вода": патент №149753. Пестунов Д.А., Панченко М.В., Шамрин А.М; заявлен 24.06.14.
2. Пестунов Д.А., Шмаргунов В.П., Панченко М.В. Измеритель содержания CO_2, растворенного в воде //Приборы и техника эксперимента, 2008, №5 стр.143-145

МОДЕЛИРОВАНИЕ ГИДРОТЕРМОДИНАМИКИ ГЕТЕРОГЕННОЙ СМЕСИ ВОДА-МЕТАН

Е.А. Цветова
Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН,
e.tsvetova@ommgp.sscc.ru

Ключевые слова: гидрат метана, газ, фазовые переходы, гидротермодинамика, Байкал

Аннотация

Для исследования поведения гетерогенной системы метан-вода используется математическая модель, описывающая совместные процессы гидротермодинамики, переноса и трансформации метана в глубоком пресном водоеме. Метан в системе представлен тремя фазами: твердые частицы (гидрат), газ (пузыри) и растворенный в воде. Обсуждаются физические аспекты возникновения фазовых переходов в специфических условиях Байкала, возможные математические постановки задач, а также анализируются предварительные результаты расчетов.

В конце двадцатого века на дне озера Байкал были открыты большие залежи гидратов метана. В связи с этим возникла потребность в рассмотрении нового класса задач гидротермодинамики для изучения физических процессов в системе гидрат – газ - вода с учетом возможных механизмов трансформации в специфических условиях озера, когда примесь не будет пассивно переноситься течениями, а будет оказывать влияние на гидродинамику водоема. Кроме того, для озера, являющегося объектом Всемирного наследия, как резервуара чистой пресной воды, прогнозирование изменений качества воды имеет первостепенное значение. Поскольку метан является парниковым газом, его влияние на климатические процессы при обмене с атмосферой также нуждается в оценках. Все это определяет проводимые исследования как весьма актуальные.

Физические аспекты

Причинами появления метана в озере может быть попадание газогидрата в воду в результате оползней и подвижек грунта, извержений подводных вулканов, просачивания пузырей из пористого дна в районах выхода газа и т.д. Метан может быть в трех состояниях (фазах): в составе газогидрата (твердый), в пузырях (газ) и растворенный в воде.

Гидрат представляет собой кристаллическую структуру, похожую на снег. Идеальная формула газогидрата метана имеет вид $CH_4\left(H_2O\right)_{5.85}$, молекулярный вес 121,3 г/моль. Плотность гидрата равна 0,9 г/см3 , насыщенность газом G=13.2%

Для того чтобы происходили фазовые переходы, нужны соответствующие условия: давление, температура, насыщенность окружающих вод метаном и др. Для качественных оценок обычно используется фазовая диаграмма, которая показывает, при каких условиях и в каких состояниях одновременно может находиться метан. Рассматривая фазовую диаграмму

для байкальских условий, можно убедиться, что в толще вод с глубинами более 1600 м может происходить как разложение, так и образование гидратов. И те и другие процессы наблюдали исследователи на «Мирах»: гидраты образовывались во время выполнения экспериментов в толще вод и разлагались при подъеме к поверхности [1].

Газогидрат легче воды, поэтому, оказавшись в воде, он будет всплывать. Во время подъема с кристаллами происходит два процесса: растворение и разложение. Эти два процесса имеют совершенно разную природу по отношению к внутренней устойчивости кристаллов. В первом случае гидрат внутренне устойчив, но под действием окружающей водной среды с поверхности кристалла вымываются молекулы. Разложение предусматривает фазовый переход. Это другой процесс, он происходит за счет разрыва внутренних связей в самих молекулах, то есть гидрат становится внутренне неустойчивым.

Процессы разложения и образования газогидрата происходят с поглощением и выделением тепла. Существенным также является тот факт, что процессы трансформации происходят при определенных условиях. В соответствии с фазовой диаграммой, по мере подъема, массив газогидратов проходит два различных участка. В нижнем участке, до глубины приблизительно 380 м, гидрат внутренне устойчив. Масса гидрата практически не меняется, поскольку скорость его растворения невелика, всего несколько мм/год. Низкая скорость растворения подтверждается наличием практически открытых, лишь чуть припорошенных осадками, больших массивов газогидратов на дне Байкала. На этом же этапе подъема возможно также и образование новых газогидратов путем достраивания твердой оболочки на пузырях метана, если таковые имеются в окрестности [1]. Низкая температура в глубинных слоях озера Байкал, наряду с высоким давлением, способствует таким процессам.

На глубинах около 380 м газогидрат начинает разлагаться на газ и воду. Процесс происходит довольно быстро. На меньших глубинах в равновесном состоянии газогидрат уже не может находиться. Именно этим определяются трудности по доставке гидратов на поверхность для извлечения газа. Однако, все-таки, некоторая их часть может добраться до поверхности. Это зависит от того, насколько большими изначально были кристаллы всплывающих фрагментов.

Что касается пузырей, то их дальнейшее поведение зависит от многих факторов. При подъеме пузырей давление вокруг них уменьшается, что должно приводить к расширению газа. В то же время газ выходит из пузыря, что приводит к уменьшению объема. В соревновании между этими двумя процессами участвует первоначальный размер пузыря, его газовый состав, состояние окружающей среды, глубина и т.д. Существенное значение имеет факт, поднимается ли единичный пузырь или происходит коллективное всплытие, объединяются

пузыри или нет и т.д. В теории переходы между газовой фазой и растворенным метаном описываются законом Генри.

Математическая постановка задачи

Рассматривается задача о моделировании гидротермодинамики гетерогенной системы, в состав которой входит вода и метан. С течением времени система трансформируется с учетом фазовых переходов. Все фазы моделируются как сплошные среды. Основная фаза - жидкость, которая рассматривается как несущая среда. В каждом конкретном объеме области моделирования мы определяем доли каждой фазы, которые меняются в результате взаимодействия между собой.

Для моделирования гидротермодинамики воды в озере, как несущей среды, используется математическая модель в негидростатическом приближении [2]. Она представлена системой уравнений в частных производных для трех компонентов вектора скорости, уравнения для температуры, уравнения состояния и уравнения неразрывности.

Поведение фаз метана описывается системой уравнений типа конвекции-диффузии-реакции. Предполагается, что растворенный метан движется со скоростью несущей среды, а газовая и твердая фазы получают дополнительную скорость подъема за счет сил плавучести. Дополнительные термические эффекты, учитывающие скрытую теплоту перехода фаз, включены в уравнение для температуры.

Результаты численных экспериментов

Поскольку модели содержат большое количество параметров и неопределенностей, связанных с конкретными условиями, численные эксперименты проводятся при различных предположениях относительно параметризаций тепло-массо обмена в системе.

Один из таких экспериментов был связан с моделированием кольцевой структуры, которую увидели космонавты на льду озера Байкал в 2009 году. Эта структура, по нашим предположениям, явилась результатом неизвестного события, которое привело в попаданию газогидрата в воду.

Основным источником возмущений в рассматриваемом сценарии являлось изменение плотности в заданном объеме воды за счет разложения всплывающих газогидратов. Как уже упоминалось, по данным наблюдений интенсивное разложение гидратов в Байкале происходит на глубинах около 380 м. Благодаря плавучести, возникающая струя, вовлекая окружение, поднимается до определённой высоты, где её плотность сравнивается с плотностью воды, находящейся на данной глубине. Часть водных масс начинает включаться в возвратные циркуляции вокруг струи, а часть по инерции проскакивает выше и достигает нижней границы льда (рис. 1). Вблизи поверхности под действием силы Кориолиса в горизонтальной плоскости

закручивается локальная циркуляция. Её длительное существование приводит к уменьшению толщины льда. В результате более тонкий лёд напитывается водой. И поэтому весной с больших высот (с космической станции, как это было в 2009 г., или со спутника) появляется возможность наблюдать на льду кольцевые структуры. Поскольку линейные размеры кольцевых структур довольно велики (до 5 км), с близких расстояний они не заметны.

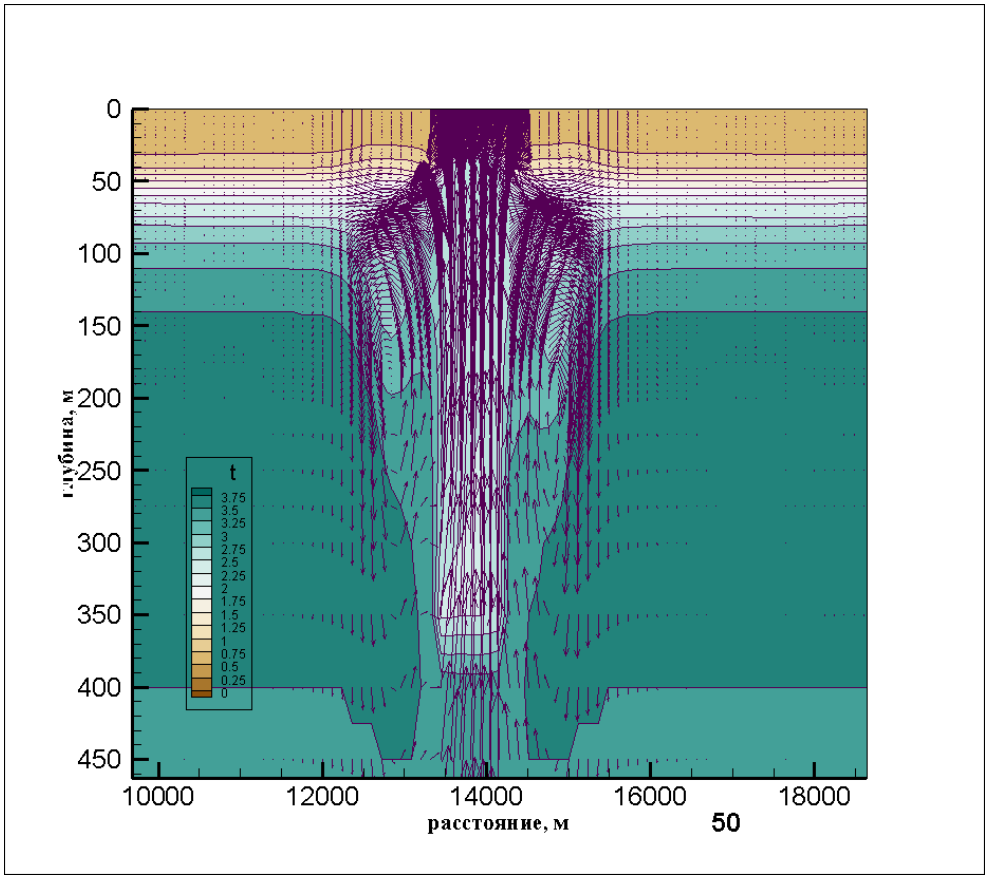


Рис. 1. Подъем струи в стратифицированной среде глубокого водоема в зимних условиях. Скорости течений (стрелки) и изолинии температуры. Фрагмент области моделирования.

Работа выполняется при поддержке Президиума РАН по Программам фундаментальных исследований №18 и 43, а также РФФИ, проект №14-01-00125-а.

Литература

1. А. В. Егоров, Р. И. Нигматулин, А. Н. Рожков, А. М. Сагалевич, Е. С. Черняев О превращениях глубоководных метановых пузырей в гидратный порошок и гидратную пену// Океанология*, 2012, т.52, № 2, с. 213–225.*
2. Цветова Е.А. Моделирование локальных явлений, связанных с присутствием метана в водной толще озера Байкал // В сб. материалов 39 конференции « Математическое моделирование в проблемах рационального природопользования», 2011, Ростов-на-Дону, Изд. ЮФУ, стр. 230-234.
3. Н.Г. Гранин, В.В. Козлов, Е.А. Цветова, Р.Ю. Гнатовский. Полевые исследования и некоторые результаты численного моделирования кольцевой структуры на льду озера Байкал // *ДАН , 2015, т.461, №3,343-347.*

РАСЧЕТЫ СТОКА СУБАРКТИЧЕСКИХ РЕК ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

В.И.Кузин, Н.А.Лаптева

Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, г. Новосибирск

kuzin@sscc.ru, lapteva@vector.nsc.ru

Ключевые слова: математическое моделирование, климатический речной сток, бассейны рек Восточной Сибири.

Аннотация. В статье обсуждаются результаты расчетов по линейной резервуарной модели климатический речной сток для субарктических рек Восточно-Сибирского региона. При верификации модели применялись данные измерений и данные реанализа MERRA для расчета стоков в XX веке. Расчеты для XXI века проводились на данных расчетов по моделям INM, CNRM и GFDL по сценарию RCP 8.5 проекта CMIP5 IPCC.

Введение.

Важным явлением в последние десятилетия стали климатические изменения, происходящие в Сибири и Арктике. В существенной степени это относится к гидрологической составляющей климата Арктики и ее ключевой части - Северному Ледовитому океану (СЛО), содержащего по оценкам [1] в среднем около 84 тыс. куб.км пресной воды относительно средней солености 34.8 промилле. В качестве примера роли СЛО в климатической системе Земли можно привести возникновение в 60-х, 70-х годах положительная аномалии солености [2]. Аномалия оказала влияние на интенсивность глубокой конвекции, что привело к изменению режима меридиональной термохалинной циркуляции Мирового океана. Поэтому интерес к гидрологическим процессам Арктики в последние десятилетия существенно возрос.

Существенным источником притока пресной воды в Северный Ледовитый океан является речной сток. Оценки, приведенные в работе [1], составляют 54 % всего притока пресной воды, поступающей в бассейн в год. Из этого объема реки Сибири дают порядка 1.9 тыс. куб. км , что составляет 59% от всего речного стока. Наибольшую величину стока дают такие реки как Обь, Енисей и Лена. Моделирование речного стока для этих рек было проведено в работах [3, 4]. Основываясь на данных, приведенных в R-ArcticNET [http://www.r-arcticnet.sr.unh.edu/v4.0/index.html], остальные реки Сибири дают среднее значение стока около 381.7 куб. км в год, что дает достаточно значимые притоки пресной воды в арктические моря СЛО.

В то же время, суммарный годовой расход сибирских рек за период второй половины XX века претерпевает существенные изменения. Для отдельных рек он составляют до 60%. Водные запасы рек Восточной Сибири вследствие наличия многолетней мерзлоты пополняются в основном талыми снеговыми и дождевыми водами, которые составляют 60% - 80% от всего поступающего количества воды. Наряду с межгодовой изменчивостью в гидрологических характеристиках сибирских рек наблюдаются устойчивые положительные тренды [5].

Все эти факты свидетельствуют о том, что влияние изменчивости гидрологических характеристик в Восточно-Сибирской части Арктики на баланс пресной воды в Северном Ледовитом океане (см., например, [6]) требует отдельных исследований.

Наряду с анализом изменений гидрологической составляющей климатической системы Сибири в XX веке [4], полученных на основе данных реанализа MERRA, представляет интерес рассмотреть проекцию развития гидрологических характеристик Восточной Сибири и, в частности, речного стока в XXI веке, как это представлено в работе [7] для крупнейших рек Сибири.

Настоящая статья посвящена рассмотрению отдельных аспектов проблемы климатических изменений стока субарктических рек Восточной Сибири в XXI веке на основе данных расчетов по моделям проекта CMIP5 IPCC по сценарию RCP-8.5. В ней представлены результаты расчетов, проведенных по климатической модели речного стока ИВМиМГ СО РАН на основе данных результатов моделей INM (Россия), CNRM (Франция) и GFDL (США) для XXI века.

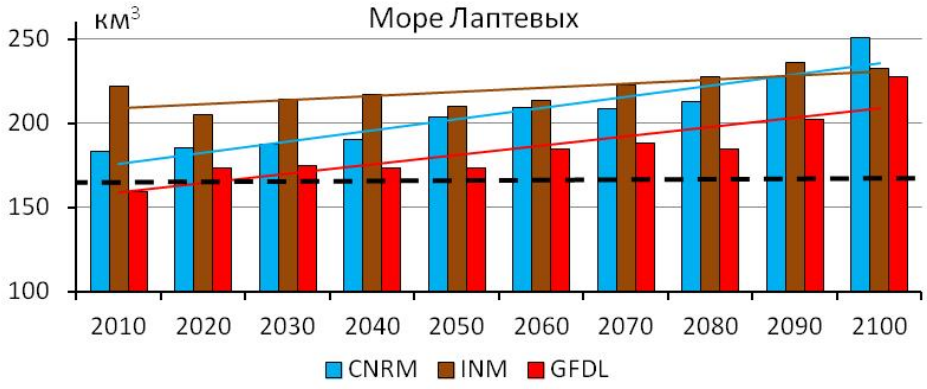
Используемая для расчетов модель речного стока является линейной, резервуарной моделью типа Калинина-Милюкова [8]. Поверхностный, грунтовый и речной сток определяется на основе решения модели, сведенной к интегралам свертки. Конкретная реализация модели представлена в работах [3, 9].

Результаты моделирования.

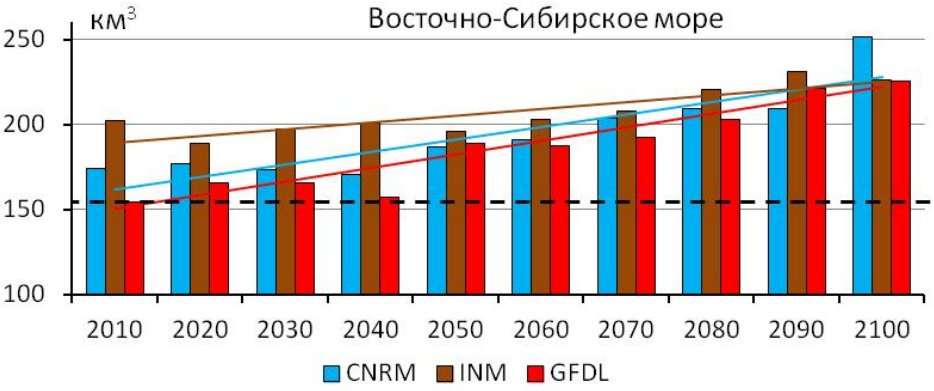
При проведении численных экспериментов по климатической модели речного стока было выбрано разрешение составляющее 1/3 градуса по широте и долготе соответственно. Модель покрывает Сибирский регион. В настоящей работе в модели учитывались бассейны таких Восточно-Сибирских субарктических рек как Хатанга, Анабар, Оленек, Яна, Индигирка, Колыма. Сток крупнейшей в Восточной Сибири реки Лены был рассчитан и проанализирован ранее в работе [10].

Для указанных бассейнов были сделаны численные расчеты по моделированию стока рек для периода 2006 - 2100 гг. на основе данных атмосферных характеристик по результатам расчетов моделей: INM (ИВМ РАН), CNRM (MeteoFrance), GFDL (Princeton, USA), участвующих в проекте CMIP5 сценария RCP-8.5, представленных в базах данных IPCC (cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5). Предварительно был проведен анализ данных по изменению климатических и гидрологических характеристик стока из бассейнов рек Восточной Сибири во второй половине XX века на основе данных реанализа MERRA Результаты расчетов сравнивались с климатическими данными наблюдений для XX века. Для XXI века результаты расчетов речного стока, проведенных по данным трех моделей, показывают устойчивые положительные тренды для всех Восточно-Сибирских рек. На рис.1 а, б представлены графики

суммарного годового стока в море Лаптевых и Восточно-Сибирское море, осредненные по десяти годам. Графики показывают наибольшее увеличение стока для данных по модели CNRM. Наименьшее увеличение стока дает модель INM при больших значениях стока. Результаты расчетов по данным GFDL дает более низкие значения, чем по данным GFDL, с близким по наклону трендом.



а)



б)

Рис. 1. Суммарный годовой сток в XXI веке, осредненный по 10 годам:
а) море Лаптевых, б) Восточно-Сибирское море. Пунктирной линией представлено климатическое значение стока.

На рис. 2 представлены среднеклиматические годовые гидрографы суммарного притока пресной воды в Северный Ледовитый океан от сибирских рек в сравнении с данными наблюдений и расчетами по данным MERRA, осредненные за периоды измерений. Из графиков видно, что увеличение речного стока происходит за счет более раннего наступления половодья, а также вследствие увеличения осадков в летний и осенний сезоны. При этом фаза пика половодья практически не меняется за исключением модели GFDL, для которой происходит более раннее наступление половодья на месяц. Амплитуда половодья притока в Восточно-Сибирское море для модели ИВМ выше, чем для остальных данных. Приведенные результаты свидетельствуют о разнице в описании гидрологических характеристик Сибири для разных моделей.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 14-05-00730.

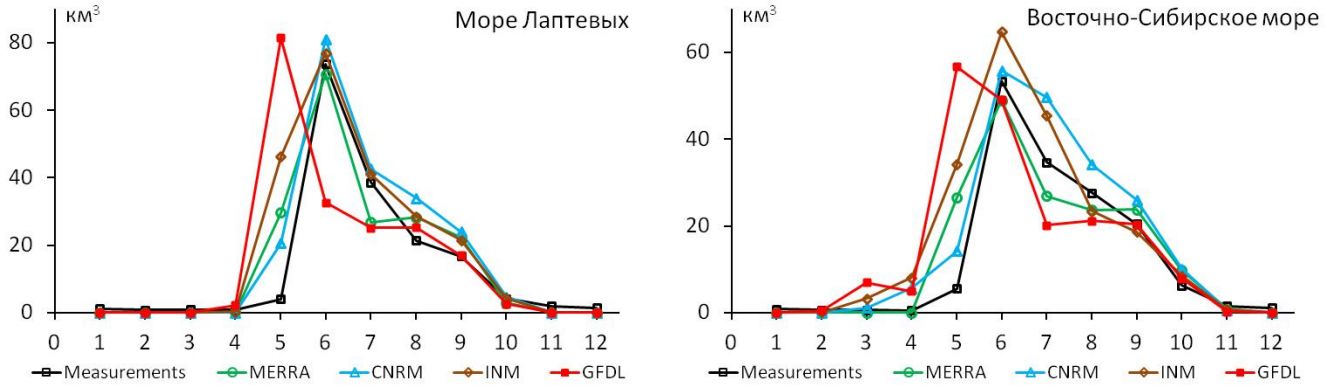


Рис. 2. Среднеклиматические гидрографы притока пресной воды:
а) в море Лаптевых, б) в Восточно-Сибирское море.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Serreze M.C., Barrett A.P., Slater A.G., Woodgate R.A., Aagaard K., Lammers R.B., Steele M., Moritz R., Meredith M., Lee C.M. The large-scale freshwater cycle of the Arctic // Journal of Geophysical Research. - 2006. - V. 111: C11010. - doi:10.1029/2005JC003424. - P. 1-19.

2. Dickson R.R., Meincke J., Malmberg S.-A., Lee A.J. The "Great Salinity Anomaly" in the Northern North Atlantic 1968-1982 // Progr. in Oceanogr. - 1988. - V. 20. - P. 103-151.

3. Кузин В.И., Лаптева Н.А. Математическое моделирование климатического речного стока из Обь-Иртышского бассейна // Оптика атмосферы и океана. - 2012. - Т. 25. - № 06. - С. 539–543.

4. Кузин В.И., Лаптева Н.А. Математическое моделирование стока основных рек Сибири // Оптика атмосферы и океана. - Т. 27. - № 06. -2014. - С. 525–529.

5. Peterson B.J., Holmes R.M., McClelland J.W., Vorosmarty C.J., Shiklomanov I.A., Shiklomanov A.I., Lammers R.B., Rahmstorf S. Increasing river discharge to the Arctic Ocean // Science. - 2002. - V. 298. - P. 2171–2173.

6. Кузин В.И., Платов Г.А., Голубева Е.Н. Влияние межгодовой изменчивости стока сибирских рек на перераспределение потоков пресной воды в Северном Ледовитом океане и в Северной Атлантике // Известия РАН. ФАО. - 2010. - Т. 46. - № 6. - С. 831–845.

7. Кузин В.И., Лаптева Н.А. Расчеты стока рек Сибири в XXI веке // Труды международного конгресса «Интерэкспо ГЕО-Сибирь-2015». Новосибирск. (в печати).

8. Кучмент Л.С. Математическое моделирование речного стока. - Л.: Гидрометеоиздат, 1972. - 190 с.

9. Hagemann S., Dumenil L. Hydrological discharge model // Technical report No 17, MPI, Hamburg. - 1998. - 42 p.

10. Кузин В.И., Лаптева Н.А. Моделирование климатического стока из бассейна реки Лена // Материалы XX Международного симпозиума «Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы» [Электронный ресурс]. – Томск: изд-во ИОА СО РАН, 2014. – 1 CD-ROM. С. D5-D8.

МОНИТОРИНГ ПОТОКОВ МЕТАНА И ДВУОКИСИ УГЛЕРОДА НА БАКЧАРСКОМ БОЛОТЕ В ТЕПЛЫЙ ПЕРИОД ГОДА

О.А. Краснов[1], S. Maksyutov[2], Д.К. Давыдов[1], А.В. Фофонов[1], М.В. Глаголев[3,4,5], G. Inoue[6]

[1]Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия

[2]National Institute for Environmental Studies, Tsukuba, Japan

[3]МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

[4]Югорский Государственный Университет, г. Ханты-Мансийск, Россия

[5]Институт лесоведения РАН, пос. Успенское, Московской обл., Россия

[6]Atmospheric and Ocean Research Institute, The University of Tokyo, Chiba, Japan.

krasnov@iao.ru, alenfo@iao.ru

Ключевые слова: парниковые газы, газообмен на границе почва-атмосфера, автоматизированный комплекс для измерения потоков.

Аннотация. В докладе приводятся данные полевых измерений потоков метана и двуокиси углерода на границе раздела почва-атмосфера для шести характерных растительных ассоциаций на болоте в районе с. Плотниково Бакчарского района Томской области (56 51.29’ с.ш., 82° 50.91’ в.д.) в теплое время 2014 года. Обсуждается методика повышения точности измерения газовых потоков для автоматизированного комплекса “Flux-NIES” с использованием результатов измерений.

Двуокись углерода (CO_2) и метан (CH_4) вносят наибольший вклад в формирование парникового эффекта (60 и 20%, соответственно) [1]. Важнейшим компонентом цикла углерода являются болота: в то время как болотная растительность в результате фотосинтеза аккумулирует атмосферный углерод, разложение органического вещества в торфяной залежи приводит к высвобождению углерода в виде метана [2]. Например, величина эмиссии CH_4 в западносибирских болотах колеблется в интервале от -0,11 до 40 мг×м$^{-2}$×час$^{-1}$ (отрицательная эмиссия соответствует поглощению метана болотом) [3].

В настоящем докладе приводятся и обсуждаются результаты измерений интенсивности газообмена этих парниковых газов (CO_2 и CH_4) на границе почвы-атмосферы с помощью автоматизированного комплекса «Flux-NIES», состоящего из шести статических камер [4]. Целью работы было исследование временной и пространственной динамики удельных потоков CO_2 и CH_4 из естественных болот, наиболее представительных с точки зрения типичных болотных систем Западно-Сибирской низменности, общая площадь которых составляет примерно 12,9% от площади всех заболоченных почв планеты [5].

Методика проведения измерений и вычисления потоков представлены ранее в работе [4]. В 2014 году методика обработки данных измерений была модернизирована в части увеличения

точности определения коэффициентов калибровки. Для определения чувствительности газоанализаторов в измерительном комплексе дважды в сутки используется процедура калибровки по стандартным газовым смесям. Концентрации CO_2 и CH_4 в двух баллонах (в нейтральной среде чистого синтетического воздуха) подобраны таким образом, что в первом случае они сопоставимы с атмосферными фоновыми значениями, а во втором заведомо превышают наибольшие концентрации этих газов в рабочей (закрытой) камере измерительного комплекса «Flux-NIES». По измеренной разности сигналов газоанализаторов $dC(t)$ определяется текущее значение коэффициента калибровки $S(t)$ (ppm/мВ), которое в идеале должно быть постоянно. Однако, анализ циклов калибровки (в течении всего периода измерений) показал, что полученные значения $S(t)$ для измеряемых газов непостоянны и зависят от погодных условий, поэтому, возможна дополнительная их коррекция.

Для CO_2 найдена значимая корреляция с атмосферным давлением P. На измерения CH_4 в большей степени влияют изменения потока воздуха f через анализируемый объем.

Для уменьшения вариативности $S(t)$, результаты измерений были скорректированы с использованием найденных зависимостей по следующим формулам:

$$S_{CO2}(t_k) = \Delta C_{CO2} / (dC_{CO2}(t_k) + K_{CO2} \times (P_0 - P(t_k))),$$
$$S_{CH4}(t_k) = \Delta C_{CH4} / (dC_{CH4}(t_k) + K_{CH4} \times (f_0 - f(t_k))),$$

где t_k время калибровки, ΔC_{CO2} и ΔC_{CH4} разности концентраций в стандартных газовых смесях, K_{CO2} и K_{CH4} эмпирические коэффициенты, P_0 и f_0 исходные давление и поток воздуха.

На рис. 1 показано, как уменьшилась изменчивость коэффициентов $S(t)$ после проведения коррекции. Полученное изменение чувствительности газоанализатора для CO_2 укладывается в 0,01 (ppm/мВ). Для CH_4 удалось снизить вариативность чувствительности до 2 – 3 (ppb/мВ), особенно в середине лета.

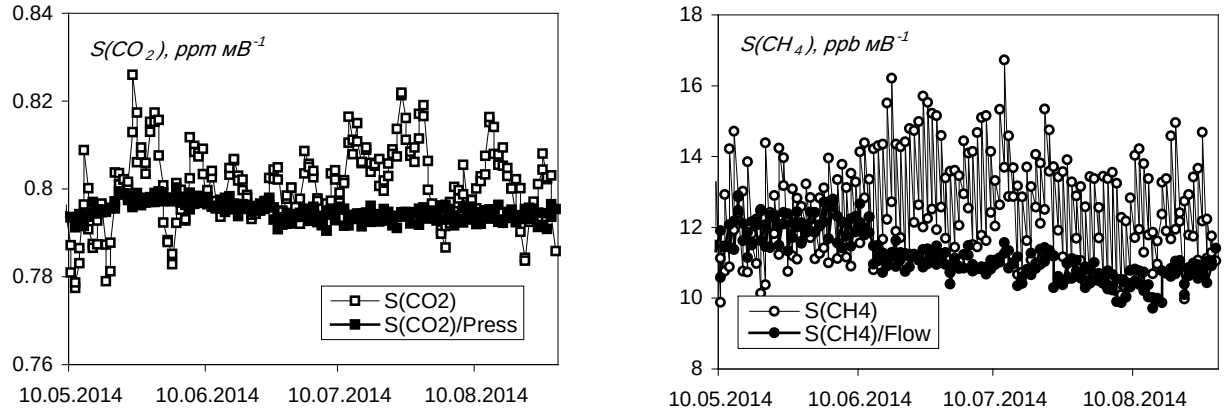


Рис.1. Коррекция коэффициентов калибровки газоанализаторов по найденным зависимостям от внешних условий: P_0 = 984 гПа и K_{CO2} = 0,75 для CO_2; f_0 = 780 мл и K_{CH4} = 3 для CH_4.

Таким образом, чтобы учесть влияние окружающих условий, при определении газовых потоков $\boldsymbol{F(t) = S(t)\times dC(t)/dt}$ следует использовать следующие уточняющие формулы:

$$F_{CO2}(t) = S_{CO2}(t_k) \times dC_{CO2}(t)/dt \times (1 + K_{CO2} \times (P_0 - P(t))/dCO_2(t_k)),$$
$$F_{CH4}(t) = S_{CH4}(t_k) \times dC_{CH4}(t)/dt \times (1 + K_{CH4} \times (f_0 - f(t))/dCH_4(t_k)).$$

Для наиболее точного определения величины газовых потоков при обработке сигналов газоанализаторов $\boldsymbol{dC(t)/dt}$ в режиме закрытой камеры использовался метод наименьших квадратов с определением линейности процесса по коэффициенту парной корреляции $\boldsymbol{R}$. Ширина окна фильтрации данных определялась по максимальному значению $\boldsymbol{R^2}$, что соответствовало наибольшим значениям фиксируемых эмиссии/стока газов на границе почвы-атмосферы. На рис. 2 представлены потоки измеряемых газов с 3-х дневным скользящим усреднением значений наблюдавшиеся в теплый сезон 2014 года (май – начало октября).

Анализ полученных данных показывает, что увеличение метаногенеза и фотосинтеза в болотных сообществах совпало с приходом волны тепла и прогревом почвы на достаточную глубину в середине июня. Наиболее продуктивные показатели в обеих процессах наблюдались для камер *1* и *2*, относящихся к «влажному» участку болота. Наименьший метаногенез зафиксирован камерой *6* находящейся на «сухой» периферии болотной экосистемы.

Суммарный итог по камерам измерительного комплекса «Flux-NIES» за весь период наблюдения газовых потоков в 2014 году представлен на рис. 3.

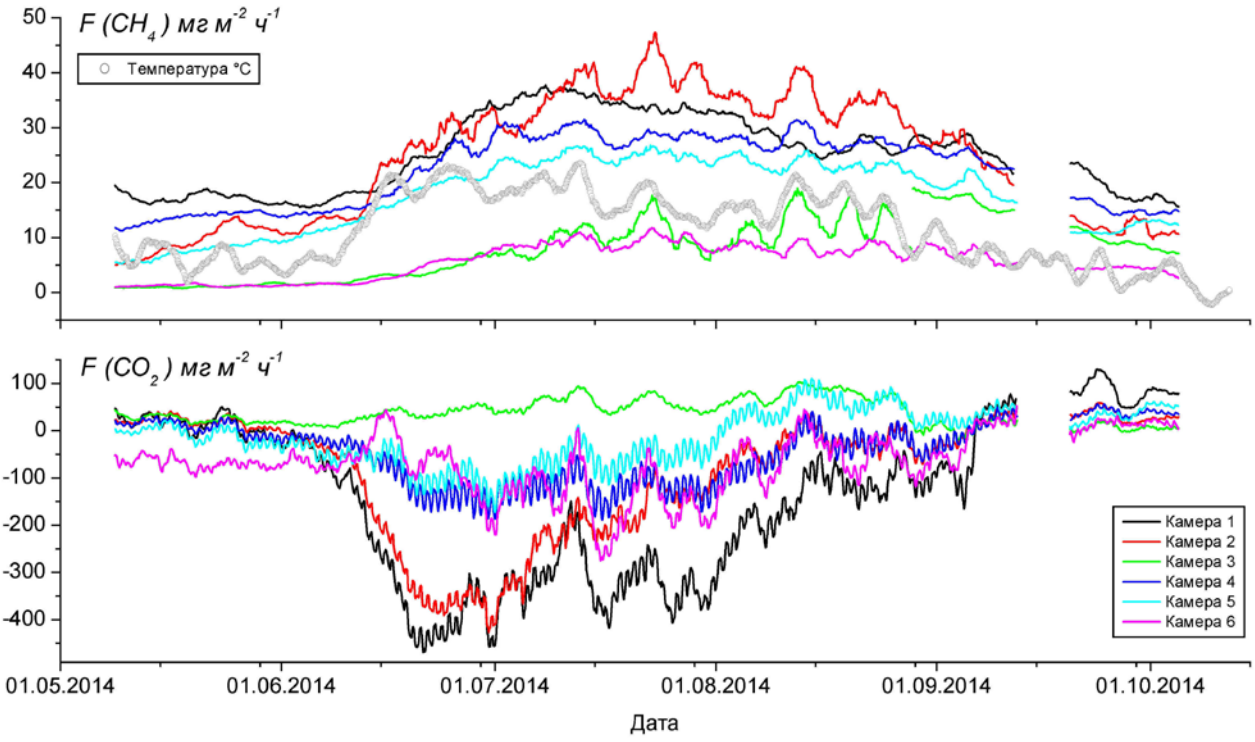


Рис. 2. Сезонный ход температуры и усредненные потоки метана и двуокиси углерода на границе почвы-атмосферы (Бакчарское болото, 2014г.)

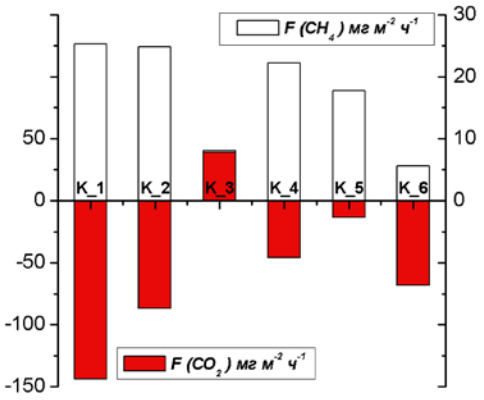


Рис. 3. Интегральный бюджет CO_2 и CH_4 для болотного участка в р-не с.Плотниково в 2014г.

Очевидно, продуктивность метаногенеза нарастает от периферии к центру болота, что соответствует распределению толщины торфяной залежи и увлажнению почвы. Почти аналогичная картина получена и для поглощения углекислого газа сообществами болотной растительности. Для камеры *6* повышенная интенсивность стока CO_2 объясняется увеличением массы древесной и кустарничковой поросли на окраине болота. Можно также отметить слабые потоки в камере *3*, которая практически не участвовала в газообмене. Внутри этой камеры наблюдалась «угнетенная» растительность. В конце августа камера *3* была переставлена на том же участке почвы и показатели регистрируемых потоков стали более достоверными (рис. 2).

Таким образом, интегральные значения потоков CO_2 за весь период измерений показывают, что поверхность болота является мощным «поглотителем» атмосферного углерода. При этом, величины эмиссии метана из различных участков почв зависят от типа растительности и уровня прогрева почвы. Наибольшие величины эмиссии метана наблюдаются в июле и достигают довольно больших величин: более 50 (мг×м$^{-2}$×час$^{-1}$) для участков почвы с развитой мощной растительностью. Такие высокие значения эмиссии метана в болотах Западной Сибири ранее фиксировались относительно редко причем были связаны с внутриболотными озерами, а не с мезотрофной топью [3].

Работа выполнена при поддержке программы Президиума РАН №4, программы ОНЗ РАН №5, междисциплинарных интеграционных проектов СО РАН №№ 35, 70 и 131, грантов РФФИ №№ 14-05-00526, 14-05-00590, 14-05-93108, госконтрактов Минобрнауки №№ 14.604.21.0100 (RFMTFIBBB210290), 14.613.21.0013 (RFMEFI61314X0013), Фонда глобальных исследований окружающей среды для Национальных институтов Министерства окружающей среды Японии.

1. Кароль И.Л. Атмосферный метан и глобальный климат // Природа. 2004. №7. С. 47–52.
2. Denman K.L. 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 / edited by Solomon et al. Cambridge: Cambridge University Press, 2007. Chapter 7. P. 499-588.
3. Бажин Н.М. // Химия в интересах устойчивого развития. 1993. Т. 1. С. 381-396.
4. Краснов О.А., Maksyutov S., Глаголев М.В., Катаев М.Ю., Inoue G., Надеев А.И., Шелевой В.Д. Автоматизированный комплекс «Flux-NIES» для измерения потоков метана и диоксида углерода // Оптика атмосферы и океана. 2013. Т. 26, № 12. С.1090-1097.
5. Peregon A., Maksyutov S., Yamagata Y. An image-based inventory of the spatial structure of west Siberian wetlands // Environmental Research Letters. 2009. V. 4, 045014.

ВЛИЯНИЕ ВАРИАЦИЙ СКОРОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ГЕОМАГНИТНОЙ АКТИВНОСТИ НА МАГИСТРАЛЬНЫЕ ОБЪЕКТЫ

В.И. Козлов[1,2], В.А. Муллаяров[1,2], Ю.М. Григорьев[2]

1. Институт космофизических исследований и аэрономии им. Ю.Г. Шафера

2. Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова

vkozlov@ikfia.sbras.ru, mullayarov@ikfia.sbras.ru, grigyum@yandex.ru

Ключевые слова: трубопровод, магнитное возмущение, геомагнитные индуцированные токи.

Частота встречаемости определенного уровня скорости изменения геомагнитной активности может быть выражена степенным законом с показателем порядка -1,7, а вероятность превышения заданного уровня может быть выражена законом lg(P) = -0,0517(dB/dt) - 0,1946. Наибольшие высокочастотные вариации отмечены на фазе восстановления магнитной бухты и соответствуют геомагнитным пульсациям диапазона Pc5 (период вариаций 200-300 с). На газопроводе на эти пульсации наложены другие высокочастотные вариации, причем начинаются они раньше - с максимума бухты возмущения. Отмечается необходимость мониторинга и прогноза магнитных бурь и рекомендаций по выделению периодов, в которых нельзя отключать защиту на профилактические работы.

Методика экспериментального исследования частоты и длительности периодов воздействия на энергетические системы геомагнитных возмущений, в которых трубопроводы особенно подвержены коррозии, может быть сведена к выявлению временных периодов, в которых величина (dB/dt), характеризующая геомагнитную активность, превосходит пороговые значения. В работах Finnish Meteorological Institute (Финляндия) в коллаборации с компанией Gasum Oy [1] на основе исследований влияния геомагнитных индуктированных токов (GIC) на газопроводы выделены пороговые уровни геомагнитной активности, влияющей на трубопроводы. Используя значения скорости изменения геомагнитного поля (-dB/dt), эти уровни составляют: при -dB/dt > 5 нТл/мин (активное поле) резко увеличивается коррозия при отсутствии дополнительной защиты (катодной или анодной); при -dB/dt > 20 нТ/мин (шторм) коррозия резко увеличивается даже при наличии защиты [2]. При (dB/dt)>30 нТл/мин (экстремальный шторм) начинаются воздействия на энергетические системы [2], становится необходимой коррекция напряжения, наблюдаются ложные срабатывания систем защиты и высокий "газ в масле" в масляных трансформаторах. При дальнейшем повышении геомагнитной активности эти воздействия усиливаются: возможны проблемы со стабильностью напряжения, частичные разрушения энергетических систем, отключение защитных систем и разрушение трансформаторов. Производная по времени от составляющей геомагнитного поля (dB/dT), используемой для оценки величин геомагнитных индуцированных токов (ГИК), имеет высокую положительную корреляцию с числом солнечных пятен (0,86) и аа-индекса (0,9) [3].

Эксперименты, проведенные СВФУ совместно с ИКФИА СО РАН на ответвлении от магистрального газопровода, в 30 км от г. Якутск [4], показали, что даже в условиях слабого геомагнитного возмущения (dB/dt=55 нТ/мин) 28.05.2011 г. наведенный на трубопроводе ток составлял около 0,5 А. Вариации магнитного поля измерялись вблизи трубопровода на полигоне ИКФИА и на реперном магнитометре на магнитной станции ИКФИА. Калибровка проводилась током, текущим по проводу, располагаемому в 1 метре от магнитометра, располагаемого рядом с трубопроводом. Измерения, проведенные для более мощной магнитной бури 21.01.2005 показали, что ток в трубопроводе достигал около 3 А. По измерениям на магнитометрической станции Якутска магнитная буря началась с внезапного начала в 17.12 UT, максимум бухты возмущения зарегистрирован в 19.03 UT. Максимальная вариация в H - компоненте составила 588 нТ.

Высокочастотные вариации на фазе восстановления магнитной бухты на реперном магнитометре соответствуют геомагнитным пульсациям диапазона Pc5 (период вариаций 200-300 с). В то же время, обращает на себя внимание, что на газопроводе на эти пульсации наложены другие высокочастотные вариации, причем начинаются они раньше - с максимума бухты возмущения. Спектральный анализ этих вариаций показывает, что на газопроводе спектр частотных вариаций оказывается шире, чем на реперном магнитометре. Более высокочастотные вариации, по-видимому, обусловлены особенностями распределения токов растекания с газопровода и по нему. Поскольку известны максимальные магнитные бури, превосходящие наблюдаемую в несколько раз, и использованный в эксперименте газопровод имеет в ~ 2 раза меньший диаметр, чем магистральный, то ток, наводимый в газопроводе может достигать десятков ампер.

На магнитной станции Якутск в 2008-2013 годах геомагнитная обстановка на восходящей ветви 24-го цикла солнечной активности характеризовалась наличием изолированных магнитных бурь превышающих -dB/dt > 5 нТ/мин - 305 раз и -dB/dt > 20 нТ/мин – 40 раз. Период характеризуется самой низкой возмущенностью магнитного поля, начиная с 30-х годов, когда начались усиленные исследования этих физических явлений, что связано с предполагаемым вхождением Солнца в длительный период пониженной активности [5].

В 2008 году наблюдалось 22 изолированные бури, превосходящие уровень G1. При анализе достижение или превышение уровня G в течение трех дней считалось одной бурей. Бурь, длящихся более одного дня, было 5. Из них три дня длилась одна буря, два дня длились 2 бури. Превосходят уровень G2 - 4 бури. А уровень G3 имела 1 буря.

В 2009 наблюдалось 6 изолированных бурь, в том числе превышающих уровень G1 - 4 бури, и G2- 2 бури.

В 2010 году наблюдалось 19 изолированных бурь. Уровень G1 превысили 15 бурь, из них 4 бури длились два дня, уровень G2 - 3 бури, из них 2 бури длились 2 дня, а уровень G3 превысила 1 буря.

В 2011 году наблюдалось 40 изолированных бурь. Уровень G1 превысили 23 бури, из них 2 бури длились три дня, 5 бурь два дня. Уровень G2 - 11 изолированных бурь, из них 4 бури длились 2 дня. Уровень G3 превосходят 4 бури, из них 1 буря длилась 2 дня. В 2011 году наблюдалось превышение уровня G4 в количестве 2 изолированных бурь, одна из которых было после осеннего равноденствия.

В 2012 г геомагнитная обстановка характеризовалась наличием 38 изолированных магнитных бурь за год, превосходящих уровень G1. Более одного дня длились 7 бурь. Из них два дня длилась одна буря, три дня длилось 4 бури, одна буря длилась 4 дня и одна буря – 5 дней. Превосходят уровень G2 12 бурь. Из них две бури длились 2 дня. А уровень G3 имели 2 бури.

В 2013 году наблюдалось 24 изолированных бури. Уровень G1 превысили 17 бурь, из них 7 бурь длились два дня. Уровень G2 - 6 изолированных бурь. Уровень G3 превосходит 1 буря.

В 2014 г количества наблюдаемых на земле магнитных бурь составило 24. Уровень G1 превысили 18 бурь, из них 6 бурь длились два дня. Уровень G2 - 5 изолированных бурь. Уровень G3 превосходит 1 буря.

Максимальное количество всплесков магнитной возмущенности наблюдается весной и осенью, что объясняется нахождением земли в плоскости солнечного экватора, откуда и происходит максимальное количество выбросов солнечной плазмы.

Рассмотрим параметры трех геоэффективных по своему влиянию на магистральные объекты возмущенных периодов 24-го цикла: 05-07.08.2011, 07-09.03.2012 и 14-16.2012.

Уровень магнитного возмущения 05.08.2011 с 17 до 20 часов достигал G4, 20 – 23 G3, при переходе на 06.08 23 – 02 G2, 02 – 05 G1 и далее интенсивность бури равномерно спадала до 08:00 07.08.2011. За все сутки 05.08.2011 времени интервалы со скоростью изменения магнитного поля >5нТ составляли 7,15%, >20нТ 1,18%, >30нТ 0,42% и <-5нТ6,6%, <-20нТ 1,32%, <-30нТ 0,56%. Частота встречаемости данного уровня определяется выражением $y = 444{,}84x^{-1{,}717}$, при $R^2 = 0{,}8515$. Вероятность превышения уровня $y = -0{,}221\ln(x) + 0{,}5285$ при $R^2 = 0{,}96$. Или вероятность превышения уровня (P) $\lg(P) = -0{,}0517(dB/dt) - 0{,}1946$ при $R^2 = 0{,}99$.

07-09.03.2012 наблюдалось сильная магнитная буря, состоящая из трех бурь. Уровень магнитного возмущения 07.03 в период 05-17 ч. был выше G1 и достигал G2, 08.03 в период 08 – 17 ч. выше G1, с 23 ч. 08.03 до 17 ч. 09.03 превышал G1 и 2 – 14 ч. выше G2, 5 -11 ч. выше G3. Вероятность превышения определенного уровня dB/dt может быть выражена степенным

законом $P = 0{,}5838\ (dB/dt)^{-1{,}032}$ при $R^2 = 0{,}9852$. Частота встречаемости в зависимости от уровня dB/dt $y = 2093{,}5(dB/dt)^{-1{,}61}$ при $R^2 = 0{,}8264$. В период возмущения интервалы со скоростью изменения магнитного поля соответственно составляли: >5нТ/мин 30%; >20 нТ/мин 7%; >30 нТ/мин 4% и достигали максимального значения 255 нТ/мин.

14-16.2012 частота встречаемости уровня определяется выражением $y = 2395^{-1{,}747}$, при $R^2 = 0{,}85$. Вероятность превышения уровня $y = 0{,}1625\ln(x) + 0{,}5998$ при $R^2 = 0{,}97$.

В заключение отметим, что из рассмотрения трех магнито-возмущенных периодов можно сделать вывод, что частота встречаемости определенного уровня скорости изменения геомагнитной активности может быть выражена степенным законом с показателем порядка -1,7, а вероятность превышения заданного уровня может быть выражена законом, например, для возмущения 05.08.2011, $\lg(P) = -0{,}0517(dB/dt) - 0{,}1946$.

Наибольшие высокочастотные вариации отмечены на фазе восстановления магнитной бухты и соответствуют геомагнитным пульсациям диапазона Pc5 (период вариаций 200-300 с). В то же время, обращает на себя внимание, что на газопроводе на эти пульсации наложены другие высокочастотные вариации, причем начинаются они раньше - с максимума бухты возмущения.

В периоды превышения выделенных выше порогов не только идет усиленная коррозия трубопроводов, даже имеющих специальные меры по защите от коррозии, но и возможны разрушения энергетических систем и повреждения трансформаторов, поскольку наведенные дополнительные токи могут достигать десятков и даже сотен ампер. Отсюда следует необходимость мониторинга и прогноза магнитных бурь и рекомендаций по выделению периодов, в которых нельзя отключать защиту на профилактические работы.

1. *Boteler D.H., Pirjola R.J. and Nevanlinna H.* The Effects of Geomagnetic Disturbances on Electrical Systems at the Earth's Surface // Adv. Space Res. 1998. V. 22. P. 17-27.
2. *Koen J, Gaunt C.T.* Geomagnetically induced currents at mid-latitudes. / URSI, Maastricht, August 2002.
3. *Falayi E.O., Rabiu A.B.* Dependence of Time Derivative of Horizontal Geomagnetic Field on Sunspot Number and aa Index // Frontiers in Science. 2012. 2(1): 1-5. DOI: 10.5923/j.fs.20120201.01.
4. *Муллаяров В. А. и др*. Индуцированный в газопроводе ток от большого магнитного возмущения 21.01.05 / В. А. Муллаяров, В. И. Козлов, Ю. М. Григорьев, Ю. А. Ромащенко // Наука и образование. 2006. №1 (41). С. 53–55.
5. *Стожков Ю.И., Охлопков В.П.* Солнечная активность и космические лучи в настоящем и ближайшем будущем / Материалы 7-ой конференции «Физика плазмы в солнечной системе». 6 - 9 февраля 2012 г. ИКИ РАН «Физика. Солнечная активность».
6. *Richardson I.G.* Geomagnetic activity during the rising phase of solar cycle 24 // Journal of Space Weather and Space Climate. 2013. V. 3. A08. P. 11. DOI: 10.1051/swsc/2013031.

ВАРИАЦИИ МОЩНОСТИ ОНЧ РАДИОШУМОВ И СИГНАЛОВ РАДИОСТАНЦИЙ НА ФОНЕ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ ПО НАБЛЮДЕНИЯМ В ЯКУТСКЕ В ТЕЧЕНИЕ 2009-2014 ГГ.

В.И. Козлов[1,2], В.А. Муллаяров[1,2], А.А. Корсаков[1], Л.Д. Тарабукина[1], Р.Р. Каримов[1,2], В.П. Мельчинов[2]

[1] Институт космофизических исследований и аэрономии им. Ю.Г. Шафера СО РАН

[2] Северо-Восточный Федеральный университет им. М.К. Амосова, Физико-технический институт

vkozlov@ikfia.sbras.ru, mullayarov@ikfia.sbras.ru, korsakovaa@ikfia.sbras.ru, tarabukina@ikfia.sbras.ru, karimov@ikfia.sbras.ru, melchinovvp@mail.ru

Ключевые слова: солнечная активность, радиошум, распространение радиоволн, грозовой разряд.

Для июня 2009-2014 гг суточная вариация мощности радиошума (14,88 кГц) в Якутске - 10 дБ. Март – 9 дБ, сентябрь – 8,7 дБ, декабрь – 7,3 дБ. Сопоставлены суточные вариации мощности сигналов радиостанций, радиошума и число молний в Якутске. Вариация радиошумов летом 5-10 UT определяется местной грозовой активностью. 11-20 UT - вклад сигналов дальних грозовых очагов Западной Сибири, территории между хребтами Бурецкий, Становой. Радиосигналы с этих территорий распространяются по сходным трассам, что и сигналы новосибирской и хабаровской радиостанций. С учетом изменения ослабления при распространении на 1,5 дБ от минимума к максимуму солнечной активности в июле, мощность радиошума в минимуме на 7,3 дБ выше.

Регистрация параметров естественных радиошумов в диапазоне очень низких частот (ОНЧ: 3-30 кГц) является одним из способов дистанционного зондирования околоземного пространства и грозовой активности. Известна [1, 2] возможность влияния солнечной активности, как на активность природных источников электромагнитного излучения, так и на параметры трасс распространения сигналов. В г. Якутске с 2009 г. в непрерывном режиме проводится дистанционный мониторинг параметров естественных радиошумов (грозовой активности) с одновременной регистрацией эталонных сигналов от радиостанций, принимаемых со схожих направлений. Регистрируются сигналы станций радиотехнической системы дальней навигации (РСДН-20), расположенных вблизи Новосибирска и Хабаровска. В промежутках между импульсами сигналов радиостанций на тех же частотах (11,904 кГц, 12,649 кГц и 14,88 кГц) регистрируется радиошум [3].

На рис. 1 представлены суточные вариации спектральной составляющей 14,88 кГц мощности радиошума. Значения мощности нормированы на максимальный уровень сигнала Хабаровск - 15:30 UT, июль 2009-2011 гг. Значения, усреднённые за месяцы март, июнь, сентябрь и декабрь характеризуют суточные вариации мощности радиошума (14,88 кГц) за все 4 сезона. Для июня вариация составляет 10 дБ. Для марта – 9 дБ, максимум на 6 дБ ниже

июньского; для сентября – 8,7 дБ, максимум на 3,5 дБ ниже июньского; для декабря – 7,3 дБ, максимум на 9 дБ ниже июньского.

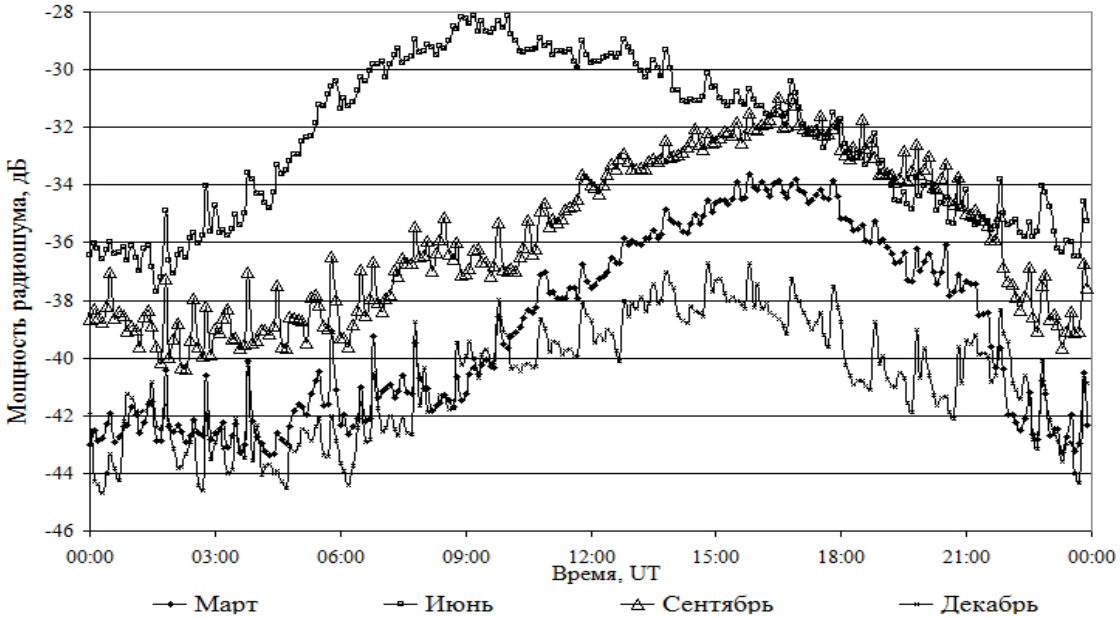


Рис. 1. Суточные вариации спектральной составляющей мощности радиошума (14,88 кГц), 2013-2014 гг.

На рис. 2 представлены суточные вариации (июль 2013-2014 гг.) мощности сигналов радиостанций и радиошума (14,88 кГц) а также число молний в окрестностях г. Якутска (радиус 400 км). Суточные вариации составляют: для радиошума – 10 дБ, число молний – 10 дБ, сигнал новосибирской радиостанции – 4 дБ, а хабаровской – 8 дБ. Вариация радиошумов в летний период 5-10 UT определяется местной грозовой активностью. Число дней с грозой на территории круга с центром в Якутске и радиусом 400 км с 2009 по 2012 годы по нашим наблюдениям изменялось соответственно, как 46, 37, 63, 38 дней период июнь – август. Наблюдалось следующее число дней с интенсивными грозами (> 100 разряд/день): 29 (2009), 21 (2010), 43 (2011), 27 (2012). Суммарное число зарегистрированных грозовых разрядов: 2009 г. – 56086, 2010 г. – 49413, 2011 г. – 148359, 2012 г. – 40231 разрядов [4]. В 11-20 UT спад мощности радиошумов замедлен из-за уменьшения ослабления распространения в ночных условиях. Указанному временному интервалу соответствует увеличение вклада в принимаемый радиошум сигналов естественного происхождения от более дальних мощных грозовых очагов Западной Сибири и территории между хребтами Большой Хинган, Малый Хинган, Бурецкий и Становой. Электромагнитные сигналы с этих территорий распространяются по сходным трассам, что и сигналы новосибирской и хабаровской радиостанций.

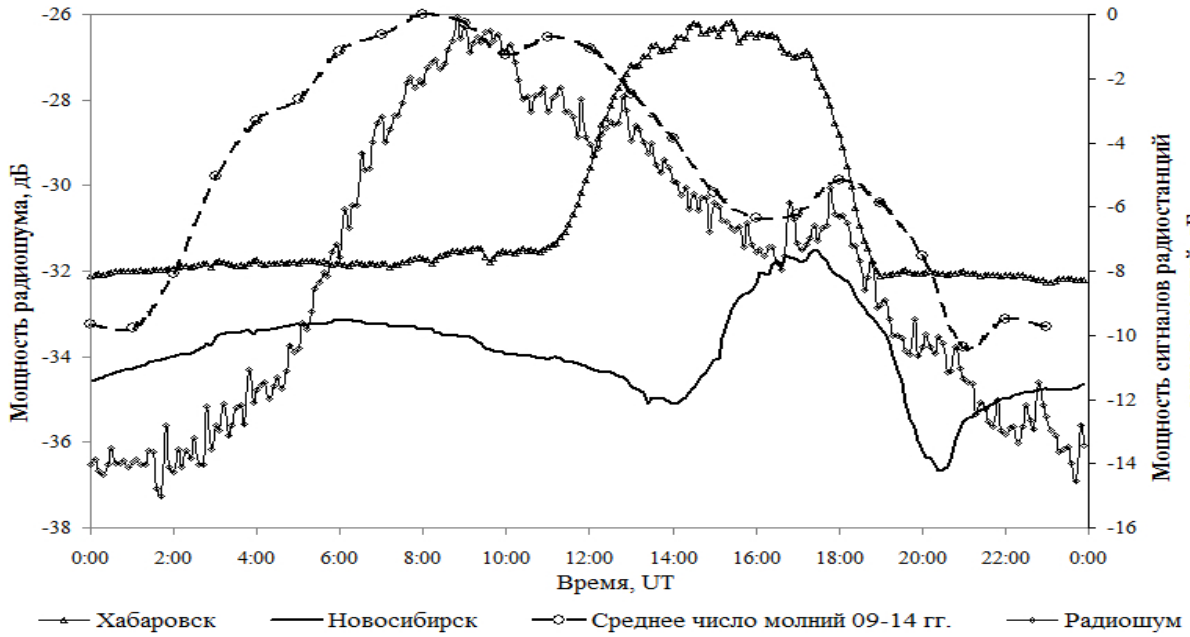


Рис. 2. Суточные вариации (июль 2013-2014 гг.) мощности сигналов радиостанций и радиошума (14,88 кГц) а также число молний в окрестностях Якутска

На рис. 3 представлены вариации потока F10.7 [5], спектральной составляющей мощности радиошума, а также сигналов радиостанций Новосибирск и Хабаровск (14,88 кГц) в дневной (3-7 UT) летний (июль) период от минимума солнечной активности (2009 г) до его максимума (2013-2014 гг.). Отсутствие данных в июле 2009 г. связано с временным отключением регистратора. Затухание сигнала радиостанции (2009-2014 гг.) на трассе Новосибирск-Якутск ослабевает на 1,5 дБ, на трассе Хабаровск-Якутск – возрастает на 1,2 дБ (ввиду менее протяженной трассы влиянием мод высших порядков, следствием чего является более сложная интерференционная картина у приемника). В работе [1] указывается, что в дневных условиях в минимуме солнечной активности затухание примерно на 0,3 дБ / Мм больше, чем в солнечном максимуме. Изменение спектральной составляющей (14,88 кГц) мощности радиошума в рассматриваемый летний период составляет 8,8 дБ. Сравнение вариаций мощности ОНЧ сигналов радиостанций, зарегистрированных в 2009-2014 гг., с вариациями спектральной составляющей (14,88 кГц) мощности радиошума указывает на присутствие связи солнечной активности с активностью грозовых источников. С учетом изменения ослабления при распространении на 1,5 дБ от минимума (2009 г.) к максимуму (2012-2014 г.) солнечной активности в июле, мощность радиошума в минимуме на 7,3 дБ выше.

Эффекты вариаций флуктуационной составляющей ОНЧ естественных радиошумов, вызываемых грозовой активностью параметрами солнечного ветра по наблюдениям 1979-1996

гг. были рассмотрены в [2], где показано, что вариация интенсивности радиошумов противофазна солнечной активности.

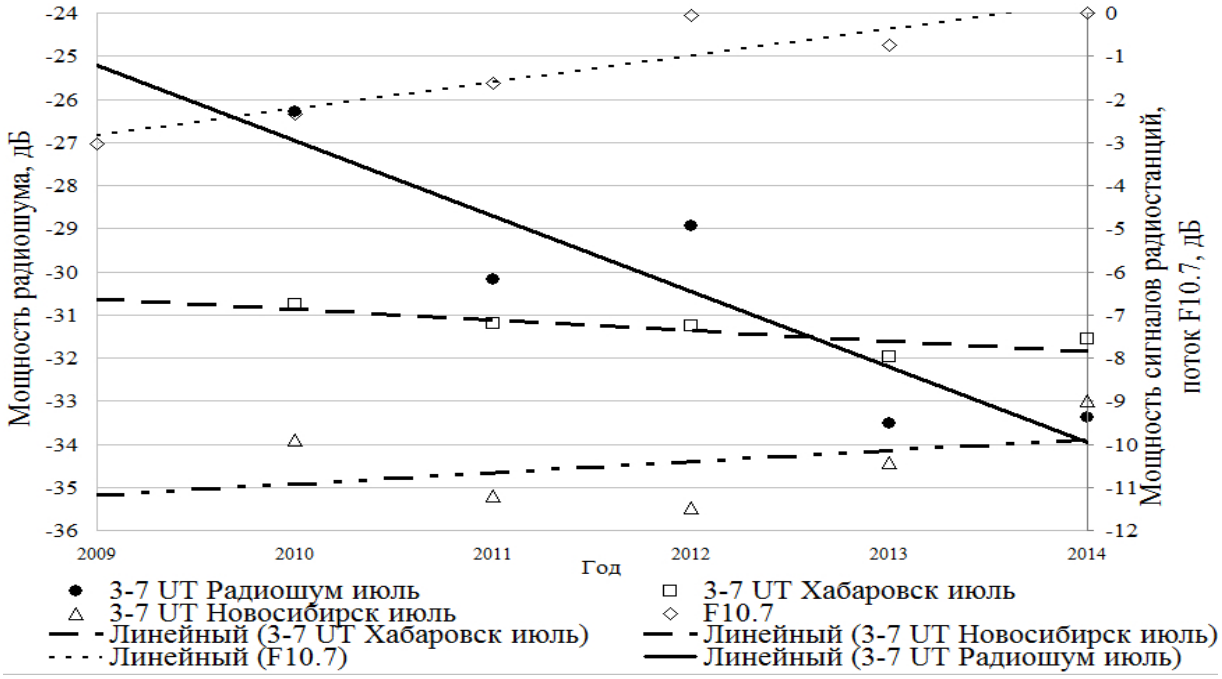


Рис. 3. Вариации потока F10.7, спектральной составляющей мощности радиошума и сигналов радиостанций (14,88 кГц) в дневной летний период.

Работа поддержана РФФИ, проект № 14-05-31056 мол_а, а также грантом «Научно-образовательный фонд поддержки молодых учёных Республики Саха (Якутия)» № 2014-01-0015.

1. *Thomson N.R., Clilverd M.A.* Solar cycle changes in daytime VLF subionospheric attenuation //Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. 2000. V. 62. Issue 7. P. 601–608.
2. *Mullayarov V.A., Kozlov V.I., Karimov R.R.* Effect of Variations in the Solar Wind Parameters on Thunderstorm Activity // Geomagnetism and Aeronomy. 2009. V. 49. № 8. (Special Issue 2). P. 1299–1301.
3. *Каримов Р.Р., Козлов В.И., Корсаков А.А., Муллаяров В.А., Мельчинов В.П.* Вариации параметров сигналов радионавигационных станций, регистрируемых в Якутске в диапазоне очень низких частот // Современные проблемы дистанционного зондирования земли из космоса. 2012. Т.9. №4. С. 57-62.
4. *Козлов В.И., Муллаяров В.А., Григорьев Ю.М., Тарабукина Л.Д.* Параметры грозовой активности и молниевых разрядов на территории центральной Якутии в 2009-2012 гг. // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 50. № 3. С. 365-372.
5. U.S. Dept. of Commerce, NOAA, Space Weather Prediction Center [Электронный ресурс]. URL: http://www.swpc.noaa.gov/ftpdir/weekly/RecentIndices.txt (дата обращения 20.08.2014).

К ВОПРОСУ О ФОРМИРОВАНИИ АНТАРКТИЧЕСКОЙ ОЗОННОЙ ДЫРЫ

В.Б. Кашкин

Сибирский федеральный университет

Россия, 660041, Красноярск, пр. Свободный, 79

e-mail: rtcvbk@rambler.ru

Ключевые слова: циркумполярный вихрь, градиентный ветер

Построена модель Антарктического циркумполярного вихря (ЦВ) в эпоху его формирования весной. Рассмотрена роль градиентного ветра при формировании ЦВ. Установлено, что в это время максимум общего содержания озона приходится на 45° ю.ш., а средний диаметр ЦВ составляет 9000 км. Это подтверждено анализом спутниковых данных об общем содержании озона. Показано, что при формировании ЦВ происходит перераспределение озона между внутренней областью ЦВ и его периферией, что способствует появлению антарктической озоновой дыры.

В 2015 г. исполняется 30 лет с того дня, когда было сообщено об обнаружении антарктической озонной дыры (АОД), называемой также антарктической озонной аномалией. Озонными аномалиями принято называть области с общим содержанием озона (ОСО) ниже 220 единиц Добсона (е.Д.). Такие области наблюдается регулярно над Антарктикой в весенний период южного полушария в течение 2-3,5 месяцев и могут занимать площадь более 20 млн. км^2. Появление АОД было объяснено усилением хлорного каталитического цикла разрушения озона из-за техногенных хлорфторуглеродов (фреонов) [1]. В Арктике озонные аномалии – редкое явление, они кратковременные и имеют небольшую площадь.

Используя «фреоновую» концепцию, Всемирная метеорологическая организация приняла план действий по защите озонового слоя от антропогенного воздействия, подписывается Венская конвенция и Монреальский протокол об охране озонового слоя. Фреоны уже десятилетия не выпускаются в заметных объемах, но АОД периодически возникает каждый год, оставаясь в прежних размерах. Несмотря на большое количество исследований, реальные причины убыли озона в области АОД до сих пор окончательно не установлены.

В настоящем сообщении рассмотрен механизм образования АОД в весенние месяцы под воздействием динамических процессов в атмосфере южного полушария. На второй вероятный механизм указал В.В. Зуев, это выбросы газов вулкана Эребус в Антарктике – одного из самых активных вулканов на Земле [2, 3].

Весной АОД окружает циркумполярный вихрь (ЦВ), состоящий из «кольца» с повышенным содержанием озона и внутренней приполярной области, бедной озоном (рис. 1). В это время ЦВ является антициклоном [4]. В начале весны Солнце прогревает стратосферу вблизи южного полюса, температура здесь повышается, возникает градиент давления, направленный в сторону средних широт, движение масс воздуха (вместе с озоном) к северу.

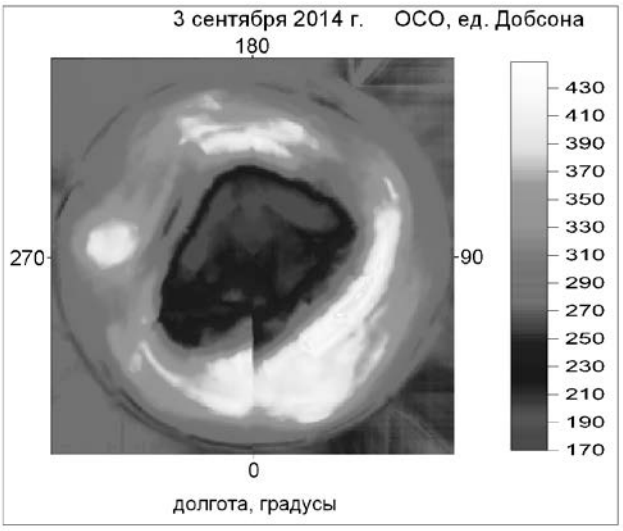


Рис. 1. Циркумполярный вихрь

Вследствие силы Кориолиса поток воздуха поворачивается на 90°, появляется движение вдоль кругов широты с запада на восток.

Рассмотрим прямоугольную систему координат, у которой плоскость *xoy* совпадает с горизонтальной плоскостью на поверхности Земли на широте φ, ось *oz* направлена перпендикулярно плоскости *xoy*. Выделим объем воздуха в 1 м^3, он имеет массу, равную плотности воздуха ρ. На этот объем действует барический градиент G_z, центробежная сила $Z = \frac{\rho U^2}{R_\varphi}$ и отклоняющая сила вращения Земли (сила Кориолиса) $K_s = 2\rho\Omega U \sin\varphi$. В стратосфере пренебрегаем силами молекулярного и турбулентного трения. Обозначено: U – модуль вектора средней скорости ветра $R_\varphi = R_3 \cdot \cos\varphi$ – радиус окружности, по которой вращается объема воздуха на широте φ, R_3 – экваториальный радиус Земли, $\mathbf{\Omega}$ – вектор угловой скорости вращения Земли, направленный вдоль оси вращения Земли к северному полюсу, $\Omega\sin\varphi$ – проекция вектора $\mathbf{\Omega}$ на ось *z*. В антициклоне сила Кориолиса K_s уравновешивает силы G_z и Z: $G_z + Z = K_s$. Объем воздуха приобретает равномерное движение по кривой в горизонтальной плоскости. Такое движение в установившемся режиме называется градиентным ветром. Скорость градиентного ветра удовлетворяет уравнению [5, 6]:

$$G_z + \frac{\rho U^2}{R_\varphi} = 2\rho\Omega U \sin\varphi. \qquad (1)$$

В начале весны область с максимальной геопотенциальной высотой сконцентрирована вблизи Южного полюса, частицы воздуха движутся во все стороны от полюса, поворачиваясь к востоку и выходя на круговые траектории. Перепишем (1) в виде

$$R_\varphi G_z + \rho U^2 = 2\rho\Omega U R_3 \sin\varphi \cos\varphi. \qquad (2)$$

Сила Кориолиса в правой части (2) умножена на радиус окружности $R_\varphi = R_3 \cos\varphi$. Пусть Земля повернулась на угол Δα. Произведение $R_\varphi \cdot \Delta\alpha$ – это путь, пройденный объемом воздуха, а произведение $K_s\ R_\varphi \cdot \Delta\alpha$ – работа, совершаемая силой Кориолиса при таком повороте. Сила Кориолиса максимальна у полюса, но здесь путь $R_\varphi\Delta\alpha$ минимален. На экваторе величина $R_\varphi\Delta\alpha$ максимальна, но сила Кориолиса равна нулю.

Существует широта, на которой при заданном угле Δα работа максимальна. В (2) $2\sin\varphi\cos\varphi = \sin 2\varphi$, максимум этой функции равен 1 при φ = 45°. На этой широте сила Кориолиса оказывает наибольшее тормозящее усилие объемам воздуха, движущимся под действием сил G_z и Z. Поэтому следует ожидать, что весной вблизи широты 45° сконцентрируются массы воздуха (вместе с озоном), перенесенные из приполярной зоны, возникает кольцо озона. Произойдет перераспределение озона между внутренней частью ЦВ и кольцом, количество озона в котором вырастет, ОСО во внутренней части уменьшится, способствуя образованию АОД. Начиная с середины октября, внутренняя часть ЦВ заполнится озоном, который движется из кольца, из тропических и средних широт.

Для проверки были использованы зональные средние (zonal means) с сайта NASA [7]. На рис. 2 показано распределение ОСО по широте за три дня 7 сентября в разные годы, когда весной формировался циркумполярный вихрь, увеличивалось ОСО в кольце и уменьшалось ОСО внутри него. По характеру три графика похожи друг на друга, максимумы приходятся на широту в 45°. График за 27 декабря на рис. 2 показывает распределение ОСО по широте в начале лета Южного полушария, когда внутренняя часть ЦВ почти заполнена озоном. Здесь же виден график функции $f(\varphi) = 356\sin 2\varphi$, для наглядности $\sin 2\varphi$ умножен на 356 е.Д.

Величина $R_{45} = R_3 \cos 45° = 4505$ км – это радиус кольца ЦВ по его средней линии, график функции $f(\varphi) = 356\sin 2\varphi$ характеризует профиль кольца в верхней его части. Здесь предполагается, что кольцо ограничено правильными окружностями. Кольцо на рис. 1 не круглое, оно искажено под воздействием планетарных волн и других воздушных потоков.

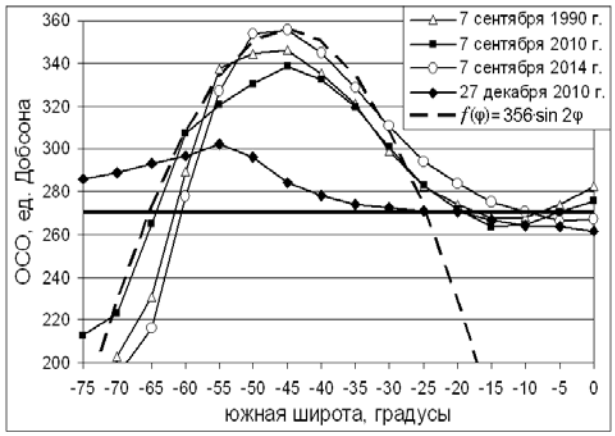


Рис. 2. Распределение ОСО по широте

Рис. 3 иллюстрирует перераспределение масс озона весной в южном полушарии. Левый рисунок показывает, что в начале весны в приполярных широтах происходит уменьшение ОСО, а в кольце ОСО увеличивается. Правый рисунок относится к концу весны, в кольце ОСО уменьшается, а в приполярных областях увеличивается. Особенностью левых графиков

является отсутствие данных для широт и выше 60° ю.ш. для 1 августа,. и выше 65° ю.ш для 15 августа, так как на этих широтах стратосфера еще не была освещена Солнцем.

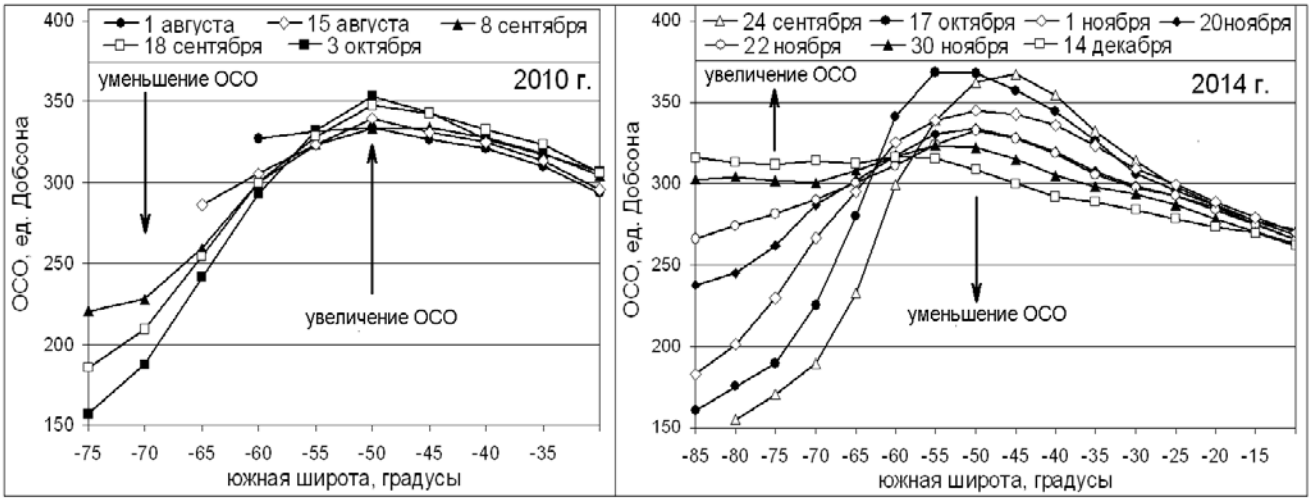


Рис. 3. Перераспределение масс озона в начале и в конце весны

Следует отметить, что образование циркумполярного вихря в южном полушарии в соответствии с моделью градиентного ветра, по-видимому, происходило всегда, в частности, и в те времена, когда АОД отсутствовала или имела малые размеры. Появление АОД в начале 80-х гг. XX в., вероятнее всего, связано с ростом активности вулкана Эребус [3].

Цитируемая литература

1. Farman J.C., Gardiner B.G., Shanklin J.D. Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClOx/NOx interaction // Nature. – 1985. – V. 315, No 6016. – P. 207–210.

2. Зуев В.В., Зуева Н.Е., Савельева, Е.С Специфика формирования антарктической и арктической озоновых аномалий / В.В. Зуев, Н.Е. Зуева, Е.С. Савельева // Оптика атмосферы и океана. – 2014. – Т. 27, № 5. – С. 407–412.

3. Савельева, Е.С., Зуев В.В., Зуева Н.Е. Вулкан Эребус – ключевой фактор усиления антарктической озоновой дыры//Химия в интересах устойчивого развития. – 2014. – Т. 22, № 5. – С. 541–547.

4. Huck P.E. The Coupling of Dynamics and Chemistry in the Antarctic Stratosphere. – New Zealand: University of Canterbury, 2007. – 158 p.

5. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. – Л.: Гидрометеоиздат, 1984. – 752 с.

6. Fleagle R.F., Businger J.A. An Introduction to Atmospheric Physics. – New York, London, Toronto: Academic Press, 1980. – PP. 151-200.

7. ftp://toms.gsfc.nasa.gov/pub/

РЕЗУЛЬТАТЫ СРАВНИТЕЛЬНОГО АНАЛИЗА РЯДОВ НАБЛЮДЕНИЙ ОСО И УФР НАД ТОМСКОМ

Е.М. Короткова, В.В. Зуев, Н.Е. Зуева

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт мониторинга климатических и экологических систем
Сибирского отделения Российской академии наук

katia_sova@mail.ru, vvzuev@imces.ru, vzuev@list.ru

Ключевые слова: общее содержание озона, ультрафиолетовая радиация, корреляционный анализ.

Приводятся результаты сравнений рядов наблюдений ОСО и УФР над Томском, проводимых с помощью наземных приборов Brewer, NILU-UV и М-124 и приборов космического базирования, представленных в базе данных TEMIS. Даны оценки корреляций изменчивости ОСО и УФР относительно многолетних норм.

В томском Академгородке проводятся регулярные наблюдения за общим содержанием озона (ОСО) и ультрафиолетовой радиацией (УФР) Солнца с помощью приборов Brewer (ИОА СО РАН), NILU-UV и М-124 (ИМКЭС СО РАН), расположенных в относительной близости друг к другу. Спектрофотометр Brewer включен в Международную сеть наблюдений УФР. Его данные размещены в базе WOUDC (World Ozone and Ultraviolet Radiation Data Centre) [1] и представляют собой среднесуточные значения УФР на длинах волн 300, 305, 310, 315, 320 нм, полученные со спектральным разрешением 0,6 нм, и ОСО с сентября 2003-го года. Спектрофотометр Гущина М-124 включен в Российскую озонометрическую сеть. Наблюдения среднесуточных значений ОСО с помощью М-124 проводятся с октября 2006-го года. УФ фотометр NILU-UV-6T ИМКЭС СО РАН осуществляет измерения УФР, в частности, на длинах волн 305, 312 и 320 нм со спектральным разрешением 10 нм и ОСО. Поскольку измерения радиации на приборе NILU-UV проводятся каждую минуту, ряды среднесуточных значений УФР формировались за вычетом ночного и сумеречных периодов с апреля 2006-го года. Кроме того, в базе данных TEMIS [2] представлены среднемесячные значения ОСО, в том числе, над Томском по данным реанализа спутниковых измерений аппаратурой TOMS, OMI и SIAMACHY с января 1979-го года.

На рис. 1 приведены многолетние среднемесячные значения (нормы) ОСО над Томском по данным измерений приборов Brewer, NILU-UV, М-124 и данных реанализа TEMIS, которые фактически объединяются в две группы. Нормы, полученные по данным прибора Brewer и данным реанализа TEMIS, характеризуются максимумом, приходящимся на март, максимум нормы по данным NILU-UV и М-124 приходится на май. Результаты многолетних наблюдений ОСО на широте Томска, представленные, в частности в [3, 4], указывают на характерный максимум среднемесячной нормы ОСО в марте. Нетипичное поведение среднемесячных норм

ОСО по данным NILU-UV и M-124, установленных на крыше пятиэтажного корпуса в его южной части, вероятнее всего, связано с экранированием части прямой солнечной радиации кронами сосен, расположенных в непосредственной близости.

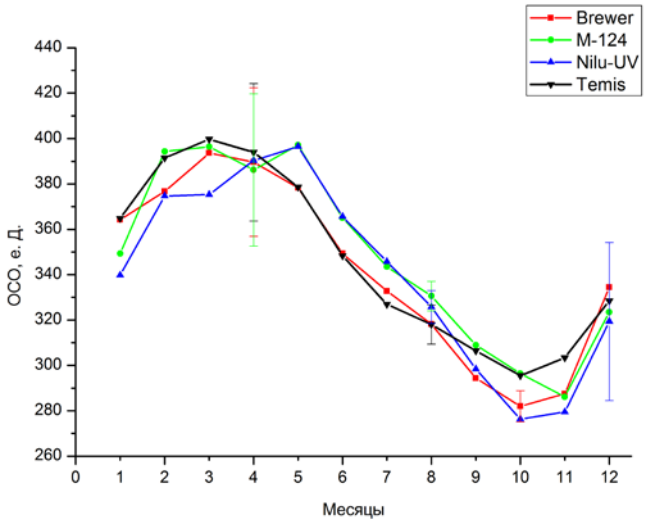


Рис. 1. Многолетние среднемесячные нормы ОСО над Томском по данным измерений с помощью приборов Brewer, M-124, NILU-UV и реанализа TEMIS.

Это предположение согласуется с поведением многолетних среднемесячных норм УФР, полученных по данным приборов Brewer и NILU-UV. На рис. 2 изображены нормы УФР на длине волны 305 нм, выраженные в относительных единицах путем деления на максимальное значение.

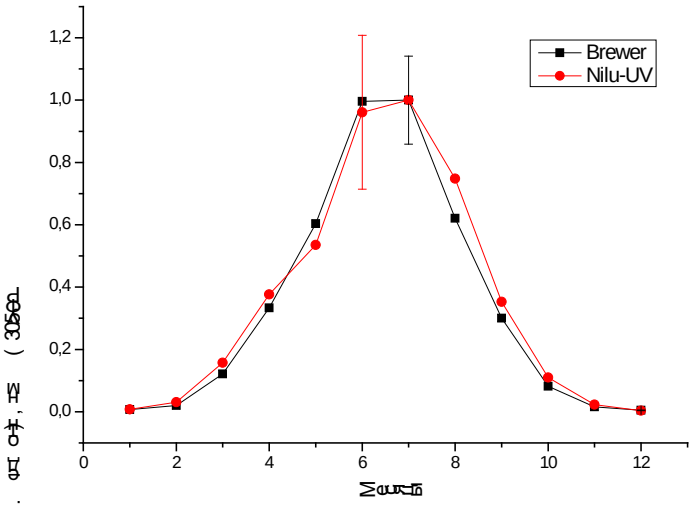


Рис. 2. Многолетние среднемесячные нормы УФР над Томском по данным измерений с помощью приборов Brewer и NILU-UV на длине волны 305 нм.

На рис. 2 видно, что контур УФР для NILU-UV шире, чем для Brewer, что обусловлено разным спектральным разрешением приборов. В мае в контуре УФР для NILU-UV наблюдается явно выраженный перелом. В дальнейшем при расчете ОСО занижение значений УФР в полосе поглощения озона должно отразиться в увеличении ОСО, что и приводит к сдвигу максимума его многолетних среднемесячных норм, определенных с помощью NILU-UV и М-124, размещенных рядом, на май месяц (см. рис. 1). Отметим, что вегетационный период сосны обыкновенной на широте Томска начинается, как правило, в апреле, а в мае происходит рост побегов, усиливающих экранирующую способность кроны.

Согласованный режим затенения кронами деревьев двух близко расположенных приборов NILU-UV и М-124 приводит к появлению ложной корреляции рядов отклонений среднемесячных значений ОСО и УФР относительно многолетней нормы. Ряды отклонений относительно многолетних норм формировались следующим образом: $I_i = (A_i - \bar{A}_i) / \bar{A}_i$, где A_i – текущее значение ряда, $\bar{A}_i$ – многолетняя норма, соответствующая данному значению. Оценки коэффициентов корреляции всех рядов отклонений среднемесячных значений УФР и ОСО относительно многолетней нормы приведены в таблице 1.

Таблица 1. Коэффициенты корреляции рядов отклонений среднемесячных значений ОСО и УФР относительно многолетней нормы

Период наблюдений	УФР\ОСО		Brewer	М-124	NILU-UV	Temis
полный период	Brewer	305 нм	-0,320	-0,541	-0,628	-0,557
		310 нм	-0,180	-0,440	-0,510	-0,369
		320 нм	-0,039	-0,239	-0,280	-0,085
	NILU-UV	305 нм	-0,414	**-0,603**	**-0,587**	-0,621
		312 нм	-0,282	**-0,585**	**-0,486**	-0,532
		320 нм	-0,168	**-0,461**	**-0,288**	-0,341
вегетационный период (4-10)	Brewer	305 нм	-0,550	-0,648	-0,661	-0,662
		310 нм	-0,325	-0,464	-0,450	-0,440
		320 нм	-0,035	-0,155	-0,105	-0,121
	NILU-UV	305 нм	-0,647	**-0,769**	**-0,733**	-0,634
		312 нм	-0,436	**-0,631**	**-0,562**	-0,420
		320 нм	-0,226	**-0,500**	**-0,407**	-0,212

В таблице 1 видно, что во всех случаях коэффициенты отрицательной корреляции рядов УФР и ОСО имеют тенденцию увеличения значения по модулю с уменьшением длины волны, что отражает рост удельного веса ОСО в изменчивости УФР в полосе поглощения озона. Однако, если для прибора Brewer на длине волны 320 нм, на которой поглощение радиации озоном слабо, значения коэффициентов корреляции становятся ниже уровня значимости, то для

приборов NILU-UV и M-124 уровень коэффициентов корреляции остается значимым даже на длине 320 нм (в таблице 1 отмечено жирным шрифтом). Это связано с появлением общего дополнительного фактора модуляции УФР сигналов (экранирование кроной деревьев), создающего ложную корреляцию.

В рядах отклонений среднемесячных значений УФР по данным Brewer и ОСО по данным реанализа Temis относительно многолетней нормы ложной корреляции нет. На рис. 3 приведены хода этих рядов для длины волны 305 нм.

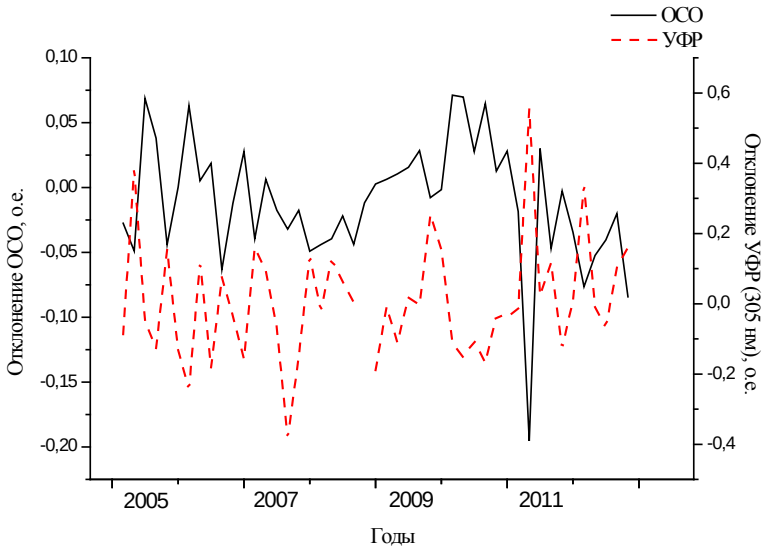


Рис. 3. Ряды отклонений среднемесячных значений УФР по данным Brewer на длине волны 305 нм и ОСО по данным реанализа Temis относительно многолетней нормы в вегетационный период с апреля по октябрь.

Значение коэффициента корреляции рядов, представленных на рис. 3, составляет (-0,662, см. табл. 1). Это значение сопоставимо с аналогичными результатами корреляционного анализа, проведенного для канадских станций Эдмонтон, Гус Бей и Саскатун [4], что говорит об общих закономерностях связи УФР и ОСО в среднеширотном поясе Северного полушария.

Список литературы

1. Meteorological Service of Canada. World Ozone and Ultraviolet Radiation Data Centre. URL: http://www.woudc.org.

2. Van der A R.J., Allaart M.A.F., Eskes H.J. Multi sensor reanalysis of total ozone // Atmos. Chem. Phys. 2010. V. 10. N 22. P. 11277–11294.

3. Зуев В.В. Дистанционный оптический контроль стратосферных изменений. Томск: МГП «Раско», 2000. 140 с.

4. Зуева Н.Е. Связь изменений биологически активной УФ-В солнечной радиации с колебаниями общего содержания озона // Журнал СФУ. Серия: Биология. 2008. Т. 1. № 4. С. 345–357.

ВОЗМОЖНЫЕ ЭФФЕКТЫ ВЫСЫПАНИЯ ЭЛЕКТРОНОВ В НОЧНОЙ СРЕДНЕШИРОТНОЙ АТМОСФЕРЕ

Л.А. Леонович, А.В. Тащилин, В.А. Леонович, Г.К. Матафонов

Учреждение РАН Институт солнечно-земной физики СО РАН, 664033, г. Иркутск, Лермонтова 126а, а/я 291

E-mail: lal@iszf.irk.ru; avt@iszf.irk.ru; leonkgb@iszf.irk.ru; gennady@iszf.irk.ru

Ключевые слова: ионосферное возмущение, свечение верхней атмосферы, геомагнитные бури.

Аннотация В работе изучался отклик эмиссий атомарного кислорода 557.7 nm и 630 nm на импульсы внезапного начала геомагнитной бури, SC, вызванные резкими изменениями параметров солнечного ветра, вызванные ударными волнами. Показано, что наличие или отсутствие отклика в интенсивности этих эмиссий не связано с амплитудой возмущения параметров солнечного ветра.

Во время магнитных бурь в средне- и низкоширотных регионах, ниже 50° геомагнитной широты, наблюдаются "низкоширотные сияния», особенности которых были исследованы в [1]. В [2] были определены три типа высыпающихся частиц, которые во время геомагнитных бурь вызывают «низкоширотные сияния»: энергичные (~ кэВ) нейтральные атомы, энергичные ионы и низко энергичные электроны в двух диапазонах энергии, 10-1000 эВ и менее 10 эВ.

Мы проанализировали поведение интенсивности эмиссий зелёной и красной линий атомарного кислорода во время 20 внезапных импульсов SC. Результаты анализа данных наблюдения параметров межпланетной среды и околоземного космического пространства представлены в таблицах 1 и 2. В Таблице1 приведены события SC, для которых был отмечен отклик в интенсивностях рассматриваемых эмиссий. В Таблице2 приведены события SC, для которых отклик в этих эмиссиях не наблюдался. В колонках таблиц указаны дата и время SC; максимальное значение Кр индекса, и минимальное значение Dst индекса для рассматриваемой магнитной бури; величина кратковременного положительного скачка Dst на фазе SC, ΔDst; приращение в интенсивности эмиссий 557.7 и 630 нм, которое последовало за SC, ΔI557.7 и ΔI630 соответственно; соотношение приращений красной и зелёной линий ΔI630/ΔI 557.7; приращение плотности протонов, ΔNp, и скорости, ΔVp, солнечного ветра; максимальная величина солнечного ветра для рассматриваемого события, Vp max.

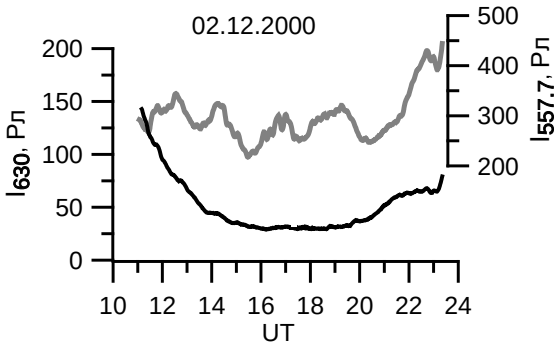


Рисунок 1

На Рисунке 1 показан типичный пример поведения интенсивности интегральных эмиссий 557.7 нм и 630 нм в спокойных геомагнитных условиях.

Видно, что в спокойных ночных условиях эти эмиссии изменяются независимо, в соответствии с механизмами их возбуждения в слое E и F соответственно.

Таблица 1 **С**обытия SC, для которых был зафиксирован отклик в интенсивностях эмиссий 557.7 и 630 нм

№	Date	SC, UT	Kp	Dst nT	Δ Dst nT	Δ I630, R	Δ 557,7 R	ΔI630/ Δ 557,7	ΔVp km/s	Vp max km/s	ΔNp n/cc
1.	27.01.2000	14:53	5	-41	25	15	55	0,3	35	621	30
2.	06.04.2000	16:39	9	-221	50	90	45	2	196	589	7
3.	11.10.2001	17:15	6	-70	35	30			200	570	23
4.	21.10.2001	16:50	8	-187	45	30	100	0,3	190	635	22
5.	05.02.2002	17:00	5	-80	9	25	130	0,2	75	540	7
6.	18.03.2002	13:21	5	-37	53	25	50	0,5	150	490	40
7.	17.01.2005	14:00	8	-120	47	30	30	1	0	800	20
8.	21.01.2005	17:12	8	-97	50		110		260	940	12
9.	21.01.2005	18:48	8	-97	60	120	125	1		940	32
10	07.05.2005	19:16	6	-100	15		50		25	430	15
11	12.04.2010	16:25	6	-56	15	16			45	430	20
12	26.09.2011	12:35	6	-103	40	50	40	1,3	130	730	30

Таблица 2 **С**обытия SC, для которых отклик в интенсивностях эмиссий 557.7 и 630 нм не был зафиксирован

№	Date	SC, UT	Kp	Dst nT	Δ Dst nT	ΔVp km/s	Vp max km/s	ΔNp n/cc
1.	11.01.2000	14:26	5	-81	11	90	540	7
2.	22.12.2000	19:25	6	-62	10	10	330	13
3.	21.04.2001	16:01	6	-100	16	50	400	13
4.	16.12.2004	13:40	4	-10	8	0	480	10
5.	02.09.2005	14:20	7	-124	13	75	766	6
6.	24.01.2012	15:03	5	-75	25	270	740	13
7.	18.02.2012	16:42	5	-88	5	25	360	5
8.	24.10.2011	18:31	7	-150	40	100	535	10

На рисунке 2 приведены временные зависимости Bz-компоненты межпланетного магнитного поля, скорости (Vp) и плотности (Np) протонов солнечного ветра, индекса Dst, и интенсивности эмиссий атомарного кислорода 630 и 557.7 нм, во время импульсов SC 6 апреля 2000г (пример из Таблицы1) и 24 января 2012г (пример из Таблицы2). Вертикальными штриховыми линиями отмечены моменты внезапного начала магнитной бури. Как видно из рисунка, параметры окружающей среды для этих двух событий имеют значения близкие по величине, но увеличение в интенсивности эмиссий зелёной и красной линий (~ 40 Рл)

наблюдалось только 6 апреля 2000г. Поведение интенсивностей 24 января 2012г независимо от импульса внезапного начала.

Сравнительный анализ параметров межпланетной среды и околоземного космического пространства приведённых в Таблице1, когда отклик на SC наблюдался и Таблице2, когда отклика не было показал, что нет принципиальной разницы между амплитудами возмущений этих параметров. Из этого следует, что наличие или отсутствие отклика в интенсивности рассматриваемых эмиссий на SC не связано непосредственно с величиной параметров солнечного ветра. Для событий, имеющих отклик на SC импульс, также не наблюдается корреляции между амплитудой отклика интенсивности рассматриваемых эмиссий и амплитудами возмущения скорости и плотности солнечного ветра.

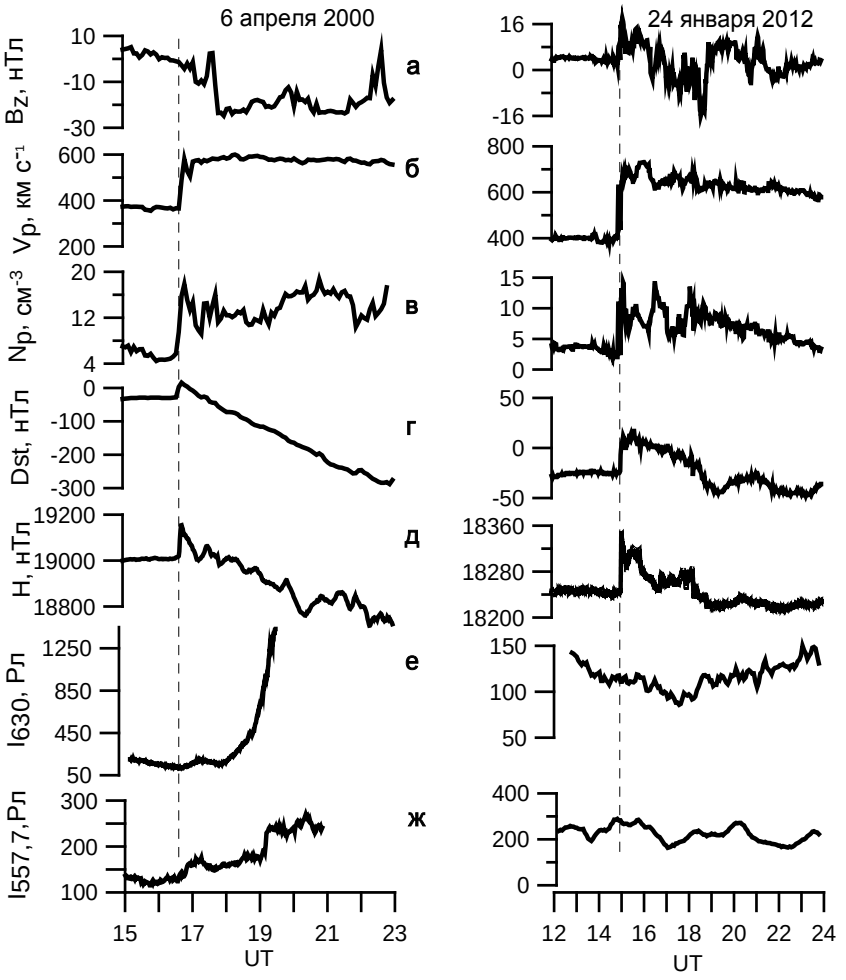


Рисунок 2

Мы предполагаем, что увеличение интенсивности зеленой и красной линий атомного кислорода во время SC могло быть вызвано высыпанием электронов, захваченных на низких L оболочках во время предшествующих магнитных бурь. Это предположение согласуется с [3], где на основе спутниковых измерений были выявлены области с высокой плотностью сверхтепловых электронов. Эти области в основном наблюдались на достаточно низких L оболочках (вплоть до L = 2) и были относительно стабильными независимо от магнитной активности.

Во время усиления геомагнитной активности, как показано в [4], увеличение крупномасштабного электрические поля утро-вечер может переносить электроны плазменного слоя ближе к Земле, вплоть до областей коротации.

На основе анализа экспериментальных данных в работе [3] было показано, что электроны, которые были инжектированы ближе к Земле во время геомагнито-активного

периода, остаются захваченными в ловушке внутри плазмосферы в последующий спокойный период. Авторы [3] предположили, что эти захваченные популяции электронов могут переноситься далее вглубь плазмосферы до L ~ 2 через радиальную диффузию благодаря всегда присутствующим флуктуациям магнитосферного электрического поля, которое проникает в плазмосферу, как показано в [5]. Также перенос частиц на более глубокую дрейфовую оболочку может происходить не только под действием крупномасштабного электрического поля, но и при единичном импульсном действии электрического поля ExB, например, при импульсе SC, а также аналогичный эффект возможен при многократном воздействии коротких импульсов [6].

Заключение

В работе представлены результаты исследования отклика эмиссий атомарного кислорода 557.7 и 630 нм на резкие вариации параметров плазмы солнечного ветра, вызванные распространяющимися по ней ударными волнами. Было показано, что для одних случаев увеличение этих интенсивностей наблюдалось, тогда, как для других случаев этого не происходило, независимо от амплитуды возмущений параметров солнечного ветра. Мы предполагаем, что увеличение интенсивности эмиссий зеленой и красной линий атомного кислорода во время внезапных импульсов SC могло быть вызвано потоками низкоэнергичных электронов, захваченных на низких оболочках ранее, ещё до прихода импульсов. Эти потоки высыпающихся электронов могут быть обусловлены их питч-угловым рассеянием при взаимодействии с магнитозвуковыми волнами, возбуждаемыми в магнитосфере в моменты её сжатия динамическими импульсами давления солнечного ветра.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 13-05-00733.

Литература

1. Tinsley, B. A., R. P. Rohrbaugh, H. Rassoul, Y. Sahai, N. R. Teixeira, and D. Slater. (1986) Low-latitude aurorae and storm time current systems. J. Geophys. Res. 91. 11257.
2. Rassoul H. K., R.P. Rohrbaugh, B.A. Tinsley, D.W. Slater. (1993) Spectrometric and Photometric Observations of Low-Latitude Aurorae. J. Geophys. Res. 98. A5. P. 7695-7709.
3. Li, W., R. M. Thorne, J. Bortnik, Y. Nishimura, V. Angelopoulos, L. Chen, J. P. McFadden, and J. W. Bonnell (2010), Global distributions of suprathermal electrons observed on THEMIS and potential mechanisms for access into the plasmasphere, J. Geophys. Res., 115, A00J10, doi:10.1029/2010JA015687.
4. Meurant, M., J.-C. Ge´rard, B. Hubert, V. Coumans, C. Blockx, N. Ostgaard, and S. B. Mende, Dynamics of global scale electron and proton precipitation induced by a solar wind pressure pulse, Geophys. Res. Lett., 30(20), 2032, doi:10.1029/2003GL018017, 2003.
5. Rowland, D. E., and J. R. Wygant (1998), Dependence of the large scale, inner magnetospheric electric field on geomagnetic activity, J. Geophys. Res., 103(A7), 14,959–14,964, doi:10.1029/97JA03524.
6. Л.Л. Лазутин Мировые и полярные магнитные бури // Под ред. Ю.И. Логачева Москва, изд. МГУ, 2012 http://www.kosmofizika.ru/kniga.htm место издания МГУ НИИЯФ Москва, ISBN 978-5, 214 с.

ОПЕРАТИВНАЯ ДИАГНОСТИКА ПАРАМЕТРОВ ИОНОСФЕРЫ В СРЕДНЕЙ ТОЧКЕ РАДИОТРАССЫ ПО ДАННЫМ НЗ

С.Н. Пономарчук, В.П. Грозов, А.Г. Ким, Г.В. Котович, А.В. Подлесный

ИСЗФ СО РАН, 664033, Иркутск, а/я 291, Россия

spon@iszf.irk.ru, grozov@iszf.irk.ru, kim@iszf.irk.ru, kotovich@iszf.irk.ru, pav1986@rambler.ru

Ключевые слова: ионосфера, ионограмма, распространение радиоволн, обработка сигналов

Рассмотрены методики и алгоритмы комплекса оперативной диагностики параметров ионосферы в средней точке радиотрассы по данным наклонного зондирования ионосферы непрерывным ЛЧМ сигналом. Проведен статистический анализ точностных характеристик автоматического определения критической частоты f_0F2 в средней точке радиотрассы на базе ЛЧМ–ионозонда.

Одним из эффективных цифровых диагностических средств диагностики ионосферы является ЛЧМ ионозонд [1,2]. Многофункциональный ЛЧМ ионозонд, работающий в режимах вертикального (ВЗ) и наклонного (НЗ) зондирования, может являться базовым элементом системы мониторинга состояния ионосферы и условий распространения радиоволн в различных гелиогеофизических условиях. Задача автоматизации процесса сбора, хранения и обработки получаемого экспериментального материала требует создания новых и усовершенствования уже имеющихся комплексов программного обеспечения. В работе представлены результаты расчета параметров ионосферы вблизи средней точки трассы по текущим данным НЗ с помощью программного комплекса, включающего модули автоматической обработки, интерпретации ионограмм ЛЧМ зондирования и восстановления профиля электронной концентрации.

Реконструкция высотного распределения электронной концентрации по данным наклонного зондирования ионосферы позволяет определять основные параметры ионосферы в удаленной от передатчика и приемника области, где по каким-либо причинам отсутствуют средства вертикального зондирования. Для оперативной диагностики параметров ионосферы реализован программный комплекс на основе обращения измеренной дистанционно-частотной характеристики (ДЧХ) наклонного зондирования в высотно-частотную характеристику (ВЧХ) вертикального зондирования вблизи средней точки трассы с использованием модификации метода Смита (метод «кривых передачи») и с последующим восстановлением профиля электронной концентрации, таким образом, решая обратную задачу вертикального зондирования [4,5]. На первом этапе работы комплекса производится автоматическая обработка и интерпретация ионограммы НЗ [3]. Разработанные методы анализа ионограмм позволяют проводить оперативное определение модового состава, максимальных применимых частот (МПЧ) каждого мода, выделять треки дистанционно-частотной характеристики по значимым точкам амплитудного рельефа сигнала. Далее по треку ДЧХ, соответствующему

односкачковому моду распространения, производится расчет высотно-частотной характеристики ВЗ в средней точке трассы. Для реконструкции высотного профиля электронной концентрации развит метод численного решения интегральных уравнений посредством модификации метода Джексона с повышением точности в областях максимумов слоёв (прикритических частот) и долин [5]. Так как на экспериментальных ионограммах НЗ сигналы, отраженные от Е-слоя отсутствуют или выражены «слабо» по сравнению с другими сигналами, по полученному *N(h)*-профилю определяются ионосферные параметры только слоя F2: критическая частота f_0F2 и высота максимума h_mF2.

На рисунке 1 приведены результаты восстановления профиля электронной концентрации в средней точке трассы Норильск–Иркутск по схеме: *ионограмма НЗ – выделенный трек 1F2 – ВЧХ ВЗ – профиль электронной концентрации N(h)*. Профиль электронной концентрации $N(h)$ рассчитывался по методике [5]. ВЧХ для слоя Е рассчитывалась по модели IRI.

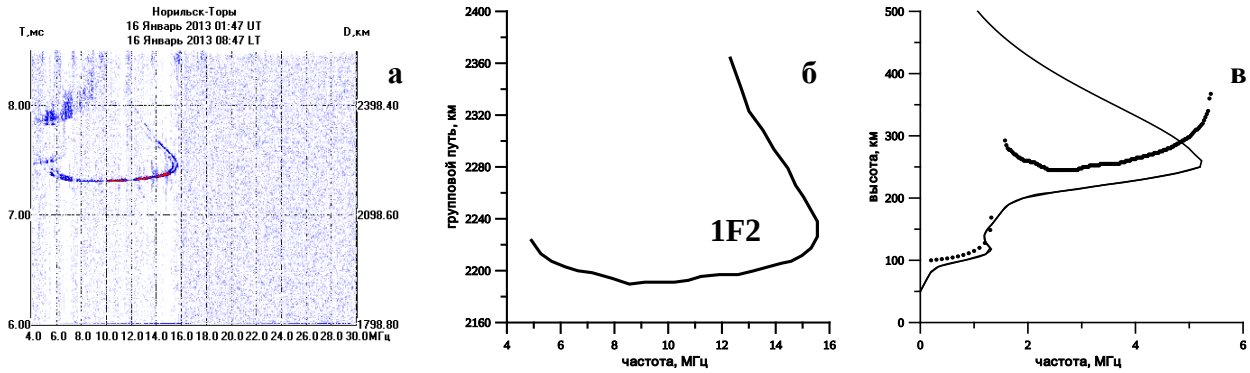


Рисунок 1 – Результаты восстановления ВЧХ и $N(h)$ в средней точке трассы Норильск – Торы: а – ионограмма НЗ, б – выделенный трек мода 1F2, в – ВЧХ и $N(h)$.

Верификация методики оперативной диагностики среды проводилась по данным НЗ, полученных в 2010-2014 годах на трассах Норильск–Торы, Магадан–Торы, Хабаровск–Торы, с привлечением экспериментальных данных ВЗ: ст. Подкаменная Тунгуска (φ = 61.6°, λ = 90°), ст. Якутск (φ = 62°, λ = 129.7°), ст. Mohe (φ = 52°, λ = 122.5°), ст. Manzhouli (φ = 49.6°, λ = 117.4°).

Трасса Норильск–Торы (Норильск: φ = 69.3°, λ = 88.3°; Торы: φ = 51.8°, λ = 103°) расположена в меридиональном направлении, и одной половиной находится в полярной и приполярной зоне (длина трассы ~ 2088 км). Координаты средней точки трассы: φ = 60.7°, λ = 97.5°. Расстояние между ст. Подкаменная Тунгуска и средней точки трассы ~ 416 км. Результаты сопоставления экспериментальных значений f_0^3F2 ст. Подкаменная Тунгуска с расчетными значениями f_0F2 по данным НЗ на трассе Норильск – Торы приведены на рисунке 2. Критическая частота f_0F2 определялась из восстановленной ВЧХ ВЗ в средней точке

трассы. На рисунке 3 приведены результаты сопоставления критических частот f_0F2 и высот максимумов h_mF2 в средней точке трассы Норильск–Торы и ст. Подкаменная Тунгуска. Высота максимума h_mF2 определялась из восстановленного *N(h)*-профиля.

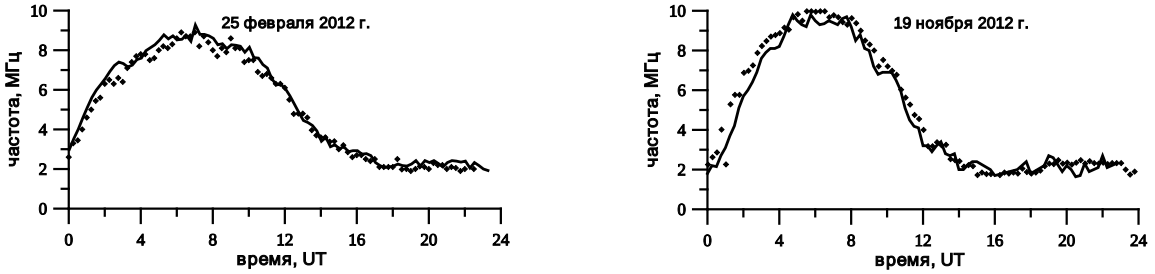


Рисунок 2 – Суточные вариации критической частоты f_0F2 в средней точке трассы Норильск–Торы: сплошная линия – расчет; ромбики – эксперимент.

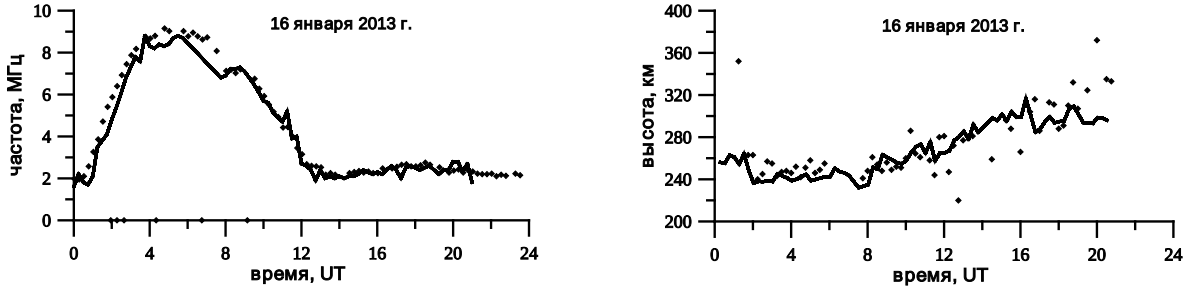


Рисунок 3 – Суточные вариации критической частоты f_0F2 и h_mF2 в средней точке трассы Норильск–Торы: сплошная линия – расчет; ромбики – эксперимент.

Для трассы Магадан–Торы (Магадан: φ = 60°, λ = 150.7°) станция ВЗ, ближайшая к средней точке трассы (φ = 58.2°, λ = 124.2°) находится в Якутске. Разница по широте станции ВЗ и средней точки трассы составляет почти 4°, поэтому данные ст. Якутск лишь частично могут быть контрольными в верификации методики диагностики параметров ионосферы. Результаты сопоставления экспериментальных значений $f_0{}^{э}F2$ ст. Якутск с расчетными значениями f_0F2 по данным НЗ на трассе Магадан–Торы приведены на рисунке 4. Критическая частота f_0F2 также определялась из восстановленной ВЧХ ВЗ в средней точке трассы.

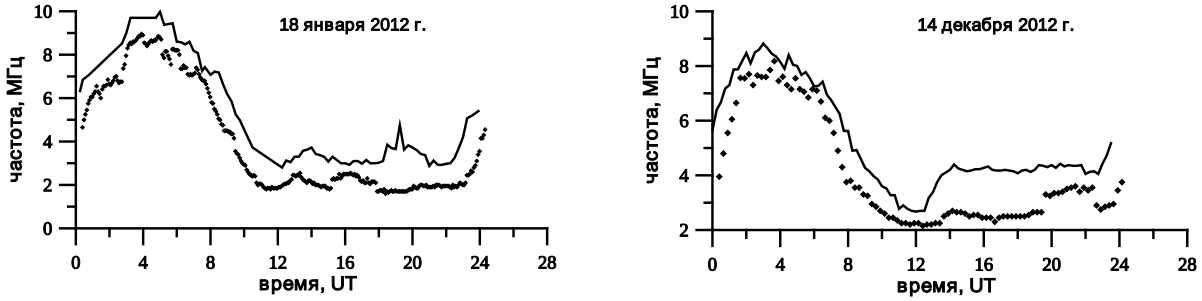


Рисунок 4 – Суточные вариации критической частоты f_0F2 в средней точке трассы Магадан–Торы: сплошная линия – расчет; ромбики – эксперимент.

Для трассы Хабаровск – Торы (Хабаровск: φ = 47.6°, λ = 134,7°) средняя точка (φ = 50.8°, λ = 119.6°) находится вблизи китайских станций Mohe и Manzhouli. Результаты сопоставления экспериментальных значений $f_0^э F2$ ст. Manzhouli с расчетными значениями f_0F2по данным НЗ на трассах Хабаровск–Торы приведены на рисунке 5.

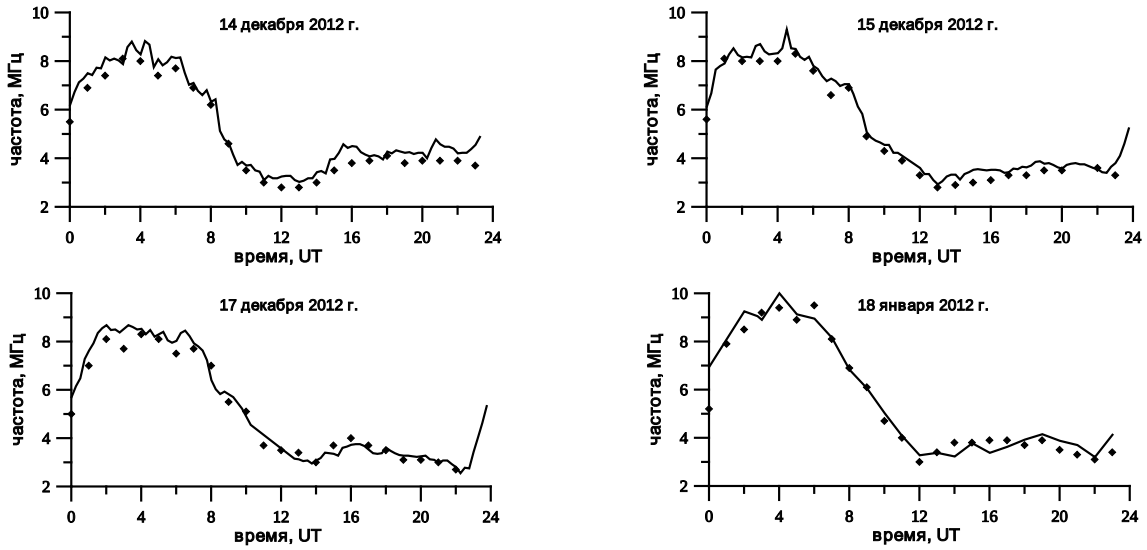


Рисунок 5 – Суточные вариации критической частоты f_0F2 в средней точке трассы Хабаровск–Торы: сплошная линия – расчет; ромбики – эксперимент.

В таблице 1 приведены значения статистических параметры абсолютной ошибки $dx = f_0^э\mathrm{F2} - f_0\mathrm{F2}$ для ряда рассматриваемых месяцев: среднее значение $\overline{(dx)}$ (МГц), среднее квадратичное отклонение σ (МГц).

В таблице 2 приведены значения статистических параметров абсолютной ошибки $dx = h_m^э\mathrm{F2} - h_m\mathrm{F2}$ для ряда рассматриваемых месяцев: среднее значение $\overline{(dx)}$ (км), среднее квадратичное отклонение σ (км).

Таблица 1 – Статистические параметры результатов расчета $dx = f_0^э\mathrm{F2} - f_0\mathrm{F2}$.

Трасса (дата)	$\overline{(dx)}$	σ
Норильск–Торы (25.02.2012, 19.11.2012, 14.12.2012)	-0.18	0.75
Норильск–Торы (16.01.2013)	-0.22	0.40
Хабаровск–Торы (02.02.2010 – 28.02.2010)	-0.13	0.34
Хабаровск–Торы (18.01.2012, 14.12.2012, 15.12.2012, 17.12.2012)	-0.23	0.37
Магадан–Торы (18.01 2012)	-1.34	0.54
Магадан–Торы (14.12 2012)	-1.17	0.56

Таблица 2 – Статистические параметры результатов расчета $dx = h_m^э\mathrm{F2} - h_m\mathrm{F2}$.

Трасса (дата)	$\overline{(dx)}$	σ
Норильск–Торы (25.02.2012, 19.11.2012, 14.12.2012)	5.73	27
Норильск–Торы (16.01.2013)	5.5	26
Магадан–Торы (18.01 2012)	-2.8	31.3
Магадан–Торы (14.12 2012)	-0.98	22.3

Экспериментальная проверка методики получения критической частоты f_0F2 и высоты максимума h_mF2 в средней точке трассы НЗ по данным наклонного зондирования на трассах разной протяженности и ориентации указывает на достоверность полученных в результате пересчета параметров ионосферы. Разработанный программный комплекс позволяет оперативно и достаточно точно рассчитывать критические частоты f_0F2 и высоты максимума h_mF2, характеризующие ионосферу в области вблизи средней точки трассы.

Работа выполнена при финансовой поддержке Росгидромета (государственный контракт № 97/ГФ/Н-14) и гранта РФФИ № 13-05-00979.

1. *Иванов В.А., Куркин В.И., Носов В.Е., Урядов В.П., Шумаев В.В.* ЛЧМ-ионозонд и его применение в ионосферных исследованиях // Известия Вузов. Радиофизика. 2003. Т. 46, № 11. С. 919-952.

2. *Подлесный А.В., Брынько И.Г., Куркин В.И., Березовский В.А., Киселев А.М., Петухов Е.В.* Многофункциональный ЛЧМ-ионозонд для мониторинга ионосферы // Гелиогеофизические исследования. 2013. Вып. 4. С. 24-31.

3. *Грозов В.П., Киселев А.М., Котович Г.В., Михайлов С.Я., Пономарчук С.Н.* Программное обеспечение обработки и интерпретации ионограмм зондирования на базе цифрового ЛЧМ-ионозонда // Гелиогеофизические исследования. 2013. Вып. 4. С. 75-85.

4. *Котович Г.В., Ким А.Г., Михайлов С.Я., Грозов В.П., Михайлов Я.С.* Определение критической частоты f_0F2 в средней точке трассы по данным наклонного зондирования на основе метода Смита // Геомагнетизм и аэрономия. 2006, No 4, С. 547-551.

5. *Михайлов С.Я.* Многозначность восстановления профилей плазменной частоты по заданной ВЧХ и их различимость для наклонного распространения коротких радиоволн в изотропной ионосфере // Изв.вузов. Радиофизика. 2000. Т. XLII, № 10. С. 855-872.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК РАСПРОСТРАНЕНИЯ КВ РАДИОВОЛН В ПЕРИОДЫ СОЛНЕЧНЫХ ВСПЫШЕК

С.Н. Пономарчук[1], В.И. Куркин[1], А.Н. Ляхов[2], Е.Б. Романова[1], А.В. Тащилин[1]

[1]ИСЗФ СО РАН, Иркутск, Россия; [2]ИДГ РАН, Москва, Россия

spon@iszf.irk.ru, kurkin@iszf.irk.ru, alyakhov@idg.chph.ras.ru, ebr@iszf.irk.ru, avt@iszf.irk.ru

Ключевые слова: ионосфера, ионограмма, распространение радиоволн, солнечная вспышка

Приведены результаты моделирования характеристик распространения КВ радиоволн в периоды солнечных вспышек 25.02.2014, 25.10.2013, 13-14.05.2013. Рассчитывались дистанционно – и амплитудно-частотные характеристики распространения на основе комплексного алгоритма, включающего модули глобальной модели ионосферы и плазмосферы и распространения радиоволн. Результаты расчетов сравнивались с экспериментальными данными наклонного ЛЧМ зондирования ионосферы на трассах Магадан – Иркутск, Хабаровск – Иркутск, Норильск – Иркутск.

Мощные солнечные вспышки оказывают многообразное и существенное влияние на условия распространения КВ радиоволн. В результате всплесков рентгеновского излучения во время вспышек наблюдаются внезапные ионосферные возмущения, проявляющиеся в увеличении ионизации в D- и E-областях освещенной ионосферы. Аномально повышенное поглощение коротковолновых сигналов за счет роста ионизации в нижних слоях ионосферы может приводить как к увеличению наинизшей наблюдаемой частоты (ННЧ) радиосвязи, так и к исчезновению сигналов, соответствующих модам с многократным отражением от ионосферного слоя [1,2]. В определенных условиях, в зависимости от степени освещенности трассы и мощности солнечной вспышки, может наблюдаться «блэкаут» во всей полосе частот зондирования. В докладе приводятся результаты моделирования характеристик распространения КВ радиоволн в периоды солнечных вспышек 25.02.2014, 25.10.2013,13-14.05.2013. Рассчитывались дистанционно – и амплитудно-частотные характеристики распространения КВ сигналов с учетом технических параметров радиоканала. Результаты расчетов сравнивались с экспериментальными данными наклонного ЛЧМ зондирования ионосферы (НЗ) на трассах Магадан – Иркутск, Хабаровск – Иркутск, Норильск – Иркутск.

Моделирование характеристик распространения радиоволн проводилось по комплексному алгоритму, включающего модули расчета глобальной модели ионосферы и характеристик распространения радиоволн в рамках волноводного подхода [3]. Выходными параметрами модели ионосферы являются высотные профили электронной концентрации $N(h)$ и эффективной частоты соударений $\nu(h)$. В ИСЗФ СО РАН разработана глобальная модель ионосферы и плазмосферы [4,5], которая позволяет по минимальному набору входных данных рассчитывать профили $N(h)$ и $\nu(h)$ с учетом

физических процессов в верхней атмосфере Земли. Верификация модели ионосферы в режиме прогноза максимальных применимых частот (МПЧ) радиосвязи по экспериментальным данным на сети радиотрасс наклонного зондирования в Северо-восточном регионе России показала ее эффективность в различных гелио - геофизических условиях [6]. Для расчета распределения ионизации в условиях солнечных вспышек разных энергетических классов, был использован макет программных средств физико-математической модели нижней ионосферы. Начальные распределения параметров ионосферы брались из рассчитанных фоновых полей ионизации. Были выбраны классы вспышек С5, М5 и Х1, как представители соответствующих семейств. Из базы данных GOES выбраны типовые временные хода солнечных вспышек в рентгеновском диапазоне соответствующих классов. Начало (фоновое) каждой вспышки было приведено к началу каждого часа по UT. Далее выполнялось численное моделирование поведения концентрации электронов на каждой высоте в ходе развития солнечной вспышки на той же сетке широт-долгот-высот-дней года – UT, что и в случае расчета фоновой ионизации. Расчет заканчивался в момент возвращения потока рентгеновского излучения на фоновый уровень.

Для моделирования были выбраны четыре периода солнечных вспышек: 25.02.2014, 25.10.2013, 13-14.05.2013. Характеристики вспышек приведены в таблице 1.

Таблица 1

Дата	Балл	Начало, UT	Максимум, UT	Окончание, UT
13.05.2013	X 1.7	01:53	02:17	02:32
14.05.2013	X 3.2	01:00	01:11	01:20
25.10.2013	X 1.7	07:53	08:01	08:09
25.02.2014	X 4.9	00:39	00:49	01:03

Солнечная вспышка класса X 4.9, произошедшая 25 февраля 2014 г. при максимуме в 00:49 UT, стала одной из самых сильных в 24-м цикле солнечной активности. Всплеск рентгеновского излучения привел к увеличению поглощения КВ сигналов, что и было зарегистрировано на ионограммах, полученных в период вспышки на трассе наклонного зондирования Магадан – Иркутск и Хабаровск-Иркутск. Для интерпретации наблюдаемых эффектов было проведено моделирование характеристик распространения по фоновой модели ионосферы в спокойных условиях и в условиях солнечной вспышки класса X.

На рисунке 1 приведены результаты расчетов дистанционно – частотной и амплитудно – частотной характеристик (ДЧХ и АЧХ) отдельных модов распространения в период вспышки на трассе Магадан – Иркутск. При расчете амплитудных характеристик сигналов учитывались диаграммы направленности передающей и приемной антенн и мощность передатчика.

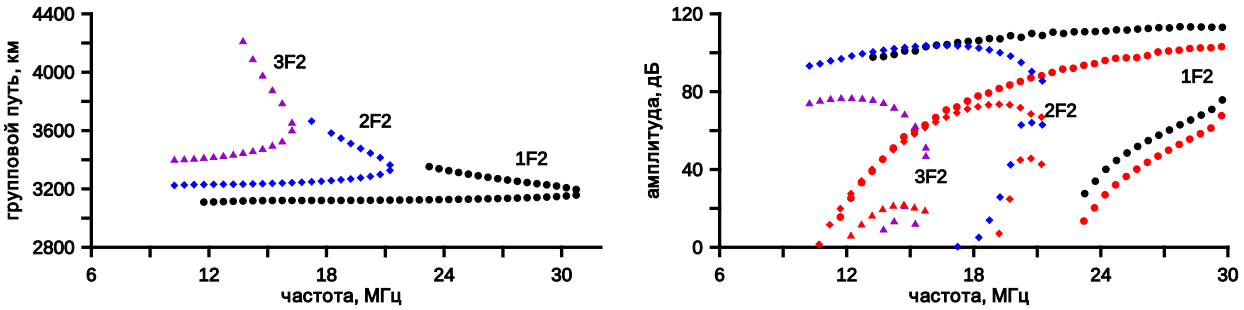


Рисунок 1 – Результаты моделирования ДЧХ и АЧХ на трассе Магадан – Иркутск: 25 февраля 2014 г., 01:00 UT

Результаты моделирования АЧХ в условиях солнечной вспышки X выделены на рисунке красным цветом. На рисунке 2 приведены экспериментальные ионограммы НЗ до начала вспышки (00:40 UT) и после вспышки (00:50 UT). Результаты расчета ДЧХ по выбранному относительному уровню амплитуды сигнала 50 дБ нанесены линиями. Из сопоставления экспериментальных и расчетных ионограмм НЗ расчетная оценка дополнительного поглощения радиоволн по модели ионосферы и плазмосферы в условиях солнечной вспышки на низких частотах составляет $\sim 40 \div 50$ дБ.

На рисунке 3 приведены экспериментальные ионограммы НЗ, полученные на трассе Хабаровск – Иркутск до начала вспышки (00:41 UT) и после вспышки (00:51 UT), и результаты моделирования ДЧХ. В период вспышки на данной трассе наряду с модом третьей кратности также сильно затухает мод второй кратности.

На рисунке 4 приведены экспериментальные ионограммы НЗ, полученные на трассе Норильск – Иркутск в период вспышки 25 октября 2013 года, и результаты моделирования ДЧХ. Отметим, что расчет ионосферных профилей электронной концентрации и эффективной частоты соударений в узловых точках трассы распространения проводился без адаптации модели ионосферы и плазмосферы к реальным условиям эксперимента по входным параметрам. Поэтому, при сопоставлении результатов моделирования с экспериментальными данными наблюдается расхождение по МПЧ модов распространения.

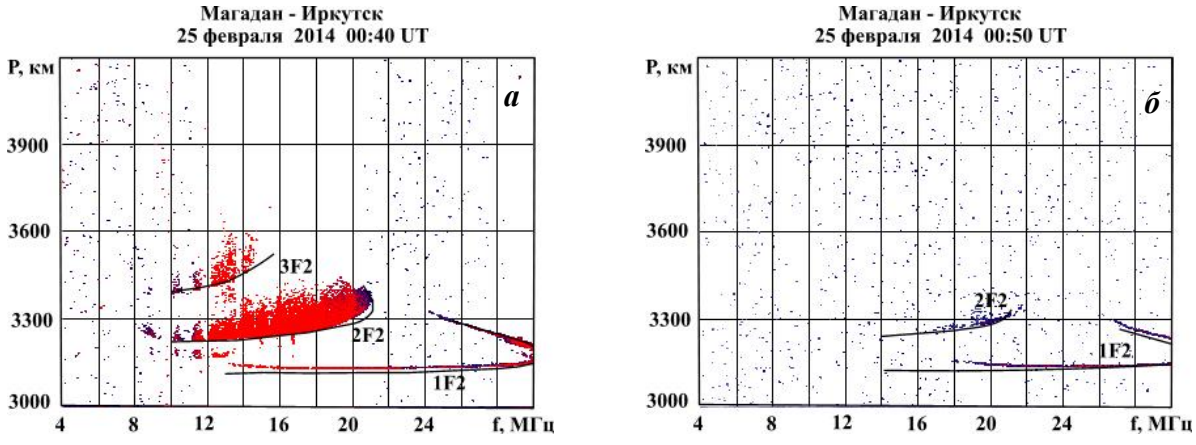


Рисунок 2 – Ионограммы наклонного ЛЧМ зондирования на трассе Магадан – Иркутск и результаты моделирования ДЧХ: 25 февраля 2014 г., *а* – 00:40 UT, *б* – 00:50 UT

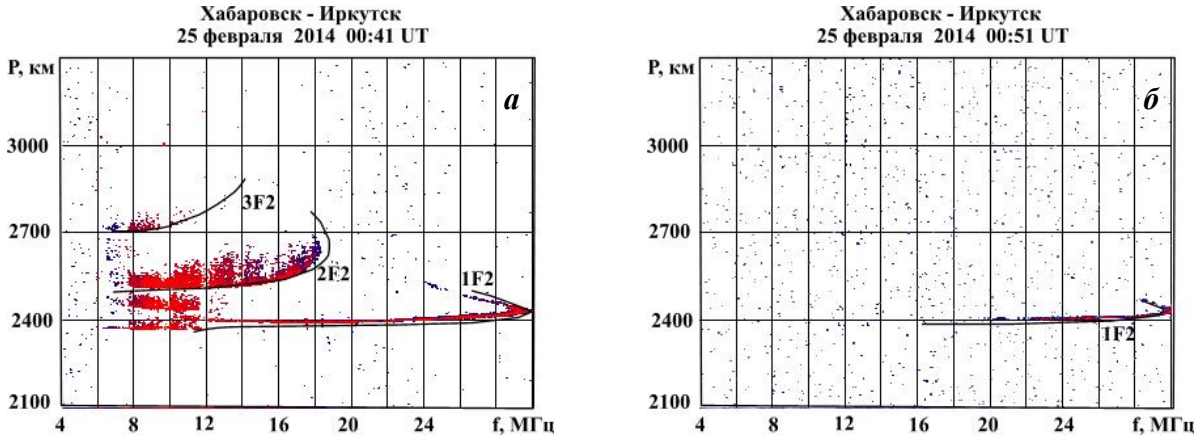


Рисунок 3 – Ионограммы наклонного ЛЧМ зондирования на трассе Хабаровск – Иркутск и результаты моделирования ДЧХ: 25 февраля 2014 г., *а* – 00:41 UT, *б* – 00:51 UT

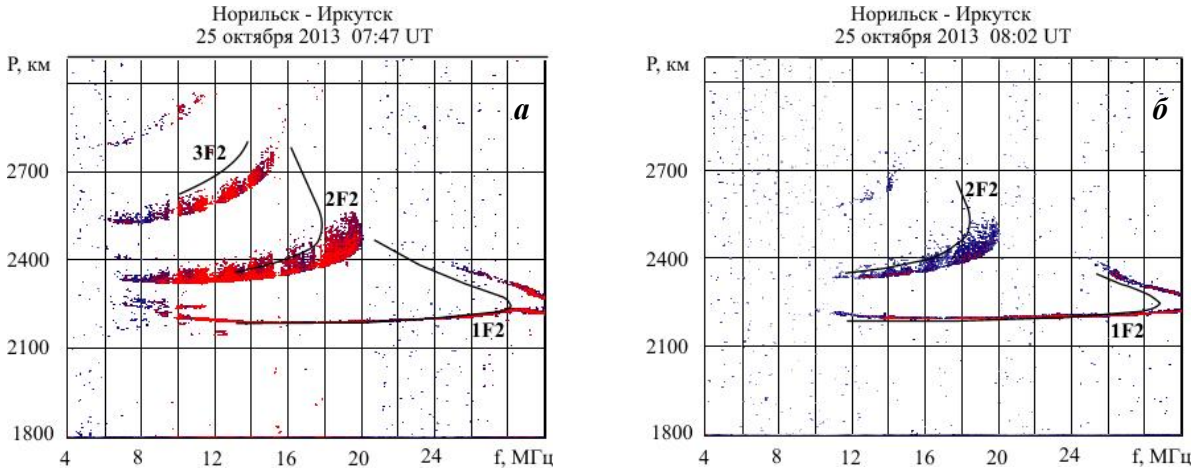


Рисунок 4 – Ионограммы наклонного ЛЧМ зондирования на трассе Норильск – Иркутск и результаты моделирования ДЧХ: 25 октября 2013 г., *а* – 07:47 UT, *б* – 08:02 UT

На рисунке 5 приведены ионограммы НЗ, полученные на трассе Магадан – Иркутск в период вспышки 13 мая 2013 года, и результаты моделирования ДЧХ. В спокойных условиях в точку приема приходят одно–, двух – и трех скачковые сигналы, отраженные от различных слоев ионосферы (E, F1, F2). За счет аномального поглощения в нижней ионосфере в период солнечной вспышки регистрируются только сигналы первой кратности, отраженные от F2 – слоя. При этом ННЧ увеличивается на ~ 9 МГц.

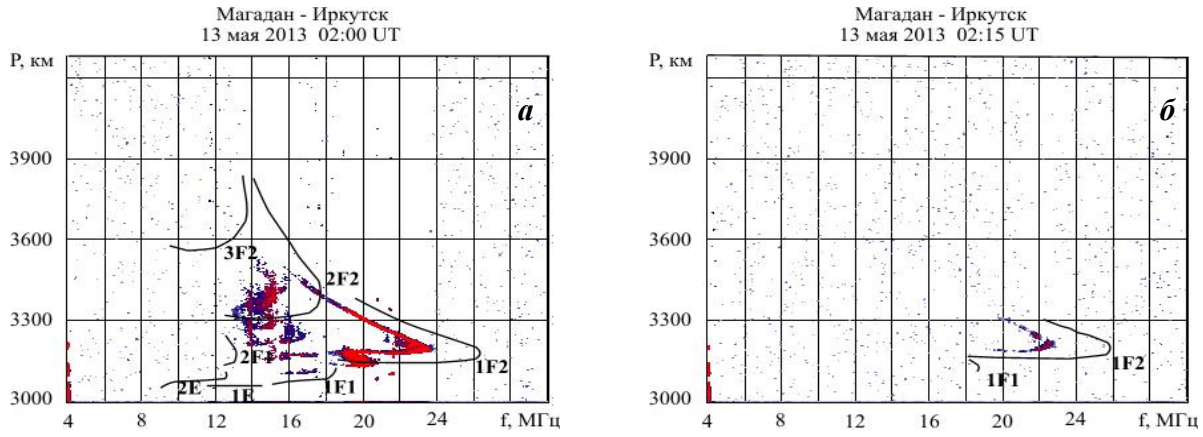


Рисунок 5 – Ионограммы наклонного ЛЧМ зондирования на трассе Норильск – Иркутск и результаты моделирования ДЧХ: 13 мая 2013 г., *а* – 02:00 UT, *б* – 02:15 UT

Таким образом, во время рентгеновских вспышек класса X на ионограммах, полученных на сети анализируемых трасс, полностью «исчезают» третьи и частично вторые моды распространения сигналов. Для модов распространения первой кратности существенно увеличивается ННЧ, которая может достигать значений 15–18 МГц. Наблюдается эффект ослабления (~ 20 ÷40 дБ) радиоволн, усиливающийся для низкочастотной части КВ диапазона.

Работа выполнена в рамках грантов РФФИ № 13-05-00979 и № 14-05-00259.

1. *Вертоградов Г.Г., Урядов В.П., Вертоградов В.Г.* Широкополосное ослабление коротких радиоволн на среднеширотных трассах во время рентгеновских вспышек в январе 2005 г. // Известия высших учебных заведений. Радиофизика. 2007. Т. 50. № 1. С. 1–8.

2. *Иванова В.А. и др.* Отклик характеристик распространения КВ–радиоволн на вариации рентгеновского излучения // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. Т.10, № 4. С.154–160.

3. *Алтынцева В.И. и др.* Моделирование декаметрового радиоканала на основе метода нормальных волн. // Техника средств связи. Серия СС. М.: Экос, 1987. Вып.5. С.28-34.

4. *Кринберг И.А., Тащилин А.В.* Ионосфера и плазмосфера. М.: Наука. 1984. 189 с.

5. *Tashchilin A.V. and Romanova E.B.* Numerical modeling the high-latitude ionosphere // Proc. of COSPAR Colloquia Series. 2002. V. 1. P. 315-325.

6. *Пономарчук С.Н. и др.* Прогноз характеристик распространения декаметровых радиоволн на основе глобальной модели ионосферы и плазмосферы // Труды XXIV Всероссийской научной конференции «Распространение радиоволн». 2014. Т. I. С. 284-287.

ВОЗМУЩЕНИЯ ИОНОСФЕРНОГО РАДИОКАНАЛА В ПЕРИОД МАГНИТНОЙ БУРИ 17-24 МАРТА 2015 ГОДА

С.Н. Пономарчук, Н.М. Полех, Е.Б. Романова, Н.А.Золотухина, В.И. Куркин, А.В. Подлесный

ИСЗФ СО РАН, 664033, Иркутск, а/я 291, Россия

spon@iszf.irk.ru, polekh@iszf.irk.ru, ebr@iszf.irk.ru, zolot@iszf.irk.ru,

kurkin@iszf.irk.ru, pav1986@rambler.ru

Исследованы возмущения ионосферного радиоканала в период магнитной бури 17 – 24 марта 2015 года. Рассмотрены гелиосферные источники, вызвавшие развитие магнитной бури. На базе пространственно-распределенного многофункционального ЛЧМ - ионозонда зарегистрированы эффекты влияния геомагнитных возмущений на условия распространения КВ сигналов.

Ключевые слова: магнитная буря, распространение КВ радиоволн, наклонное зондирование

1. Введение. Известно, что геомагнитные бури сопровождаются ионосферными бурями, проявляющимися в изменении условий распространения радиоволн. Свойства ионосферного радиоканала зависят от многих факторов, главнейшими из которых являются процессы поступления энергии из гелиосферы во внешние геосферы (магнитосферу, ионосферу и термосферу). Исследование этих процессов является одной из главных задач космической геофизики. В работе рассмотрены проявления гелиосферно-геосферного взаимодействия в данных наклонного зондирования и смещении плазменных оболочек магнитосферы.

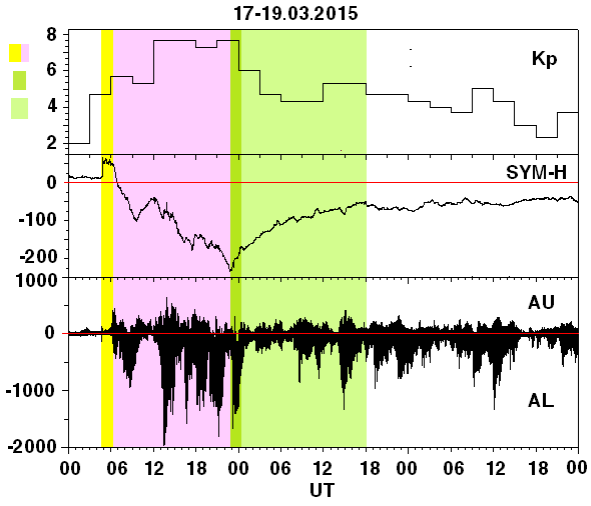


Рис. 1. Вариации Kp, SYM-H, AU и AL индексов. Начальная, главная, ранняя/поздняя восстановительная фазы бури отмечены жёлтым, розовым, тёмно/светло-зелёным прямоугольниками соответственно

2. Геомагнитная обстановка. Магнитная буря началась 17.03.2015 с резкого увеличения SYM-H на 50 нТл в 0445-0448 UT. Начальная фаза бури длилась около 1. 5 ч (до 0622 UT 17.03б SYM-H = 46-67 нТл). В последующие 16.5 ч SYM-H немонотонно понизился от 47 нТл до минимума SYM-H = -234 нТл в 2247 UT (главная фаза). Устойчивый рост SYM-H (фаза восстановления) начался после 2306 UT 17.03 и продолжался до 1757 UT 18.03. До 0016 UT 18.03 средняя скорость роста SYM-H составляла около 53 нТл/ч (ранняя восстановительная фаза); в 0016-1757 UT 18.03, около 7.6 нТл/ч (часть поздней восстановительной фазы). Значения SYM-H и Dst были отрицательны до середины 25.03 (см. графики Dst на http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dst_realtime). Изменения Kp, SYM-H, AU и AL индексов показаны на рис. 1.

3. Гелиосферные источники возмущений. Особенностями рассматриваемой магнитной бури являются медленное немонотонное усиление и медленное немонотонное ослабление поля кольцевого тока (SYM-H индекса). На рис. 2 представлены вариации 4-х гелиосферных параметров: плотности и скорости солнечного ветра, By и Bz компонент ММП. Графики построены по данным ACE (координаты X,Y,Z_{GSE} = 220.5, -8, -23.3 R_E), сдвинутым по оси времени на $\Delta UT = (X_{GSE} - Rmag)/Vsw$ (Rmag – расстояние до подсолнечной точки магнитосферы). Прямоугольниками обозначены интервалы, соответствующие фазам магнитной бури, отмеченным тем же цветом на рис. 1. Рисунок демонстрирует сильные флуктуации всех 4-х параметров, каждая из которых может быть как триггером геомагнитных возмущений типа суббури, так и фактором, усиливающим диффузию частиц плазменного слоя и солнечных космических лучей во внутреннюю магнитосферу (Лайонс и Вильямс, 1987).

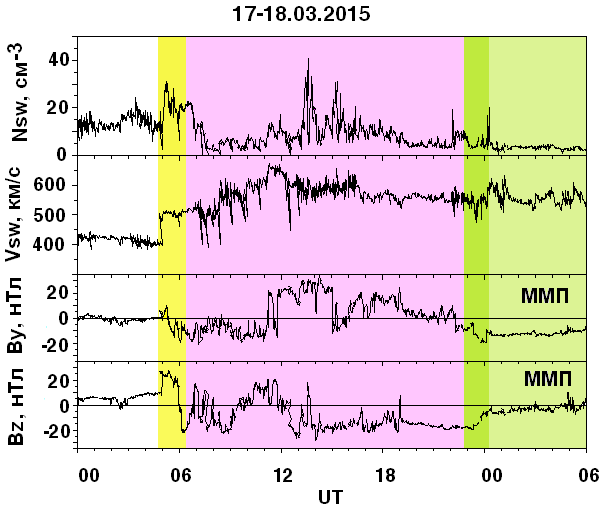


Рис. 2. Вариации плотности (Nsw) и скорости (Vsw) солнечного ветра, By Bz компонент межпланетного магнитного поля (ММП)

По данным, приведённым на сайте **www.solen.info/solar/old_reports**, неоднородности, влиявшие в данном случае на внешние геосферы, были сформированы в процессе взаимодействия спокойного солнечного ветра, потоков из трёх корональных дыр (CH 659, CH 660, южная полярная корональная дыра) и коронального выброса (CME). Корональный выброс и усиление потока солнечных космических лучей сопровождали рентгеновскую вспышку C9.1.

4. Анализ экспериментальных данных. Для исследования влияния магнитной бури на распространение радиоволн в ионосферном радиоканале были выбраны данные наклонного зондирования на сети радиотрасс, расположенных в северо-восточном регионе России: Магадан-Иркутск (протяженность 3034 км), Хабаровск-Иркутск (2297 км), Норильск- Иркутск (2030 км). Средние точки радиотрасс находились вблизи ионосферных станций: ст. Подкаменная Тунгуска (φ = 61.6°, λ = 90°), ст. Якутск (φ = 62°, λ = 129.7°), ст. Mohe (φ = 52°, λ = 122.5°). Зондирование на трассах проводилось с интервалом 5 мин.

На рис. 3 приведены вариации максимальных наблюдаемых частот (МНЧ) односкачкового мода (1F) и двухскачкового мода (2F) 17-19.03. Видно, что начало главной фазы бури (06-10 UT) 17 марта сопровождалось появлением перемещающихся ионосферных возмущений (ПИВ), вызвавших колебания МНЧ обоих модов на всех рассматриваемых трассах. С 0858 UT

до 1015 UT на трассе Магадан-Иркутск регистрировались дополнительные сигналы с большой задержкой (см. рис.4а).

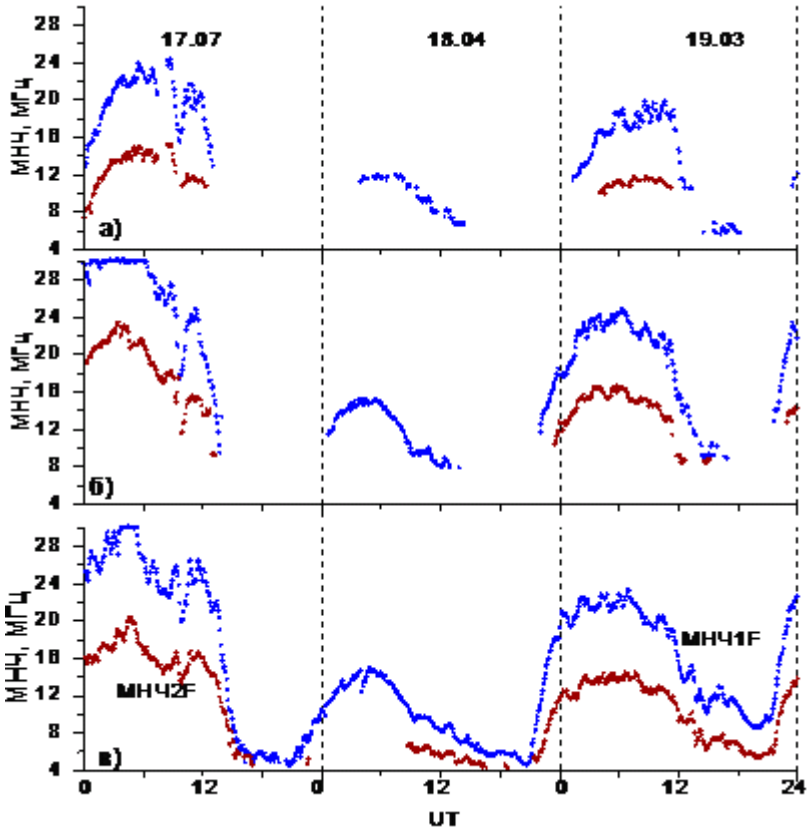


Рис. 3 Вариации односкачкового (1F) и двухсчкачкового (2F) модов 17-19 марта 2015 на трех трассах: а– Норильск-Иркутск, б–Магадан-Иркутск, в–Хабаровск-Иркутск.

После 1255 UT на трассе Норильск–Иркутск исчезли отражения мода 2F и 1F. На трассе Магадан– Иркутск исчезновение сигналов мода 2F наблюдалось после 1310 UT и мода 1F –после 1350 UT. Это было вызвано резкими градиентами электронной концентрации, обусловленными формированием главного ионосферного провала и его смещением к экватору. Согласно результатам расчетов, один из которых показан на рис. 5, область пониженных значений электронной концентрации охватывала обширные участки рассматриваемых трасс.

На рис. 6 показано, что с 1300 до 2400 UT 17.03 главный ионосферный провал (ГИП) и

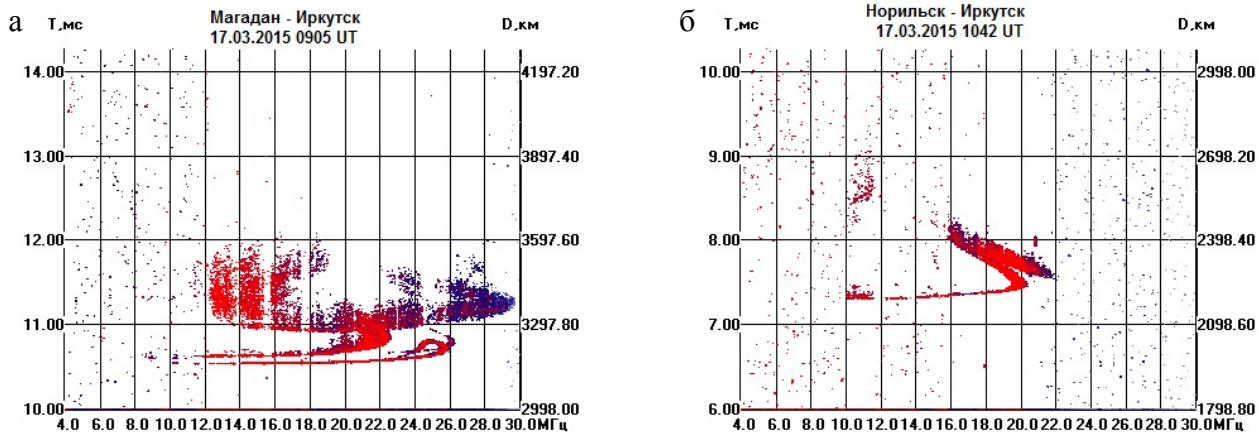
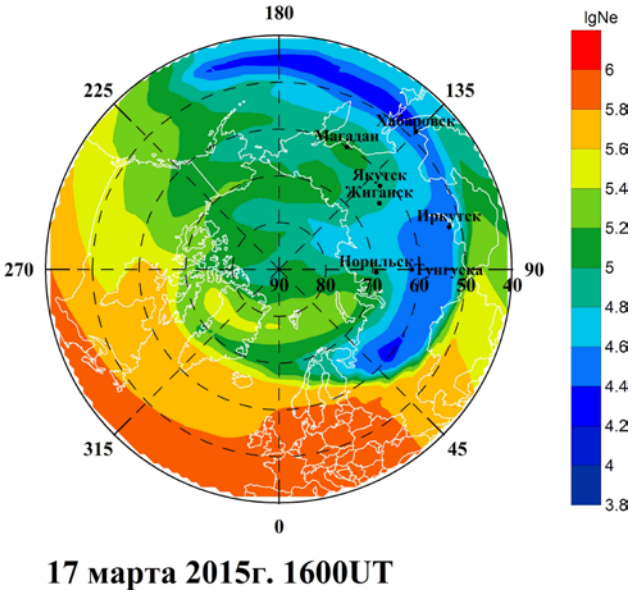


Рис.4. Ионограммы наклонного зондирования на трассах Магадан – Иркутск (а) и Хабаровск – Иркутск (б) за 17 марта 2015 г.

плазмопауза могли находиться на широте ст. Иркутск (L~ 2). Эти расчеты подтверждаются данными вертикального зондирования, полученными на ст. Магадан и Подкаменная Тунгуска (приведены на сайте **www.space-weather.ru/spaceweather**). На этих станциях зарегистрированы спорадические слои, обусловленные высыпанием электронов, что указывает на то, эти станции находились в зоне диффузных высыпаний. На следующие сутки днем наблюдались крайне низкие значения МНЧ (рис.3). На всех трассах их значения упали больше, чем в два раза и распространение радиосигналов осуществлялось, в основном, односкачковым модом. Ночью отражения регистрировались только на трассе Хабаровск–Иркутск. На фазе восстановления 19.03 значения МНЧ днем восстанавливались, появились отражения двухскачкового мода на всех трассах. В вечерние и ночные часы на трассе Норильск-Иркутск и Магадан – Иркутск отражения отсутствовали.



17 марта 2015г. 1600UT

Рис.5. Распределение электронной концентрации, рассчитанное по модели [Tashchilin A.V., Romanova, 2002] условий 1600 UT 17 марта 2015 г.

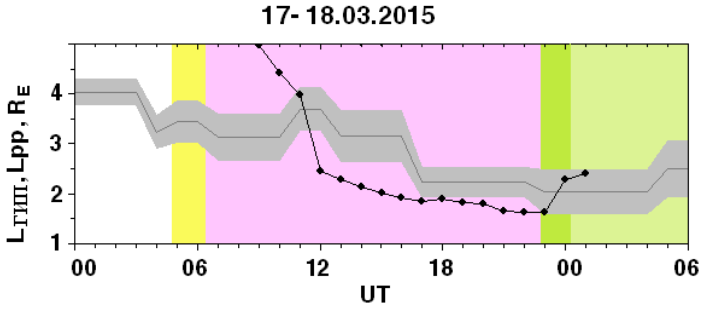


Рис. 6. L-оболочки плазмопаузы (серая линия) и ГИП, рассчитанные по эмпирическим моделям

Выводы Изменение структуры магнитосферы во время магнитной бури, привело к значительному возмущению ионосферного радиоканала. Смещение ГИП до L ~2 привело к появлению сигналов, распространяющихся вне дуги большого круга и отсутствию прохождения радиосигналов Норильск-Иркутск и Магадан-Иркутск в вечерние и ночные часы. Отрицательное ионосферное возмущение, связанное с медленным восстановлением плазмопаузы, вызвало изменение модового состава сигнала днём и уменьшение МНЧ в 2 раза и более.

Работа выполнена в рамках гранта № НШ-2942.2014.5 Президента РФ государственной поддержки ведущих научных школ РФ, грантов РФФИ №13-05-00733 и №14-05-00259

1. *Tashchilin A.V., Romanova E.B.* Numerical modeling the high-latitude ionosphere // Proc. COSPAR Colloquia Series. V. 14. P. 315–325. 2002.

2. *Лайонс Л., Вильямс Д.* Физика магнитосферы. Количественный подход. М: Мир, 1987.

КОМПЛЕКСНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ НА ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ «КЛЮЧИ» ВО ВРЕМЯ СИЛЬНОЙ ГЕОМАГНИТНОЙ БУРИ В МАРТЕ 2015 ГОДА

Анцыз Е.Н., Белинская А.Ю., Грехов О.М., Ковалев А.А., Кузьменко В.С., Павлов А.Ф., Семаков Н.Н., Федотова О.И., Янчуковский В.Л.

Алтае-Саянский филиал Геофизической службы СО РАН

630090, г.Новосибирск, пр. Коптюга 3а

anzis@gs.sbras.ru , anbell@ngs.ru, Grexov@ngs.ru, heinekens@list.ru, semakov@igm.nsc.ru, baley@ngs.ru, vjanch@gs.sbras.ru

Ключевые слова: геомагнитная буря, ионосферные возмущения, Форбуш-эффект

Аннотация. На Геофизической обсерватории «Ключи» (АСФ ГС СО РАН, г.Новосибирск) ведутся комплексные геофизические наблюдения за вариациями потока космических лучей, магнитного поля Земли и ионосферы. В докладе обсуждаются результаты этих наблюдений во время возмущений, возникших в околоземном пространстве после ряда вспышек на Солнце 11-14 марта 2015 года.

Геофизическая обсерватория "Ключи" расположена примерно в 12 км к востоку от Новосибирского научного центра (Академгородка) в пос.Ключи. Территориально обсерватория разделена на две зоны – станция космических лучей и комплексная магнитно-ионосферная станция (КМИС), расстояние между которыми составляет около 1 км. На станции космических лучей установлен нейтронный супермонитор 24NM-64. Мониторинг ионосферы выполняется с помощью цифрового ионозонда "Парус" в режиме вертикального зондирования. Для наблюдений за магнитным полем используются: цифровой феррозондовый трехкомпонентный вариометр LEMI-008, цифровая магнитовариационная станция ЦМВС "Кварц-09", цифровой протонный магнитометр POS-1 и DI-магнитометры на базе немагнитного теодолита 3Т2КП.

В марте 2015 года на Солнце наблюдалось несколько сильных вспышек в области 2297. Самой яркой из них была вспышка класса X2.1 11 марта. Затем 13 и 14 марта были две вспышки меньшего класса, но с выбросом протуберанца. Эти события вызвали на Земле сильные возмущения околоземного пространства.

Вариации космических лучей (КЛ) по данным Новосибирского нейтронного супермонитора 24NM-64 за период с 11 по 25 марта 2015 года представлены на рис.1, в нижней части рисунка приведены также моменты солнечных вспышек класса X и класса M, а в верхней части рисунка – D_{st} –вариация геомагнитного поля. Зарегистрированное Форбуш-понижение КЛ

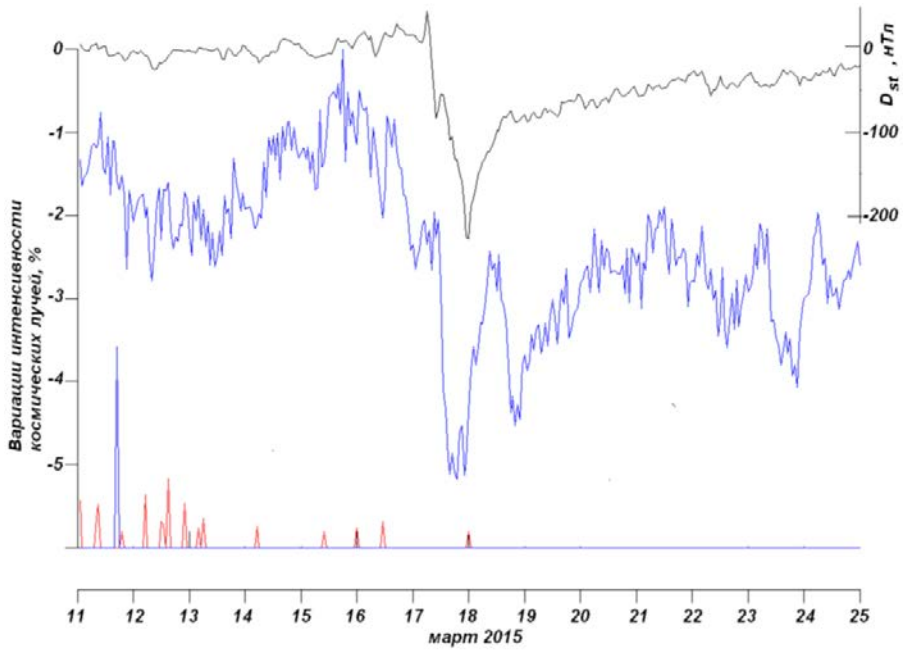


Рис.1. Вариации интенсивности космических лучей (левая шкала), Dst-вариации(правая шкала), вспышки на Солнце (нижняя часть) 11-25 марта 2015 года.

составило более 5% с минимумом в 18:00UT 17 марта и началом спада в 12:00UT 16 марта. Перед фронтом Форбуш-эффекта в 17:00UT 15 марта наблюдается предповышение в 1%, обусловленное приближением фронта ударной волны. Начало магнитной бури согласно D_{st}-индекса происходит в 05:00UT 17 марта. Если начало эффекта в КЛ происходит значительно раньше, чем в D_{st}–вариации геомагнитного поля, то минимумы Форбуш-эффекта в КЛ и D_{st}-вариации практически совпали (18:00UT и 23:00UT, соответственно).

17 марта 2015 г. на магнитной станции «Ключи» было зафиксировано внезапное начало магнитной бури в 04:45UT, окончанием которой можно считать 20 марта 2015г 24:00UT. Продолжительность бури составила 91 час. В течение бури можно выделить три активных периода: первый - 17 марта 13:00UT – 18 марта 02:00UT, второй - 18 марта 10:00-21:00UT и третий - 19 марта 06:00-20:00UT. Характеристика бури определяется по амплитудам компонент магнитного поля в наиболее активный период. В данном случае это первый активный период, в котором амплитуды компонент магнитного поля были следующие: D - 74.0 arcmin (354nT), H - 267nT, Z - 468nT. Таким образом, наблюдаемая буря характеризуется как очень большая (рис.2). Максимальное значение K-индекса наблюдалось 17 марта и равнялось 8 (K-индекс может достигать максимум 9 баллов).

Ближайшие сильные магнитные бури были 13 марта 1989 года и 20 ноября 2003. События такого уровня могут быть отнесены к экстремально сильным бурям, при которых возможны: разрушения энергетических систем и повреждения трансформаторов, воздействие на космические аппараты (обширный поверхностный заряд, проблемы с ориентацией, связью и

слежением за космическими кораблями), воздействие на наземные системы (токи через трубопроводы достигают сотен ампер, один или два дня невозможна высокочастотная связь во многих района, ухудшение точности спутниковых систем навигации, низкочастотная радионавигация выходит из строя на несколько часов, полярные сияния видны вплоть до экватора).

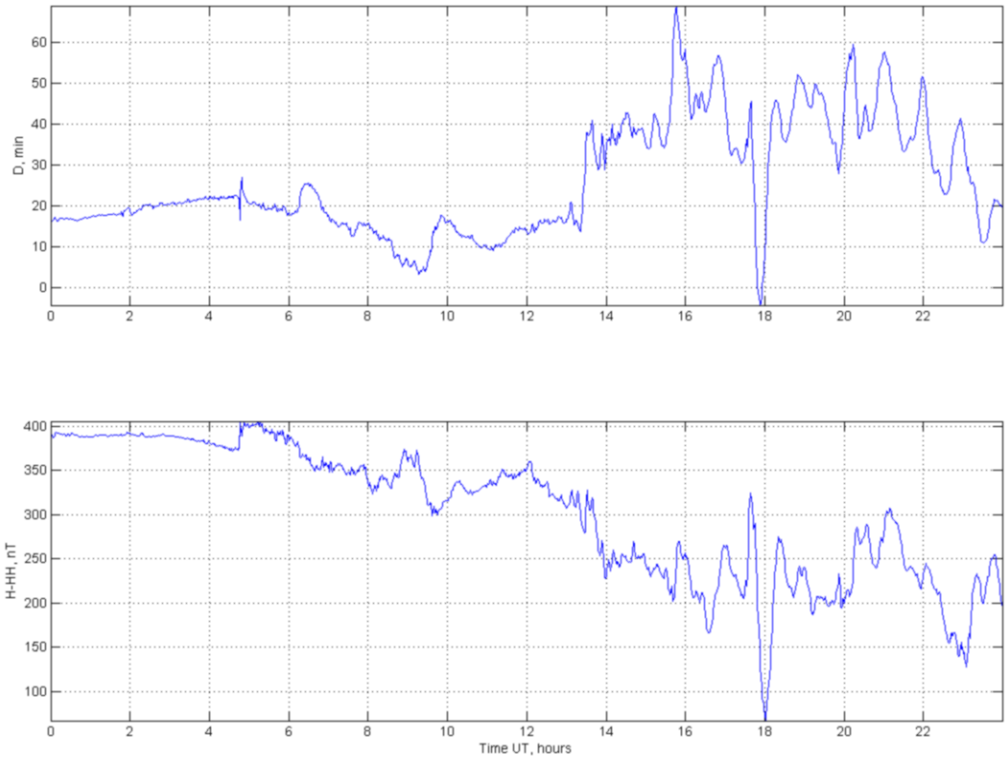


Рис.2. D- и H-компоненты магнитного поля Земли, зафиксированные на обсерватории «Ключи» 17.03.2015 г.

В ионосфере над Новосибирском во время магнитной бури были зафиксированы признаки высокоширотной ионосферы в ночь с 17 на 18 марта: появление ночного E-слоя и спорадических слоев аврорального типа. Эти явления подтверждают наличие полярного сияния над Новосибирском в это время. 18 марта в 07:15UT вышел из строя ионозонд, восстановить его работу удалось только 20 марта в 08:15UT. Для критических частот слоев были рассчитаны отклонения в процентном выражении: dfo=100*(fo-fmed)/fmedX, где fo - крит. частота соотв. слоя, fmed – медиана значение по 3 дням до события за каждые 15 минут (рис.3). Видно, что крит. частота слоя F2 в период активной фазы магнитной бури значительно падает (до 60% фоновых значений). Аналогичные расчеты показали, что высота слоя F2 в период активной фазы значительно выросла (в отдельные моменты в два раза). В целом возмущения в ионосфере начались на 1-2 часа позже, чем в магнитном поле, и закончились через несколько часов после завершения третьего активного периода.

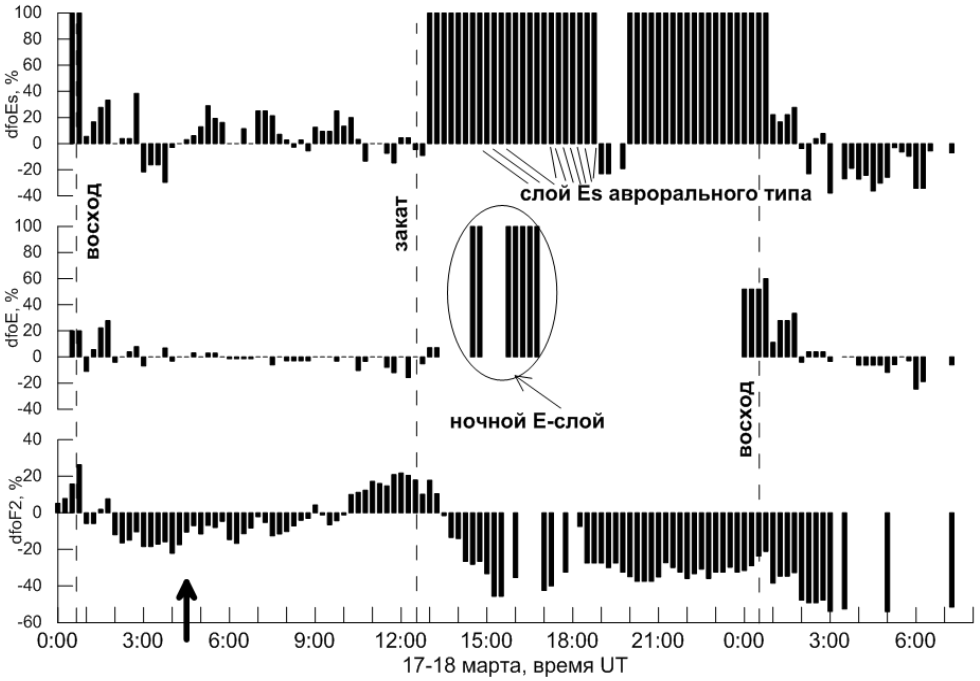


Рис.3. Отклонение критических частот E, Es, F2-слоев 17-18 марта 2015 г. Оклонения 100% соответствуют появлению слоя, когда он не наблюдался в предыдущие 3 дня. Вертикальные штриховые линии — моменты восхода/захода Солнца. Стрелкой обозначен момент начала магнитной бури.

На средних широтах основными факторами, определяющими возмущения в ионосфере во время магнитной бури, могут быть: возмущенный термосферный ветер, направленный к экватору и переносящий возмущенный состав атмосферы; возрастание концентрации атомарного кислорода; прохождение внутренних гравитационных волн. Возмущения ионосферы, вызванные геомагнитной бурей, могут варьироваться от нескольких часов до нескольких дней. Эти возмущения, затрагивающие как ионизованные, так и нейтральные компоненты верхней атмосферы Земли важны с практической точки зрения, поскольку прямо влияют на орбитальные характеристики спутников, приводят к ошибкам в работе системы глобального позиционирования и навигационных систем, к нарушениям КВ-радиосвязи.

Несмотря на широкое исследование откликов ионосферы на магнитные бури, многие стороны таких явлений до сих пор остаются непонятными, так как они является результатом сложных процессов, протекающих в магнитосфере, ионосфере и верхней атмосфере Земли. Реакция ионосферы для различных пространственных и временных условий носит особенный характер, поэтому очень важно подробно анализировать каждую магнитную бурю, тем более такого характера, какой наблюдался в марте 2015 года.

РЕГИСТРАЦИЯ ПОТОКА НЕЙТРОНОВ В ШИРОКОМ ДИАПАЗОНЕ ЭНЕРГИЙ В АТМОСФЕРЕ

В.Л. Янчуковский, С.А. Сюняков, В.С. Кузьменко, Е.Н. Анцыз

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геофизическая служба Сибирского отделения Российской академии наук

vjanch@gs.nsc.ru, ssyunyakov@mail.ru, mp3.87@mail.ru, anzis@gs,sbras.ru

Ключевые слова: атмосфера, нейтронный поток, энергетический спектр, детектор.

Для регистрации потока нейтронов в широком диапазоне энергий (от тепловых до релятивистских) представлен набор детекторов. Для каждого из детекторов комплекса приводятся зависимости эффективности регистрации нейтронов от их энергии. Сделана оценка относительного вклада нейтронов различных энергетических интервалов в общий счет каждого детектора.

Практически все нейтроны в атмосфере Земли возникают в результате взаимодействия первичного космического излучения с ядрами атомов воздуха. В результате образуются нейтроны в широком диапазоне энергий: от тепловых до энергий первичных космических частиц. Вблизи поверхности Земли действуют, как минимум, два источника нейтронов. При взаимодействии энергичных частиц КЛ с ядрами элементов, составляющих земную кору, генерируются нейтроны различных энергий. Можно говорить, что пассивным источником этих нейтронов (альбедо) является земная кора. Но ее роль в данном случае – это роль мишени. Радиоактивные газы земной коры радон, торон и актинон образуются в уран-радиевой, ториевой и уран-актиниевой сериях радиоактивного распада, соответственно. В процессе дальнейшего распада они испускают α-частицы различной энергии. Взаимодействия высокоэнергичных α-частиц, приводящие к образованию нейтронов, возможны не только с ядрами азота и кислорода, но и с ядрами других элементов, входящих в состав земной коры, и особенно, с ядрами кремния.

Для регистрации потоков тепловых, медленных и быстрых нейтронов в детекторах использованы широко известные большие пропорциональные борные счетчики нейтронов СНМ-15 [1]. Эти счетчики, в свое время, были специально разработаны для нейтронных мониторов NM-64 [2] и создания мировой сети станций космических лучей [3]. Счетчик представляет собой цилиндр диаметром 150 мм и длиной 2000 мм. Давление газа в счетчике 200 *мм. рт. ст.* Счетчики наполнены трехфтористым бором BF_3, обогащенным до 96% изотопом B_5^{10}, взаимодействие которого с нейтронами приводит к реакции

$B_5^{10} + n_0^1 \rightarrow Li_3^7 + He_2^4$. В результате захвата медленного нейтрона ядром B_5^{10} образовавшееся ядро B_5^{11} находится в возбужденном состоянии и распадается (за время порядка 10^{-12} с) на **α**-частицу и ядро лития. В результате этой реакции освобождается энергия около 2,5 МэВ, причем на долю α-частицы приходится около 1,6 МэВ, а на долю ядра лития – 0,9 МэВ. Обе частицы, разлетаясь в противоположных направлениях, образуют при полном использовании пробега около 80000 пар ионов. Благодаря тому, что трехфтористый бор принадлежит к гасящим газам, счетчик работает стабильно при больших коэффициентах газового усиления [4]. Эффективность счета определяется вероятностью захвата нейтрона ядрами бора. Сечение захвата σ в широком диапазоне энергии нейтронов обратно пропорционально их скорости и достигает максимального значения для тепловых нейтронов, где $\sigma = 550*10^{-24}$ см^2, так что такой счетчик регистрирует в основном тепловые нейтроны. Эффективность счетчика максимальна для тепловых нейтронов и составляет 40% [5]. Счетчики нейтронов собираются по 3 в детекторные блоки (рис. 1).

Рис. 1. Детекторы нейтронов: *а, б* – детектор нейтронов тепловых и надтепловых энергий; *в* - детектор промежуточных и быстрых нейтронов; *г* – нейтронный монитор NM-64.

Все детекторные блоки идентичны и автономны. Положение счетчиков в блоке фиксируется направляющими из изоляционного материала (фторопласт). Корпус блока выполнен из алюминия. В корпусе каждого детекторного блока имеются высоковольтный нелинейный фильтр и усилители-дискриминаторы для считывания сигналов со счетчиков. Детектор тепловых и медленных нейтронов включает один выносной детекторный блок (рис. 1*а*) и два детекторных блока спаренных, расположенных один над другим, между которыми помещен листовой кадмий в 1 мм. (рис. 1*б*). С боков эти детекторные блоки также прикрыты листовым кадмием. Для

регистрации быстрых нейтронов выполнен детектор (рис. 1*в*) на этих же счетчиках, окруженных слоем полиэтилена толщиной 7,5 см., выполняющего функцию термолизатора нейтронов. Для регистрации быстрых и релятивистских нейтронов используется нейтронный монитор NM-64 (рис. 1*г*), в котором имеется свинцовая мишень для локальной генерации нейтронов [2].

Дифференциальный энергетический спектр нейтронов в атмосфере, экспериментально полученный Hess'ом [6], и эффективность различных детекторов представлены на рис. 2.

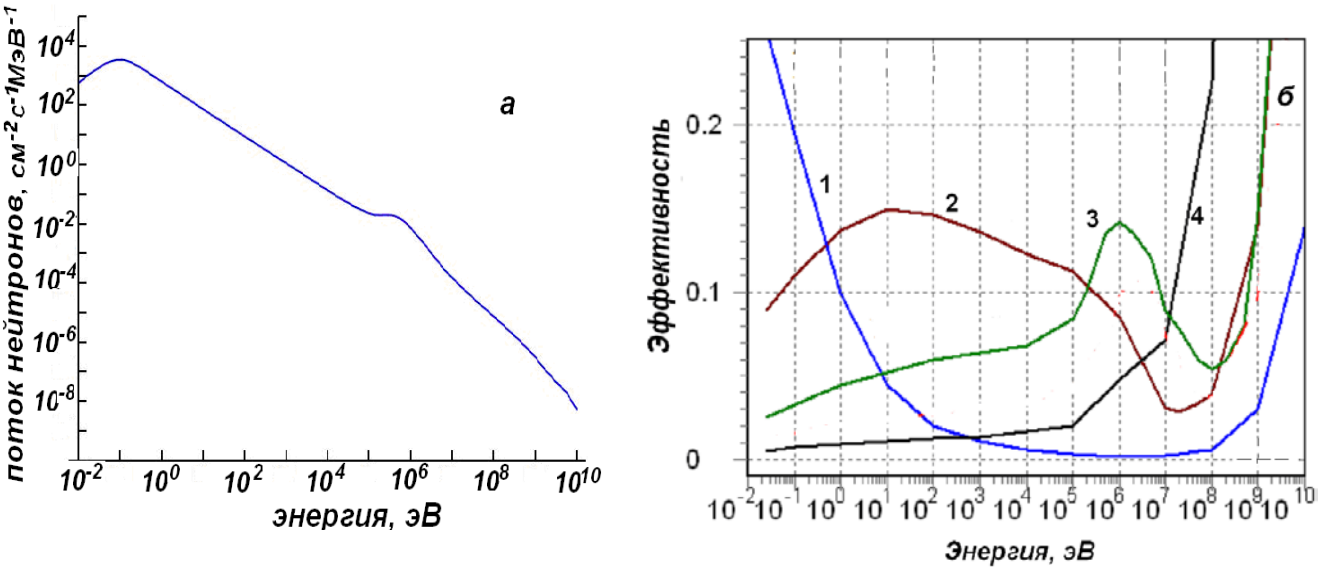


Рис. 2. Энергетический спектр нейтронов в атмосфере для уровня моря (*а*) и зависимость эффективности различных детекторов от энергии нейтронов (*б*). Цифрами у кривых обозначены по порядку приведенные детекторы нейтронов.

На всем интервале энергий (10^{-2} – 10^{10} эВ) спектр имеет точность не хуже 25%. Эффективность регистрации нейтронов для каждого из приведенных детекторов представляет собой функцию энергии регистрируемых нейтронов. Эффективности детекторов различных конструкций находились путем моделирования [8] отклика детектора на падающий поток нейтронов. Если n - некоторый энергетический интервал $E_n \div E_{n-1}$ спектра нейтронов на уровне моря $J(E)$, то интенсивность нейтронов в этом интервале равна $N_n = \int_{E_{n-1}}^{\infty} J(E)dE - \int_{E_n}^{\infty} J(E)dE$. Средняя

энергия нейтронов для интервала n находится $\overline{E}_n = \int_{E_{n-1}}^{E_n} J(E)EdE \Big/ \int_{E_{n-1}}^{E_n} J(E)dE$, а средняя эффективность регистрации нейтронов интервала n для детектора $\overline{\varepsilon}_n = \int_{E_{n-1}}^{E_n} \varepsilon(E)EdE \Big/ \int_{E_{n-1}}^{E_n} EdE$

Долевой вклад интервала n в общий счет детектора найдем как $k(\overline{E_n}) = \frac{N_n \cdot \overline{\varepsilon_n}}{\sum_n N_n \cdot \overline{\varepsilon_n}}$.

Полученные результаты приведены на рис. 3.

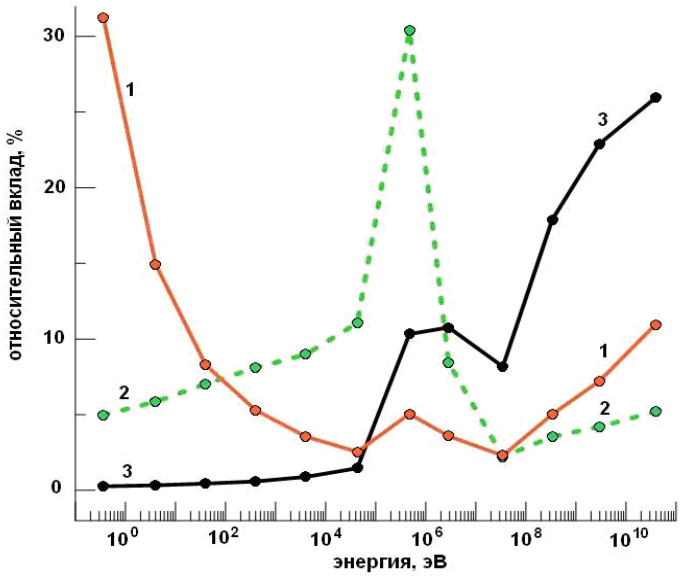


Рис. 3. Относительный вклад нейтронов различных энергетических интервалов в общий счет каждого из детекторов.

Таким образом, приведенный комплекс детекторов позволяет вести непрерывные наблюдения за вариациями интенсивности нейтронов в широком энергетическом интервале.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Блох Я.Л., Дорман Л.И., Коява В.К.* Большие нейтронные счетчики для супермониторов. // Космические лучи. М.: Наука. 1969. № 10. С. 25 – 29.
2. *Hatton C.J. and Carmichael H.* Experimental investigation of the nm-64 Newtron Monitor. //Can. J. of Phys.. 1964. V. 42. P. 2443 – 2472.
3. *Дорман Л.И.* Экспериментальные и теоретические основы астрофизики космически лучей. М.: Наука. 1975. 462 с.

4. *Калашникова В.И., Козодаев М.С.* Детекторы элементарных частиц. М.: Наука. 1966. 407 с.

5. *Асатиани П.Я., Блох Я.Л., Гагуа Т.А*. Крупногабаритные нейтронные счетчики типа СНМ-15. // Труды Всесоюзной конференции по космическим лучам. (Ташкент, 1968). М.: Ротапринт ФИ АН СССР. 1969. Ч. 2. Вып. 3. С. 101-104.

6. *W.N. Hess, E.H., Canfield and R.E. Lingenfelter* Cosmic-Ray Demography // J. Geophysical Research. 1961. V. 66. P. 665-677.

8. *Плетнев Е., Янке В.* Эффективность регистрации нейтронных детекторов различной геометрии.// 31-я Всероссийская конференция по космическим лучам. Москва, МГУ, июль 2010. Гео 41.

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ ВАРИАЦИИ ИНТЕНСИВНОСТИ МЮОНОВ В АТМОСФЕРЕ

В.С. Кузьменко[1], В.Л. Янчуковский[1]

[1]Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геофизическая служба Сибирского отделения Российской академии наук

mp3.87@mail.ru, vjanch@gs.nsc.ru

Ключевые слова: космические лучи, мюоны, атмосфера, температура.

Для оценки плотности температурных коэффициентов интенсивности мюонов в атмосфере по данным наблюдений рассмотрены метод регрессии на главные компоненты (РГК) и методы проекций на латентные структуры ПЛС 1 и ПЛС 2. В анализе были использованы данные непрерывной регистрации мюонов и аэрологические данные в Новосибирске за период 2004 – 2010 годы. Сопоставление полученных результатов показало, что метод ПЛС 2 позволяет с минимальными ошибками оценить распределение плотности температурных коэффициентов интенсивности мюонов в атмосфере.

Мюонные телескопы для исследования вариаций космических лучей появились значительно раньше нейтронных мониторов [1]. Однако в последствии нейтронные мониторы, вытеснив существующие мюонные телескопы, стали основным прибором мировой сети станций космических лучей (КЛ). Одной из причин были трудно учитываемые атмосферные эффекты мюонных телескопов. В последние годы интерес к мюонным телескопам значительно вырос. Однако проблема учета температурного эффекта мюонов в атмосфере осталась до конца не решенной. Температурный эффект мюонов обусловлен изменениями температуры всех слоев атмосферы. Интегральный метод учета эффекта [2] предусматривает знание распределения плотности температурного коэффициента для мюонов в атмосфере непосредственно для каждой экспериментальной установки. При теоретических расчетах температурных коэффициентах используются различные приближения, и поэтому результаты затруднительно применять при введении поправок на вариации температуры атмосферы. Экспериментальная оценка распределения плотности температурных коэффициентов также затруднена, поскольку вариации температуры различных слоев атмосферы коррелированны. В связи с этим были использованы методы факторного анализа [3, 4]. Для исследования температурного эффекта интенсивности мюонов в атмосфере рассмотрены три метода: регрессия на главные компоненты (РГК) [5, 6], методы проекций на латентные структуры (ПЛС 1 и ПЛС 2) [7, 8].

Метод главных компонент (ГК) [9] представлен схемой (рис. 1).

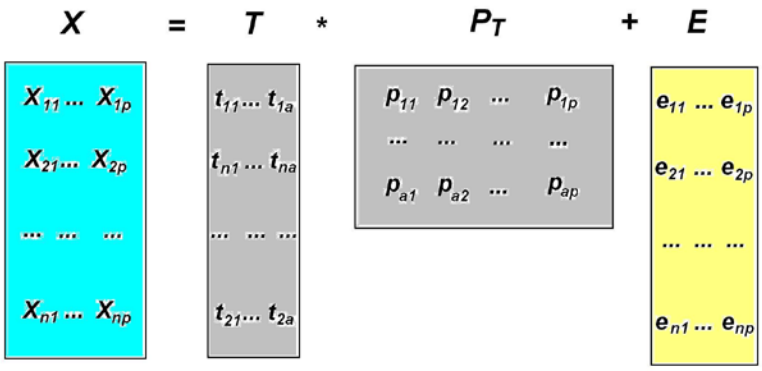


Рис. 1. Метод главных компонент.

Здесь: X - матрица независимых переменных, T - матрица счетов, P - матрица нагрузок, E - матрица погрешностей, p – переменные, n – число объектов, a – число главных компонент, $a \leq min(n,p)$. Графики счетов интерпретируются как графики объектов, а графики нагрузок как графики переменных в пространстве ГК. Счета T и нагрузки P являются ортогональными, что позволяет избавиться от коллинеарности в данных и осуществить прямое разрешение регрессии. Расчет факторов в пространстве ГК удобно производить с помощью SVD-декомпозиции. Используя зависимую переменную Y , производится регрессия на счета T,

$$Y = \sum_{a=1}^{A} w_a \cdot T_a = TW \,. \qquad (1)$$

Затем полученные коэффициенты в пространстве ГК с помощью матрицы нагрузок P переводятся в исходное пространство,

$$B = PW \,. \qquad (2)$$

Матрица коэффициентов B в исходном пространстве представляет искомую модель. По найденной модели осуществляется расчет $Y=X_{new}B$.

Метод проекций на латентные структуры иллюстрируется рис. 2.

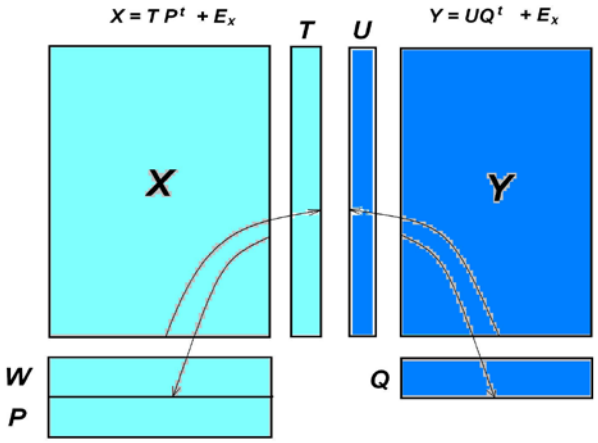


Рис. 2. Метод проекций на латентные структуры.

Здесь: *X* - матрица независимых переменных; *Y* - матрица зависимых переменных; *T, U* - матрицы счетов; *P, Q* - матрицы нагрузок; *E* - матрица погрешностей. ПЛС-пространство создается при участии двух переменных *X* и *Y* одновременно. Критерий — моделирование той структуры (информации) в *X*, которая коррелирует с *Y*. Существуют две разновидности ПЛС: ПЛС 1 и ПЛС 2. В ПЛС 1 модель строится для единственной зависимой переменной *y* из *Y*, а в ПЛС 2 рассчитывается для всей матрицы *Y*. Моделью является матрица коэффициентов $B=W(P^tW)^{-1}Q^t$. Прогнозируемые значения находятся как $Y=X_{new}B$. Качество моделирования каждым из рассмотренных методов зависит от характера конкретной задачи. Созданные программы предназначены для чтения и формирования (создания) требуемого формата для следующих данных:

— данные аэрологического зондирования (Бугринская роща, Новосибирск): температура, скорость и направление ветра на различных изобарических уровнях (1000, 925, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 50 мб);

— данные наземных измерений интенсивности КЛ: нейтронной компоненты, общей ионизующей компоненты и мюонной компоненты под различными углами к зениту (0, 30, 40, 50, 60, 67, 71 градус) и азимуту (юго-восток, северо-запад, юго-запад, северо-восток); а также атмосферного давления и температуры приземного слоя (станция КЛ, Новосибирск).

Дискретизация данных обусловлена периодичностью аэрологического зондирования и составляет 12 часов. Используемый период 2004 - 2010 гг. Обработка исходных данных, в первую очередь, предусматривает выделение температурной вариации интенсивности регистрируемых мюонов. Она представляет собой спектрографический анализ данных многоканального комплекса КЛ [10]. Возможности программы:

— учет в данных измерений интенсивности мюонов вариаций спектра первичных КЛ, изменений атмосферного давления и температуры приземного слоя,

— выбор интервала обучения и прогноза по датам,

— выбор изобарических уровней атмосферы и каналов телескопа,

— включение годографа ветра в модель,

— анализ матриц счетов и нагрузок (*T*, *U*, *P*, *W*),

— сопоставление методов и аппроксимация рядов.

С применением приведенных трех методов найдены распределения плотности температурного коэффициента интенсивности мюонов в атмосфере, которые показаны на рис. 3.

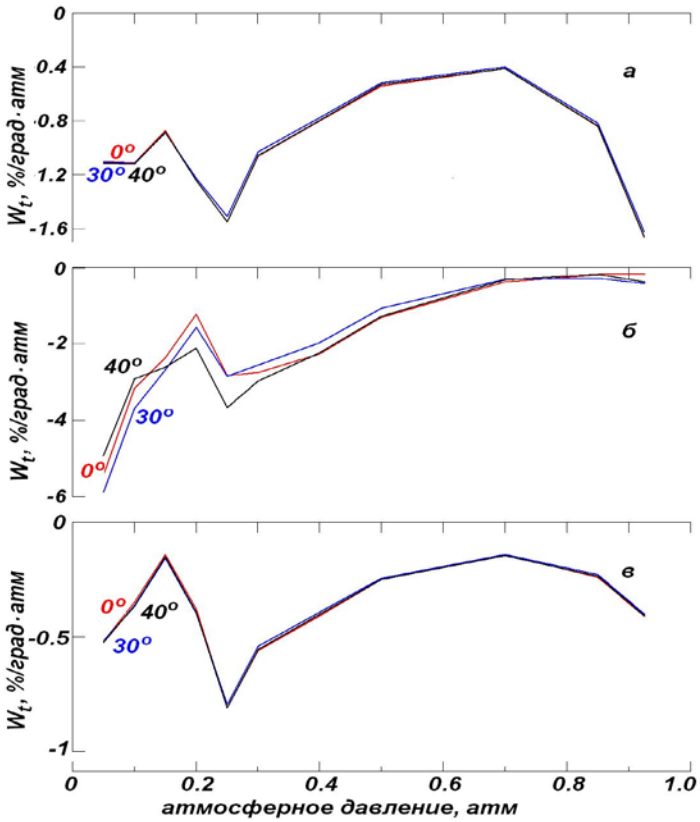


Рис. 3. Распределения плотности температурных коэффициентов интенсивности мюонов в атмосфере, полученные методами регрессии на главные компоненты (а), методами проекций на латентные структуры ПЛС 1 (б) и ПЛС 2 (в).

При рассмотрении матриц счетов и нагрузок выявлено, что оптимально использовать в анализе 13 каналов регистрации мюонного телескопа. Оптимальное для модели количество главных компонент - 2. Период обучения 2004-2009 гг. Для сравнительной оценки качества модели проведено сопоставление рассчитанных (ожидаемых) вариаций интенсивности мюонов с измеренными вариациями за 2010 год. Ожидаемые (рассчитанные) температурные вариации интенсивности мюонов определялись с привлечением данных высотного профиля температуры атмосферы над Новосибирском за 2010 год и распределений плотности температурных коэффициентов, найденных тремя различными методами и представленных на рис. 3. Полученные результаты показаны на рис. 4.

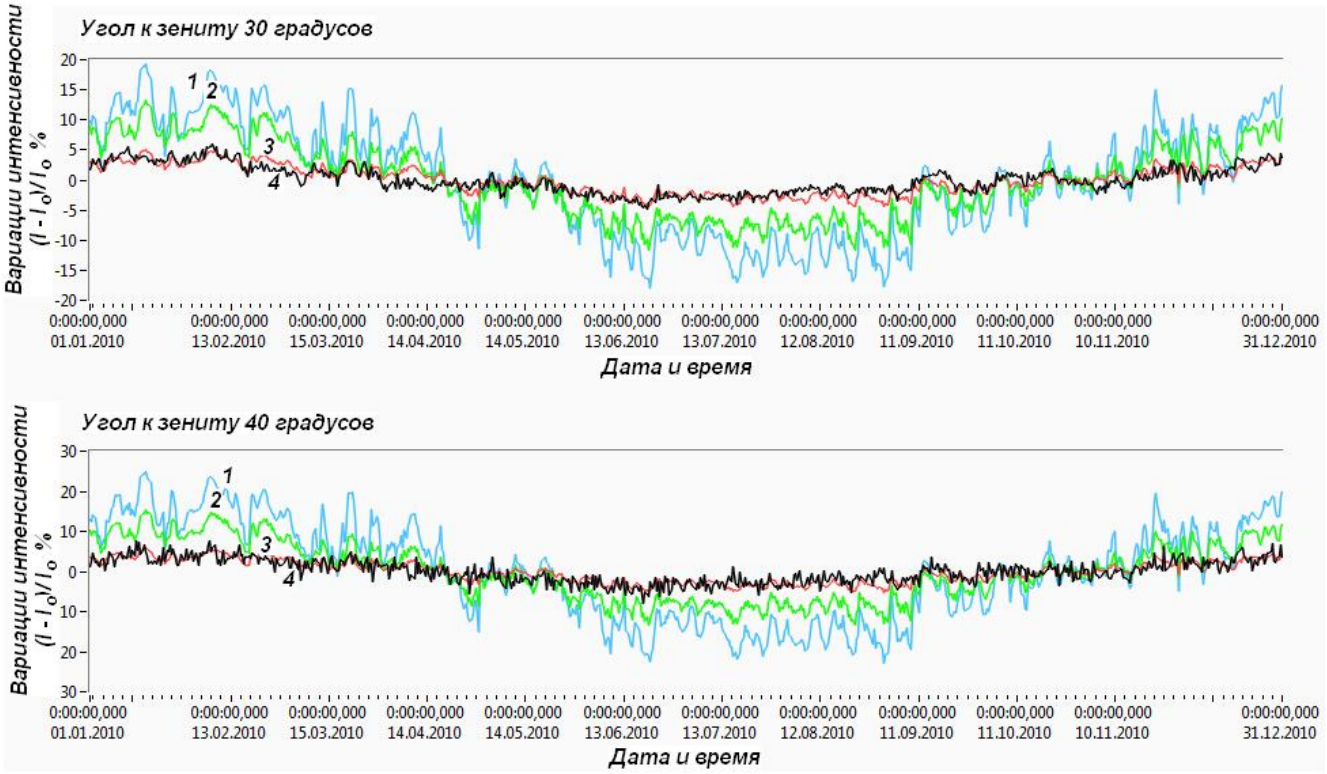


Рис. 4. Температурные вариации интенсивности мюонов в атмосфере под углами к зениту 30 градусов (а) и 40 градусов (б): рассчитанные с использованием методов РГК (кривая 2), ПЛС 1 (кривая 1), ПЛС 2 (кривая 3) и измеренные мюонными телескопами с этих направлений (кривая 4).

Наилучших результатов позволил достигнуть метод ПЛС 2. Максимальная разность значений вариаций интенсивности вычисленной и измеренной в течение всего года не превышает 2.3 %, что позволяет по экспериментальным данным проводить оценку температурных коэффициентов для мюонных телескопов КЛ.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Дорман Л.И.* Экспериментальные и теоретические основы астрофизики космических лучей. М.: Наука. 1975. 462 с.

2. *Дорман Л.И*. Метеорологические эффекты космических лучей. М.: Наука. 1972. 211 с.

3. *Pearson K.* On lines and planes of closest fit to systems of points in space // Philosophical Magazine, 1901. № 2. P. 559—572.

4. *Sylvester J.J.* On the reduction of a bilinear quantic of the nth order to the form of a sum of n products by a double orthogonal substitution. // Messenger of Mathematics. 1889. № 19. P. 42—46.

5. *Jolliffe I.T.* Principal Component Analysis. Series in Statistics. NY: Springer. 2002. 487 p.

6. *Gorban A. N., Kegl B., Wunsch D., Zinovyev A. Y.* Principal Manifods for Data Visualisation and Dimension Reduction. Lecture Notes in Computational Science and Engineering. Berlin — Heidelberg — New York: Springer. 2007. 340 p.

7. *Эсбенсен К.* Анализ многомерных данных. Избранные главы /Пер. с англ. С.В. Кучерявского/ Под ред. О.Е Родионовой. Черноголовка: Изд-во ИПХФ РАН. 2005. 160 с.

8. *Померанцев А.Л.* Хемометрика в Excel: учебное пособие. Томск: из-во ТПУ. 2014. 435 с.

9. *Айвазян С. А., Бухштабер В. М., Енюков И. С., Мешалкин Л. Д.* Прикладная статистика. Классификация и снижение размерности. М.: Финансы и статистика. 1989. 607 с.

10 *Yanchukovsky V.L., Kuz'menko V.S. and Antsyz E.N.* Results of Cosmic Ray Monitoring with a Multichannel Complex. // Geomagnetism and Aeronomy. 2011. V. 51, № 7. P. 893–896.

О ЧИСЛЕННОМ СИНТЕЗЕ ИОНОГРАММ ВЕРТИКАЛЬНОГО И НАКЛОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

О.А.Ларюнин, В.И.Куркин, А.В.Подлесный

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт солнечно-земной физики Сибирского отделения Российской академии наук

laroleg@inbox.ru, kurkin@iszf.irk.ru, pav1986@rambler.ru

Ионосфера, вертикальное и наклонное зондирование, ионограмма, перемещающиеся ионосферные возмущения

В работе исследуется изменение трека ионограммы при изменении дальности распространения. Рассматриваются признаки перемещающихся ионосферных возмущений на ионограммах.

Вертикальное зондирование (ВЗ) ионосферы можно рассматривать как предельный случай наклонного зондирования, когда расстояние между передатчиком и приемником стремится к нулю. Экспериментальные данные наклонного зондирования ионосферы показывают, что трек ионограммы может иметь форму «носа», с максимумом, соответствующим максимально применимой частоте (МПЧ) [1]. Однако ионограммы, полученные при зондировании на коротких трассах, не содержат «нос», и качественно не отличаются от ионограмм вертикального зондирования.

На рисунке 1а представлена типичная ионограмма ВЗ для спокойных ионосферных условий.

Под слабонаклонным (квазивертикальным) зондированием (СНЗ) обычно понимают зондирование на радиотрассах, длина которых не превышает 100-200 километров (например, длина трассы Усолье-Торы составляет 120 км, рис.1б [1]). Можно видеть, что ионограмма СНЗ качественно не отличается от ионограммы ВЗ.

Однако при увеличении длины трассы до нескольких сот километров наблюдается изменение структуры ионограммы (рис.1в, длина трассы $D = 410\,км$, [2]), появляется «нос» - часть трека в окрестности максимально применимой частоты (МПЧ), где имеет место многолучевость. Два значения группового пути на одной частоте соответствуют т.н. «нижнему» и «верхнему» лучам. Для длинных трасс (рис.1г, $D = 2097\,км$) нос становится более ярко

выраженным. Термин МПЧ обычно используется для наклонного зондирования, тогда как при ВЗ говорят о критической частоте.

В этой связи возникает закономерный вопрос: при каких длинах радиотрасс происходит качественный переход, при котором ионограммы меняют свой вид?

Для пересчета высотно-частотной характеристики (ВЧХ) вертикального зондирования в дальностно-частотную характеристику (ДЧХ) наклонного зондирования широко используется метод кривых передачи, или метод Смита в его версии, учитывающей сферичность Земли [3-5], что становится актуальным при распространении на длинных трассах.

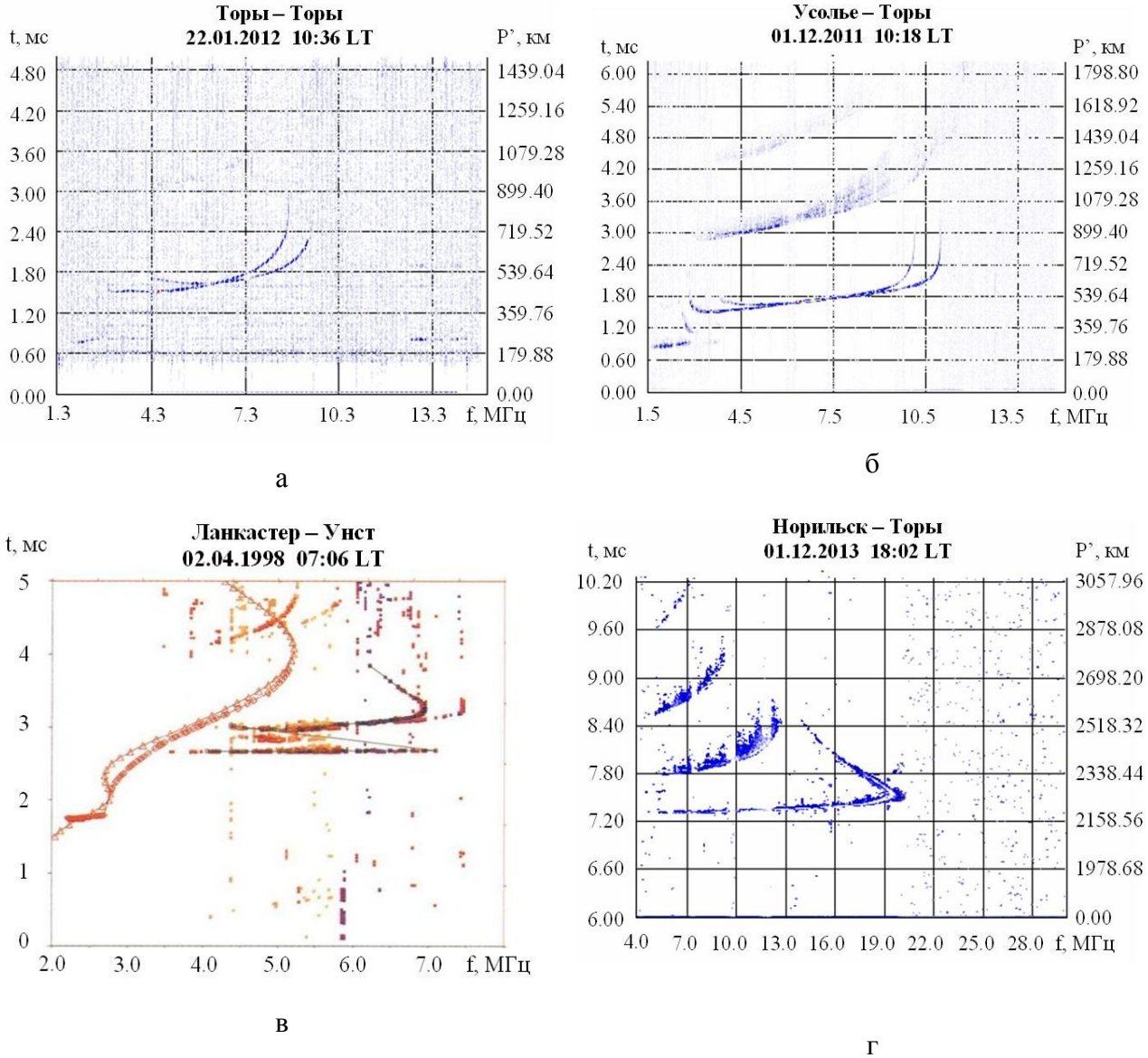


Рис. 1. Экспериментальные ионограммы вертикального и наклонного зондирования

На рис.2 совместно с ВЧХ ВЗ показаны примеры пересчитанных ДЧХ для дальностей 200, 300 и 500 км соответственно. Можно видеть, что при $D = 200\,км$ «нос» уже визуализируется, а при $D = 500\,км$ он ярко выражен.

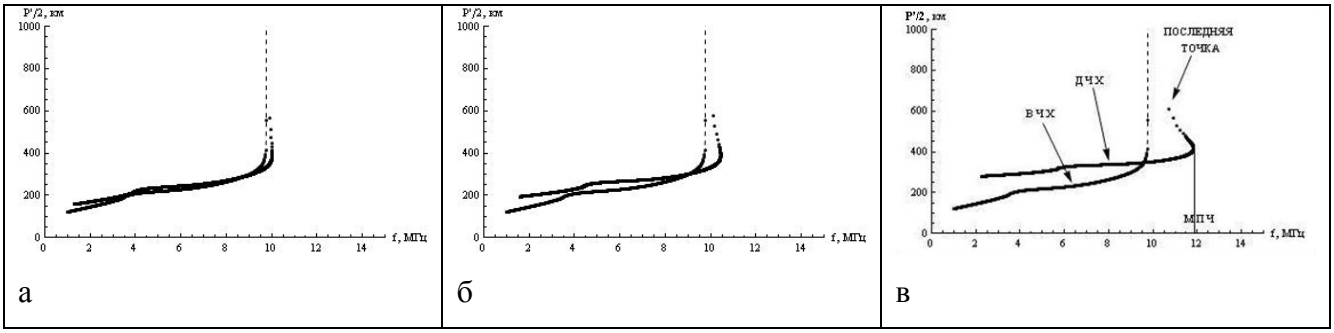


Рис.2. Дальностно-частотные характеристики для дальностей распространения а) 200 км; б) 300 км и в) 500 км. Кривая с пунктиром – ВЧХ, синтезированная для ВЗ.

Очевидно, что при малых дальностях распространения (десятки километров) выделить «нос» будет невозможно: либо не позволит разрешающая способности экрана визуализации экспериментальной ионограммы, либо «ширина носа» не будет превышать шаг ионозонда по частоте. Понимая под шириной носа Δf разность между МПЧ и частотой $f_{П}$, соответствующей последней точке ДЧХ (см. рис.2в), можно построить зависимость Δf от дальности распространения D. Расчеты показывают, что искомая зависимость носит квазилинейный характер, при этом «ширина носа» начинает превышать шаг ионозонда по частоте (20 *кГц*) при дальности около 113 *км*.

Представляет интерес сравнение признаков перемещающихся ионосферных возмущений, которые проявляются на ионограммах в виде т.н. «серпов». В качестве модели возмущения может быть использован «наклонный слой», у которого спад электронной концентрации в направлении, перпендикулярном фронту, описывается законом Гаусса:

$$N(x,z) = N_0(z)\cdot\left[1+\delta\cdot Exp\left[-\left(\frac{(z-z_0)\cos\beta+(x-x_0)\sin\beta}{b}\right)^2\right]\right] \qquad (1)$$

где $N(x,z)$ - суммарная электронная концентрация (как функция горизонтальной и вертикальной координаты), $N_0(z)$ - фоновый профиль электронной концентрации, δ - относительная интенсивность возмущения, β - угол наклона возмущения, b - масштаб возмущения.

В качестве альтернативы может быть рассмотрено возмущение волнообразного типа, ограниченное по высоте гауссианом:

$$N(x,z) = N_0(z)\cdot\left[1+\delta\cdot Exp\left(-\frac{(z-z_0)^2}{z_b{}^2}\right)\cdot\cos\left(\frac{2\pi\cdot x}{\lambda}-\frac{2\pi\cdot t}{T}\right)\right] \qquad (2)$$

z_0 – высота максимума возмущения, z_b – эффективный радиус локализации возмущения по вертикали, t – текущее время, λ – пространственный период возмущения, T – временной период возмущения.

Расчеты показывают, что в зависимости от типа и параметров возмущения на синтезированной ионограмме вертикального зондирования многолучевость отсутствует (рис.3а) или слабо выражена (рис.3б), тогда как на ионограмме ВЗ (рис.3в) она может иметь место в широком диапазоне частот.

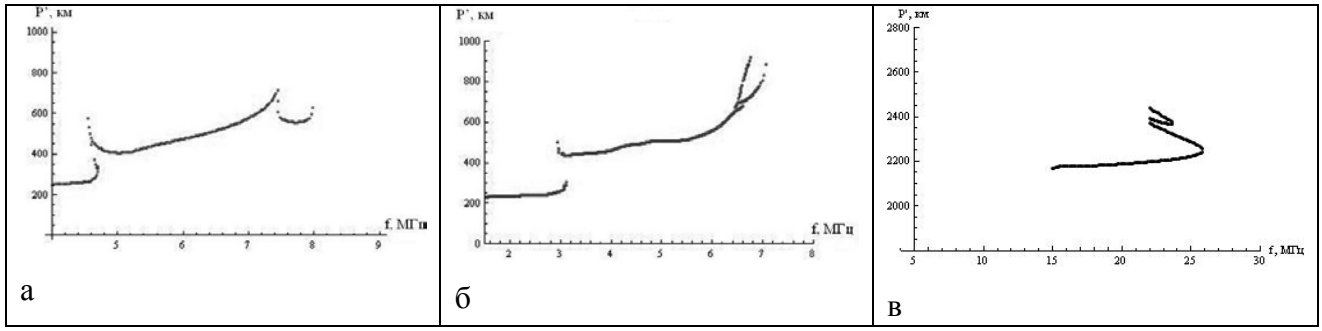


Рис.3. Ионограммы, синтезированные в условиях горизонтально-неоднородной ионосферы

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №14-05-00259-а.

Список литературы:

1. *Подлесный А.В., Брынько И.Г., Куркин В.И., Березовский В.А., Киселев А.М., Петухов Е.В.* Многофункциональный ЛЧМ ионозонд для мониторинга ионосферы // Гелиогеофизические исследования. 2013. №2(4). С. 24-31

2. *J.A.T.Heaton, P.S.Cannon, N.C.Rogers, C.N.Mitchell, L.Kersley.* Validation of electron density profiles derived from oblique ionograms over the United Kingdom // Radio Sci. 2001. Vol. 36, №5. P.1149-1156.

3. *Котович Г.В., Ким А.Г., Михайлов С.Я., Грозов В.П., Михайлов Я.С.* // Геомагнетизм и аэрономия. 2006. Т.46, №4. С.547-551.

4. *N.Smith.* The relation of radio sky-wave transmission to ionosphere measurements // Proc. Inst. Radio Engrs. 1939. Vol.27, №5. P.332-347.

5. *J.Chen, J.A.Bennett and P.L.Dyson.* Synthesis of oblique ionograms from vertical ionograms using quasi-parabolic segment models of the ionosphere // Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics. 1992. Vol.54. №3/4. P.323-331.

ЭФФЕКТЫ КОСМИЧЕСКОЙ ПОГОДЫ В КВ РАСПРОСТРАНЕНИИ В ПЕРИОД СОЛНЕЧНОЙ ВСПЫШКИ 25 ФЕВРАЛЯ 2014 ГОДА

С.Н. Пономарчук, В.И.Куркин, Н.М. Полех, А.В. Подлесный, Н.А.Золотухина, Е.Б. Романова

ИСЗФ СО РАН, 664033, Иркутск, а/я 291, Россия

spon@iszf.irk.ru, kurkin@iszf.irk.ru, polekh@iszf.irk.ru, pav1986@rambler.ru,

zolot@iszf.irk.ru, ebr@iszf.irk.ru

Ключевые слова: ионосфера, ионограмма, распространение радиоволн, космическая погода

На базе пространственно-распределенного многофункционального ЛЧМ - ионозонда зарегистрированы эффекты влияния солнечной вспышки 25 февраля 2014 года на условия распространения КВ сигналов в северо-восточном регионе России. Увеличение поглощения в D – области ионосферы во время вспышки за счет всплеска рентгеновского излучения проявилось в исчезновении сигналов, соответствующих модам с многократным отражением от ионосферного слоя как на ионограммах наклонного зондирования, так и вертикального зондирования. В период магнитной бури 27 февраля 2014 г. на ионограммах наклонного зондирования на трассах Магадан – Иркутск и Хабаровск – Иркутск в вечерние и ночные часы местного времени, наблюдались дополнительные сигналы с аномально большой задержкой. Амплитудный рельеф аномальных сигналов характеризовался сильной диффузностью, а частоты превышали максимальные наблюдаемые частоты стандартных модов распространения.

Эффекты космической погоды, обусловленные мощными солнечными вспышками, оказывают многообразное и существенное влияние на условия распространения КВ радиоволн. В первую очередь влияние солнечных вспышек на распространение радиоволн проявляется в аномально повышенном поглощении в ионосфере, которое возникает в результате увеличения ионизации в D- и E-областях освещенной ионосферы, вызванного всплеском рентгеновского излучения Солнца [1]. При определенных условиях эффекты солнечных вспышек проявляются в высоких широтах в виде магнитных бурь в результате магнитосферно-ионосферного взаимодействия электрического и магнитного полей в условиях усиления солнечного ветра и изменения конфигурации межпланетного магнитного поля. Отличительными особенностями структуры высокоширотной ионосферы являются главный ионосферный провал и авроральный овал. Провал граничит со среднеширотной ионосферой, где пролегают основные каналы декаметровой радиосвязи и смещение провала на более низкие широты во время магнитных бурь может приводить к изменению модовой структуры сигнала. Ионосферные неоднородности различных масштабов, генерируемые вблизи южной границы аврорального овала в области диффузных высыпаний электронов, приводят к появлению аномальных сигналов с задержками, значительно превышающими задержки основных модов, распространяющихся вдоль дуги большого круга [2]. Присутствие дополнительных сигналов на ионограммах наклонного

зондирования на среднеширотных трассах в период возмущений может быть использовано для позиционирования границ главного ионосферного провала и диагностики мелкомасштабных ионосферных неоднородностей, сосредоточенных вблизи южной границы аврорального овала.

В докладе проводятся результаты анализа экспериментальных данных вертикального и наклонного зондирования ионосферы в северо-восточном регионе России 25 - 28 февраля 2014 года на базе пространственно-распределенного многофункционального ЛЧМ – ионозонда [3] . Выбранный интервал наблюдений охватывает момент солнечной вспышки и главную фазу последующей магнитной бури.

Вспышка класса X 4.9 произошла на Солнце 25 февраля 2014 года. Источник вспышки, которая стала самой мощной в 2014 году и одной из самых сильных в 24-м цикле активности, располагался у восточного лимба светила. Взрывной процесс выделения энергии начался в 00:49 по Гринвичу и продолжался 24 минуты. Извержение сопровождалось выбросом корональной массы, потоками протонов различной энергии и всплесками радиоизлучения в широком диапазоне волн. Момент времени всплеска в рентгеновском излучении соответствует ~ 00:45 UT. Увеличение поглощения в D – области ионосферы во время вспышки за счет всплеска рентгеновского излучения проявилось в исчезновении сигналов, соответствующих модам с многократным отражением от ионосферного слоя, как на ионограммах наклонного зондирования, так и вертикального зондирования. На рисунке 1 приведены ионограммы вертикального зондирования, полученные на ЛЧМ ионозонде в моностатическом режиме, в моменты времени до (00:40 UT) и после (00:46) вспышки. Дополнительное затухание в нижней части ионосферы приводит к исчезновению сигнала второй кратности, отраженного от Земли.

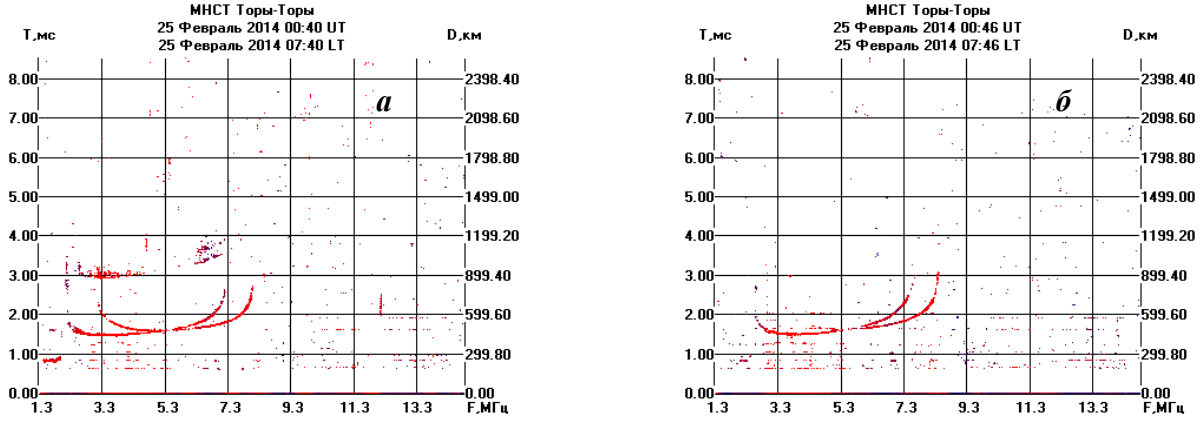


Рисунок 1 – Ионограммы вертикального зондирования: ГФО ИСЗФ СО РАН, п.Торы (Бурятия), 25 февраля 2014 г., *а* – 00:40 UT, *б* – 00:46 UT

На трассах наклонного зондирования пришедший сигнал сильно затухал на низких частотах и ослабевал вблизи максимальной наблюдаемой частоты. На рисунке 2 приведены

ионограммы наклонного зондирования на трассе Хабаровск – Иркутск до (00:41 UT) и после (00:46 UT) вспышки. Во время вспышки 25 февраля наблюдалось как исчезновение сигналов в области низких частот, так и исчезновение модов второй и третьей кратностей (**2F** и **3F**), и ослабление сигнала односкачкового мода (**1F**) в области высоких частот

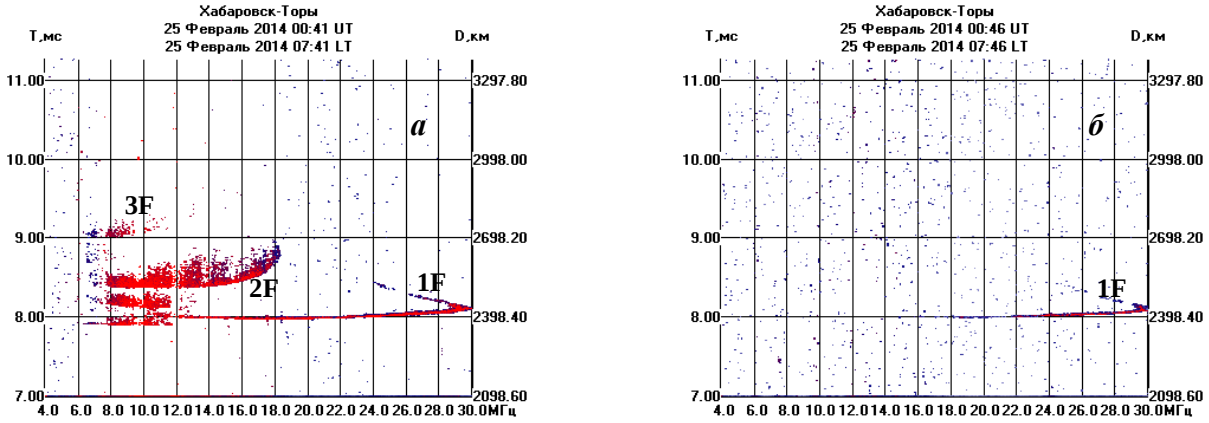


Рисунок 2 – Ионограммы наклонного зондирования на трассе Хабаровск – Иркутск: 25 февраля 2014 г., *а* – 00:41 UT, *б* – 00:46 UT

Эффект солнечной вспышки 25 февраля проявился в геомагнитных возмущениях в полярной и субполярной ионосфере. В период магнитной бури 27 февраля 2014 г., вызванной солнечной вспышкой и выбросом корональной массы 25 февраля, на ионограммах наклонного зондирования на трассах Магадан – Иркутск и Хабаровск - Иркутск в вечерние и ночные часы местного времени наряду со стандартными модами распространения наблюдались аномальные сигналы с большими задержками. которые распространяются вне дуги большого круга. Дополнительные сигналы с аномально большой задержкой на трассе Магадан – Иркутск наблюдались, начиная с моментов времени 14 UT, когда трасса была в вечерне-ночном секторе. Временной интервал регистрации этих сигналов достигал одиннадцати часов с момента их появления. В начале этого интервала появлялись «квазикратные» сигналы относительно модов **1F** и **2F**. При этом дистанционно-частотная характеристика (ДЧХ) «квазикратных» сигналов (**1к** и **2к**) повторяла форму ДЧХ стандартных модов в диапазоне более высоких частот. Задержка аномальных сигналов относительно стандартных модов распространения превышала 1 мс (Рисунок 3а). По мере развития возмущения эта задержка уменьшалась. Амплитудный рельеф аномальных сигналов характеризовался сильной диффузностью, а частоты превышали МНЧ стандартных модов распространения. Начиная с времени 17 UT, на ионограммах наклонного зондирования появляется «мощный» диффузный сигнал (**1х**) с формой ДЧХ односкачкового мода, но с максимальной наблюдаемой частотой (МНЧ), превышающей МНЧ стандартного мода (Рисунок 3б).

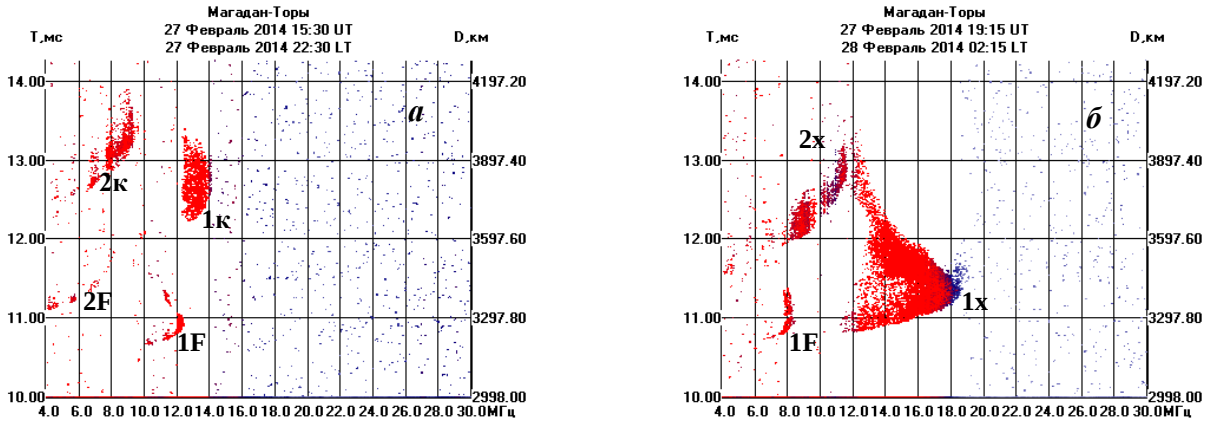


Рисунок 3 – Ионограммы наклонного зондирования на трассе Магадан – Торы:
27 февраля 2014 г., *а* – 15:30 UT, *б* – 19:15 UT

В ночные часы местного времени дополнительно появляется диффузный сигнал с ДЧХ двухскачкового мода (**2x**). В утренние часы местного времени аномальные сигналы замещаются стандартными сигналами. Отличительной особенностью трассы Магадан – Иркутск является то, что дуга большого круга составляет небольшой угол с границей аврорального овала, когда он смещается в область средних широт. Появление дополнительных сигналов может быть обусловлено рефракцией в области полярной стенки главного ионосферного провала за счет широкой диаграммы направленности излучающей антенны на передающем пункте Магадан. Отражающие сигнал области ионосферы могут располагаться как в области главного ионосферного провала, так и вне него. По мере приближения ионосферного провала к трассе распространения, максимальная наблюдаемая частота аномальных сигналов начинает превышать МНЧ стандартных модов распространения, что можно считать косвенным подтверждением предположения об отражении этих сигналов в области полярной стенки главного ионосферного провала. Анализ данных ВЗ на станции Якутск в период магнитной бури показал, что средние точки трассы распространения основных модов находились в области ионосферного провала. Приведенные особенности ионограмм свидетельствуют о том, что основным механизмом формирования аномальных сигналов является рефракция в трехмерно неоднородной ионосфере. Рассеяние на мелкомасштабных неоднородностях вносят лишь искажения амплитудного рельефа.

На трассе Хабаровск – Иркутск «квазикратные» аномальные сигналы на инограммах наклонного зондирования отсутствуют и наблюдается дополнительно только диффузный сигнал односкачкового типа, начиная с момента времени 19 UT. Эффект совмещения аномального и стандартного модов в утренние часы местного времени выражен более отчетливо (Рисунок 4).

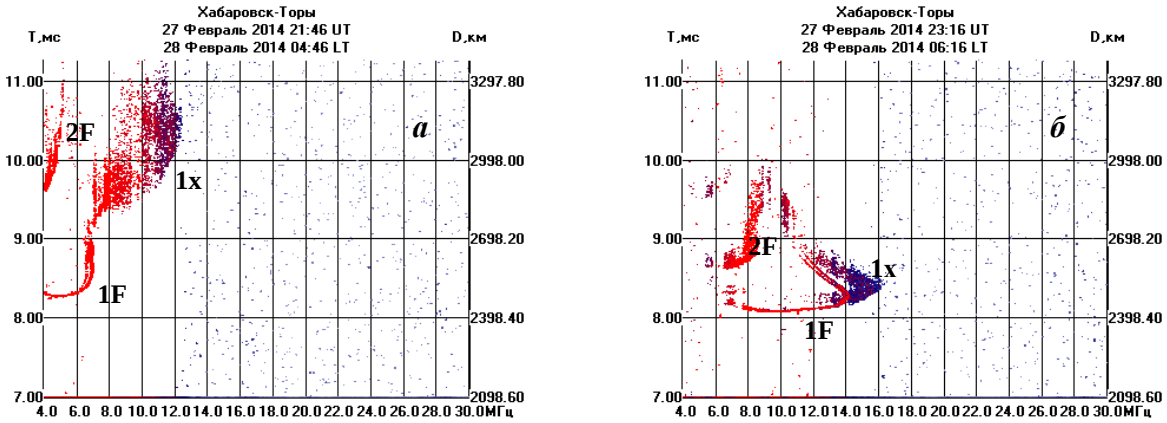


Рисунок 4 – Ионограммы наклонного зондирования на трассе Хабаровск - Иркутск: 27 февраля 2014 г., *а* – 21:46 UT, *б* – 23:16 UT

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ (№ 13-05-00979-а, № 14-05-00259-а).

1. *Вертоградов Г.Г., Урядов В.П., Вертоградов В.Г.* Широкополосное ослабление коротких радиоволн на среднеширотных трассах во время рентгеновских вспышек в январе 2005 г. // Известия высших учебных заведений. Радиофизика. 2007. Т. 50. № 1. С. 1–8.

2. *Урядов В.П., Куркин В.И., Вертоградов Г.Г., Вертоградов В.Г., Понятов А.А., Пономарчук С.Н.* Особенности распространения КВ сигналов на среднеширотных трассах в условиях геомагнитных возмущений // Известия высших учебных заведений. Радиофизика. 2004. Т. 47. № 12. С. 1041–1056.

2. *Подлесный А.В., Брынько И.Г., Куркин В.И., Березовский В.А., Киселев А.М., Петухов Е.В.* Многофункциональный ЛЧМ ионозонд для мониторинга ионосферы // Гелиогеофизические исследования. 2013. Вып. 4. С. 24–31.

ДЕКАМЕТРОВОЕ РАДИОИЗЛУЧЕНИЕ АВРОРАЛЬНОЙ ИОНОСФЕРЫ

Сивоконь В.П.

Институт космофизических исследований и распространения радиоволн

vsivokon@mail/ru

Ключевые слова: декаметровое радиоизлучение ионосферы, высыпания энергичных частиц.

Аннотация.

Авроральная ионосфера отличается разнообразием физических явлений обусловленных ионосферно-магнитосферными связями. Одним из них является высыпание энергичных частиц из радиационных поясов Земли. Для изучения происходящих при этом процессов используются различные методы: оптические наблюдения, риометрические измерения, анализ радиоизлучений и т.д. Радиоизлучения авроральной ионосферы достаточно хорошо изучены в диапазоне дециметровых волн и в гораздо меньшей степени в декаметровом диапазоне. Вместе с тем, особенности распространения коротких волн дают возможность дистанционного, на удалении в несколько тысяч километров, наблюдения процессов происходящих в авроральной ионосфере.

В результате взаимодействия электронных пучков с ионосферой возникает радиоизлучение в широком диапазоне длин волн: от длинноволнового до ультракоротковолнового. В большей степени исследовался диапазон ультракоротких волн, что вероятно связано с особенностями этого диапазона длин волн, в частности малыми, по сравнению с другими диапазонами частот, массогабаритными параметрами измерительных комплексов. Механизм генерации коротковолнового радиоизлучения авроральными электронными пучками описывается в работе [1]. В частности в ней отмечается, что регистрируемое радиоприёмником быстрое понижение частоты аврорального декаметрового радиоизлучения отражает сложную динамику коллективного нагрева F2 области ионосферы. В публикации [2] сообщается об обнаружении всплесков узкополосного декаметрового радиошума, связанных с возбуждением плазменных волн в ионосфере пучками авроральных электронов. В отличие от диапазона ультракоротких волн, распространяющихся в пределах прямой видимости, короткие волны позволяют проводить наблюдения на достаточно большом удалении от источника, т.е. авроральной ионосферы.

Проанализировав имеющиеся публикации, пришли к выводу, что регистрирующее устройство, применяемое для этих наблюдений, должно обладать высокой чувствительностью, широкой, до 10 МГц, полосой пропускания, иметь возможность записи и последующего спектрального анализа в этой полосе частот. Наиболее подходящим для этой цели оказался цифровой широкополосный мониторингово-измерительный приемник ВЧ диапазона фирмы Rohde & Schwarz EB510. Особенностью коротковолнового диапазона является его насыщенность излучениями разного рода радиотехнических систем. Следовательно, необходимо принять меры

обеспечивающие селекцию искусственных и естественных радиоизлучений. Известно, что в ионосферном канале волна произвольной поляризации приобретает эллиптическую поляризацию, с двумя противоположными направлениями вращения вектора напряжённости электрического поля. Местные источники обладают линейной поляризацией. Радиоприёмник Rohde & Schwarz EB510 позволяет оперативное переключение двух антенн. Тогда при использовании двух антенн противоположной поляризации можно классифицировать происхождение сигнала, местный - ионосферный. Для этого используется элемент АРА-4 антенного комплекса с поляризационной селекцией «Гранат»-К. Антенна представляет собой два взаимоортогональных активных вибратора, сигналы с которых подаются на фазирующее устройство, обеспечивающее приём сигналов право и левосторонней поляризации. Элемент установлен на стене здания таким образом, чтобы главное направление антенны совпадало с направлением на север, а корпус здания, выполненный из металлоконструкций, выступал в роли рефлектора для южного направления. Для селекции сигналов пришедших по ионосферному каналу ввели критерий наличия в нём гармоник и субгармоник промышленного тока (50 Гц для России и 60 Гц для США) и анализу подвергаются только те сигналы, в которых эти явления отсутствуют.

Первоначально определили диапазон частот, в котором минимально присутствуют радиотехнические сигналы. Для пункта наблюдения этот диапазон частот находится в пределах 26-30 МГц. На каждой из частот запись проводится по 10 секунд в полосе до 1 МГц. Пример такой записи показан на рис. 1.

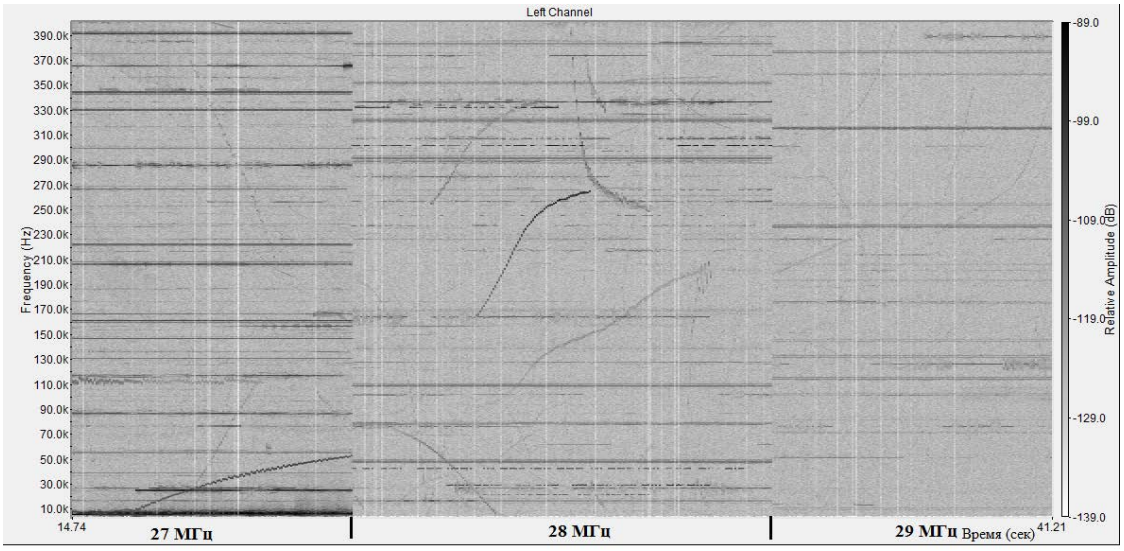


Рисунок 1. Спектрограмма записи 26 декабря 2014 года 00.18 UT.

На рисунке видны спектральные линии, изменяющиеся по частоте в пределах нескольких десятков килогерц. С начала наблюдений было установлено, что подобные спектральные линии наблюдаются не всё время суток, а ориентировочно с 11 до 15 часов местного времени и не каждый день. Вероятнее всего, суточный ход связан с особенностями прохождения радио-

волн. Расчёт потерь на трассе, проведённый с помощью программы VOACAP, показал, именно такое временной ход для трасс протяженностью около 2000 километров. Анализ индексов интенсивности авроральной электроструи, показал их коррелированность с количеством спектральных линий: они практически не наблюдаются при спокойном магнитном поле Земли.

Пример анализируемых спектральных линий показан на рис. 2.

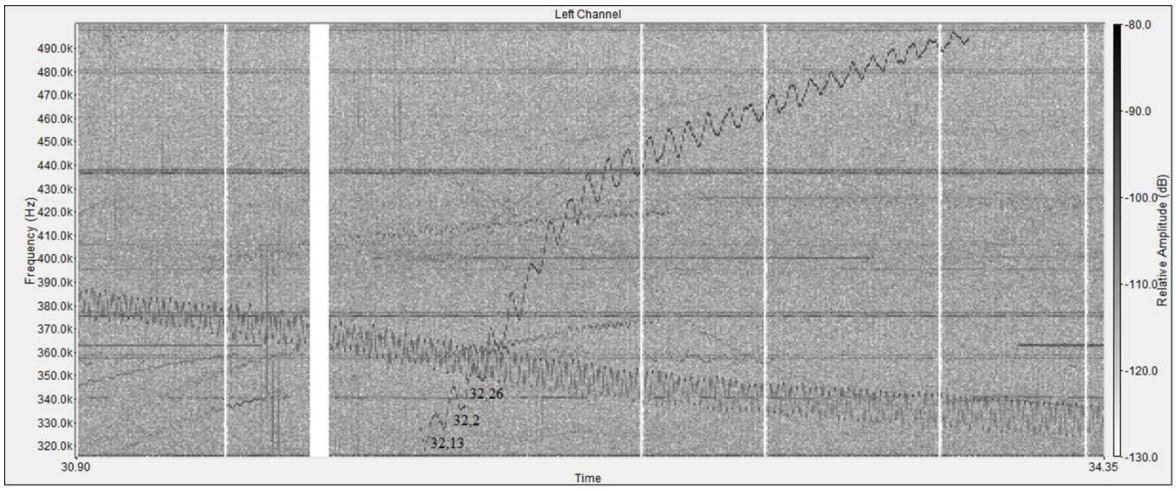


Рисунок 2. Фрагмент записи радиоизлучения 12 января 2015 года 00.44 UT.

На рисунке видно изменяющееся по частоте радиоизлучение, в котором присутствует периодическая структура с периодом около 0,68 секунды, частота примерно 15 Гц. Путём обработки записи выделим составляющие с быстрым и медленным изменением частоты. Если наблюдаемый нами эффект связан с частотной дисперсией при прохождении радиоизлучения через плазму, то тогда функция $t = \frac{1}{\sqrt{f}}$ должна выглядеть в виде прямой, что ни в одном из анализируемых случаев не наблюдается. Если предположить, что наблюдаемый эффект обусловлен эффектом Доплера, тогда вероятнее всего, источник излучения перемещается со скоростью соответствующей медленной компоненте изменения частоты, а быстрое изменение частоты, обусловлено его пульсирующей оболочкой, рис. 3.

Выводы:

1. Наблюдаемые радиоизлучения, вероятнее всего, формируются на севере относительно пункта наблюдения на удалении около 2000 километров.

2. Медленная компонента изменения частоты, возможно, обусловлена перемещением источника радиоизлучения, а быстрая пульсирующим изменением излучающей поверхности источника.

.3. Показанный подход позволяет вести дистанционные наблюдения за динамическими процессами в полярной ионосфере, а при использовании специальных антенных устройств поставляемых фирмой Rohde & Schwarz и локализовать эти процессы.

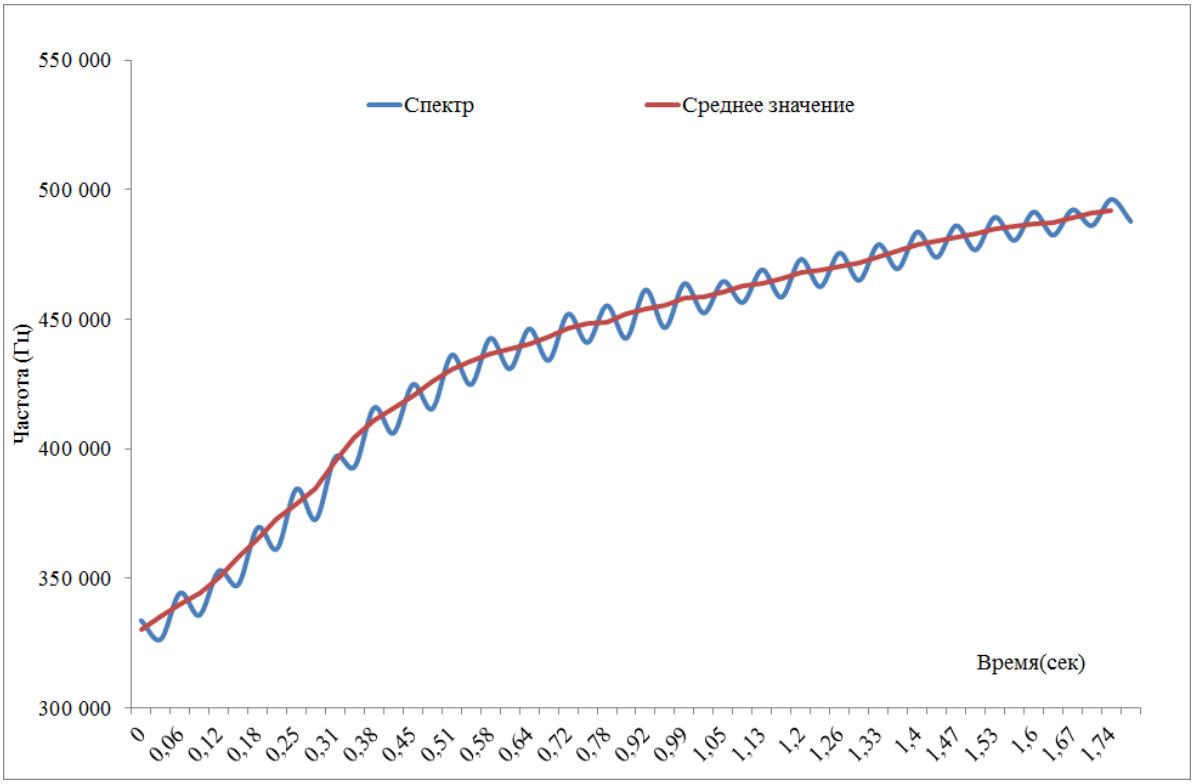


Рисунок 3. Модель излучения.

Литература

1. Власов В.Г. Механизмы коротковолнового радиоизлучения авроральных электронных пучков// Исследования по геомагнетизм, аэрономии к физике Солнца. М.: Наука, 1984. Вып. 67. С.123-133.
2. Валл А.А., Клименко В.В. Всплески декаметрового радиошума во время инжекции авроральных электронов в ионосферу. // Геомагнетизм и аэрономия. 1987. Т.27 .№1. С, 146-147.

ДИСТАНЦИОННЫЙ МОНИТОРИНГ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЗМУЩЕНИЙ В НИЖНЕЙ ИОНОСФЕРЕ ПО ДАННЫМ НАБЛЮДЕНИЙ В ЯКУТСКЕ ГРОЗОВЫХ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ СИГНАЛОВ

В.А. Муллаяров[1,2], В.В. Аргунов[1], Л.М. Абзалетдинова[1]

[1] Институт космофизических исследований и аэрономии им. Ю.Г. Шафера СО РАН

[2] Северо-Восточный Федеральный университет им. М.К. Амосова

mullayarov@ikfia.sbras.ru, argunovVv@mail.ru, abzaletdinova@ikfia.sbras.ru

Ключевые слова: землетрясения, предвестники, ионосфера, грозовые электромагнитные сигналы

Рассмотрены особенности дистанционного мониторинга сейсмических возмущений в нижней ионосфере по данным наблюдений в Якутске грозовых электромагнитных сигналов, проходящих над эпицентрами землетрясений. Методика обладает возможностью сканирования из одного пункта сразу по большому сейсмоактивному региону или даже сразу по нескольким регионам. В то же время, на некоторых азимутах могут быть ограничения, обусловленные недостаточно высокой грозовой активностью. Отмечается, что эффекты землетрясений и их предвестники в грозовых сигналах могут наблюдаться как для типичных (коровых) событий на глубинах до 75 км, так и для глубокофокусных землетрясений.

Введение. Одной из актуальных задач геофизических исследований является поиск предвестников землетрясений. Поиск осуществляется в геофизических полях, а также по проявлению литосферных процессов в других параметрах окружающей среды. К числу таких проявлений относятся и возмущения параметров ионосферы. Наиболее подходящим методом обнаружения возмущений в нижней ионосфере является использование низкочастотных радиосигналов, распространяющихся в волноводе "земля-ионосфера". К настоящему времени уже получено достаточно свидетельств, чтобы развивать данный метод мониторинга сейсмических событий. В качестве источников радиосигналов обычно используются сигналы низкочастотных радиостанций. Так как сигналы СДВ радиостанций контролируются, это позволяет рассчитывать амплитудно-фазовые вариации и по ним восстанавливать параметры возмущений в нижней ионосфере [1,2]. Однако далеко не всегда удается подобрать нужную радиотрассу распространения радиосигналов. В этой связи в [3,4] предложено дополнительно использовать естественные сигналы – электромагнитное излучение грозовых разрядов (атмосферики). Данный метод дает возможность вести мониторинговое сканирование из одного пункта сразу по большому сейсмоактивному региону или даже сразу по нескольким регионам. В то же время, указанная модификация метода имеет свои особенности. В данной работе эти особенности рассматриваются применительно к пункту наблюдения в г. Якутске.

Методика. Для целей азимутального сканирования необходимо знать направление прихода радиосигналов, поэтому прием сигналов осуществляется на систему антенн, состоящих

из двух ортогональных магнитных (рамочных) антенн и вертикальной электрической (штыревой) антенны. Сигналы с магнитных антенн используются для определения значения угла, а с электрической антенны – для устранения азимутальной неопределенности. Поскольку сигналы должны проходить над областью эпицентров, то выбираются сигналы с соответствующих дальностей до их грозовых источников. Оценка расстояния до грозового разряда осуществляется по частотным характеристикам сигналов и калибровкой этой методики по данным других систем грозопеленгации (прежде всего по данным мировой системы WWLLN (www.wwlln.net). В отличие от сигналов радиостанций при использовании грозовых сигналов – атмосфериков можно рассматривать только амплитудные вариации. При этом, с учетом большого разброса амплитуд атмосфериков применяются значения, усредненные за часовой промежуток.

Результаты. Пункт приема сигналов в Якутске (φ = 62,1° N, λ = 129,7° E) позволяет проводить мониторинг возмущений в нижней ионосфере, обусловленных литосферными событиями, сразу над несколькими сейсмоактивными регионами: Камчатка, Япония, Китай, Филиппины и Индонезия, Южная Якутия, Байкал. С восточного направления – на Камчатку, принимаются сигналы от грозовых очагов над океанской поверхностью, над которой, как известно, грозовая активность существенно слабее, чем над материками. Данное обстоятельство ослабляет возможности данного метода мониторинга сейсмических возмущений в нижней ионосфере над Камчаткой. Приходится использовать прием сигналов сразу в нескольких разнесенных пунктах. В данном случае дополнительно привлекаются для анализа сигналы, принятые в Нерюнгри – на расстоянии около 800 км от Якутска. На рис. 1а приведен пример такой коррекции (штриховая линия) для землетрясения 01.10.11 в Камчатском регионе (магнитуда 5,4). Недостаточное число атмосфериков, принимаемых в Якутске, для получения среднечасовых значений компенсируется данными, полученными в Нерюнгри. В некоторой степени данная проблема свойственна и для мониторинга ионосферных возмущений над Японией. На рис. 1б приведен ход числа грозовых разрядов (по данным WWLLN) за 2012 год в источниках сигналов, которые используются для мониторинга сейсмических возмущений в нижней ионосфере над Японией. Основной поток сигналов наблюдается в послеполуденно-ночное время, что объясняется суточными особенностями развития грозовой активности (максимум в вечернее время) и условиями распространения сигналов в приземном волноводе (минимум затухания в ночное время). Следовательно, мониторинг сейсмических возмущений в нижней ионосфере над Японией возможен, в основном, в указанное время суток.

Обычно наблюдаются ионосферные эффекты и предвестники сильных землетрясений (магнитуда более 4,5), очаг которых располагается на глубинах менее 70 км [3,4].

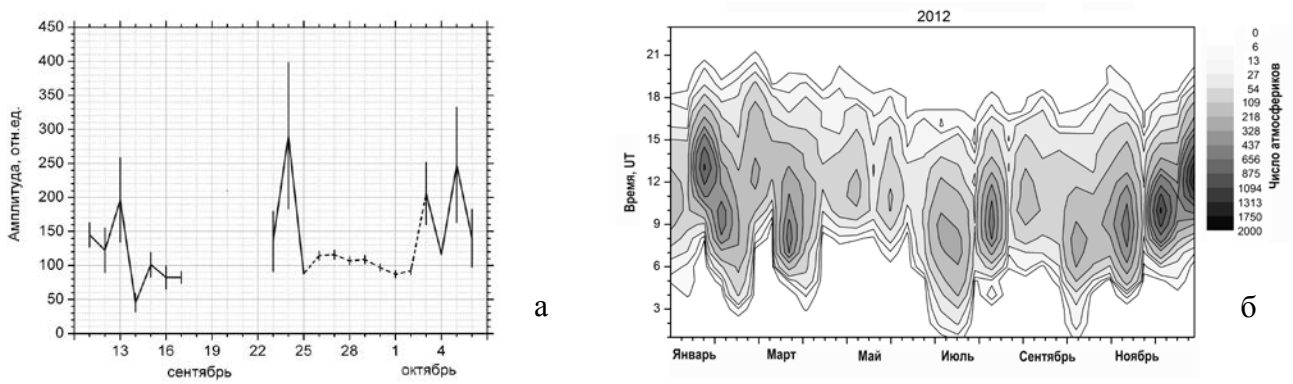


Рис. 1. Вариации амплитуды атмосфериков, полученные на ст. Якутск с учетом данных на ст. Нерюнгри [5] (а); ход числа грозовых разрядов за 2012 год в источниках сигналов, проходящих над Японией (б).

Вместе с тем, в [6] рассматривается эффект глубокофокусного землетрясения (глубина очага 609 км), произошедшего 24.05.13 в Охотском море. Из сейсмоактивных регионов, за которыми может вестись дистанционный мониторинг в Якутске, выделяется Малайзийско-Индонезийский как регион с относительно высокой вероятностью глубокофокусных землетрясений. На рис. 2а показано распределение глубин очагов землетрясений, произошедших в данном регионе за 2010-2014 гг. (по данным [7]). Действительно, как следует из рисунка, в распределении глубин очагов кроме основного максимума на 20-30 км выделяется еще дополнительный максимум в диапазоне 160-170 км. Минимум между указанными максимумами соответствует, по-видимому, нижней границе земной коры. В то же время, в течение трех лет наблюдались еще более глубокофокусные землетрясения – на глубинах 550-650 км (см. врезку на рис. 2а). К сожалению, провести анализ амплитудных вариаций атмосфериков для этих глубокофокусных землетрясений не удалось ввиду отсутствия части данных и наличия большого числа других землетрясений, произошедших на малых глубинах. По врезке на рис. 2а видно, что количество землетрясений резко уменьшается в интервале глубин от 180 км до 200 км. В тех же достаточно редких событиях, происходящих на глубинах больше, чем 200 км, вероятность наблюдения предвестников, возможно, падает, о чем свидетельствует, например, проявления в сигналах атмосфериков события 05.05.11, произошедшего в Индонезии на глубине 230 км (рис. 2б). В данном случае очень хорошо выражен эффект самого землетрясения (возрастание амплитуды более чем в 2 раза сразу после землетрясения), в то время как в предшествующий период времени никаких возрастаний амплитуды – предвестника, не наблюдалось.

Выводы. Методика дистанционного мониторинга сейсмических возмущений в нижней ионосфере по наблюдениям грозовых электромагнитных сигналов, проходящих над эпицентрами землетрясений, обладает определенными преимуществами. Они связаны с

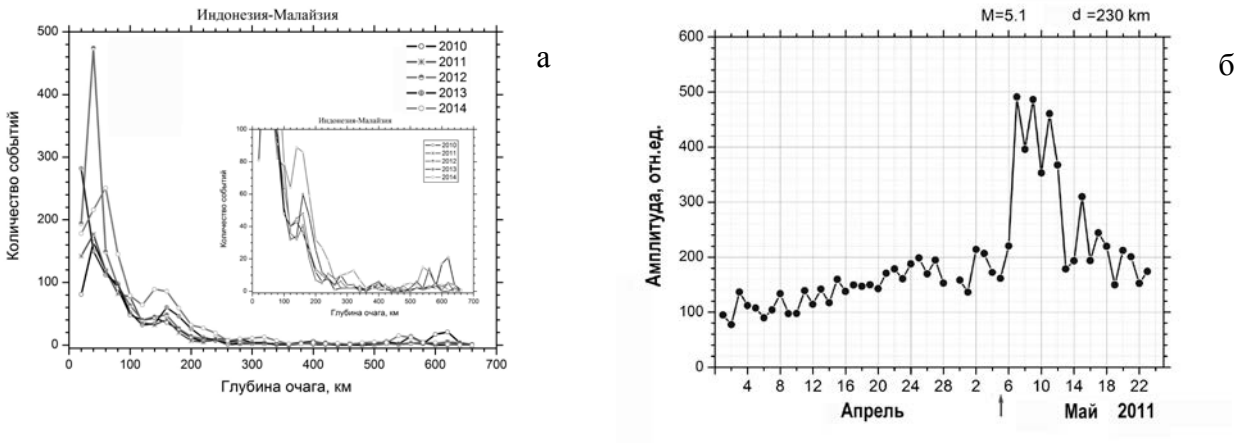


Рис. 3. Распределение глубин очагов землетрясений, произошедших в Малайзийско-Индонезийский регионе в 2010-2014 гг. (а) и вариации амплитуды атмосфериков во время землетрясения, произошедшего 05.05.11 в Индонезии (б).

возможностью сканирования ионосферных неоднородностей из одного пункта сразу по большому сейсмоактивному региону или даже сразу по нескольким регионам. Однако, для конкретных пунктов приема сигналов, как, например, Якутск, или для конкретных направлений могут быть ограничения, обусловленные недостаточно высокой грозовой активностью на расстояниях за сейсмоактивным регионом. Эффекты землетрясений и их предвестники в грозовых сигналах могут наблюдаться как для типичных (коровых) событий на глубинах до 75 км, так и для глубокофокусных землетрясений.

1. *Hayakawa M., Molchanov O. A., Ondoh T., Kawai E.* The precursory signature effect of the Kobe earthquake on VLF subionospheric signals // J. Atmos. Electr. 1996. V. 16. P. 247-257.

2. *Shvets A.V., Hayakawa M., Molchanov O.A.* Subionospheric VLF monitoring for earthquake-related ionospheric perturbations // J. Atmos. Electr. 2002. V. 22. P. 87–99.

3. *Mullayarov V.A., Karimov R.R., Kozlov V.I.* Variations in thunderstorm VLF emissions propagating over the epicenters of earthquakes // J. Atmos. Solar-Terr. Phys. 2007. Vol. 69/13. P. 1513-1523.

4. *Муллаяров В.А., Абзалетдинова Л.М., Аргунов В.В., Корсаков А.А.* Вариации параметров грозовых электромагнитных сигналов на трассах, проходящих над областями землетрясений // Геомагнетизм и аэрономия. 2011. Т. 51. № 6. С. 841-851.

5. *Муллаяров В.А., Дружин Г.И., Аргунов В.В., Абзалетдинова Л.М., Мельников А.Н.* Мониторинг сейсмоактивных областей с помощью электромагнитных сигналов грозовых разрядов // Наука и образование. 2013. №3. С. 112-115.

6. *Mullayarov V.A., Druzhin G.I., Argunov V.V., Abzaletdinova L.M., Mel'nikov A.N.* Variations of VLF radio signals and atmospherics during the deep earthquake with M=8.2 occurred on 24 May 2013 near Kamchatka peninsula // Natural Science. 2014. Vol. 6. No. 3. P. 144-149.

7. http://earthquake.usgs.gov

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГРОЗОВЫХ РАЗРЯДОВ В СЕВЕРНОЙ АЗИИ

Л.Д. Тарабукина, Р.Р. Каримов, В.И. Козлов, В.А. Муллаяров

Институт космофизических исследований и аэрономии им. Ю.Г. Шафера

vkozlov@ikfia.sbras.ru, mullayarov@ikfia.sbras.ru, karimov@ikfia.sbras.ru,

tarabukina@ifkia.sbras.ru

Ключевые слова: карта плотности грозовых разрядов, молния, атмосферик.

Представлена оценка пространственного распределения плотности грозовых разрядов по территории Северо-Восточной Азии (40-80 с.ш., 60-180 в.д.) по результатам инструментальных наблюдений за 2009-2014 гг. Показаны два массивных очага грозовой активности. Выявлены широтный и долготный ходы, обусловленные западным переносом воздушных масс и спадом грозовой деятельности к северу. Отдельно рассмотрен регион Якутии.

Проведена детальная оценка инструментальными методами пространственного распределения и динамики грозовой активности в летние месяцы по территории Северо-Восточной Азии. Использованы данные Мировой сети локализации молний (World Wide Lightning Location Network, WWLLN), один из 54 пунктов которой установлен в г. Якутск. Для определения местоположения молнии, применяется метод разности времен прихода атмосферика (радиоимпульс от излучившей его молнии) до нескольких ближайших станций [1]. При построении карты плотности грозовых разрядов учитывалось количество разрядов, зарегистрированных на квадратном километре за период с 1 июня по 31 августа 2009-2014 гг.

За годы наблюдений стабильно наблюдаются два массивных очага повышенной грозовой активности (в 10-100 раз выше плотности разрядов на окружающих территориях) – на Западносибирской равнине и в долине рек Амур и Сунгари (рис.1), которые были отмечены нами в предыдущих наблюдениях [2]. Максимальная активность первого очага находится в местности между 55 и 61 широтами и 60 и 75 долготами, которая приходится на Тобольский материк вдоль рек Тавды, Тобола и Иртыша. Местность характеризуется границей между таежной и степной зонами, а также наличием многочисленных мелких озер и речек, сильной болотистостью, что способствует активной конвекции и, как следствие, неустойчивому состоянию атмосферы [3]. Максимальная активность второго очага наблюдается вдоль 120-130 долгот в межгорно-котловинной областях в Амуро-Сахалинской стране (с точки зрения ландшафта) между Малым Хинганом и Становым хребтом. Причем в среднем плотность разрядов второго очага выше за сезон чем западного очага.

Выявлены линейные зависимости плотности грозовых разрядов от широты (рис.2) и долготы (рис.3), которые можно сформулировать следующим образом для областей свободных от влияния очагов активности:

для широтного хода с коэффициентом достоверности аппроксимации 0,95

$$f(x) = -0.1663x + 13, (1)$$

для долготного хода с коэффициентом достоверности аппроксимации 0,94

$$f(x) = -0.0785x + 13.32, (2)$$

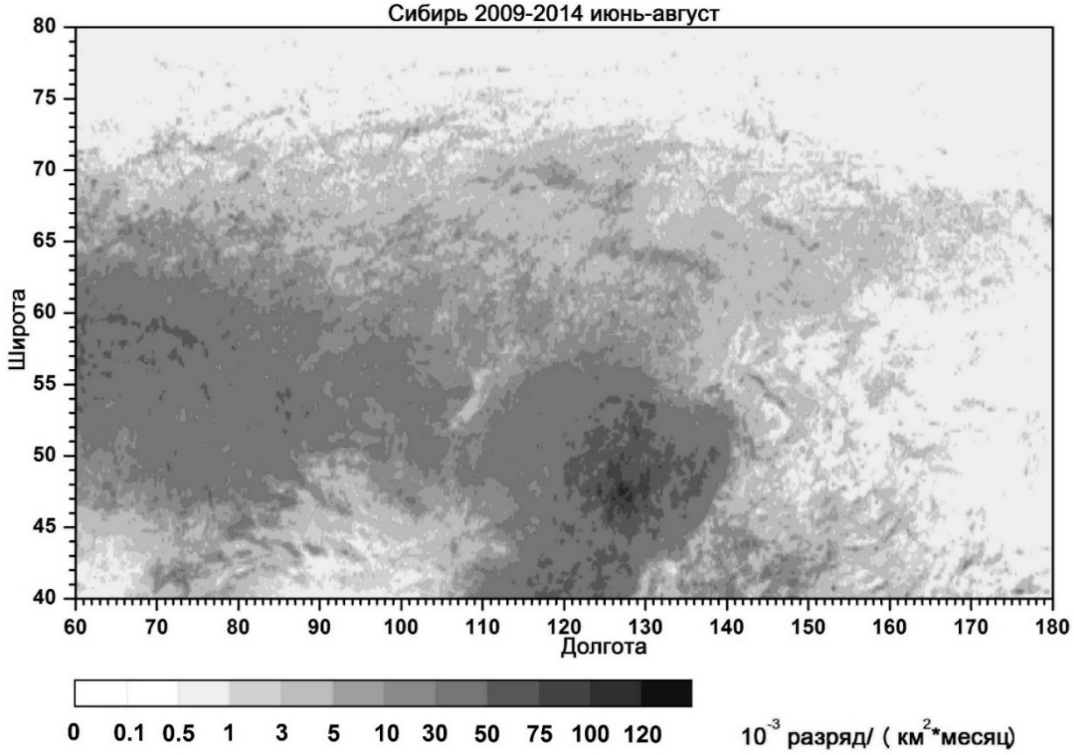


Рис.1. Усредненная по сезону плотность грозовых разрядов за 2009-2014 годы наблюдений.

На приведенных графиках отчетливо выделяются области с очагами грозовой активности. Широтную зависимость очагов с вычетом линейного хода можно аппроксимировать логнормальным распределением с коэффициентом достоверности аппроксимации 0,95:

$$f(x) = \frac{1}{0.00235x} * \exp\left(-\frac{1}{0.0035} * (\log_{10} x - 1.724)^2\right), (3)$$

Долготная зависимость очагов с вычетом линейного хода лучше описывается нормальным распределением с коэффициентом достоверности аппроксимации 0,94:

$$f(x) = 11.78 * \exp\left(-\left(\frac{x - 126}{9.06}\right)^2\right), (4)$$

Наличие долготной закономерности вплоть до восточной границы материка позволяет сделать вывод, что западный перенос является преобладающим фактором в формировании грозовой активности во всей Северной Азии. Одновременный спад грозовой активности в восточном и северном направлениях приводит к смещению на юг линий равной интенсивности гроз при движении на восток, что хорошо иллюстрируется смещением плотности 10^{-2}

разряд/(км^2*месяц) на Рис. 1. Пояс грозовой активности на умеренных широтах соответствует структуре, которая хорошо просматривается в результатах спутниковых наблюдениях за мировой грозовой активностью (1995-2000 гг.) [4], что говорит об устойчивости полученных нами результатов на протяжении десятилетнего периода.

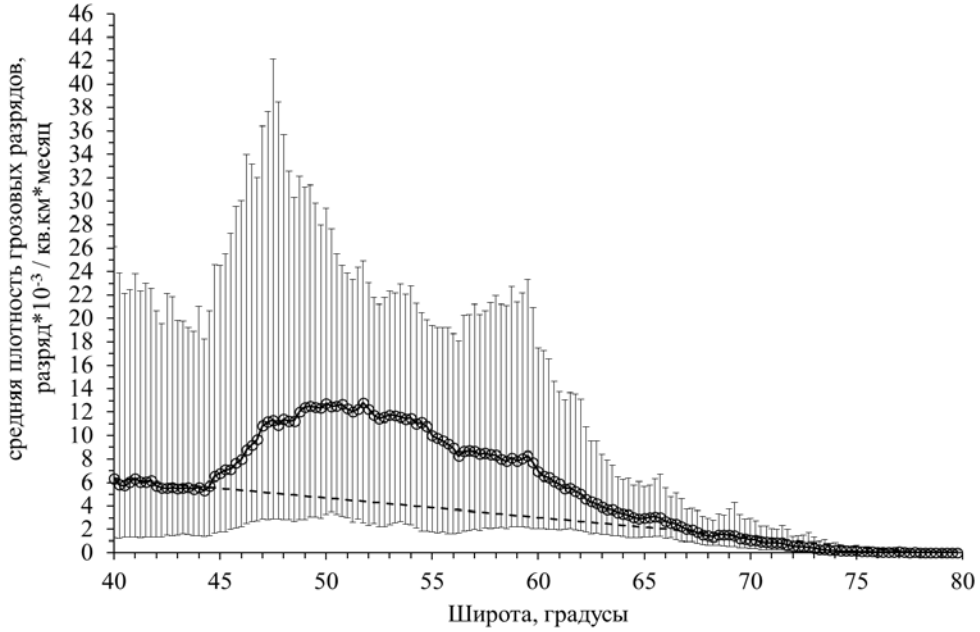


Рис.2. Усредненное за 2009-2014 гг. распределение плотности грозовых разрядов по широтам. Пунктирной линией обозначена линейная аппроксимация широтного хода.

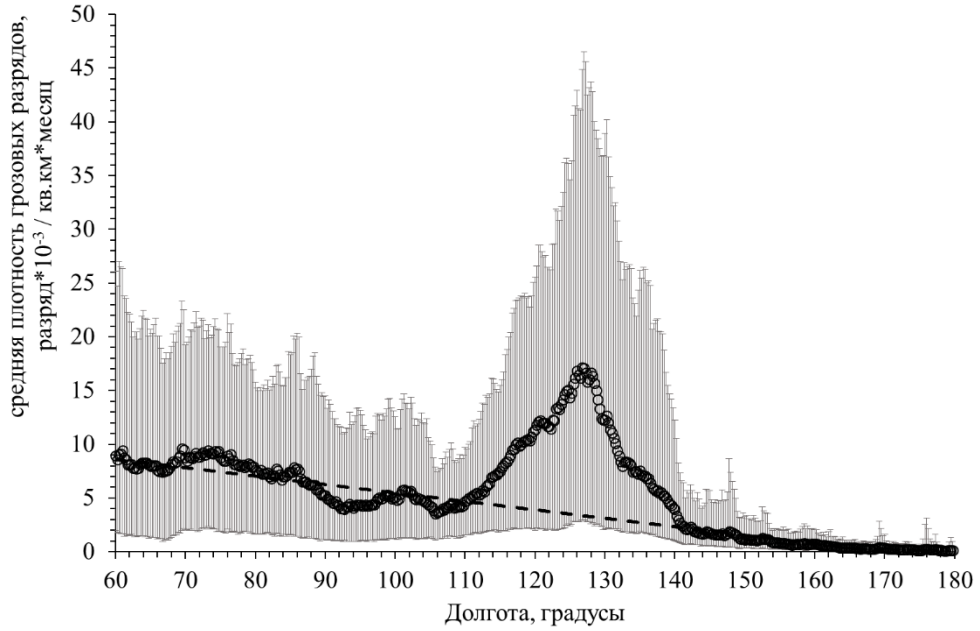


Рис.3. Усредненное за 2009-2014 гг. распределение плотности грозовых разрядов по долготам. Пунктирной линией обозначена линейная аппроксимация долготного хода.

Отдельно рассмотрена грозовая активность для региона Якутии (2009-2014 гг.), картина которой подтверждает данные наблюдений однопунктовыми грозопеленгаторами. Южной части Якутии касается восточный очаг, описанный выше. На остальной части территории присутствует орографическое влияние горных массивов – Верхоянского хребта (вдоль реки Алдан, затем верхней части Лены), Момского хребта. В пределах Якутии (55-75 с.ш., 105-165 в.д.) широтный и долготный хода хорошо описываются линейными функциями с коэффициентами крутизны близкими для всей Северной Азии (рис. 4).

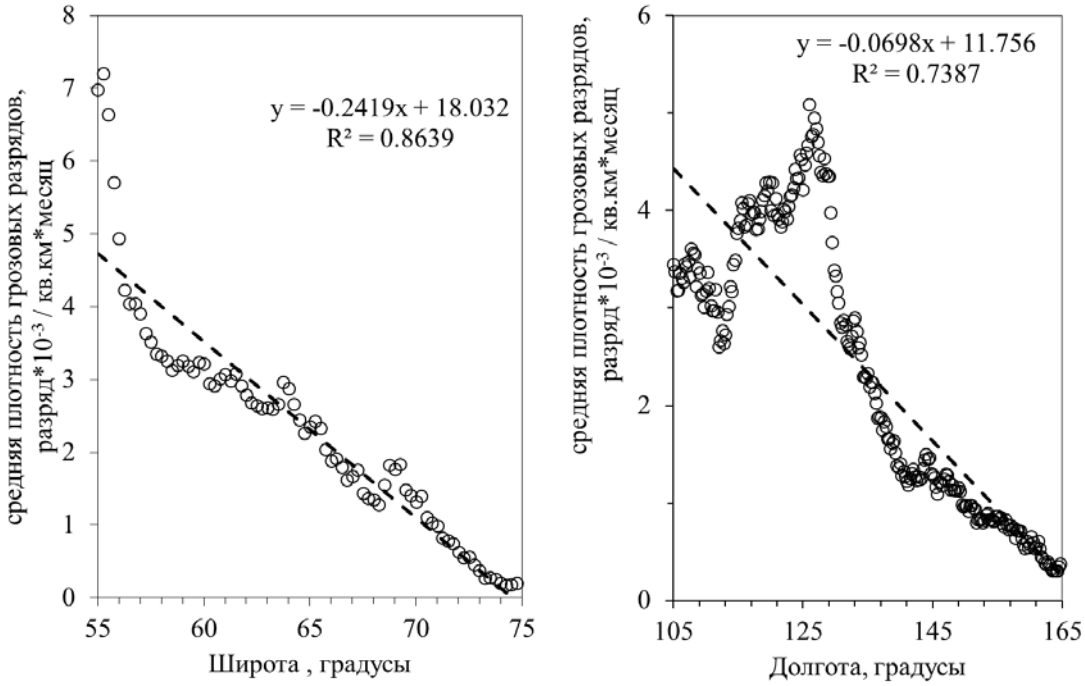


Рис. 4. Распределение плотности грозовых разрядов по Якутии по широтам и долготам. Пунктирной линией обозначены линейные аппроксимации.

Работа поддержана РФФИ, проект № 14-05-31056 мол_а.

1. *Dowden R.L., Brundell J.B., Rodger C.J.* VLF lightning location by time of group arrival (TOGA) at multiple sites // J. Atmos. Solar-Terr. Phys. 2002. V.64. No.7. P.817-879.

2. *Козлов В.И.., Муллаяров В.А., Р.Р. Каримов*. Пространственное распределение плотности грозовых разрядов на Востоке России по данным дистанционных наблюдений // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т.8. №3. С.257-262.

3. Региональный мониторинг атмосферы. Часть 4. Природно-климатические изменения: Коллективная монография / Под ред. М.В. Кабанова. Томск: МГП «РАСКО», 2000. 270 с.

4. *Christian H.J., Blakeslee R.J., Boccippio D.J., Boeck W.L.* Global frequency and distribution of lightning as observed from space by the Optical Transient Detector // J. Geophys. Res. 2003. V.108. No.D1. P. ACL 4-1 – ACL 4-15.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АТМОСФЕРЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В ДНИ С ОПАСНЫМИ КОНВЕКТИВНЫМИ ЯВЛЕНИЯМИ

Константинова Д.А., Горбатенко В.П.
Томский государственный университет
da_konstantinova@mail.ru, vpgor@tpu.ru

Ключевые слова: термодинамические характеристики атмосферы, конвекция, опасные явления погоды.
Аннотация: В работе исследованы особенности развития мощной конвекции в атмосфере Западной Сибири по ряду признаков. Во-первых, это динамика параметров, характеризующих температурную стратификацию атмосферы до высоты 6 км, а также комбинированные характеристики, в которых кроме стратификации температуры, присутствуют оценки влажности разных слоев атмосферы. Анализируются признаки, оценивающие энергию конвективного потенциала атмосферы, и признаки, характеризующие вертикальные и горизонтальные движения в атмосфере. Определены пороговые значения ряда индексов, при достижении которых в атмосфере Западной Сибири формируются такие опасные конвективные явления, как гроза, град, шквал.

Примерно двадцать миллиардов долларов составляют ежегодные потери народного хозяйства России от погодных условий, среди которых шквал, град, гроза и ливневые осадки. Это связано с тем, что качество и оправдываемость прогноза опасных явлений погоды, связанных с конвекцией не удовлетворяет запросам практики. Поэтому изучение условий образования опасных конвективных явлений и возможность улучшения качества их прогноза являются актуальными задачами метеорологии. В середине прошлого столетия для оценки вероятности грозы по характеристикам профиля атмосферы, получаемого в результате аэрологического зондирования, были разработаны индексы неустойчивости атмосферы, характеризующие ее термодинамические параметры [1]. Сегодня для построения моделей и составления прогнозов различных метеорологических явлений используется более 20 параметров [2]. В Европе разработка метода прогноза развития конвекции осуществляется по средствам статистической интерпретации численных характеристик прогностических полей по мезомасштабным моделям (например, модели MM5 V2 (PUS/NCAR) или WRF). Применение мезомасштабных негидростатических моделей для прогноза погоды в России находится на стадии адаптации к региональным особенностям [3], отсюда и возникает необходимость параметризации конвекции для территорий нашей страны.

Целью работы является определение характеристик конвекции в атмосфере Западной Сибири и оценка потенциала для развития опасных явлений погоды, связанных с конвекцией. Информацией о степени развития конвекции послужило наличие гроз, града и шквала по данным сети метеорологических станций Томской, Новосибирской, Омской, Кемеровской,

Тюменской областей, а также Алтайского края и республики Алтай. Также материалом для исследований являются данные АМСГ Томск (авиаметеорологическая станция в гражданском воздушном флоте) о наличии шквалов. Рассматривались шесть термодинамических характеристик атмосферы, полученных по данным радиозондирования атмосферы аэрологических станций в сроки 00 и 12 часов всемирного скоординированного времени (ВСВ). Анализировались индексы, описывающие латентную нестабильность атмосферы: Showalter index (SHOW) и Lifted index (LIFT), определяемую стратификацией температуры воздуха.

$$LIFT = T_{500} - T_{parsell} \quad (1)$$

$$SHOW = T_{500} - T_{parsell2} \quad (2)$$

где: T_{500} – температура окружающей среды на уровне 500 гПа (ºС); $T_{parcell}$ – температура частицы на уровне 500 гПа, поднявшейся с уровня 500 метров над земной поверхностью при среднем давлении, температуре и точке росы (ºС); $T_{parcell2}$ – температура частицы на уровне 500 гПа, поднявшейся с уровня 850 гПа (ºС).

Индексы, в которых кроме стратификации температуры присутствуют характеристики влажности: K index (KIND), Total Totals index (TOTL):

$$TOTL = (T_{850} - T_{500}) + (TD_{850} - T_{500}), \quad (3)$$

$$KIND = (T_{850} - T_{500}) + TD_{850} - (T_{700} - TD_{700}), \quad (4)$$

где: $T_{500\ (700,\ 850)}$ и $TD_{700\ (850)}$– температура окружающей среды и температура точки росы на соответствующих уровнях (ºС).

Значения индекса CAPE (Дж/кг) – потенциальная конвективная энергия атмосферы, определяются по следующему формуле:

$$CAPE = g \int_{LFCT}^{EQLV} dz * (Tp - Te) / Te, \quad (5)$$

где: Tp – температура частицы, поднимающейся с уровня 500 метров над земной поверхностью до уровня конденсации сухоадиабатически, выше уровня конденсации влажноадиабатически (ºС); Te – температура окружающей среды, (ºС); LFCT – уровень с которого начинается

конвекция (гПа); EQLV – уровень равновесия, на котором конвекция прекращается (гПа); g – ускорение свободного падения (м/с$^{2)}$; dz – толщина слоя между уровнями LFCT и EQLV (гПа).

Индекс SWEAT объединяет кинематическую и термодинамическую информацию в одном индексе:

$$\mathrm{SWEAT} = 12\mathrm{TD}_{850} + 20(\mathrm{TOTL} - 49) + 2\mathrm{SKT}_{850} + \mathrm{SKT}_{500} + \mathrm{SHEAR} \qquad (6)$$

где $\mathrm{SKT}_{500\,(850)}$ – скорость ветра в узлах на соответствующих уровнях; SHEAR – сдвиг ветра между уровнями 500 и 850 гПа.

В результате расчета и статистической обработке данных радиозондирования атмосферы для юго-восточной территории Западной Сибири в дни, когда наблюдались грозы, град и шквалы, было отмечено, что:

- В дни с наличием, как грозы, так и града все рассматриваемые характеристики имеют выраженный сезонный ход с экстремумами в июле. Значения индексов отличаются в разные месяцы, что следует учитывать при составлении альтернативных прогнозов опасных конвективных явлений (рис. 1).
- Средние значения параметров, характеризующих разницу температур окружающей среды и поднимающейся частицы (SHOW и LIFT), в дни с градом принимают меньшие значения, чем в дни с грозой, что соответствует физической картине развития грозовых и градовых облаков (рис. 1).

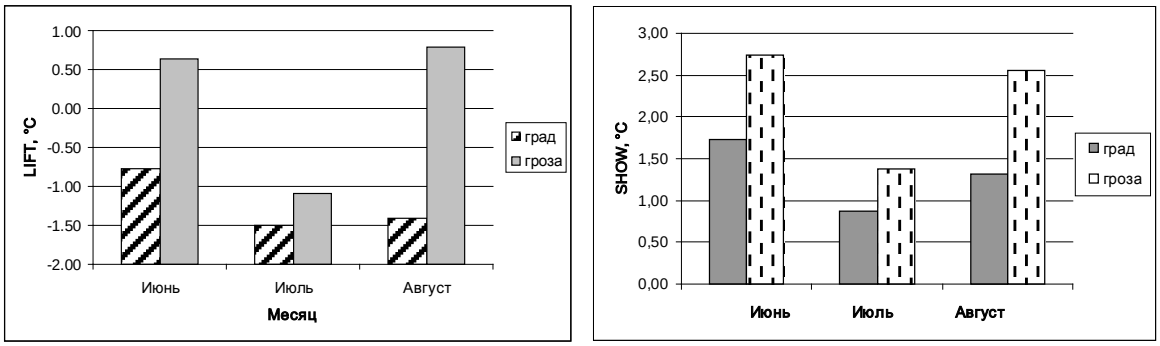


Рис. 1. Средние значения индексов LIFT и SHOW за срок 12 часов ВСВ для станции Новосибирск

- Значения влажности атмосферы как в слое 700-850 гПа, так и на уровне 850 гПа в дни с грозой и градом имеют статистически значимые различия. Средние значения KIND и TOTL в

дни с градом больше значений этих же характеристик в дни с грозой. Эта разница для значений KIND меняется на 9°С в разные месяцы и сроки, а для индекса TOTL до 6°С.

- Определены пороговые значения индексов, при достижении которых в атмосфере Западной Сибири развивается гроза и град (табл. 1). Индексы SHOW, LIFT, KIND, TOTL, CAPE и SWEAT перспективны для использования при составлении прогноза грозы и градом над юго-восточной территорией Западной Сибири.

Таблица 1 − Пороговые значения индексов для разной степени вероятности грозы и града

Индекс	Гроза		
	50%	70%	90%
LIFT	< 1	< -1	< -3
KIND	> 28	> 30	> 34
TOTL	> 46	> 48	> 52
CAPE	> 100	> 300	> 1000
Град			
LIFT	< -1	< -3	< -5
KIND	> 28	> 30	> 34
TOTL	> 48	> 50	> 52
CAPE	> 200	> 600	> 1200

Пороговые значения термодинамических характеристик атмосферы могут быть использованы в альтернативных прогнозах, в том числе при анализе результатов зондирования атмосферы получаемых с помощью спектрорадиометра MODIS, установленного на космических платформах EOS AM-1 (Terra) и EOS PM-1 (Aqua) [4].

1. Showalter A. A stability index for thunderstorm forecasting / A. Showalter // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 1953. – № 34. – P. 250–252.

2. Andersson T. Thermodynamic indices for forecasting thunderstorms in southern Sweden / T. Andersson, Andersson M., Jacobsson C., Nilsson S // Meteorol. Mag. – 1989. – № 116. – P. 141-146.

3. Довгалюк Ю.А. Концепция разработки трехмерной модели осадкообразующего конвективного облака / Ю.А. Довгалюк, П.Е. Веремей, С.А. Владимиров, А.С. Дрофа, М.А. Затевахин, А.А. Игнатьев, В.Н. Морозов, Р.С. Пастушков, А.А. Синъкевич, В.П. Стасенко, В.Д. Степаненко, АВ. Шаповалов, Г.Г. Щукин. // Труды ГГО, СПб.: Главная геофизическая обсерватория им. А.И. Воейкова, 2008. – Вып. 558. – С. 102-142.

4. Лагутин А.А. Возможности спектрорадиометра MODIS для обнаружения гроз / А.А. Лагутин, Ю.А. Никулин, А.П. Жуков, Ал.А. Лагутин, В.П. Горбатенко, С.Ю. Кречетова // VII Всероссийская конференция по атмосферному электричеству: Сборник трудов – СПб: Изд-во Главная геофизическая обсерватория им. А.И. Воейкова. – 2012. – С. 55-56.

ВАРИАЦИИ АМПЛИТУДЫ СИГНАЛОВ ГРОЗОВЫХ РАЗРЯДОВ, ПРОХОДЯЩИХ НАД ЭПИЦЕНТРАМИ ГЛУБОКОФОКУСНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

В.В. Аргунов[1], В.А. Муллаяров[1,2]

[1] Институт космофизических исследований и аэрономии им. Ю.Г. Шафера СО РАН

[2] Северо-Восточный Федеральный университет им. М.К. Амосова, Физико-технический институт

argunovVv@mail.ru, mullayarov@ikfia.sbras.ru

Ключевые слова: землетрясение, ионосфера, распространение радиоволн, грозовой разряд.

Поиск предвестников землетрясений является одной из актуальных задач в геофизике. Одним из методов поиска предвестников сейсмической активности является дистанционный мониторинг возмущений в нижней ионосфере, обусловленных литосферными процессами, с использованием радиосигналов. Ранее было показано, что за несколько дней перед землетрясениями с магнитудой более 5 и очагом не глубже 50 км наблюдаются однодневные возрастания амплитуды радиосигналов, проходящих над эпицентрами, которые могут рассматриваться в качестве возможных предвестников. В тоже время, было обнаружено событие сильного глубокофокусного землетрясения, также оказавшего влияние на параметры ионосферы. В работе приведены примеры проявления глубокофокусных землетрясений в виде возмущений в нижней ионосферы по данным вариаций амплитуды электромагнитных сигналов грозовых разрядов.

Одним из возможных методов поиска предвестников землетрясений является дистанционный мониторинг параметров нижней ионосферы. В ряде исследований показано, что изменения фазы сигналов низкочастотных радиостанций, проходящих над будущим эпицентром, могут рассматриваться как предвестники [1]. Для “радиопросвечивания” сейсмически возмущенных областей нижней ионосферы возможно использование и естественных электромагнитных сигналов грозовых разрядов – атмосфериков. В работе [2] показано, что несмотря на нестационарность потока атмосфериков в вариациях их средней амплитуды регистрируются эффекты, которые могут быть связаны с последующими землетрясениями. В соответствии с результатами работы [2, 4], в вариациях среднеквадратичной амплитуды атмосфериков, проходящих над эпицентрами землетрясений, следует ожидать эффекты от землетрясений с магнитудой более 4,5 и глубиной очага менее 50 км. Эффект землетрясений проявляется в виде усиления амплитуды в день и/или в последующие 3 дня после события. В предшествующие землетрясению дни вариации амплитуды атмосфериков, которые могут рассматриваться в качестве предвестников, выражаются также в виде возрастания амплитуды.

Предполагается, что ограничения на глубину очагов обусловлены необходимостью передачи сейсмической энергии на ионосферные высоты такой величины, чтобы могли

возникнуть ионосферные возмущения. Однако, впоследствии было обнаружено [3], что глубокофокусные землетрясения, возможно, также могут оказывать влияние на параметры ионосферы, вызывая в ней неоднородности. В данной работе показаны примеры проявления глубокофокусных землетрясений в амплитуде сигналах грозовых разрядов, проходящих над эпицентрами таких литосферных возмущений.

Методика регистрации сигналов грозовых разрядов описана в [2]. Сигналы регистрируются в городе Якутске (φ = 62,1 ° N, λ = 129,7 ° E). Пеленгация грозового разряда осуществляется с помощью трех антенн, принимающих вертикальную электрическую и две горизонтальные магнитные составляющие электромагнитного поля. Для выделения эффектов сейсмической активности анализируются вариации средней амплитуды атмосфериков, определяемой за часовой интервал. Как известно, изменений в амплитуде сигналов следует ожидать, если область возмущений на трассе их распространения будет располагаться в эллипсоидах первых зон Френеля. Следует также принимать во-внимание, что одной из основных причин изменений параметров в ионосфере являются геомагнитные возмущения. Поэтому при исследовании проявлений землетрясений в электромагнитных сигналах, проходящих над эпицентрами, анализируется геомагнитная обстановка, наблюдавшаяся в период и перед землетрясением.

Вариации сигналов грозовых разрядов для двух глубокофокусных землетрясений представлены на рис. 1.

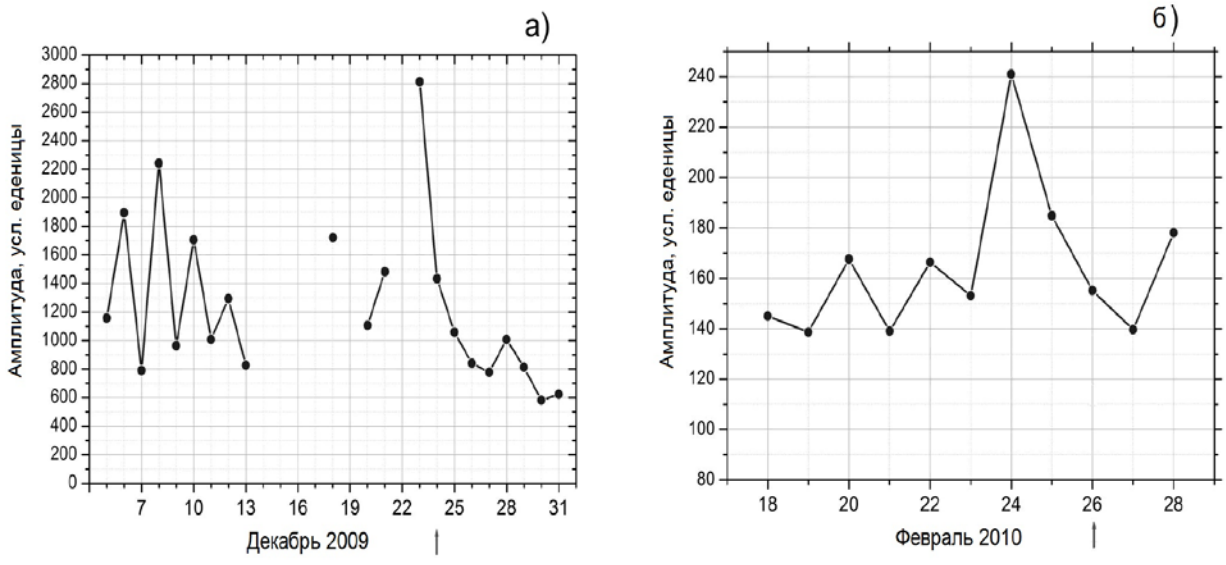


Рис. 1. Вариации средней амплитуды атмосфериков, приходящих с направления на землетрясения 24.12.2009 (магнитуда 6.3, глубина очага 362 км) (а) и землетрясения 26.02.2009 (магнитуда 5.4, глубина очага 95 км).

Первое землетрясение произошло 24.12.2009 в Приморье, Россия. Магнитуда составляла 6.3, а глубина очага 362 км. За день до землетрясения наблюдается резкое повышение амплитуды сигналов грозовых разрядов, проходящих над эпицентром (рис. 1а). Второе землетрясение произошло 26.02.2010 в Японии на глубине 95 км. Повышение амплитуды наблюдалось за 2 дня до данного литосферного события.

На рис. 2 представлен еще один пример вариаций амплитуды сигналов грозовых разрядов в период землетрясения в Японии 27.12.2011. Глубина очага составляла 95 км. Как видно из рис. 2, повышение среднечасовой амплитуды началось за два дня до землетрясения с достижением максимума в день литосферного возмущения.

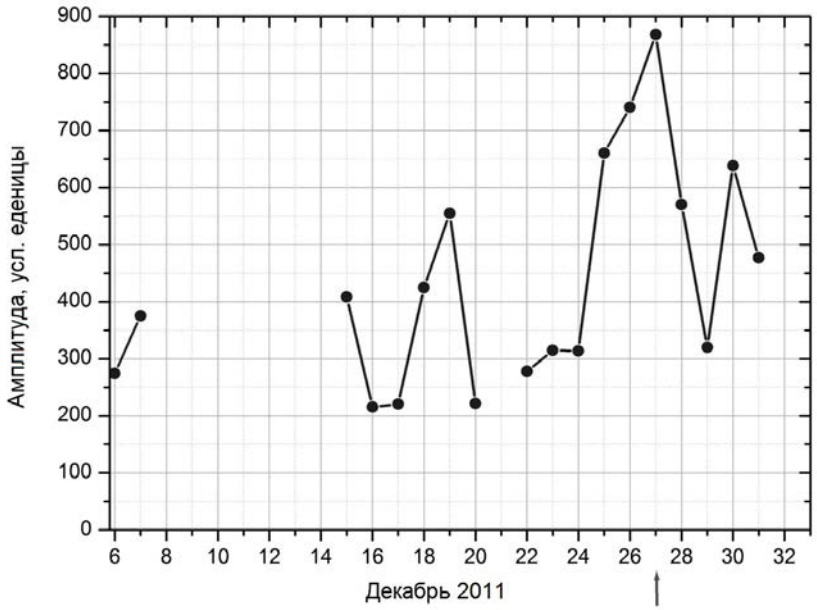


Рис. 2. Вариации средней амплитуды атмосфериков, принимаемых с направления на землетрясение в Японии 27.12.2011.

Представленные примеры вариаций амплитуды сигналов грозовых разрядов показывают, что глубокофокусные землетрясения также могут иметь предвестники.

Ранее было получено по результатам наблюдений атмосфериков в случае достаточно сильных (с магнитудой M > 4.5) коровых землетрясений (как правило, не глубже 50 км) [2], что аналогично эффектам землетрясений возможные их предвестники также проявляются в однодневном (в течение нескольких часов) возрастании амплитуды атмосфериков в среднем за 5-12 дней до событий. Приведенные выше результаты указывают, что для более глубокофокусных землетрясений можно выделить предвестник, который проявляется уже непосредственно (за 1-2 дня) перед сейсмическим возмущением.

Такой же результат нами получен в работе [3] для очень глубокофокусного (глубину очага 609 км), но сильного (магнитуда 8.2) землетрясения, произошедшего в Охотском море, недалеко от Камчатки. Анализ был проведен с двух сторон от эпицентра с привлечением данных по амплитудным вариациям сигналов низкочастотных радиостанций.

Таким образом, временной характер заблаговременного проявления глубокофокусных землетрясений в рассмотренных случаях несколько отличается от соответствующих проявлений коровых землетрясений. Это может свидетельствовать о различии механизмов передачи энергии глубокофокусных литосферных возмущения на ионосферные высоты. Необходимы дальнейшие исследования для получения статистически обоснованных выводов.

Работа поддержана РФФИ, проект № 14-05-31056 мол_а, а также грантами «Научно-образовательный фонд поддержки молодых учёных Республики Саха (Якутия)» № 2014-01-0015 и № 2014-01-0006.

1. Biagi, *P.F., Piccolo R., Ermini, A., Martelucci, S., Belecci, C., Hayakawa, M., Capozzi, V., and S.P. Kingsley* , Possible earth-quake precursors revealed by LF radio signals. Nat. Haz. Earth Sys. Sci., 1, 99-104.
2. *Mullayarov, V.A., Karimov, R.R., and V.I. Kozlov* , Variations in thunderstorm VLF emissions propagating over the epicenters of earthquakes. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 69/13, 1513-1523
3. *Mullayarov, V.A., Druzhin, G.I., Argunov, V.V., Abzaletdinova, L.M., and A.N. Mel'nikov* , Variations of VLF radio signals and atmospherics during the deep earthquake with M=8.2 occurred on 24 May 2013 near Kamchatka peninsula. Natural Science. 6 (3), 144-149.
4. *Mullayarov, V.A., Abzaletdinova, L.M., Argunov, V.V. and Korsakov A.A.* Variations in the parameters of thunderstorm electromagnetic signals on paths over earthquake regions. Geomagnetism and Aeronomy, 51, 825-834

ПРОГНОЗНАЯ КАРТА ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ СЕВЕРНОГО КИТАЯ И ЕЕ ПРИМЕНЕНИЕ ДЛЯ РАСЧЕТОВ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ

Ю.Б. Башкуев, Л.Х. Ангархаева, В.Р. Адвокатов, М.Г. Дембелов, В.С. Доржиев, Ю.А. Ивойлов

Институт физического материаловедения СО РАН

buddich@mail.ru, ludang@rambler.ru, viktoradvokat@rambler.ru, mdembelov@yandex.ru

Ключевые слова: геоэлектрический разрез, карта, поверхностная электромагнитная волна

Аннотация. Создана карта геоэлектрических разрезов Северного Китая масштаба 1 : 2 500 000, необходимая при расчетах распространения СДВ–СВ радиоволн. Карта, учитывающая слоистую структуру подстилающей среды, позволяет в 1,5 – 3 раза увеличить точность расчетов электромагнитных полей по сравнению с существующей картой Моргана-Максвелла.

Существенное повышение точности расчетов электромагнитного поля в широкой полосе частот (от СДВ до СВ) стало возможным с использованием прогнозных карт геоэлектрических разрезов (ГЭР), учитывающих слоистую структуру подстилающей среды. На них отражено площадное распределение различных типов ГЭР с указанием удельного электрического сопротивления ρ_j (величина, обратная удельной проводимости $\sigma_j=1/\rho_j$), диэлектрической проницаемости ε_j и толщины h_j каждого слоя ГЭР. Эти параметры позволяют рассчитать необходимые для прогнозирования условий распространения радиоволн значения поверхностного импеданса δ, функции ослабления W и уровня поля E в широком диапазоне частот. Карта проводимости Земного шара [1], составленная Р. Морганом и Е. Максвеллом, в настоящее время не удовлетворяет потребностям практики, поскольку она построена в модели однородной подстилающей среды. Поэтому возникла необходимость создания новых прогнозных карт ГЭР стран и континентов Земного шара [2-5], учитывающих слоистую структуру подстилающей среды. Цель работы заключалась в создании прогнозной карты ГЭР Северного Китая, необходимой для расчетов распространения широкополосных электромагнитных излучений. Методология геоэлектрического картирования основывается на следующих положениях [2-5]: 1) существует закономерная связь между сопротивлением (проводимостью) и литологическими, гидрогеологическими, мерзлотными параметрами горной породы, ее строением и особенностями пространственной изменчивости ГЭР; 2) сопротивление конкретного типа горной породы является случайной величиной, распределенной по логнормальному закону; 3) контуры областей с одинаковыми электрическими свойствами совпадают с геологическими границами, толща горных пород выдержана; 4) прогнозирование проводится по геологическим картам коренных горных пород и четвертичных отложений, фондовым материалам вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) и данным бурения; 5) ГЭР в пределах скин-слоя для СДВ диапазона (f = 10 кГц) в общем случае представляется

двух-четырехслойным; 6) в районах относительно простого геологического строения с достаточной для практики точностью прогнозирование параметров ГЭР необходимо проводить на основе изучения ключевых участков (территорий-аналогов) с последующим прогнозным распространением характеристик на родственные в геологическом отношении территории.

Объект исследования – верхняя часть земной коры Северного Китая характеризуется значительной пространственной неоднородностью электрических свойств. Исходными данными при составлении карты ГЭР являются: макет геологической карты Китая масштаба 1 : 2 500 000 под редакцией Г.П. Вергунова, любезно представленный ПГО «Зарубежгеология»; прогнозная карта параметров геоэлектрических разрезов Монголии масштаба 1 : 2 500 000, составленная на основе полученных в Забайкалье и на территории Монголии данных об электрических свойствах наиболее распространенных комплексов горных пород. При создании карты ГЭР использованы фондовые геофизические материалы ПГО «Зарубежгеология», Управлений геологии Туркменистана, Таджикистана. На карте нашли отражение материалы Института физического материаловедения Сибирского отделения РАН [2-5], полученные при геоэлектрических исследованиях в 1971—2014 гг. На рис. 1 приведен фрагмент карты ГЭР Северного Китая масштаба 1 : 2 500 000. Информация на карте ГЭР отображена в виде шифров, определяющих сопротивления ρ_j и толщины h_j слоев в логарифмически-равномерной шкале. Логарифм шага дискретизации ρ_j и h_j равен 0,333, принята шкала ρ_j, h_j с тремя градациями на декаду. По номеру ступени N по формулам $\rho_j = 10^{0,333(N-0,5)}$ Ом·м ($N = 0 \div 15$), $h_j = 10^{0,333(N-3,5)}$ м ($N = 1 \div 15$) могут быть рассчитаны медианные значения ρ_j и h_j. Шифры на картах читаются следующим образом, например 6.5.4. – первая цифра обозначает номер ступени по шкале сопротивлений для первого слоя ρ_1, вторая цифра – номер ступени по шкале толщины слоя h_1, третья и последующие цифры – те же параметры для второго и последующих слоев. Диэлектрическая проницаемость слоев принята равной ε_j=10. К карте составлена пояснительная записка. Прогнозная карта ГЭР Северного Китая охватывает территорию, определяемую меридианами 94°в.д. - 118°в.д., на севере - государственной границей Китая и Монголии, на юге - 36°с.ш. и содержит 28 типов геоэлектрических разрезов. По карте Моргана-Максвелла прогнозируемая территория Северного Китая имеет одну градацию по проводимости и общий фон территории составляет 10^{-2} См/м. На рис. 2 приведены частотные зависимости модуля $|\delta|$ и фазы $\varphi_\delta°$ поверхностного импеданса для наиболее распространенных типов ГЭР Северного Китая. Приведенный поверхностный импеданс n-слойной среды вычислялся по формуле $\delta^{(n)}=\delta_1 \cdot Q^{(n)}$, удобной для расчетов на ЭВМ [2-5]. Здесь δ_1 - поверхностный импеданс однородной среды с параметрами первого слоя; $Q^{(n)}=F(f,\rho_j,\varepsilon_j,h_j)$ - корректирующий множитель,

учитывающий нижележащие слои земной коры. Анализ $|\delta|$ и $\varphi_\delta°$ показывает значительные пределы их изменений. Так, на частоте 10 кГц значения $|\delta|$ изменяются от 0,002 до 0,024, а фаза импеданса от -20° до -67°; для частоты 1000 кГц значения $|\delta|$ варьируют от 0,013 до 0,17, а фаза импеданса от -28° до -62°. Рассмотрим результаты расчетов функции ослабления *W* и уровня электромагнитного поля на частоте радионавигационной системы «Лоран» 100 кГц.

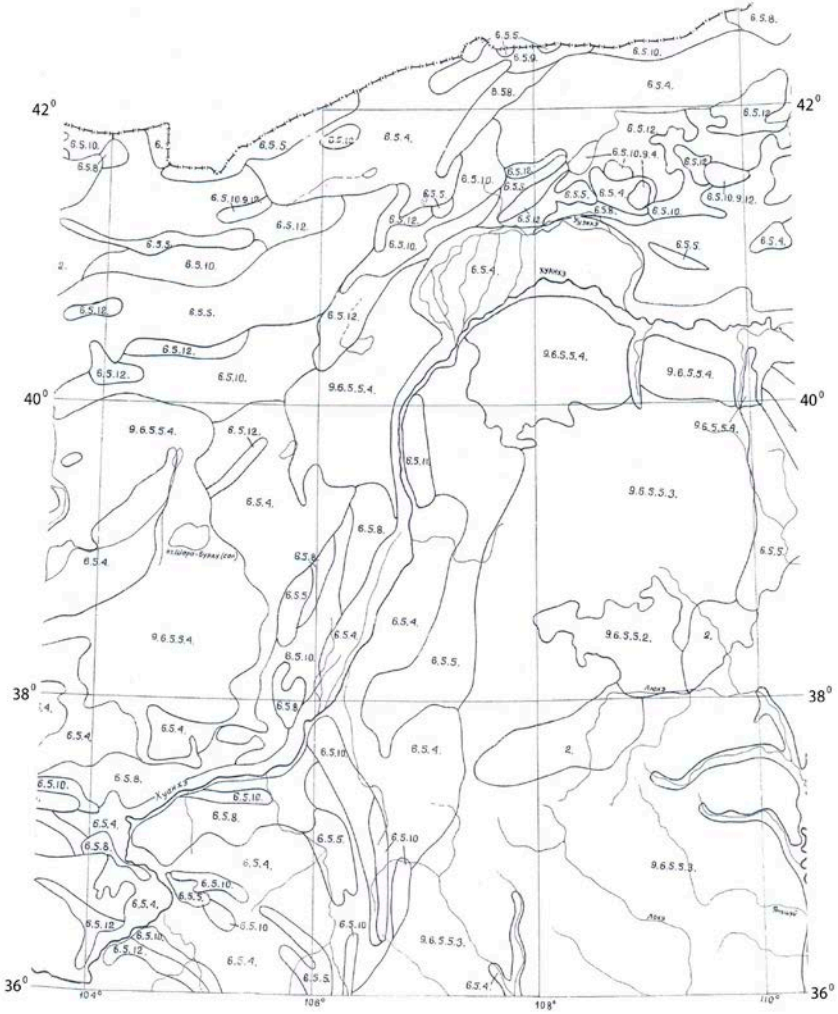


Рис. 1. Фрагмент прогнозной карты ГЭР Северного Китая (масштаб 1: 2 500 000).

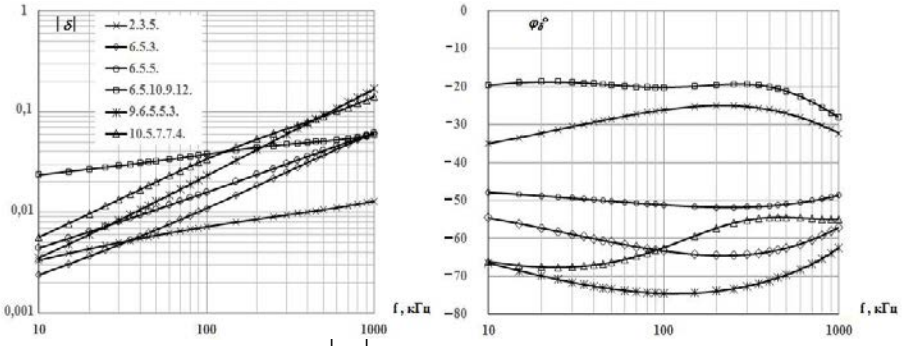


Рис. 2. Частотные зависимости модуля $|\delta|$ и фазы $\varphi_\delta°$ поверхностного импеданса для наиболее распространенных типов ГЭР Северного Китая.

По карте ГЭР области с шифром 9.6.5.5.3 имеют на частоте 100 кГц сильно-индуктивный импеданс $|\delta|$=0,023 и φ_δ°=-75°. Эти области имеют значительное пространственное распространение. Расчеты модуля функции ослабления $|W|$ и уровня электромагнитного поля E (рис. 3) для мощности излучателя P=100 кВт показали появление поверхностной электромагнитной волны.

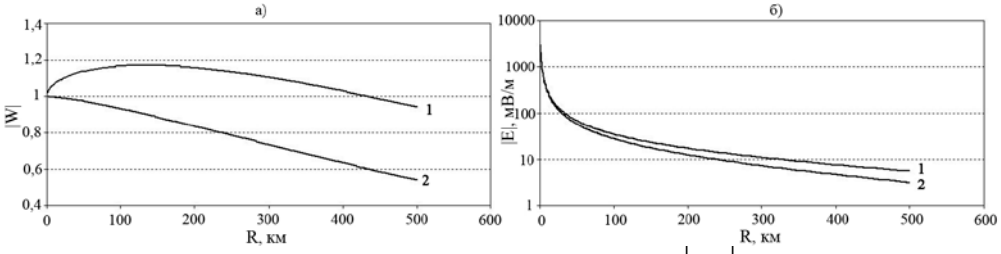


Рис. 3. Результаты расчетов модуля функции ослабления $|W|$ (а) и уровня поля E (б) для трассы с шифром 9.6.5.5.3.

Поле над сильно-индуктивной трассой выше поля над однородной трассой с $\sigma=10^{-2}$ См/м и ε=20 почти на 20%. Карты ГЭР позволяют определять с учетом рельефа и леса основную характеристику волнового электромагнитного процесса – функцию ослабления поля W в широком диапазоне электромагнитных волн. Значения W для модели многокусочной импедансной трассы распространения рассчитываются на основе численного решения интегрального уравнения Хаффорда или Фейнберга.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 14-19-01079) в Институте физического материаловедения СО РАН.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. *Morgan R., and Maxwell E.* Omega navigation System Conductivity Map. Washington: Deco Electronics, 1965. 105 p.
2. *Башкуев Ю.Б., Адвокатов В.Р., Ангархаева Л.Х.* Карты геоэлектрических разрезов Восточного полушария // Физика Земли. 2003. № 9. С. 87-94.
3. *Bashkuev Y.B., Advokatov V.R., Angarkhaeva L.K., Dorzhiev V.S., Hayakawa M.* Maps of geoelectric sections of Turkey, Iran, Afghanistan, Pakistan, Korea, and Japan // Natural Hazards and Earth System Sciences. 2008. № 8. P. 861-868.
4. *Доржиев В.С., Адвокатов В.Р., Бодиев Б.Б.* Геоэлектрические разрезы юга Сибири и Монголии. М.: Наука, 1987. 94 с.
5. *Башкуев Ю.Б.* Электрические свойства природных слоистых сред. Новосибирск: Издательство СО РАН, 1996. 207 с.

ВЛИЯНИЕ ЕСТЕСТВЕННЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ МАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗОН АКТИВНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАЗЛОМОВ НА ДИНАМИКУ ФУНКЦИОНАЛЬНОГО СОСТОЯНИЯ МОЗГА ЧЕЛОВЕКА

Побаченко С.В.[1], Григорьев П.Е.[2], Соколов М.В.[1], Шитов А.В.[3]

[1] Томский государственный университет, Томск, Россия,

[2] Крымский федеральный университет им. В.И. Вернадского, Симферополь, Россия,

[3] Горно-Алтайский государственный университет, Горно-Алтайск, Россия

svpo@mail.ru, maxs0707074@mail.ru

Ключевые слова: пространственные неоднородности магнитного поля геологических разломов, ЭЭГ мозга человека, реакции активации.

Представлены результаты экспедиционных исследований динамики показателей функционального состояния человека, находящегося в пределах зоны активного геологического разлома, характеризующейся аномальными показателями пространственного распределения значений вектора магнитного поля. Показано, что данные геофизические модификации оказывают выраженное влияние на флуктуацию показателей электрической активности мозга человека.

Магнитные поля среды обитания являются экологическим фактором, в значительной степени определяющим оптимальное функционирование живых систем, в том числе организма человека [1,2,3]. Существует стабильное представление о том, что флуктуации фоновых магнитных полей, возникающие либо в периоды геомагнитных возмущений, либо инициированные техногенным агентом, а так же проявляющиеся в местах естественных активных геологических разломов, могут являться причиной нарушений функционирования основных регуляторных систем организма человека, таких как нервная и сердечно - сосудистая система. Это в свою очередь, может приводить к снижению резистентности организма к различным заболеваниям. Данное положение подтверждают эпидемиологические данные по повышению уровней госпитализаций, вызванных подобными геомагнитными условиями [4,5]. В то же время, данные о реакции функциональных систем организма человека в периоды непосредственного воздействия вариаций параметров магнитных полей носят относительно фрагментарный характер, в первую очередь это относится к online-оценкам функционального состояния мозга человека. В связи с этим, было организовано и проведено экспедиционное исследование динамики показателей функционального состояния мозга человека в естественных условиях в зоне активного геологического разлома с аномальным градиентом магнитного поля. Данная зона была обнаружена в эпицентре мощного землетрясения (8.5 балла по шкале Рихтера) 2003 года в окрестности поселка Бельтир (Горный Алтай).

Изучаемый микромагнитной съемкой участок представляет собой глыбу гнейсовых пород. В связи с процессами динамометаморфизма домены магнитосодержащих минералов в ней приобрели четкую ориентацию, которая и обусловила сильноградиентные неоднородности магнитного поля в пределах глыбы (порядка десятков тысяч нТл/м).

В исследовании принимали участие два волонтера. Для определения изменения характеристик электрической активности головного мозга использовался электроэнцефалографический комплекс ”Энцефалан-ЭЭГР -19/26”, позволяющий проводить мониторинг параметров ЭЭГ в автономном режиме с записью данных на карту памяти регистратора (по типу холтеровских ЭКГ) при полной свободе жизнеактивности человека в любых условиях его размещения. Фиксировались значения ЭЭГ волонтеров при нахождении в нормальных условиях и далее 15-минутное пребывание непосредственно в зоне с пространственно-неоднородным магнитным полем. Общая геомагнитная активность в период проведения измерений была низкой (Kp = 1 - 2).

На рисунках 1, 2 представлено распределение значений спектральной мощности на временных интервалах, соответствующих 10-ти минутному интервалу в нормальных условиях, затем вход волонтеров в зону аномального поля и нахождения в ней в течение 15-ти минут.

Анализ полученных данных по динамике изменения спектральной мощности в частотном диапазоне Δ - активности (0.3 - 4.0 Гц) ЭЭГ для обоих волонтеров позволяет констатировать наличие ряда закономерностей. На первом этапе распределение амплитудных показателей по всем 19-ти каналам ЭЭГ характеризуется относительно стабильным уровнем, свойственным человеку, находящемуся в состоянии спокойного бодрствования. Для первого волонтера эта величина не превышает 10 мВ, а для второго – 20 мВ. Данные различия, как показывают контрольные измерения, обусловлены индивидуальными особенностями.

В интервал времени соответствующий вхождению и пребыванию волонтеров в зоне магнитной аномалии, происходит значимое увеличение значений амплитудных показателей. Необходимо отметить, что данное увеличение неоднородно по каналам и данный ракурс исследований требует специального рассмотрения с учетом нейрофизиологической специфики пространственных особенностей распределения активности. Но тем ни менее общим является то, что увеличение амплитуд для волонтера I в среднем составляет 2.6 раза, а у волонтера II эта величина - 3.5 раза.

Кроме того, подобные эффекты наблюдаются и для других функциональных диапазонов ЭЭГ, в частности для α активности (8 – 13 Гц).

После выхода волонтера из зоны происходит стабилизация уровней ЭЭГ активности и снижение их до исходных уровней.

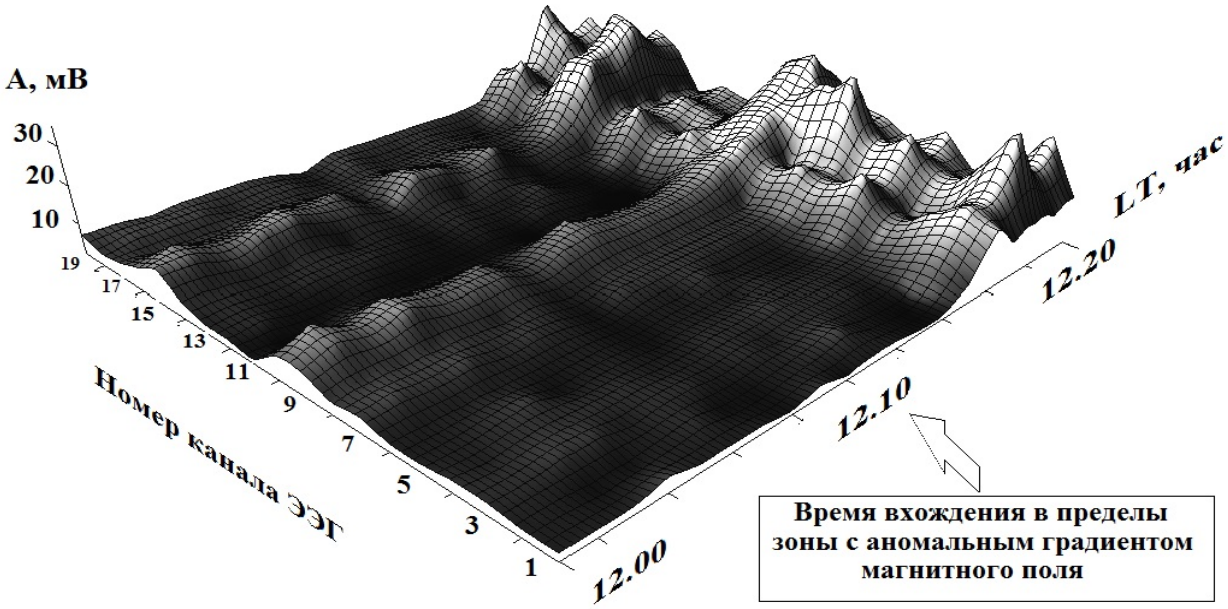


Рисунок 1 — Распределение значений спектральной мощности по 19 отведениям ЭЭГ в диапазоне частот 0.3-4.0 Гц для волонтера I

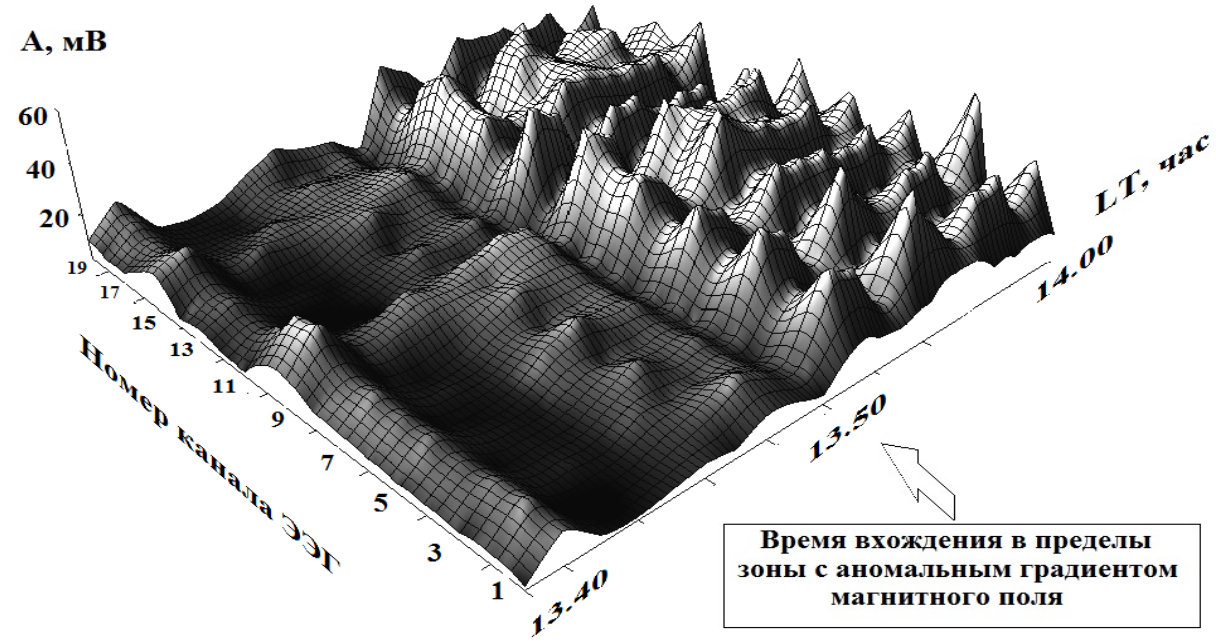


Рисунок 2 — Распределение значений спектральной мощности по 19 отведениям ЭЭГ в диапазоне частот 0.3-4.0 Гц для волонтера II

Данное представление результатов позволяет, наряду с описанной выше индуцируемой реакцией увеличения амплитудных значений, в данном случае, в диапазоне Δ -активности отметить одно очевидное отличие, связанное с периодом (инерционностью) реагирования. Так у волонтера I фиксируется задержка в появлении реакции активации порядка четырех минут

при нахождении в аномальной зоне (рис. 1), в то время как у волонтера II данный эффект наступил сразу же после входа в зону (рис.2). Аналогичные соотношения наблюдаются и в диапазоне α - активности ЭЭГ. Возможно данные различия могут иметь методический характер, связанный с разными местами расположения волонтеров в зоне. Впрочем, это может быть связано и с индивидуальными особенностями организма, а также с тем, что волонтеры находятся в разных возрастных категориях: волонтеру I на момент проведения эксперимента было 23 года, а волонтеру II – 47 лет.

Подобный тип модификаций функционального состояния мозга человека, вероятно, можно определить как неспецифическая ориентационная реакция на внешний стимул, неидентифицируемый системами сенсорной индикации, но однозначно воспринимаемый организмом. Данное предположение соответствует концептуальным представлениям о стохастической детерминации биоритмических процессов регуляции контуров управления в живых системах внешними факторами гелиогеофизической природы.

В целом, полученные результаты позволяют констатировать, что при попадании человека в зону с аномальным градиентом магнитного поля у него наблюдается значимое повышение амплитудных значений ЭЭГ (в 2 - 3,5 раза относительно фонового уровня) для основных функциональных частотных диапазонов (α, Δ). При этом волонтер не испытывает никаких субъективных ощущений. При выходе из зоны через некоторое время показатели возвращаются на исходный уровень.

Цитируемая литература:

1. *Дубров А.П.* Геомагнитное поле и жизнь : Краткий очерк по геомагнитобиологии. – Л. : Гидрометеоиздат, 1974. – 176 с.

2. *Владимирский Б.М.* Солнечная активность и общественная жизнь. Космическая историометрия: от первых российских космистов до наших дней. М.: Изд-во Либроком, 2013. – 192 с.

3. *Колесник А.Г., Колесник С.А., Побаченко С.В.* Электромагнитная экология. Томск: ТМЛ-Пресс, 2009. 336 с

4. *Ораевский В.Н., Бреус Т.К., Баевский Р.М., Рапопорт С.И., Петров В.М., Барсукова Ж.В., Гурфинкель Ю.И., Рогоза А.Т.* Влияние геомагнитной активности на функциональное состояние организма // Биофизика. 1998. Т.43, вып. 5. С. 819-826

5. *Бреус Т.К., Чибисов С.М., Баевский Р.М.* Хроноструктура биоритмов сердца и факторы внешней среды. М.:Изд-во «Полиграф сервис», 2002

ПЛАНЕТАРНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК ТРЕНДОВ ИОНОСФЕРНЫХ ПАРАМЕТРОВ НА ОСНОВЕ МИРОВОЙ БАЗЫ ДАННЫХ

С.А. Колесник, Е.С. Колесник, Р.К. Хаитов

Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск, Россия

В работе представлены карты планетарного распределения параметры трендов ионосферных параметров (критических высот и действующих высот ионосферных слоев), описанных квадратичной зависимостью и с помощью метода спектрального разложения за период более 50 лет.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИСПЫТАНИЙ МЕТОДА УСКОРЕННОГО РАДИОЗОНДИРОВАНИЯ ИОНОСФЕРЫ ЗЕМЛИ НА ИОНОЗОНДЕ «ТОМИОН»

С.А. Колесник

Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск, Россия

В работе сделаны количественные оценки результатов испытаний метода ускоренного радиозондирования ионосферы Земли на ионозонде «ТОМИОН». Приведены количественные характеристики в зависимости от времени радиозондирования, количества импульсов и времени обработки ионограмм. Результаты испытаний проводились на современном компьютере с процессором Core™ i7 и оперативной памятью 48 Гб. Сделан вывод об оптимальном режиме радиозондирования ионосферы Земли.

ИССЛЕДОВАНИЕ АЭРОАКУСТИЧЕСКИХ ЭФФЕКТОВ ПРИ ИСТЕЧЕНИИ СВЕРХЗВУКОВОЙ СТРУИ

Д.А. Маракасов, Ю.А. Руди

Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск

mda@uao.ru, rudi@iao.ru

Сверхзвуковая струя, акустика, дискретный шум, математическое моделирование

В работе методами математического моделирования с использованием вычислительного пакета Fluent исследуется генерация широкополосного шума при истечении сверхзвуковой воздушной струи с различными характеристиками. Выявлен эффект увеличения акустической мощности шума и смещение его источника к срезу сопла при смене режима истечения струи.

Сверхзвуковые затопленные струи относятся к классу турбулентных течений с развитой пространственно-временной структурой. При истечении из сопла вдоль оси потока формируется ряд однотипных структур, называемых «бочками», контуры которых определяются средним значением плотности среды. Размеры и количество «бочек» зависят начальной скоростью потока. Первая от сопла структура характеризуется наибольшим градиентом плотности среды, как в продольном, так и в поперечном направлении и минимальным уровнем интенсивности турбулентности. Вниз по потоку контуры «бочек» становятся более размытыми, а течение - более турбулентным.

Представляет интерес изучение акустических волн, генерируемых сжимаемыми потоками газа. Это необходимо для разработки методов снижения уровня шума от сверхзвуковых струй, например в двигателях реактивных летательных аппаратов. С другой стороны, уровень шумов зависит от свойств потока, что делает возможным определение их свойств с помощью акустической аппаратуры [1,2].

В работе характеристики сверхзвуковой струи и акустического шума получены методами математического моделирования с использованием вычислительного пакета Fluent.

Задача решалась в осесимметричной стационарной постановке. Расчетная область представляла собой прямоугольник с размерами H = 0,2 м., L = 0,5 м. Радиус сопла R_a = 0,015 м., что соответствует радиусу струйного модуля гиперзвуковой аэродинамической трубы Т-326 Института теоретической и прикладной механики СО РАН. Использовалась прямоугольная сетка, которая последовательно сгущалась в местах максимального градиента плотности. Итоговое число ячеек зависело от режима истечения струи и превышало 100000.

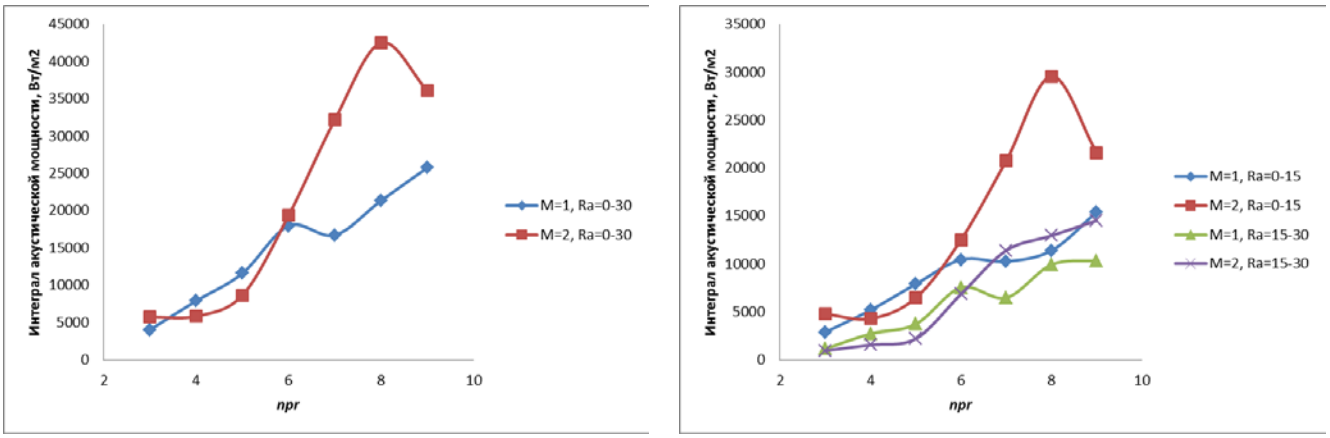
Для расчета поля течения использовалась математическая модель, основанная на осредненных по Рейнольдсу уравнений Навье-Стокса (RANS), описывающих вязкие турбулентные сжимаемые течения. Для описания турбулентности использовалась RNG k-ε модель. Измене-

ние плотности моделировалось в соответствии с законом идеального газа. Система уравнений замыкалась необходимыми граничными условиями.

Для решения системы уравнений использовался численный метод Coupled. Сходимость решения контролировалась по невязкам, сохранению расхода и выходу прочих характеристик, таких как скорость, давление и плотность на стационарный режим. Для расчета акустики применялись включенные в состав пакета модели широкополосного шума, позволяющие рассчитывать мощность и источники аэродинамического шума по стационарному полю течения.

Режим истечения струи определяется параметром *npr*, представляющим собой отношение давления в струе на выходе из сопла к давлению в окружающем пространстве, и степенью нерасчетности струи N_p. Последнее определялось исходя из заданной скорости струи на срезе сопла. Течение в сопле не моделировалось, а радиус сопла оставался постоянным. Таким образом, в работе была проведена серия расчетов для режимов истечения струи через сопла с расчетными числами Маха M = 1 ,2 с *npr* =3 – 9. Данные значения расчетных чисел Маха были выбраны, исходя из возможности сравнения с экспериментальными данными, однако анализ результатов и выявленные особенности поведения акустических характеристик струи показали необходимость дополнительных расчетов для промежуточных чисел Маха. Такие вычисления проведены для *npr* = 3, 5, 7 и 9.

Для анализа результатов расчетная область разбивалась вдоль оси истечения струи на плоскости длиной, в каждой из которых рассчитывался интеграл акустической мощности. На рис. 1 представлена интегральная акустическая мощность на участках расчетной области от среза сопла длиной в 30 радиусов сопла (R_a) (рис. 1,а) и двух участках длиной 15 радиусов, следующих друг за другом от среза сопла (рис 1,б).



а) б)

Рисунок 1. Интегральная акустическая мощность шума для M = 1,2: а) на участке длиной 30 радиусов от среза сопла; б) на двух участках длиной 15 радиусов следующих друг за другом от среза сопла.

Графики на рис. 1 показывают, что общая интегральная акустическая мощность аэродинамического шума с увеличением давления в форкамере, и, следовательно, максимальной скорости в струе возрастает немонотонно. При *npr* = 3 – 6 акустическая мощность струй с обоими расчетными числами Маха существенно не отличаются, при увеличении *npr,* мощность шума, производимого струёй, истекающей из сопла с *M* = 2 существенно возрастает. Основные источники шума при всех режимах располагаются на расстоянии до 15 радиусов от сопла. Характеристика увеличения мощности на удалении от сопла 15-30 радиусов качественно повторяет характеристику в первой половине расчетной области, но меньше количественно.

Заметно, что для сопла с расчетным числом Маха *M* = 2, существует ражим истечения с максимальным уровнем шума. При рассмотрении изменения уровня интегральной мощности шума вдоль оси потока при различных режимах истечения отмечено, что положение источников аэродинамического шума достаточно хорошо геометрически совпадает с расположением «бочек». При этом для сопла с *M* = 1 максимальная интегральная акустическая мощность смещается вниз по потоку с увеличением *npr*, что связано с увеличением длины бочек. В струе, истекающей из сверхзвукового сопла с *M* = 2 изменение акустической мощности при различных режимах носит более сложный характер. Начина с *npr* = 6, общий уровень интегральной мощности шума резко возрастает, а с *npr* = 7 максимальный уровень шума достигается непосредственно у среза сопла и в разы (более чем в 3 раза для *npr* = 7 и более чем в 7 раз для *npr* = 8) превышает средний уровень. Для *npr* = 9 распределение акустической мощности вновь согласуется с пространственной структурой струи, а общая интегральная акустическая мощность уменьшается.

Представляет интерес смещение источников шума к срезу сопла. В серии расчетов при одинаковом числе Маха для различных *npr,* не учитывался факт роста степени нерасчетности N_p струи с ростом числа *npr.* Между тем, при *M* = 2 и *npr* = 7, 8 и 9, степень нерасчетности струи N_p = 0,894632, 1,022436 и 1,150241, соответственно. То есть, происходит смена режима истечения сверхзвуковой струи. Она из перерасширенной становится недорасширенной. При этом режим *M* = 2 и *npr* = 8 максимально близок к идеализированному расчетному режиму, для которого характерно постоянство давления во всем поле течения.

Для уточнения тенденции смещения источников шума к срезу сопла, а также резкого увеличения интегральной мощности шума в околорасчетных режимах истечения, была проведена серия расчетов для нескольких режимов *npr* и расчетных чисел Маха сопла *Ma*, выбираемых таким образом (с точностью до 1 десятичного знака), чтобы менялся режим истечения струи, а её степень нерасчетности была близка к 1. На рис. 2 показана интегральная мощность акустическая мощность источников шума в расчетной области при различных параметрах сверхзвуковой струи.

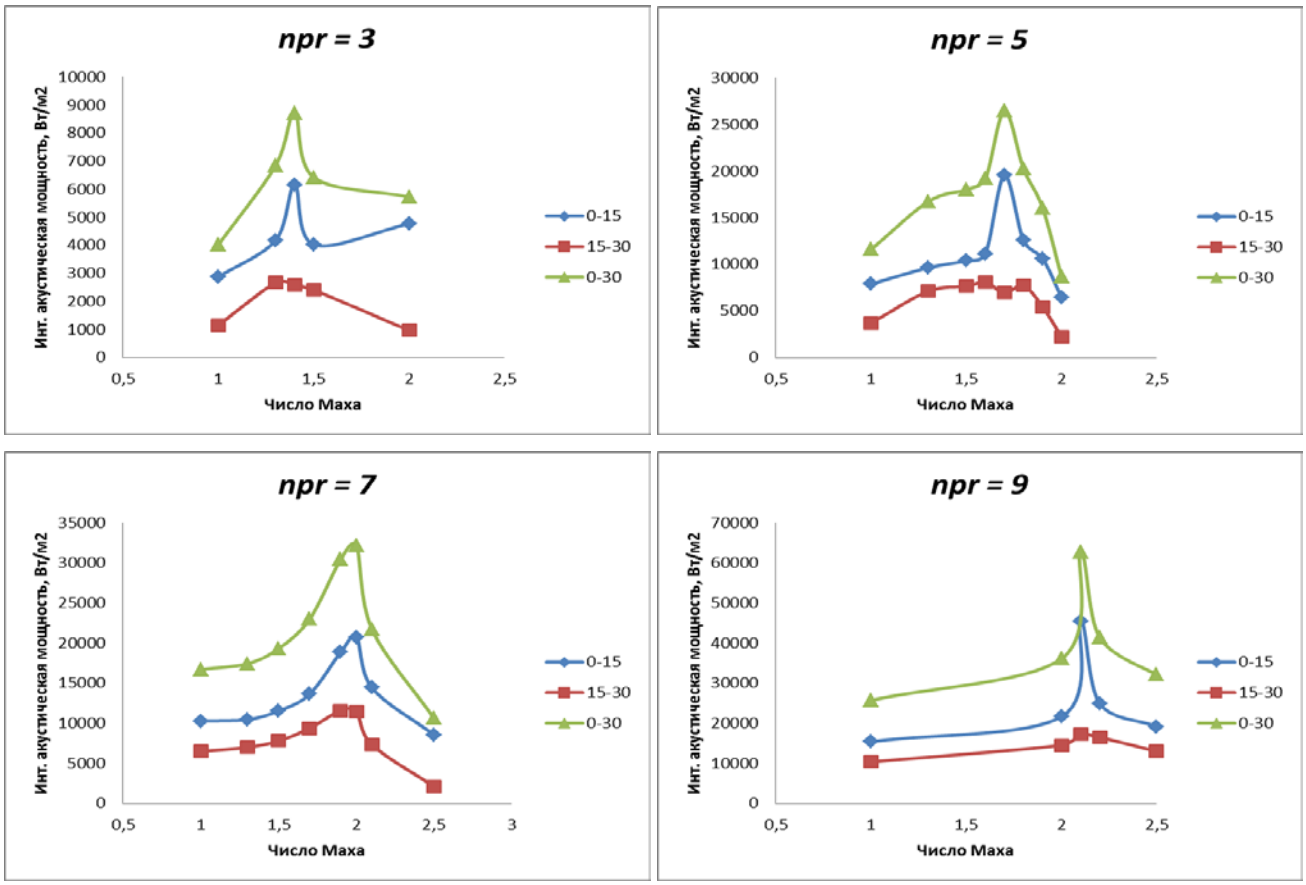


Рисунок 2. Интегральная акустическая мощность шума на двух участках длиной 15 радиусов следующих друг за другом от среза сопла и на участке длиной 30 радиусов от среза сопла в зависимости от расчетного числа Маха сопла *Ma*.

Результаты математического моделирования показывают, что с увеличением *npr* растет интегральная мощность аэродинамического шума. При этом для каждого значения *npr* интегральная акустическая мощность растет по мере увеличения расчетного числа Маха сопла, то есть уменьшения степени нерасчетности струи. При достижении околокритического режима происходит резкий скачек уровня шума в первой (по течению) половине расчетной области. После смены режима истечения уровень шума также резко убывает до прежних значений и имеет тенденцию к дальнейшему уменьшению.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ № 15-08-06549.

1. *Банах В.А. Запрягаев В.И. Кавун И.Н., Сухарев А.А., Цвык Р.Ш.* Экспериментальные исследования акустических колебаний, возбуждаемых сверхзвуковой струей // Оптика атмосферы и океана. 2008. Т. 21. №12. с.1050-1055.
2. *Banakh V.A., Marakasov D.A., Tsvyk R.Sh., Zapryagaev V.I.* Study of Turbulent Supersonic Flow Based on the Optical and Acoustic Measurements in a book: Wind Tunnels and Experimental Fluid Dynamics Research, Dr. Jorge Colman Lerner and Dr. Ulfilas Boldes (Ed.), ISBN: 978-953-307-623-2, InTech, 2011, p.607-628.

СЕЗОННОЕ ИЗМЕНЕНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТРАНСПОРТНЫХ АКУСТИЧЕСКИХ ШУМОВ В Г. ТОМСКЕ

А.А. Бочаров, А.В. Соловьев

Томский государственный университет

aabocharov@mail.tsu.ru, andrio@mail.tsu.ru

Карта шума, сезонное изменение акустических шумов, спектр акустических шумов, показатель спада, транспортные акустические шумы.

Предложена методика построения карты шума города по спектральным характеристикам акустических шумов. Построены карты акустических шумов в звуковом диапазоне частот для зимнего и летнего периода времени, а также карты пространственного распределения показателя спада по данным измерений в г. Томске. Получена эмпирическая зависимость уровня акустических шумов от транспортной нагрузки для зимнего и летнего периода.

Технологическое, промышленное и социальное развитие населенных пунктов сопровождается ростом шумового загрязнения их окружающей среды. Влияя на психику человека, акустический шум вызывает рассеянность, усталость и другие симптомы. Для разработки средств и методов защиты населения от высокого уровня шума транспортных потоков необходимо провести оценку влияния изменения времени года на формирование акустического фона в городе, так как со сменой сезонности наблюдается изменение состояния дорожного покрытия, а также на автотранспортные средства устанавливается зимняя резина, которая может оказывать влияние на уровень акустических шумов в городе.

Целью данной работы является анализ пространственного распределения уровня акустических шумов, а также выявление основных источников акустического загрязнения в городе Томске в зимний и летний период времени. Для достижения поставленной цели решались следующие задачи: анализ спектральных характеристик акустических шумов в городских условиях, картирование территории г. Томска по спектральным характеристикам акустических шумов в зимний и летний период времени, анализ влияния транспортных шумов на общий уровень акустического фона в городе.

Мониторинговые исследования характеристик акустических полей г. Томска проводились в летний период – в августе 2013 г., а также в зимний период – в феврале 2015г. Измерения проводились по ГОСТу 20444-85 «Шум. Транспортные потоки» [4]. Согласно ГОСТу измерительные пункты размещались в местах с установившейся скоростью транспортного потока, включая регулируемые перекрестки дорог (измерения на перекрестках проводились во время установившейся скорости транспортного потока). Число измерительных пунктов в общей сложности составило 237 единиц в летний и зимний период времени.

Измерения проводились с помощью шумомера «ОКТАВА – Экофизика» в один и тот же интервал местного времени – с 11:00 до 15:00 ч, что соответствует повышенной деловой

активности города. В измерительном пункте микрофон располагался на высоте 1,5 м над поверхностью земли. Согласно ГОСТу 52231-2004 «Внешний шум автомобилей в эксплуатации», измеренные значения считают достоверными при разнице в показаниях не более 2 дБ. Таким образом, в каждом пункте измерения проводились по 3 раза через 30 секундный интервал времени. Полученные данные усреднялись, затем рассчитывались усредненные энергетические спектры акустических шумов. Из полученных спектров определяли уровень акустических шумов в звуковом диапазоне частот на частоте 1 кГц и далее по формуле (1) рассчитывали показатель спада.

$$I = I_s \cdot f^{-\alpha}, \quad (1)$$

где I_s – уровень звукового давления на частоте 1 кГц, что соответствует уровню звукового давления в фонах; f – частота, α – показатель спада спектральной интенсивности [3]. Показатель спада характеризует уменьшение амплитуды спектра с увеличением частоты и позволяет проводить оценку соотношения интенсивности низко- и высокочастотной частей спектра. Данный подход к выбору измеряемых параметров дает возможность анализировать спектр акустических шумов[5].

На основе предложенной методики проведено картирование г. Томска по спектральным характеристикам акустических шумов в летний и зимний период времени (Рисунок 1, 2). В звуковом диапазоне частот наиболее высокий уровень шума наблюдается в окрестности крупных дорог, магистралей, таких как пр. Ленина, Фрунзе, ул. Красноармейская, ул. Клюева, ул. Пушкина, Иркутский тракт и т. д., и достигает величин порядка 72 дБ в летний период и 76 дБ в зимний период времени. В жилых районах, вдали от крупных дорог, во дворах уровень шума гораздо ниже, уровень звукового давления находится в пределах 40 дБ летом, 48 дБ зимой.

Рисунок 1 – Уровень шума на частоте 1 кГц в измерительных пунктах г. Томска летом

Рисунок 2 – Уровень шума на частоте 1 кГц в измерительных пунктах г. Томска зимой

Рисунок 3 – Пространственное распределение показателя спада в спектре акустических шумов для звукового диапазона частот летом

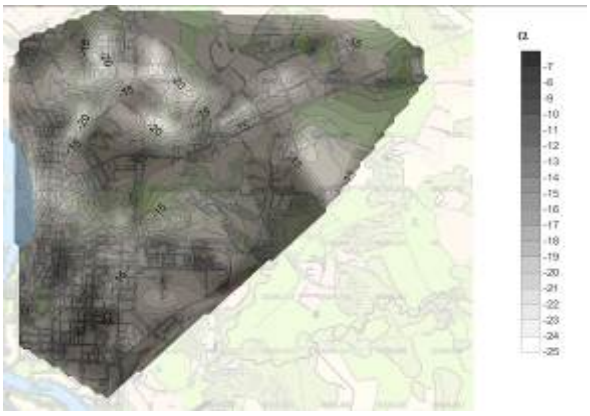


Рисунок 4 – Пространственное распределение показателя спада в спектре акустических шумов для звукового диапазона частот зимой

Вдоль крупных дорог и проспектов показатель спада находится в пределах от 3 до 13 в летний период, и от 6 до 16 в зимний период, то есть форма спектра стремится к более пологой (Рисунок 3, 4). В жилых районах, где уровень акустических шумов не велик, показатель спада достигает величин, порядка 20 летом, и 25 зимой, т. е. с увеличением частоты от 0,5 и до 15 кГц амплитуда акустических шумов уменьшается приблизительно на 30 дБ летом и на 45 дБ зимой, общая энергия спектра перетекает в низкочастотную область. Таким образом, в зимний период времени преобладание низкочастотной составляющей в спектре акустических шумов более выражено, чем летний период.

Во время проведения измерений уровня акустических шумов был проведен подсчет плотности транспортного потока в каждом измерительном пункте в летний и зимний период времени. Характеристика плотности транспортного потока выраженная в количестве автомобилей в час (авт/час) принята для сопоставления в различных городах и различных участках трасс. Для выявления зависимости уровня акустических шумов от транспортной нагрузки была построена линейная аппроксимация указанных параметров. При построении регрессионной модели зависимости уровня акустических шумов от количества автомобилей в час в качестве шумовой характеристики транспортного потока был выбран уровень звукового давления в Па. Величины уровня акустических шумов при данной транспортной нагрузке в Па при необходимости можно перевести в дБ по известным формулам. Таким образом, регрессионная модель зависимости уровня акустических шумов звукового диапазона частот от величины транспортного потока в летний и зимний период имеет линейный характер (Рисунок 5).

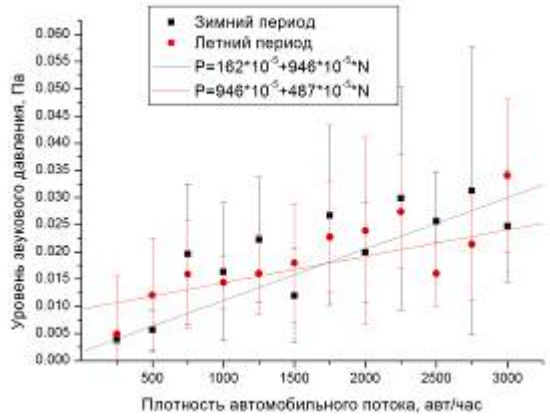


Рисунок 5 – Уровень акустических шумов звукового диапазона частот в зависимости от транспортной нагрузки в летний и зимний период

Эмпирическая зависимость указанных параметров имеет вид $P = 162 \cdot 10^{-5} + 946 \cdot 10^{-5} \cdot N$ в зимний период и $P = 946 \cdot 10^{-5} + 487 \cdot 10^{-5} \cdot N$ в летний период, где P – уровень акустических шумов (Па), N – количество автомобилей в час (авт/час). С увеличением величины транспортного потока до 3000 авт/час, уровень акустических шумов звукового диапазона частот увеличивается более чем в 5 раз в зимний период, что соответствует увеличению уровня звукового давления на 15 дБ, и более чем в 2.5 раза в летний период, что соответствует увеличению уровня звукового давления на 8 дБ. Минимальный уровень звукового давления, который человек ощущает, называют порогом слышимости. За порог слышимости принято звуковое давление, равное $2 \cdot 10^{-5}$ Па. Данное модельное представление показало, что уровень фоновых шумов в городе превышает этот порог на 38 дБ в зимний период и на 53 дБ в летний период.

Для экспериментальных данных, полученных в летний период измерений, коэффициент пропорциональности уровня шума от количества транспорта составляет $487*10^{-5}$, в то время как для зимнего периода измерений коэффициент пропорциональности составляет $946*10^{-5}$. По двум циклам измерений, коэффициент пропорциональности в зимний период в ~2 раза превосходит коэффициент пропорциональности для летнего периода. Однако для зимнего и летнего периода регрессионные прямые лежат в области пересекающихся доверительных интервалов. При построений аппроксимационных прямых отклонение составляет в среднем 40 % которые возможно связаны с сопутствующими факторами, такими как скорость движения транспортного потока, содержание грузового транспорта в потоке и т.д.

1. Перминов А.А., Соловьев А.В., Бородин А.С. Влияние фоновых инфразвуковых колебаний давления на сердечно-сосудистую систему человека // Известия вузов. Физика. 2010. Т. 53. № 9/3. С. 229–230.
2. Соловьев А.В., Бородин А.С., Колесник А.Г. Сопряженность частоты сердечных сокращений человека с вариациями инфразвукового фона окружающей среды // Вестник ТГУ. 2007. № 297. С. 168–171.
3. Красненко Н.П. Акустическое зондирование атмосферного пограничного слоя. Томск: Водолей, 2001. – 278 с.
4. ГОСТ 20444-85. Шум. Транспортные потоки. Методы измерения шумовой характеристики. М.: ИПК издательство стандартов, 1986. 11 с.
5. Бочаров А.А, Колесник А.Г., Соловьев А.В. Двухпараметрическая модель спектра транспортных шумов г. Томска // Акустический журнал. 2012. Т. 58. № 6. С. 762.

СТАТИСТИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ХАРАКТЕРИСТИК АКУСТИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ ОТ НАЗЕМНЫХ ВЗРЫВОВ

Д.С. Провоторов, А.В. Соловьев

Национальный исследовательский Томский государственный университет

provotorov@sibmail.com, andrio@mail.com

Инфразвук, источники инфразвуковых сигналов, наземные взрывы.

Рассмотрена возможность оценки энергии наземных взрывов по данным инфразвукового мониторинга для дистанций несколько сотен километров (200-300 км). Проведена оценка энергии инфразвуковых сигналов от наземных взрывов разными методами.

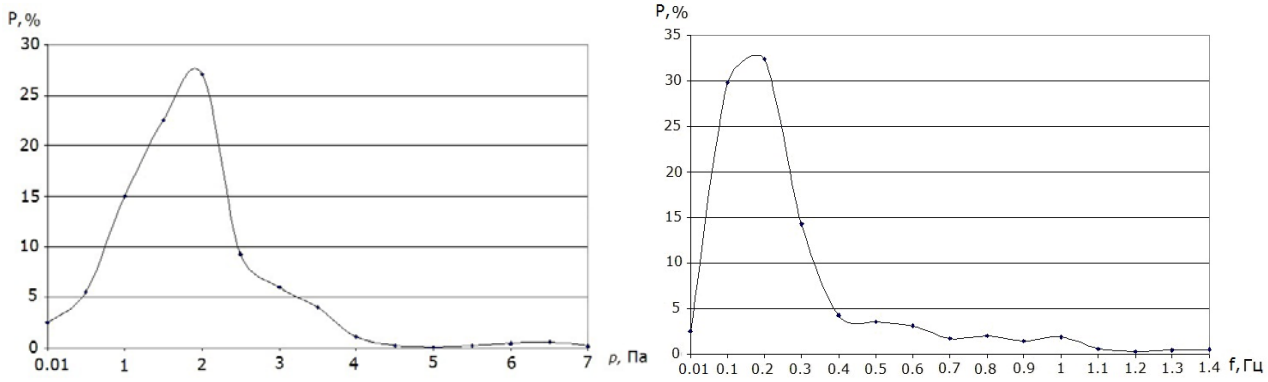
В работах [1, 2] представлены результаты регистрации инфразвука от Челябинского болида акустическими станциями, расположенными на территории России. Была проведена оценка энергии болида и рассчитаны координаты его разрушения в атмосфере. Оценка энергии проводилась по нескольким методикам. В работах рассмотрена возможность оценки высвободившейся энергии при разрушении болида по данным регистрации инфразвуковых сигналов на эпицентральных расстояниях более 500 км. Энерговыделение Челябинского болида по различным оценкам составило от 247 кТ до 638 кТ в тротиловом эквиваленте. Все эти результаты являются следствием основных закономерностей взрывного распада и распространением ударной волны в атмосфере, которая с расстоянием трансформируются в инфразвуковую [3].

С марта 2010 г. в Новосибирской и Кемеровской областях проходила программа уничтожения боеприпасов. Сигналы от наземных взрывов, проводимых в Новосибирской и Кемеровской областях, были зафиксированы инфразвукометрическим комплексом Томского государственного университета. В работе [4] представлены результаты исследования этих сигналов. В работе определены амплитудно-частотные характеристики инфразвуковых сигналов, генерируемых наземными взрывами. С помощью метода триангуляции, определены направления прихода акустических сигналов, которые указывают на источник, где проводились взрывные работы. Для более детального исследования распространения инфразвуковых сигналов в атмосфере необходимо знать оценку энергии ударной волны при наземных химических взрывах.

В связи с этим представляет интерес провести оценку энергии наземных взрывов для малых дистанций распространения инфразвуковых сигналов порядка несколько сотен километров (200-300 км).

В 2011 году инфразвукометрическим комплексом было зарегистрировано более 1000 сигналов от наземных взрывов. Наиболее часто регистрируемые значения максимальной

амплитуды сигналов от пика до пика за годовой интервал времени составляет 1,6 Па (рисунок 1, а). Максимальная амплитуда от пика до пика некоторых сигналов достигала 13,5 Па. Анализ частоты сигналов при максимальной амплитуде от наземных взрывов показал, что наибольшее количество сигналов наблюдалось с частотами порядка 0.1 Гц (рисунок 1, б).



а б

Рисунок 1 – Распределение максимальных амплитуд инфразвуковых сигналов от взрывов в 2011 г. (а), распределение частот инфразвуковых сигналов от взрывов при максимальной амплитуде в 2011 г. (б)

Расстояние от инфразвукометрического комплекса до места, где проводились взрывные работы, составляет 250 км. Расчет энергии взрывов оценивался с помощью двух методик, предложенных в работе [1]. Амплитуда зарегистрированных на разных эпицентральных расстояниях зависит от скорости и направления ветра на высотах стратосферы и термосферы, направления на пункт регистрации и метеоусловий в месте регистрации. Это приводит к значительным вариациям амплитуд сигнала для источника известной мощности. Так, если использовать следующее эмпирическое соотношение [1]:

$$\log P = K + 0.33 \log W - \log R, \quad (1)$$

где P – давление в Па, W тротиловый эквивалент взрывного источника в кТ, R – расстояние в километрах до источника (коэффициент К приобретает значения 3.0 если учитывать, что направление ветра на высоте стратосферы было перпендикулярно направлению распространения инфразвукового сигнала, 3.3 - если направление ветра продольное), то значения энергии наибольшего количества сигналов от взрывов будет составляет от $0{,}01*10^{-2}$ кТ до $0{,}25*10^{-2}$ кТ в тротиловом эквиваленте (рисунок 2). По косвенным данным из СМИ величина закладки уничтожаемых боеприпасов в тротиловом эквиваленте устанавливается от $0{,}5*10^{-3}$ кТ до $1{,}5*10^{-3}$ кТ. Очевидно, что амплитудные параметры сигналов не могут быть положены в основу методов оценки энергии взрывного источника.

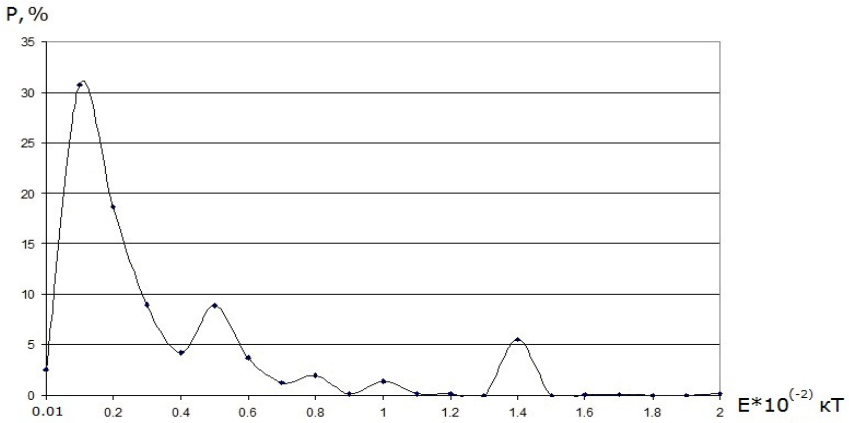


Рисунок 2 – Распределение значений энергии наибольшего количества сигналов от наземных взрывов в 2011 г., вычисленные методом оценки, в основе которого используются амплитудные значения сигналов

Для расчета энергии взрывного источника воспользуемся следующим соотношением [1]:

$$f = \frac{K_f}{2\pi\sqrt[3]{E}}, \qquad (2)$$

где E – тротиловый эквивалент взрывного источника в кТ; K_f – коэффициент пропорциональности, f – характерная частота акустического сигнала, превалирующая над другими. Коэффициент K_f принимают равным 1.6 при распространении сигналов в направлении восток-запад, 1.2 – при распространении сигналов в направлении север-юг [1].

Используя формулу (2) была проведена оценка инфразвуковых сигналов наземных взрывов. Тротиловый эквивалент взрывов в разные месяцы менялся. В большинстве случаев во всех месяцах энергия взрывов равна 0,01 $*10^{-3}$кТ, в некоторых случаях энергия взрывов равнялась $0{,}2*10^{-3}$кТ и $1{,}51*10^{-3}$кТ (рисунок 3). Из полученных оценок данным методом видно достаточно хорошее совпадение с величинами закладки боеприпасов по данным СМИ.

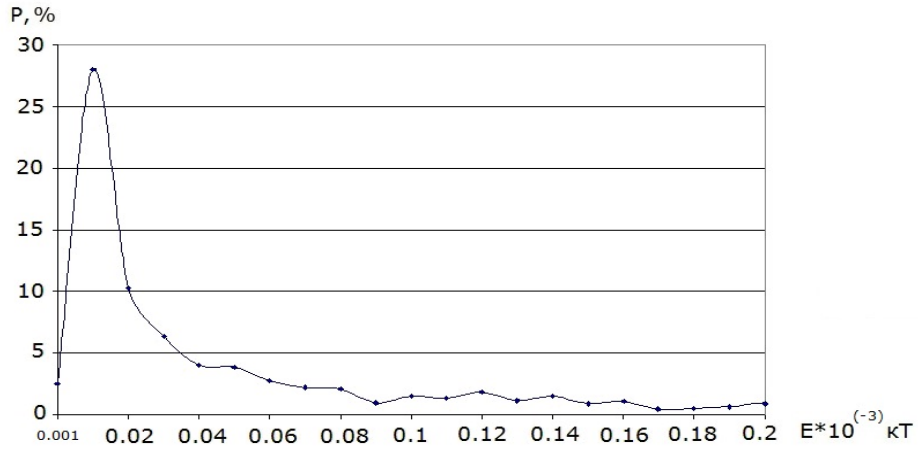


Рисунок 3 – Распределение значений энергии наибольшего количества сигналов от наземных взрывов в 2011 г., вычисленные методом оценки, в основе которого используются частотные характеристики сигнала

В данной работе рассмотрена возможность оценки энергии наземных взрывов по данным инфразвукового мониторинга для дистанций несколько сотен километров (200-300 км). Для оценки энерговыделения использовались две методики. Из полученных оценок видно, расчеты энергии с использованием частоты дают достаточно хорошее совпадение с действительными значениями закладки боеприпасов. Данное обстоятельство позволяет утверждать, что низкочастотные акустические измерения можно использовать для оценки энергии наземных взрывов. Полученные в ходе работы результаты могут быть использованы для интерпретации экспериментальных данных и модели распространения инфразвукового сигнала на дальних расстояниях.

Литература

1. *Рыбнов Ю.С., Попова О.П., Харламов В.А., Соловьев А.В., Ю.С. Русаков, А.Г. Глухов, E. Silber, Подобная Е.Д., Суркова Д.В.* Оценка Челябинского болида по инфразвуковым измерениям // Динамические процессы в геосферах. Выпуск 4: сборник научных трудов ИДГ РАН. М.: ГЕОС, 2013. С. 21-31.
2. *Popova O.P., Jenniskens P., Emel'yanenko V. et al.* Chelyabinsk airburst, damage assessment, meteorite recovery, and characterization // Science. – 2013. – V. 342. – P. 1069–1073.
3. *Попова О.П., Провоторов Д.С., Рыбнов Ю.С., Соловьев А.В,* Изменение волновых форм инфразвуковых сигналов с расстоянием // Известия высших учебных заведений. Физика. Том 57. №9/2 – Томск: ТГУ, 2014 С. 101-107
4. *Провоторов Д.С., Соловьев А.В., Виноградов Ю.А.* Амплитудно-частотные характеристики инфразвуковых сигналов от наземных взрывов // Известия Томского политехнического университета. 2013. Т.322.№2.С. 87-90.

Вариации напряженности электрического поля по мониторинговым данным в г. Томске

К.В. Вознесенская, А.В. Соловьев

Национальный исследовательский Томский государственный университет

v-ksu22@mail.ru, andrio@mail.tsu.ru

Напряженность электрического поля атмосферы, суточный ход, мониторинг

В работе представлены суточные вариации напряженности электрического поля за период с марта 2012 года по февраль 2013 года, полученные по мониторинговым данным в г. Томске. Дана интерпретация полученным результатам.

Электрическое поле атмосферы (ЭПА) наблюдается в любой точке Земли и создается совокупность действия заряда, находящегося на земной поверхности, и объемных зарядов в атмосфере. Свойства электрического поля атмосферы и электрические явления в ней имеют существенное значение для многих метеорологических процессов. Эволюция электрических параметров атмосферы, регистрируемая при непрерывных наблюдениях за значительный период, может служить индикатором антропогенного воздействия на окружающую среду. [1,2]

Основной характеристикой ЭПА является вертикальная составляющая E_z, которая зависит от разности потенциалов между поверхностью Земли и нижней ионосферой (60-80 км). Многочисленные наблюдения напряженности электрического поля вблизи земной поверхности показывают ее большую изменчивость в зависимости от места регистрации, времени года и метеорологических условий [1].

Суточный ход напряженности электрического поля представляет особенно большой интерес. Суточные вариации напряженности ЭПА на уровне Земли делятся на три группы: унитарная суточная вариация (UT-вариация); колебательные вариации континентального типа с одним максимумом и одним минимумом ($LT_{конт}$-вариация); универсальная суточная вариация с двойным максимумом и двойным минимумом ($LT_{унив}$-вариация). UT – вариация связана с грозовой активностью по всему Земному шару, максимум вариации наблюдается в районе 19 часов UT, и совпадает с максимумом грозовой активности в Африке и Америке. Вариации континентального типа связаны с грозовой активность в регионе и имеет максимум после полудня, а минимум в районе 3-5 часов LT. Данная вариация наблюдается на континентальных станциях в сельской местности. Универсальная континентальная вариация имеет два максимума около 9 и 21 часа LT и два минимума около 4 и 14 часов LT. Появление вторичных максимума и минимума над сушей связаны с влиянием приземного слоя, что приводит к изменению проводимости и, как следствие, к изменению напряженности электрического поля атмосферы [1-3].

В результате суточный ход можно рассматривать как совокупность унитарной вариации (UT-вариация) и локальных вариаций (LT-вариаций). Эти вариации связаны с глобальными и локальными факторами, т.е. суточный ход напряженности электрического поля связан с эффектами как планетарного, так и регионального масштабов. В таблице 1 показано время максимума (t_{max}) и минимума (t_{min}) для каждого типа суточного хода напряженности электрического поля атмосферы. Для каждого из типа ходов характерны свои отклонения относительно среднего значения, которые обозначены в таблице как ΔE_z. Так как $LT_{унв}$-вариация имеет двойной максимальный и минимальный экстремумы, то в таблице, в левых колонках (t_{mix} ,t_{max}), записаны время основных минимума и максимума, взятых по литературным данным [3].

Таблица 1.Основные характеристики суточного хода напряженности электрического поля атмосферы [1-3]

Название суточной вариации	t_{min}, час		t_{max}, час		ΔE_z, %
UT-вариация	3-5 UT		18-20 UT		20
$LT_{конт}$-вариация	3-5 LT		12-15 LT		60
$LT_{унив}$-вариаций	~4 LT	~14 LT	~18 LT	~9 LT	60

В Томском государственном университет, на базе кафедры Космической физики и экологии, ведутся измерения напряженности ЭПА. Мониторинг напряженности электрического поля атмосферы проводился при помощи датчика, работающего по принципу электростатического флюксметра. Принцип работы датчика, место его установки и методика обработки данных приведены в работе [4].

Для выделения основных вариаций напряженности электрического поля атмосферы были выделены дни, в которые выполнялись так называемые «нормальные погодные условия» или условия хорошей погоды (УХП). Под этими условиями понимают: отсутствие резких колебаний напряженности ЭПА; отсутствие всякого рода грозовых явлений, всякого рода осадков, инея, метели, тумана и т.д; верхняя облачность не более 0,3 неба; скорость ветра не более 6 м/с, напряженность электрического поля не превышает 500 В/м [1, 2]. Выборка дней, в которые выполнялись УХП, проводилась по метеорологическим данным сайта «гр5.ru Расписание погоды» [5]. Данные на сайт предоставляются с автоматической системы передачи данных (АСПД) Росгидромета и представляют собой усредненные трехчасовые значения основных метеорологических параметров: давления, скорости ветра, давления (абсолютного и относительного), облачности, осадков, грозовой активности и т.п. и дают общую картину погоды в г. Томске.

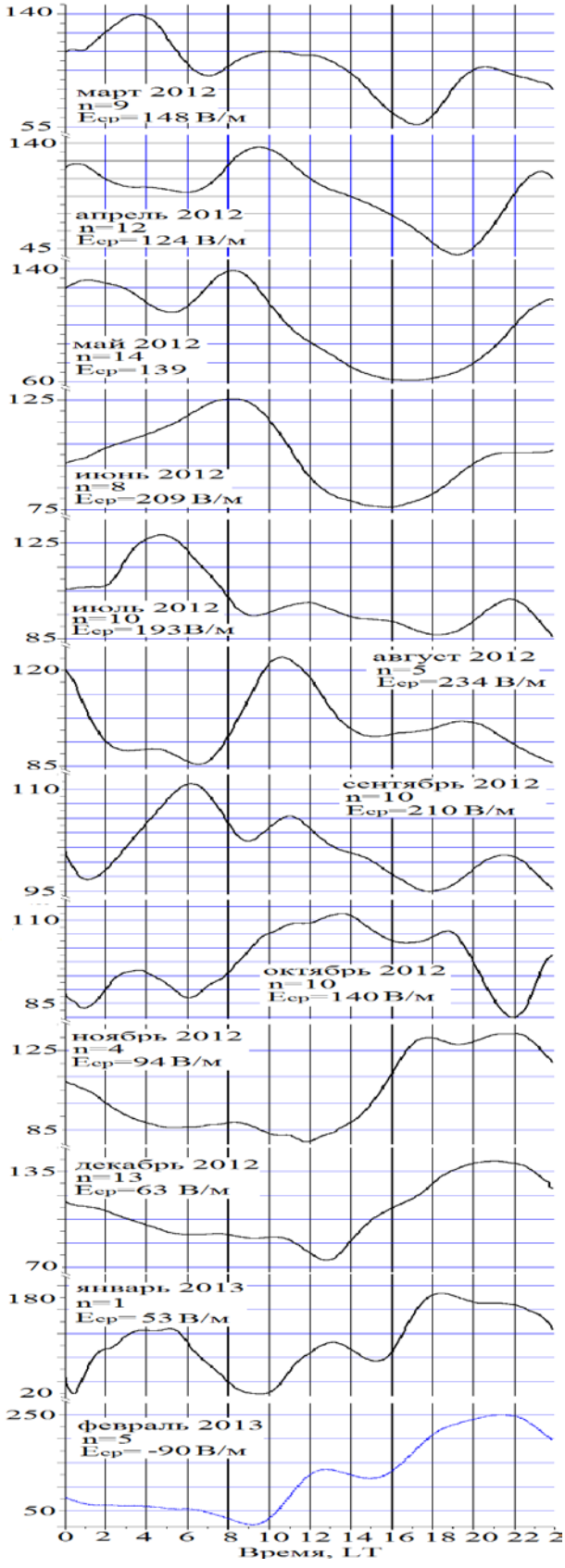


Рисунок 1 – Суточный ход напряженности поля в Томске

На рисунке 1 представлено сезонное изменение суточного хода напряженности электрического поля атмосферы в УХП. На оси ординат показано отклонение относительно среднего значения ΔE_z, измеряемое в процентах, n - число дней в которые выполнялись УХП, E_{cp} – среднее значение за все исследуемые дни в месяце. По оси абсцисс отложено местное время в часах (LT).

Было получено, что суточная динамика напряженность электрического поля в весенний период (март - мая) имеет максимум в утренние часы (4÷9 часов по местному времени). Так же в весенний период наблюдается вторичный максимум в вечернее время. В летний период (с июня по август) максимум в вечерние часы более сглажен, чем весной, и проявляется с 20 до 22 часов LT. Главный максимум проявляется в утренние и полуденные часы.

В осенние месяцы (сентябрь - ноябрь) в суточном ходе наблюдается смещение главного максимуму с утренних часов к вечернему времени. В сентябре главный максимум наблюдается около 6 утра, в октябре – 14 дня. В ноябре главный максимум в суточном ходе наблюдается в 18÷22 часа, подобная картина сохраняется и в зимние месяцы. В этот период суточный ход наиболее близок по временной динамике к UT-вариации [1-3].

В работе [3] приведены сезонные изменения суточного хода в Павловске (Санкт-Петербурге). Появление вторичного максимума и минимума авторы связывают с приземным слоем и изменением проводимости в нем [1-3].

В результате проведенных исследований была получена сезонная динамика суточного хода напряженности электрического поля атмосферы в городе Томске за период с марта 2012 года по февраль 2013 года. С ноября 2012 по февраль 2013 гг. суточных ход носит простой характер с минимумом в утренние часы и максимумом в вечернее время. В весенние, летние и осенние месяцы суточная динамика напряженности поля имеет более сложный характер, что не противоречит литературным данным [3]. В летние месяца максимум напряженности поля в суточных ходах наблюдаются в утренние часы 4÷9 LT. Так же утренние максимумы преобладают в весенние месяцы и в сентябре. Возможной причиной может служить изменение проводимости и объемных зарядов в приземной атмосфере. В утренние часы приземная атмосфера наиболее чиста от загрязнений, вызванных антропогенными факторами и транспортной нагрузкой в городе. В зимний период максимум наблюдается в вечернее время (18÷22 LT). Можно сделать предположение, что в зимний сезон проявляется грозовая активность планетарного масштаба.

Литература

1. *Кашлева Л.В.* Атмосферное электричество. Учебное пособие. – СПб.: Изд. РГГМУ. 2008. С. 25-37.
2. *Чернева Н.В.* Влияние природных процессов на формирование локального электрического поля атмосферы. Дис. … канд. физ.-мат. наук. с. Паратунка Камчатского края. 2010. С. 27-32.
3. *Тверской П.Н.* Курс метеорологии (физика атмосферы). Атмосферное электричество. Под. Ред. Е.С. Селезневой. Л.: Гидрометеоиздат. 1962. С. 633-638.
4. *Вознесенская К.В., Соловьев А.В. и др.* Вариации напряженности электрического поля в условиях города Томска // Известия высших учебных заведений. Физика. Изд. ТГУ. 2013. Т. 56.№10/3. С. 18-20.
5. Расписание погоды. [Электронный ресурс]. http://rp5.ru (дата обращения 20.04.2015)

Особенности межгодовых вариаций индекса NDVI в мерзлотном регионе Восточной Сибири

Е.В. Варламова, В.С. Соловьев

Институт космофизических исследований и аэрономии им. Ю.Г. Шафера СО РАН

varlamova1@ikfia.sbras.ru, solovyev@ikfia.sbras.ru

Ключевые слова: вечная мерзлота, NDVI, ДЗЗ.

Аннотация: По данным дистанционного зондирования (Terra, Aqua, NOAA) и модели (GLDAS/NOAH) проведены исследования особенностей межгодовых вариаций индекса NDVI мерзлотного региона Восточной Сибири. Показаны результаты сопоставления NDVI, температуры приземного слоя воздуха и влажности почвы.

Введение. В условиях глобального потепления климата мониторинг изменений природной среды Арктики и прилегающих территорий является одной из наиболее актуальных задач экологии. Как важнейший компонент биосферы и источник ресурсов, растительный покров является чувствительным «индикатором» изменений в биосфере и климате. В мерзлотных регионах состояние растительности зависит от изменений климатических факторов и гидротермического режима мерзлотных почв. За последние 30 лет на северных широтах наблюдается тенденция роста вегетационного индекса NDVI [1-7]. В работе показаны результаты исследования изменений индекса NDVI растительности мерзлотного региона Восточной Сибири по данным спутниковых наблюдений.

Данные. Данные вегетационного индекса NDVI, значения температуры приземного слоя воздуха и влажности почвы (на глубинах 40-100 и 100-200 см) на период май-сентябрь 2000-2012 гг. взяты из открытого источника [http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/Giovanni]. Карта распределения лесных пожаров в центральной Якутии построена по данным спутникового мониторинга (NOAA), осуществляемого в ИКФИА СО РАН (г. Якутск).

Результаты и обсуждение. На рис. 1 приведены карта трендов NDVI растительного покрова в азиатской части России, построенная за период май-сентябрь 2000-2012 гг., а также границы зон с различной степенью содержания вечномерзлых грунтов, показанные различными цветами: желтая – граница зон сплошной мерзлоты, фиолетовая – прерывистой мерзлоты и голубая – островной мерзлоты. Согласно цветовой градации рис. 1 положительным значениям тренда NDVI соответствуют оттенки зеленого цвета, отрицательным – оттенки красного цвета. Из рисунка видно, что на всей территории сплошной многолетней мерзлоты наблюдается положительный тренд NDVI. Зона с наибольшими значениями (~ 6-11%) тренда NDVI располагается севернее Приленского плато. На самом плато наблюдаются положительные, но

малые (~ 2%) значения тренда NDVI. Зоны с отрицательными значениями трендов NDVI наблюдаются в области прерывистой и островной мерзлоты ниже 60 град. с.ш.

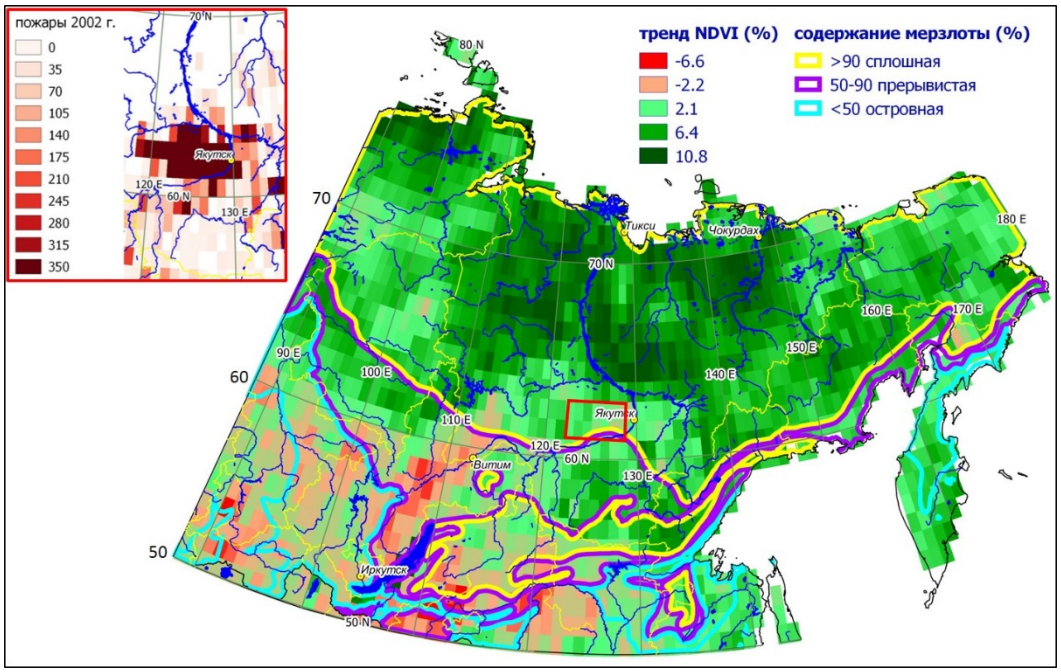


Рис. 1. Карта трендов NDVI растительного покрова в азиатской части России (май-сентябрь 2000-2012 гг.), лесных пожаров 2002 г., зон вечномерзлых грунтов.

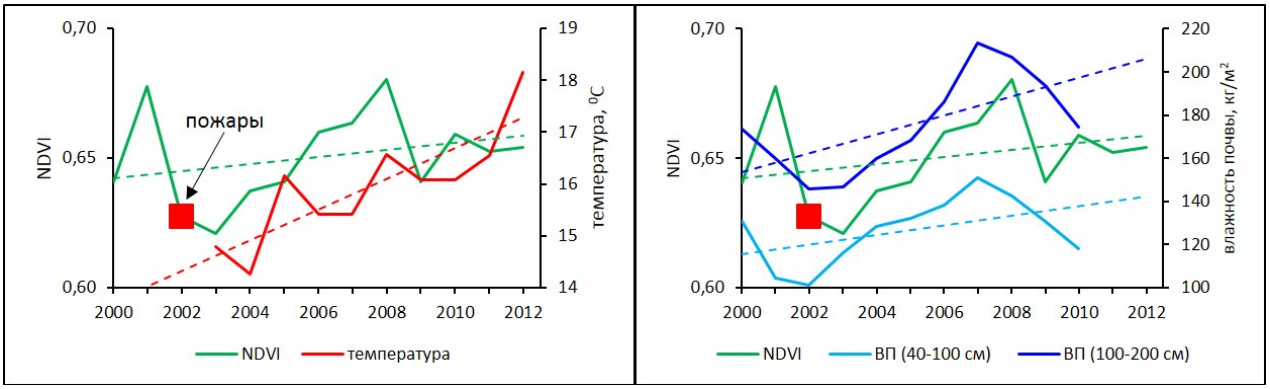
В центральной части Якутии красным прямоугольником отмечен исследуемый участок. В верхнем левом углу рис. 1 показана карта очагов лесных пожаров, которыми в 2002 г. был полностью охвачен исследуемый участок.

На рис. 2 показаны графики межгодовых вариаций NDVI, температуры воздуха и влажности почвы для исследуемого участка. График вариаций NDVI показан зеленым цветом, температуры приземного слоя воздуха – красным, влажность почвы (ВП) на глубине 40-100 см – голубым, на глубине 100-200 см – синим. Прерывистыми линиями того же цвета показаны их тренды. Пожароопасный 2002 год отмечен на графике красным маркером. Как следует из рис. 2, вариации NDVI, температуры и влажности почвы исследуемого участка имеют заметные межгодовые колебания. В 2002 г. наблюдается резкий спад NDVI, который очевидно был вызван крупномасштабными лесными пожарами. В последующие годы (2004-2008 гг.) наблюдается устойчивый рост NDVI. При этом влажность почвы на двух уровнях глубины также имеет непрерывный рост (до 2007 г.).

Одновременный рост NDVI и влажности почвы (рис. 2б) объясняется тем, что в условиях резко-континентального климата центральной Якутии, характеризующегося низким уровнем осадков (200-250 мм), влагообеспечение растительности в значительной мере происходит за

счет сезонной оттайки многолетнемерзлых грунтов. Очевидно резкое падение альбедо поверхности исследуемого участка вследствие лесных пожаров 2002 г. вызвало повышение температуры почвы в результате увеличившегося радиационного нагрева, что спровоцировало интенсивную оттайку нижележащих мерзлых грунтов, повышение влажности и, соответственно, рост NDVI. Это подтверждается результатами работы [8], где показано, что пожары 2002 г. в центральной Якутии вызвали повышение температуры грунта на 0,5-1^{0}C с увеличением мощности сезонно-талого слоя на 0,3-0,5 м.

С 2007 г. влажность почвы начинает снижаться, через год начинается спад NDVI. Предположительно с ростом NDVI в послепожарные годы начался рост альбедо исследуемого участка. В результате уменьшения потока достигающей почвы тепловой радиации эффективность оттайки упала, соответственно, снизилась влажность почвы, что, спустя год, привело к соответствующему снижению NDVI.



а) б)

Рис. 2. Графики NDVI, температуры приземного слоя воздуха и влажности почвы на глубине 40-100 и 100-200 см на исследуемом участке в центральной Якутии.

Выводы. В результате исследований межгодовых вариаций индекса растительности в мерзлотном регионе показано, что наиболее высокая тенденция роста индекса NDVI наблюдается в зоне сплошной многолетней мерзлоты, севернее Приленского плато. Отрицательные значения трендов NDVI наблюдаются в области прерывистой и островной мерзлоты ниже 60 град. с.ш. Возмущающий эффект крупномасштабных лесных пожаров в вариациях индекса NDVI и влажности почвы на глубине 40-200 см наблюдается в течение нескольких вегетационных сезонов (5-6 лет).

Литература:

1. N. Delbart, G. Picard, T. Le Toans, L. Kergoat, S. Quegan, I. Woodward, D. Dye, V. Fedotova. Spring phenology in boreal Eurasia over a nearly century time scale // Glob. Chang. Biol. 2008. V. 14. iss. 3. P. 603–614.

2. E. Pudas, M. Leppala, A. Tolvanen, J. Poikolainen, A. Venalainen, E. Kubin. Trends in phenology of Betula pubescens across the boreal zone in Finland // Int. J. Biometeorology. 2008. V. 52. iss. 4. P. 251–259.
3. J. Ronald Eastman, Florencia Sangermano, Elia A. Machado, John Rogan, Assaf Anyamba. Global Trends in Seasonality of Normalized Difference Vegetation Index (NDVI), 1982–2011 // Remote Sensing. 2013. V. 5. iss. 10. P. 4799-4818.
4. Варламова Е.В., Соловьев В.С. Исследование динамики индекса растительности арктической зоны Восточной Сибири по спутниковым данным // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т. 9. № 1. С. 65-70.
5. Варламова Е.В., Соловьев В.С. Мониторинг растительного покрова арктической зоны Восточной Сибири по спутниковым данным // Наука и образование. 2012. №2(66). С. 58-62.
6. Варламова Е.В., Соловьев В.С. Исследование вариаций индекса NDVI тундровой и таежной зон Восточной Сибири на примере территории Якутии // Оптика атмосферы и океана. 2014. Т. 27. № 10. С. 891–894.
7. Варламова Е.В., Соловьев В.С. Особенности сезонных вариаций индекса растительности NDVI в зоне вечной мерзлоты / Региональные проблемы дистанционного зондирования Земли: материалы международной науч. конф. / науч. ред. Е.А. Ваганов; отв. за вып. А.В. Машукова – Красноярск: Сиб. федер. ун-т, 2014. С. 52-56.
8. Федоров А.Н., Мачимура Т., Герасимов Е.Ю. и др. Влияние пожаров на мерзлотные ландшафты в Центральной Якутии // Наука и образование. 2008. №4. С. 64-67.

ИССЛЕДОВАНИЯ ТОЧНОСТИ СПУТНИКОВЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ВЛАЖНОСТИ ПОЧВЫ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ХАРАКТЕРИСТИК ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

И.А. Бородина, Л.И. Кижнер, Н.Н. Богословский, Д.С. Рудиков, С.И. Ерин

Национальный исследовательский Томский государственный университет

bia_5@mail.ru, kdm@mail.tsu.ru, bnn@math.tsu.ru, sergei.erin@mail.ru, dumkaonoff@gmail.com.

Ключевые слова: влажность поверхностного слоя почвы, спутниковые наблюдения, прямые наблюдения.

Аннотация. Работа посвящена оценке возможности использования данных спутниковых наблюдений для определения влажности почвы. Данные спутниковых наблюдений были сопоставлены с прямыми наблюдениями на станциях. Проведены расчеты коэффициента корреляции Пирсона, среднеквадратическая и относительная ошибки. Результаты сравнения прямых наблюдений влажности почвы и спутниковых данных измерений показали, что, что для 66,7 % станций коэффициенты корреляции превышали 0,5.

Последние десятилетия активно развиваются методы дистанционного зондирования земли. Создаются современные спутники и приборы, которые позволяют получать широкий спектр измерений характеристик атмосферы и подстилающей поверхности. Спутниковые наблюдения имеют существенные преимущества по сравнению с другими: одновременное покрытие наблюдениями большой территории, непрерывность, многообразие. За последние 10 лет было разработано несколько приборов и методов для оценки влагосодержания верхнего слоя почвы.

Влажность почвы оказывает значительное влияние на температуру и влажность нижнего слоя атмосферы, облачность, конденсацию водяного пара, влияет на теплообмен между поверхностью земли и атмосферой. Результаты спутниковых измерений влажности поверхностного слоя при усвоении этих измерений в численной модели прогноза погоды могут дать очень ценную информацию для улучшения прогноза погоды. Для использования спутниковых данных по влажности почвы в системах усвоения необходимо оценить их качество, путем сравнения с прямыми наземными измерениями, а также разработать систему контроля качества измерений.

В работе [1] были проведены исследования по оценке данных по влажности почвы, полученных со спутников Aqua (AMSR-E) и MetOp (ASCAT) для территории Европы и Австралии. Данные показали хорошее согласие с наблюдениями на станциях. Например, для Франции средний коэффициент корреляции 0,49, для территории центральной Италии коэффициент корреляции составил 0,80. К сожалению, на территории России не выполняются

регулярные измерения влажности почвы, поэтому проводилась оценка для двух сетей станций США.

Для оценки качества спутниковых измерений было проведено сравнение данных, полученных со скаттерометра ASCAT, установленного на борту спутника MetOp, с результатами измерений влажности почвы на наземных станциях США на глубине до 5 см. Эти спутники могут обеспечить полное покрытие земной поверхности [4]. Горизонтальное разрешение спутниковых данных измерений составляет 25 км. Одним из результатов измерений ASCAT является поверхностная влажность почвы в относительных единицах, однако на наземных станциях измеряется объемная характеристика влажности. Спутниковые данные были пересчитаны в объемные единицы с использование метода, описанного в [2].

Период исследования – март – ноябрь 2011 года. В рассмотрение были включены 48 станции сетей COSMOS (36 станций) и ARM (12 станций). Станции сети COSMOS распределены по всей территории США, а станции сети ARM занимают центральную часть страны (штаты Канзас и Оклахома).

Станции расположены в разных природных зонах, выделенных по типу растительности, согласно классификации IGBP. Для станций сети ARM преобладающим типом растительности является луг (Grassland). Для сети COSMOS наблюдается большее разнообразие типов поверхности, преобладают: луг (Grassland), вечнозеленые хвойные леса (Evergreen Needle Forrest), открытые с кустарниками (Open Shrubs), пахотные земли (Open Shrubs).

Точки спутниковых измерений были выбраны таким образом, чтобы расстояние между точкой измерения спутника и станцией было минимально. Следует отметить, что точки сравнения (станция и соответствующая спутниковая точка) все же находятся на некотором расстоянии друг от друга. Измерения влажности почвы на станциях производились через каждые 30 минут, спутниковые измерения – 2 раза в сутки. Наблюдения были соотнесены по времени.

Для оценки взаимосвязи между спутниковыми наблюдениями и измерениями на станциях были рассчитаны коэффициенты корреляции Пирсона, среднеквадратическая и относительная ошибки. Проведена оценка зависимости коэффициента корреляции от типа растительности, расстояния между станциями и соответствующими точками измерения спутника.

На рисунке 1 представлена диаграмма рассеяния. При расстоянии между точками сравнения более 4 км проявляется обратная зависимость. Однако явной зависимости между коэффициентом корреляции спутниковых и станционных измерений от расстояний между точками обнаружить не удалось.

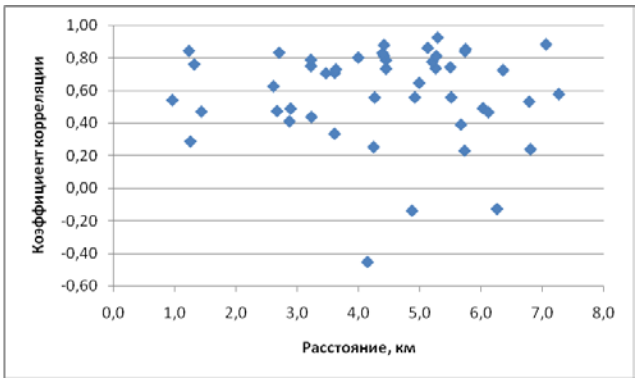


Рисунок 1 – диаграмма рассеивания коэффициента корреляции в зависимости от растояния между станциями и соответствующими точками измерения спутника

Проводимые ранее исследования для сети станций FLUXNET-AMERIFLUX показали, что связь между коэффициентом корреляции и типом подстилающей поверхности существует, однако были получены неоднозначные зависимости [3]. На рисунке 2 представлен коэффициент корреляции для различных типов подстилающей поверхности. Самая тесная зависимость выявлена для станций с типом растительности луг, пахотные земли, что хорошо согласуется с ранее проведенными исследованиями [4], в то время как станции, с типом растительности «открытые с кустарниками» имеют слабую и даже обратную зависимость.

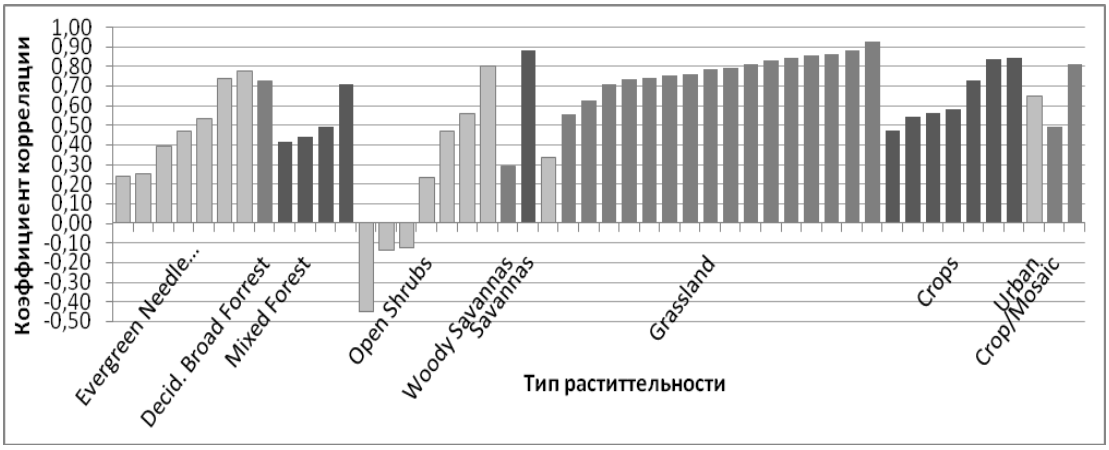


Рисунок 2 – Коэффициенты корреляции для станций с различным типом растительности

В целом по всем станциям прослеживается хорошая корреляция. Для 66,7 % станций коэффициенты корреляции превышали 0,5 (рисунок 3). Среднее значение коэффициента корреляции для сети COSMOS составляет 0,58, для сети ARM 0,75.

Дополнительно было проведено сравнение данных в зависимости от типа подстилающей поверхности, рельефа. Оценка выполнялась для станций с обратной, нулевой и высокой зависимостью. Оценка характера подстилающей поверхности производилась визуально с помощью Google Maps. Анализ показал, что теснота связи зависит от степени однородности подстилающей поверхности в точках сравнения (станции и соответствующей точке измерения спутника). Точки сравнения с хорошей зависимостью располагаются на равнинных территориях, имеющих однородную подстилающую поверхность.

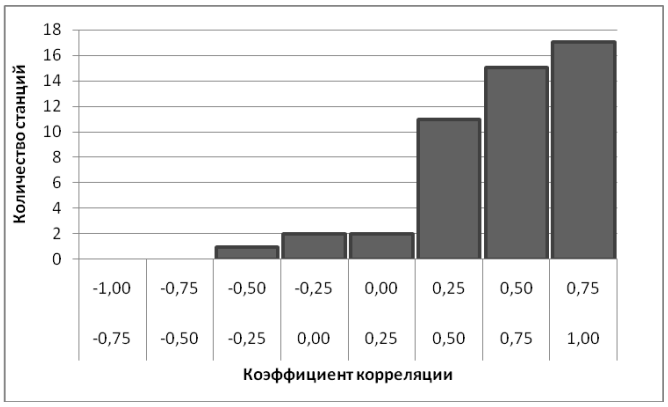


Рисунок 3 – гистограмма распределения числа станций в зависимости от тесноты связи со спутниковыми данными

Точки сравнения с обратной зависимостью имеют неоднородную подстилающую поверхность, различия могут быть в рельефе, растительном покрове. Располагаются в горных, предгорных и пустынных районах.

Как показали результаты исследования, спутниковые данные измерений стоит усваивать только на равнинных территориях. На территориях с большим перепадом высот и низкой и средней влажностью почвы требуются дополнительные исследования для уменьшения ошибки спутниковых данных измерений.

Результаты были получены в рамках выполнения государственного задания Минобрнауки России (№ 5.628.2014/K).

Литература

1. L. Brocca et al. Soil moisture estimation through ASCAT and AMSR-E sensors: An intercomparison and validation study across Europe // Remote Sensing of Environment 2011. Vol. 115. P. 3390–3408.
2. Wagner W. The ASCAT Soil Moisture Product: A Review of its Specifications, Validation Results, and Emerging Applications // Meteorologische Zeitschrift. February 2013. Vol. 22, № 1. P. 5–33
3. Бородина И. А., Кижнер Л. И., Богословский Н. Н. , Ерин С. И. , Рудиков Д.С. Сравнение спутниковых данных измерений влажности почвы ASCAT с прямыми измерениями // Вестн. Том. гос. ун-та. 2014. № 380. С. 181–184.
4. N.N. Bogoslovsky, S.I. Erin, I. Borodina, L.I. Kizhner. Comparison of ASCAT satellite soil moisture measurements data with in-situ measurements / 20th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics // Proc. of SPIE Vol. 9292, 92924M 2014.

ФИЛЬТРАЦИЯ И УСВОЕНИЕ СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ВЛАЖНОСТИ ПОЧВЫ

Н.Н. Богословский, С.И. Ерин, И.А. Бородина, Л.И. Кижнер

Национальный исследовательский Томский государственный университет

bnn@math.tsu.ru, sergei.erin@mail.ru, bia_5@mail.ru, kdm@mail.tsu.ru

Ключевые слова: усвоение данных, влажность поверхностного слоя почвы, спутниковые наблюдения

Аннотация. В работе рассматривается применение двух методов фильтрации данных. Данные методы применяются для фильтрации спутниковых данных измерения влажности почвы. Сравнение с прямыми данными измерения влажности почвы показало улучшение качества данных, после применения фильтров. В работе так же рассматриваются первые результаты усвоения спутниковых данных в глобальной модели численного прогноза погоды.

При прогнозировании приповерхностных полей и значений в пограничном слое атмосферы важно учитывать характеристики подстилающей поверхности. Точность задания влажность почвы играет важную роль в формировании поверхностных потоков явного и скрытого тепла. В европейском центре среднесрочных прогнозов в 1996 году наглядно показали, что ошибки в задании влажности почвы оказывают значительное влияние на качество краткосрочного и среднесрочного численного прогноза погоды и даже оказывает влияние на сезонные прогнозы. Однако оперативных и регулярных измерений влажности почвы на метеорологических станциях не производится. Поэтому актуальной является задача оценки влагосодержания почвы с привлечением других наблюдений и изучение возможности усваивать эти данные в численных моделях прогнозы погоды.

Космические средства дистанционного зондирования Земли в настоящее время получили очень широкое применение во всем мире, выросло разнообразие аппаратов и общее их количество. В последнее время было разработано несколько новых космических систем дистанционного зондирования, работающие на сверхвысоких частотах, которые позволяют получить распределения поверхностной влажности почвы, например, ASCAT [1] и SMOS [2]. Использование этих данных дистанционного спутникового зондирования является очень привлекательным и перспективным, так как они обеспечивают глобальное покрытие данными измерений и обладают хорошим горизонтальным разрешением сопоставимым с горизонтальным разрешением модели численного прогноза погоды ПЛАВ[3].

Для тестирования системы усвоения и проведения исследований были использованы измерения ASCAT – это измерения которые производятся с использованием улучшенного скаттерометра (Advanced Scatterometer) установленного на спутнике MetOp. Прибор ASCAT позволяет получить измерения с разрешением приблизительно равным 25 км. Одним из

продуктов, получаемых по измерениям данного прибора, является влажность поверхностного слоя почвы, которая отражает степень насыщения самого верхнего слоя почвы (слой не более 5 см) и задается в процентах, от 0 (сухая почва) до 100 (влажная почва).

Для усвоения данных спутниковые данных необходимо проводить пересчет из относительных единиц в объемную влажность, так как в модели используются объемные характеристики. Метод пересчета описан в работах [4,5]. Исследования, представленные в работе [4] показали, что спутниковые данные обладаю большой осцилляцией, поэтому требуется проводить дополнительную фильтрацию данных.

В качестве фильтров были выбраны экспоненциальный фильтр, описанный в работе [5], и фильтр Калмана[6]. На рисунке 1 представлено сравнение спутниковых данных измерений с прямыми измерениями проведенными на станции Nephi (39,65˚ С.Ш., 111,86˚ В.Д.) Как видно из рисунка применение фильтров позволило уменьшить осцилляции исходных данных, при этом сохранив качественную картину изменения влажности почвы.

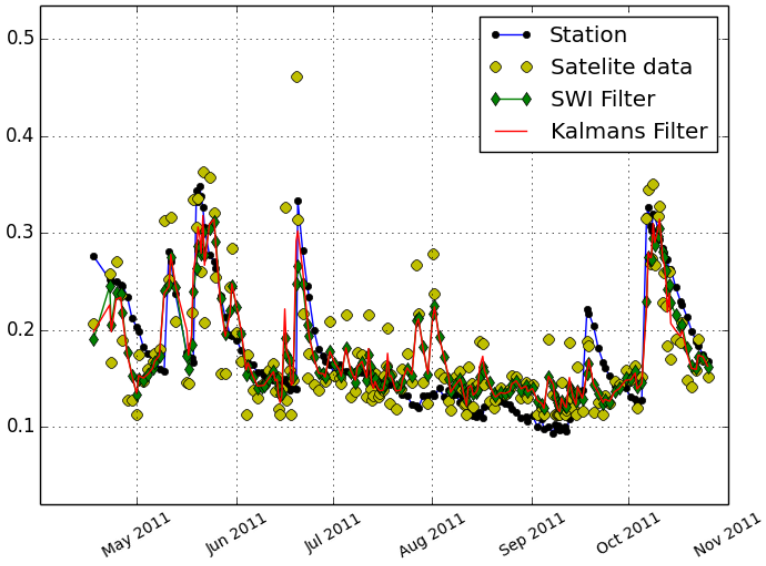


Рисунок 1 – сравнение спутниковых данных и данных влажности почвы по станции Nephi.

Для того, чтобы проверить целесообразность использования спутниковых данных измерений для инициализации почвенных переменных и оценить эффект от использования этих данных в системе усвоения, была использована упрощенная схема усвоения, основанная на оптимальной интерполяции. Усвоение для каждой точки расчетной сетки производиться не зависимо от других.

Пусть ошибки наблюдений и ошибки поля первого приближения не коррелируют между собой. Тогда можно записать следующие уравнение для нахождения поля анализа влагосодержания поверхностного слоя почвы:

$$\theta_a = \theta_b + K(\theta_{scat} - \theta_b) \quad (1)$$

где θ_a – искомое влагосодержание поверхностного слоя почвы, которое будет использоваться в качестве начального условия в модели; θ_{scat} – влагосодержание поверхностного слоя почвы по данным спутниковых измерений в точке наиболее близкой к точке сетки, в которой проводится расчет; θ_b – значение первого приближения для влагосодержания поверхностного слоя почвы в точке сетки, в которой производится расчет (как правило, в качестве первого приближения, берется прогноз по модели на срок 6 часов, которые был сделан 6 часов назад); K – константа, которая не зависит от пространства и времени.

Использую уравнение 1, приведём окончательное выражение для расчета поля анализа влагосодержания слоя почвы.

$$\theta_{a,l} = \begin{cases} \theta_{b,1} + 0.5 * F_1 * F_2(\theta_{scat} - \theta_b), & l = 1 \\ \theta_{b,2} & , l = 2 \end{cases}$$

где l принимает значение 1 или 2 для поверхностного и глубинного слоя почвы соответственно; F_1 – функция принимающие значение равное 0 если в точке расчета имеется снежный покров и 1 если отсутствует; F_2 – функция принимающая значение 0 если температура поверхностного слоя почвы ниже 275.15К и 1 если выше 275.15К.

Для проверки эффективности и точности задания начальных значений влагосодержания поверхностного и глубинного слоя почвы проводилось сравнение с реальными данными измерений влагосодержания на наземных научных станциях сети AmeriFlux. Для этого проводилось усвоение спутниковых данных измерений для июня 2012 года. Усвоение проводилось каждые 6 часов. Для выбранных станций проводились сравнения станционных данных и значение влагосодержания поверхностного и глубинного слоя почвы полей объективного анализа. На рисунке 2 приведено сравнение влагосодержания для июля 2012 года по станции Willow Creek (45.80 ˚ С.Ш., 90.07 ˚ В.Д.). Красный график данные со станции, синим цветом данные влагосодержания поверхностного слоя почвы без усвоения спутниковых данных. Зеленым влагосодержание при усвоении спутниковых данных измерений. Как видно из графика усвоение спутниковых данных позволило уменьшить ошибку инициализации влагосодержания поверхностного слоя почвы. Среднее отклонение для станции Willow Creek уменьшилось на 0,1 м3/м3, а среднеквадратичная ошибка уменьшилась на 0,013 м3/м3.

Аналогичные сравнения были проведены для еще 6 станций (GLEES, OR - Metolius-intermediate aged ponderosa pine, WA - Wind River Crane Site, WI - Park Falls/WLEF, Freeman_Ranch_Woodland, AZ - Santa Rita Mesquite). В среднем уменьшение средней ошибки составило 0,07 м3/м3, а уменьшение среднеквадратичной ошибки составило 0,01 м3/м3. Так как усвоение спутниковых данных проводиться только для верхнего слоя почвы, то влияние на влагосодержание глубинного слоя почвы незначительное.

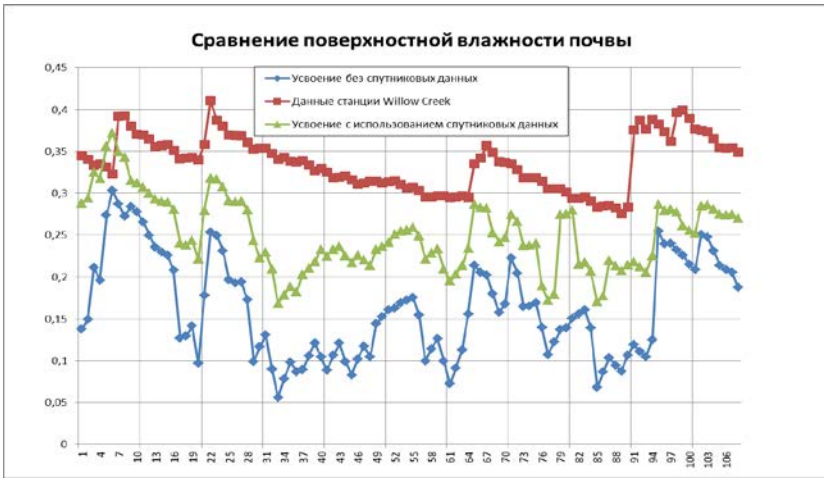


Рисунок 2 – сравнение влагосодержания поверхностного слоя почвы.

Первые результаты показали, что спутниковые данные позволяют уменьшить ошибку задания начальных значений влагосодержания поверхностного слоя почвы, а следовательно можно ожидать повышения точности прогноза приземных метеопараметров.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Президента РФ МК-6896.2015.5.

Литература

1. Bartalis Z., Wagner W., Naeimi V., Hasenauer S., Scipal K., Bonekamp H., Figa J. and Anderson C. Initial soil moisture retrievals from the METOP-A Advanced Scatterometer (ASCAT) // Geophysical Research Letters. 2007 34 doi:10.1029/2007GL031088.
2. Mecklenburg S, Kerr Y, Font J and Hahne A. The Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) Mission - An overview // Geophysical Research Abstracts. Vol. 10, 2008.
3. Толстых М.А., Богословский Н.Н., Шляева А.В., Мизяк В.Г.Оперативная технология расчета глобальных прогнозов с помощью полулагранжевой модели атмосферы ПЛАВ // Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации.2011. С. 145-154.
4. Scipal K., Drusch M. and Wagner W. Assimilation of a ERS scatterometer derived soil moisture index in the ECMWF numerical weather prediction system // Advances in water resources. 2008. 31 (8). P. 1101–1112.
5. Бородина И.А., Кижнер Л.И., Богословский Н.Н., Ерин С.И., Рудиков Д.С. Сравнение спутниковых данных измерений влажности почвы ASCAT с прямыми измерениями // Вестн. Том. гос. ун-та. 2014. № 380. С. 181–184.
6. Wagner W. The ASCAT Soil Moisture Product: A Review of its Specifications, Validation Results, and Emerging Applications // Meteorologische Zeitschrift. February 2013. Vol. 22, № 1. 5–33 p
7. Синицын И.Н. Фильтры Калмана и Пугачева // М.: Университетская книга, Логос, 2006. 640 с.

КЛАССИФИКАЦИЯ МНОГОЯРУСНОЙ ОБЛАЧНОСТИ ПО ДАННЫМ MODIS С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ТЕХНОЛОГИИ НЕЙРОННЫХ СЕТЕЙ И МЕТОДОВ НЕЧЕТКОЙ ЛОГИКИ

[1,2]В.Г. Астафуров, [1]А.В. Скороходов

[1]Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск

[2]Томский государственный университет систем управления и радиоэлектроники, г. Томск

E-mail: astafurov@iao.ru, vazime@yandex.ru

Предложен метод автоматической послойной классификации многоярусной облачности на основе информации о текстуре спутниковых снимков MODIS с использованием технологии искусственных нейронных сетей и методов нечеткой логики. Рассматриваются четыре метода статистического подхода к описанию текстуры изображений облачности. Представлена архитектура используемой нечеткой нейронной сети, построенной с учетом информативности текстурных признаков. Обсуждаются результаты классификации многоярусной облачности и их достоверность по фрагментам снимков территории Томской области, полученных в период с 2008 по 2013 г.

Ключевые слова: нейронная сеть, нечеткость, облачность, текстура, ярус.

Данные дистанционного зондирования Земли из космоса являются основным источником информации о глобальном поле облачности. На основе тематических продуктов спутниковой съемки уже восстанавливаются такие параметры облаков, как температура и высота их верхней границы, фазовый состав, водность, эффективный радиус частиц и ряд других (http://modis.gsfc.nasa.gov). Однако при решении различных задач климатологии и метеорологии необходимыми являются также данные о структуре облачного поля [1]. В настоящее время такую информацию можно получить на основе результатов наблюдений сети наземных и судовых метеостанций, расположенных по всему миру, либо путем использования методов автоматической классификации облачности по спутниковым снимкам. В первом случае результаты классификации во многом зависят от опыта и знаний специалиста, поскольку решение о типе наблюдаемой облачности принимается на основе его морфологического описания, приведенного в Атласе облаков. Во втором случае методы автоматической классификации облаков позволяют эффективно разделять однослойную облачность только на 8 – 10 разновидностей из 27 возможных [2]. При этом сетью метеостанций могут классифицироваться облака сразу нескольких ярусов при наличии полупрозрачной облачности, разрывов между облаками и ряда других условий. Существенным недостатком методов автоматической классификации облачности по спутниковым данным является их низкая эффективность при наличии на снимках полупрозрачных облаков верхнего и среднего ярусов, искажающих структуру нижележащей облачности. Таким образом, возникает неопределенность, к какой разновидности облаков относить исследуемый фрагмент

изображения. При наличии таких неопределенностей эффективным решением подобных задач является использование методов нечеткой логики [3]. Так в [4] методы нечеткой логики были успешно апробированы для обнаружения участков изображений на спутниковых снимках AVHRR, принадлежащих многоярусной облачности. При этом оценка вероятности правильного обнаружения варьировалась от 0.64 до 0.81. В известных нам работах вопросы автоматической классификации многоярусной облачности не рассмотрены.

В докладе представлен метод автоматической идентификации многоярусной облачности и определения ее структуры с использованием информации о текстуре спутниковых снимков MODIS и применением технологии искусственных нейронных сетей и методов нечеткой логики. Облачность классифицируются на следующие 25 разновидностей в зависимости от яруса: **нижний** – кучевые плоские (*Cu hum*), средние и мощные (*Cu med/cong*), кучево-дождевые лысые (*Cb calv*), волосатые (*Cb cap*), слоисто-кучевые кучевообразные (*Sc cuf*), волнистообразные (*Sc und*), слоистые (*St*), разорванно-дождевые (*St frnb*), кучевые и слоисто-кучевые, наблюдаемые одновременно (*Cu & Sc*); **средний** – высокослоистые (*As*), слоисто-дождевые (*Ns*), высококучевые просвечивающие (один слой) (*Ac trans*), неоднородные и чечевицеобразные (*Ac inh/lent*), образовавшиеся из кучевых и кучево-дождевых (*Ac cug/vir*), непросвечивающие (один слой) (*Ac op*), башенковидные и хлопьевидные (*Ac cast/floc*); **верхний** – перистые когтевидные (*Ci unc*), хлопьевидные (*Ci floc*), образовавшиеся из наковален кучево-дождевых облаков (*Ci ing*), перепутанные и хребтовидные (*Ci int/vert*), перисто-слоистые (распространяются по небу и уплотняются) (*Cs_5*), (высота сплошной пелены над горизонтом > 45°) (*Cs_6*), (10 баллов) (*Cs_7*), (не распространяются по небу) (*Cs_8*), перисто-кучевые (*Cc*). Четыре разновидности перисто-слоистых облаков в соответствии с метеорологическим стандартом не имеют названий и просто кодируются цифрами.

Для описания текстуры изображений облачности на спутниковых снимках MODIS с разрешением 250 м применяются четыре метода статистического подхода: Gray-Level Co-occurrence Matrix [5], Gray-Level Difference Vector [6], Sum And Difference Histogram [7] и One-Dimensional Signal Histogram [8]. Поиск набора информативных текстурных признаков и подбор топологии используемого в работе гибридного классификатора осуществлялся на основе методики Add, основная суть которой заключается в последовательном переборе характеристик текстуры с определением наиболее информативной из них на каждом шаге [9]. Общее число рассматриваемых в работе текстурных признаков составило 132.

В докладе приводится описание используемого гибридного классификатора, основанного на применении искусственной нейронной сети и методов нечеткой логики, и алгоритма его обучения. Нейронная сеть представляет собой трехслойную структуру, первый слой которой

состоит из наборов нейронов-термов (функций принадлежности) для каждого из 25 разновидностей облачности. Для каждого типа облаков количество функций принадлежности равно числу информативных текстурных признаков и равно 8. Второй слой включает нейроны-антецеденты (предпосылки условий), реализующих произвольную треугольную норму, моделирующую логическую операцию «И». Третий слой состоит из 25 нейронов-консеквентов (постусловий), реализующих произвольную треугольную конорму, моделирующую логическую операцию «ИЛИ». При этом был реализован интерпретатор результатов классификации, позволяющий определять тип облачности в каждом из трех ярусов одновременно. На вход сети предъявляются значения информативных текстурных признаков классифицируемого образца. Выходом сети является трехкомпонентный вектор, каждый элемент которого определяет номер разновидности облачности в соответствующем ярусе.

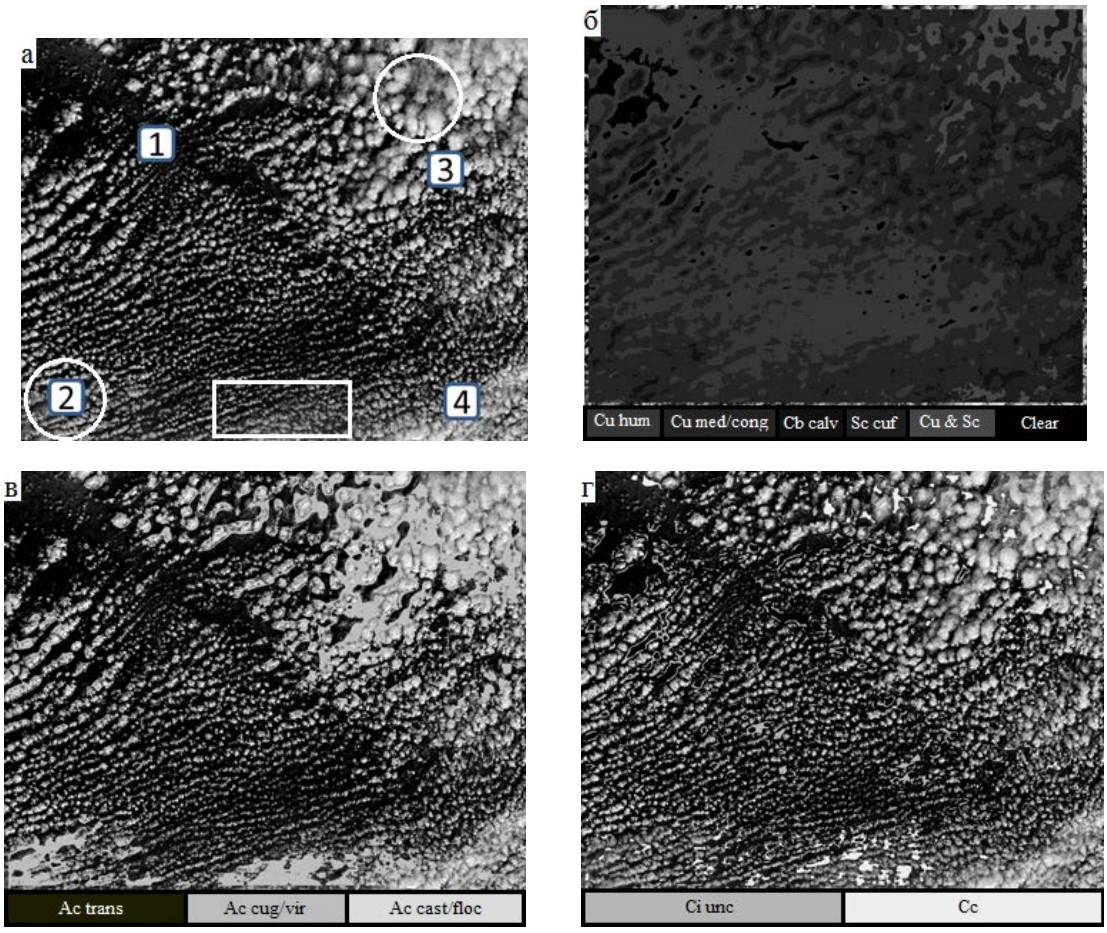


Рисунок 1. Результаты классификации облачности нижнего (б), среднего (в) и верхнего (г) ярусов на фрагменте снимка территории Томской области (а)

На рис. 1а показан фрагмент снимка Томской области от 03.05.2008 г. Цифровыми метками обозначены местоположения метеостанций: 1 – Колпашево, 2 – Бакчар, 3 – Первомайское и 4 – Томск. Белой окружностью на рис. 1а выделена двухъярусная облачность, а

белым прямоугольником – трехъярусная. Результаты классификации облачности в каждом из трех ярусов показаны на рис. 1б, рис. 1в и рис 1г.

Для настройки гибридного классификатора были сформированы обучающая и тестовая выборки путем сопоставления архивных данных метеостанций со спутниковой съемкой MODIS различных регионов планеты. При этом отбирались снимки, в момент съемки которых на метеостанциях фиксировались только однослойная облачность или облака вертикального развития. Объем обучающей выборки составлял 2800 образцов, а тестовой – 1350. Использование методики Add позволило не только сформировать систему информативных текстурных признаков, но и подобрать структуру классификатора с учетом результатов классификации тестовой выборки. Оценка вероятности правильной классификации тестовой выборки (однослойная облачность) составила 0.7. Для оценки эффективности классификации многослойной облачности было отобрано 152 снимка территории Томской области, сделанных в период с 2008 по 2013 г., когда на метеостанциях фиксировалась двух- или трехъярусная облачность. При этом оценка вероятности правильной классификации многоярусной облачности составила 0.83.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 14-07-31018 мол_а.

Список литературы

1. *Астафуров В.Г., Евсюткин Т.В., Курьянович К.В., Скороходов А.В.* Статистическая модель текстуры изображений различных типов облачности по данным MODIS // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. Т. 10. № 4. С. 188–197.

2. Код для оперативной передачи данных приземных гидрометеорологических наблюдений с сети станций Госкомгидромета СССР, расположенных на суше (включая береговые станции) КН-01, национальный вариант международного кода FM-12-IX SYNOP. Л.: Гидрометеоиздат, 1989. 64 с.

3. *Вятченин Д.А.* Нечеткие методы автоматической классификации. Мн.: УП «Технопринт», 2004. 219 с.

4. *Baum B.A., Tovinkere V., Titlow J., Welch R.M.* Automated cloud classification of global AVHRR data using a fuzzy logic approach // J. Appl. Meteor. 1997. V. 36. P. 1519–1540.

5. *Haralick R.M., Shanmugam K, Dinstein I.* Textural features for image classification // IEEE Transactions on Systems, Man and Cybernetics. V. SMC–3. No. 6. P. 610-621.

6. *Weszka J.S., Dyer C.R., Rosenfeld A.* A comparative study of texture measures for terrain classification // IEEE Transaction on Systems, Man and Cybernetics. V. SMC–6. No. 4. P. 269–285.

7. *Unser M.* Sum and difference histograms for texture classification // IEEE Transaction on Systems, Pattern Analysis and Machine Intelligence. V. PAMI–8/ No. 1. P. 118–125.

8. *Колодникова Н.В.* Обзор текстурных признаков для задач распознавания образов // Доклады Томского государственного университета систем управления и радиоэлектроники. 2004. Т. 9. № 1. С. 113–124.

9. *Загоруйко Н.Г.* Прикладные методы анализа данных и знаний. Новосибирск: ИМ СО РАН, 1999. 270 с.

НЕЙРОСЕТЕВОЙ КЛАССИФИКАТОР ПОДТИПОВ ПЕРИСТОЙ ОБЛАЧНОСТИ ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ

В.Г. Астафуров[1,2], Т.В. Евсюткин[1]

[1]Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск

[2]Томский государственный университет систем управления и радиоэлектроники, г. Томск

astafurov@iao.ru, oomphi.iao@gmail.com

Рассматривается алгоритм автоматической классификации подтипов перистой облачности по текстуре изображений на спутниковых снимках MODIS с применением нейросетевых технологий на основе модели нечеткого вывода. Приводится структура нейросетевого классификатора, для обучения которого используется генетический алгоритм с различными способами инициализации функций принадлежности. Рассматривается метод кусочной аппроксимации классификационных функций текстурных признаков для инициализации структуры антецедентов нейронной сети. Обсуждаются результаты распознавания перистых облаков и их эффективность для различных регионов планеты на основе тестовой выборки. Усредненная по подтипам оценка вероятности правильной классификации составляет 0.6. Приводятся полученные тематические карты фрагментов спутниковых снимков, показывающие неоднородность полей перистой облачности, а также результаты их интерпретации.

Ключевые слова: классификация, нейронная сеть, текстурные признаки, перистые облака.

Данные дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) из космоса в настоящее время используются для решения широкого круга задач в различных областях и являются основным источником информации о состоянии атмосферы и подстилающей поверхности в глобальном масштабе. Наиболее достоверные и полные результаты разделения облаков по типам получены при использовании текстурной информации изображений и технологии нейронных сетей (НС) [1, 2]. Однако вопросы о классификации перистой облачности по подтипам согласно метеорологическому стандарту в известных нам работах не рассмотрены.

Поиск характерных изображений перистых облаков осуществлялся на основе методики сопоставления архивных данных сети наземных метеостанций со спутниковой съемкой спектрорадиометра MODIS [3]. В работе использовались результаты измерений первого спектрального канала (0.62 – 0.67 мкм) MODIS с пространственным разрешением 250 м, полученные над более чем 12 метеостанциями, расположенными в разных регионах. При этом были отобраны снимки, сделанные за период 2005-2013 гг. при зенитном угле Солнца, не превышающем 65°, при отсутствии снежного покрова, когда метеостанциях фиксировался один из четырех подтипов перистой облачности согласно стандарту: когтевидные (*Ci unc)*, хребтовидные и перепутанные (*Ci vert & Ci int)*, образовавшиеся из наковален кучево-дождевых облаков (*Ci ing)* или хлопьевидные (*Ci floc)*. Общее количество фрагментов изображений тестовой выборки составило

$N_T = 850$, а в обучающей выборке — по 400 образцов для каждого подтипа перистой облачности.

Для анализа и описания текстур использовались следующие методы: Gray-Level Difference Vector [4], Gray-Level Co-occurrence Matrix [5], Sum and Difference Histograms [6] и спектральные характеристики [7]. В работе используется методика поиска ключевых характеристик подтипов перистой облачности с помощью сравнительного анализа гистограмм их выборочных значений ТП (a Method of comparative Analysis of the Histograms of sample values of textural Features – MAHoF) [8], на основе которых формируются наборы информативных ТП для каждого подтипа.

В докладе рассматривается методика конструирования топологии архитектуры нечеткой НС, которая позволяет формализовать процедуру идентификации структуры антецедентов нечеткой системы, получая легко интерпретируемую и эффективную базу знаний. При этом в вычислительных экспериментах использовалось три способа инициализации функций принадлежности (ФП) – обобщение индикаторных функций:

1. Классический способ задания на всей области определения значений ТП [9];

2. Интерполяция кусочно-линейной функцией;

3. Метод кусочной аппроксимации аналитическими функциями, число которых и границы их интервалов выбирается на основе анализа значений интервальных оценок $\Delta_l = P_k(\Delta t_l) - P_i(\Delta t_l)$, где $P_k(\Delta t_l)$ и $P_i(\Delta t_l)$ – относительные частоты попадания ТП k-го и i-го класса в интервал l, $l = \overline{1, L}$, L – число интервалов разбиения гистограммы. На рис. 1 показана схема аппроксимации ФП на примере текстурного признака «Момент обратной разности (1, 45°)» для *Ci unc* (когтевидных) и *Ci floc* (хлопьевидных) подтипов перистой облачности. Уточнение границ областей определения кусочной ФП происходит во время адаптации НС.

Топология нечеткой НС основывается на структуре Питтсбургского классификатора, который был создан для обеспечения возможности периодического обучения с целью повышения точности вывода [10]. Сформированная коллекция наборов информативных ТП используется в качестве входных векторов классовых подсетей. Численный метод инициализации ФП классификационных характеристик путем их кусочной аппроксимацией позволяет построить эффективную базу знаний нечеткой системы на основе коллекции ключевых ТП распознаваемых классов. При этом число нейронов-фаззификаторов переменной, нейронов-антецедентов и нейронов-консеквентов равно числу рассматриваемых подтипов перистой облачности. Для адаптации параметров ФП нечеткой НС применялся генетический алгоритм обучения.

x	[0,0;0,1]	[0,1;0,2]	[0,2;0,3]	[0,3;0,4]	[0,4;0,5]	[0,5;0,6]	[0,6;0,7]	[0,7;0,8]	[0,8;0,9]	[0,9;1,0]
P_l	P_1	P_2	P_3	P_4	P_5	P_6	P_7	P_8	P_9	P_{10}
Ci unc	0	0	9,8	2,3	5	35,3	9,5	18,3	19,3	0,75
Ci floc	0,3	0	1,8	0,8	3,3	14	28	37,5	14,5	0
Δ_l	Δ_1	Δ_2	Δ_3	Δ_4	Δ_5	Δ_6	Δ_7	Δ_8	Δ_9	Δ_{10}
Ci unc	-0,3	0	8	1,5	1,7	21,3	-18,5	-19,2	4,8	0,75
Ci floc	0,3	0	-8	-1,5	-1,7	-21,3	18,5	19,2	-4,8	-0,75

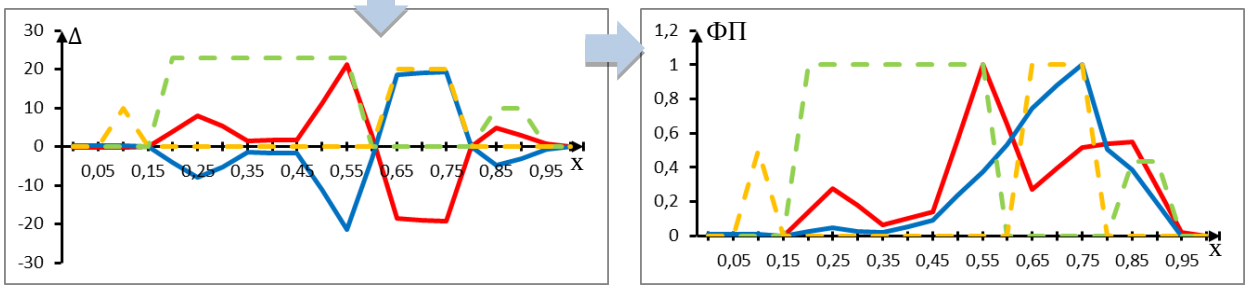


Рисунок 1. Пример аппроксимации ФП текстурного признака треугольными и трапециевидными функциями с инициализацией границ определения в середине интервала разбиения

Оценка достоверность результатов классификации (ОДРК) имеет вид:

$$E_i = \frac{N_R^{(i)}}{N_T^{(i)}},$$

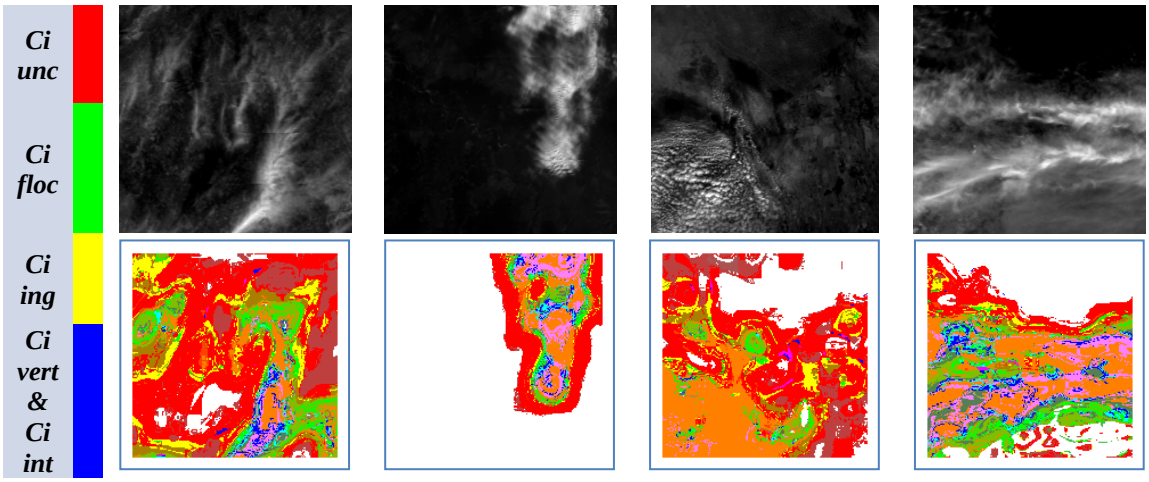
где $N_R^{(i)}$ – количество совпадений результатов классификации с данными метеостанции, $N_T^{(i)}$ – число тестовых образцов для i-го типа облачности при $i = \overline{1,4}$. Значения ОДРК, приведенные в табл. 1, свидетельствуют о преимуществе метода кусочной аппроксимации при инициализации ФП над классическим подходом. По результатам вычислительных экспериментов было установлено, что наилучшая классификация достигается при использовании упрощенной гауссовской функции. При этом усредненная по подтипам вероятность правильной классификации E_A нечеткой НС достигает 0,6.

Таблица 1. Результаты оценки достоверности результатов классификации

Метод инициализации ФП	**ОДРК**	**Тип облачности**			
		Ci unc	*Ci floc*	*Ci ing*	*Ci vert & Ci int*
Классический	E_i	0,8	0,4	0,19	0,35
	E_A	0,46			
Линейная интерполяция	E_i	0,64	0,37	0,36	0,63
	E_A	0,51			
Кусочная гауссовскими функциями	E_i	0,72	0,47	0,62	0,49
	E_A	0,58			

На рис. 2 представлены фрагменты спутниковых снимков MODIS размером 25×25 км, в центре которых расположены метеостанции, для Ci unc (а), Ci floc (б), Ci ing (в), Ci vert & Ci int (г), и результаты их классификации, по которым можно сделать вывод,

что предложенный нечеткий нейросетевой классификатор способен распознавать полупрозрачные поля в покрове перистой облачности.



а) б) в) г)

Рисунок 2. Фрагменты снимков MODIS над Исламабадом от 17.11.2005 (а), Первомайским от 20.08.2010 (б) Новотроицком от 01.11.2005 (в), Балхашем от 21.09.2010 (г), и результаты их классификации.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 14-07-31018 мол_а.

Список литературы

1. Bankert R.L., Mitrescu C., Miller S.W., Wade R.H. Comparison of GOES cloud classification algorithms employing explicit and implicit physics // J. Appl. Meteor. Climatol. 2009. V. 48. P. 1411–1421.

2. Астафуров В.Г., Скороходов А.В. Нейросетевой классификатор облачности по спутниковым данным // Информационные технологии. 2012. № 7. С. 32−37.

3. Астафуров В.Г., Скороходов А.В. Сегментация спутниковых снимков облачности по текстурным признакам на основе нейросетевых технологий // Исследование Земли из космоса. 2011. №6. С. 10−20.

4. *Weszka J.S., Dyer C.R., Rosenfeld A.* A comparative study of texture measures for terrain classification // IEEE Transaction on Systems, Man and Cybernetics. April 1976. V. SMC–6. N. 4. P. 269-285.

5. *Haralick R.M., Shanmugam K., Dinstein I.* Textural features for image classification // IEEE Transactions on Systems, Man and Cybernetics. November 1973. V. SMC–3. N. 6. P. 610-621.

6. *Unser M.* Sum and difference histograms for texture classification // IEEE Transaction on Systems, Pattern Analysis and Machine Intelligence. January 1986. V. PAMI–8. N. 1. P. 118-125.

7. *Baum B. A., Tovinkere V., Titlow J., Welch R.M.* Automated cloud classification of global AVHRR data using a fuzzy logic approach // J. Appl. Meteor. Climatol. 1997. V. 36. P. 1519-1540.

8. *Астафуров В.Г., Аксенов С.В., Евсюткин Т.В.* Классификация перистой облачности по данным MODIS с помощью нечеткой нейронной сети // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2014. Т. 11. № 4. С. 265–275.

9. *Круглов В.В., Дли М.И., Голунов Р.Ю.* Нечеткая логика и искусственные нейронные сети. М.: Физматлит, 2000. 224 с.

10. *Smith S.F.* A learning system based on genetic adaptive algorithms: Unpublished Ph. D. Dissertation. Pittsburgh, PA: Computer Science Department, University of Pittsburgh. 1980.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СПУТНИКОВОЙ ИНФОРМАЦИИ ДЛЯ АНАЛИЗА РАСПРОСТРАНЕНИЯ АЭРОЗОЛЬНЫХ ПРИМЕСЕЙ

А.А. Леженин[1], В.Ф. Рапута[1], Т.В. Ярославцева[2]

[1]Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирск

lezhenin@ommfao.sscc.ru , raputa@sscc.ru

[2]ФБУН Новосибирский институт гигиены Роспотребнадзора, Новосибирск

tani-ta@list.ru

Ключевые слова: загрязнение снежного покрова, спутниковые наблюдения, численное моделирование, атмосфера

Аннотация. С использованием данных спутникового зондирования загрязнения снежного покрова и метеорологических наблюдений изучены поля выпадения пыли от высотных труб Искитимского цементного завода. В периоды отсутствия снегопадов показана возможность анализа ореолов загрязнений, формирующихся в интервалы времени от нескольких дней до нескольких недель, в окрестностях промышленных предприятий.

Для описания процессов переноса атмосферных загрязнителей широко используются методы математического моделирования [1, 2]. При наличии необходимой входной информации применение этих методов значительных затруднений не представляет. В реальных условиях существует проблема неполноты данных. В этом случае моделирование процессов распространения примесей существенно усложняется и требует проведения дополнительных теоретических и экспериментальных исследований.

Информация, получаемая с искусственных спутников Земли, позволяет визуализировать загрязнения снежного покрова вокруг городов и крупных промышленных предприятий. Снежный покров на спутниковых снимках служит фоном, на котором наблюдается постепенное развитие загрязнения территорий, подверженных техногенному воздействию. Особенно это наглядно в интервалы времени, когда отсутствуют длительные выпадения снега, а также в период снеготаяния [3, 4].

В зимние периоды 2012/13 г. и 2013/14 г. были проведены исследования пылевого загрязнения снежного покрова в окрестностях Искитимского цементного завода [5]. Город Искитим находится в юго-восточной части Новосибирской области в 55 км от областного центра – города Новосибирска. Цементный завод расположен в северной части города. С севера и востока к промплощадке предприятия примыкает р. Бердь. Основными источниками выброса неорганической пыли в атмосферу являются две близко расположенные 80 метровые трубы с диаметрами 6 метров в верхней части.

На формирование полей длительного загрязнения территории в окрестностях промышленного предприятия оказывают влияние множество факторов. Определяющими

являются: высота и расположение источников примеси, характеристики газового и дисперсного состава выбросов, метеорологические условия, рельеф местности и др. Полное описание этих условий для целей численного моделирования процессов загрязнения, в большинстве случаев, проблематично и результаты расчетов зачастую носят сценарный характер. Поэтому необходимо привлечение различных видов мониторинга за состоянием загрязнения окружающей среды. Инструментальные исследования загрязнения атмосферного воздуха требуют значительных материальных затрат и их проведение, как правило, носит эпизодический характер. Более экономичными методами является использование природных планшетов: почвенный, растительный и снежный покровы, а также данных дистанционного зондирования Земли.

Спутниковые наблюдения позволяют рассмотреть пространственную картину поля выпадения пыли на снежный покров. На рис. 1 представлен снимок окрестностей Искитимского цементного завода с ИСЗ «Landsat-8» за 7 февраля 2014 г.

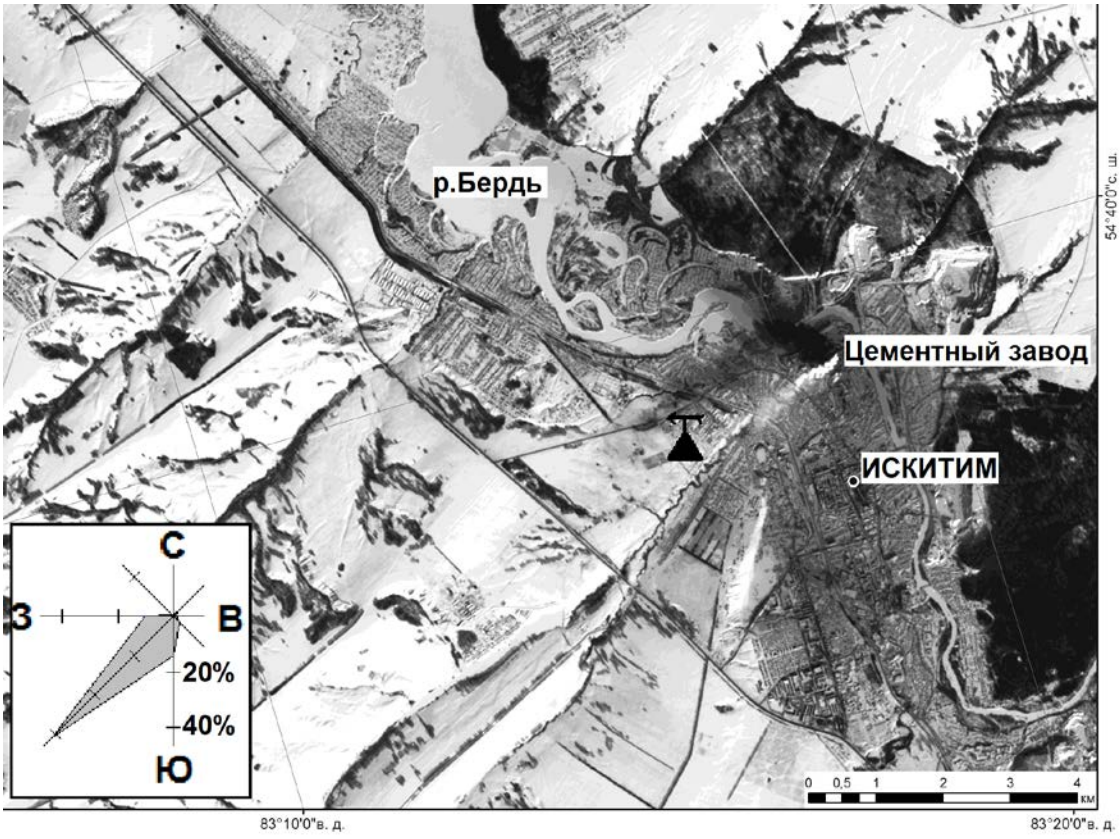


Рис. 1. Спутниковый снимок окрестностей Искитимского цементного завода от 7 февраля 2014 г. В левом нижнем углу - повторяемость направлений ветра в период с 30 января по 7 февраля 2014 г. - положение метеостанции г. Искитима

На снимке отчетливо прослеживается область загрязнения снежного покрова. Метеорологическая станция, расположенная на расстоянии около 3 км от промышленной площадки предприятия не фиксировала выпадение осадков в предшествующие 8 дней. Следовательно, шлейф загрязнения, видимый на космическом снимке, сформировался за интервал времени с 30 января по 7 февраля. На рис. 2 представлены данные метеостанции о повторяемости направлений и скоростей ветра именно за этот период времени, который характеризуется низкими температурами воздуха, штилевыми условиями (10 % случаев), слабыми ветрами и доминирующими (более 70% случаев) южными и юго-западными направлениями ветра.

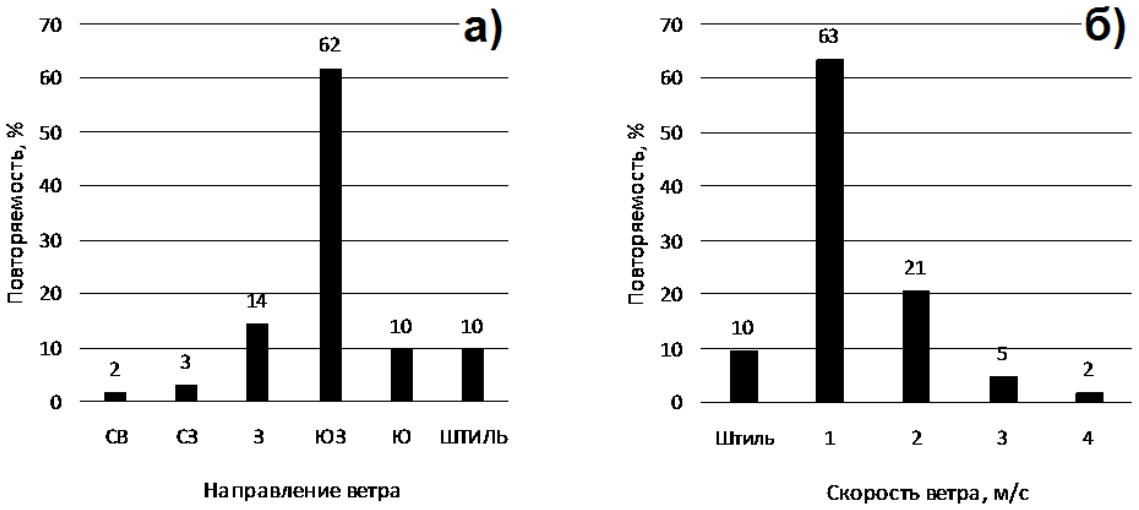


Рис. 2. Повторяемость направлений (а) и скоростей ветра (б) на метеорологической станции Искитим в период 30 января - 7 февраля 2014 г.

Исходя из данных метеорологических наблюдений, основное загрязнение прилегающей местности пылевыми выбросами следовало бы ожидать в северном и северо-восточном секторах от заводских труб. Спутниковые же наблюдения (рис. 1) показывают, что основные выпадения загрязняющих примесей произошли в северо-западном направлении от цементного завода, вдоль долины р. Бердь. Это можно объяснить орографическими особенностями местности, наличием возвышенных форм рельефа в правобережье р. Бердь и часто наблюдаемой устойчивой температурной стратификацией в нижней атмосфере.

Анализ данных мониторинга загрязнения снежного покрова за зимние периоды 2012-2014 гг., показал аналогичную картину [5]. Основной след загрязнения простирается в северо-западном направлении от заводских труб, хотя при этом также преобладали ветры юго-западного и южного направлений.

С использованием данных метеорологических наблюдений и спутниковых снимков загрязнения снежного покрова установлено существенное влияние рельефа местности на формирование полей выпадения пыли от высотных труб Искитимского цементного завода. Несмотря на преобладание юго-западных и южных ветров, измеренных на метеостанции г. Искитим, основной вынос загрязняющей примеси произошел в направлении на северо-запад, вдоль долины р. Бердь. Это означает, что в данном случае формальное использование данных с метеостанции в общепринятых методиках расчетах полей загрязнений, например ОНД-86 [6], приводит к ошибочным результатам.

При традиционном подходе последовательные спутниковые снимки в период снеготаяния позволяют выявить зоны загрязнений от промышленных предприятий за зимний сезон [3, 4]. Такой подход существенно ограничивает возможности использования космической информации, получаемой в течение всего зимнего периода. На наш взгляд, для максимального применения этой информации целесообразно привлекать данные о текущих метеорологических условиях. Тогда в периоды отсутствия снегопадов можно оценивать зоны промежуточного техногенного загрязнения. В частности, на территориях, находящихся под влиянием Сибирского антициклона, в зимнее время при отсутствии облачности, с помощью спутниковых снимков можно отслеживать ореолы загрязнений, формирующихся в периоды времени от нескольких дней до нескольких недель, в окрестностях промышленных предприятий.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований Президиума РАН, проект 4.9.

1. Атмосферная турбулентность и моделирование распространения примесей / Под ред. Ф.Т.М. Ньистада и Х. Ван Допа. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 351 с.

2. Алоян А.Е. Моделирование динамики и кинетики газовых примесей и аэрозолей в атмосфере. М.: Наука, 2008. 415 с.

3. Прокачева В.Г., Усачев В.Ф. Снежный покров как индикатор кумулятивного загрязнения в сфере влияния городов и дорог // Метеорология и гидрология. 2013. № 3. С. 94-106.

4. Прокачева В.Г., Усачев В.Ф. Сибирский федеральный округ России. Загрязнение земли по районам, городским поселениям и в речных водосборах. СПб.: ЛЕМА, 2010. 164 с.

5. Щербатов А.Ф., Рапута В.Ф., Турбинский В.В., Ярославцева Т.В. Оценка загрязнения атмосферного воздуха пылью по данным снегосъёмки на основе реконструкции полей выпадений // Анализ риска здоровью. 2014. № 2. С. 42-47.

6. Методика расчёта концентраций в атмосферном воздухе вредных веществ, содержащихся в выбросах предприятий. ОНД-86 / Под ред. М.Е. Берлянда, Н.К. Гасилиной, Е.Л. Гениховича и др. Л.: Гидрометеоиздат, 1987. 94 с.

ИССЛЕДОВАНИЕ ПЫЛЕВОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА ПО ДАННЫМ КОНТАКТНЫХ И СПУТНИКОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

В.Ф. Рапута, Т.В. Ярославцева

Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, raputa@sscc.ru

Новосибирский институт гигиены Роспотребнадзора, tani-ta@list.ru

Ключевые слова: загрязнение, снежный покров, модель, оценка, спутниковые наблюдения

Аннотация. Рассмотрены задачи восстановления полей загрязнения снежного покрова от пылящих точечных, линейных и площадных источников по данным наземных и спутниковых наблюдений. С использованием моделей реконструкции разработаны методы совместного анализа характерных изображений ореолов загрязнения снежного покрова в окрестностях источников пыли и данных контактных наблюдений. На основе численного анализа данных наземного мониторинга и спутниковыми снимками выявлены устойчивые количественные закономерности между полями выпадения пыли и интенсивностью изменения тонов серого цвета по радиальным относительно основных источников направлениям.

Закономерности распространения в атмосфере и выпадения на земную поверхность тяжёлых примесей представляют значительный интерес для решения многих практических задач и изучения турбулентных свойств атмосферы. Движение в атмосфере облака тяжёлых частиц определяется в основном двумя факторами: действием силы тяжести в сочетании с силами сопротивления со стороны воздуха и полем ветра. Следует также отметить, что по мере увеличения скорости осаждения частиц происходит убывание влияния турбулентного обмена.

1. Модель оценивания поля длительных выпадений пыли. При скоростях оседания порядка 0.5 - 1 м/с вполне пригодна для использования кинематическая схема выпадения частиц на поверхность земли. В этом случае движение частиц в поле ветра представляет собой падение с постоянной стоксовой скоростью и перенос примеси можно описать следующим уравнением

$$u\frac{\partial q}{\partial r} - w\frac{\partial q}{\partial z} = 0 \quad , \tag{1}$$

с граничным условием

$$q\big|_{r=0} = \psi(z) \equiv Q\,\delta(z-H) \quad , \tag{2}$$

где $q(r,z)$ - концентрация примеси в плоскости (r,z), u - средняя горизонтальная скорость ветра в направлении оси r, w - скорость оседания частиц по оси z, направленной вертикально вверх, Q, H - мощность и эффективная высота источника, δ - дельта функция Дирака.

Тогда с использованием (1), (2) и свойств дельта-функции плотность выпадений примеси в радиальном от источника направлении представляется в виде

$$\sigma(r,\vec{\theta}) = \theta_1 r^{-\theta_2} \exp\left(-\frac{\theta_3}{r}\right). \qquad (3)$$

Оценку неизвестного вектора параметров $\vec{\theta}$ в выражении (3) можно провести по данным наблюдений поверностной концентрации осадка методом наименьших квадратов.

2. Численный анализ загрязнения снежного покрова в окрестностях Новосибирского электродного завода по данным наземных и спутниковых наблюдений. На космических снимках отчетливо проявляется осаждение на снежный покров аэрозолей промышленного происхождения [1, 2]. На снимках участки загрязненного снега выглядят как темноватые пятна, причем почернение изображения непосредственно зависит от степени запыления и отражает атмосферную динамику процессов переноса пыли от источника, что создаёт возможности их взаимной количественной интерпретации.

***Экспериментальные исследования*.** Новосибирский электродный завод (НЭЗ) расположен в равнинной местности в 50 км южнее Новосибирска. Полиароматические углеводороды (ПАУ) составляют значительную часть выбросов завода в атмосферу. Выброс смолистых веществ, включающих бенз(а)пирен (БП) и другие ПАУ, формируется в основном в цехе обжига и осуществляется через две 180 метровые трубы.

Отбор проб снега в окрестностях НЭЗ проводился по двум радиальным относительно трубы маршрутам, направленным на север и северо-восток. Основные выпадения примесей в зимнее время происходят в северо-восточном секторе. Схема отбора снеговых проб представлена на рис. 1. Наличие двух маршрутов позволяет повысить контроль точности оценивания полей загрязнения снежного покрова. Предварительный анализ данных экспедиционных и химико-аналитических исследований показал, что концентрация БП в снеге, несмотря на значительную высоту трубы, с удалением от источника быстро уменьшается. Характер изменения концентрации БП с удалением от завода позволяет утверждать, что в данном случае вклад доли относительно мелких частиц, содержащих БП, в ближней зоне выпадений (до 3 км) относительно не велик.

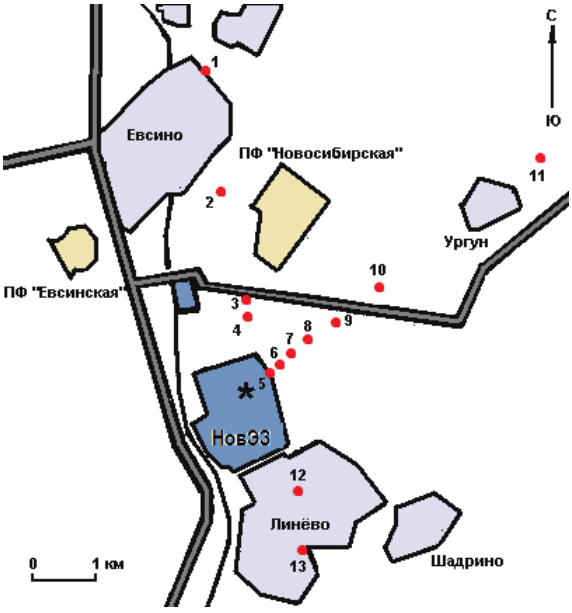


Рис. 1. Схема отбора снеговых проб в районе Новосибирского электродного завода. * - основной источник выброса бенз(а)пирена.

Таким образом, основные выпадения БП в зоне до 3 км от трубы связаны с крупными композитными частицами и обусловлены спецификой протекающих технологических процессов. К северу, в непосредственной близости от завода в соответствии с направлениями преобладающих в течение зимы ветров сформировалась область очень высоких концентраций. Для оценки трёх параметров в (3) необходимо использовать наблюдения не менее, чем в трёх точках по маршруту отбора снеговых проб. На рис. 2 приведены результаты восстановления поля концентрации БП по трём опорным точкам измерений в северо-восточном направлении от источника. Из анализа рис. 2 вытекает удовлетворительное согласие измеренных и вычисленных концентраций примеси в контрольных точках наблюдений. Максимум приземной концентрации достигается на расстоянии менее 1 км от трубы, что указывает на весьма высокие скорости оседания выбрасываемых частиц.

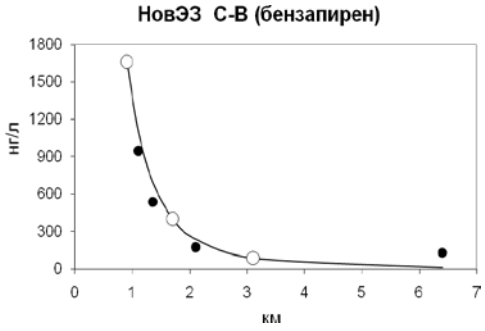
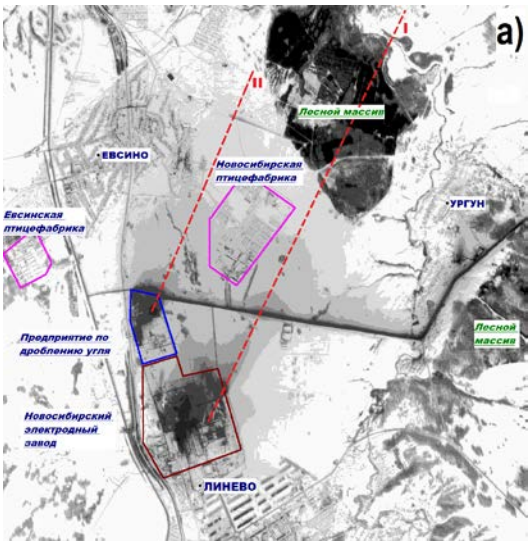


Рис. 2. Численно восстановленные концентрации бенз(а)пирена в снеге на северо-восточном маршруте пробоотбора. ○ - опорные точки, ● - контрольные точки наблюдений

<u>Оцифровка ореолов загрязнения</u>. В работе использовались снимки ИСЗ, полученные с сайта компании DigitalGlobe. В результате обработки снимков 2 марта 2011 г. и 31 марта 2009 г. были получены изображения окрестностей НЭЗ, на которых все цветовые градации были переведены в тона серого цвета. Это (дешифровка) позволило выделить ореол загрязнения от основных очагов (завода, угледробилки и технологической автотрассы) по направлениям.



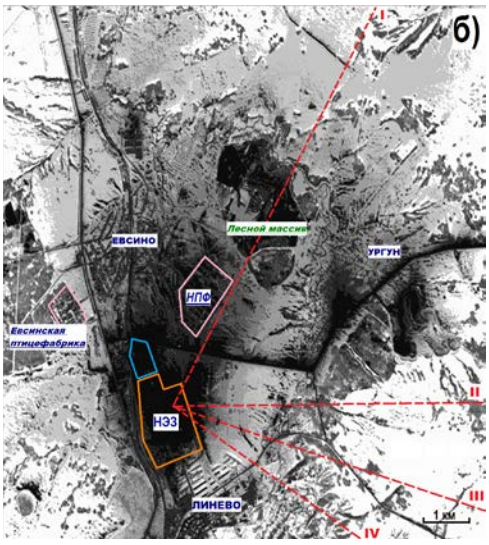


Рис. 3. Поля выпадений пыли в окрестностях Новосибирского электродного завода (НЭЗ), оцифрованные в тонах серого цвета по спутниковым снимкам от а) 2 марта 2011 г., б) 31 марта 2009 г. – – – – - сечения полей выпадений пыли по направлениям наибольшего выноса

Анализ данных наземных и спутниковых наблюдений.

На рис. 4 приведена функциональная связь для точечного и площадного источника. На рис. 5 представлена связь для случая регионального выноса слабооседающей примеси.

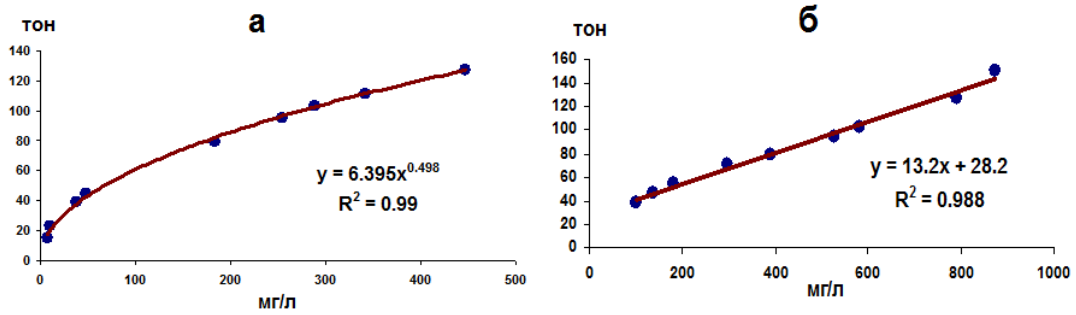


Рис. 4. Функциональная связь в северо-восточном направлении между интенсивностью изменения тонов серого цвета (снимок 2.03.2011г.) и полями выпадения пыли от высотных труб обжигового цеха НЭЗ (а) и от площадного источника – предприятия по дроблению угля (б)

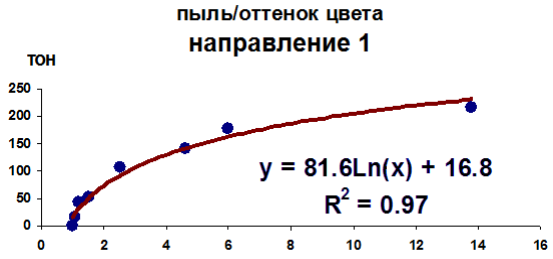


Рис. 5. Функциональная связь между интенсивностью изменения тонов серого цвета (снимок 31.03.2009г.) и полем региональных выпадений пыли от высотных труб обжигового цеха НЭЗ в направлении 1

Результаты проведённых исследований позволяют существенно оптимизировать выполнение наземного мониторинга загрязнения окрестностей промышленных предприятий в зимний период времени. С использованием данных спутниковых наблюдений и сравнительно небольшого количества точек отбора проб снега показана возможность восстановления полей многокомпонентного загрязнения территорий и оценивания суммарного выброса примесей.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 4.9.

1. Прокачева В.Г., Усачев В.Ф. Снежный покров как индикатор кумулятивного загрязнения в сфере влияния городов и дорог // Метеорология и гидрология. 2013. № 3. С. 94-106.

2. Василенко В. Н., Назаров И. М., Фридман Ш. Д. Мониторинг загрязнения снежного покрова. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 182 с.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ОЦЕНКИ ВОЗДЕЙСТВИЯ ВЕРХОВОГО ЛЕСНОГО ПОЖАРА НА ПРИЗЕМНЫЙ СЛОЙ АТМОСФЕРЫ С ПОМОЩЬЮ ПРОГРАММНОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ PHOENICS

Э.Е. Сопруненко, В. А. Перминов, В.В. Рейно

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева Сибирского отделения Российской академии наук (ИОА СО РАН)

E-mail: perminov@tpu.ru, reyno@iao.ru, soprunenko.elina@yandex.ru

Ключевые слова: *верховые лесные пожары, приземный слой атмосферы, программное обеспечение PHOENICS, турбулентность, конвективная колонка*

Аннотация: *В работе используется математическая модель тепломассопереноса от верхового лесного пожара, которая разработана на основе экспериментальных данных и законов, и методов механики реагирующих сред. С помощью программного обеспечения PHOENICS произведены численные расчеты для трехмерной нестационарной постановки задачи. На основе полученных* ***результатов*** *изучалась зависимость коэффициента турбулентной кинематической вязкости и распределния температуры над очагом верхового лесного пожара для различных скоростей ветра в приземном слое атмосферы.*

Лесные пожары являются одним из основных источников загрязнения окружающей среды. Ежегодно в России происходит более 18 тыс. лесных пожаров [1]. Наиболее опасным видом лесных пожаров являются верховые. На их долю приходится большая часть выгоревшей площади. В последнее время в связи с оценкой экологических и климатических последствий сильных пожаров возникает вопрос о воздействии этих процессов на состояние приземного слоя атмосферы [2]. Наиболее перспективным является использование методов математического моделирования лесных пожаров [2].

Целью данной работы является изучение влияния внешних факторов (температуры ОС, скорости ветра) при верховом лесном пожаре на изменение химического и теплового загрязнения приземного слоя атмосферы с помощью программного обеспечения PHOENICS [3]. В результате использования математической модели лесного пожара мы должны получить вертикальные профили температуры и коэффициента кинематической вязкости над очагом пожара при различных скоростях ветра. Распределение этих данных в приземном слое атмосферы высотой до 50 м при различных внешних условиях над очагом пожара позволит нам оценить и спрогнозировать изменения во времени химического и теплового загрязнения приземного слоя атмосферы. Программно-вычислительный комплекс PHOENICS [3] – это многофункциональное программное обеспечение, которое позволяет решать одномерные, двумерные и трёхмерные задачи с учетом тепло- и массопереноса и химических реакций [3].

При распространении лесного пожара поступление продуктов пиролиза и горения, главным образом происходит в атмосферу. В воздух поступают выбросы загрязняющих атмосферу веществ (оксид углерода, углекислый газ, оксид азота, сажа, дым, метан, различные углеводороды, озон) и тепла в виде направленных конвективных потоков. Дальность распространения поллютантов и теплового загрязнения от пожаров во многом зависит от параметров ветра и турбулентных характеристик над очагом пожара, зная которые мы можем прогнозировать изменения во времени химического состава и температуры воздуха в приземном слое атмосферы. В физике атмосферных процессов над земной поверхностью важнейшим из микрометеорологических феноменов является турбулентность [4].

Под максимальной моделью леса мы будем понимать гипотетический лесной массив, в котором запас лесных горючих материалов для каждого из ярусов леса максимален, а их влагосодержание минимально. Модель тепломассопереноса для верхового лесного пожара была

нами получена на основе анализа экспериментальных данных и использования понятий и методов механики реагирующей среды [2, 5, 6]. В созданной области размерами 100×100×50 м был задан искусственный очаг горения, контур лесного пожара в любой момент времени в неподвижной системе координат описывается эллипсом с размерами 10x10x2м.

Было проведено исследование поведения приземного слоя атмосферы на высоте до 40-50 м в моделируемой области очага верхового лесного пожара, в зависимости от заданных внешних параметров окружающей среды (скорость ветра, температура воздуха, турбулентная интенсивность). В результате математического моделирования с помощью PHOENICS были получены стационарные распределения трехмерных полей температуры (Рис. 1) и коэффициента кинематической вязкости (Рис. 2) над очагом пожара в приземном слое атмосферы для различных скоростей ветра.

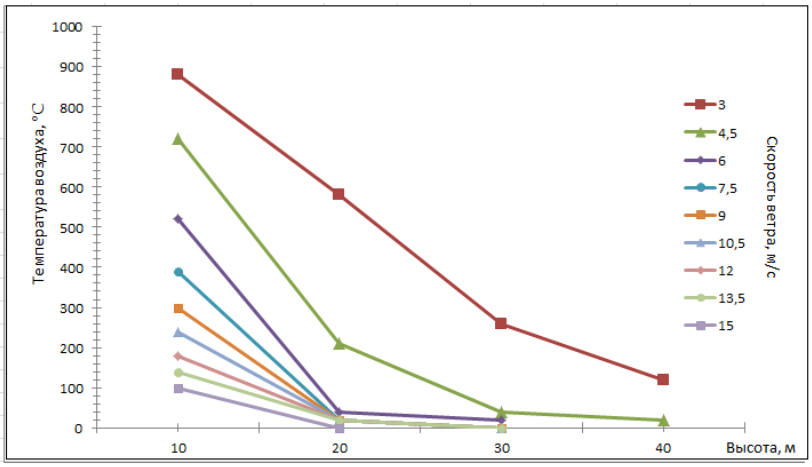


Рис.1 Распределение температуры по высоте до 40 м над очагом верхового лесного пожара для различных скоростей ветра (3-15 м/с)

Над очагом лесного пожара возникает воздушный поток (конвективная колонка), обусловленный подъемом нагретых продуктов пиролиза и горения лесных горючих материалов. Конвективная колонка является основным источником тепла и аэрозольных частиц из зоны пожара в атмосферу. Большие вертикальные и горизонтальные градиенты температуры приводят к развитию турбулентного течения в конвективной колонке. Стоит отметить, что характеристики этого турбулентного потока практически не изучены [7].

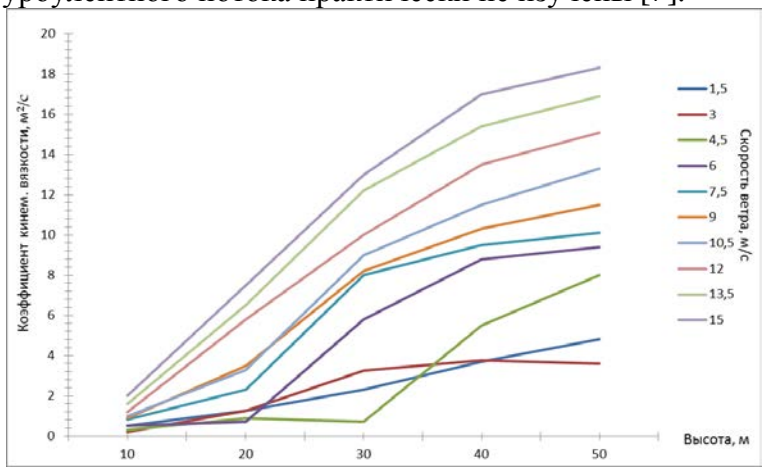


Рис.2 Распределение коэффициента кинематической вязкости по высоте до 50 м над очагом низового лесного пожара для различных скоростей ветра (1,5-15 м/с)

При создании модели в PHOENICS [3] мы использовали K-ε модель: KEMODL (два классических уравнения для высокого числа Рейнольдса). K-ε модель – градиентная модель

турбулентности, является наиболее разработанной и часто используемой для расчета тепломассообмена при пожаре [8]. Вертикальная турбулентная вязкость характеризует пульсационный перенос масс вихрями в вертикальном направлении, порождается, по мнению исследователей в основном ветровыми волнами и ветровыми течениями, зависящими в свою очередь от скорости ветра [9].

Из полученных графических данных (Рис. 1,2) видно влияние скорости ветра на распределение температуры и параметров турбулентности в расчетной области. Также в рассчитанных моделях можно проследить изменение угла наклона конвективной колонки для различных скоростей ветра (Рис. 3).

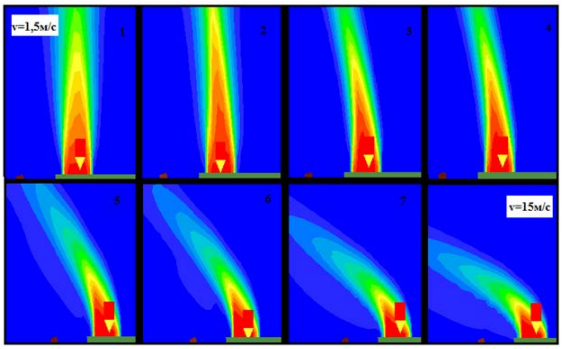


Рис.3 Распределение температуры (h=50 м) и изменение угла наклона в конвективных колонках над очагом верхового лесного пожара для различных скоростей ветра (1,5-15 м/с)

По результатам данной работы нами было изучено влияние турбулентных характеристик на скорость рассеивания температурного и химического загрязнения приземного слоя атмосферы при лесном пожаре. Исследование помощью PHOENICS [3] позволяет лучше понять основные физические процессы, которые сопровождают развитие лесных пожаров, их распространение и влияние на окружающую среду, в особенности на приземный слой атмосферы.

Верификация полученных данных экспериментально, к примеру, турбулентный режим в конвективной колонке, возникающей над очагом ЛП и характеристики турбулентности в ПСА над очагом ЛП могут быть исследованы с помощью оптических и тепловизионных методов.

Работа выполнена в рамках исследований по Программе ОФН РАН «Фундаментальные проблемы электродинамики и волновой диагностики атмосферы».

Литература:

1. Федеральное агентство лесного хозяйства [Электронный ресурс]/URL: http://www.rosleshoz.gov.ru (дата обращения: 1.09.2014);
2. Перминов В. А. Математическое моделирование возникновения верховых и массовых лесных пожаров [Текст] : дис. ... док. физ.-мат. наук : 01.02.05 : утв. 27.08.10 / В. А. Перминов. – 2010. – 283 с.
3. CHAM PHOENICS Your Gateway to CFD Success [Электронный ресурс – Режим доступа: http://www.cham.co.uk/products.php (дата обращения: 30.06.14).
4. Валендик Э.Н., Матвеев П. М., Софронов М.А.. Крупные лесные пожары. М.: Наука, 1979 . – 198 с.
5. Методы расчета турбулентных потоков явного и скрытого тепла в приземном слое атмосферы. [Электронный ресурс]/URL: http://shilin.pro/meteo/meth-calk-nest.htm(дата обращения: 26.02.15).

6. Перминов В. А. Математическое моделирование процессов тепломассопереноса при пожарах с использованием программного обеспечения PHOENICS [Текст] / В. А. Перминов, А. А Шатохин // Вестник наук Сибири. – 2014. – №1(11). – С. 39.
7. Гришин А.М., Цвык Р.Ш. Экспериментальное и теоретическое исследование влияния радиационного и комбинированного теплообмена на возникновение и распространения низовых лесных пожаров. [Электронный ресурс]/URL: http://www.itmo.by/ru/conferences/mif_5/abstract/2-25.pdf(дата обращения: 20.02.15).
8. Белов И.А., Исаев С.А. Моделирование турбулентных течений. Санкт-Петербург, 2001. – 108 с.
9. Судольский А.С. Динамические явления в водоемах. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1991. – 262 с.

ИССЛЕДОВАНИЕ ПОЖАРОВ В БОРЕАЛЬНЫХ ЛЕСАХ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВЫХ И НАЗЕМНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

О.А. Томшин, В.С. Соловьев

Институт космофизических исследований и аэрономии им. Ю.Г. Шафера СО РАН

otomshin@ikfia.sbras.ru, solo@ikfia.ysn.ru

Ключевые слова: лесные пожары, аэрозоль, дистанционное зондирование, солнечный цикл

Представлены результаты исследований влияния лесных пожаров в Сибири (за период май-сентябрь 2001-2014 гг.) на атмосферный аэрозоль, связь с метеоусловиями и уровнем солнечной активности. Показано, что возникновению крупномасштабных лесных пожаров в наиболее пожароопасные сезоны (2002, 2012-2014 гг.) способствовали аномальные отклонения температуры и влажности приземного слоя атмосферы от многолетних средних значений. В течение рассматриваемого периода на северо-востоке Сибири наблюдается хорошая корреляция уровня солнечной активности с межгодовыми вариациями ЛП, на остальной территорий Сибири подобное согласие отсутствует.

Введение. Крупномасштабные лесные пожары (ЛП) оказывают существенное влияние на биоразнообразие и ресурсный потенциал лесных экосистем [1-3]. В результате ЛП в атмосферу попадает огромное количество продуктов горения – различных газов и дымовых частиц, играющих важную роль в процессах облакообразования и влияющих на температурный режим атмосферы. Снижение альбедо земной поверхности на гарях нарушает температурный режим почв, что в зоне вечной мерзлоты может привести к разрушению и выбросам большого количества содержащихся в ней парниковых газов (CO_2, CH_4). Исследованиям крупномасштабных лесных пожаров, атмосферных аэрозолей посвящены публикации [4-8].

В работе представлены предварительные результаты анализа динамики ЛП в Сибири, связи с краткосрочной предысторией метеопараметров, возмущениями аэрозольной компоненты атмосферы и корреляцией с солнечной активностью (СА).

Данные. Для исследования пространственно-временной динамики ЛП и вариаций аэрозольной оптической толщины атмосферы (АОТ) использовались данные радиометров MODIS/(Aqua, Terra) [9] и AVHRR/NOAA (г. Якутск, ИКФИА СО РАН) [2], полученные в период май-сентябрь 2001-2014 гг. Анализ вариаций температуры и относительной влажности приземного слоя воздуха проводился по данным NCEP/NCAR Reanalysis [10].

Обсуждение результатов. На рис. 1а представлен график межгодовых вариаций количества «пожарных» пикселей ($N_{пож}$, красная линия), обнаруженных по данным спутниковых налюдений на территории Якутии, и уровень солнечной активности в числах Вольфа (W, чёрная линия). На кривой $N_{пож}$ можно выделить наиболее пожароопасные сезоны, приходящиеся на 2002 и 2012-2014 гг. Между ними расположен относительно спокойный

период (2003-2011 гг.), характеризующийся невысокими значениями $N_{пож}$. Сопоставление графиков $N_{пож}$ и W показывает высокую степень их согласия: на фазу максимума 23-го 11-летнего солнечного цикла (2001-2002 гг.) приходится один из наиболее пожароопасных сезонов 2002 г., в течение спада солнечной активности и фазы минимума СА (2003-2009 гг.) наблюдается аналогичный спад и минимизация числа ЛП, на фазе роста и максимума СА в 24-м солнечном цикле наблюдается одновременный рост лесопожарной активности, достигающий критических значений в 2012-2014 гг. Следует отметить, что 23-ий цикл солнечной активности отметился беспрецедентной длительностью фазы минимума, в ходе которой основные солнечные и гелиосферные параметры достигли рекордно низких значений.

Для пожароопасных сезонов с высоким (2002, 2012-2014 гг.) и низким (2001, 2003-2011 гг.) уровнем пирогенной активности были построены соответствующие графики среднемесячных вариаций количества «пожарных» пикселей и значений АОТ в Якутии, представленные на рис. 1б. Красными линиями отмечены вариации количества «пожарных» пикселей в годы с высоким (сплошная линия) и низким (прерывистая линия) уровнем пожарной активности. Аналогично обозначены соответствующие вариации АОТ (синие линии).

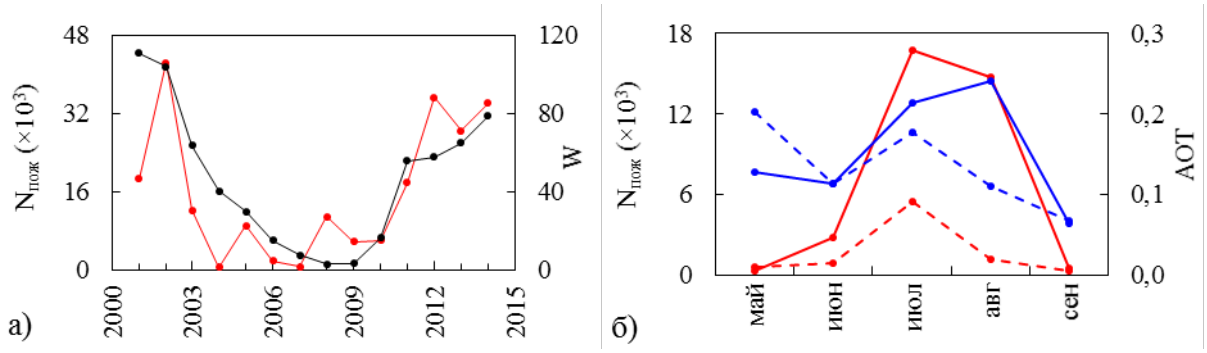


Рис. 1 а) Межгодовые вариации кол-ва «пожарных» пикселей ($N_{пож}$), обнаруженных на территории Якутии и числа Вольфа (W); б) сезонные (май-сентябрь) вариации кол-ва «пожарных» пикселей и АОТ, рассчитанные для периодов с высоким (2002, 2012-2014 гг.) и низким уровнем пожарной активности (2001, 2003-2011 гг.).

Как следует из рис. 1б, сезонный ход АОТ в годы с низким уровнем пирогенной активности сильно отличается от вариаций АОТ в пожароопасные годы. Значения АОТ (2001, 2003-2011 гг.) с мая по сентябрь снижаются в ~2 раза, за исключением небольшого локального максимума в июле. Кривая АОТ в пожароопасные годы ведёт себя иначе: общее плавное снижение (май-июнь) сменяется ростом во второй половине лета. Максимум АОТ наступает в августе, который переходит в резкое снижение АОТ до невозмущенных значений в сентябре. Аналогичное поведение наблюдается в изменениях пирогенной активности: в мае-июне

количество ЛП невелико, затем во второй половине лета их число резко возрастает и в сентябре лесные пожары затухают.

Таким образом, в период активизации лесных пожаров (июль-август) наблюдается значительный рост АОТ. Это обстоятельство указывает на сильное возмущающее воздействие ЛП на сезонный ход АОТ атмосферы.

На рис. 2а представлена карта пространственного распределения аномалий температуры в 2012 г., аналогичным образом на рис. 2б показаны аномалии относительной влажности. Аномалии температуры и влажности рассчитывались как отклонение средних значений за май-сентябрь 2012 г. от средних многолетних за период 1980-2010 гг.

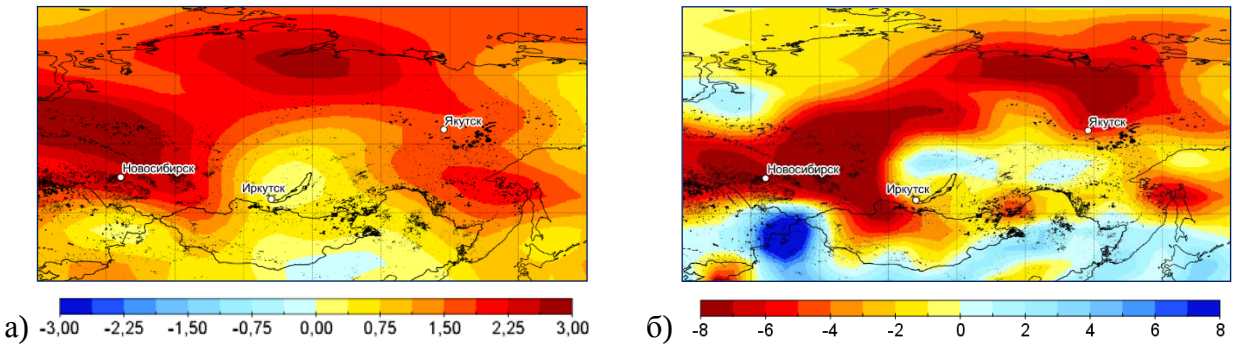


Рис. 2. Карта распределения сезонных аномалий температуры (а) и относительной влажности (б) в 2012 г. Чёрными точками отмечены очаги ЛП, обнаруженные по данным MODIS.

Зоны повышенных значений температуры и пониженной относительной влажности наблюдались над большей частью Восточной Сибири. Большинство лесных пожаров в 2012 г. было обнаружено на территориях Западно-Сибирской равнины, Приленского плато и Забайкалья. Расположение очагов ЛП хорошо согласуется с зонами повышенных относительно среднемноголетних значений температуры и низкой влажности. Среднесезонные значения температуры в 2012 г. на большей части Сибири были в среднем на 2-3 °С выше многолетних (1980-2010 гг.), в то время как значения относительной влажности на 6-10% ниже. Аналогичное поведение температуры и влажности характерно для всех рассмотренных пожароопасных периодов.

Заключение. Анализ спутниковых данных за период май-сентябрь 2001-2014 гг. подтвердил ранее полученные результаты о доминирующем влиянии лесных пожаров на сезонный ход атмосферных аэрозолей [4].

Возникновению и развитию крупномасштабных лесных пожаров в пожароопасные периоды (2002, 2012-2014 гг.) способствовали значительные сезонные аномалии в температуре (на 2-3 °С выше средних многолетних значений) и влажности (на 6-10% ниже).

За рассматриваемый период, приходящийся на 23-й и начало 24-го солнечного цикла, наблюдается хорошее согласие между числом ЛП ($N_{пож}$) на северо-востоке Сибири и уровнем солнечной активности (W), для остальной территории Сибири подобная корреляция не наблюдается.

Литература

1. Щербаков И.П., Забелин О.Ф., Карпель Б.А. и др. Лесные пожары в Якутии и их влияние на природу леса. Новосибирск: Наука. 1979. 226 с.
2. Соловьев В.С., Козлов В.И, Муллаяров В.А. Дистанционный мониторинг лесных пожаров и гроз в Якутии, отв. редактор Соловьев С.И. ИКФИА СО РАН. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН. 2009. 108 с.
3. Швиденко А.З., Щепащенко Д.Г., Ваганов Е.А., Сухинин А.И., Максютов Ш.Ш., МкКаллум И., Лакида И.П. Влияние природных пожаров в России 1998-2010 гг. на экосистемы и глобальный углеродный бюджет // Доклады академии наук. 2011. Т. 441. № 4. С. 544-548.
4. Соловьев В.С., Будищев А.А. Возмущения аэрозольной оптической толщины атмосферы, вызванные лесными пожарами в Якутии // Оптика атмосферы и океана. 2010. Т. 23. № 7. С. 626-629.
5. Томшин О.А., Протопопов А.В., Соловьев В.С. Исследование вариаций атмосферного аэрозоля и угарного газа в области лесных пожаров // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т. 9. № 1. С. 145-150.
6. Tomshin O. A., Solovyev V. S. The impact of large-scale forest fires on atmospheric aerosol characteristics // International Journal of Remote Sensing. 2014. V. 35, № 15. P. 5742-5749.
7. Афонин С.В., Белов В.В., Панченко М.В., Сакерин С.М., Энгель М.В. Корреляционный анализ пространственных полей аэрозольной оптической толщи на основе спутниковых данных MODIS // Оптика атмосф. и океана. 2008. Т.21. № 6. С. 510-515.
8. Афонин С.В., Белов В.В., Энгель М.В. Сравнительный анализ спутниковых аэрозольных данных типа MODIS Aerosol Products // Оптика атмосферы и океана. 2008. Т.21. №3. С. 235-239.
9. Acker J.G., Leptoukh G. Online Analysis Enhances Use of NASA Earth Science Data // Eos, Transactions AGU. 2007. V. 88. № 2. P. 14-17.
10. Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Leetmaa A., Reynolds R., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Jenne R., Joseph D. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project // Bull. Amer. Meteor. Soc. 1996. № 77. P. 437-470.

ВЫСОТНАЯ СТРУКТУРА НЕСТАЦИОНАРНЫХ ПРОЦЕССОВ В СТРАТОМЕЗОСФЕРЕ СРЕДНИХ ШИРОТ

Каримов К.А., Гайнутдинова Р.Д., Крымская Д.Н.

(К.А. Karimov, R.D. Gainutdinova, D.N. Krymskaya)

Институт физико-технических проблем и материаловедения НАН КР

karkaz@rambler.ru, epfk@rambler.ru, dina.krymskaya@yandex.ru

Ключевые слова: стратомезосфера, нестационарные процессы, вертикальные движения, меридиональные ячейки циркуляции.

Аннотация. Рассмотрены нестационарные процессы в стратомезосфере, связанные с процессом потепления в стратосфере. Рассматривается высотная структура развития процесса потепления, которая характеризуется чередующимися по высоте областями тепла и холода. Показано, что эти процессы приводят к возникновению в этой области разнонаправленных вертикальных движений и меридиональных ячеек циркуляции.

Известно, что существование процесса потепления в верхней атмосфере на страто-мезосферных уровнях от 30 до 80 км приурочено к аномалиям солнечной активности и, как правило, проявляется в средних и высоких широтах атмосферы от (25-30)°с.ш. до 80°с.ш. Как правило, такие аномалии сопровождаются потеплениями в страто-мезосфере.

Центры действия стратосферных потеплений связаны с центрами действия субтропических антициклонов (Azn). В долготном секторе Кыргызстана на стратосферные процессы влияет южно-азиатский стратосферный антициклон. Области тепла от этих антициклонов распространяются до южных широт 25-30° с.ш. и достигают высот 20-25 км и, распространяясь далее до средних и умеренных широт 60-70° с.ш., достигают высот 60 км. На высотах ниже 85 и выше 60 км до 80 км образуются компенсирующие их области холода. Такая своеобразная слоистая структура чередующихся на высоте областей тепла и холода обуславливает особенности термодинамического режима атмосферы в период страто-мезосферных потеплений.

На одном из конкретных примеров можно проследить динамику развития страто-мезосферного потепления с 7 по 21 января 1990 г. Действие этого стратосферного антициклона связано с расположением центра действия Южно-Азиатского антициклон в долготном секторе, охватывающим своим влиянием атмосферу над Кыргызстаном и Казахстаном. По мере вторжения этого антициклона области тепла в начальный период располагаются на высотах от 20 до 35 км. По мере развития процесса потепления через неделю область тепла смещается до высоты 50 км, в целом располагаясь на высотах от 20 до 50 км. В последующую неделю выше уровня 50 км формируется компенсирующая область холода, которая захватывает нижнюю

мезосферу до 70 км. На следующей стадии развития в мезосфере от 70 км и до уровня 90 км формируется новая область тепла. Весь этот процесс развития страто-мезосферного потепления длился 2 недели с 7 по 21 января 1990 г.

Анализ циркуляционных процессов в этот период на исследуемых высотах показывает, что периоды резкого возрастания потепления в конкретной области высот, когда приток положительный, т.е. отклонения температуры $\Delta T>0$ способствуют возникновению нисходящих вертикальных движений на этих высотах. Наличие нисходящих движений w при потеплении следует из анализа уравнения притока тепла /1/.

В период начальной стадии потепления вертикальные скорости могут достигать значений 5-8 см/с. При таких вертикальных скоростях малые примеси в атмосфере, к примеру, окись азота *NO* за сутки может переместится на 5 км. Таким образом, при нарастании процесса потепления работает не только температурный фактор (термический ветер), но появляется и дополнительная вертикальная адвекция.

При анализе зимнего страто-мезосферного потепления использовались данные спутниковых измерений «NOAA-5, NOAA-6», а так же данные со спутника «Nimbus-6» в узлах регулярной сетки для уровней 5; 2; 0,4 и 0,01 мб. В данном конкретном случае мы имеем пример бароклинной неустойчивости страто-мезосферы в восточном секторе северного полушария.

На рис. 1 приведен высотный разрез атмосферы вдоль меридиана 50° в.д. от 5 до 90 км по температуре, построенной по данным аэрологических, ракетных и спутниковых измерений. Этот высотный разрез является эмпирической моделью верхней атмосферы, описывающей термодинамические процессы на высотах 10-90 км для нестационарных условий, связанных с субтропическими процессами и отражает динамику атмосферных процессов, выраженную в отклонениях температуры ΔT от ее средних значений $T_{ср}(z)$ над Центральноазиатским регионом. На рисунке 1 в стратосфере на уровнях от 20 до 45 км штриховой линией выделен очаг тепла в период активного действия Южно-Азиатского антициклона и связанного с ним страто-мезосферного потепления.

Прохождение через фиксированную по ширине плоскость поверхности раздела теплой и холодной масс воздуха, или так называемых фронтальных зон, формирует по высоте сложную структуру областей тепла и холода. На рис. 1 справа от шкалы высот приведены чередующиеся по высоте области тепла и холода в этот период.

В зависимости от мощности вспышки на солнце и центра действия субтропического антициклона, границы областей тепла и холода могут смещаться по высоте на 5-10 км.

Приведенный пример является подтверждением формирования по высоте слоистой структуры температурного поля верхней атмосферы. Такая структура температурного поля атмосферы обусловливает особенности термодинамического режима и способствует формированию планетарных волн в поле температуры.

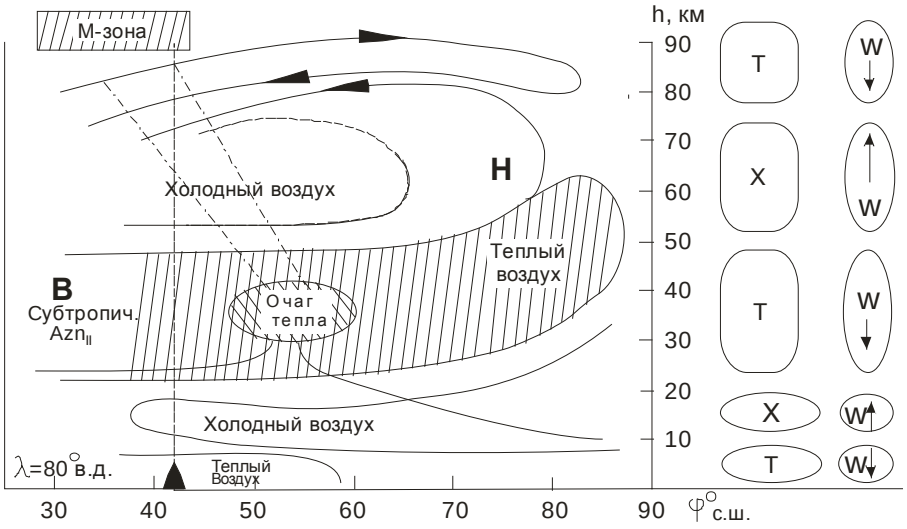


Рис. 1. Высотно-широтный разрез распределения температуры в атмосфере в период зимнего страто-мезосферного потепления

Перейдем к детальному рассмотрению вертикальных скоростей в отдельных областях потепления и похолодания. Справа на рис. 1 условными овалами обозначены области с указанием направления вертикальных скоростей. Так, областям потепления соответствуют вертикальные движения, направленные вниз, а областям похолодания – вертикальные движения, направленные вверх. Для расчетов вертикальной скорости для адиабатических процессов без учета турбулентной диффузии можно воспользоваться известным уравнением притока тепла с учетом адвективного члена $A_т$ /1/:

$$w = (-\frac{\gamma}{g\rho}\frac{\partial p}{\partial t} + \frac{\partial T}{\partial t} - A_T)/\gamma_a - \gamma$$

здесь обозначения общепринятые, $A_T = (u\frac{\partial T}{\partial x} + v\frac{\partial T}{\partial y})$.

Расчеты показывают, что вертикальная скорость на уровне 60 км достигает значений 10 см/с, на уровне 80 км значения w составляют 4-5 см/с. В области основного очага стратосферного потепления среднесуточные значения вертикальной скорости относительно среднесезонных значений могут изменяться от 1см/с до 6-8 см/с. Эти скорости могут за 3-5

суток обеспечивать перенос малых примесей, таких как NO и другие малые газовые составляющие на 15 км. При этом за одни сутки перенос может произойти на 5 км.

Прохождение через фиксированную по широте плоскость поверхности раздела теплых и холодных масс воздуха или фронтальных зон формирует по высоте слоистую структуру областей тепла и холода. Это, в свою очередь, приводит к образованию в атмосфере чередующихся по высоте областей с нисходящими и восходящими потоками воздуха. В области тепла формируются нисходящие потоки, а в области холода – восходящие, что отражено на рис. 1.

Помимо всего этого, вертикальный перенос в отдельных областях атмосферы нарушает стационарность атмосферы в целом. Кроме того, способствует переносу малых примесей, таких как NO и других газовых составляющих в нижней ионосфере в D области, которые существенно влияют на поглощение радиоволн в СВ- и ДВ-диапазонах и способствуют развитию процесса зимней аномалии поглощения радиоволн в D области ионосферы /2,3/.

На горизонтальных плоскостях границ нисходящих и восходящих движений образуются так называемые «разрывные» области. При этом на границах сходящихся вертикальных движений образуются так называемые области «сжатия» потоков, которые выталкиваются вдоль меридиана в области более низких давлений /2,4/. Все это способствует формированию меридиональных ячеек циркуляции по аналогии с меридиональными ячейками Гадлея. Эти процессы впоследствии приводят к локальным чередующимся по высоте и со сменой направления меридиональным ячейкам циркуляции. Подобное чередование меридиональных ячеек циркуляции позволяет быстрее скомпенсировать центральную область тепла в стратосфере за счет выноса холодных масс воздуха с арктических широт в области высот от 20 до 45-50 км. Как правило, эти стратосферные потепления с их влиянием на атмосферные процессы в выше- и нижележащих слоях, длятся от полутора до двух недель.

В заключении следует отметить, что в данной работе проанализировано стратосферное потепление в средних широтах Азиатского региона и его воздействие на изменения термодинамического режима тропо,- страто,- мезосферы. В частности, показано, что эти потепления приводят к образованию в верхней атмосфере меридиональных ячеек циркуляции, чередующихся по высоте. Эти ячейки способствуют более быстрому восстановлению исходного термодинамического равновесного состояния верхней атмосферы.

Литература

1. *Каримов К.А., Гайнутдинова Р.Д.* Возмущения в нижней атмосфере и их связь с динамическими характеристиками атмосферы. Фрунзе, Издательство «Илим», 1986, 160с.
2. *Каримов К.А., Ракипова Л.Р., Гайнутдинова Р.Д.* О вариации источников тепла в мезо- и стратосфере. Л.: Гидрометеоиздат, Труды ГГО, вып. 458, 1981.

3. *Каримов К.А., Гайнутдинова Р.Д.* Динамика зимнего стратомезосферного потепления высоких и умеренных широт - Фрунзе: Илим. Изв. АН Кирг. ССР, 1980, № 2, с. 17-26.
4. *Гайнутдинова Р.Д.* Термодинамические характеристики процессов в верхней атмосфере средних широт. Бишкек, КРСУ, 2014, 170 с.

КВАЗИПЕРИОДИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ ПЕРЕНОСА ТЕПЛА ИЗ АТЛАНТИКИ В ЦЕНТРАЛЬНОАЗИАТСКИЙ РЕГИОН

Каримов К.А., Гайнутдинова Р.Д., Крымская Д.Н.

Институт физико-технических проблем и материаловедения НАН КР

karkaz@rambler.ru, epfk@rambler.ru, dina.krymskaya@yandex.ru

Ключевые слова: атмосфера, Исландский минимум, Азорский максимум, климат, климатический сценарий.

Аннотация. В работе рассмотрена междекадная изменчивость климатических характеристик атмосферы в регионе Центральной Азии, обусловленных эволюцией двух основных центров действия в Северной Атлантике. Это Исландского минимума и Азорского максимума. Как и в Северной Атлантике, так и в регионе Центральной Азии, в течении XX столетия сменилось три климатических сценария. Основная периодичность в каждом из сценариев соответствует квазидвадцатидвухлетней солнечной периодичности.

Введение. Проблема современных изменений климата является важнейшей проблемой в современном мире и в науке о Земле. Ведущая роль в этих исследованиях отводится переносу энергии в системе океан-атмосфера-материк [1]. Как следует из этой работы, возмущения в атмосфере над материками могут являться следствием квазициклических вариаций в общем поле переноса зональной циркуляции из атлантического региона на Европейский регион. Далее будет нами показано, влияние процессов в Атлантическом Океане простирается и до Центрально-Азиатского региона.

Результаты исследований. В основу вышеуказанной гипотезы положен факт, что приповерхностная часть толщи океанских вод подвержена непосредственному влиянию атмосферных процессов, путем турбулентного энерго- и массообмена. При этом всем хорошо известно, что главными центрами действия атмосферы в Северной Атлантике является Азорский максимум и Исландский минимум. Влияние двух центров, через интенсивность западного переноса простирается, по нашему мнению, не только на Европейский континент, но и в деформированном виде вглубь региона вплоть до широт Центральноазиатского региона. За основу анализа нами взята методика, предложенная Бышевым В.И. [2].

В ней фазовая термодинамическая структура центров действия атмосферы в Северной Атлантике представлена разностью атмосферного давления между Исландским минимумом и Азорским максимумом в виде $\delta(Z\delta(Z_0t) = P_{АЗОР}(Z_0t) - P_{ИСЛ}(Z_0t)$ и приповерхностной температурой $\delta T(Z_0t) = T_{АЗ}(Z_0t) - T_{ИС}(Z_0t)$. При построении графиков, аналогично представленных в работе [2], нами для Центрально-Азиатского региона использовалась зависимость для $\delta P(Z,t)$. Относительно разности температур для этого случая мы брали разности температур между Новосибирском (широта Исландского минимума) – это зона

умеренных широт и Ташкентом или Душанбе (широта Азорского максимума) – это зона субтропических широт. Эти разностные температуры мы сопоставили с приземной температурой в г. Бишкеке, отражающей зону действия средних широт. Совпадение получалось удовлетворительное и мы в дальнейшем его использовали при построении нижеприведенных графиков. На рис. 1 приведена фазовая траектория термобарических параметров состояния Северо-Атлантического колебания зависимости величины $\delta P_{(z_0 t)}$ от $\delta T_{(z_0 t)}$ для периода I (1910-1935), II(1940-1970), III(1980-2010) по данным метеорологической станции Бишкек. Данные по Бишкеку с 1920 г. по 2007 г.

Анализ графика показывает их подобие с данными, приведенными в работе [2]. При этом четко прослеживается, что все эти три периода согласуются с циклами солнечной активности, а точнее с основным 22-летним циклом солнечной активности, открытым Андерсеном в 1939 г. Основная солнечная цикличность не совсем строго равна 11 лет, а фактически может изменяться от 8 лет до 16 лет. И соответственно, 22-летний цикл солнечной активности будет также изменяться. Известно, что через 11 лет меняется полярность биполярных групп пятен на Солнце. Происходит переполюсовка магнитных пятен на Солнце. С этой точки зрения проанализируем данные, представленные нами на рис. 1. Так первый климатический сценарий приходится на 16 и 17 циклы солнечной активности, время которых отсчитывается от минимума - 16 цикла, до последующего минимума через один цикл. Этот период характеризуется относительно теплой фазой.

Второй климатический сценарий приходится на 19-ый и 20-ый циклы солнечной активности и опять отсчет ведется от одного минимума и далее через один до другого. Этот период характеризуется холодной фазой.

Интересна особенность третьего климатического сценария. Он приходится на 22, 23 и 24 циклы солнечной активности, но с отличием от предыдущих сценариев. Его период отсчитывается от максимума 22 цикла, и заканчивается на максимуме 24 цикла.

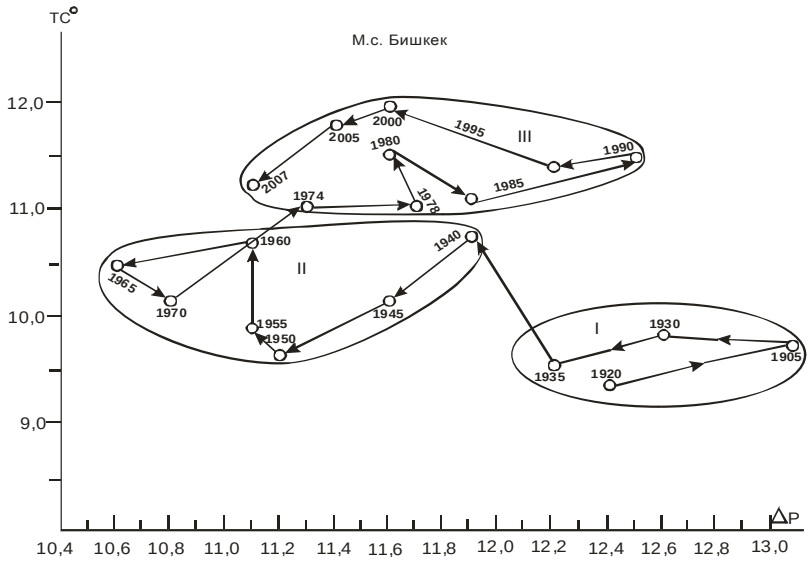


Рис. 1. Фазовая траектория термобарических параметров состояния Северо-Атлантического колебания

Этот период характеризуется теплой фазой, возможно, в этой связи, третий климатический период по температурному режиму расположен вверху над первыми двумя. Как и в работе [1], первый сценарий характеризовался хорошо развитой зональной циркуляцией атмосферы и естественным сокращением теплосодержания верхнего слоя океана.

Второй климатический сценарий в связи с уменьшением градиента давления характеризовался ослаблением зонального переноса в атмосфере и соответственно повышением температуры приповерхностного слоя океана.

Третий сценарий характеризовался более высокими меридиональными градиентами как атмосферного давления, так и поверхностной температуры. В период с 1980 г. по 1990 г. разности указанных характеристик между центрами заметно росли, затем с 1990 по 2000 г. они снижались. Это наглядно подтверждается временными изменениями глобальных отклонений температуры от средней, приведенных на рис.2.

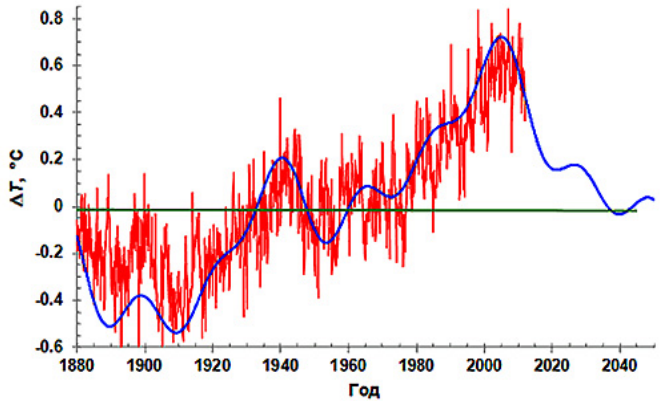


Рис. 2. Отклонения глобальной температуры приземного слоя атмосферы от ее среднего значения, взятого за период 1901-2000 гг. и ее прогноз.

Далее рассмотрим возможный 4-ый климатический сценарий из данных, приведенных на рис. 2. С 2000 по 2005 годы происходит небольшой рост фазовой траектории, а после 2005 года и по 2020 годы должно произойти резкое падение вниз фазовой траектории термобарических параметров состояния Северо-Атлантического колебания. Надо полагать, что в первой декаде нынешнего столетия начнется период перехода Североатлантической климатической системы к очередному сценарию, а именно относительному похолоданию. Все это вместе взятое указывает на связь термобарических параметров Северо-Атлантической системы и термобарических систем над Центральноазиатским регионом с интенсивностью солнечного излучения, ранее нами обсуждавшихся в работах [3, 4]. Все эти процессы, по мнению авторов работы [1], свидетельствуют о значительном развитии вертикального конвективного перемешивания нижней границы океана в Исландском регионе, за счет аномального зимнего понижения температуры поверхности океана, где глубина перемешивания достигает 1200 м. Все это характеризуется существенным уменьшением температуры верхнего слоя и понижением его средней температуры.

Заключение.

1. На основе анализа экспериментального материала о термодинамических характеристиках в Центральноазиатском регионе и по данным метеорологической станции Бишкек совместно с данными двух главных центров действия в Северной Атлантике - это Исландского минимума и Азорского максимума, выделены 3 фазовые подмножества, соответствующие различным сценариям климата: I – 1920-1935, II – 1940-1970, III – 1980-2000 гг.

2. Из данных, приведенных на рис. 1, изменчивость климатических характеристик в Океане и атмосфере в Северной Атлантике (Исландский минимум и Азорский максимум) проявляются в 3-х сценариях не только в Северной Атлантике и на Европейской Территории, но и в регионе Центральной Азии, характеризующийся глубокой континентальностью.

3. Показано, что основная периодичность в 3-х климатических сценариях соответствует квазидвадцатидвухлетней солнечной цикличности и, по всей вероятности, обусловлено сменой магнитных полюсов на Солнце.

4. Можно предположить, что в третью декаду текущего столетия наметилась тенденция перехода региональной климатической системы в Центральноазиатском регионе к новой фазе, а именно относительному похолоданию подобно сценарию 1940-1970 гг., сопровождающийся похолоданием и усилением фактора континентальности климата. Это похолодание в регионе может происходить как за счет уменьшения потока Солнечной радиации, поступающей на Землю, так и за счет сокращения потока тепла из океана в атмосферу.

Литература

1. *Бышев В.И.* Синоптическая и крупномасштабная изменчивость океана и атмосферы. – М., Наука, 2003, 344 с.
2. *Бышев В.И. и др*. О междекадной изменчивости климатических характеристик океана и атмосферы в регионе Северной Атлантики. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, 2012, т. 9, № 2, с. 304-311.
3. *Гайнутдинова Р.Д.* Термодинамические характеристики процессов в верхней атмосфере средних широт – Бишкек, КРСУ, 2014, 169 с.
4. *Каримов К.А., Гайнутдинова Р.Д.* Вариации солнечной постоянной и температурный режим нижней атмосферы // Доклады НАН КР, Бишкек, 2014, № 1, с. 38-44.

ИССЛЕДОВАНИЕ УХОДЯЩЕГО ИЗЛУЧЕНИЯ АТМОСФЕРЫ С РАЗРЕШЕНИЕМ 0,04 СМ$^{-1}$

С.А. Шишигин

Институт оптики атмосферы имени В.Е. Зуева СО РАН

634021, г.Томск, пл. Академика Зуева, 1

E-mail:ssa@iao.ru

Ключевые слова: Атмосфера, температура, тепловое излучение, спектрометр

Аннотация

Рассмотрена модель атмосферы в виде однородных слоёв толщиной 100 м. Определен вклад в уходящее излучение Земли в спектральных участках 1238,690-1238,730 см$^{-1}$, 1240,980-1241,020 см$^{-1}$, 1240,901-1240,949 см$^{-1}$ от увеличения содержания метана в слое и высоты нахождения данного слоя. Показано изменение мощности уходящего излучения в линиях и крыльях поглощения метана при увеличении содержания метана в слое на 10% от общего содержания его в атмосфере и высоты нахождения этого слоя.

Техногенное увеличение содержание парниковых газов в приземном слое атмосферы через определённый промежуток времени распространяется не только в нижней атмосфере, но обнаруживается во всей толще атмосферы [1]. Наибольшая изменчивость парниковых газов CO_2, CH_4, N_2O наблюдается в пограничном слое, которая в 2-3 раза выше, чем в остальной атмосфере.

Ограниченное вертикальное разрешение определения параметров атмосферы спутниковыми методами приводит к необходимости представления неоднородной атмосферы в виде последовательности однородных слоёв с эффективными параметрами для каждого спектрального участка регистрируемого излучения. Это необходимо для интерпретации результатов дистанционных спутниковых измерений, особенно в тропосфере

Уходящее излучение газами неоднородной атмосферы представим в виде:

$$S = \cdot\left\langle \varepsilon \cdot B_e \cdot \prod_{k=1}^{n} T_{k,1} \right\rangle + \sum_{k=1}^{n} \left\langle B_{k,1}^{0} \cdot (1 - T_{k,1}) \cdot \prod_{i=k+1}^{n} T_{k,1} \right\rangle$$

где B - светимость абсолютно черного тела в спектральном участке $\Delta\nu$, индекс $\boldsymbol{e}$ относится к земле, индекс $\boldsymbol{0}$ относится к атмосфере с температурой θ, $T_{k,1}$ - спектральная плотность пропускания излучения k слоем атмосферы. Солнечной радиацией и рассеянием в дальней инфракрасной области спектра пренебрегаем.

В зависимости от разрешения спектральная аппаратура относится к следующим классам: сверхвысокого разрешения, 10^{-3}-10^{-2} $см^{-1}$; высокого разрешения, 10^{-2}-10^{-1} $см^{-1}$; среднего разрешения, 0,l-l $см^{-1}$.

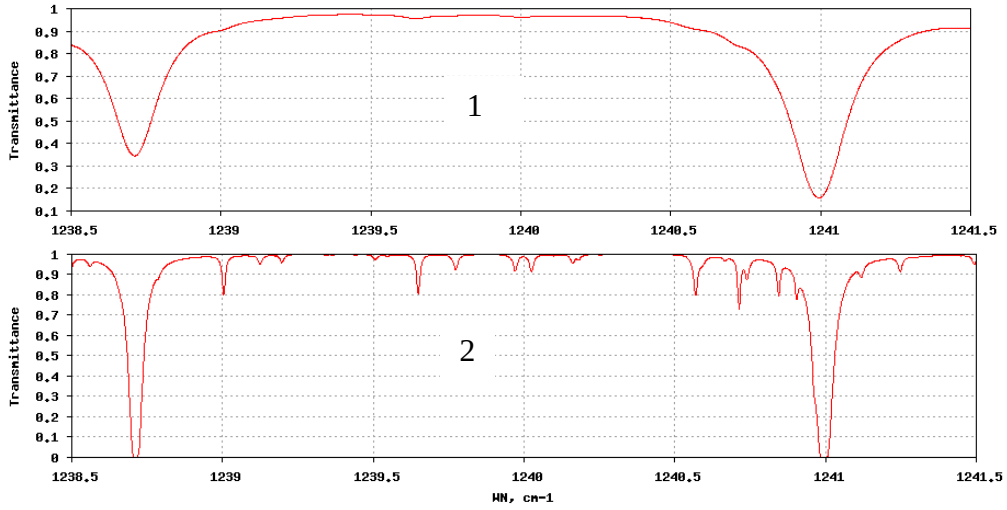


Рис.1 Функции пропускания одинаковой массы метана в спектральном участке 1235,8-1241,5 $см^{-1}$ при давлении газа 1атм - 1; 0,1 атм - 2

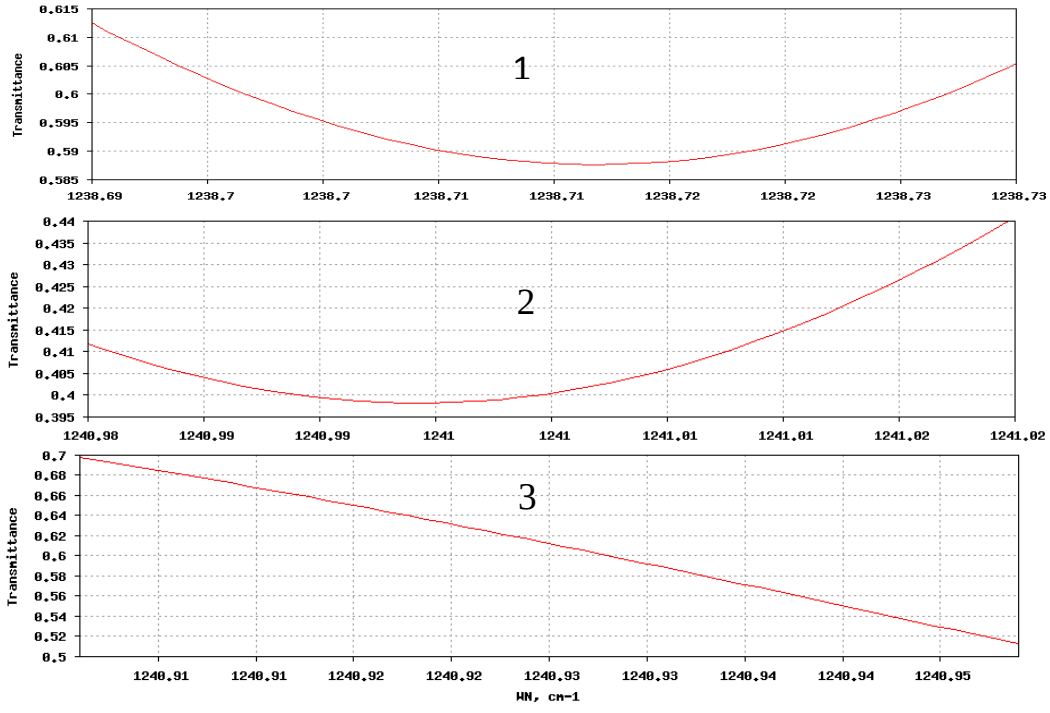


Рис. 2. Приведены функции пропускания слоя метана толщиной 0,005 м при температуре 296 К, давлении 1 атмосфера в спектральных участках 1-1238,69-1238,73 $см^{-1}$; 2 -1240,98-1241,02 $см^{-1}$; 3 -1240,901-1240,95 $см^{-1}$

Для определения малых газовых составляющих атмосферы требуется аппаратура высокого и сверхвысокого спектрального разрешения.

На рисунке 1 приведены функции пропускания метана в кювете длиной 0,01м с давлением газа в ней 1 атм – (1); длиной кюветы 0,1 м и давлением газа 0,1 атм при температуре 296 К в спектральном участке 1235,8-1241,5 $см^{-1}$. Выберем в данном спектральном интервале три участка, шириной 0,04 $см^{-1}$; 1238,690-1238,730 $см^{-1}$- слабая линия поглощения, 1240,980-1241,020 $см^{-1}$- сильная линия поглощения, 1240,901-1240,949 $см^{-1}$- крыло сильной линии поглощения (Рис.2), соответствующих высокому разрешению спектрометров космического базирования. Проведены расчёты вклада в изменение выходных сигналов спектрометра, регистрирующего уходящее излучение Земли в выбранных спектральных участках в зависимости от увеличения содержания метана в слое толщиной 400 м и высоты нахождения данного слоя.

На рисунке 3 показаны изменения мощности уходящего излучения в спектральных участках 1- 1238,690-1238,730 $см^{-1}$, 2- 1240,980-1241,020 $см^{-1}$, 3- 1240,901-1240,949 $см^{-1}$ при увеличении содержания метана в слое на 10% от общего содержания его в атмосфере и от высоты нахождения этого слоя.

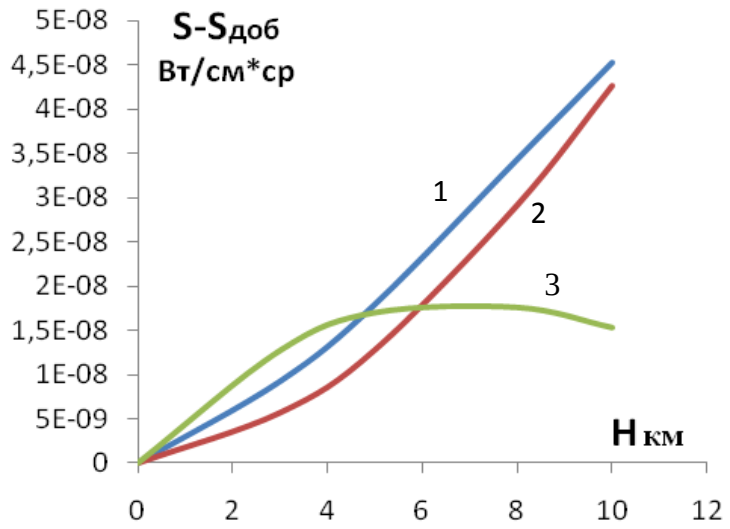


Рис. 3. Зависимость изменения мощности уходящего излучения в спектральных участках 1- 1238,69-1238,73 $см^{-1}$, 2- 1240,98-1241,020 $см^{-1}$, 3- 1240,901-1240,949 $см^{-1}$ при увеличении содержания метана в слое на 10% от общего содержания его в атмосфере и от высоты нахождения этого слоя.

Наблюдается увеличение и выравнивание ослабления уходящего излучения в первых двух спектральных участках на линиях поглощения метана, с увеличением высоты нахождения поглощающего слоя до высот 12 км. В крыле линии поглощения метана 1240,901-1240,949 см$^{-1}$ ослабление уходящего излучения Земли вначале возрастает от увеличения содержания метана в 1 км слое до высоты 6-7 км, а затем ослабление излучения уменьшается. Это обусловлено изменением параметров спектральных линий поглощения с расстоянием от поверхности Земли. Уходящее излучение уменьшается с повышением концентрации поглощающих газов в воздухе, особенно в верхних слоях атмосферы. Насыщение поглощения в линиях поглощения газа и снижения поглощения излучения в крыльях линий поглощения приводит к снижению парникового эффекта газа в слоях атмосферы выше 12 км.

Вклад в уходящее излучение слоёв воздуха толщиной 100 м с увеличением высоты нахождения слоя приведен на рисунке 4.

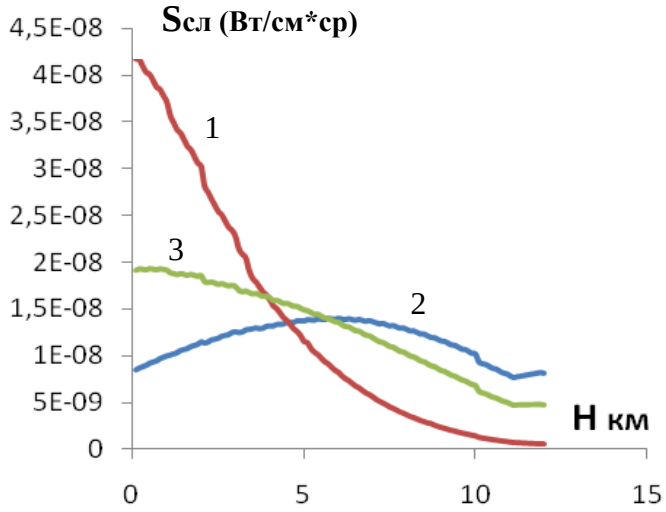


Рис. 4. Излучение слоя атмосферы 100 м в зависимости от расстояния до поверхности Земли в участках спектра 1-1238,69-1238,73 см$^{-1}$, 2-1240,98-1241,02 см$^{-1}$, 3-1240,901-1240,949 см$^{-1}$.

Результаты исследования могут быть использованы при разработке методики для обработки спектров, полученных при помощи современных сенсоров установленных на спутниках.

1. Аршинов М.Ю, Белан Б.Д., Давыдов Д.К., Креков Г.М., Фофонов А.Ф., Бабченко С.В., Inoue G., Machida T., Maksutov Sh., Sasakawa M., Shimoyama K. Динамика вертикального распределения парниковых газов в атмосфере. // Оптика атмосферы и океана. 2012.Т.25. №12. С. 1051-1061.

ИССЛЕДОВАНИЕ ИЗЛУЧЕНИЯ АТМОСФЕРЫ В ОБЛАСТИ 1300-1500 СМ$^{-1}$

С.А. Шишигин

Институт оптики атмосферы имени В.Е. Зуева СО РАН

634021, г.Томск, пл. Академика Зуева, 1

E-mail:ssa@iao.ru

Ключевые слова: Атмосфера, температура, тепловое излучение, спектрометр

Аннотация

Рассмотрена модель атмосферы в виде однородных слоёв толщиной 100 м. Определена доля мощности уходящего излучения, обусловленная излучением подстилающей поверхностью Земли и высотным распределением паров воды в атмосфере.

Основными парниковыми газами, в порядке их оцениваемого воздействия на тепловой баланс Земли, являются водяной пар, углекислый газ, метан, и озон. Главный вклад в парниковый эффект земной атмосферы вносит водяной пар или влажность воздуха тропосферы, находящейся в приземном слое атмосферы. Одна из полос поглощения электромагнитного излучения молекулами воды находится в области 1300-1500 см$^{-1}$ (6,67-7,69 мкм), мощного излучения поверхности Земли. Уходящее излучение Земли в полосе поглощения газа несет информацию о содержании и распределении данного газа в атмосфере.

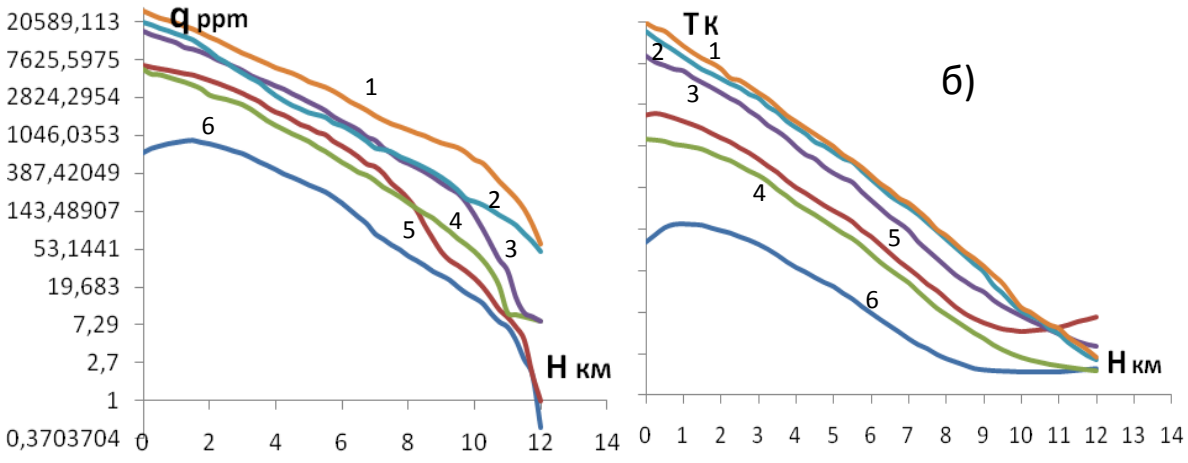


Рис. 1 Среднезональные статистические модели высотного распределения а) влажности воздуха, б) температуры воздуха: 1,2-тропическая зона лето, зима, 3,4 умеренная зона лето, зима, 5,6 – полярная зона лето, зима.

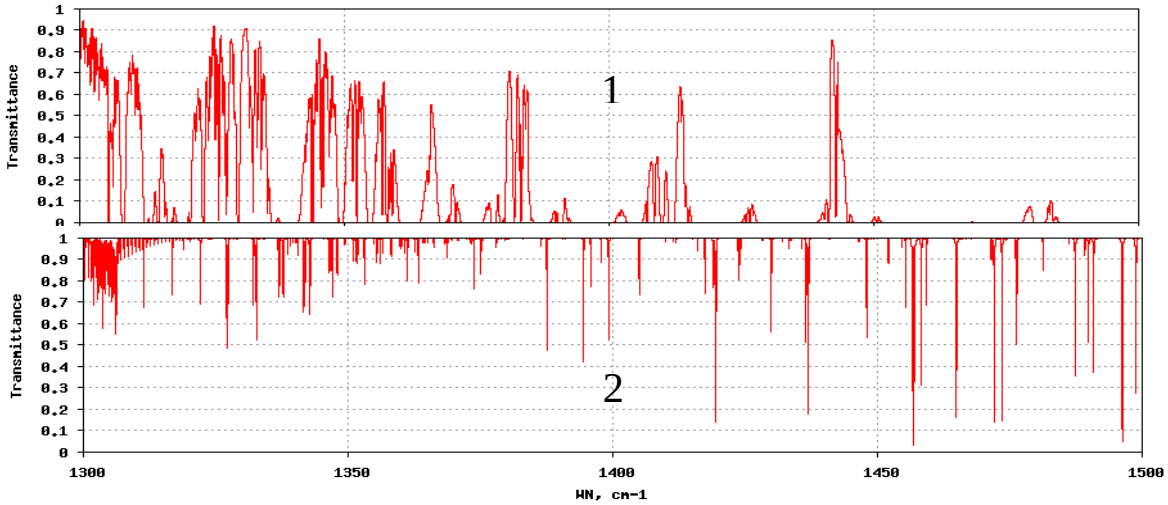


Рис. 2 Функция пропускания излучения в полосе поглощения паров воды 1300-1500 $см^{-1}$ слоя воздуха 250 м у поверхности Земли (1) и на высоте 12км (2) для летней модели умеренной зоны.

Рассмотрим влияние содержания паров воды в воздухе на уровень уходящего излучения Земли в полосе поглощения молекул воды 1300-1500 $см^{-1}$ для среднезональных статистических моделей высотного распределения влажности, температуры воздуха [1] (Рис.1). Процентное содержание молекул O_2, N_2, CH_4, CO_2, CO, N_2O, O_3, в воздухе приведены в таблице 1. Расчёты уходящего излучения Земли проводились для модели неоднородной атмосферы в виде однородных слоёв толщиной 100 м с разрешением 0,001 $см^{-1}$ до высоты 12 км.

Таблица 1. Параметры модели атмосферы

H км	O_2 %	N_2 %	CH_4 10^{-4}%	CO_2 10^{-4}%	CO 10^{-4}%	N_2O 10^{-4}%	O_3 10^{-4}%	N $см^{-3}$ 10^{-19}
0	21	78	1,6	370	0,250	0,420	0,027	2,550
1	21	78	1,6	370	0,250	0,400	0,026	2,300
2	21	78	1,6	370	0,250	0,400	0,024	2,100
3	21	78	1,6	370	0,250	0,400	0,024	1,900
4	21	78	1,6	370	0,250	0,400	0,027	1,700
5	21	78	1,6	370	0,250	0,400	0,027	1,530
6	21	78	1,6	370	0,200	0,400	0,029	1,370
7	21	78	1,6	370	0,180	0,400	0,033	1,230
8	21	78	1,6	370	0,150	0,400	0,041	1,100
9	21	78	1,6	370	0,120	0,400	0,052	0,970
10	21	78	1,5	370	0,100	0,400	0,070	0,860
12	21	78	1,45	370	0,080	0,400	0,123	0,650

На рисунке 2 приведена типичная функция пропускания излучения в полосе поглощения паров воды 1300-1500 $см^{-1}$ слоя воздуха 250 м у поверхности Земли (1) и на высоте 12км (2)

для летней модели умеренной зоны. Уменьшение содержания молекул воды, а также насыщение поглощения в линиях поглощения газа и снижения поглощения излучения в крыльях линий поглощения приводит к снижению вклада в энергию уходящего излучения атмосферы молекул воды в верхних слоях атмосферы.

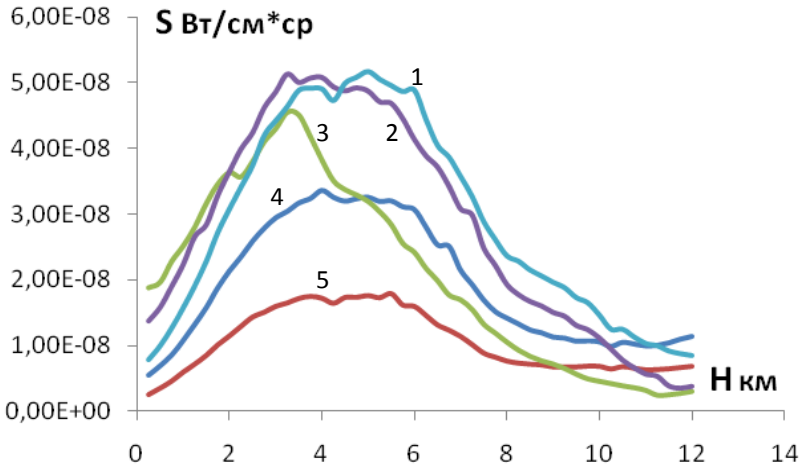


Рис. 3. Вклад излучения горизонтального однородного слоя воздуха толщиной 250 м в уходящее излучение атмосферы в спектральной области 1300-1500 $см^{-1}$ в зависимости от высоты нахождения слоя воздуха: 1-тропическая зона лето, 2,3 –умеренная зона лето, зима, 4,5 – полярная зона лето, зима.

Доля мощности в уходящем излучении атмосферы однородного горизонтального слоя толщиной 250 м для каждой климатической зоны показана на рисунке 3. Область атмосферы на расстоянии от поверхности Земли 4-6 км вносит наибольший вклад в уходящее излучение Земли в спектральном диапазоне 1300-1500 $см^{-1}$.

Проведенные расчёты показывают, что перераспределение содержания паров воды в слоях атмосферы существенно влияет на мощность уходящего излучения Земли.

Ослабления энергии уходящего излучения только поверхности Земли в области 1300-1500 $см^{-1}$ одинаковым количеством молекул воды снижается с повышением высоты нахождения паров воды (Рис.4а). Однако, общая мощность уходящего излучения атмосферы в данном спектральном диапазоне, наиболее чувствительна к изменению содержания паров воды в верхних слоях атмосферы, особенно в более холодной климатической зоне (Рис. 4б).

Для понимания природы и механизма парникового эффекта важно знать, что вклад одного и того же компонента газа в общий поток излучения сильно зависит от его распределения в

толще атмосферы. Вертикальное распределение концентрации паров воды в тропосфере имеет большой градиент. Напротив, диоксид углерода, метан довольно равномерно перемешаны в слое воздуха до 20 км. Следовательно, выше 5 км главными поглотителями восходящего теплового излучения подстилающей поверхности могут оказаться $C0_2$, CH_4, O_3.

.

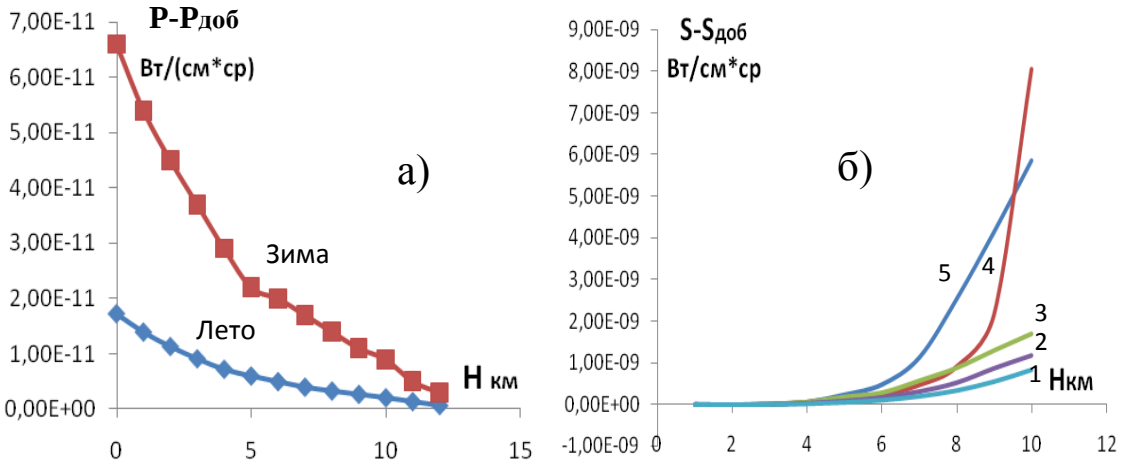


Рис. 4. Изменения мощности излучения Р а) поверхности Земли при температуре 273 К –зима, 295 К- лето и б) общей мощности S уходящего излучения в области 1300-1500 $см^{-1}$ при увеличении содержания паров воды в слое толщиной 250 м на 0,02г/$м^3$ $м^3$ и высоты нахождения данного слоя: 1-тропическая зона лето, 2,3 – умеренная зона лето, зима, 4,5 – полярная зона лето, зима

В больших многокомпонентных системах между временем наступления причины и следствия существует определенное запаздывание. Мгновенные и среднемесячные радиационные потоки на внешней границе атмосферы есть результат сложного взаимодействия многих приповерхностных и атмосферных процессов. Вследствие комплексного воздействия на перенос излучения характеристик облачности, газового состава и стратификации атмосферы невозможно осуществить прямой мониторинг климатических изменений только специализированными измерениями радиационного баланса Земли.

Результаты исследования могут быть использованы при разработке методик для обработки спектров, полученных при помощи современных сенсоров установленных на спутниках.

1. Зуев В.Е., Комаров В.С. Статистические модели температура газовых компонент атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат. 1986. 320С

СТАТИСТИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА НИЖНЕЙ СЛОИСТООБРАЗНОЙ ОБЛАЧНОСТИ НАД СИБИРСКИМ РЕГИОНОМ

Н.Я. Ломакина, В.С. Комаров, С.Н. Ильин, А.В. Лавриненко,

Институт оптики атмосферы им.В.Е. Зуева СО РАН

634021, г.Томск, пл .Академика Зуева, 1

lnya@iao.ru, gfm@iao.ru

Ключевые слова: нижняя слоистообразная облачность, количество, высота нижней границы, статистические характеристики, Сибирский регион.

Приводятся результаты статистического анализа характеристик нижней слоистообразной облачности, полученные по данным 8-срочных метеорологических наблюдений 60-ти сибирских станций за последние 45 лет (1969–2013 гг.). Проведены исследования количества и высоты нижней границы слоистообразных облаков нижнего яруса (*Sc, St, Ns*) для четырех сезонов. При этом, при анализе количества нижней слоистообразной облачности использованы такие статистические показатели как его средние значения (баллы) и повторяемости (%) по пяти градациям: 0, 1–3, 4–6, 7–9, 10 баллов, а при анализе высот нижней границы – средние значения (км) и повторяемости (%) по шести градациям высоты нижней границы: 0,05–0,2; 0,2–0,4; 0,4–0,8; 0,8–1,2; 1,2–1,6; 1,6–2,0 км, дополненные градацией «облаков нет» (0).

Известно, что для решения многих прикладных задач дистанционного оптического зондирования атмосферы [1–3] необходимо получить на предварительном этапе априорные данные о статистической структуре характеристик слоистообразной облачности нижнего яруса (*Sc, St, Ns*) и, в первую очередь, о ее количестве и высоте нижней границы, определяемых для различных регионов земного шара. В связи с актуальностью данной проблемы и отсутствием публикаций по статистике нижней облачности для Сибирского региона (она рассмотрена в [4, 5] на примере одного г.Томска), авторами были начаты исследования по ее реализации. Первые результаты были опубликованы в работах [6, 7], однако они носят предварительный характер, поскольку получены по данным ограниченного числа (всего 25) синоптических станций, что явно недостаточно для такого значительного по площади региона, как Сибирь.

Основными исходными данными для настоящего исследования послужили 45-летние (1969–2013 гг.) ряды 8-срочных метеорологических наблюдений за количеством и высотой нижней границы слоистообразных облаков нижнего яруса (*Sc, St, Ns*), полученные для 60-ти синоптических станций Сибири из архива NOAA (*http:/www.ncdc.noaa.gov/*). При этом выбор временного ряда с 1969 г. (а не с 1966 г. – начала перехода метеорологической сети России на восьмисрочные наблюдении) связан с более поздним переходом на эти сроки большого числа сибирских станций.

Исследование проводилось посезонно с помощью следующих статистических параметров. При анализе количества нижней слоистообразной облачности использованы его среднее значение $\overline{N}_H$ (баллы) и повторяемость (%) по пяти градациям N_i: 0, 1–3, 4–6, 7–9, 10 баллов, а при анализе высот нижней границы этого типа облачности – среднее значение $\overline{H}_{HГ}$ (км) и повторяемость (%) по шести градациям высоты нижней границы H_i: 0,05–0,2; 0,2–0,4; 0,4–0,8; 0,8–1,2; 1,2–1,6; 1,6–2,0 км, дополненных градацией «облаков нет» (0). Сразу же подчеркнем, что поскольку повторяемость этих градаций оценивается только для нижней облачности с высотой ее нижней границы, не превышающей 2 км, то сумма их повторяемостей не равна 100%, а повторяемость градации «0» рассчитана от общего числа случаев, включающих как случаи наличия, так и случаи отсутствия облаков.

Проведенный анализ статистической структуры слоистообразной облачности нижнего яруса, реализованный на основе данных 60-ти синоптических станций Сибири за временной интервал 1960–2013 гг., показал, что пространственное распределение ее среднесезонного количества по территории Сибири имеет достаточно сложный характер и явную зависимость от географического положения области исследования (рис 1). Действительно, если над территорией Западной Сибири и независимо от сезона количество таких облаков является максимальным (до 5–7 баллов и даже более), то над Восточной Сибирью оно минимально, особенно зимой в районах Якутии и Забайкалья, где количество нижней облачности не превышает 1,5–2 баллов.

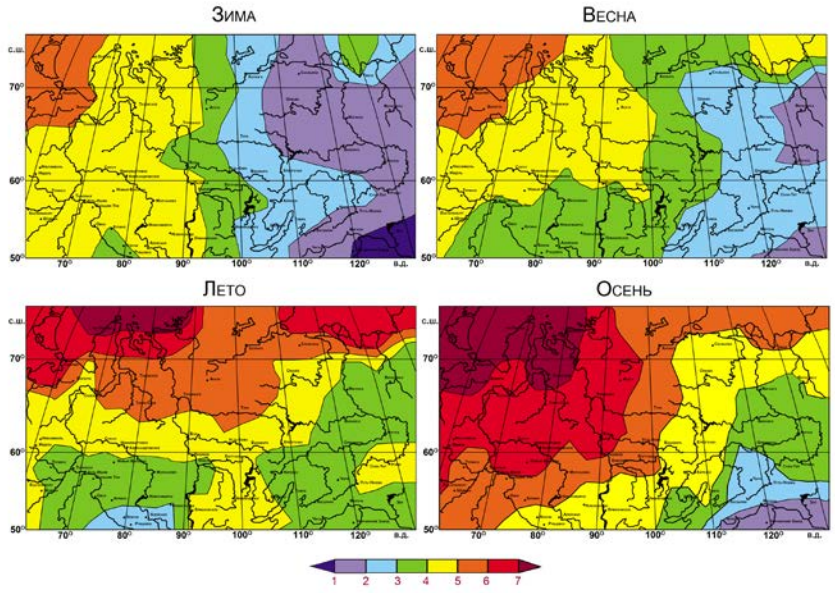


Рис. 1. Пространственное распределение по территории Сибири среднесезонного количества нижней слоистообразной облачности (баллы).

Поскольку среднее значение не позволяет судить об изменчивости метеовеличин, в том числе и количества облаков, нами была рассмотрена также повторяемость их количества по градациям (0, 1–3, 4–6, 7–9, 10 баллов). Наибольшую повторяемость (в основном от 30 до 55%) во все сезоны (кроме некоторых районов летом) имеют дни с ясной погодой (т.е. когда количество нижней облачности равно «0» баллов), причем зимой на крайнем юго-востоке Восточной Сибири она может достигать 82–90%. Летом повсеместно, а осенью лишь над территорией Западной Сибири, повторяемость ясных дней заметно ниже, чем зимой и весной, и не превышает 30%.

В отличие от дней с ясной погодой, повторяемость дней со сплошной облачностью нижнего яруса (10 баллов), а также ее промежуточных градаций (1–3, 4–6 и 7–9 баллов), во все сезоны не превышает, соответственно, 20–30 и 20%.

Что касается особенностей пространственного распределения высоты нижней границы облаков нижнего яруса (рис.2), то в зимне-весенний период над всей территорией Западной Сибири преобладают пониженные (порядка 0,20–0,40 км) значения высоты нижней границы облаков нижнего яруса, а над Восточной Сибирью наоборот ее повышенные (до 0,80–0,98 км) значения. Летом (при самом высоком в годовом ходе положении нижней границы облаков нижнего яруса) хорошо выражен их широтный ход, при котором высота этой границы возрастает от 0,30–0,40 км в полярных районах до 1,00–1,34 км на юге Сибири (особенно в Забайкалье). Осенью же распределение высоты нижней границы слоистообразных облаков нижнего яруса совпадает с ее зимне-весенним распределением.

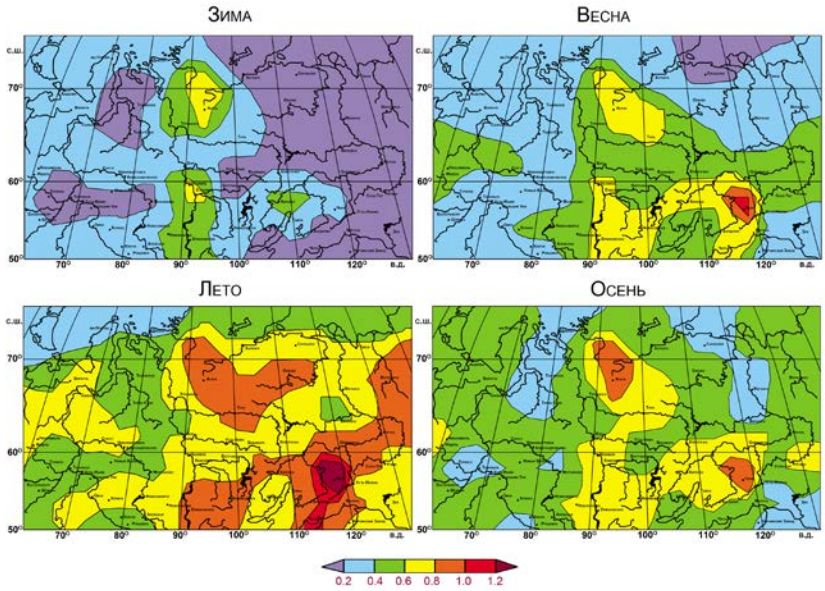


Рис. 2. Пространственное распределение по территории Сибири среднесезонных значений высоты (км) нижней границы слоистообразных облаков нижнего яруса.

Наряду со среднесезонными значениями, представляет практический интерес оценка повторяемостей высот нижней границы облаков нижнего яруса в зависимости от ее высотного положения. Был проведен анализ повторяемостей (%) по шести градациям высоты нижней границы H_i: 0,05–0,2; 0,2–0,4; 0,4–0,8; 0,8–1,2; 1,2–1,6; 1,6–2,0 км, дополненных градацией «облаков нет» (0). Во все сезоны над территорией Сибири, несмотря на небольшие значения повторяемостей высоты нижней границы облаков нижнего яруса в каждой из выбранных градаций, все же нами выявлены три градации с наибольшей повторяемостью (0,4–0,8; 0,8–1,2 и 1,2–1,6 км). При этом градация 0,4–0,8 км наблюдается во все сезоны над полярными районами Сибири, а также над территорией Западной Сибири. В то же время градации 0,8–1,2 и 1,2–1,6 км наиболее часто наблюдаются весной, летом и осенью над Восточной Сибирью, особенно в ее южных районах, где их повторяемость может достигать 40–56%.

Необходимо отметить, что во все сезоны максимальную повторяемость имеет градация «0» (отсутствие облаков), причем зимой над территорией Якутии и Забайкалья ее значения могут доходить до 80–90%, что совпадает с наличием здесь в этот же сезон области наименьших значений количества нижней облачности.

Таким образом, проведенные по данным 45-ти летнего ряда (1969–2013 гг.) большого количества (60) станций исследования статистической структуры слоистообразной облачности нижнего яруса существенно уточняют результаты работ [6, 7], полученных по данным ограниченного числа (25) синоптических станций.

1. *Зуев В.Е., Зуев В.В.* Дистанционное оптическое зондирование. СПб.: Гидрометеоиздат, 1992. 232 с.
2. *Зуев В.Е.* Лазер-метеоролог. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 179 с.
3. *Кондратьев К.Я., Тимофеев К.М.* Метеорологическое зондирование атмосферы из Космоса. Л.: Гидрометеоиздат, 1978. 280 с.
4. *Журавлева Т.Б., Рассказчикова Т.М., Скляднева Т.К., Смирнов С.В.* Статистика облачности над Томском: данные наземных наблюдений 1993–2004 гг. // Оптика атмосферы и океана, 2006. Т.19. №10. С.880–886.
5. *Скляднева Т.К., Журавлева Т.Б.* Повторяемость основных форм облачности над г.Томском: данные наземных наблюдений 1993–2004 гг. // Оптика атмосферы и океана, 2008. Т.21. №1. С.65–68.
6. *Комаров В.С., Ильин С.Н., Лавриненко А.В., Ломакина Н.Я., Горев Е.В., Нахтигалова Д.П.* Климатический режим нижней облачности над территорией Сибири и его современные изменения. Часть 1. Особенности режима нижней облачности // Оптика атмосферы и океана, 2013. Т.26. №7. С.579–583.
7. *Нахтигалова Д.П.* Многолетний режим облачного покрова над территорией Сибирского региона и его современные изменения // Современные проблемы науки и образования. 2013, №4. *LLP: htpp:www.science.education.ru/*110-9820.

ИССЛЕДОВАНИЕ ФОТОФОРЕТИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ В РАЗРЕЖЕННОЙ ГАЗОВОЙ СРЕДЕ ПРИ ПОМОЩИ ПАРАЛЛЕЛЬНЫХ ВЫЧИСЛЕНИЙ

А.А. Черемисин, Ю.В. Васильев, А.В. Кушнаренко, Д.А. Кузьмин, С.В. Черников, И.С. Шнипов

Сибирский Федеральный Университет, г.Красноярск

aacheremisin@gmail.com

Аннотация

В данной работе представлены результаты компьютерного моделирования гравитофотофоретического движения аэрозольных кластеров в средней атмосфере Земли. Компьютерные модели кластеров и результаты расчётов получены на программном комплексе «Фотофорез и динамика аэрозоля», реализующим газокинетический алгоритм Монте-Карло и моделирование с применением технологии распараллеливания. Комплекс развернут на вычислительном кластере СФУ в Институте космических и информационных технологий.

Ключевые слова: аэрозоль, средняя атмосфера, фотофорез, Монте-Карло, параллельные вычисления

Введение

В настоящее время фотофорез рассматривается как один из эффектов, способных оказать влияние на распространение аэрозоля в атмосфере Земли. В сочетании с действием на частицу силы тяжести, фотофоретический эффект приводит к явлению гравитофотофореза. Гравитофотофоретические силы способны поднимать вверх частицы, которые подобно частицам сажи хорошо поглощают солнечный свет и ИК излучение Земли, в стратосфере и мезосфере Земли [1].

На базе суперкомпьютера СФУ создан программный комплекс, позволяющий моделировать воздействие гравитофотофоретических сил на атмосферный аэрозоль с последующей визуализацией результатов [2].

Функционал программного комплекса:

-генерация аэрозольных кластеров с заданной фрактальной размерностью;

-расчёт матриц переноса;

-расчёт сил, действующих на аэрозольный кластер, и их моментов[3];

-моделирование движения аэрозольных кластеров в разреженной газовой среде;

Комплекс может работать под управлением операционных систем семейства Microsoft Windows, начиная с XP, и ОС на Linux.

В докладе представлены результаты применения этого программного комплекса для расчета сил фотофоретического взаимодействия между аэрозольными частицами, оценки влияния освещения на константы коагуляции аэрозольных частиц, сборки ансамблей аэрозольных кластеров, вычисления фотофоретических сил, действующих на аэрозольные агрегаты из этих ансамблей, воспроизведения динамики движения аэрозольных кластеров и

исследования возникновения различных типов гравитофотофоретического движения этих аэрозольных кластеров.

Седиментация и гравитофотофорез аэрозольных кластеров

Для проведения компьютерного эксперимента по исследованию гравитофотофоретического движения аэрозольных кластеров был сгенерирован набор из 256 кластеров, состоящих из 120 сферических частиц радиусом 0,25 мкм частиц (Рис. 1). При сборке кластеров предполагалось, что сферические частицы принадлежат к двум различным сортам, которые отличаются по вероятности слипания частиц друг с другом. Такой подход позволяет получить кластеры с явной асимметрией пространственного распределения частиц в агрегатах. Далее изучалась поступательно-вращательное движение каждого из кластеров, помещённых на разные высоты в атмосфере.

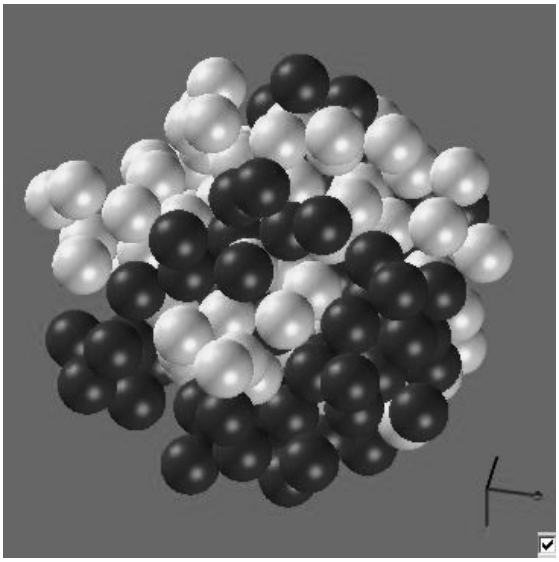


Рис. 1. Аэрозольный кластер из 120 частиц разного сорта (обозначены разным цветом). Фрактальная размерность D_f = 2,54. При сборке кластера вероятность адгезии частиц разного сорта составляла 0,1. Одинаковые частицы слипались с вероятностью 1.

Динамика движения кластера описывается системой уравнений, включающей уравнение движения центра масс кластера

$$m\frac{d}{dt}\begin{matrix}V_x\\V_y\\V_z\end{matrix}=\begin{matrix}F_x^c\\F_y^c\\F_z^c\end{matrix}+\begin{pmatrix}0\\0\\G\end{pmatrix}-\begin{bmatrix}\eta_{xx}^{Fv} & \eta_{xy}^{Fv} & \eta_{xz}^{Fv}\\ \eta_{yx}^{Fv} & \eta_{yy}^{Fv} & \eta_{yz}^{Fv}\\ \eta_{zx}^{Fv} & \eta_{zy}^{Fv} & \eta_{zz}^{Fv}\end{bmatrix}\begin{matrix}V_x\\V_y\\V_z\end{matrix}-\begin{bmatrix}\eta_{xx}^{F\omega} & \eta_{xy}^{F\omega} & \eta_{xz}^{F\omega}\\ \eta_{yx}^{F\omega} & \eta_{yy}^{F\omega} & \eta_{yz}^{F\omega}\\ \eta_{zx}^{F\omega} & \eta_{zy}^{F\omega} & \eta_{zz}^{F\omega}\end{bmatrix}\begin{matrix}\Omega_x\\\Omega_y\\\Omega_z\end{matrix}$$

и уравнение вращательного движения

$$\frac{d}{dt}\hat{\mathrm{I}}\begin{matrix}\Omega_x\\\Omega_y\\\Omega_z\end{matrix}=\begin{matrix}M_x^c\\M_y^c\\M_z^c\end{matrix}-\begin{bmatrix}\eta_{xx}^{Mv} & \eta_{xy}^{Mv} & \eta_{xz}^{Mv}\\ \eta_{yx}^{Mv} & \eta_{yy}^{Mv} & \eta_{yz}^{Mv}\\ \eta_{zx}^{Mv} & \eta_{zy}^{Mv} & \eta_{zz}^{Mv}\end{bmatrix}\begin{matrix}V_x\\V_y\\V_z\end{matrix}-\begin{bmatrix}\eta_{xx}^{M\omega} & \eta_{xy}^{M\omega} & \eta_{xz}^{M\omega}\\ \eta_{yx}^{M\omega} & \eta_{yy}^{M\omega} & \eta_{yz}^{M\omega}\\ \eta_{zx}^{M\omega} & \eta_{zy}^{M\omega} & \eta_{zz}^{M\omega}\end{bmatrix}\begin{matrix}\Omega_x\\\Omega_y\\\Omega_z\end{matrix},$$

где η^{Fv}, $\eta^{M\omega}$ являются действительными тензорными величинами, а $\eta^{F\omega}$ и η^{Mv} – псевдотензора второго ранга размерности 3×3. Тензора $\eta^{F\omega}$ и η^{Mv} определяют связь между поступательным и вращательным движением аэрозольной системы. I – тензор инерции системы, m – масса, G – сила тяжести, F^c – фотофоретическая сила, а M^c – её момент. В свободномолекулярном

режиме силы трения и их моменты, действующие на аэрозольную систему, обусловлены взаимодействием с потоками молекул невозмущенного газа, отдельные частицы которого не взаимодействуют между собой, и при малых скоростях движения могут быть представлены в линейном приближении по скорости движения центра масс V и угловой скорости Ω Седиментация и гравитофотофорез кластеров исследовались путём численного решения уравнений движения кластера методом Рунге-Кутты 4 порядка.

В предположении, что частицы агрегатов не поглощают солнечный свет и ИК излучение Земли была рассмотрена седиментация аэрозольных кластеров. Для кластеров, состоящих из частиц, которые подобно частицам сажи хорошо поглощают излучения, показано, что возможно возникновение большой подъемной фотофоретической силы как $\Delta\alpha$ –типа, так и ΔT – типа, если разные сорта частиц в кластере отличаются значениями коэффициентов аккомодации газовых молекул на поверхности или сечениями поглощения. Аэрозольные частицы под действием гравитофотофоретических сил способны левитировать в атмосфере и зависать на стратосферных и мезосферных высотах, которые соответствуют положению наблюдаемых аэрозольных слоёв. Показано, что при случайной сборке только часть аэрозольных агрегатов способно левитировать. Это хорошо соответствует экспериментальным наблюдениям.

Фотофоретическое взаимодействие аэрозольного частицы и кластера

Коагуляция частиц является одним из наиболее важных процессов, протекающих

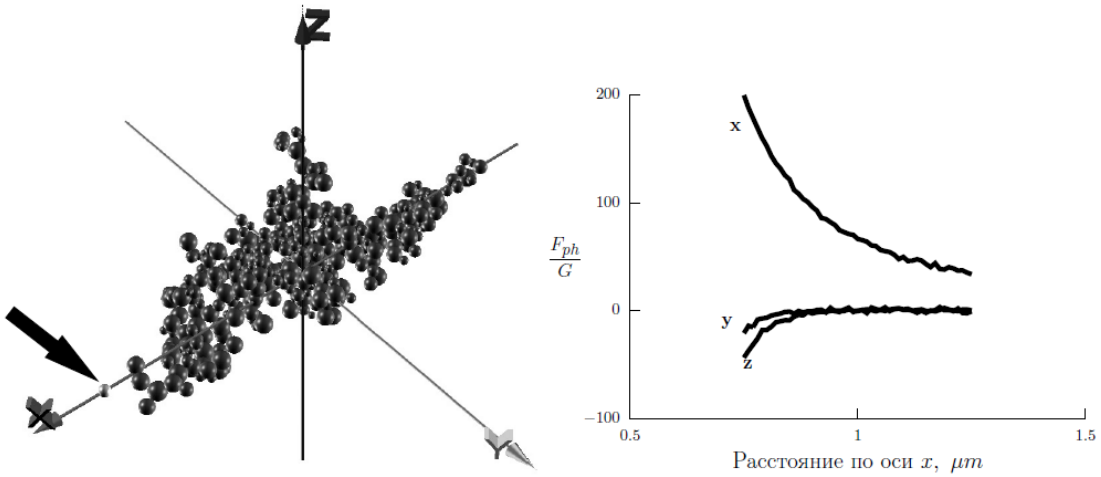


Рис. 1. Сила фотофоретического отталкивания сферической аэрозольной частицы от аэрозольного кластера, находящихся в атмосфере на высоте 30 км в дневное время. Кластер состоит из частиц, которые подобно частицам сажи хорошо поглощают солнечное излучение и ИК излучение Земли. Сила отнесена к весу аэрозольной частицы G, а расстояние x отсчитывается от центра тяжести аэрозольного агрегата. Символами x, y, z обозначены компоненты силы.

в аэрозольных системах. На коагуляцию оказывают влияние силы Ван-дер-Ваальса, а также кулоновские электростатические силы, если коагулирующие частицы заряжены. Ранее было обнаружено, что при солнечном освещении между тонкодисперсными частицами возникают весьма значительные силы отталкивания, которые в десятки и сотни раз превышают силу тяжести. Мы назвали эти силы силами фотофоретического взаимодействия. Этот эффект был исследован применительно к условиям вакуумных камер и атмосфере для пар сферических аэрозольных частиц. Была дана оценка влияния этих сил на константу коагуляции [4].

На Рис. 2 представлен эффект для взаимодействия частицы и кластера в атмосфере. Как видим, силы фотофоретического взаимодействия велики по сравнению с силой тяжести и могут оказывать влияние на процесс коагуляции в системе.

Заключение

На сегодняшний день метод компьютерного эксперимента широко применяется в научных исследованиях. Одной из областей, в которой целесообразно прибегнуть к компьютерному моделированию, является область исследования газокинетических явлений, в частности явление фотофоретического движения аэрозольных частиц. Моделирование связанно с серьезными требованиями к вычислительным ресурсам, эффективность использования которых напрямую влияет на время выполнения моделирования. Один из способов сокращения временных затрат – распараллеливание. В случае газокинетических явлений распараллеливание оказывается особенно эффективным за счёт относительной независимости отдельных экспериментов. Применение современных компьютерных технологий позволяет рассматривать задачи, связанные с моделированием взаимодействия аэрозольных кластеров большого размера, и исследовать динамику их движения.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 13-05-01036а)

1. *Cheremisin, I. S. Shnipov, H. Horvath, and H. Rohatschek* The global picture of aerosol layers formation in the stratosphere and in the mesosphere under the influence of gravito-photophoretic and magneto-photophoretic forces // Geophys. Res. 2011. V. 116. D19204. 15 PP. DOI: 10.1029 / 2011JD015958.
2. *Черемисин А.А., Кузьмин Д.А., Кушнаренко А.В., Черников С.В.* Моделирование движения аэрозольных кластеров в разреженной газовой среде // Суперкомпьютерные технологии в науке, образовании и промышленности: Альманах / Под ред. В.А. Садовничего, Г.И. Савина, В.В. Воеводина. — М.: Издательство Московского университета. 2014. С. 127-134.
3. *Cheremisin A.A.* Transfer matrices and solution of the heat-mass transfer problem for aerosol clasters in a rarefied gas medium by the Monte Carlo method // Russ. J. Numer. Anal. Math. Modelling (RJNAMM). 2010. V. 25. №. 3. P. 209-233.
4. *Cheremisin A.A., Kushnarenko A.V.* Photophoretic interaction of aerosol particles and its effect on coagulation in rarefied gas medium // Journal of Aerosol Science. 2013. V. 62. P. 26-39.

ОСОБЕННОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННЫХ РАСПРЕДЕЛЕНИЙ ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ ОЗОНА И ВОДЯНОГО ПАРА ПРИ АТМОСФЕРНЫХ БЛОКИРОВАНИЯХ НАД ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИЕЙ РОССИИ ВЕСНОЙ И ЛЕТОМ 2010 Г.

С. А. Ситнов, И. И. Мохов

Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, г. Москва, Россия

sitnov@ifaran.ru, mokhov@ifaran.ru

Ключевые слова: общее содержание озона, общее влагосодержание, атмосферное блокирование, 2010 г.

Аннотация. С привлечением данных спутникового спектрометра AIRS исследованы особенности полей общего содержания озона (ОСО) и общего влагосодержания (ОВ) при атмосферных блокированиях над европейской территорией России (ЕТР) весной и летом 2010 г. В областях блокирований выявлены отрицательные аномалии ОСО, достигавшие величин -50 Д.Е. и -37 Д.Е. и положительные аномалии ОВ, достигавшие величин 12 кг/м^2 и 13 кг/м^2 в весенний и летний периоды, соответственно. Выявленные особенности полей ОСО и ОВ связаны с особенностями региональной атмосферной динамики при омега-блокировании.

Атмосферное блокирование (или блокинг) связано с установлением высокого малоподвижного антициклона, препятствующего западному переносу воздушных масс в тропосфере средних широт. В летний период блокингам сопутствуют продолжительные периоды аномально жаркой погоды, отсутствие осадков, почвенная засуха и нередко природные пожары, приводящие к загрязнению атмосферы продуктами горения [1]. С атмосферными блокированиями связаны также изменения состава атмосферы, обусловленные особенностями региональной атмосферной динамики [2, 3]. В условиях блокирований часто отмечается развитие глубоких нестационарных локальных минимумов ОСО - озоновых "мини-дыр"[4], в областях которых могут отмечаться опасные уровни биологически активной солнечной радиации. В данной работе на основе спутниковых данных исследуются особенности полей ОСО и ОВ при относительно кратковременном весеннем и аномально продолжительном летнем блокировании над ЕТР в 2010 г. Согласно модельным оценкам при продолжении глобального потепления в Евро-Атлантическом секторе в летний период ожидается увеличение повторяемости длительных атмосферных блокирований [5].

Анализировались измерения ОСО и ОВ в ИК области спектрометром AIRS (спутник Aqua) [6]. Пространственное разрешение данных ОСО и ОВ при измерениях в надир составляет 45 км, расчетная точность - 5% (http://airs.jpl.nasa.gov). Сканирующая система AIRS обеспечивает ежедневное покрытие данными 95% земной поверхности. Дневные измерения AIRS 5-й версии, интерполированные к сетке 1°×1°, получены с помощью системы визуализации и анализа данных Giovanni (http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni) [7]. Использовались также данные NCEP/NCAR реанализа (http://www.esrl.noaa.gov) [8].

На рис. 1 показаны результаты диагностики атмосферного блокирования на основе анализа топографии высоты геопотенциальной поверхности 500 гПа (H500) [9]. Согласно рис. 1 в долготном секторе в секторе 20-70° в.д. в апреле - сентябре 2010 г. отмечалось два продолжительных эпизода блокирования - с 1 по 22 мая и с 20 июня по 16 августа. Для анализа особенностей полей ОСО и ОВ при весеннем и летнем блокировании были выбраны периоды 8-17 мая и 1-10 августа. В указанные периоды отмечалось усиление блокирующих антициклонов, в связи с чем можно ожидать проявления более четкой связи изменений состава атмосферы с атмосферной динамикой.

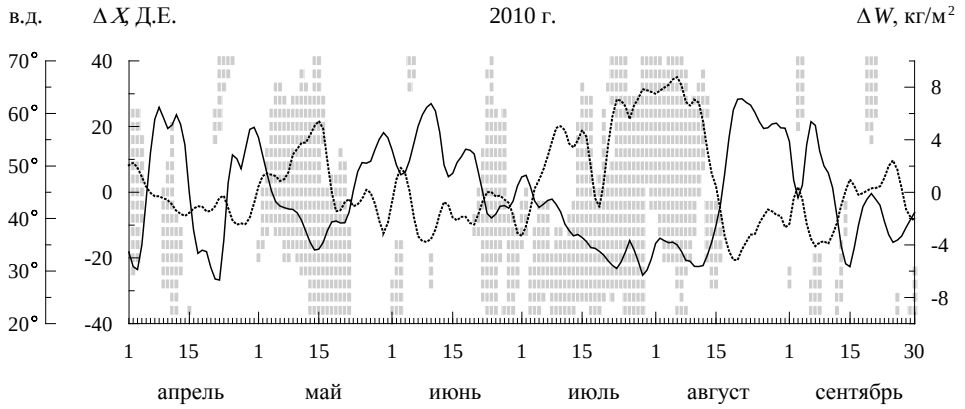


Рис. 1. Дни (нижняя шкала) и долготы (левая шкала) с атмосферным блокированием согласно критерия [9] (тон). Аномалии ОСО (Δ*X*, сплошная кривая) и ОВ (Δ*W*, пунктир) над севером ЕТР (55-65° с.ш., 25-75° в.д.).

Пространственные распределения H500 8-17 мая и 1-10 августа в 2010 г. (рис. 2) свидетельствуют, что динамическая ситуация в оба периода характеризовалась четкими признаками омега-блокирования - над европейской территорией России располагались области высокого давления, а в смежных областях к востоку и к западу - области низкого давления. Перепад высот между центром и периферией составил соответственно 355 гп. м и 380 гп. м. На рис. 2 показаны также пространственные распределения аномалий ОСО (Δ*X*) и ОВ (Δ*W*) при весеннем и летнем блокировании. Аномалии характеризовались отклонениями средних величин ОСО и ОВ 8-17 мая и 1-10 августа в 2010 г. от средних величин ОСО и ОВ в соответствующие периоды 2003-2012 годов (без 2010 г.). Согласно рисункам в областях блокирований доминировали отрицательные аномалии ОСО, достигавшие весной и летом величин -50 Д.Е. и -37 Д.Е., соответственно, а в смежных областях низкого давления - более значительные по величине положительные аномалии ОСО - до 80 Д.Е. и 60 Д.Е. Пространственные распределения аномалий ОВ напротив характеризовались положительными аномалиями ОВ в области атмосферного блокирования, достигавшими 12 кг/м^2 весной и 13 кг/м^2 летом, и существенно более слабыми отрицательными аномалиями ОВ в смежных с антициклонами областях (5-6 кг/м^2).

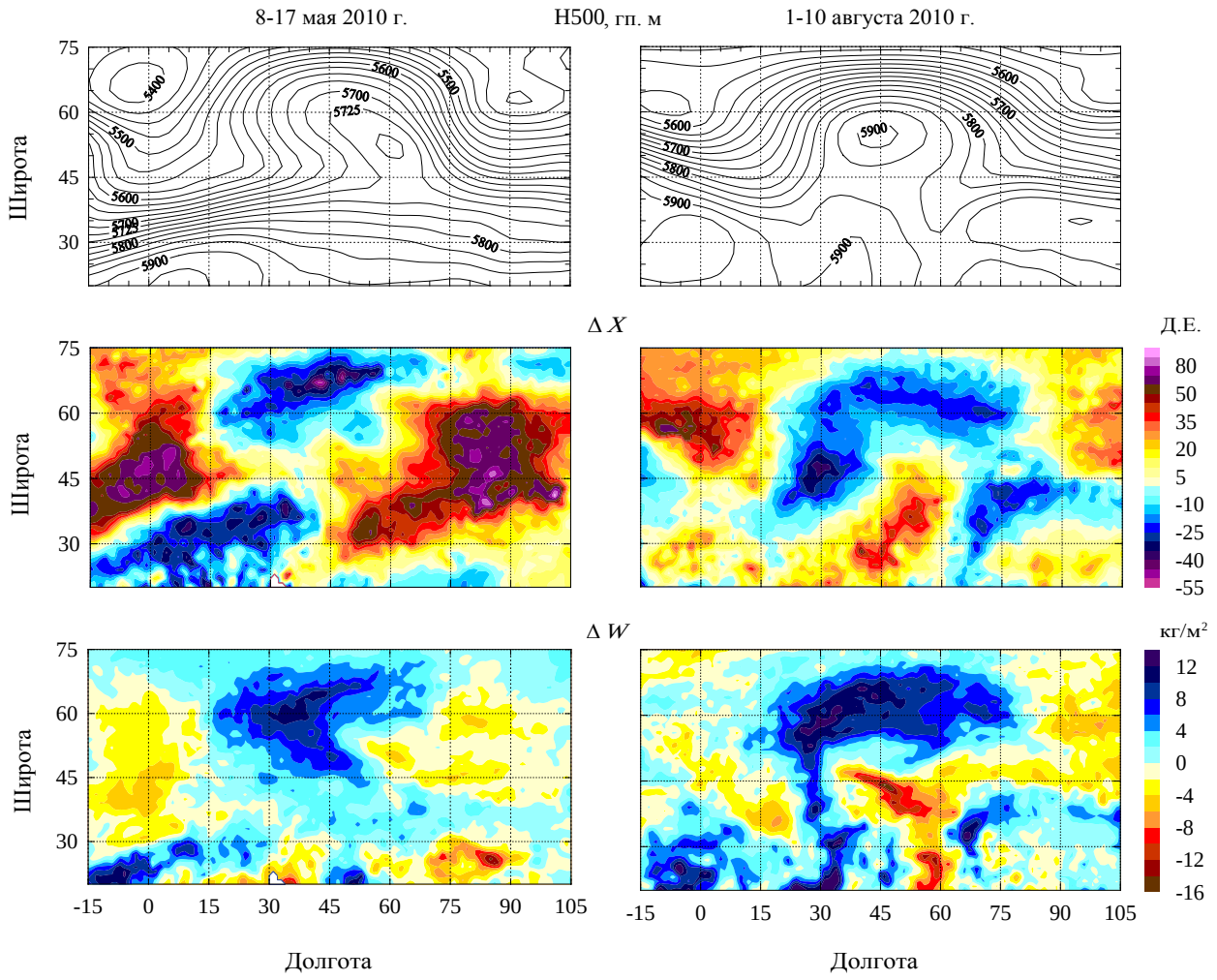


Рис. 2. Пространственные распределения (сверху-вниз): H500, аномалий ОСО (ΔX) и аномалий ОВ(ΔW) при весеннем блокировании (слева) и летнем блокировании (справа) в 2010 г.

На рис. 1 показаны также ежедневные аномалии ОСО и ОВ в апреле-сентябре 2010 г., осредненные по области (55°-65°с.ш. и 25°-75° в.д.). Аномалии (Δ) характеризовались разностью текущих значений X (W) и соответствующих значений X (W) при 91-дневном скользящем осреднении. Согласно рис. 1 над севером ЕТР для всего теплого периода 2010 г. была характерна отрицательная корреляция вариаций ΔX и ΔW - периодам весеннего и летнего атмосферных блокирований сопутствовали отрицательные аномалии ОСО и положительные аномалии ОВ, тогда как в периоды предшествующие и последующие блокированиям в указанной области доминировали положительные аномалии ОСО и отрицательные аномалии ОВ. Убыль ОСО в период весеннего (летнего) блокирования относительно величин ОСО, отмечавшихся в период предшествующий блокированию, превышала 37 Д.Е. (53 Д.Е.), а рост ОВ достигал 8 кг/м^2 (13 кг/м^2), соответственно.

Сопоставление пространственных распределений H500 с ΔX и ΔW (рис. 2) свидетельствует, что характерные особенности пространственных распределений ΔX и ΔW при весеннем и летнем блокированиях связаны с особенностями атмосферной циркуляцией в свободной тропосфере. Детальный анализ связи аномалий ОСО и ОВ с полями ветра на разных уровнях в тропосфере и стратосфере, а также с аномалиями высоты тропопаузы (не представлен из-за недостатка места) показал, что выявленные аномалии ОСО и ОВ имели в основном динамическое происхождение. Антикорреляция аномалий ОСО и ОВ объясняется достаточно тесной взаимосвязью атмосферной циркуляции в окрестностях тропопаузы, связанной с динамикой длинных волн типа Россби, с процессами адвекции водяного пара (ВП) и озона вихревыми структурами в тропосфере и в нижней стратосфере. Наряду с динамическими механизмами уменьшение ОСО в периоды весеннего и летнего блокирования на ЕТР в 2010 г. можно дополнительно связать с фотохимическим разрушением озона в нижней стратосфере в каталитическом водородном цикле в связи с адвекцией ВП.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты № 13-05-41432_РГО, 14-05-00639_а, 15-05-07853_а).

Литература

1. *Мохов И. И.* Особенности формирования летней жары 2010 г. на европейской территории России в контексте общих изменений климата и его аномалий // Изв. РАН. Физ. атмосф. и океана. 2011. Т. 47, № 6. С. 709-716.
2. *Ситнов С. А., Мохов И. И.* Содержание водяного пара над европейской частью России в период летних пожаров летом 2010 года // Изв. РАН. Физ. атмосф. и океана. 2013. Т. 49, № 4. С. 414-429.
3. *Ситнов С.А., Мохов И.И.* Формирование озоновой "мини-дыры" в условиях продолжительного блокирующего антициклона в атмосфере над европейской территорией России летом 2010 года // Докл. РАН. 2015. Т. 460, № 1. С. 74-78.
4. *Barriopedro D., Antón M., García G.A.* Atmospheric blocking signatures in total ozone and ozone miniholes // J. Climate. 2010. V. 23. P. 3967–3983.
5. *Мохов И.И., Тимажев А.В.* Возможные изменения атмосферных блокирований в 21 веке при RCP-сценариях антропогенных воздействий // Докл. РАН. 2015. Т. 460, № 2. С. 210-214.
6. *Acker J. C., Leptoukh G.* Online analysis enhances use of NASA Earth science data // Eos, Trans., AGU. 2007. V. 88. P. 14-17.
7. *Aumann H. H., Chahine M. T., Gautier C., Goldberg M.D., Kalnay E., McMillin L.M., Revercomb H., Rosenkranz P.W., Smith W.L., Staelin D.H., Strow L.L., Susskind J.* AIRS/AMSU/HSB on the Aqua mission: Design, science objectives, data products, and processing systems // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2003. V. 41. P. 253–264,.
8. *Kistler R., Collins W., Saha S.,* White G., Woollen J., Kalnay E., Chelliah M., Ebisuzaki W., Kanamitsu M., Kousky V., van den Dool H., Jenne R., Fiorino M. The NCEP–NCAR 50–Year Reanalysis: Monthly Means CD–ROM and Documentation // Bull. Amer. Meteor. Soc. 2001. V. 82. P. 247–267.
9. *Tibaldi S., Molteni F.* On the operational predictability of blocking // Tellus. 1990.V. 42A. P. 343-365.

ВИХРЕРАЗРЕШАЮЩЕЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ТУРБУЛЕНТНОГО ТЕЧЕНИЯ И ПЕРЕНОСА ПРИМЕСИ В УЛИЧНОМ КАНЬОНЕ

А.В. Старченко, Е.А. Данилкин

Томский государственный университет

starch@math.tsu.ru, ugin@math.tsu.ru

Ключевые слова: вихреразрешающее моделирование турбулентности, уличный каньон.

В работе представлена нестационарная трехмерная вихреразрешающая модель, разработанная для исследования неизотермических турбулентных отрывных течений в уличных каньонах. Для параметризации турбулентности подсеточных масштабов используется градиентная модель Смагоринского. На основе проведенных расчетов показано влияние расположения источника примеси, размеров уличного каньона, скорости основного потока и температурного перепада на стенках на уровень загрязнения воздуха в каньоне.

Работа посвящена построению и апробации трехмерной вихреразрешающей микромасштабной математической модели, учитывающей влияние эффектов плавучести и шероховатости подстилающей поверхности для исследования турбулентных отрывных течений и процессов переноса примеси в уличных каньонах. Интерес представляет получение новой информации о влиянии тепловых режимов на структуру потока, изучение локальных особенностей изменения температуры и образования зон повышенных концентраций загрязнителей атмосферного воздуха в городских кварталах.

Физико-математическая постановка задачи. Рассматривается трёхмерное нестационарное турбулентное движение воздуха в уличном каньоне. Источники примеси постоянной интенсивности располагаются на дне уличного каньона. Геометрия области исследования представлена на рисунке 1.

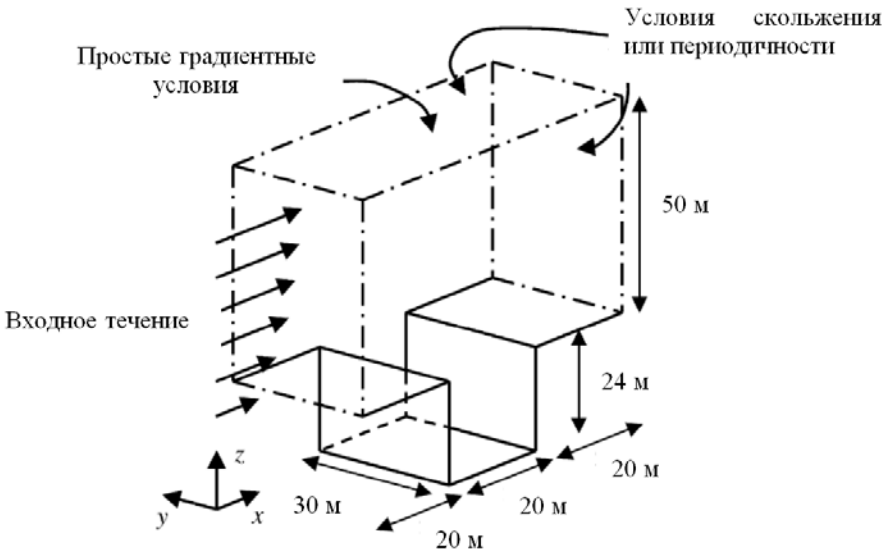


Рисунок 1 – Геометрия области исследования (уличный каньон глубиной 24 метра)

Математическая модель трехмерного нестационарного турбулентного движения несжимаемой среды включает в себя отфильтрованные уравнения неразрывности и уравнения Навье-Стокса в приближении Буссинеска [1].

$$\frac{\partial \overline{u}_i}{\partial x_i} = 0, \qquad \frac{\partial \overline{u}_i}{\partial t} + \frac{\partial \overline{u}_i \overline{u}_j}{\partial x_j} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial \overline{p}}{\partial x_i} + \nu \frac{\partial}{\partial x_j}\left(\frac{\partial \overline{u}_i}{\partial x_j}\right) - \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} + g_i \frac{\overline{T} - T_0}{T_0}, i = 1,2,3. \qquad (1)$$

Здесь $\overline{u}_i$ – отфильтрованные проекции мгновенного вектора скорости на оси координат, $\overline{p}, \overline{T}$ – отфильтрованные значения давления и температуры, T_0 - относительное значение температуры; ν – кинематическая вязкость, ρ – плотность, τ_{ij} – тензор подсеточных турбулентных напряжений, g_i - проекции вектора ускорения свободного падения (0;0;9,81). По повторяющимся индексам j проводится суммирование.

Полученная система уравнений является незамкнутой и для ее замыкания используется подсеточная модель Смагоринского [1]:

$$\tau_{ij} - \frac{1}{3}\delta_{ij}\tau_{kk} \approx \tau_{ij}^{smag} = -\nu_T\left(\frac{\partial \overline{u}_i}{\partial x_j} + \frac{\partial \overline{u}_j}{\partial x_i}\right), \; i, j = 1,2,3, \qquad (2)$$

где ν_T – турбулентная вязкость. Турбулентная вязкость ν_T определяется средним значением скорости диссипации энергии турбулентности, приходящейся на единицу объема, и масштабом подсеточных вихрей [1]:

$$\nu_T = C_s^2 \Delta_g^2 \left|\overline{S}\right|, \qquad (3)$$

где C_s – постоянная Смагоринского, $\Delta_g = h$ – шаг сетки модели, $\left|\overline{S}\right| = \sqrt{2\overline{S}_{ij}\overline{S}_{ij}}$ – норма тензора скорости деформации.

Также математическая модель включает в себя отфильтрованные транспортные уравнения, описывающие перенос концентрации примеси и тепла:

$$\frac{\partial \overline{C}}{\partial t} + \frac{\partial \overline{u}_j \overline{C}}{\partial x_j} = \frac{\partial}{\partial x_j}\left(\left(\frac{\nu}{Sc} + \frac{\nu_T}{Sc_\tau}\right)\frac{\partial \overline{C}}{\partial x_j}\right) + S_{pol}, \qquad (4)$$

$$\frac{\partial \overline{T}}{\partial t} + \frac{\partial \overline{u}_j \overline{T}}{\partial x_j} = \frac{\partial}{\partial x_j}\left(\left(\frac{\nu}{\mathrm{Pr}} + \frac{\nu_T}{\mathrm{Pr}_\tau}\right)\frac{\partial \overline{T}}{\partial x_j}\right) + S_{temp}, \qquad (5)$$

где $\overline{C}$ – концентрация примеси, Sc – число Шмидта, Sc_τ – турбулентное число Шмидта, $\overline{T}$ – поле температуры, Pr – число Прандтля, Pr_τ – турбулентное число Прандтля, S – функция, описывающая распределение источников.

Для задания значений турбулентных параметров вблизи подстилающей поверхности и учета ее шероховатости используется метод пристенных функций [2].

Аппроксимация дифференциальной задачи и численный метод ее решения. Численное решение полученной системы дифференциальных уравнений в частных производных осуществляется на основе метода конечного объема с использованием разнесенной разностной сетки. Аппроксимация конвективных членов выполняется с использованием противопотоковой схемы MLU Ван Лира. Аппроксимация диффузионных членов осуществляется центрально-разностной схемой второго порядка. Для решения уравнений движения применяется явная схема Адамса-Бэшфорда. В результате получается разностная схема второго порядка аппроксимации по времени и пространству, являющаяся условно устойчивой.

В гидродинамической части модели для согласования полей скорости и давления используется схема предиктор-корректор, в соответствии с которой явная схема Адамса-Бэшфорда для уравнения движения выполняет функцию предиктора, а коррекция поля скорости выполняется на основе решения уравнения Пуассона для давления методом сопряженных градиентов (CG), предобусловленного методом Зейделя с красно-черным упорядочиванием.

Адекватность построенной математической модели и корректность работы параллельной MPI-программы проверены на целом ряде тестовых примеров, среди которых: обтекание цилиндра квадратного сечения, течение над шероховатой пластиной [2].

Моделирование течения в уличном каньоне. Рассматривалось течение в идеализированном городском каньоне. При задании граничных условий в поперечном направлении использовались условия скольжения с ограничением, что длина области в поперечном направлении больше чем размер самого большого вихря в каньоне. В продольном направлении использовались периодические граничные условия. Расчеты проводились на сетке 182x54x180 на суперкомпьютере ТГУ СКИФ Cyberia. Источник поступления примеси постоянной интенсивности располагался вблизи поверхности на высоте h=0,125 m. Расчеты (и осреднение величин) проводились в течение 240 с после времени инициализации, равного 200с.

Моделирование движения воздуха для исследуемого случая показало, что основной поток вовлекает во вращательное движение воздушные массы, находящиеся внутри уличного каньона (Рисунок 2), и задает направление и интенсивность возникающего вихревого движения. Примесь, поступающая от источников, расположенных на дне каньона, переносится возникшим вращательным движением к подветренной стороне каньона и далее отчасти выветривается,

попадая в основной поток, отчасти возвращается вращательным движением воздуха в область, ограниченную вертикальными стенками близко стоящих зданий.

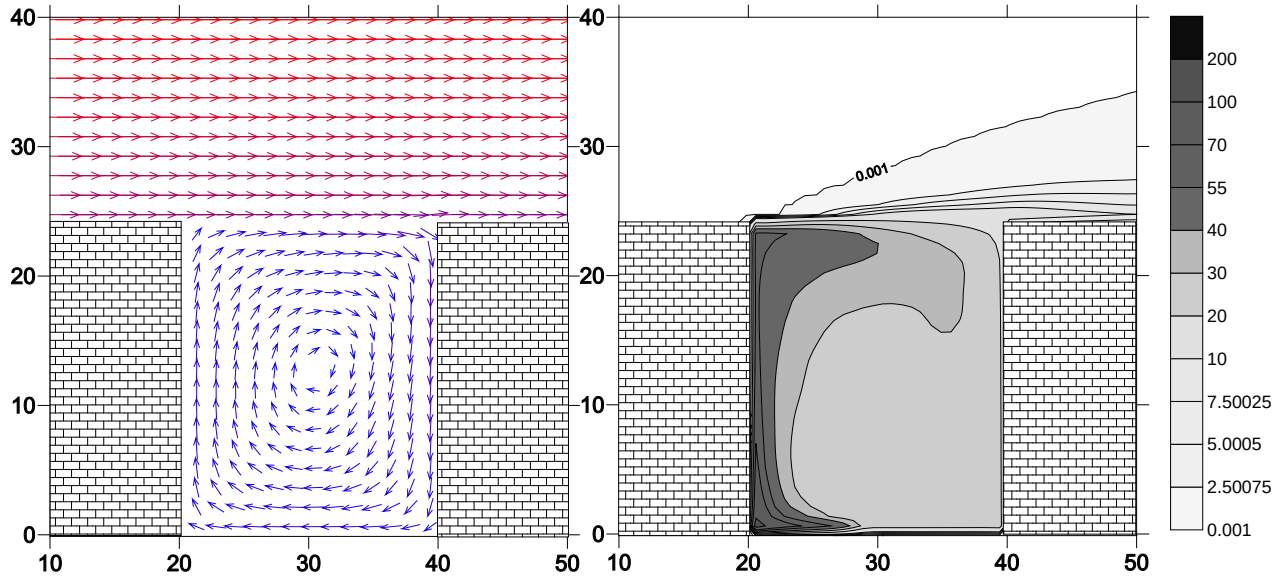


Рисунок 2 – Осредненное по времени векторное поле скорости и распределение концентрации в уличном каньоне

Заключение. Для исследования структуры течения и процессов переноса примеси в уличных каньонах разработана вихреразрешающая модель турбулентности, учитывающая влияние температурной неоднородности и шероховатость подстилающей поверхности.

На основе разработанной модели исследовано влияние расположения источника примеси, геометрических параметров уличного каньона, скорости основного потока, циркуляции нагретого вследствие температурной неоднородности на стенках каньона воздуха на уровень загрязнения.

Работа выполнена в рамках проекта Госзадания Министерства образования и науки РФ № 5.628.2014/К.

Список использованной литературы:

1. *Sagaut P.* Large eddy simulation for Incompressible Flow 3rd ed. An Series: Scientific Computation, 2006. XXIX. – 556 p.

2. *Danilkin E.A., Starchenko A.V.* High Performance Computation for Large Eddy Simulation // LNCS series, 2010.Vol.6083. P.163-172.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕЗОМАСШТАБНОЙ МОДЕЛИ WRF ДЛЯ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРНОГО ПРОФИЛЯ В ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ Г. ТОМСКА

А.С. Ахметшина[1], Л.И. Кижнер[1], И.В. Кужевская[1], А.А. Барт[1] , В.В. Зуев[1,2], А.П. Шелехов[2],

[1]Томский государственный университет, 634050, г. Томск, пр. Ленина, 36

[2]Институт мониторинг климатических и экологических систем СО РАН,

634055, г. Томск, пр. Академический, 10/3

E-mail: a8anuta@mail.ru, kdm@mail.tsu.ru, ivk@ggf.tsu.ru, baza@math.tsu.ru,

vvzuev@imces.ru, ash@imces.ru

Ключевые слова: температурный профиль, температурный профилемер, Томск, модель WRF

Аннотация: В работе исследована возможность применения мезомасштабной модели WRF для детального восстановления температурного профиля в пограничном слое атмосферы в условиях зимнего антициклона. Показана корректность моделирования температуры воздуха и возможность использования модели WRF для прогноза вертикального распределения температуры.

Моделирование термической структуры пограничного слоя атмосферы (ПСА) необходимо для оперативного прогноза неблагоприятных погодных условий – инверсий, оказывающих влияние как на работу авиации (обледенение, туман, низкая облачность), так и на уровень загрязнения атмосферы вредными примесями [1, 2].

В данной работе использовалась прогностическая система WRF (Weather Research and Forecasting, версии 3.4.1) [3]. Модель основана на численном решении системы уравнений гидротермодинамики атмосферы с учетом тепломассобменных процессов, протекающих в верхнем слое суши или воды. Точность прогноза приземных значений по разным оценкам колеблется 0,85–1,5 °С [4]. В модели WRF рассматриваются различные схемы представления процессов подсеточного масштаба, которые учитываются с помощью параметризаций.

Расчеты выполнялись для локальной области в районе г. Томска с размером 50×50 км и шагом сетки – 1 км. Заблаговременность прогноза по модели WRF составляет 24 часа.

Для проведения численных экспериментов с использованием мезомасштабной модели высокого разрешения WRF и для демонстрации её адекватности были выполнены расчеты для трех дат, характеризующихся различными погодными условиями:

–13.12.2012 г. – среднесуточная температура воздуха составляла –37,9 °С и была ниже климатической нормы (аномально холодный период);

–26.01.2013 г. – среднесуточная температура воздуха составляла –2,1 °С и была выше климатической нормы (оттепель);

–26.02.2013 г. – среднесуточная температура воздуха составила –17,0 °С и находилась в пределах климатической нормы (климатическая норма).

В работе проанализированы данные 4 сроков (00, 06, 12, 18 ч местного времени).

Прогностический профиль сравнивался с фактическим на данный срок, полученным по температурному профилемеру МТР-5 (точность прибора составляет 0,5 °С). Результаты представлены на рисунке 1.

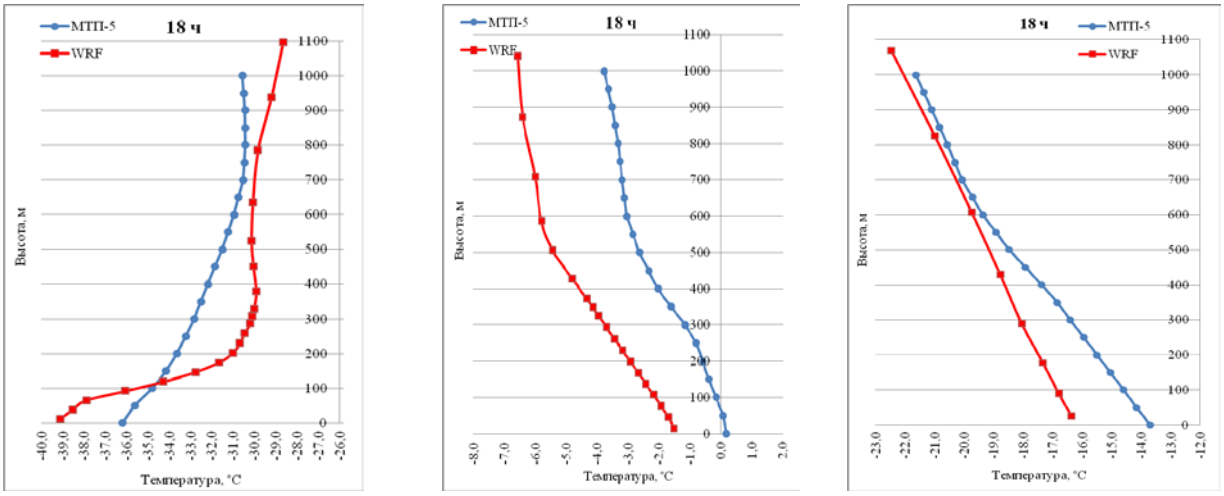


Рисунок 1 – Вертикальные профили температуры на основе данных профилемера МТП-5РЕ и расчетов по мезомасштабной модели WRF

Из рисунка 1 видно, что для периода аномально холодной погоды модель в отдельные сроки достаточно хорошо воспроизводила характер распределения температуры воздуха с высотой и фиксировала наличие приземной инверсии от поверхности Земли до уровня 300–1000 м. Наибольшее расхождение (Δt) между фактическими и смоделированными профилями наблюдалось на высотах 200–450 м. В приземном слое (до 150 м) модель, как правило, завышала температуру. Наименьшие значения абсолютной разности для всех сроков в течение 13 декабря 2012 г. были отмечены на высотах 600–1000 м.

В случае оттепели (26.01.2013 г.) температура линейно убывал с высотой, как следует из результатов расчетов и измерений. Модель повторяла ход фактического распределения температуры воздуха, значения температуры по модели были занижены. Максимальные значения абсолютной разности отмечены выше 800 м. Минимальные значения Δt пришлись на слой 400–450 м в 00 и 12 ч, для срока 06 ч – на высоты 200–250 м.

В период, когда среднесуточная температура воздуха находилась в пределах климатической нормы, модель во все сроки наиболее реалистично воспроизводила профиль

температуры воздуха в ПСА. И фактические и прогностические данные отражают понижение температуры в слое. Наибольшие количественные совпадения между прогностической и измеренной температурой воздуха во все исследуемые сроки наблюдались на высоте выше 500 м.

Оценка точности прогностических значений температуры на высотах в ПСА производилась путем сравнения данных численного прогноза с данными фактических измерений. Оценка была выполнена с использованием Руководящих документов [4–6]. В таблице 1 представлены погрешности расчета температуры воздуха на высотах.

Таблица 1 – Погрешности расчета температуры воздуха с использованием модели WRF

Дата	Характеристики точности	Срок			
		00	06	12	18
13.12.2012 г.	средняя арифметическая ошибка	1,1	1,3	0,5	0,9
	средняя квадратическая ошибка прогноза	1,9	1,9	1,5	1,8
	средняя абсолютная ошибка прогноза	1,7	1,7	1,3	1,6
26.01.2013 г.	средняя арифметическая ошибка	–0,3	–1,0	–2,1	–2,6
	средняя квадратическая ошибка прогноза	0,7	2,1	2,1	2,6
	средняя абсолютная ошибка прогноза	0,6	2,0	2,1	2,6
26.02.2013 г.	средняя арифметическая ошибка	–0,7	0,0	–0,2	–1,0
	средняя квадратическая ошибка прогноза	1,0	0,5	0,4	1,3
	средняя абсолютная ошибка прогноза	0,8	0,3	0,3	1,1

Анализ погрешностей расчета для случая аномального холода показал, что их значения не превышали 2 °С, в случае оттепели ошибки прогноза температуры в основном были выше 2 °С. Большая точность модели отмечена 26.02.2013 г., погрешности не превышали 1,3 °С (вечерние и ночные сроки).

Для оценки связи между профилями температуры по профилемеру и по модели WRF были рассчитаны коэффициенты корреляции (r) [7, 8], представленные в таблице 2. Анализ таблицы показал, что в целом между двумя рядами данных наблюдалась существенная связь.

Таблица 2 – Коэффициенты корреляции (r) между рядами прогностических и фактических данных

Дата	Сроки			
	00	06	12	18
13.12.2012	**0,84**	**0,83**	**0,89**	**0,88**
26.01.2013	0,58	-0,10	**0,98**	**1,00**
26.02.2013	**0,99**	0,55	**0,99**	**0,99**
Жирным шрифтом выделены статистически значимые коэффициенты корреляции				

Выводы:

1. В случае климатической нормы сравнение результатов расчетов по мезомасштабной модели WRF с данными измерений, показало корректность моделирования температуры воздуха в пограничном слое атмосферы;

2. В период температурных аномалий (выше или ниже нормы) модель показала несколько большие погрешности;

3. В период аномального холода модель во все сроки завышала прогностические значения температуры воздуха. В период аномально теплой погоды и климатической нормы, модель занижала полученные по расчетам данные;

4. Абсолютная разность (Δt) между высотными профилями температуры воздуха, построенными по данным МТП-5РЕ и на основе расчётов по модели WRF, по модулю не превышала 3 ^{o}C;

5. Наиболее близкие к реальности результаты прогноза температуры воздуха в ПСА были получены в слое выше 600 м.

Полученные результаты позволяют использовать модель WRF для прогноза температурного профиля в пограничном слое атмосферы г. Томска.

Литература

1. Кижнер Л.И., Барашкова Н.К., Ахметшина А.С., Барт А.А., Старченко А.В. Прогноз осадков в районе аэропорта Богашево с использованием модели WRF // Оптика атмосферы и океана. – 2013. – Т. 26. – № 12. – С. 1098–1105.

2. Старченко А.В., Барт А.А., Деги Д.В., Зуев В.В., Шелехов А.П., Барашкова Н.К., Ахметшина А.С. Численное и экспериментальное исследование состояния атмосферного пограничного слоя вблизи аэропорта Богашево // Вестник Кузбасского государственного технического университета. – 2012. – №6 (94). – С. 3–8.

3. ARW Version 3 Modeling System User's Guide [Электронный ресурс]. – URL: http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/ docs/user_guide_v3 / (дата обращеня 20.12.2010).

4. Кижнер Л.И., Барашкова Н.К., Кужевская И.В. Атмосферные процессы: динамика, численный анализ, моделирование. – Томск: Изд-во «ТМЛ-Пресс», 2010. – 310 с.

5. Верещагин М.А., Наумов Э.П., Шанталинский К.М. Статистические методы в метеорологии. – Казань: Изд-во Казанского университета, 1990. – 111 с.

6. Груза Г.В., Рейтенбах Т.Г. Статистика и анализ гидрометеорологических данных.– Л.: Гидрометеоиздат, 1982. – 215 с.

7. РД 52.27.284-91. Методические указания. Проведение производственных (оперативных) испытаний новых и усовершенствованных методов гидрометеорологических и гелиогеофизических прогнозов. – Введ. 01.011992. – Электронный фонд правовой и нормативно-технической документации [Электронный ресурс]. URL: http://docs.cntd.ru/document/1200068360

8. РД 52.27.724- 2009 «Наставление по краткосрочным прогнозам погоды общего назначения». – Обнинск: ИГ-СОЦИН, 2009. – 50 с.

Результаты были получены в рамках выполнения государственного задания Минобрнауки России (№ 5.628.2014/К).

ПИЛОТНЫЙ ПРОЕКТ ИЗМЕРИТЕЛЬНО-ВЫЧИСЛИТЕЛЬНОЙ СИСТЕМЫ ДЛЯ МЕЗОМАСШТАБНОГО МОНИТОРИНГА АТМОСФЕРНОГО ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ

В.А. Корольков, А.А. Тихомиров, А.Е. Тельминов, А.И. Комаров, А.А. Кобзев

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН

kor@imces.ru, tikhomirov@imces.ru, talexey@imces.ru, weatherman-xm@yandex.ru, kaa@imces.ru

Ключевые слова: измерительно-вычислительная система, мезомасшабный мониторинг, АПС

Предложена концепция построения разрабатываемой измерительно-вычислительной системы для мезомасштабного мониторинга атмосферного пограничного слоя. Система включает: стационарный измерительный комплекс, состоящий из четырех многоуровневых ультразвуковых метеокомплексов, и мобильный измерительный комплекс, включающий: передвижной метеокомплекс, систему контактного измерения профилей метеовеличин на базе беспилотных летательных аппаратов, а также СКР-газоанализатор и новую модификацию ртутного газоанализатора.

Состояние атмосферного пограничного слоя (АПС) оказывает существенное влияние на самые различные стороны человеческой деятельности. Метеорологические факторы во многом определяют эффективность и безопасность функционирования транспортных и энергетических систем, систем связи, большинства отраслей промышленности и т.п. От экологического состояния АПС (загрязнения его токсичными газами) напрямую зависит существование биосферы Земли, в том числе жизнь и здоровье человека. В связи с этим, актуальной задачей является организация комплексного, постоянного и оперативного контроля за метеорологическим и экологическим состоянием воздушной среды.

Для решения задач мезомасштабного метеорологического и экологического мониторинга активно разрабатываются и внедряются автоматические и полуавтоматические системы, использующие современные измерительные средства и технологии обработки и интерпретации получаемых данных [1, 2]. Такие комплексы и системы могут осуществлять непрерывные автоматические измерения характеристик воздушной среды и обработку информации в режиме реального времени.

В ИОА СО РАН и ИМКЭС СО РАН была реализована автоматизированная метеорологическая система, использующая алгоритмы временного и пространственного прогнозирования метеоситуации на основе параметрических моделей динамико-стохастического типа и алгоритма фильтрации Калмана [3]. Показано, что система может быть применена для метеорологической поддержки решения различных задач атмосферной оптики и экологии. Однако данная система не имела собственной аппаратной части и в качестве входных данных использовала данные аэрологических станций, которые имеют большую периодичность измерений. Дальнейшее развитие подобных систем требует наличия собственной аппаратной части, обеспечивающей необходимым набором параметров в режиме реального времени.

Имеющийся у авторского коллектива опыт в области создания и эксплуатации метеорологической измерительной системы [4, 5] позволяет предложить следующий состав прототипа экспериментального образца измерительно-вычислительной системы (ИВС) для мезомасшабного мониторинга АПС (рис. 1). Система включает измерительную сеть, образованную стационарным измерительным комплексом (СТИК), а так же мобильный измерительный комплекс (МИК).

СТИК включает четыре пространственно расположенных на контролируемой территории трехуровневых метеорологических комплекса (ДУМК) создаваемых на основе ультразвуковых метеостанций АМК-03, расположенных на 2, 10 и 30 метрах. АМК-03 позволяет производить измерения основных метеовеличин с частотой опроса датчиков до 80 Гц. Это позволит вычислять энергические и спектральные параметры турбулентности в АПС, необходимые для определения типа стратификации и восстановления вертикальных профилей.

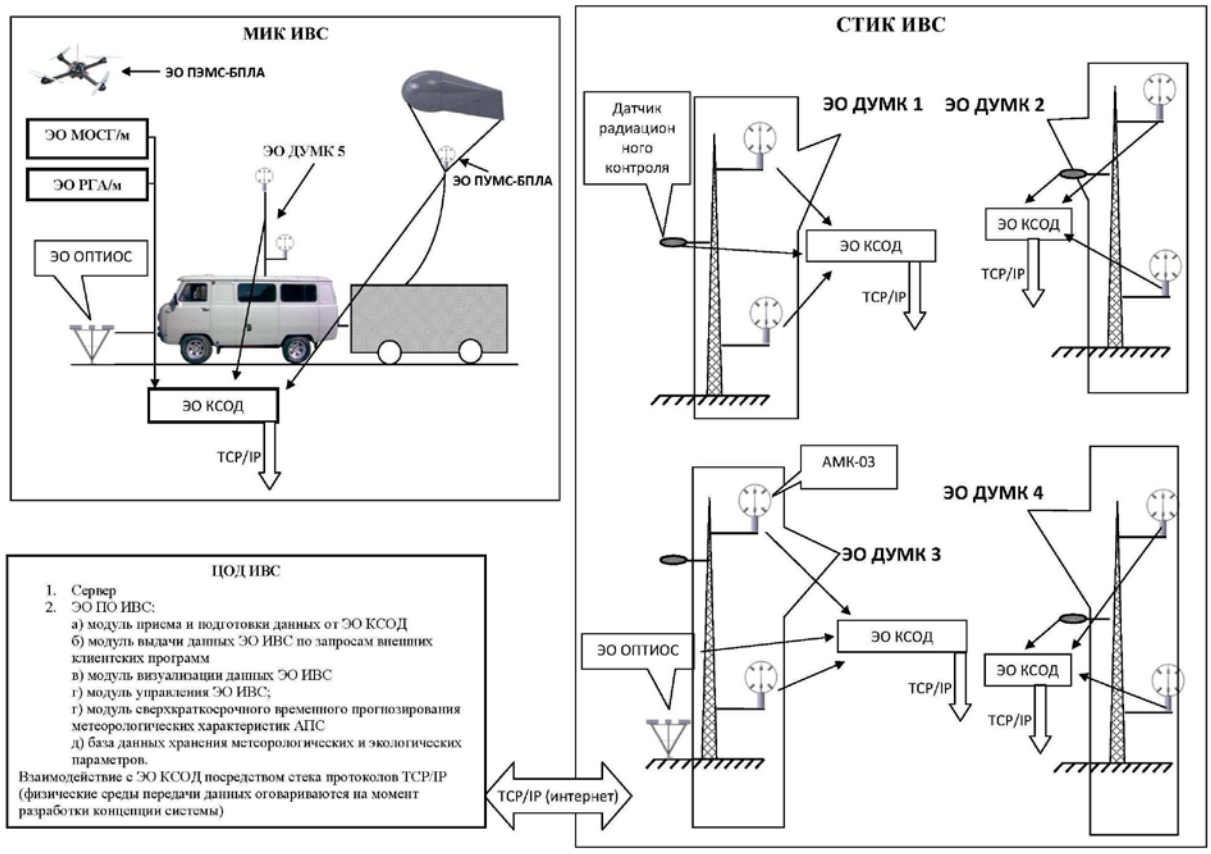


Рис. 1. Состав разрабатываемого экспериментального образца ИВС

Удаленность друг от друга и количество комплексов ДУМК с одной стороны определяется масштабом территории, с другой - ограничивается наличием корреляции станций между собой.

Кроме того в состав стационарного измерительного комплекса планируется включить датчики радиационного фона и оптический измеритель осадков (ОПТИОС), основанный на

теневом методе измерения параметров осадков. ОПТИОС производит сканирование каждой капли попадающей в измерительную площадку множеством сечений. По сканированным сечениям восстанавливается форма, размер и объем капли. Этот метод обладает высокой чувствительностью измерения количественных характеристик осадков, а также позволит определять их структурные характеристики.

В состав МИК помимо ДУМК и ОПТИОС входит оборудование для контактного измерения профилей метеовеличин и анализа газовых примесей в атмосфере. Для подъема метеодатчиков на необходимые высоты используются беспилотные летательные аппараты (БПЛА) гексакоптерного типа и привязной аэростат. На гексакоптере планируется устанавливать портативный электронный метеокомплекс (ПЭМС) с резистивными и емкостными датчиками для измерения температуры, влажности воздуха и атмосферного давления. На привязном аэростате установлен ультразвуковой метеокомплекс (ПУМС), дополнительно измеряющий турбулентные характеристик АПС. Возможная высота подъема аэростата – 1500 м.

Система экологического мониторинга включает в себя мобильную многокомпонентную оптическую систему газоанализа (МОСГ/м) в которую входит газоанализатор на эффекте спонтанного комбинационного рассеяния (СКР). Для измерения концентрации паров ртути в атмосфере используется анализатор на основе поперечного эффекта Зеемана. МОСГ/м будет измерять концентрации следующих газов: CO_2, CO, NO, NO_2, CH_4, CH_3OH, SO_2, NH_3, HCHO, $C_6H_5CH_3$, бензол. Список контролируемых газов может быть расширен без изменения аппаратной части системы путем внесения эталонного спектра СКР в базу данных.

Все компоненты системы оборудуются контроллером сбора и обработки данных (КСОД) на основе промышленных компьютеров. КСОД получает данные от ДУМК, ОПТИОС, ПЭМС, ПУМС, МОСГ/м, производит их предварительную обработку и обеспечивает передачу обработанных данных в модуль приема и подготовки данных центра обработки данных (ЦОД).

ЦОД обеспечивает, помимо накопления и обработки данных, их визуализацию. Аппаратная часть ЦОД ИВС позволит использовать для прогнозирования не только статистические, но и гидродинамические модели прогнозирования. Программная часть включает модуль приема и подготовки метеоданных от КСОД, модуль выдачи данных ИВС по запросам внешних клиентских программ, модуль визуализации данных ИВС, модуль сверхкраткосрочного временн**о**го прогнозирования метеорологических характеристик АПС, базу данных хранения измеренных метеорологических и экологических параметров АПС.

Данная концепция измерительно-вычислительной системы, на основе использования существующих алгоритмов обработки данных непрерывных измерений, может обеспечить

контроль поля метеорологических параметров как на пространстве, ограниченном пунктами расположения станций, так и его восстановление (экстраполяцию) на пространстве находящемся за пределами сети – на внешней, "метеорологически неосвещенной" территории в любом заданном направлении. Глубина возможной экстраполяции внешнего поля метеопараметров определяется шагом измерительной сети и орографией местности и может достигать десятков и сотен километров. Наличие в составе системы мониторинга мобильного измерительного комплекса позволяет, в определенных пределах, трансформировать конфигурацию измерительной сети, адаптируя ее к возникающей обстановке, а так же выполнять контрольные измерения при апробации и испытании методик прогнозирования.

В мобильном варианте данная концепция системы мониторинга может быть использована для решения ряда специальных задач, требующих использования подвижной сети измерительных станций. К таким задачам относится, например, контроль удаленной, не охваченной стационарной сетью, территории, на которой произошли природные или техногенный аварии.

Работа поддержана Соглашением № 14.607.21.0030 (уникальный идентификатор ПНИ RFMEFI60714X0030) в рамках ФЦП "Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития научно-технологического комплекса России на 2014-2020 годы".

Литература

1. *Государственный* экологический мониторинг в Москве. URL: http://www.mosecom.ru/about/mosecom (дата обращения 10.03.2015).
2. *Ипполитов И.И., Кабанов М.В., Смирнов С.В.* Концепция сетевого мониторинга природно-климатических процессов в Сибири // Оптика атмосф. и океана. 2011. Т. 24. № 1. С. 7-14.
3. Комаров В.С., Богушевич А.Я., Ильин С.Н., Креминский А.В., Попов Ю.Б., Попова А.И. Автоматизированная метеорологическая система для оперативной обработки аэрологической информации, диагностики и прогноза параметров состояния атмосферы в области мезомасштаба. Часть 1. Описание структуры системы // Оптика атмосф. и океана. 2005. Т. 18. № 8. С. 699-707.
4. *Богомолов В.Ю., Богушевич А.Я., Гордов Е.П., Корольков В.А., Крупчатников В.Н., Тихомиров А.А.* Информационно-измерительная система для регионального мониторинга и прогноза опасных метеорологических явлений // Оптика атмосф. и океана. 2011. Т. 24. № 1. С.52-59.
5. *Тихомиров А.А., Богушевич А.Я., Корольков В.А., Кобзев А.А.* Региональная информационно-измерительная система для непрерывного мониторинга атмосферного приземного слоя и прогноза опасных метеорологических явлений // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2012. № 5. С. 398-405.

ВАРИАЦИИ ИЗОТОПНОГО ОТНОШЕНИЯ $^{18}O/^{16}O$ В АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКАХ ЗИМНЕГО ПЕРИОДА 2015 ГОДА В ТОМСКЕ

Акулов П.А[1,3], Ветрова О.В.[1], Маркелова А.Н.[1], Симонова Г.В.[1,2]

[1]Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН

634055, г. Томск, пр. Академический 10/3

[2]Национальный исследовательский Томский государственный университет

634050, г. Томск, пр. Ленина, 36

[3]Национальный исследовательский Томский политехнический университет

634050, г. Томск, пр. Ленина, 30

E-mail: petakul@mail.ru, vetrovao.v@mail.ru, annanikmark@rambler.ru. galina_simonova@inbox.ru

Ключевые слова: изотопная масс-спектрометрия, стабильные изотопы, изотопное отношение $^{18}O/^{16}O$.

Изотопный состав атмосферных осадков несет в себе уникальную информацию о процессах в атмосфере. Он представлен изотопами кислорода и водорода. Соотношения стабильных изотопов δO^{18} и δH^{2} в осадках зависят от температуры, при которой протекают процессы испарения /конденсации или плавления/замерзания воды. Поэтому по изотопному составу осадков можно определить место формирования влагонесущих воздушных масс.

В работе представлены результаты измерения изотопного отношения кислорода в атмосферных осадках зимнего периода 2015 г. в окрестностях города Томска. Проведен анализ связи изотопного состава кислорода с метеорологическими параметрами. Измерения проводились методом изотопного уравновешивания на масс-спектрометре DELTA V Advantages с системой GasBench (ТомЦКП, ИМКЭС СО РАН). Полученную информацию планируется использовать для реконструкции климатических параметров.

ВЫДЕЛЕНИЕ ПЕРИОДИЧНОСТЕЙ НА АМПЛИТУДНЫХ КАРТАХ КАК СПОСОБ АНАЛИЗА ДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ИОНОСФЕРЕ

В.П. Грозов, Т.В. Бубнова, А. В. Подлесный

ИСЗФ СО РАН, 664033, Иркутск, а/я 291, Россия

grozov@iszf.irk.ru, tania_asp@mail.ru, pav1986@rambler.ru

Ключевые слова: ионосфера, амплитуда, ионограмма, анализ.

В докладе рассмотрена возможность повышения эффективности анализа ионосферных данных, полученных на ЛЧМ-ионозонде ИСЗФ СО РАН, посредством использования в программном комплексе вторичной обработки и интерпретации ионограмм методики поиска периодичностей.

Введение

В работе рассмотрено применение методики поиска периодичностей [4] для анализа амплитудных карт (А-карт) [3] F-слоя ионосферы.

В работе используются данные, полученные на трассе слабонаклонного зондирования Усолье-Сибирское – Торы ЛЧМ-ионозондом [5]. Данные – вариации амплитуды отраженного сигнала в диапазоне 1,5 – 15 МГц с интервалом в 1 минуту. Короткий интервал зондирования дает больше возможности получить информацию о динамических процессах в ионосфере. Поиск периодичностей производился для частот в диапазоне 4,5 – 5,24 МГц.

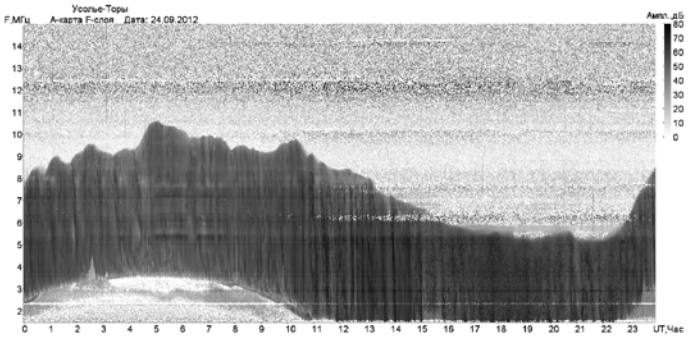


Рис. 1. Временной ход АЧХ (А-карта), 24.09.2012.

Описание метода

Детерминированная составляющая временного ряда значений ионосферных параметров описывается почти периодической функцией

$$f1(t) = c + \sum_{i=1}^{m} \{a_i \cos \omega_i t + b_i \sin \omega_i t\} \qquad (1)$$

Определяется минимум функционала

$$\Omega(a,b,c,\omega) = \sum_{p=0}^{n} v_p \cdot \left(f(t)_p - f1(t)_p\right)^2 \qquad (2)$$

где $f(t)_p$ - реальные данные, $f1(t)_p$ - данные, рассчитанные по формуле (1).

Для компенсации пропусков используются веса: нулевые веса ($v_p = 0$) для отсчетов, где данные не были получены, и единичные веса ($v_p = 1$) для отсчетов, где данные есть.

Описание результатов

Исходные данные – значения амплитуды отраженного сигнала за 14 суток с 24 сентября 2012 г. по 7 октября 2012 г. Шаг по времени – 1 минута, 1440 значений в сутки. Для анализа были выбраны следующие частоты: 4500, 4740, 5000, 5240 КГц, итого 4 временных ряда. Длина каждого из них - 20160 значений. Каждый временной ряд был разбит на выборки по 60 минут через 10. Таким образом, поиск периодов производился в 1496 выборках для каждой частоты.

Были заданы следующие параметры:

$$T_{\max} = 2\,\text{ч}, \quad \omega_{\min} = \frac{2 \cdot \pi}{T_{\max}} = 3.14\,\text{рад/ч},$$

$$T_{\min} = \frac{1}{12}\,\text{ч}, \; \omega_{\max} = \frac{2 \cdot \pi}{T_{\min}} = 75.39\;\text{рад/ч}.$$

На рис. 2 представлен график значений амплитуды отраженного сигнала на частоте 4,5 МГц за первые сутки – 24 сентября 2012 г.

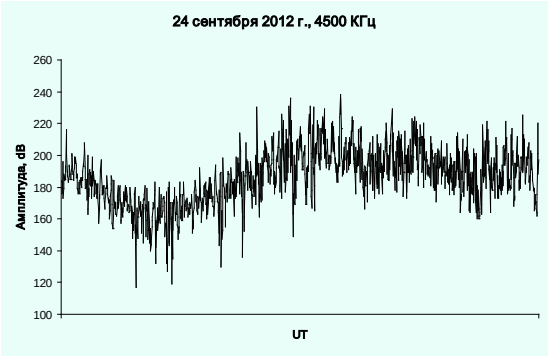


Рис. 2. Значения амплитуды за 1 сутки.

На рис. 3 представлены значения периодов, обнаруженные за первые сутки.

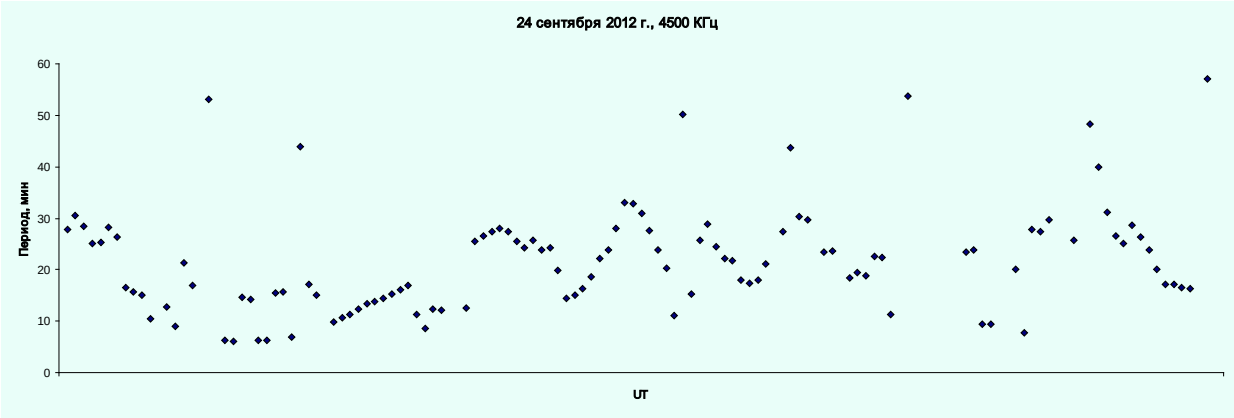
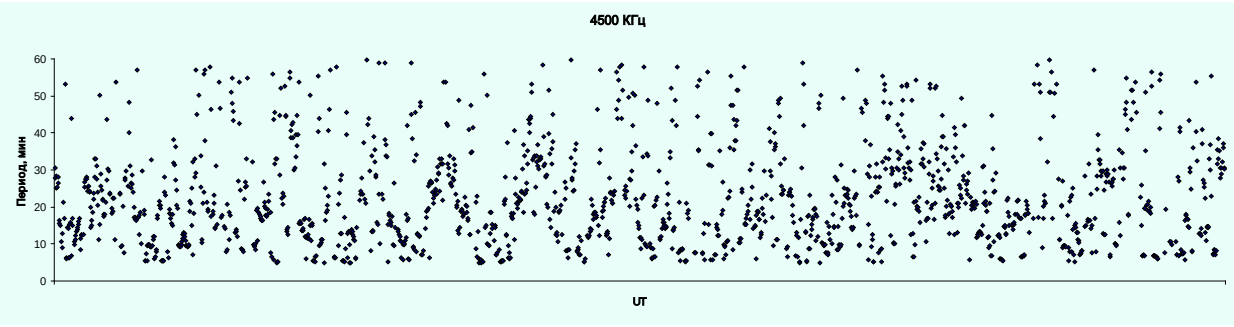
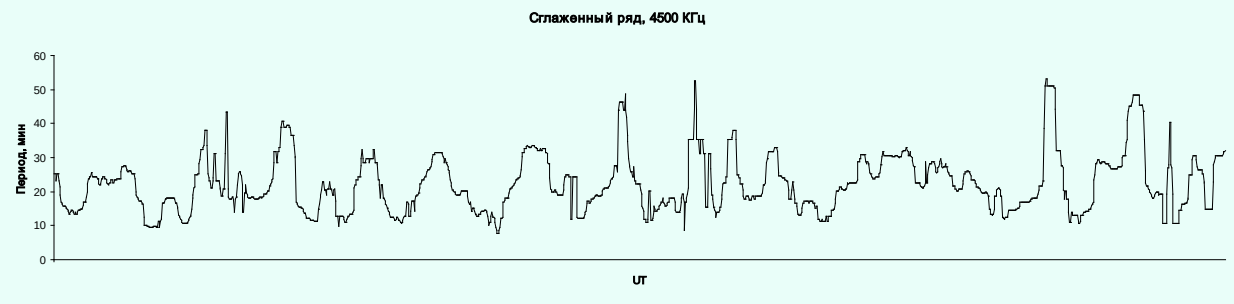
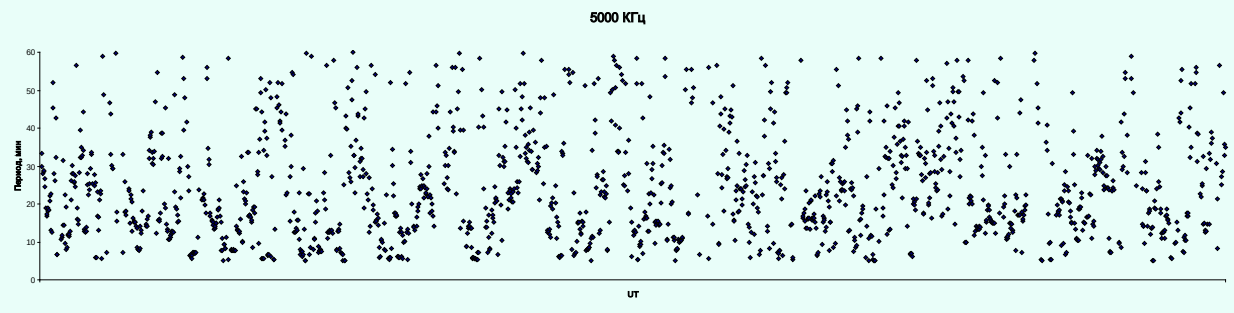


Рис. 3. Значения периодов, обнаруженные за 1 сутки.

По графику видно, что в значениях обнаруженных периодов в интервале от 5 до 40 минут прослеживается некоторая закономерность, которая также хорошо представлена на рис. 4.







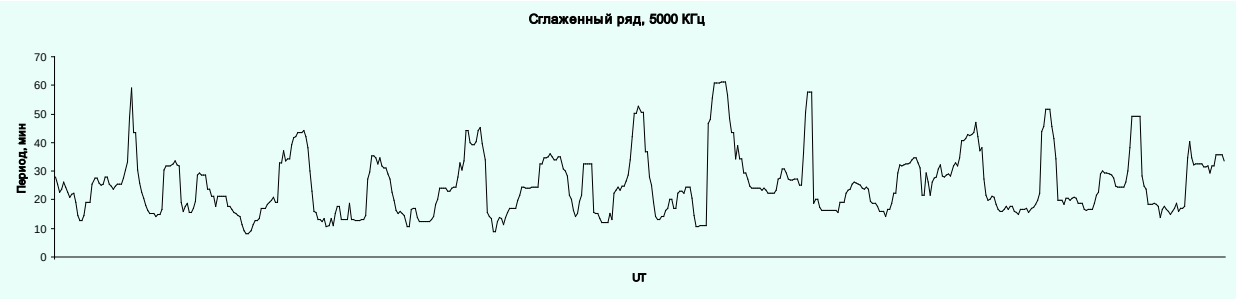


Рис. 4. Значения периодов, обнаруженных в значениях амплитуды на 2 частотах за 14 суток.

Аналогичные результаты получены для частот 4740 и 5240 КГц. Эта зависимость обнаружена на всех четырех частотах за весь рассматриваемый период времени – 14 суток.

Заключение

Рассмотрена методика поиска периодичностей для использования в программном комплексе вторичной обработки и интерпретации ионограмм, полученных на ЛЧМ – ионозонде ИСЗФ СО РАН, с целью повышения эффективности анализа ионосферных данных.

Работа выполнена при финансовой поддержке Росгидромета (государственный контракт № 97/ГФ/Н-14) и гранта РФФИ (№ 13-05-00979).

Литература

1. *Иванов В.А., Куркин В.И., Носов В.Е., Урядов В.П., Шумаев В.В.* ЛЧМ-ионозонд и его применение в ионосферных исследованиях // Известия Вузов. Радиофизика. –2003.–Т.46, № 11. –С. 919-952.

2. *Подлесный А.В., Брынько И.Г., Куркин В.И., Березовский В.А., Киселев А.М., Петухов Е.В.* «Многофункциональный ЛЧМ-ионозонд для мониторинга ионосферы». // Гелиогеофизические исследования, 2013.

3. *Акчурин А.Д., Юсупов К.М., Шерстюков О.Н., Ильдиряков В.Р.* Выделение быстротекущих и мелкомасштабных неоднородностей на одноминутных ионограммах ионозонда «Циклон» // Гелиогеофизические исследования. 2013. №4. С. 101-110.

4. *Бубнова Т.В., Грозов В.П.* Восстановление пропущенных данных временных рядов в задачах анализа ионосферных параметров // Сб. докладов 19 Международной конференции «Радиолокация. Навигация. Связь»: Воронеж. - 2012.

5. *Куркин В.И., Ларюнин О.А., Подлесный А.В.* Анализ квазиволновых возмущений ионосферы с помощью амплитудных карт по данным ЛЧМ-ионозонда ИСЗФ СО РАН // Сб. докладов 24 Международной конференции «Распространение радиоволн и дистанционное зондирование верхней атмосферы и космического пространства»: Иркутск. - 2014.

ДОЛГОВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ В НЕЙТРАЛЬНОМ ГАЗОВОМ СОСТАВЕ ТЕРМОСФЕРЫ

Кушнаренко Г. П., Яковлева О. Е., Кузнецова Г. М.

Учреждение РАН Институт солнечно-земной физики СО РАН, 664033, г. Иркутск, Лермонтова 126а, а/я 291

E-mail: kusch@iszf.irk.ru ; kuz@iszf.irk.ru; yakovleva@iszf.irk.ru

Ключевые слова: газовые составляющие термосферы, геомагнитные возмущения, сезонные изменения

Аннотация. Долговременные изменения относительных величин основных газовых составляющих термосферы [O]/[N_2] и [O_2]/[O] получены за период 2003-2013 гг. Оценки выполнены по методике авторов и по данным Иркутского дигизонда (52° N, 104° E) на высотах ниже максимума ионосферного слоя F1 в спокойных и возмущенных геомагнитных условиях разных сезонов. Обнаружено, что величины отношений [O_2]/[O] в спокойных и возмущенных условиях летних сезонов являются наибольшими в годы длительного минимума солнечной активности.

Введение

Полуэмпирическая модель ионосферы (ПЭМ) [1] описывает связь электронной концентрации N с характеристиками нейтрального газа термосферы и индексом солнечной активности на высотах 120-200 км, где выполняется условие фотохимического равновесия. С помощью ПЭМ, используя данные ионосферных измерений, можно оценивать относительные концентрации основных газовых частиц термосферы. В работе исследовано поведение отношений [O]/[N_2] и [O_2]/[O], полученных по методике авторов, в течение периода спада, минимума и подъема солнечной активности (2003-2013 гг.).

Метод и используемые данные

Полуэмпирическая модель основана на уравнении регрессии [2]:

$$N / N_{av} = X_1 + X_2 \times \left[n_1 /(5n_2 + n_3)\right]^{1.5} + X_3 (n_1 / n_3)^{0.5} \times (\cos\chi)^{0.5} + X_4 \exp\left[-(T_{ex} - 600)/600\right] + X_5 (E / E_0) \quad (1)$$

Здесь N – электронная концентрация. N_{av} определяет среднее значение N по всему объему данных отдельно для каждой высоты. X_j – коэффициенты уравнения модели, n_1, n_2, n_3 – концентрации атомарного кислорода, молекул кислорода и азота. T_{ex} – температура экзосферы, χ – зенитный угол Солнца**.** Уравнение (1) можно записать в следующем виде:

$$N / N_{av} = X_1 + X_2 R\sqrt{R}W + X_3\sqrt{R}(\cos\chi)^{0.5} + X_4 \exp\left[-(T_{ex} - 600)/600\right] + X_5 (E / E_0) \quad (2)$$

Здесь: R=[O]/[N_2], W=[1/(1+5R_2)]$^{1.5}$, R_2=[O_2]/[N_2], R_2/R=[O_2]/[O]. Величины [O], [O_2] и [N_2] – компоненты нейтральной атмосферы. E_0 – значение энергии потока ионизирующего излучения E при максимуме солнечной активности. В расчетах использовалась модель термосферы [3], модель [4] для определения энергии ионизирующего излучения. Значения N брались на высотах

120-200 км. По этим данным из выражения (2) можно оценить величины R, R_2, R_2/R [5].

Обсуждение результатов

Предложенный метод позволяет оценивать отношения газовых составляющих $[O]/[N_2]$ и $[O_2]/[O]$ для дневных часов (07-18 LT). Оценки относятся к высоте опорного уровня термосферы 120 км. Было исследовано около 400 геомагнитных событий в разные сезоны периода 2003-2013 гг. Значения индексов F10.7, Ap и Dst получены из базы данных WDC-C2 в Киото [6]. Для каждого спокойного и возмущенного дня считали среднее значение отношения за околополуденные часы (10-14 LT), а затем находили величину среднего отношения отдельно для каждого сезона указанных лет. Результаты представлены в таблице.

Таблица. Средние отношения $[O]/[N_2]$ и $[O_2]/[O]$ во время геомагнитных возмущений в сравнении со средними величинами в спокойные дни

Год	F10.7	$[O]/[N_2]$							
		Зима		Весна		Лето		Осень	
		Возм.	Спок.	Возм.	Спок.	Возм.	Спок.	Возм.	Спок.
2003	128	0.195	0.329	0.226	0.232	0.164	0.191	0.252	0.270
2004	106	0.227	0.295	0.248	0.245	0.160	0.199	0.247	0.259
2005	98	0.187	0.277	0.236	0.238	0.176	0.197	0.248	0.276
2006	80	0.208	0.278	0.227	0.243	0.189	0.204	0.250	0.267
2007	74	0.208	0.290	0.235	0.240	0.198	0.208	0.220	0.244
2008	69	0.250	0.277	0.231	0.238	0.182	0.196	0.246	0.257
2009	71	0.256	0.266	0.212	0.229	0.184	0.200	0.251	0.260
2010	80	0.267	0.289	0.235	0.260	0.192	0.207	0.255	0.263
2011	113	0.260	0.278	0.224	0.254	0.193	0.206	0.229	0.253
2012	120	0.290	0.311	0.253	0.278	0.180	0.193	0.238	0.270
2013	123	0.307	0.312	0.241	0.246	0.197	0.205	0.236	0.270
		$[O_2]/[O]$							
2003	128	0.897	0.423	0.528	0.466	0.805	0.523	0.504	0.442
2004	106	0.816	0.499	0.517	0.501	0.734	0.509	0.507	0.425
2005	98	0.755	0.465	0.604	0.535	0.804	0.504	0.490	0.401
2006	80	0.693	0.448	0.602	0.520	0.871	0.603	0.492	0.434
2007	74	0.479	0.454	0.547	0.500	0.638	0.665	0.506	0.456
2008	69	0.501	0.452	0.568	0.504	0.597	0.594	0.503	0.463
2009	71	0.476	0.455	0.525	0.499	0.640	0.565	0.380	0.372
2010	80	0.444	0.424	0.507	0.502	0.635	0.538	0.425	0.356
2011	113	0.463	0.440	0.512	0.474	0.551	0.505	0.382	0.341
2012	120	0.428	0.395	0.511	0.496	0.519	0.498	0.477	0.405
2013	123	0.390	0.414	0.497	0.471	0.556	0.514	0.436	0.400

Отношение $[O_2]/[O]$

На рис. 1 – изменение средних величин $[O_2]/[O]$ с сезонами в спокойных условиях. Летом в годы минимума отношение $[O_2]/[O]$ возрастает до максимальной величины (на 25%) от значений в 2003 г. Можно думать, что летом относительное содержание

молекулярного кислорода увеличивается при понижении уровня солнечной активности. В возмущенных условиях $[O_2]/[O]$ выше значений в спокойных условиях по всему периоду и во все сезоны, причем отношение $[O_2]/[O]$ значительно уменьшается при движении от 2003 г. к 2013 г.: зимой – на 57%, летом – на 30%. Максимальные значения $[O_2]/[O]$ также приходятся на годы минимума солнечной активности (см.табл.)

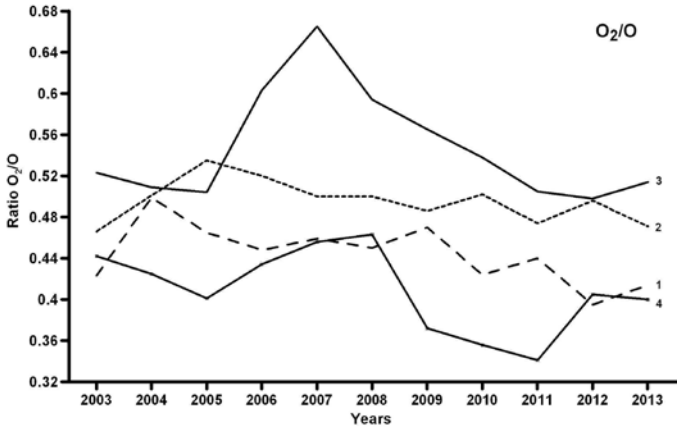


Рис. 1 Долговременные изменения средних значений $[O_2]/[O]$ в спокойных условиях для разных сезонов: 1 - зима, 2 - весна, 3 - лето, 4 - осень.

Отношение $[O]/[N_2]$

В спокойных условиях зимние величины $[O]/[N_2]$ наибольшие (Рис. 2). Летом это отношение имеет самые низкие значения с небольшими (до ±8%) вариациями по всему интервалу лет. Все изменения осенью и весной в пределах 10-12%. Во время возмущений $[O]/[N_2]$ уменьшается в сравнении со спокойными условиями во все сезоны: зимой величины $[O]/[N_2]$ в 2013 г. на 35% превышают значения в 2003 г.; летние отношения $[O]/[N_2]$ выше – на 17% (см. табл.).

Сравнение наших оценок $[O]/[N_2]$ со значениями по измерениям УФ-спектрометра GUVI [7] показывает разумное соответствие для летних сезонов: значения $[O]/[N_2]$ по GUVI составляют 0.2-0.3. Весной и осенью соответствие имеет место для отдельных событий. Зимой значения по GUVI выше наших оценок. По-видимому, используемая в нашем методе модель MSIS-86 не всегда корректно описывает газовый состав в регионе Иркутска.

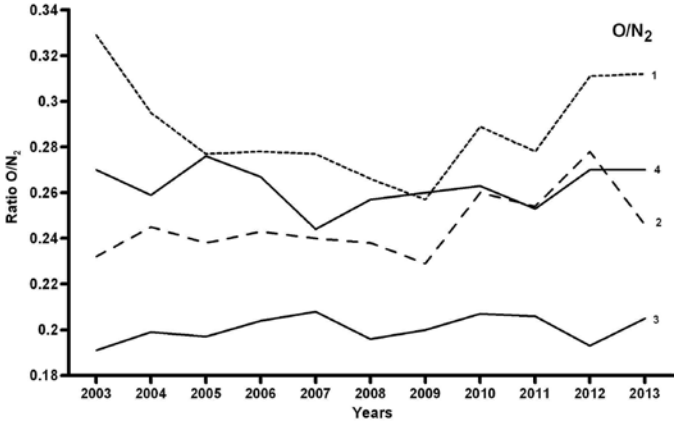


Рис. 1 Долговременные изменения средних значений $[O]/[N_2]$ в спокойных условиях для разных сезонов: 1 - зима, 2 - весна, 3 - лето, 4 - осень.

Заключение

1. В спокойных условиях отношения $[O_2]/[O]$ во все сезоны к 2013 г. уменьшились на величину от 5 до 10% от значений в 2003 г., отношения $[O]/[N_2]$ изменились на 5-7%.

2. В возмущенных геомагнитных условиях зимой отношение $[O_2]/[O]$ в 2013 г. меньше значений в 2003 г. на 57%, летом – на 30%. Другое отношение $[O]/[N_2]$ зимой к 2013 г. возрастает на 35%, летом – на 17%. Весной и осенью вариации не выше 13%.

3. Средние отношения $[O_2]/[O]$ максимальны летом в годы минимума солнечной активности в спокойных и в возмущенных геомагнитных условиях. Можно думать, что летом относительное содержание молекулярного кислорода увеличивается при понижении уровня солнечной активности.

4. Для $[O]/[N_2]$ в спокойных и в возмущенных условиях характерны самые низкие значения в летние сезоны, зимой в спокойных условиях величины $[O]/[N_2]$ наибольшие. Отношения $[O]/[N_2]$ в возмущенных условиях уменьшаются во все сезоны.

5. Сравнение наших оценок $[O]/[N_2]$ со значениями по измерениям УФ-спектрометра GUVI показывает разумное соответствие для летних сезонов: значения $[O]/[N_2]$ по GUVI составляют 0.2-0.3. Весной и осенью соответствие имеет место для отдельных событий. Зимой значения по GUVI выше наших оценок. По-видимому, используемая в нашем методе модель MSIS-86 не всегда корректно описывает газовый состав в регионе Иркутска.

6. Важно, что решение задачи оценки отношений основных газовых составляющих термосферы осуществляется на базе регулярных ионосферных измерений методом вертикального зондирования.

1. *Щепкин Л.А, Кушнаренко Г.П., Фрейзон И.А., Кузнецова Г.М.* Связь электронной концентрации в средней ионосфере с состоянием термосферы // Геомагнетизм и аэрономия. 1997. Т. 37. № 5. С 106-113.

2 *Щепкин Л.А., Кузнецова Г.М., Кушнаренко Г.П.* Оценки относительного содержания атомов и молекул кислорода на высоте 120 км по данным ионосферных измерений // Геомагнетизм и аэрономия. 2009. Т.49. № 4. С.350-353.

3. *Hedin A.E.* MSIS-86 thermospheric model // J. Geophys. Res. 1987. V. 92. N A5. P. 4649-4662.

4. *Tobiska W.K., Eparvier F.G.* EUV97: Improvements to EUV irradiance modeling in the soft X-rays and EUV // Solar Phys. 1998. V. 147. N 1. P. 147–159.

5. *Кушнаренко Г.П., Кузнецова Г.М., Колпакова О.Е.* Оценки отношений основных газовых составляющих во время сильных и умеренных геомагнитных возмущений в период спада и минимума солнечной активности // Солнечно-земная физика. 2011. Вып. 19. С. 134-139.

6. *http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/*

7. *http://guvi.jhuapl.edu/*

СИСТЕМЫ СБОРА И ПЕРЕДАЧИ ИОНОСФЕРНЫХ ДАННЫХ ИСЗФ СО РАН

В.П. Грозов, М.О. Демьянов

ИСЗФ СО РАН, 664033, Иркутск, а/я 291, Россия

grozov@iszf.irk.ru, demo@iszf.irk.ru

Ключевые слова: ионосфера, ионограмма, сервер.

В докладе представлены системы сбора и передачи ионосферных данных, полученных на инструментах ИСЗФ СО РАН: станций мониторинга геомагнитного поля, станций ГЛОНАСС/GPS, однопозиционного ЛЧМ ионозонда, данных радара когерентного рассеяния EKB, ионозонда DPS-4.

Введение

Региональная система геофизического мониторинга ионосферы ИСЗФ СО РАН создавалась и развивалась много лет, как инструмент исследования околоземного космического пространства и верхней атмосферы. Параллельно с задачами исследования среды ставились и решались задачи разработки новых и развития существующих методов диагностики и зондирования ионосферы, задачи исследования и моделирования распространения радиоволн, моделирования физических процессов в ионосфере и магнитосфере Земли. Результатом успешного решения многих из этих задач является система геофизического мониторинга ионосферы ИСЗФ СО РАН, включающая:

- сеть станций мониторинга геомагнитного поля;
- однопозиционный ЛЧМ ионозонд;
- дигизонд DPS-4;
- КВ радар когерентного рассеяния;
- сеть приемников станций ГЛОНАСС/GPS.

Большая часть инструментов уникальна, так как либо создавалась, либо модернизировалась в течении нескольких десятков лет.

Подсистема сбора и передачи сети станций мониторинга геомагнитного поля.

С июля 2013 г. на магнитной обсерватории Иркутск осуществляется оперативная передача магнитных данных на FTP-сервер ИСЗФ СО РАН каждый час, а с марта 2014 г. каждые 15 минут.

Для реализации передачи минутных данных D, H, Z компонент магнитного поля из обсерватории Патроны на FTP-сайт ИСЗФ СО РАН был реализован программно-аппаратный комплекс из двух компьютеров с дополнительным оборудованием. На первом, регистрирующем компьютере к аналоговым входам АЦП подключены сигналы с датчиков D,

H, Z компонент магнитного поля и температуры с двух кварцевых магнитометров, основного и резервного. Программа каждые 15 минут формирует файл данных, содержащих данные с основного и резервного магнитометра. На втором, обрабатывающем компьютере, часовые секундные файлы при помощи скрипта SecToMin в системе MatLab проверяются на пропуски и сглаживаются одноминутным фильтром Гаусса. Организация доступа в Интернет реализована при помощи сотового модема МТС и программы “Коннект Менеджер”.

Подсистема сбора и передачи данных станций ГЛОНАСС/GPS

Для оснащения станций сети на базе двухчастотных приемников Delta-G3T и SigmaQ-G3D компании Javad GNSS в разработан автоматический измерительный комплекс. В состав комплекса входят: внешняя антенна, приемник Delta-G3T, управляющий компьютер, ПО.

К настоящему времени установлены и функционируют в режиме непрерывных измерений приемники GPS/ГЛОНАСС в пунктах Торы, Усолье-Сибирское, Листвянка, составляющие малый измерительный треугольник, и в пунктах Монды и Узур, входящих в большой треугольник. Во всех пунктах ведутся непрерывные измерения с частотой 1 Гц. Канал связи позволяет передавать “сырые” данные и осуществлять их обработку непосредственно в ИСЗФ СО РАН и сторонние организации. С GPS-сервера данные по внутренней сети ИСЗФ данные копируются на сервер «hawk.istp» После преобразования и упаковки данные передаются на доступный для записи ресурс ИПГ РАН.

Все пункты сети, работающие в штатном режиме, осуществляют прием сигналов ГНСС систем и регистрацию их параметров в хорошем временном разрешении. Запись данных ведется в стандартном для приемников JAVAD формате JPS, в соответствии с протоколом GREIS (формат RINEX и ftp://ftp.unibe.ch/aiub/rinex/rinex300.pdf).

Организация качественных каналов связи до пунктов размещения приемной ГНСС аппаратуры позволит наладить работу системы мониторинга состояния ионосферы в режиме реального времени и осуществлять выдачу различных показателей общей возмущенности, спектрального состава и интенсивности неоднородностей в ионосфере.

Подсистема сбора и передачи данных однопозиционного ЛЧМ ионозонда

Однопозиционный ЛЧМ [1]ионозонд имеет возможность проведения измерений параметров распространения радиоволн в ионосферном радиоканале как по собственной программе наблюдений с использованием встроенного передатчика, так и в кооперации с другими известными пунктами ЛЧМ зондирования. Схема оперативного контроля данных, получаемых ЛЧМ ионозондом, построена следующим образом (рисунок 1).

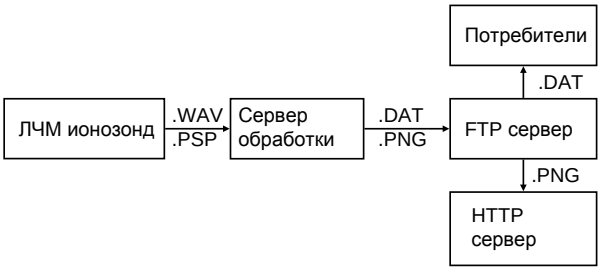


Рисунок 1 - Схема оперативного контроля данных ЛЧМ ионозонда

По окончании сеанса зондирования ЛЧМ ионозонд отправляет первичные данные зондирования на сервер обработки. На сервере обработки циклически, с интервалом в 10 минут, запускаются скрипты получения ионограмм из первичных данных и автоматической обработки ионограмм. По завершении обработки ионограмм происходит пересылка результатов зондирования на FTP сервер, являющийся временным хранилищем последних результатов зондирования. На основе данных, находящихся на FTP сервере, формируется сводная страница состояния ЛЧМ ионозонда, размещаемая на HTTP сервере.

Подсистема сбора и передачи данных радара когерентного рассеяния EKB

В настоящее время на радаре ведутся постоянные наблюдения. Результаты обработки в электронном виде выставляются на сайте http://dep1.iszf.irk.ru/ и пригодны для выставления на сайте сторонних организаций:

а) суточные данные на фиксированном азимуте;

б) в секторе – раз в срок или каждые 15 минут.

Схема передачи любых данных с радара EKB на сервер построена по принципу полной изоляции источника данных от интернета, а после получения – закрытия данных от несанкционированного доступа со стороны интернет пользователей. В качестве промежуточных элементов схемы передачи данных выступают сервер под управлением ОС Linux, выполняющий функции блокировки всех пакетов, идущих с основного компьютера радара во внешнюю сеть (firewall). Сервер входит в локальную сеть радара одним из своих ethernet-портов, второй его порт выходит на роутер и через роутер выходит в сеть интернет. Выполненные настройки сервера на основе программного обеспечения iptables производят фильтрацию потоков данных, изолируя локальную сеть радара как от запросов из интернета, так и от возможности что-то передавать в интернет напрямую. Выполненные настройки роутера позволяют дополнительно ограничить доступ к серверу, разрешая доступ к серверу извне только по шифрованному протоколу SSH.

Сервер ИСЗФ СО РАН – получатель данных, на нем установлено разработанное программное обеспечение для получения данных радара по протоколу HTTP. Получаемые данные автоматически размещаются в директориях, недоступных для пользователей интернета. Передача данных на сервер производится автоматически. Разработанное ПО сервера

самостоятельно и регулярно связывается с основным компьютером радара и самостоятельно забирает последние измеренные данные по ftp-протоколу, после чего самостоятельно передает полученные данные на сервер по протоколу http с использованием программного обеспечения, написанного нами и установленного на сервере ИСЗФ СО РАН.

Кроме того, сервер ИСЗФ СО РАН выполняет функцию передачи обработанных данных в Гелиогеофизический центр Института прикладной геофизики Росгидромета.

Подсистема сбора и передачи данных ионозонда DPS-4

Основной компьютер DPS-4 управляет процессами приема и передачи, считывает данные из выходного буфера сигнального процессора, осуществляет преобразование данных в необходимый формат и записывает данные на жесткий диск вспомогательного компьютера. Вспомогательный компьютер осуществляет вторичную обработку данных, записывает данный на жесткий диск, на CD-диск, пересылает данные на сервер через FTP-канал.

Результаты измерений ионозонд DPS-4 выдает в виде цифровых ионограмм в бинарном формате с расширением «*.SBF». Затем выполняется вторичная обработка в программе SAO Explorer (http://umlcar.uml.edu/SAO-X/), результаты которой сохраняются в виде GIF-картинки с ионограммой и в виде файла с параметрами ионосферы в международном формате «*.SAO». Все полученные данные пересылаются на сервер «hawk.istp» через FTP-канал.

Заключение

Рассмотрены системы сбора и передачи ионосферных данных на инструментах региональной системы геофизического мониторинга ионосферы ИСЗФ СО РАН: станций мониторинга геомагнитного поля, станций ГЛОНАСС/GPS, однопозиционного ЛЧМ ионозонда, данных радара когерентного рассеяния EKB, ионозонда DPS-4.

Работа выполнена при финансовой поддержке Росгидромета (государственный контракт № 97/ГФ/Н-14) и гранта РФФИ (№ 13-05-00979).

Литература

1. А.В. Подлесный, И.Г. Брынько, В.И. Куркин, В.А. Березовский, А.М. Киселев, Е.В. Петухов. Многофункциональный ЛЧМ ионозонд для мониторинга ионосферы. Гелиогеофизические исследования. Выпуск 4, с. 24–31, 2013.

ИССЛЕДОВАНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ ВЛИЯНИЯ ВЕТРОВОГО НАПРЯЖЕНИЯ НА ТЕМПЕРАТУРУ ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА

Е.П. Белоусова, В.А.Коваленко, К.Е. Кириченко

Институт солнечно-земной физики СО РАН, Иркутск, Россия

elenapbel@iszf.irk.ru, vak@iszf.irk.ru, kirichenko@iszf.irk.ru

Ключевые слова: ветровое напряжение, теплосодержание океана, температура поверхности океана (ТПО)

Аннотация. Проведено исследование долговременных изменений теплосодержания океана. Показана зависимость влияния зональной компоненты ветрового напряжения на температуру поверхности океана в рассматриваемом регионе.

Океаны играют важную роль в климатической системе, так как являются аккумуляторами солнечной радиации и активно участвуют в глобальном перераспределении тепла между тропическими и полярными районами. Обладая огромной теплоемкостью, океаны оказывают стабилизирующее влияние на атмосферу. Тепловые потоки через поверхность океана и их временная изменчивость являются определяющим фактором в процессе крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы [1]. Одним из важнейших элементов этого взаимодействия является ветровое напряжение. Ветровое напряжение может оказывать влияние на поглощение тепла океаном на разных временных масштабах. Значительное ветровое напряжение усиливает вертикальное перемешивание в океане и влияет как на межгодовую, так и на десятилетнюю изменчивость. Чем ниже температура вод и чем больше их температурные различия, тем значительнее уплотнение и тем большие глубины охватываются перемешиванием [2].

В работе исследовались долговременные изменения теплосодержания в среднеширотной области Тихого океана (30-50°N 160°E-150°W) по данным ERA-Interim с 1955 по 2013 гг. (https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/era-interim) и ветровое напряжение по данным NCEP/NCAR (http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis/reanalysis.shtml). Аномалии ветрового напряжения и ТПО рассчитывались относительно климатической нормы 1961-1990гг.

Как показало исследование, в отклонениях теплосодержания прослеживается три периода. Первый период 1955-1975 гг. отклонения теплосодержания принимают положительные значения, но имеют тенденцию к понижению. Во второй период 1976-1987 гг. происходит уменьшение теплосодержания океана в слое 0-700м. Третий период 2000-2013 гг. характеризуется положительными значениями аномалий теплосодержания (Рис.1).

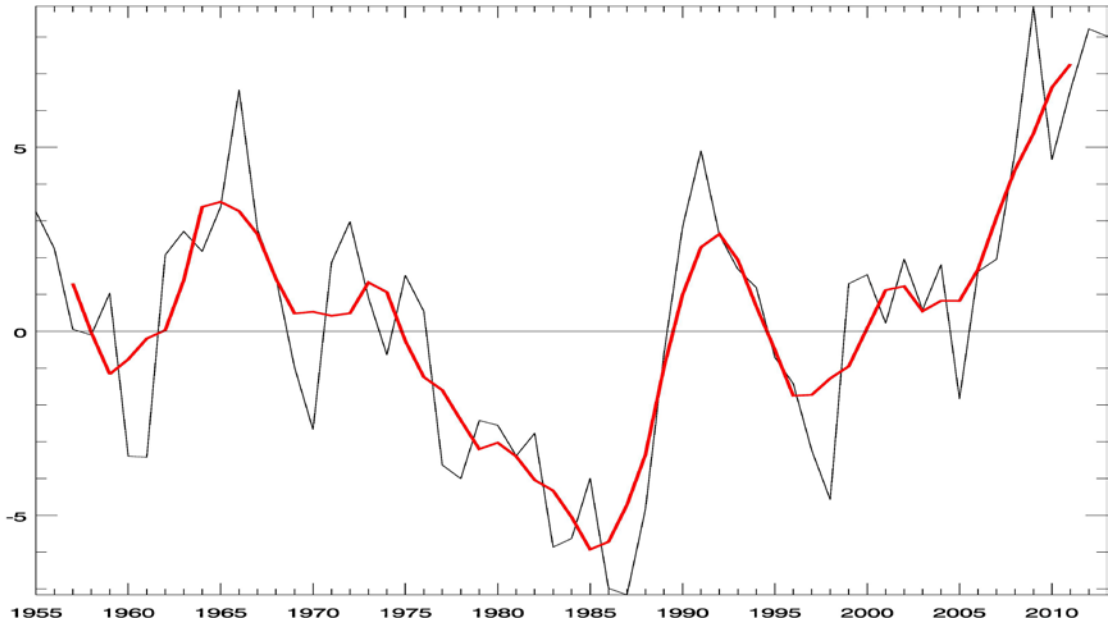


Рис.1. Аномалии теплосодержания океана в слое 0-700м (серая линия)
в зоне Тихого океана 30-50°N 160°E-150°W,
Скользящее среднее с периодом осреднения 5 лет (красная линия)

Поток момента движения из атмосферы в океан или ветровое напряжение вычисляется как функция скорости ветра с учетом коэффициента сопротивления по формуле [3]:

$$T = \rho_a c_D U_{10}^2$$

где ρ_a - плотность воздуха, c_D -коэффициент сопротивления, U_{10} -скорость ветра на высоте 10м.

Когда возникают существенные аномалии зонального напряжения ветра в среднеширотной области Тихого океана, ТПО может подвергаться как прямому воздействию через локальные изменения апвеллинга, так и косвенному за счет изменения глубины термоклина и эффективности отклика термоклина [4].

В рассматриваемый период усиление зональной компоненты ветрового напряжения повсеместно приводило к понижению ТПО (Рис.2). Понижение температуры в свою очередь приводит к увеличению плотности вод и более глубокому перемешивании. Как показано на рисунке 2, после 1988 года происходит ослабление зональной компоненты, что приводит к увеличению температуры и увеличению теплосодержания.

Океан оказывает тепловое воздействие на атмосферу в основном благодаря значительной термической инерционности. Обратное воздействие атмосферы на океан проявляется путем ослабления или усиления поверхностных течений через ветровой режим [2].

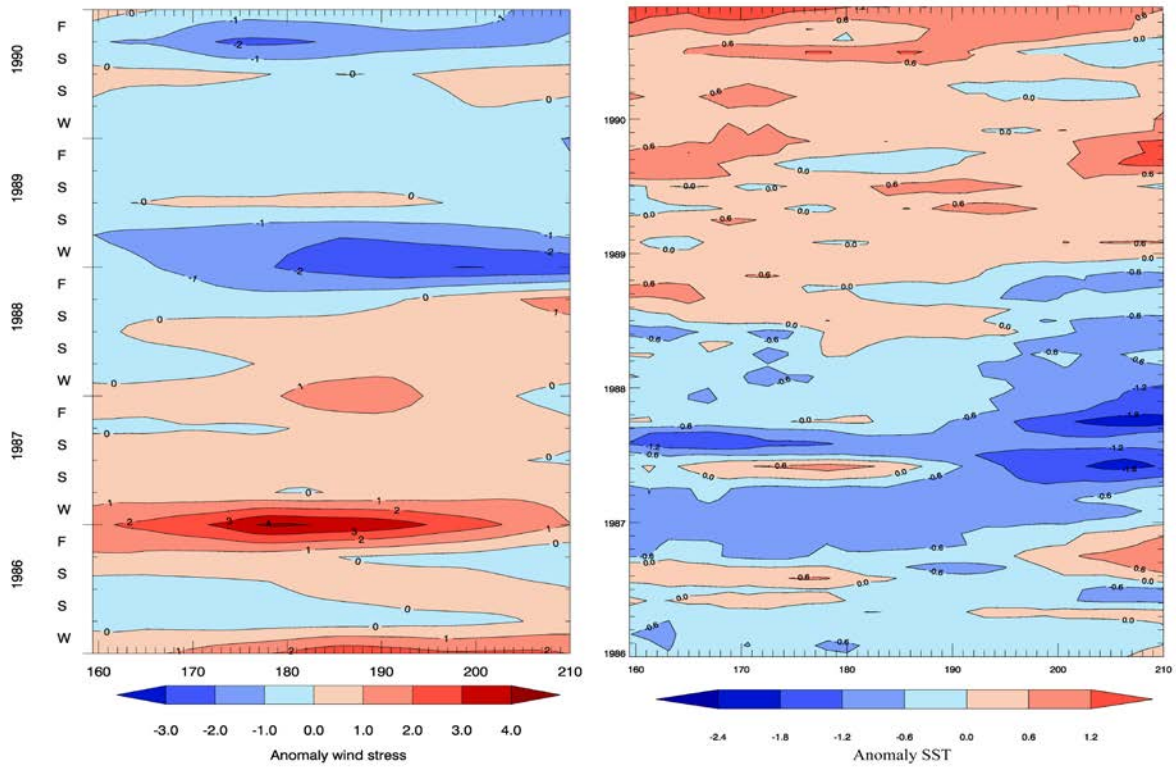


Рис.2. Аномалии зональной компоненты ветрового напряжения (u, левая панель) и температуры поверхности океана (правая панель)

Состояние потока в некоторый момент времени может быть определено векторным полем скорости в каждой точке пространства, поэтому были построены карты аномалий ветрового напряжения, которые наглядно отражают циркуляционные изменения в период перехода от положительных значений теплосодержания к отрицательным (Рис.3,4).

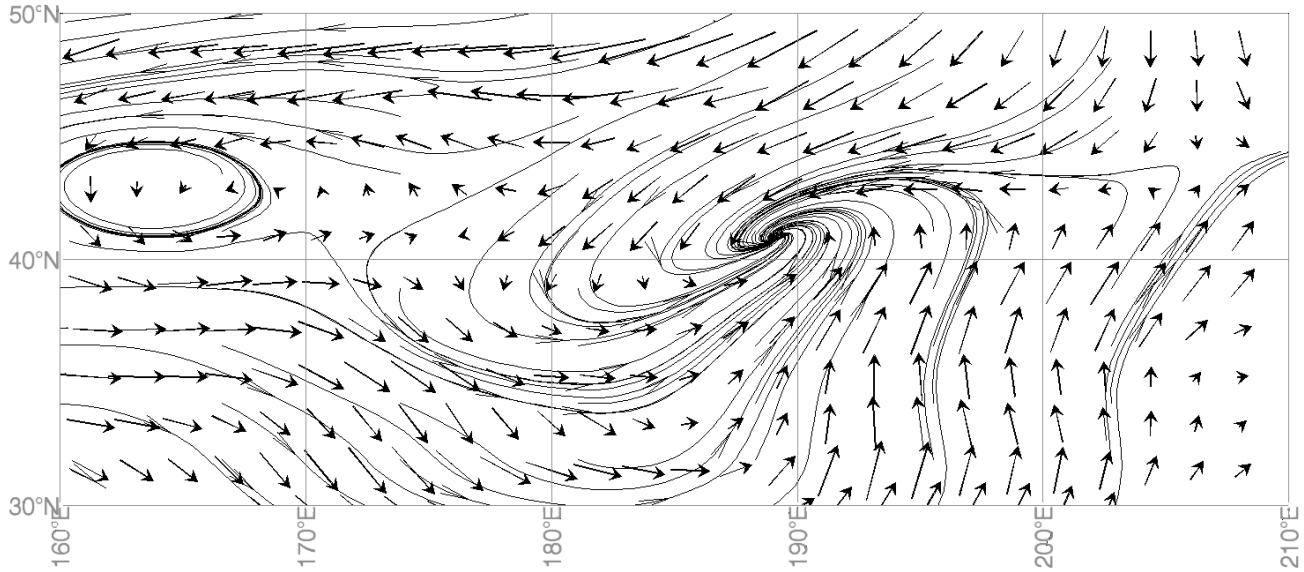


Рис.3. Аномалии ветрового напряжения 1972-1976 гг.

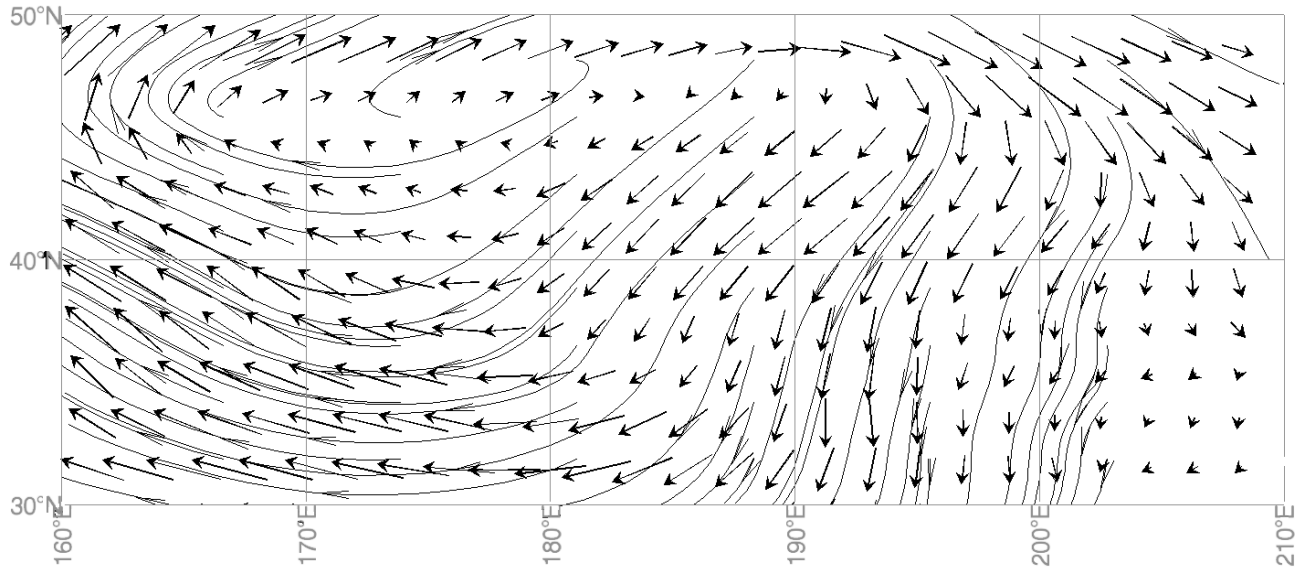


Рис.4. Аномалии ветрового напряжения 1977-1981 гг.

Как показано на рис.3 до 1976 года, в период положительных значений теплосодержания океана в слое 0-700 м циклоническая циркуляция способствовала затоку более теплых потоков из низкоширотной зоны. Изменение направления потоков на антициклональные в следующий период (Рис.4.) привело к уменьшению теплосодержания и понижению ТПО.

В результате получены следующие особенности:

- В отклонениях теплосодержания среднеширотной зоны Тихого океана прослеживается три периода.
- Усиление зональной компоненты ветрового напряжения повсеместно приводило к понижению температуры поверхности океана.
- Изменение циркуляции атмосферы непосредственно оказывает влияние на температуру поверхности океана.

Работа выполнена в рамках гранта № НШ-2942.2014.5 Президента РФ государственной поддержки ведущих научных школ РФ.

1. Жеребцов Г.А., Коваленко В.А., Молодых С.И., Кириченко К.Е. Влияние солнечной активности на температуру тропосферы и поверхности океана // Известия Иркутского государственного университета. Науки о Земле. 2013.Т.6,№1. С.61-79

2. Дроздов О.А., Васильев В.А., Кобышева Н.В., Раевский А.Н., Смекалова Л.К., Школьный Е.П. Климатология. Л.: Гидрометеоиздат, 1989. 568 с.

3. Stewart R.H. Introduction to Physical oceanography [Электронный ресурс]. URL: http://oceanworld.tamu.edu/resources/ocng_textbook/contents.html (дата обращения 15.03.2015).

4. Zhang H., McPhaden M.J. Wind Stress Variations and Interannual Sea Surface Temperature Anomalies in the Eastern Equatorial Pacific // J. Climate. 2005. V.19. P. 226-241

ПАРАЛЛЕЛЬНАЯ СТАБИЛИЗАЦИЯ ИНТЕРФЕРОМЕТРА ФАБРИ-ПЕРО ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ДОПЛЕРОВСКОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ НИЖНЕЙ ТЕРМОСФЕРЫ

С.В. Николашкин[1], А.А. Решетников[1], А.И. Надеев[2]

[1]Институт космофизических исследований и аэрономии СО РАН, г. Якутск, Россия

[2]Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск, Россия

nikolashkin@ikfia.sbras.ru, reshetnikov@ikfia.sbras.ru, nadeev@iao.ru

Представлен опытный образец интерферометра Фабри-Перо (ИФП) предназначенный для измерения доплеровской температуры и скорости нейтрального ветра на высотах термосферы ~95-300 км по излучению ночного неба или полярных сияний на длинах волн 557,7 и 630 нм. Для стабилизации параллелизма пластин ИФП нами использована ПЗС камера типа ST-9, которая периодически снимает через разделительное зеркало излучение стабилизированного гелий-неонового лазера ЛГН-303. Полученное изображение обрабатывается и при нарушении стабильности интерференционной картины сигнал рассогласования подается через ЦАПы на актюаторы для восстановления параллелизма. В качестве основного регистратора излучения служит ПЗС камера ANDOR IKon-M 934 (1024x1024 пикселей).

Ключевые слова**:** Интерферометр Фабри-Перо, стабилизация интерферометра, термосфера, температура

Исследование термодинамического состояния верхней атмосферы важно для знания воздействия на нее волновых процессов, солнечной активности и ее влияния на общую динамику атмосферы.

Одним из основных методов измерения температуры нейтралов, скорости и направления нейтрального ветра на уровне термосферы является интерферометрический метод. Основным прибором в данном случае является интерферометр Фабри-Перо в различных модификациях [1–3]. Для корректной работы и точного восстановления искомых величин требуется исключительная стабильность параллелизма пластин, которая достигается конструктивными «ноу-хау», подбором материалов, термо- и баростабилизацией, а также активной системой поддержания стабильности на основе пьезоэлектрических актюаторов.

Разработанный в ИКФИА СО РАН интерферометр Фабри-Перо V-го поколения предназначен для измерения температуры и скорости нейтрального ветра на высотах термосферы ~95-300 км по излучению ночного неба и полярных сияний на длинах волн 557,7 нм и 630 нм с регистрацией данных на ПЗС камере типа ANDOR IKon-M серии 934, с разрешением 1024x1024 пикселей. Нами предлагается метод параллельной стабилизации данного интерферометра с использованием отдельной ПЗС камеры типа ST-9 (512x512 пикселей) для постоянной съемки интерференционной картины от стабилизированного по частоте He-Ne лазера типа ЛГН-303.

На рис. 1 показана блок схема интерферометра Фабри-Перо. Конструктивно прибор выполнен в виде отдельных функциональных узлов, состоящих из интерферометрической головки, подвесной стойки с телескопом, светоделительным блоком и блоков ПЗС камер со светофильтрами. Интерферометр помещен в термобарокамеру, в которой поддерживаются постоян-

ное давление и температура с точностью 0,01С. Барокамера изготовлена из дюралюминия и представляет с собой полностью герметизированный толстостенный цилиндр.

В качестве интерферометрической головки был использован эталон Фабри-Перо производства Michigan Aerospace Corporation (США). Интерферометрические пластины эталона обладают следующими характеристиками: коэффициент отражения многослойного диэлектрического покрытия 95% в области длин волн 450–800 нм, размеры пластин: диаметр ~162 мм, толщина ~40 мм. Расстояние между пластинами (база) 15 мм, свободный спектральный интервал при этом на длине волны 557.7 нм составляет 0.01 нм. Тонкость 40.

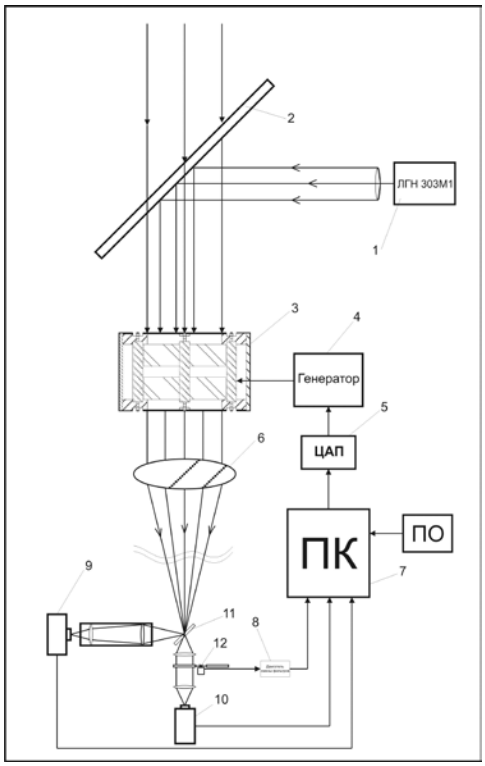


Рис. 2. Блок-схема спектрометра. 1 – лазер; 3 – ИФП; 4 – Генератор, 5 – цифро-аналоговый преобразователь; 6 – линза объектива; 7 – компьютер; 8 – двигатель смены фильтров; 2, 11 – полупрозрачное зеркало (9, 10, 12 – см. рис. 1).

Первая ПЗС камера типа Ikon-M серии 934 с высокой чувствительностью и низким уровнем шумов производства компании Andor служит для съемки интерференционной картины от излучения ночного неба на длинах волн 557,7 нм и 630 нм. Основные характеристики камер следующие: разрешение 1024 x 1024 пикселей с квантовой эффективностью до 95%, размер сенсора 13,3x13,3 мм, размер пикселя 13x13 мкм, а также максимальное охлаждение до -100^0 С.

Вторая ПЗС камера модели ST-9XE компании SBIG предназначена для контроля за качеством юстировки интерферометрических пластин и имеет следующие характеристики, разрешение 512x512 пикселей, размер матрицы 10,2x10,2 мм, размер пикселя 20x20 мкр.

В интерферометрии важное значение имеет знание и постоянное поддерживание параллелизма пластин, от которого зависит работоспособность прибора и качество данных, по ним определяется, так называемая «аппаратная функция» прибора, который необходимо учитывать при обработке данных – получении истинного контура. Существуют несколько методов поддержания юстировки интерферометра – это фотометрический контроль максимума центрального порядка картины, емкостные методы контроля и др. С развитием цифровой фотографии появилась возможность постоянного контроля параллелизма.

Полученное изображение со второй ПЗС камеры позволяет юстировать и стабилизировать параллелизм пластин ИФП при помощи периодической съемки контуров излучения лазера. В

качестве осветителя используется стабилизированный гелий-неоновый лазер ЛГН-303М1. Лазер работает в одночастотном режиме, средняя мощность лазерного излучения не менее 1 мВт и длина волны лазерного излучения в вертикальной составляющей в вакууме составляет $0{,}632991 \cdot 10^{-7}$. Излу чение лазера после рассеивателя попадает на стеклянную пластину, установленную под углом 45^{o} и попадает во входной зрачок интерферометра параллельно с измеряемым излучением. Полученная интерференционная картина от лазера отводится вбок стеклянной пластиной, расположенной перед фокусом телескопа в светоделительном блоке и через интерференционный светофильтр и перебрасывающую масштабирующую оптику проецируется на матрицу камеры ST-9. Соотношение масштабирования подобрано таким образом, чтобы на матрицу попали первые 3 порядка интерференционных колец (рис. 2а). Аналогично построена и оптическая система основной регистрирующей камеры, но в этом случае свет от источника (неба) проходит по прямой. Таким образом, достигнута возможность параллельной записи сигналов от неба и лазера.

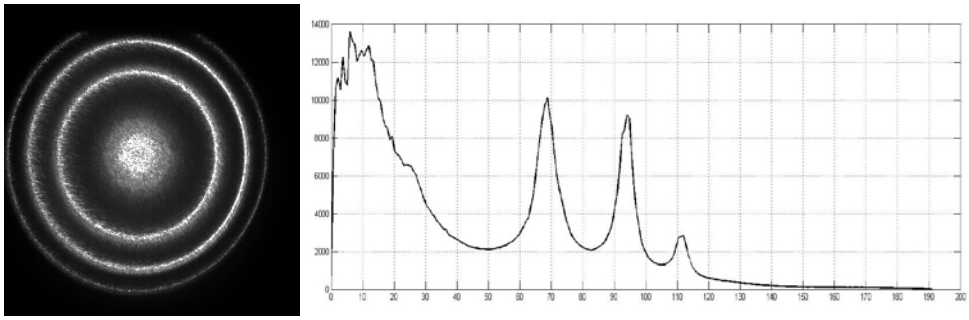


Рис. 2. Пример съемки гелий-неонового лазера

На рис. 2 показан пример съемки гелий-неонового лазера и его контура до третьего порядка, полученный при помощи радиального интегрирования с автоматическим определением центра картины. Метод стабилизации с помощью камеры заключается в обработке полученного кадра в программном обеспечении. Программное обеспечение обрабатывает полученное бинарное изображение путем определения центра, радиуса интерференционной картины. Далее картина разбивается на три участка, соответствующие опорным точкам пьезоактюаторов. Анализ картины позволяет выявить нарушение параллелизма, путем сравнения с предварительно заданными начальными параметрами и своевременно выдавать сигнал рассогласования на микроконтроллер для подачи корректирующего напряжения на соответствующий актюатор для выравнивания параллельности.

В сравнении с ранее разработанными приборами с другими методами стабилизации, предлагаемая модель значительно упрощает данную задачу, делая процесс автономной и не

требующей механической настройки, что естественно приводит к повышению точности сбора данных и может стать хорошим инструментом в исследовании проблемы изучения динамики высокоширотной термосферы.

Работа поддержана грантом РФФИ № 15-05-05320 а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Игнатьев В.М., Югов В.А. Интерферометрия крупномасштабной динамики высокоширотной термосферы. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1995. – 208 с.
2. Hernandez G. Fabry-Perot Interferometers, Cambridge University Press, Cambridge,1986. – 344 p.
3. Игнатьев В.М., Николашкин С.В., Югов В.А.и др. Светосильный спектрометр Фабри-Перо // Приборы и техника эксперимента. – 1998. – № 4. – С. 107–110.

МОДЕРНИЗАЦИЯ МАЛОЙ СТАНЦИИ ВЫСОТНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ ИОА СО РАН

Маричев В.Н.[1,2], Бочковский Д.А.[1,2]

[1]Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск
[2]Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Томск

marichev@iao.ru, moto@iao.ru

Аннотация

В статье рассматривается модернизация аппаратной части малой станции высотного зондирования атмосферы Института оптики атмосферы им. В. Е. Зуева СО РАН (МСВЗА) с начала её работы в 1986г. до наших дней.

Введение

В современной научной практике прочно укрепились и занимают особое место лазерные методы исследования газового и аэрозольного состава атмосферы, что обуславливается высоким пространственным разрешением и оперативностью получения информации по сравнению с методами, использующих другой принцип получения исходных данных. Распространение лазерного излучения в атмосфере сопровождается рядом явлений взаимодействия электромагнитного излучения со средой, таких как, поглощение и рассеяние аэрозольными частицами, поглощение и рассеяние молекулами атмосферных газов, искажение оптических сигналов турбулентностью атмосферы, флуоресценция. Регистрируя отраженные сигналы, и обрабатывая современными методами изменения характеристик излучения, можно получить информацию о многих физических величинах и параметрах атмосферы, например, таких как аэрозоль, температура, давление, плотность воздуха, профили концентрации различных газов и прочее.

В настоящее время на МСВЗА полноценно проводятся наблюдения за температурой, плотностью и отношением рассеяния в нижней и средней атмосфере. В процессе проведения наблюдений, анализе полученных результатов и эксплуатации лидарного комплекса возникает потребность в модернизации отдельных компонент аппаратной части, развитии системы автоматического программного управления и усовершенствовании возможностей программного обеспечения по обработке накопленных данных.

Модернизация лидарной станции

С 1986 г. на МСВЗА, на регулярной основе, проводятся лидарные исследования вертикальной структуры аэрозоля в стратосфере и верхней тропосфере над Томском[1], а с 1994 г. начались наблюдения за температурой и плотностью атмосферы.

На начальном этапе лидарный комплекс имел следующие технические характеристики(таблица 1):

В качестве источника излучения служил импульсный твердотельный лазер ЛТИ701 с непрерывной накачкой активного элемента (аллюмоиттриевого граната), модуляция излучения которого осуществляется акустооптическим затвором с частотой 3 кГц. Телескоп приемной системы с диаметром 1 м выполнен по схеме Ньютона.

Передатчик	
Длина волны излучения	532 нм
Частота посылок	3кГц
Длительность импульса	0.2 мкс
Средняя мощность	1 Вт
Расходимость луча	10^{-4} рад
Приемник	
Диаметр приемного зеркала	1 м
Угол поля зрения	10^{-3} рад
Интерференционный фильтр	
Полоса пропускания	1 нм
Пропускание на 532 нм	46%
Фотодетектор	ФЭУ-130
Система регистрации	
Счетчик фотонов С-4Б	
Количество каналов	4
Количество временных интервалов	128
Длина временного интервала	1.67 мкс
Счетчик фотонов Д1	
Количество каналов	1
Количество временных интервалов	4096
Длина временного интервала	78 нс

Таблица 1. Технические характеристики лидара 1986 г.

Первый счетчик С-4Б давал возможность получать одновременно по четырем независимым каналам информацию до 33 км с разрешением 250 м. Второй счетчик был выполнен на более современной элементной базе, что позволяло повысить потолок зондирования до 47 км и при этом улучшить пространственное разрешение до 12 м. Накопленная информация записывалась в виде файла на ПЗУ ЭВМ.
В качестве миниЭВМ использовался универсальный комплекс «Ирзар50М» на базе «Электроника 60», в состав которого входили два накопителя СМ 540000/12 по 2,5 Мбайта, системный терминал 15ИЭ00.013 и печатающее устройство DZM180. Кроме

этого, к ЭВМ был подключен цветной дисплей и графопостроитель для отображения получаемой информации в графическом виде. Дисплей представлял собой цветной телевизор «Электроника Ц401» с приводом в стандарте Э60, а графопостроитель двухкоординатный самописец «ENDIM», связанный с ЭВМ при помощи интерфейсной платы И5. Для визуализации регистрируемых эхосигналов с ФЭУ используется осциллограф С192.

Вследствие длительной эксплуатации лидарного комплекса основная часть его оборудования и электронно-регистрационные узлы технически и морально устарели и с 2002 г. начался этап модернизации станции в целом. К началу 2008 года в Томске на МСВЗА проведен ряд мероприятий, направленных на возобновление наблюдений за вертикальной структурой распределения аэрозоля и температуры в стратосфере[2].

В результате модернизации была проведена замена главного приемного зеркала с утратившим отражательные качества покрытием на зеркало с новым напылением. В передатчике был установлен достаточно мощный Nd:YAG-лазер (модель LOTIS TII) с энергией в импульсе до 200 мДж и частотой посылки импульсов 10 Гц на длине волны 532 нм. На выходе в атмосферу лазерный луч коллимировался расширителем пучка в соотношении 1:10 до расходимости 0,1 мрад. Угол поля зрения приемного телескопа составлял 1 мрад. В приемной системе были созданы три канала приема оптического излучения: стратосферный и тропосферный на длине волны 532 нм и СКР-канал (рамановский) на 607 нм. Спектральная селекция излучения в каналах проводилась интерференционными светофильтрами фирмы Barr с шириной пропускания на полувысоте 0,5 нм и пропусканием в максимуме 60%. Для приема излучения использовались работающие в режиме счета фотонов малошумящие фотоприемники R7207-01 и фотоприемный блок с регулируемым электронным запиранием фотокатода H8259-01 фирмы Hamamatsu, обладающие высокой квантовой эффективностью (до 30%) и быстродействием.

Регистрация преобразованных в одноэлектронные импульсы лидарных сигналов осуществлялась заменяемыми быстродействующими счетчиками фотонов: PMM-328 (8 каналов, полоса 120Мгц) и PMS-400A (2 канала, полоса 800 МГц). В дальнейшем двухканальный счетчик фотонов PMS-400A заменили на четырехканальный счетчик PHCOUNT_4.

Счетчик PHCOUNT_4, технические параметры которого представлены в таблице 2, разработан в институте оптики атмосферы СО РАН. Сравнительные тесты показали, что сигналы, регистрируемые PHCOUNT_4 и PMS-400A, аналогичны, а наличие 4 каналов измерения на PHCOUNT_4 позволяет расширить возможности приемной системы. Другая

отличительная особенность разработки ИОА заключается в том, что счетчик выполнен в варианте внешнего исполнения, в отличие от зарубежных аналогов внутреннего исполнения. Внешнее исполнение счетчика фотонов позволяет разделить стенд и рабочее место оператора с минимальными затратами. Фактически необходим всего один USB-кабель, вместо 3 сигнальных и одного кабеля синхронизации.

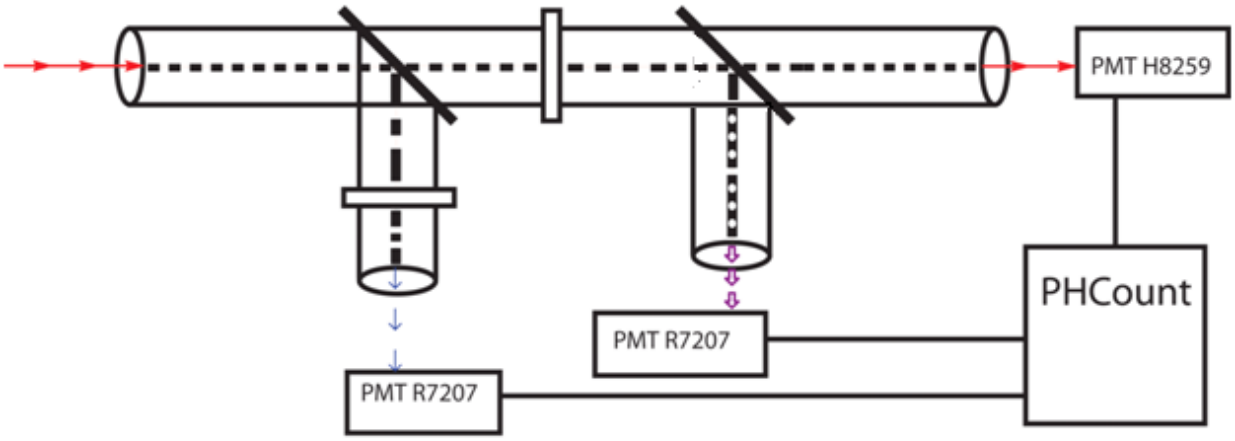


Рисунок 1. Структурная схема приемного блока: а) канал ближней зоны б) канал дальней зоны в) рамановский канал.

Число каналов	4
Скорость счета	до 200 мГц
Пространственное разрешение (минимальное)	48 м, 24 м, 12 м
Максимальная дальность трассы	140 км ,70 км, 36 км.
Число точек на трассу	3к
Входное сопротивление счетного входа	50 Ом
Входное сопротивление входа синхронизации	50 Ом
Амплитуда сигнала счетного входа	+3 в … - 3 в
Амплитуда сигнала входа синхронизации	ТТЛ уровень
Установка порога дискриминации	- разрешение 8 разрядов (8мв)
Минимальная длительность счетного импульса	1.3 нс
Подключение к компьютеру	USB 2.0
Рабочая температура	10… 50 С
Габариты	117 х 99 мм
Питание	от USB порта

Таблица 2. Основные технические характеристики счетчика фотонов PHCOUNT_4.

Ввод тропосферного канала позволил принимать сигналы с меньших высот, которые создают перегрузки ФЭУ основного стратосферного канала и отсекаются электронным затвором. «Сшивание» сигналов двух каналов дает возможность получить непрерывный сигнал, по которому может рассчитываться протяженный вертикальный профиль стратификации аэрозоля с охватом верхней тропосферы, стратосферы и мезосферы.

Рамановский канал создан для измерения температуры и более точного выделения аэрозольной компоненты при нормировке тропосферного сигнала (упругого рассеяния) на сигнал комбинационного рассеяния, который пропорционален реальной плотности атмосферного воздуха.

В 2014 г. была произведена замена лазера LOTIS TII на лазер LS-2137U-UV3 - специальная модель серийного лазера LS-2137U на АИГ:Nd^{3+} с электрооптической модуляцией добротности и преобразованием длины волны излучения основной частоты (1064 нм) генерации в излучение второй гармоники(ВГ) (532 нм), третьей гармоники(ТГ) (355 нм), с выводом излучения ВГ и ТГ на одну оптическую ось, работающий в частотном режиме. Основные технические параметры лазера представлены в таблице 3. Вместо прежнего фотоприемника (R7207-01, фирма Hamamatsu) в СКР-канале был установлен фотосенсорный модуль с встроенным блоком охлаждения H7422P-40 той же фирмы с более чем на порядок большей чувствительностью. Указанные меры позволили вести уверенный прием СКР-сигналов до высот 30км.

Наименование параметра, единицы измерения	**Номинальное значение**	**Примечание**
Длина волны генерируемого излучения, нм	1064 532 355	
Энергия импульса излучения, мДж	700 400 210	1064 nm 532 nm 355 nm
Частота повторения импульсов, Гц	10	Частоты 5;2;1;0.5 Гц обеспечиваются режимом работы ЭОЗ
Длительность импульса излучения по уровню 0.5, нс	≤7	
Диаметр пучка лазерного излучения, мм	≤8	
Энергетическая расходимость лазерного излучения по уровню 0.86, мрад	≤0.8	
Электрическая энергия импульса накачки E_H, Дж	≤60	Средняя мощность накачки ≤750 W, так что при заданной энергии накачки E_p макс. частота повторения импульсов определяется выражением $F \cdot E_p = 750$
Потребляемая лазером мощность, Вт	≤1000	
Поляризация	линейная	Плоскость поляризации ВГ горизонтальная, ТГ и ЧГ - вертикальная

Таблица 3. Основные технические параметры лазера LS-2137U-UV3

В скором времени на выводящее зеркало зондирующего луча лидара будут установлены шаговые двигатели FL57ST41-0406B для его юстировки относительно приемной системы. Основные характеристики таких двигателей представлены в таблице 4.

Величина полного шага, град	1,8
Погрешность углового шага, град	±0,09
Погрешность сопротивления обмоток двигателя, %	10
Погрешность индуктивности обмоток двигателя, %	20
Максимальное радиальное биение вала двигателя, мм	0,02
Максимальное осевое биение вала двигателя, мм	0,08
Максимальная допустимая осевая нагрузка на валу,Н	15
Максимальная допустимая радиальная нагрузка на валу, Н	75

Таблица 4. Характеристики шаговых двигателей FL57ST41-0406B.

Заключение

Лидарный комплекс МСВЗА позволяет оперативно и регулярно получать профили отношения рассеяния до высоты 70км, температуры и плотности атмосферы в интервале высот 7-60км с пространственным разрешением 200м. [3,4].

В статье использованы результаты, полученные в ходе выполнения проекта 8.1.12.2015, в рамках Программы «Научный фонд им. Д.И. Менделеева Томского государственного университета» в 2015г.

Работа выполнена при поддержке интеграционного проекта СО РАН 106, гранта РФФИ 13-05-01036а, гранта Президента РФ НШ4714.2014.5 и гранта РНФ №14-27-00022.

Литература

1) Ельников А.В., Маричев В.Н., Шелевой К.Д., Шелефонтюк Д.И. Лазерный локатор для исследования вертикальной стратификации аэрозоля. // Оптика атмосферы и океана. 1988. Т. 1. № 04. С. 117-123.

2) Маричев В.Н., Самохвалов И.В. Лидарные наблюдения аэрозольных вулканических слоев в стратосфере Западной Сибири в 2008-2010 гг.. // Оптика атмосферы и океана. 2011. Т. 24. № 03. С. 224-231.

3) Маричев В.Н. Исследование изменчивости вертикальной структуры фонового аэрозоля в стратосфере над Томском на основе лидарных наблюдений в 2010-2011 гг.. // Оптика атмосферы и океана. 2012. Т. 25. № 11. С. 976-984.

4) Маричев В.Н. Анализ поведения плотности воздуха и температуры в стратосфере над Томском в периоды ее возмущенного и спокойного состояний, выполненный по результатам лидарных измерений. // Оптика атмосферы и океана. 2013. Т. 26. № 09. С. 783-792.

РАЗРАБОТКА СИСТЕМЫ ПРОГРАММНОГО УПРАВЛЕНИЯ ЛИДАРНЫМ КОМПЛЕКСОМ МАЛОЙ СТАНЦИИ ВЫСОТНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ ИОА СО РАН

Маричев В.Н.[1,2], Бочковский Д.А.[1,2]

[1]Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск
[2]Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Томск

marichev@iao.ru, moto@iao.ru

Введение

В конце прошлого и начале нынешнего столетий в широких кругах научной общественности обсуждаются проблемы, связанные с вопросами с изменениями климата как на глобальном, так и локальном уровнях. Сложный вопрос об изменении климатических и экологических систем под влиянием природных и техногенных факторов требует разработки и создания атмосферных термодинамических и аэрозольных пространственно-временных моделей, развития сети как наземных, так и космических служб слежения за атмосферой в глобальных масштабах [1,2]. Мероприятия по сбору огромного количества данных приводят к тому, что необходимо развивать не только техническую сторону решения проблемы, но и методологическую, алгоритмическую и связанную с ней – программную.

Последнее десятилетие отмечается повсеместным внедрением компьютерной техники в науку и повышением ее потребительских качеств, таких как скорость, объем постоянной и оперативной памяти, а также возможность высококачественного отображения информации. Поэтому завершающим звеном в развитии автоматизации эксперимента и применения математических методов является развитие программных средств. Программные средства должны нести основную нагрузку в обработке и моделировании эксперимента, а также быть связующим звеном между теоретиками, разработчиками методов обработки и моделей физических процессов и экспериментаторами.

Система управления лидарной станцией

На рисунке 1 изображено схематическое представление лидарного комплекса. Красными кружками показаны узлы, которые предполагается в дальнейшем автоматизировать с помощью аппаратно-программных средств:

1) Управление лазером LS-2137U-UV3;

2) Управление открыванием и закрыванием люка;
3) Производить оптимальную регулировку попадания луча в поле зрения приемной антенны;
4) Включение и выключение ФЭУ;
5) Управление счетчиком фотонов.

В настоящее время разработана и введена в эксплуатацию программа для управления лазером. Данное программное обеспечение(ПО) позволяет оператору следить за нагревом лазера, изменять режимы запуска работы лампы накачки, устанавливать режим работы затвора, изменять энергию накачки лампы, выполнять этапы включения и выключения лазера как в ручном режиме, так и в автоматическом.

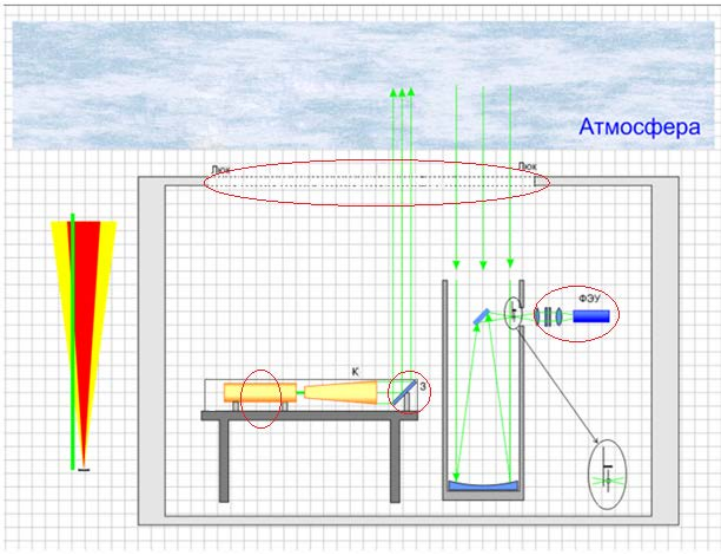


Рисунок 1. Схематическое представление лидарного комплекса МСВЗА.

Интерфейс ПО изображен на рисунке 2 и содержит следующие элементы управления:

1) Индикатор разрешения на открытие затвора. До получения разрешения индикатор мигает зеленым и красным цветом. Загорается зеленым при достижении температуры воды 25-27^{0}С. Загорается красным при увеличении температуры воды до 47-49^{0}С;
2) Выводит надпись о готовности лазера к запуску;
3) Включение/выключение лампы накачки;
4) Открытие/закрытие шторки;
5) Включение/выключение затвора лазера;
6) Остановка работы лазера;
7) Изменение режима работы лампы накачки;
8) Изменение режима работы затвора лазера;
9) Изменение энергии накачки лампы;

10) Автоматический запуск лазера;

11) Автоматическая остановка лазера;

12) Изменение энергии накачки лазера для автоматического запуска;

13) Сообщение о присоединении к устройству.

Интерфейс копирует расположение необходимых элементов управления у пульта лазера LS-2137U-UV3 для удобной работы оператора.

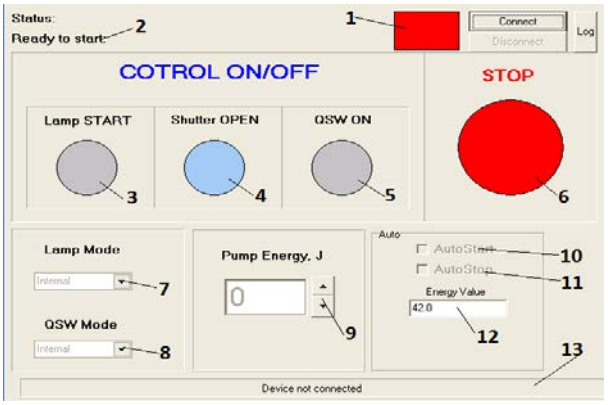


Рисунок 2. Интерфейс программного обеспечения управления лазером

Так же было модернизировано программное обеспечение счетчика фотонов. Интерфейс ПО счетчика фотонов представлен на рисунке 3.

ПО служит для управления и обмена данными с ПК. Ранняя версия программы была написана на Lab View и имела следующие основные функции:

- Управление счетчиком фотонов.

- Интерактивное представление накопленных лидарных сигналов в виде графиков. На графике отображались сигналы с каждого канала счетчика.

- Накопление сигналов за определенное время n – число раз.

- Сохранение накопленных сигналов в текстовом формате.

Целью разработки нового ПО для счетчика фотонов послужили следующие задачи:

- Автоматическая юстировка приемо-передающего тракта лидара.

- Переход на новый формат хранения данных HDF5.

Для точной калибровки приемо-передающего тракта лидара с помощью программного обеспечения счетчика фотонов необходимо было задавать время накопления сигнала от нуля до нескольких секунд, что не позволяла сделать стандартное ПО(минимальное время накопления сигнала 1 минута). Это позволит пользователю, в реальном времени, производить оптимальную регулировку попадания луча в поле зрения приемной антенны. Для автоматизации данного

процесса будет установлен шаговый двигатель и настройка производиться автоматически по эталонному сигналу.

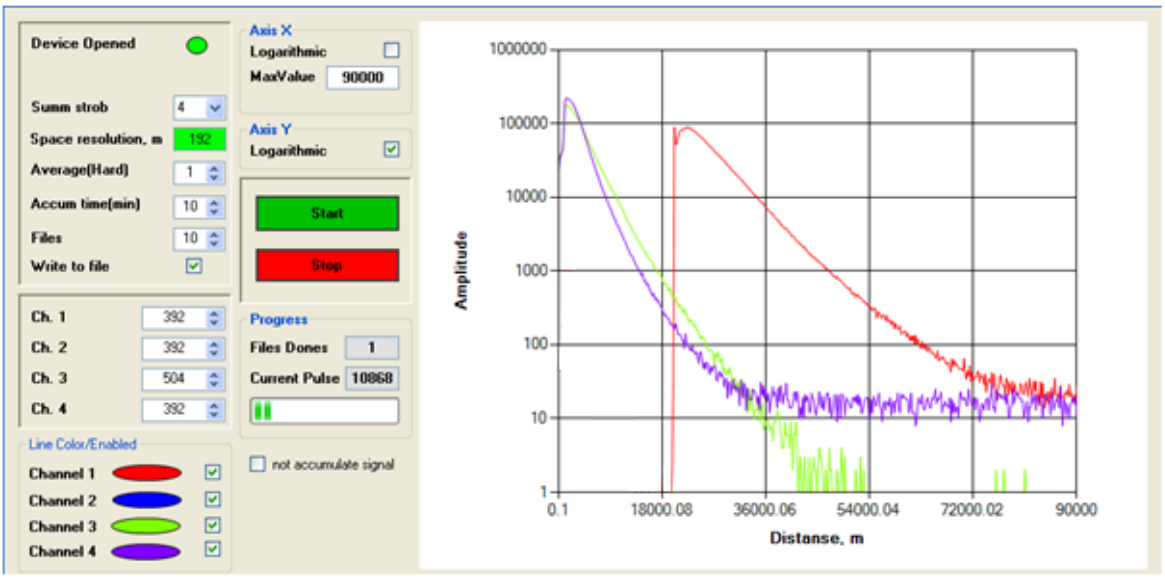


Рисунок 3. Интерфейс программного обеспечения для счетчика фотонов

Интерфейс программы делится на три части. Первая часть позволяет пользователю управлять настройками счетчика фотонов, определять время накопления сигнала и количество повторений. Вторая часть управляет видом графика, позволяет показывать или скрывать сигнал с определенного канала, выбирать цвет линий и настраивать оси ординат и абсцисс. Третья часть служит для запуска и остановки приема сигнала, выводит прогресс работы.

На графике, показанном на рис. 4, представлен накопленный сигнал за 10868 импульсов. Сигнал с дальней зоны обозначен красной кривой, ближняя зона – зеленая кривая и сигнал СКР представлен фиолетовым цветом. Для вывода на экран чистого сигнала надо поставить галочку в «not accumulate signal». Тогда программа не накапливает сигнал и не сохраняет его в файл. После того, как время накопления сигнала достигло указанного времени, программа автоматически сохраняет полученный массив в hdf-файл.

Заключение

Автоматизация настройки лидарного комплекса, с помощью аппаратно-программных средств, позволяет оптимизировать этапы подготовки, к работе лидарного комплекса. При этом весь процесс настройки комплекса осуществляется на дисплее оператора. Практически пульт управления лазером, может находиться на любом ЭВМ. А также, данное программное

обеспечение может производить, более точную регулировку луча, без вмешательства оператора.

Новое программное обеспечение, для управления счётчиком фотонов, создано с целью замены устаревшего ПО, которое не отвечает необходимым требованиям. После установки шагового двигателя ПО счетчика фотонов позволит следить и регулировать попадания луча в поле зрения приемной антенны, в реальном времени как в ручном режиме, так и в автоматическом.

В статье использованы результаты, полученные в ходе выполнения проекта 8.1.12.2015, в рамках Программы «Научный фонд им. Д.И. Менделеева Томского государственного университета» в 2015г.

Работа выполнена при поддержке интеграционного проекта СО РАН 106, гранта РФФИ 13-05-01036а, гранта Президента РФ НШ4714.2014.5 и гранта РНФ №14-27-00022.

Литература

1) Кондратьев К.Я. Новое в теории климата – Л.: Гидрометеоиздат, 1976, 263 с.

2) Зуев В.Е., Титов Г.А. Оптика атмосферы и климат – Томск, издательство Спектр ИОА СО РАН, 1996, 271 с.

ГЛУБИНА МАКСИМУМА РАЗВИТИЯ ШИРОКИХ АТМОСФЕРНЫХ ЛИВНЕЙ ПО ДАННЫМ РЕГИСТРАЦИИ РАДИОИЗЛУЧЕНИЯ НА ЯКУТСКОЙ УСТАНОВКЕ ШАЛ.

С.П. Кнуренко, З. Е. Петров, И.С. Петров

Институт космофизических исследований и аэрономии им. Ю. Г. Шафера СО РАН. E-mail: s.p.knurenko@ilfia.ysn.ru, pze@ikfia.sbras.ru, igor.petrov@ikfia.sbras.ru

Ключевые слова: Глубина максимума, радиоизлучение, ШАЛ, Якутская установка

В работе представлены данные, полученные в новой серии измерений на Якутской радиоустановке за период 2009 – 2013 гг. Анализируются индивидуальные ливни и по наклону ФПР восстанавливаются X_{max}. Полученные результаты по X_{max} сравниваются с результатами других установок.

1. Введение

В работах [1, 2, 3] указывалось о возможности регистрации широких атмосферных ливней (ШАЛ) с энергиями выше 10^{19} эВ, используя радиоустановки, расположенные на поверхности Земли и регистрируя радиоизлучение от ливней сверхвысоких энергий со спутников, вращающихся на околоземных орбитах. На установках МГУ ранее при меньших энергиях и позже на Якутской установке ШАЛ в области энергий выше 10^{17} эВ в 1986 – 1989 гг. было доказано, что измерение радиоизлучения ШАЛ возможно с использованием наземных установок, регистрирующих электронную и мюонную компоненты ШАЛ [4, 5].

Последующими измерениями радиоизлучения на Якутской установке ШАЛ было показано, что радиоизлучение от релятивистских части ливня при энергии выше 10^{17} эВ может использоваться для изучения физики развития ШАЛ как самостоятельный вид наблюдений и совместно с другими методами регистрации ШАЛ для взаимной калибровки [6 - 10].

В настоящей работе продолжается анализ данных, полученных в новой серии измерений, за период 2009 – 2013 гг.

2. Результаты измерений

2.1. Пространственное распределение радиосигнала

Радио ливни отбирались с помощью триггеров сцинтилляционной и черенковской установок ШАЛ. Оси ливней восстанавливалась раздельно по откликам в сцинтилляционных или черенковских детекторах методом максимального правдоподобия. Энергия ливня оценивалась по амплитуде радиоимпульса, согласно [10].

В первую очередь были проанализированы индивидуальные ФПР и подобрана аппроксимация вида [17]:

$$\varepsilon(E,\theta,R) = (15\pm1)\cdot(1-\cos\theta)^{1.16\pm0.05}\cdot\exp\left(-\frac{R}{350\pm25.41}\right)\cdot\left(\frac{E_0}{10^{17}}eV\right)^{0.99\pm0.04} \quad (1)$$

которая хорошо описывала зависимость затухания амплитуды радиосигнала по мере удаления антенны от оси ШАЛ. В качестве примера, на рис.1 точками показаны значения амплитуд, зарегистрированные радиоантеннами на разных расстояниях от оси для события ШАЛ, пришедшего под зенитным углом θ = 46,6° с энергией равной ~10^{19} эВ. Аппроксимация данных функцией (1) показана на рис. 1 кривой линией. Обращает внимание наличие сигнала на большом удалении от оси ливня. В данном случае, зарегистрированный сигнал *ε(E, θ, R)* был близок или соизмерим с радиошумами, поэтому брать его во внимание при отборе ливней на построение ФПР можно было только, после вычитания вклада шумов из основного сигнала, как это делается в работе [11]. По этой причине для анализа мы отбирали ливни, у которых сигнал превышал шумы в 5 и более раз, т.е. ливни у которых имелись измерения в интервале расстояний 50 – 500 м в зависимости от энергии ливня. Для ливней с энергией выше 3·10^{18} эВ интервал расстояний смещался в сторону больших R.

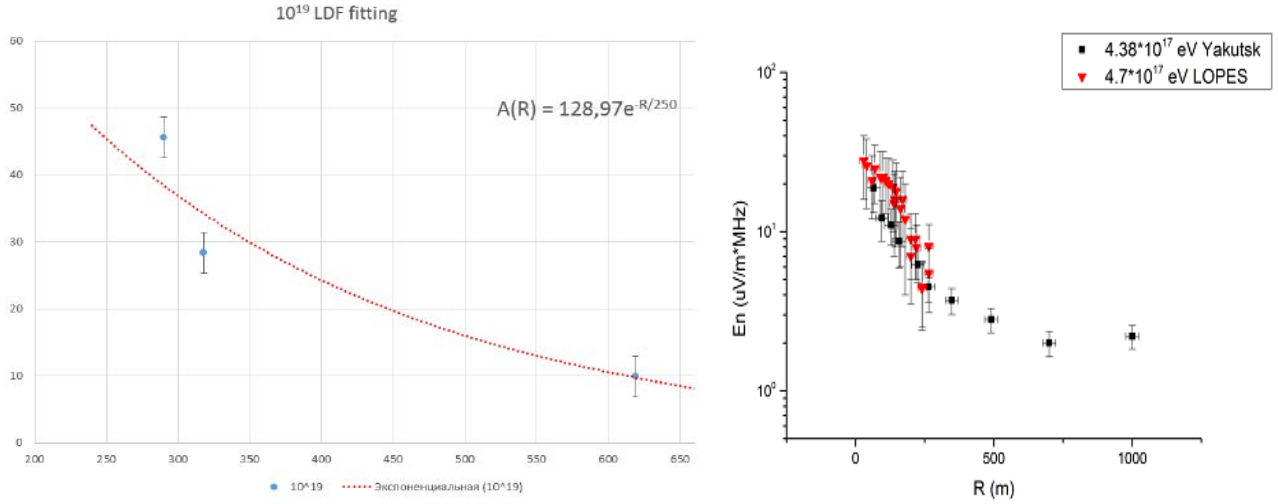


Рис.1. Зависимость пространственного распределения величины радиосигнала ε(R, θ) в индивидуальном ливне от расстояния до оси ШАЛ. Рис.2. Средняя ФПР (черные точки), полученная по измерениям в Якутске и сравнение ее с данными установки LOPES

Функция пространственного распределения радиосигнала (ФПРрад.) для большого количества ливней, приведенных к одной энергии и, пришедших под зенитными углами θ ≤ 40°, показаны на рис. 2. Там же для сравнения приведены данные установки LOPES [12]. Если привести данные к одной энергии, то наблюдается хорошее согласие и по амплитуде сигнала на заданном расстоянии, и по форме ФПР. Практически это означает, что калибровка измерений и оценка

энергии ШАЛ на обеих установках близки. Тогда можно ожидать, что и сравнение других характеристик ШАЛ, полученных из измерений радиоизлучения будут близки.

2.2. X_{max} по данным измерения радиоизлучения ШАЛ

Используя указания из модельных расчетов о связи формы ФПР с X_{max} и установленную эмпирически корреляционную связь X_{max} с параметром ФПР. [10]

Мы оценили по индивидуальным ФПР X_{max} в ливнях с энергиями 10^{17} – 10^{19} эВ и затем сгруппировали их по энергии в нескольких интервалах. Усреднение провели с учетом полученной зависимости X_{max} от энергии. Результаты показаны на рис. 4, вместе с аналогичными результатами, полученными на установках МГУ [13] и LOPES [12]. Там же даны расчеты для модели QGSjet II-04, выполненные для протона, ядра углерода и ядра железа. Согласно рис.4, не все данные получены с хорошей точностью. Здесь сказывается малая статистика. Несмотря на это, данные указывают на быстрое продвижение X_{max} выше $2 \cdot 10^{17}$ эВ. Сравнение данных с расчетами говорит, что в массовом составе первичных частиц в этой области энергий должны преобладать легкие ядра.

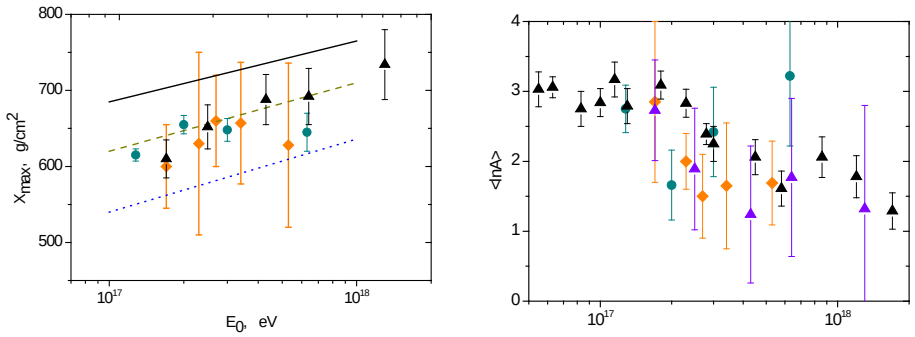


Рис.4. Сравнение данных по X_{max} [рад], полученных на радио установках Якутска (треугольники), МГУ (ромбики) и LOPES (кружки).

Рис.5. Зависимость < lnA > от энергии ШАЛ по данным измерения радиоизлучения и черенковского света ШАЛ на Якутской установке (черные треугольники – черенковская методика, красные - радиометод) и установках LOPES (кружки) и МГУ (ромбики).

На рис.5 приведены данные по массовому составу космических лучей, полученные интерполяцией экспериментальных данных Якутской установки (см. рис.4) согласно формуле:

$$< \ln A >= \left[\left(X_{\max}^{\exp} - X_{\max}^{p} \right) / \left(X_{\max}^{Fe} - X_{\max}^{p} \right) \right] \cdot \ln 56 \qquad (3)$$

и модели QGSJET II-04, рассчитанной для первичного протона и ядра железа. На рис.5 показаны и данные, полученные по измерению радиоизлучения на установках LOPES и МГУ. Отмечается их достаточное согласие в рамках методики оценки X_{max} и статистических ошибок. Для сравнения на рис.5 приведены и данные по X_{max}, полученные ранее по измерениям

черенковского света ШАЛ [14]. Из рис. 5 следует, что новые данные по массовому составу не противоречат выводам наших работ [15, 16] о резком изменении массового состава в области энергий $8 \cdot 10^{16}$ – $3 \cdot 10^{17}$ эВ, т.е. увеличению доли легких ядер в космическом излучении выше ~$3 \cdot 10^{17}$ эВ.

3. Заключение

Проводимые измерения радиоизлучения ШАЛ сверхвысоких энергий на Якутской установке, в том числе и в последнее время (2009 – 2013 гг.) показали:

Радиоизлучение в ливнях с энергией выше 10^{19} эВ регистрируется и может быть использовано в качестве независимого метода изучения ШАЛ гигантских энергий.

Полученные этим методом результаты по глубине максимума X_{max} в области энергий 10^{17} – 10^{18} эВ, несмотря на большие статистические ошибки, все же указывают на тенденцию быстрого продвижения X_{max} выше $3 \cdot 10^{17}$ эВ.

В рамках модели QGSJET II-04 и используя метод (3) по данным Якутской установки получена оценка массового состава космических лучей в области энергий 10^{17} – 10^{18} эВ, которая вместе с данными других установок не противоречит нашим результатам [16], полученным из измерений черенковского света ШАЛ. Все данные из рис.5. указывают на изменение массового состава космических лучей выше $3 \cdot 10^{17}$ эВ, от тяжелого к более легкому.

Литература

1. Вернов С.Н., Абросимов А.Т., Воловик В.Д. и др. // Письма ЖЭТФ, 1966, с. 157-162.
2. Филоненко А.Д. // УФН. 2002. Т. 172, № 4. С. 439 – 471.
3. Царев В.А. Регистрация. // Физика элементарных частиц и атомного ядра. 2004. Т. 35, № 1. С. 1 – 49.
4. В.Б. Атрашкевич, О.В. Веденеев, Х.Р. Алан и др. Я.Ф., 1978, т. 28, вып.3(9), с. 712.
5. В.П. Артамонов, В.Б. Атрашкевич, Т.А. Егоров и др. //Труды Всесоюзной конференции по космическим лучам, 1988, часть 1. Алма-Ата, 1989, с. 47-48.
6. V.P. Artamonov, T.E. Egorov, A.N. Efimov et al. // Proc. 21st ICRC. Adelaide, 1990. V. 9, p. 210.
7. З.Е.Петров, Д.С. Борщевский, С.П. Кнуренко и др. // Вестник СВФУ. 2011, том 8, № 4, с. 5 – 10.
8. S P Knurenko**,** V I Kozlov, Z E Petrov and M I Pravdin. 2013 *J. Phys.: Conf. Ser.* 409 012070 doi:10.1088/1742-6596/409/1/012070.
9. S. P. Knurenko, D. S. Borschevsky, Z. E. Petrov, I. S. Petrov.. //*Proc. SPIE* 8696, 86960Q (November 27, 2012); doi: 10.1117/12.2008640.
10. С. П. Кнуренко, И. С. Петров. //ИЗВ. РАН. Сер. физ. 2015, том 79, № 3, с. 448-450.
11. Horneffer A. et al. // Proc. 30th ICRC. Merida, 2007. V. 4. P. 83.
12. W.D. Apel et al. // arXiv: 1408.2346v1 [astro-ph. IM] 11 Aug 2014.
13. Kalmykov N.N., Konstantinov A.A., Vedeneev O.V. // J. Phys.: Conf. Ser. 2012.V. P. 409.
14. E.G. Berezhko, S.P. Knurenko, L.T. Ksenofontov.//Astroparticle Physics **36**(2012) pp.31-36.
15. Кнуренко С.П. и др. //Письма в ЖЭТФ. 2006. Т. 83. Вып. 11. С. 563.
16. S.P. Knurenko, I.S. Petrov. Mass Composition of Cosmic Rays at Ultra High Energies: 40 years Retrospective of Continuous Observations at the Yakutsk Array. // Proc. ISVHECRI 2014 (in press).
17. S. Knurenko, I. Petrov. Lateral distribution of radio signal measured in showers with energy 10^{16}-10^{18} eV at the Yakutsk EAS array. // Proc. 33sd ICRC, 2013, (report). arXiv: 1309.6698 (astro-ph.HE).

МЕТОДОЛОГИЯ УЧЕТА МЕТЕОДАННЫХ ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ ХАРАКТЕРИСТИК ШИРОКИХ АТМОСФЕРНЫХ ЛИВНЕЙ

С.П. Кнуренко, И.С. Петров

Институт космофизических исследований и аэрономии им. Ю. Г. Шафера СО РАН. E-mail: s.p.knurenko@ilfia.ysn.ru, igor.petrov@ikfia.sbras.ru

Ключевые слова: шал, черенковское излучение, Якутская установка.

Кратко описаны алгоритмы, используемые для определения характеристик ШАЛ. Подчеркивается важность учета параметров атмосферы для точности их оценок.

1. Введение

Географическое расположение Якутской установки и климатические особенности в районе установки требуют пристального внимания к выбору модели атмосферы и что более важно получению непрерывных данных о ее состоянии в периоды ведения наблюдений на установке. Измерения плотности воздуха, проведенные в районе Якутской установки, показали, что зимой атмосфера в районе установки существенно отличается от стандартной модели атмосферы, которая описывает структуру атмосферы на умеренных широтах [1]. Это влияет на характер продольного развития ШАЛ, например, замедление или ускорение рождения частиц ливня по высоте, что приводит к увеличению выхода фотонов черенковского излучения в зимний период времени из-за увеличения плотности воздуха в нижней части тропосферы, обычно на высотах от 3 км и до уровня моря.

Учет результатов наблюдений в анализе данных ШАЛ позволит избежать систематических ошибок, обусловленных изменением характеристик атмосферы.

2. Алгоритмы определения некоторых характеристик ШАЛ

2.1. Оценка полного числа заряженных частиц

На Якутской установке ШАЛ сетью сцинтилляционных детекторов, измеряется локальное число частиц на заданном расстоянии от центра симметрии ливня. В нашем случае пространственное распределение электронно-фотонной компоненты ШАЛ принято согласно формуле Нишимуры – Каматы – Грейзена [2]:

$$\rho(R,N_e,S)=\frac{N_e}{R_M}\cdot 0.366\cdot S^2(2.07-S)^{5/4}\cdot\left(\frac{R}{R_M}\right)^{S-2}\cdot\left(1+\frac{R}{R_M}\right)^{S-4.5} \qquad (1)$$

где R_M - Мольеровский радиус. N_e – полное число заряженных частиц, s – возраст ливня.

Для определения оси ливня и затем подсчета полного числа заряженных частиц (электронов) в качестве первого приближения используется пробная функция (1) и реализуется новая методика на основе принципа максимального правдоподобия [3]. Величина R_M зависит от точки первого взаимодействия, температуры и давления атмосферы.

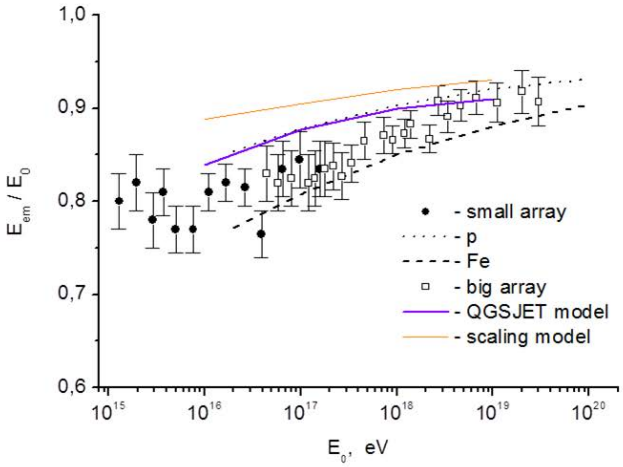
2.2. Определение энергии ливня

Базовой формулой определения первичной энергии ливня E_0 на ЯКУШАЛ является формула (2). Она отражает энергию $\mathbf{E_{ei}}$, растраченную на ионизацию самой многочисленной компонентой ШАЛ, электронами и составляет практически 80 % от полной энергии первичной частицы. Входящие в формулу (2) компоненты получены экспериментальным путем, используя измерение полного потока черенковского света ШАЛ Ф и характеристику продольного развития ливня X_{max} – глубину максимума каскадной кривой развития ШАЛ [4 - 7]. В нашем случае параметр Ф определен интегрированием средних функций пространственного распределения черенковского света ШАЛ [8] и измерением пропускания атмосферы по ослаблению потока черенковского света ШАЛ [9].

$$E_{ei} = k(x, T_\lambda) \cdot \Phi \qquad \textbf{(2)}$$

Здесь Ф - полный поток черенковского света ШАЛ ; к(х, $\mathbf{T}_\lambda$) - коэффициент связи, расчетная величина, зависящая от высоты и прозрачности атмосферы.

Доля энергии, растраченная частицами ШАЛ в воздухе, приведена на рис.1. Там же приведены и расчеты по некоторым моделям. Согласно работе [4], эти результаты хорошо согласуются с данными других установок ШАЛ. По этой причине и результаты по энергетическому спектру космических лучей в области энергии 10^{17} - 10^{18} эВ в пределах статистических ошибок хорошо совпадают между собой [10].



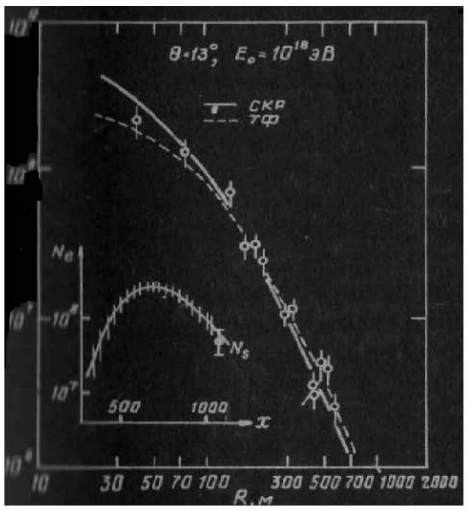


Рис.1. Энергия, переданная электромагнитной компоненте, согласно черенковским данным Якутской установки [5].

Рис.2. Результат восстановления каскадной кривой развития ШАЛ, по измеренной ФПРЧС в индивидуальном ливне. Кривыми даны расчеты для разных моделей адронных взаимодействий.

Таким образом, и в этом методе используются сведения о способности атмосферы ослаблять поток черенковского света (коэффициент $\mathbf{T}_\lambda$), и далее учитывать этот эффект в обработке и влиять на точность определения основной характеристики ШАЛ – энергии ливня.

2.3. Восстановление каскадной кривой развития ШАЛ

Модельными расчетами черенковского излучения от ШАЛ была показана чувствительность формы пространственного распределения к продольному развитию ливней [4]. Измеренный поток черенковских фотонов $Q_{эксп}(E_0,R,X_0)$ связан с каскадной кривой $N(E_0,X)$ следующим выражением:

$$Q_{эксп} = \delta_Q + \int G(R, X / X_2) \cdot N(E_0, X) \cdot T(\lambda, X) dX \qquad (3)$$

Здесь $G(R,X/X_2)$ – функция, определяемая в основном пространственно-угловым распределением электронов в парциальных лавинах. δ_Q – уровень “шумов”, зависящий от погрешностей измерения, статистической обработки данных и т.д.. **$T(\lambda, X)$** – коэффициент пропускания атмосферы для разных уровней в атмосфере.

Выражение (3) представляет собой интегральное уравнение Фредгольма I рода, относящееся к классу некорректных задач [11]. Для ее решения вводится априорная информацию об искомой функции $N(E_0,X)$. Нами предполагалось, что электромагнитные каскадные профили индивидуальных ШАЛ имеют вид:

$$N(E_0, X) = N_m(E_0) \cdot \exp[(\alpha - 1)(1 - (X_2 - X_1) / X_m + \ln((X_2 - X_1) / X_m))] \qquad (4)$$

Здесь $N_m(E_0)$ – число частиц в максимуме, а X_m – глубина максимума каскадной кривой.

Введение аппроксимации (4) обосновано расчетами $N(E_0,X)$ для разных моделей развития ШАЛ. Согласно работам [4, 12], более 97 % индивидуальных каскадных кривых хорошо описываются гамма-распределением в области максимума своего развития. Уравнение (3) считается решенным, если будут подобраны параметры аппроксимации (4), удовлетворяющие условию минимума функционала невязки:

$$\Omega[N(E_0, X)] = \sum_{j=1}^{n} w(E_0, X_i) \cdot (\lg Q_{эксп} - \lg Q_{N(E_0, X)})^2 \qquad (5)$$

где $w(E_0, X_j)$ – статистический вес потока черенковского света, измеренный в интервале глубин $\Delta X = X_2 - X_1$. Пример восстановленной каскадной кривой из ФПРЧС индивидуального ливня показан на рис.2. Точность восстановления X_{max} этим методом для данного события составляла 30-40 г/см^2.

В выражении (3) имеется коэффициент $T(\lambda, X)$, который отражает функцию пропускания атмосферы, применительно к реальным условиям состояния атмосферы. Условие минимума функционала невязки (5) не всегда достигается. Связано это и с прозрачностью атмосферы. По этой причине, восстановление каскадной кривой иногда становится невозможным.

3. Заключение

С самого начала наблюдений на Якутской установке ШАЛ (начаты измерения в 1969 г.) вопросу мониторинга за состоянием атмосферы, а также непрерывной записи приземных параметров атмосферы в районе установки уделялось большое внимание, т.к. характеристики атмосферы использовались в отборе, обработке и анализе данных ШАЛ.

По этой причине сейчас мы можем анализировать большие по времени “чистые” массивы данных и получать приоритетные результаты по физике ШАЛ [13, 14].

Литература

1. В.С. Мурзин. Физика космических лучей. МГУ. 1970. 285 с.
2. К. Грайзен. Физика космических лучей. Том 3. М., ИЛ, 1958.
3. С.П. Кнуренко. Диссертация. ИКФИА. Якутск. 2003.
4. Кнуренко С.П., Иванов А.А., Слепцов И.Е., Сабуров А.В. //Письма в ЖЭТФ, 2006, том 83, вып. 11, с. 563-567.
5. Иванов А.А., Кнуренко С.П., Слепцов И.Е. //ЖЭТФ, 2007, v.131, № 6, с. 1001 -1017.
6. Dyakonov M.N., Ivanov A.A., Knurenko S.P. et al. // Proc. 23sd ICRC, Calgary 1993, v.4.
7. S.P. Knurenko, A.V. Sabourov.. // Astrophys. Space Sci. Trans., 7, 251-255, 2011. www.astrophys-space-sci-trans.net/7/251/2011/ doi:10.5194/astra-7-251-2011.
8. Дьяконов М.Н., Кнуренко С.П., Ефимов Н.Н. и др. // Изв. РАН, серия физическая, 1993, т.57, №4, с. 86-90.
9. Дьяконов М.Н., Кнуренко С.П., Колосов В.А., Слепцов И.Е. //Оптика атмосферы и океана, 1999, т.12, №4, с.329.
10. S.P. Knurenko, I.S. Petrov. Cosmic rays spectrum in the energy range 10^{15} - 10^{18} eV and its interpretation. // Proc. 18th ISVHECRI. CERN (Geneva), 2014 (in press).
11. Тихонов А.Н., Арсенин В.Я. Методы решения некорректных задач. М.: Наука, 1979. 286 с.
12. Knurenko S.P., Kolosov V.A., Petrov Z.E., et al. // Proc. 27-th ICRC, Hamburg (Germany), 2001, v.1, p.157-160.
13. S. Knurenko, A. Sabourov. // Proc. 33sd ICRC. Rio de Janeiro (Brazilia), 2013, **(**oral report**).**
14. S.P. Knurenko, I.S. Petrov. Mass Composition of Cosmic Rays at Ultra High Energies: 40 years Retrospective of Continuous Observations at the Yakutsk Array.// Proc. 18th ISVHECRI. CERN (Geneva), 2014 (in press).

СОДЕРЖАНИЕ АЭРОЗОЛЯ В ЦИКЛАХ ВЕСНА-ЛЕТО-ОСЕНЬ ПО ДАННЫМ НАБЛЮДЕНИЙ НА ЯКУТСКОЙ УСТАНОВКЕ ШАЛ В 2004 - 2013 ГГ.

С.П. Кнуренко, И.С. Петров

Институт космофизических исследований и аэрономии им. Ю. Г. Шафера СО РАН. E-mail: s.p.knurenko@ilfia.ysn.ru, igor.petrov@ikfia.sbras.ru

Ключевые слова: температурные вариации, прозрачность атмосферы, черенковское излучение, шал.

Проведен анализ многолетних рядов, данных по содержанию аэрозоля и прозрачности атмосферы в районе Якутской установки ШАЛ. Выявлен сезонный ход этих характеристик в годичном цикле наблюдений. Сезонные изменения учитываются при анализе данных ШАЛ.

1. Введение

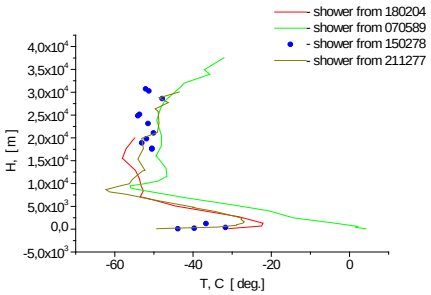
В областях с резко континентальным климатом, распределение аэрозоля в воздухе, зависит, как от сезонных ветровых движений масс, которые связанны с географическим расположением региона, так и с геофизической обстановкой в регионе.

Для Якутии с ее резко континентальным климатом и аномальным характером проявления магнитного поля, второй фактор может играть значительную роль в формировании структуры аэрозоля, особенно в зимний период времени. По этой причине, физическая модель атмосферы на широте Якутска, значительно отличается от стандартной, описывающей атмосферу умеренных широт [1]. При ведении наблюдений в оптическом диапазоне длин волн на Якутской установке приходится учитывать все эти факторы, измеряя содержание аэрозоля и прозрачность атмосферы [2, 3].

2. Результаты наблюдений

2.1. Модель атмосферы в районе установки ШАЛ

Ввиду очень низких средних температур (T = - 30 ÷ 45°) в зимний период на широте Якутска имеет место изменение по высоте плотности воздуха и температурного профиля. Плотность воздуха возрастает и наблюдается инверсия температуры на малых высотах, начиная с высот 2 ÷ 4 км. Количественное различие в распределении плотности воздуха по высоте следует из рис. 2 и табл. 1. В этом случае преобладающую роль в рассеянии и поглощении оптических волн играют приземные слои атмосферы. Такое распределение плотности воздуха приводит к изменению наклона функции пространственного распределения черенковского света, а для ливней, максимум которых ниже глубины H = 4,5 км (X ≈ 550 г/ см^2) к увеличению полного потока света, чем в случае стандартной атмосферы. Эту особенность приходится учитывать при обработке данных ШАЛ [4].



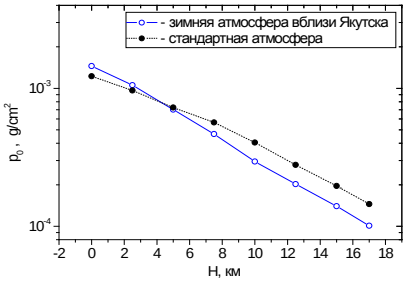


Рис.1. Вертикальный профиль распределения температуры воздуха в момент регистрации гигантских атмосферных ливней. Линиями показаны данные за декабрь, февраль и май. Наблюдается инверсия температуры в приземном слое атмосферы в зимний период. Зеленая кривая - соответствует весеннему периоду наблюдений.

Рис.2. Зависимость плотности воздуха от высоты по измерениям на Якутской установке и сравнение их с данными стандартной модели атмосферы.

Таблица 1. Модель зимней атмосферы в районе установки ЯКУШАЛ.

Модель атмосфера	T_0	ρ_0	n -1	X_0
Зимняя	243	$1{,}453 \cdot 10^{-3}$	$3{,}45 \cdot 10^{-4}$	1020
Стандартная	288	$1{,}226 \cdot 10^{-3}$	$2{,}92 \cdot 10^{-4}$	1030

2.2. Анализ атмосферной оптической толщины в разные периоды наблюдений

Оптические свойства атмосферы связаны с аэро дисперсностью среды, содержащей частицы разных размеров природного и искусственного происхождения. В значительной степени это влияет на прохождение квантов света через плотные слои атмосферы, где развивается ШАЛ и распространяется черенковское излучение. Поэтому проведение патрульных наблюдений за атмосферой с использованием фотометра CE 318 и лидара на длине волны 532 нм, для измерения прозрачности атмосферы в районе Якутской установки необходимы [5, 6]. На рис.3а и рис.3б показана зависимость усредненных за месяц значений AOT в годичном цикле наблюдений для длины волны 500 нм. В среднем, с мая и по август месяц, значение AOT равно ~0,20 ± 0,02 и уменьшается до значения 0,08 ± 0,02 в сентябре – ноябре. Многолетними наблюдениями установлено, что в распределении AOT, отражающий переход от зимних к летним наблюдениям, имеет место сезонный ход. Если весной и осенью AOT имеет наименьшие значения, то в зимний период величина его несколько увеличивается. Вероятнее всего это связано с изменениями в атмосфере, а именно инверсией температуры и увеличением плотности воздуха вблизи уровня моря. В этот период заметно усиливается многократное рассеяние черенковских фотонов ШАЛ и это необходимо учитывать при регистрации и обработке сигналов от ФЭУ.

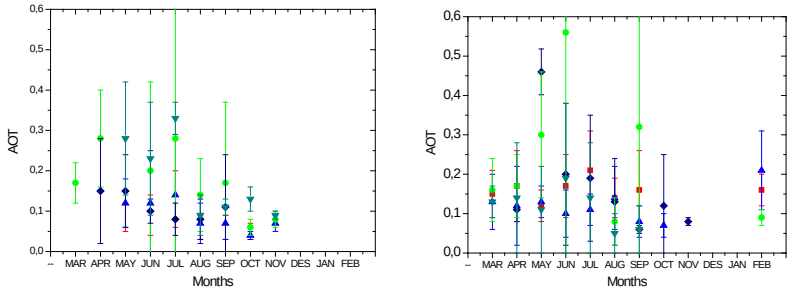


Рис.3а. Распределение величины АОТ по годам с 2004 г. по 2008 г. Значками указаны усредненные за месяц значения АОТ для λ = 500 нм. Рис.3б. Распределение величины АОТ по годам с 2009 г. по 2013 г. Значками указаны усредненные за месяц значения АОТ для λ = 500 нм.

2.3. Измерение прозрачности атмосферы с использованием черенковского света ШАЛ малых энергий

В работе [7] было показано, что частотный спектр ливней с энергиями ≥ 10^{15} - 10^{16} эВ может быть использован для контроля за относительной прозрачностью атмосферы. Для измерения абсолютной прозрачности на Якутской установке используется лазер на длине волны 532 нм [3].

Анализ многолетних наблюдений за прозрачностью атмосферы в районе Якутской установки выявил сезонный ход величины τ_λ. На рис. 4 показана зависимость прозрачности атмосферы, зарегистрированная в разные годы. Данные усреднялись по месячным сеансам наблюдений. Результаты показывают, что от года к году коэффициент τ_λ незначительно варьируется и устойчиво указывает на сезонный ход прозрачности атмосферы в районе Якутской установки. Минимальные значения τ_λ приходятся на самые холодные месяцы – декабрь, январь и февраль, в остальные месяцы наблюдений прозрачность атмосферы считается наилучшей [3].

Методика определения прозрачности атмосферы по измерениям черенковского излучения ШАЛ в области энергий 10^{15} – 10^{16} эВ является приоритетом Якутской установки [8] и используется при восстановлении основных характеристик ШАЛ в области сверхвысоких энергиях [9, 10, 11].

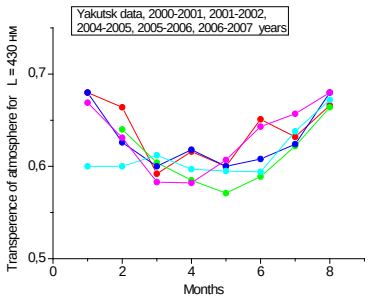


Рис.4. Усредненное по месяцам пропускание атмосферы для длины волны 430 нм. Цифрами обозначены месяца, в течение которых ведутся оптические измерения на Якутской комплексной установке широких атмосферных ливней: 1 – сентябрь, 2.- октябрь, 3.- ноябрь, 4.- декабрь, 5.- январь, 6.- февраль, 7.- март, 8.- апрель.

Заключение

Изучение характеристик ШАЛ, а именно, продольного и поперечного развития с помощью измерения черенковского излучения в спектральной области 300 – 800 нм, требует проведение наблюдений за состоянием атмосферы. В первую очередь это измерение АОТ и прозрачности атмосферы, т.к. от этих характеристик зависит качество проводимых измерений потока черенковского света ШАЛ, а значит и последующая оценка энергии и каскадной кривой развития ливня [9, 10, 11].

С 1970 г. на Якутской установке проводятся наблюдения за атмосферой и фиксируются такие характеристики как температура, давление и прозрачность. Создана база непрерывных данных по этим параметрам, что позволяет своевременно получать поправочные коэффициенты и применять их при первичной обработке данных ШАЛ.

Одновременно это позволило проанализировать ряды геофизических данных и получить дополнительно информацию об изменениях параметров атмосферы и климата в целом [12]. Например, анализ АОТ и прозрачности атмосферы за большой период времени позволил выявить сезонный ход этих параметров в разрезе весна – лето – осень – зима, что важно для усреднения данных ШАЛ, как в годичном, так и многолетнем ракурсе наблюдений.

В целом атмосфера в районе Якутской установки ШАЛ достаточно прозрачная и благоприятная для проведения измерений черенковского излучения в оптическом диапазоне длин волн.

Литература

1. В.С. Мурзин. Физика космических лучей. МГУ. 1970. 285 с.
2. С.М. Сакерин, Д.М. Кабанов, М.В. Панченко и др. // Оптика атмосферы и океана, 2005, т.18, № 11, с. 968 – 975.
3. S.P. Knurenko, S.V. Nikolashkin, A.V. Saburov, I.Ye. Sleptsov. // Proc. Of SPIE. Vol. 6522 (2006).
4. С.П. Кнуренко, И.С. Петров. Методология учета метеоданных при определении характеристик широких атмосферных ливней. Доклад на **XXI Международном симпозиуме "Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы"**. Томск, 2015.
5. http: // aeronet.gshc.nasa.gov./

6. Stanislav Knurenko and Artem Sabourov 2013. //*J. Phys.: Conf. Ser.* 409 012083. doi:10.1088/1742-6596/409/1/012083.
7. М.Н. Дьяконов, С.П. Кнуренко, В.А. Колосов и др. // Оптика атмосферы. **4**, № 8, 1991, с. 868 – 873.
8. Лищенюк Ф.Ф. Способ определения функции пропускания атмосферы: А.С. № 519768 // Б.И. 1976. № 24.
9. Knurenko S.P., Kolosov V.A., Petrov Z.E. et al. // Proc. 27-th ICRC, Hamburg (Germany), 2001, v.1, p.157-160.
10. Dyakonov M.N.,Knurenko S.P., Kolosov V.A., Krasilnikov D.D. et al. // A248 (1986), v.4, p. 224-226.
11. Кнуренко С.П., Иванов А.А., Слепцов И.Е., Сабуров А.В. // Письма в ЖЭТФ, 2006, том 83, вып. 11, с. 563-567.
12. S.P. Knurenko, I.P. Petrov. //*Proc. SPIE* 9292, 20th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics, 92925B (November 25, 2014); doi:10.1117/12.2074877; http://dx.doi.org/10.1117/12.2074877

МЕТОД ПОИСКА И СЛЕЖЕНИЯ ЗА ОБЛАЧНЫМИ ПОЛЯМИ НА ИЗОБРАЖЕНИИ

А. В. Пастушков[1], А. И. Елизаров[1, 2], В. Т. Калайда[1]

[1]Национальный исследовательский Томский Государственный университет

[2]Институт оптики атмосферы СО РАН, 634021, Россия, г. Томск, площадь Академика Зуева, 1

E-mail: neitrino_pas@mail.ru, alex@iao.ru, kvt@iao.ru.

Ключевые слова: метод поиска, метод слежения, ASIFT, Mean Shift.

Рассматривается метод поиска и слежения за облачными полями на изображениях

В работе для оценки скорости и направления ветра предлагается метод и алгоритм использования данных пассивного зондирования (спутникового зондирования) земли.

На сегодняшний день мощным источником информации о различных параметрах атмосферы и подстилающей поверхности (в том числе и об облачных образованиях) являются данные спутникового пассивного зондирования Земли. Одним из открытых источников является набор инструментов API Google карт. Спутниковые данные над участком с заданными координатами предоставляются с интервалом в 1 час. В этом случае по данным о перемещении облачных образований можно оценить важные метеорологические параметры: скорость и направление ветра. Это информация необходима для метеорологических прогнозов. Предлагаемый метод оценки этих параметров можно предложить в виде следующей последовательности:

1. Отбор областей-кандидатов на изображении.
2. Поиск и локализация объекта среди областей-кандидатов.
3. Оценка скорости и направления ветра по перемещению контролируемых (кандидатов) областей на изображениях.

Задачей первого этапа является отбор подобластей из всей области изображения, на которых будет осуществляться поиск объекта. Этот этап необходим для отбрасывания частей изображения, на которых искомый объект не может быть найден. Для отбора областей-кандидатов предлагается использовать метод, основанный на локальных свойствах изображения. К локальным свойствам относятся те участки изображения объекта, которые отличаются по некоторым визуальным характеристикам от других участков изображения объекта в некоторой окрестности. Одним из распространённых подходов, основанных на использовании локальных свойств, являются методы, основанные на точечных особенностях [1]. К таким методам относятся методы Лукаса–Канаде [2], Харриса–Лапласа [2], ASIFT [3] и. др. Метод ASIFT является полностью аффинно-инвариантным методом. Этот метод ищет объект, повёрнутый на 180°, с изменённым масштабом до 10 раз и является устойчивым к

изменению общей яркости изображения. ASIFT описывает процесс выделения на изображении некоторых фрагментов (особенностей) и представление этих фрагментов (особенностей) через вектор признаков, а процесс сопоставления фрагментов по вектору признаков отсутствует. Для сравнения особенностей предлагается использовать коэффициент Бхаттачария [4]. Таким образом, на первом этапе на изображении для поиска выделяются всевозможные особенности, каждая из которых затем сравнивается со всеми особенностями искомого объекта, используя коэффициент Бхаттачария, а затем отбрасываются особенности на изображении, которые не имеют ни одной схожести выше определённого порога.

Задачей второго этапа является поиск области объекта среди всех отобранных подобластей изображения, которая имеет максимальное значение некоторого критерия схожести. На втором этапе предлагается использовать метод, основанный на глобальных свойствах изображения. К глобальным свойствам изображения можно отнести цветовые, световые свойства, общую геометрическую форму объекта [1]. В работе использован метод Mean Shift [5], основанный на вычислении цветовой гистограммы. В качестве критерия схожести предложена следующая формула:

$$p_i = \sum_{col} \sqrt{h_{ref}(col) h_i(col)},$$

где p_i – критерий (мера) схожести, h_{ref}, h_i – нормализованные относительные гистограммы искомого объекта и i – ой области соответственно, col – значение цвета гистограммы.

На рисунке 1 представлена общая структурная схема предлагаемого алгоритма, где I – изображение, на котором будет осуществляться поиск объекта, I_{ref} – изображение объекта для поиска, T, T_{ref} – векторы особенностей изображения I и I_{ref} соответственно, V – вектор подобластей изображения I.

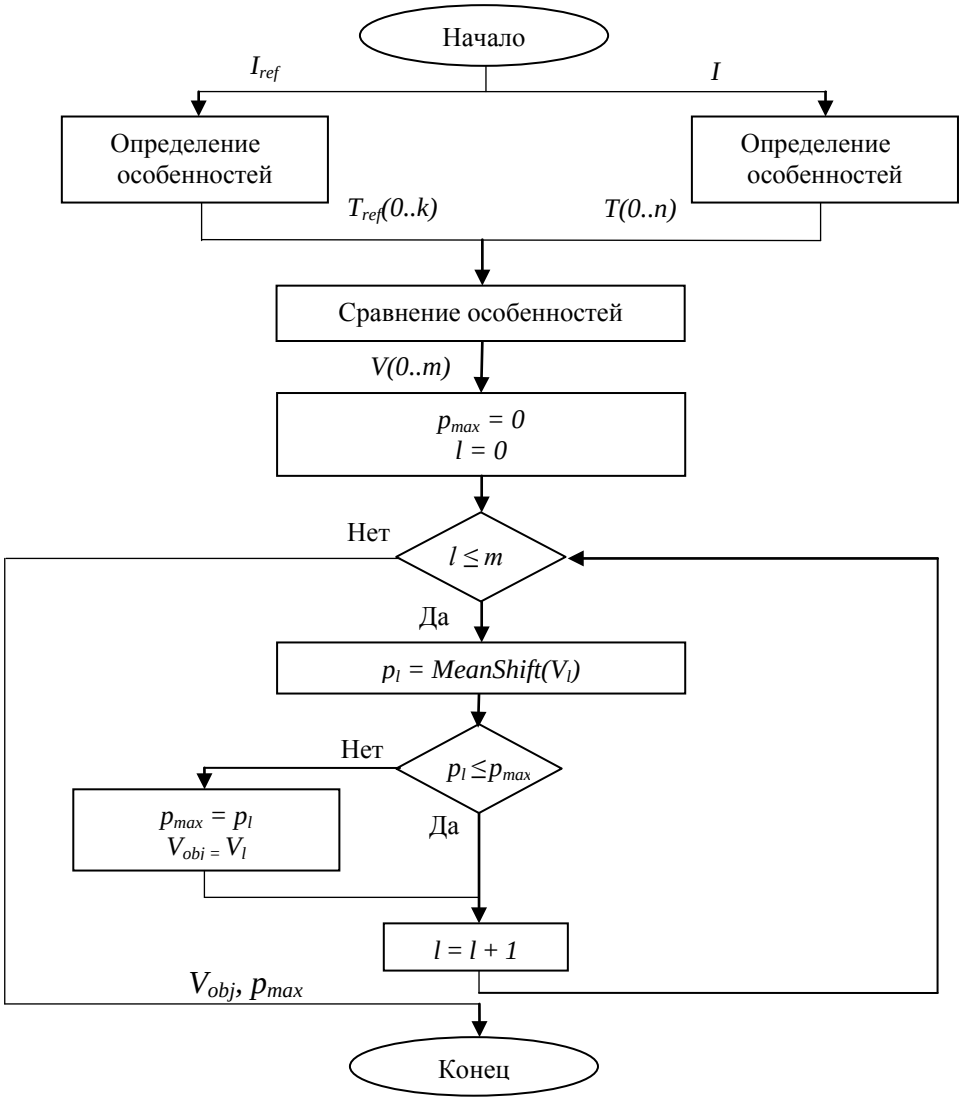


Рисунок 1 – Блок схема метода поиска объекта на видеопотоке

Входными параметрами реализованного метода являются два изображения: изображение объекта для поиска и изображение, на котором будет осуществляться поиск. В эксперименте в качестве изображений для поиска выбраны некоторые части из облачных полей (пример приведён на рисунке 2). В процессе слежения участвовало 20 последовательных изображений, полученных со спутника с интервалом в 1 час (Δt = 1). Результаты эксперимента над облачным полем, изображённым на рисунке 2, приведены на рисунке 3.

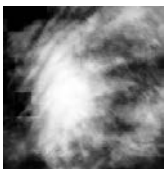
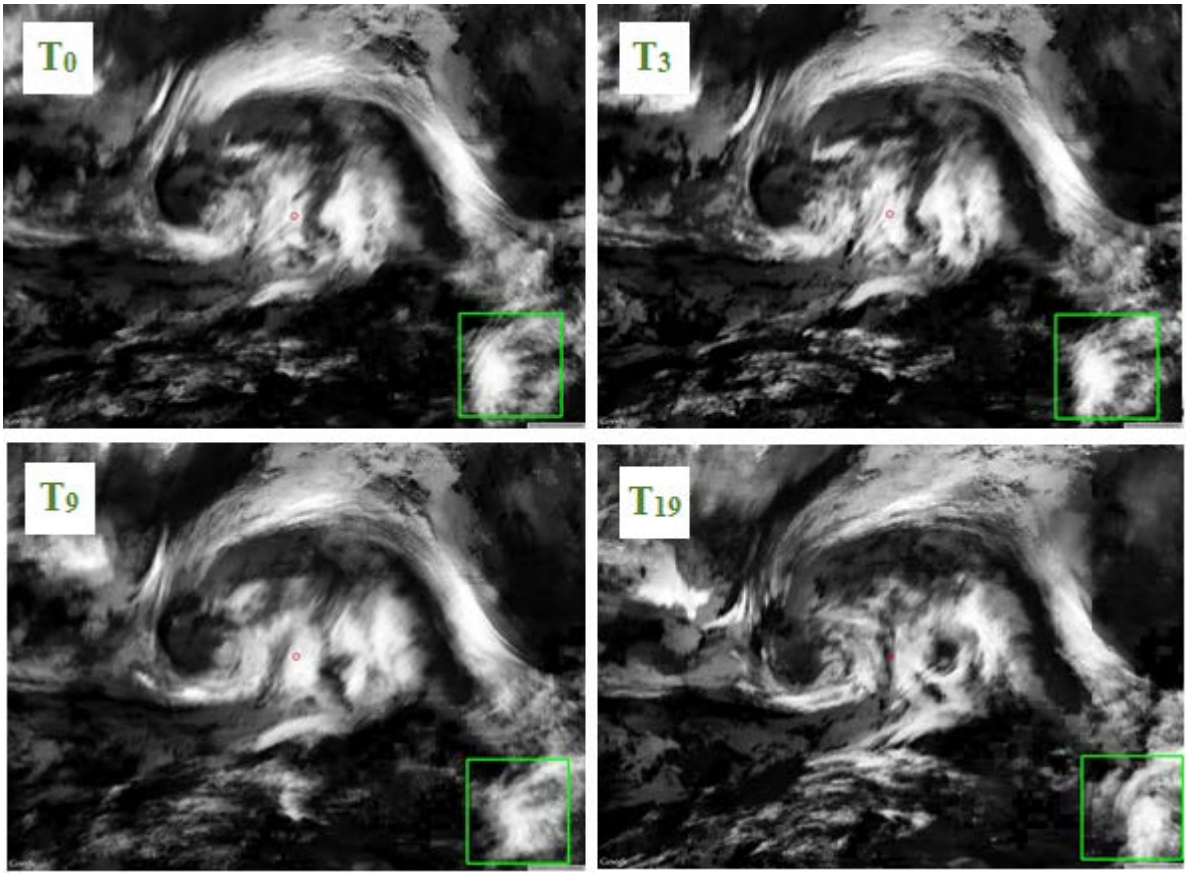


Рисунок 2 – Объект для поиска



T_0 – снимок, полученный в момент времени t_0, T_3 – снимок, полученный в момент времени $t_0+3\Delta t$, T_9 – снимок, полученный в момент времени $t_0+9\Delta t$, T_{19} – снимок, полученный в момент времени $t_0+19\Delta t$

Рисунок 3 – Результаты поиска объекта на наборе изображений

В результате проведения экспериментов на каждом снимке были получены координаты нахождения облачного участка, из которых были вычислены вектора смещения. Эта информация позволяет вычислять скорость и направление ветра, делать прогнозы точнее.

1. Пастушков А. В., Калайда В. Т. Программная система слежения за объектом в видеопотоке // Известия высших учебных заведений. Физика. – Томск: Изд-во ТГУ, 2013. – №8/3. – С. 334 – 335.

2. Пастушков А. В., Калайда В. Т. Методы и алгоритмы поиска объекта на видеопотоке // Сборник научных трудов SWorld. – Выпуск 3. Том 1. – Одесса: КУПРИЕНКО СВ, 2013. – ЦИТ:313-0909. – С. 38 – 42.

3. G. Yu and J.M. Morel, A Fully Affine Invariant Image Comparison Method, IEEE ICASSP, Taipei, 2009.

4. Дуда Р. Распознавание образов и анализ сцен. М.: Книга по Требованию, 2013. 508 с.

5. Comaniciu, Dorin; Peter Meer. Mean Shift: A Robust Approach Toward Feature Space Analysis // IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence 24 (5), 2002. – 603 – 619.

КЛИМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ДЛЯ ТЕРРИТОРИИ ЯМАЛА С ПОМОЩЬЮ СУПЕРКОМПЬЮТЕРНОЙ МОДЕЛИ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ ECHAM5

Н.Ю. Денисова[1], К.Г. Грибанов[1], М. Вернер[2], В.И. Захаров[1]

[1]Уральский федеральный университет, Екатеринбург, Россия

[2]Институт Альфреда Вегенера, центр Гельмгольца полярных и морских исследований, Бремерхафен, Германия

n.denisova@wsibiso.ru, kgribanov@remotesensing.ru, martin.werner@awi.de

Моделирование общей циркуляции атмосферы

В данной работе исследуется зависимость среднемесячных и средних по региону модельных значений атмосферных параметров от удаленности во времени начальных условий. С помощью модели общей циркуляции атмосферы ECHAM5 выполнено моделирование среднемесячных климатических параметров средних по региону Ямал для различных времен предварительного моделирования. Временной интервал предварительного моделирования варьировался от нескольких месяцев до 12 лет. Построены зависимости средних за декабрь 2000 года температуры поверхности, температуры воздуха на высоте 2 метра и влажности воздуха от временного отрезка предварительного моделирования. Сравнение этих зависимостей с истинными значениями этих параметров показало, что наиболее близкие результаты получаются, если начинать моделирование за 10 лет до начала выбранного временного отрезка.

Климат – это статистический ансамбль состояний, через который проходит система, состоящая из гидросферы, литосферы и атмосферы, за несколько десятилетий. Климатическое моделирование имеет смысл в рамках предположения об эргодичности климатических процессов, что позволяет сравнивать временные средние, полученные в результате моделирования, с фактическим состоянием атмосферы, усредненным по тому же периоду времени. Эргодичность динамической системы проявляется в том, что результаты моделирования при некоторой продолжительности моделирования перестают зависеть от начальных условий [1]. Цель данной работы – выяснение того, насколько задолго до начала периода интереса необходимо задавать начальные и граничные условия модели, чтобы получить наилучшее совпадение модельных данных с фактическим состоянием атмосферы.

В данной работе использовалась модель общей циркуляции атмосферы ECHAM5, созданная в Институте общества Макса Планка в Гамбурге [2]. Она описывает динамику атмосферы, основываясь на данных Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF). Исходный код модели общей циркуляции атмосферы ECHAM5 написан целиком на языке программирования Fortran 90. Благодаря модульной структуре и хорошо документированной структуре кода, имеется возможность добавления новых модельных блоков. Входные данные включают в себя начальные и граничные условия. Начальные и граничные условия включают в себя атмосферные параметры (завихренность, температура, влажность), параметры поверхности (орография, глубина снега, альбедо, форма границы суши и океанов и

т.д.), концентрацию озона в воздухе, температуру поверхности суши и океанов, уровень ледяного покрова, уровень лиственного и травяного покрова. Данные о температуре поверхности океана и ледяном покрове взяты из программы для диагностики и сравнения климатических моделей [3], остальные из данных ретроспективного анализа ERA40 [4].

Было выполнено несколько запусков модели с различными периодами предварительного моделирования, выбрано разрешение модели 3.75º по широте и долготе с шагом по времени равным 40 минут. Все модельные временные интервалы заканчивались концом декабря 2000 года и были длиной от трех месяцев до 12 лет. Компьютер, на котором установлена модель общей циркуляции ECHAM5 считает 1 год за 2,5 часа, то есть на самый длинный эксперимент потребовалось 30 часов. Затем исследовалось, как средняя температура и влажность воздуха последнего месяца моделирования зависит от длины отрезка моделирования. Исследуемая область – регион полуострова Ямал, координаты от 60° с. ш. до 75° с. ш. и от 60° в. д. до 80° в. д. Эта область обозначена прямоугольником на рис. 1. На графиках (рис.2, рис.3) представлены зависимости средних значений температуры поверхности, температуры воздуха на высоте 2 метра и влажности воздуха за декабрь 2000 года от длины отрезка моделирования. Истинные значения также отмечены на графиках. Они были взяты из ретроспективного анализа NCEP/NCAR [5] непосредственно с сайта Лаборатории исследований Земной системы Национальной администрации по атмосфере и океану (NOAA/OAR/ESRL PSD, Боулдер, Колорадо, США) по адресу http://www.esrl.noaa.gov/psd/. По графикам видно, что наиболее близкие к истине результаты получились при моделировании длиной более 10 лет.

Результаты данного исследования являются предварительными и нуждаются в дальнейшем расширении модельных экспериментов, как в сторону дальнейшего увеличения периода предварительного моделирования, так и в сторону увеличения пространственного разрешения и уменьшения временного шага модели. Также стоит рассмотреть и другие целевые периоды времени. Выбор территории Ямала обусловлен тем, что, с одной стороны, данный регион начинает интенсивно осваиваться в последние годы, а с другой стороны, арктические экосистемы являются уязвимыми под воздействием деятельности человека и возможных климатических изменений.

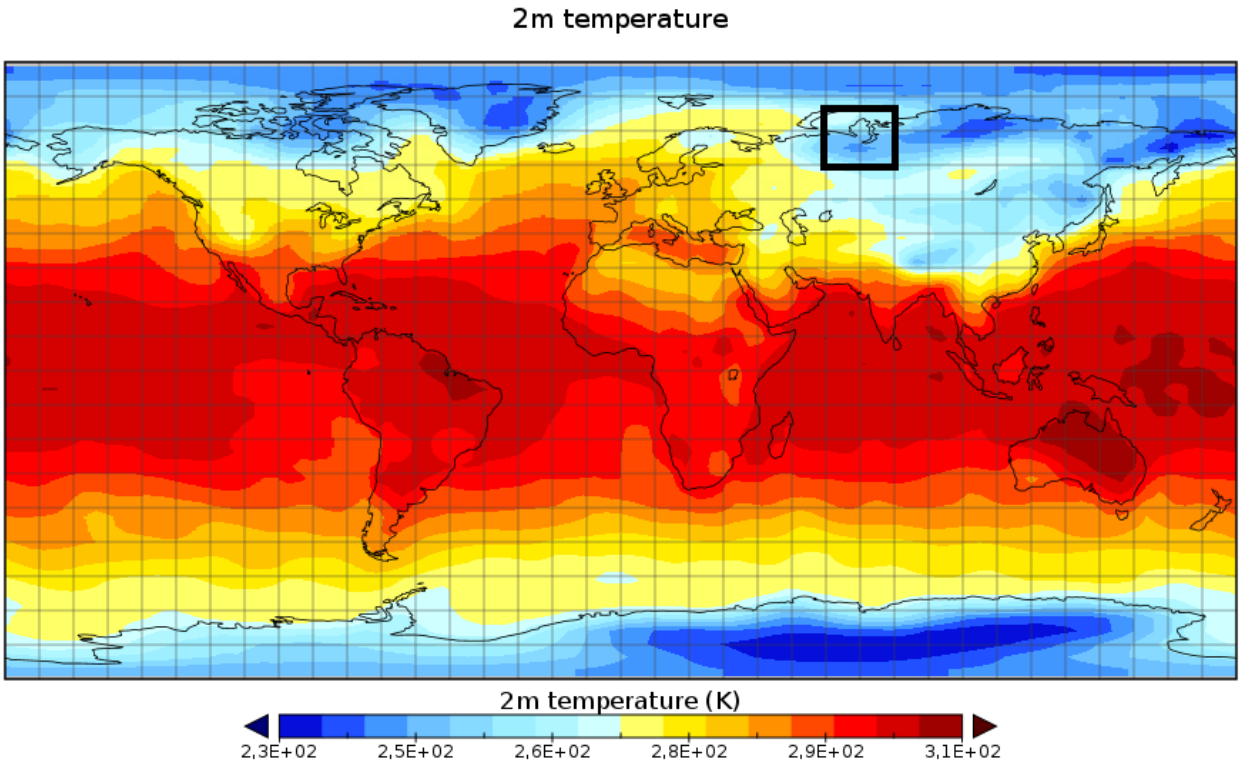


Рис. 1 – Карта распределения температуры воздуха на высоте 2 метра в декабре 2000 года по расчетам с помощью программы ECHAM

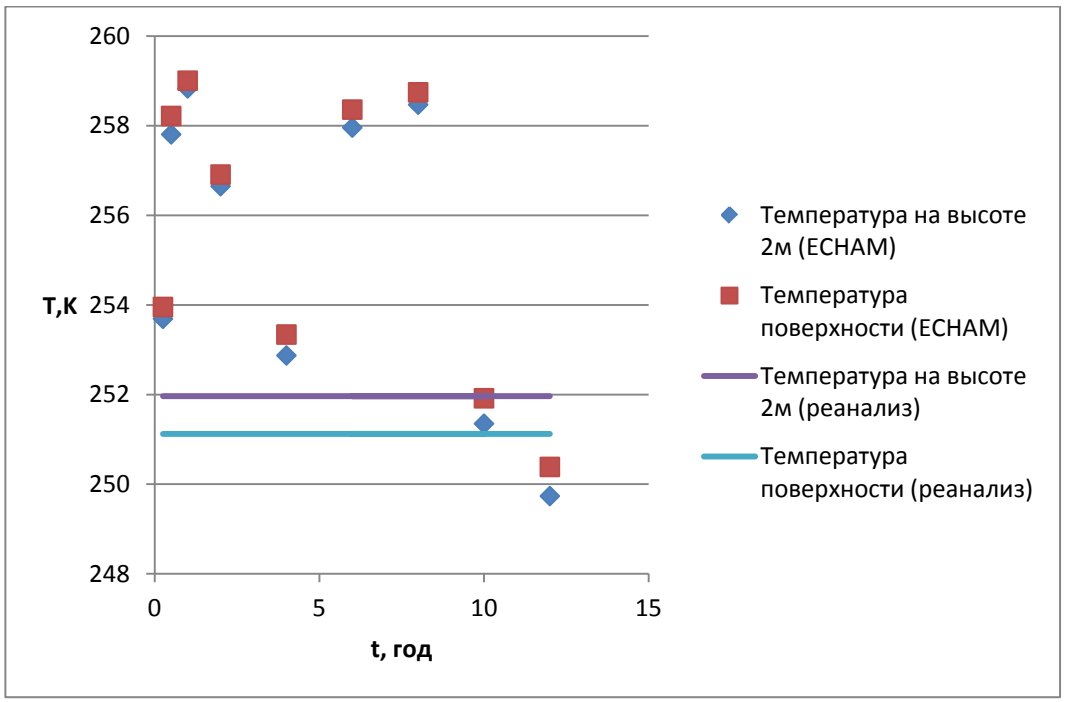


Рис. 2 – График зависимости средних значений температуры поверхности и температуры воздуха на высоте 2 метра за декабрь 2000 года от длины отрезка моделирования

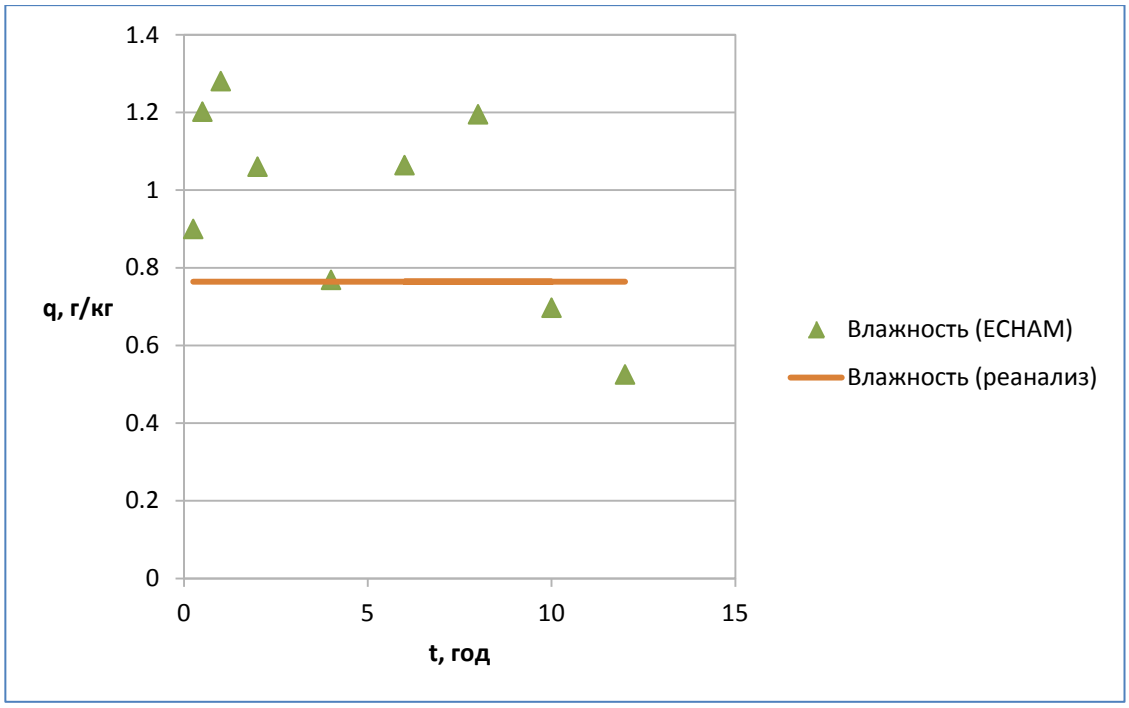


Рис. 3 – График зависимости среднего значения влажности воздуха за декабрь 2000 года от длины отрезка моделирования

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 15-01-05984А.

Литература:

1 Kagan B.A. Ocean-Atmosphere Interaction and Climate Modelling. Cambridge University Press, 1995. – 377 p.

2 Roeckner E., Bäuml G., Bonaventura L., Brokopf R., Esch M., Giorgetta M., Hagemann S., Kirchner I., Kornblueh L., Manzini E., Rhodin A., Schlese U., Schulzweida U., Tompkins A. The atmospheric general circulation ECHAM 5. PART I: Model description. Max Planck Institute for Meteorology, Hamburg, 2003. 127 pp

3 Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison [Электронный ресурс]. URL: http://www-pcmdi.llnl.gov/projects/pcmdi/index.php (Дата обращения 01.03.2015).

4 Европейский центр среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF), база данных ERA-40, Daily [Электронный ресурс] URL: http://apps.ecmwf.int/datasets/data/era40-daily/ (Дата обращения 01.03.2015).

5 Kalnay et al.,The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, Bull. Amer. Meteor. Soc., 77, 437-470, 1996.

ПРЯМОЙ ВАРИАЦИОННЫЙ АЛГОРИТМ УСВОЕНИЯ ДАННЫХ АТМОСФЕРНОЙ ХИМИИ НА ОСНОВЕ МОДЕЛИ ПЕРНОСА И ТРАНСФОРМАЦИИ

Алексей Владимирович Пененко
Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, 630090, Россия, г. Новосибирск, ул Академика Лаврентьева, 6, кандидат физико-математических наук, младший научный сотрудник, тел. (383) 330-61-52, e-mail: a.penenko@yandex.ru

В работе представлен алгоритм усвоения данных контактных измерений концентрации атмосферной химии моделью транспорта и трансформации примесей в атмосфере. Алгоритм основан на вариационном подходе и схеме расщепления, что позволяет избежать итераций решения прямой и сопряженной задач переноса и трансформации примесей, т.е. алгоритм становится «алгоритмом реального времени».

Ключевые слова: усвоение данных, атмосферная химия, схема расщепления, вариационный подход, модель адвекции-диффузии-реакции

Алгоритмы усвоения данных позволяют улучшать прогноз состояния системы на основе совместного использования математических моделей и поступающих данных наблюдений. Обзор методов усвоения данных можно найти в [1,2]. Обобщая его, отметим, что в отличие от усвоения данных в метеорологии, при усвоении химических данных влияние начального состояния системы на её дальнейшее поведение со временем убывает, тогда как влияние источников и параметров модели трансформации оказывают существенное влияние. В нашей работе мы используем неопределенность в источниках примесей в качестве управляющей переменной для усвоения данных. Целью работы является создание алгоритма усвоения данных, способного работать в реальном времени, то есть без итераций, включающих решение прямых задач транспорта и трансформации примесей.

Рассмотрим прямоугольную пространственно – временную область:

$$\vec{x} = (x_1, x_2) \in \Omega = [0, l_1] \times [0, l_2],\ t \in [0, T],\ \Omega_T := \Omega \times [0, T] \in \mathbb{R}^3,$$

ограниченную $\partial\Omega_T = \partial\Omega \times [0, T]$. В ней рассмотрим модель транспорта и трансформации системы химических веществ в атмосфере:

$$\frac{\partial \varphi_l}{\partial t} + div(\vec{u}\,\varphi_l - \mu\, grad\,\varphi_l) + P_l(\vec{\varphi})\varphi_l = \Pi_l(\vec{\varphi}) + \tilde{f}_l + r_l,\ (\vec{x}, t) \in \Omega_T. \qquad (1)$$

$$\mu_1 \cos(n_1, x_1)\frac{\partial \varphi_l}{\partial x_1} + \mu_2 \cos(n_2, x_2)\frac{\partial \varphi_l}{\partial x_2} + \frac{\left|\langle \vec{n}, \vec{u} \rangle\right| - \langle \vec{n}, \vec{u} \rangle}{2}\varphi_l = g,\ (\vec{x}, t) \in \partial\Omega_T, \quad (2)$$

$$\varphi_l = \varphi_l^0, \vec{x} \in \Omega,\ t = 0, \qquad (3)$$

где $\vec{\varphi} \in \mathbb{R}^{Nc}$ – вектор-функция состояния, различные элементы которой $\varphi_l,\ l = 1, ..., Nc$ соответствуют рассматриваемым химическим веществам, Nc – количество рассматриваемых веществ $P_l(\vec{\varphi}) > 0, l = 1, ..., Nc$ - коэффициенты деструкции рассматриваемых веществ, $\Pi_l(\vec{\varphi}) > 0, l = 1, ..., Nc$ – операторы продукции, $\vec{u} = (u_1(\vec{x}, t), u_2(\vec{x}, t))$ – вектор скоростей ветра, $\vec{\mu} = (\mu_1(\vec{x}, t), \mu_2(\vec{x}, t))$ - диагональ диагонального тензора диффузии, $\vec{n}$ направление внешней нормали на границе $\partial\Omega$, $\tilde{f}_l, g, \varphi_l^0$ – априорные значения источников и начальных данных r - управляющая функция (неопределенность), которая добавляется в жесткую структур модели для усвоения данных. Прямая задача состоит в том, чтобы определить $\vec{\varphi}$ из (1)-(3) по известным $\tilde{f}_l, g, \varphi_l^0, r$. Введем оператор H, соединяющий функцию состояния модели с данными измерений. Предположим, что нам доступны результаты контактных

измерений концентраций $\{\Psi_m\}_{m=1,...,M}$ в заданные моменты времени $\{t_m\}_{m=1,...,M}$ в точках $\{\vec{x}_m\}_{m=1,...,M}$ для заданных веществ $\{l_m\}_{m=1,...,M}$. Измерения могут содержать погрешности $\{\eta_m\}_{m=1,...,M}$:

$$\Psi_m = \varphi_{l_m}(\vec{x}_m, t_m) + \eta_m, \quad m = 1,...,M. \quad (4)$$

Ошибка измерений η_m предполагается ограниченной во (взвешенной) Эвклидовой норме в пространстве измерений $\|\vec{\eta}\|_M \le \delta_{\vec{\eta}}$. Мы предполагаем, что все функции и модельные параметры достаточно гладкие, чтобы решения существовали и преобразования имели смысл. Задачу определения $\vec{\varphi}$ для $t > t^*$ по (1)-(3) и (4) при заданных функциях $\tilde{f}_l, g, \varphi_l^0$ и результатах измерений $\{\Psi_m\}_{m=1,...,M}$ таких, что $0 < t_m < t^*$ назовем задачей усвоения данных.

Для решения многомерных задач применяется метод расщепления. Мы будем использовать аддитивно усредненные схемы расщепления (аналогично [3]). Основная идея подхода состоит в том, чтобы усваивать данные локально на отдельных шагах расщепления. Вводя временную сетку $\omega_t = \{0 < t_1 < ... < t_j < ... < t_{Nt} = T\}$. На каждом временном интервале $[t_{j-1}, t_j]$ приблизим общую модель конвекции-диффузии-реакции (1)-(3) схемой расщепления по физическим процессам и пространственным переменным, порожденной разбиением $\gamma_1 + \gamma_2 + \gamma_3 = 1,\ \gamma_k > 0$.

Рассмотрим шаги расщепления, соответствующие одномерным по пространству моделям процессов транспорта

$$\gamma_k \frac{\partial \varphi_l^{(k)}}{\partial t} + \frac{\partial (u_k \varphi_l^{(k)})}{\partial x_k} - \frac{\partial}{\partial x_k} \mu_k \frac{\partial \varphi_l^{(k)}}{\partial x_k} = \gamma_k \tilde{f}_l + r_l^{(k)}, \quad \varphi_l^{(k)}(.,t_{j-1}) = \varphi_l(.,t_{j-1}), \quad (5)$$

при $k = 1,2$ с соответствующими краевыми условиями. Введем в пространственной области сетку с узлами $\omega_x = \{(x_i, x_s) \mid i = 1,..., Nx_1, s = 1,..., Nx_2\}$. Будем считать, что точки измерений также взяты на сетке $\omega_x \times \omega_t$. Рассмотрим при k=1 и некотором заданном x_s аппроксимацию модели трехдиагональной неявной схемой:

$$-a_i \varphi_{i+1}^j + b_i \varphi_i^j = \varphi_{i-1}^{j-1} + f_i^j + \Delta t\, r_i^j, \quad i = 1 \quad (6)$$

$$-a_i \varphi_{i+1}^j + b_i \varphi_i^j - c_i \varphi_{i-1}^j = \varphi_{i-1}^{j-1} + f_i^j + \Delta t\, r_i^j, \quad i = 2,..., Nx_k - 1 \quad (7)$$

$$b_i \varphi_i^j - c_i \varphi_{i-1}^j = \varphi_{i-1}^{j-1} + f_i^j + \Delta t\, r_i^j, \quad i = Nx_k \quad (8)$$

где $\varphi_i^j = \varphi_l^{(k)}(x_i, x_s, t_j)$, $f_i^j = \gamma_k \tilde{f}(x_i, x_s, t_j)$, $r_i^j = \gamma_k r_l^{(k)}(x_i, x_s, t_j)$. В качестве решения задачи усвоения данных рассмотрим минимум целевого функционала

$$\Phi(\varphi^j, r^j) = \sum_{i=1}^{Nx_k} (\varphi_i^j - \Psi_i^j) M_i^j + \alpha \sum_{i=1}^{Nx_k} r_i^j,$$

на ограничениях (6)-(8). Здесь α - параметр усвоения, $M_i^j = 1$, если в узле с координатами (x_i, x_s, t_j) есть измерение вещества l, иначе $M_i^j = 0$. Аналогично, Ψ_i^j равно результату измерения, если в узле с координатами (x_i, x_s, t_j) есть измерение вещества l, иначе оно равно 0. Решение задачи оптимизации для $k = 1,2$ будет даваться трехдиагональным матричным уравнением [4,5], которое можно решить прямым методом матричной прогонки.

Аналогично решаются задачи на других этапах расщепления по пространству.

Модель процессов трансформации

$$\gamma_k \frac{\partial \varphi_l^{(k)}}{\partial t} + P_l\left(\vec{\varphi}^{(k)}\right)\varphi_l^{(k)} = \Pi_l\left(\vec{\varphi}^{(k)}\right) + \gamma_k \tilde{f}_l + r_l^{(k)}, \;\; \varphi_l^{(k)}(.,t_{j-1}) = \varphi_l(.,t_{j-1}), \;\; k = 3.$$

аппроксимируем схемой типа QSSR [6,7] для каждой $\vec{x} \in \omega_x$

$$\varphi_l^{(k)}(\vec{x},t_j) = \varphi_l(\vec{x},t_{j-1}) e^{-P_l\left(\vec{\varphi}(\vec{x},t_{j-1})\right)\Delta t} + \\ + \frac{1-e^{-P_l\left(\vec{\varphi}(\vec{x},t_{j-1})\right)\Delta t}}{P_l\left(\vec{\varphi}(\vec{x},t_{j-1})\right)\Delta t}\left(\Pi_l\left(\vec{\varphi}(\vec{x},t_{j-1})\right) + \gamma_k \tilde{f}_l + r_l^{(k)}\right)\Delta t. \quad (9)$$

В этом случае на ограничениях (12) рассмотрим целевой функционал

$$\Phi(\vec{\varphi}^{(k)}\left(\left(x_i,x_s\right),t_j\right),\vec{r}^{(k)}) = \sum_{l=1}^{Nc}(\varphi_l^{(k)}\left(\left(x_i,x_s\right),t_j\right) - \Psi_l)M_l + \alpha\sum_{l=1}^{Nc} r_l^{(k)}, \quad (10)$$

где $M_l = 1$, если в узле с координатами (x_i,x_s,t_j) есть измерение вещества l, иначе $M_i^j = 0$, аналогично, Ψ_l равно результату измерения, если в узле с координатами (x_i,x_s,t_j) есть измерение вещества, иначе оно равно 0. Обозначим его минимум $\tilde{\varphi}_l^{(3)}$.

В качестве оценки решения задачи усвоения данных на шаге t_j рассмотрим усреднение

$$\varphi_l(\vec{x},t_j) = \sum_{k=1}^{3}\gamma_k \tilde{\varphi}_l^{(k)}(\vec{x},t_j) \quad (11)$$

На Рис.1 приведен пример решения задачи усвоения данных в реальных условиях. В данном примере используется модель, не учитывающая трансформацию химических веществ. В качестве метеопараметров используются результаты расчета по модели EnviroHIRLAM [8], в качестве начальных данных – результаты глобальной модели транспорта и трансформации MOZART_IFS [9], в качестве данных измерений – данные сети Airbase [10] со станций в Скандинавии за июль 2010 (сценарий подготовлен совместно с А.Махурой и Р.Нутерманом из DMI). Таким образом, можно заключить, что задачи усвоения данных решаются с неполными данными. Недостаток информации компенсируется математической моделью. Совмещая схему расщепления и задачу усвоения данных можно построить вычислительно эффективный алгоритм для усвоения данных контактных измерений для моделей конвекции-диффузии-реакции, не требующий для своей реализации итераций.

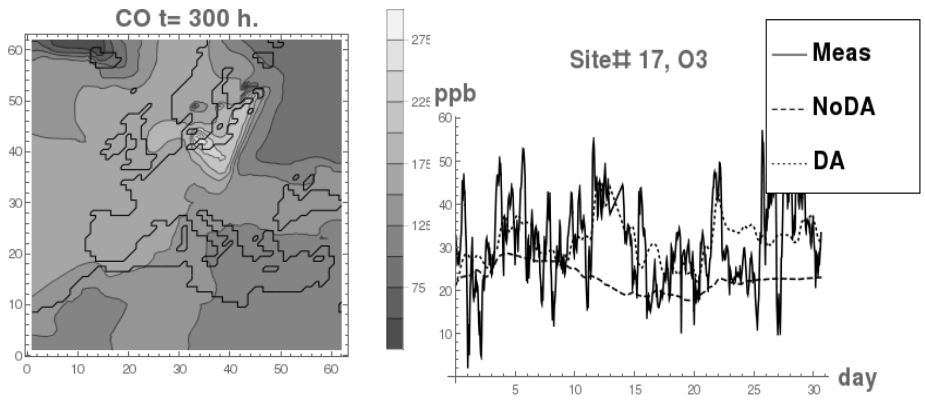


Рис.1 Слева приведен результат решения задачи усвоения данных для одного из рассматриваемых веществ в заданный момент времени. Шкала дана в ppb. Справа приведен результат сравнения результатов усвоения с данными измерений на одном из постов

(сплошная линия - результаты измерений, штрихи – решение без усвоения, то есть решение прямой задачи, точки – результат усвоения).

Благодарности: Работа выполнена при частичной поддержке грантов РФФИ 14-01-31482, 14-01-00125 и программы Президиума РАН №43.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Baklanov A. et. al. Online coupled regional meteorology chemistry models in europe: current status and prospects // *Atmos. Chem. Phys.* – 2014 – (14) – C.317–398.
2. Sandu and C. Tianfeng. Chemical data assimilation - an overview // *Atmosphere* – 2011– (2) – C. 426–463.
3. Самарский А.А., Вабищевич П.Н. Вычислительная теплопередача – М.: Едиториал УРСС, 2003. – 785 с.
4. V. V. Penenko Variational methods of data assimilation and inverse problems for studying the atmosphere, ocean, and environment // Num. Anal. and Appl. – 2009 – No 4 (2) – C. 341-351.
5. А.В. Пененко, В.В. Пененко Прямой метод вариационного усвоения данных для моделей конвекции-диффузии на основе схемы расщепления, // Вычислительные технологии – 2014 – №4(19) – С. 69-83.
6. Quasi-steady-state-approximation in air pollution modelling: comparison of two numerical schemes for oxidant prediction/ E. Hesstvedt, O. Hov, I. Isaacsen // *Int. J. Chem. Kinet.* – 1978 – (10) – C. 971-994.
7. V. V. Penenko and E. A. Tsvetova. Variational methods for construction of monotone appoximations for atmospheric chemistry models // *Num. Anal. Appl* –2013–6(3) – C. 210–220.
8. Baklanov A., U. Korsholm, A. Mahura, C. Petersen, A. Gross, 2008: Enviro-HIRLAM: on-line coupled modelling of urban meteorology and air pollution. Adv. Sci. Res., 2, 41-46
9. Flemming, J., A., Inness, H., Flentje, V., Huijnen, P., Moinat, M. G., Schultz, and Stein, O.: Coupling global chemistry transport models to ECMWF's integrated forecast system, Geosci. Model Dev., 2, 253–265, doi:10.5194/gmd-2-253-2009, 2009.
10. AirBase - The European air quality database. http://www.eea.europa.eu/data-and-maps/data/airbase-the-european-air-quality-database-8

ЭКВИВАЛЕНТНАЯ ЭЛ. СХЕМА ЦЕПИ МАГНИТОСФЕРНО-ИОНОСФЕРНО-АТМОСФЕРНОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ

Седых П.А.

Институт солнечно-земной физики СО РАН, Иркутск

pvlsd@iszf.irk.ru

Ключевые слова: электрическое поле, магнитосферные возмущения, атмосфера, метеорологические процессы

Глобальная атмосферная электрическая цепь замыкается через высокоширотную ионосферу, и на состояние и изменения атмосферного электрического поля могут оказывать влияние магнитосферные возмущения. Процесс проникновения электрического поля солнечного ветра сложен, это явление нелинейно. Генерация конвекции плазмы в геомагнитосфере связана с процессами во фронте головной ударной волны. Совместное действие конвекции плазмы и питч-угловой диффузии электронов и протонов ведет к формированию распределения плазменного давления в магнитосфере. Как известно, объемные токи связаны с распределением плазменного давления в магнитосфере. Дивергенция этих объемных токов дает пространственное распределение продольных токов, т.е. магнитосферных источников ионосферных токовых систем. Продольные токи соединяют магнитосферу и ионосферу в единую электрическую цепь. Предложенная эквивалентная эл. схема цепи взаимодействия анализируется для понимания механизма воздействия геомагнитной активности на сложную нелинейную систему атмосферных процессов.

Введение.

Известно, что существуют различные ключевые факторы изменения климата Земли, а сам земной климат является продолжением космического климата. Данное исследование совмещает различные подходы и является продолжением наших работ [1,2]. В предлагаемой работе обсуждается одна из самых актуальных и в то же время вызывающая самые сильные дискуссии проблема современной геофизики. Это воздействие магнитосферных возмущений на состояние нижней атмосферы и погоду. Исследования по воздействию солнечной активности на атмосферные процессы особенно стали актуальными в последнее время.

Мощность атмосферных процессов на несколько порядков превышает поток энергии из солнечного ветра в геомагнитосферу и мощность экстремально сильных магнитосферных возмущений. Как показано в [2] поток энергии из магнитосферы в атмосферу во время сильной бури был порядка $1{,}5\cdot10^{19}$ (эрг/с)×24×3600=$1{,}2\times10^{24}$ эрг/сут, что на 2-3 порядка меньше мощности атмосферных процессов. Из-за этого представляется на первый взгляд крайне маловероятно, чтобы геомагнитная активность могла бы существенно воздействовать на состояние нижней атмосферы. Однако, как известно, в результате уменьшения (или

увеличения) прозрачности атмосферы изменяется и поступление солнечной энергии в нижнюю атмосферу [3]. Энергия, необходимая для создания атмосферного оптического экрана, на несколько порядков меньше амплитуды вызываемых этим экраном вариаций потока солнечной энергии, поступающей в нижнюю атмосферу[3].

Одна из важных проблем – это вопрос о влиянии резкого возрастания электрического поля солнечного ветра (или электрического поля магнитосферной конвекции) через посредство глобальной электрической цепи во время магнитосферных возмущений на формирование облачного слоя. В [3] был сделан вывод о том, что этот слой действует как экран, замедляющий радиационное выхолаживание воздуха, лежащего на ледяном куполе центральной Антарктики. Результаты [3] демонстрируют влияние сильного южного ММП и соответствующего геоэффективного межпланетного эл. поля на атмосферные процессы в центральной Антарктике, где имеет место крупномасштабная система вертикальной циркуляции в зимние сезоны. Влияние межпланетного электрического поля осуществляется через ускорение воздушных масс, вторгающихся в нижнюю атмосферу из тропосферы, и образование облачности над Антарктикой, где вторгающиеся воздушные массы входят в поверхностный слой. Облачность ведет к резкому потеплению в поверхностной атмосфере, потому что облачный слой (экран) эффективно отражает длинноволновое излучение, идущее от ледяной поверхности, но не влияет на процесс адиабатического потепления вторгающихся воздушных масс. Влияние межпланетного электрического поля на облачность обнаруживается для периодов минимума солнечной активности, когда эффект Форбуш-понижения отсутствует. Ускорения вторгающихся воздушных масс сопровождаются резким увеличением атмосферного давления в приполюсной области, которая приводит к усилению катабатического ветра. В [3] предполагается, что результирующее вторжение холодных воздушных масс в акваторию океанов и морей Южного полушария ведет к нарушению обычных взаимосвязей между флуктуациями нормального давления в субтропическом антициклоне (расположенному в юго-восточной части Тихого океана) и Австралийско-Индонезийском циклоне, поскольку развитие события Эль-Ниньо строго следует аномальным атмосферным процессам в Антарктике.

Глобальная атмосферная электрическая цепь замыкается через высокоширотную ионосферу, и на состояние и изменения атмосферного электрического поля могут оказывать влияние магнитосферные возмущения. Для продолжения исследования возможного влияния магнитосферных возмущений на характер развития метеорологических процессов в атмосфере рассмотрим проблему проникновения стороннего электрического поля из солнечного ветра.

Принципиальная эл. схема цепи взаимодействия.

Процесс проникновения электрического поля солнечного ветра сложен, это явление нелинейно.

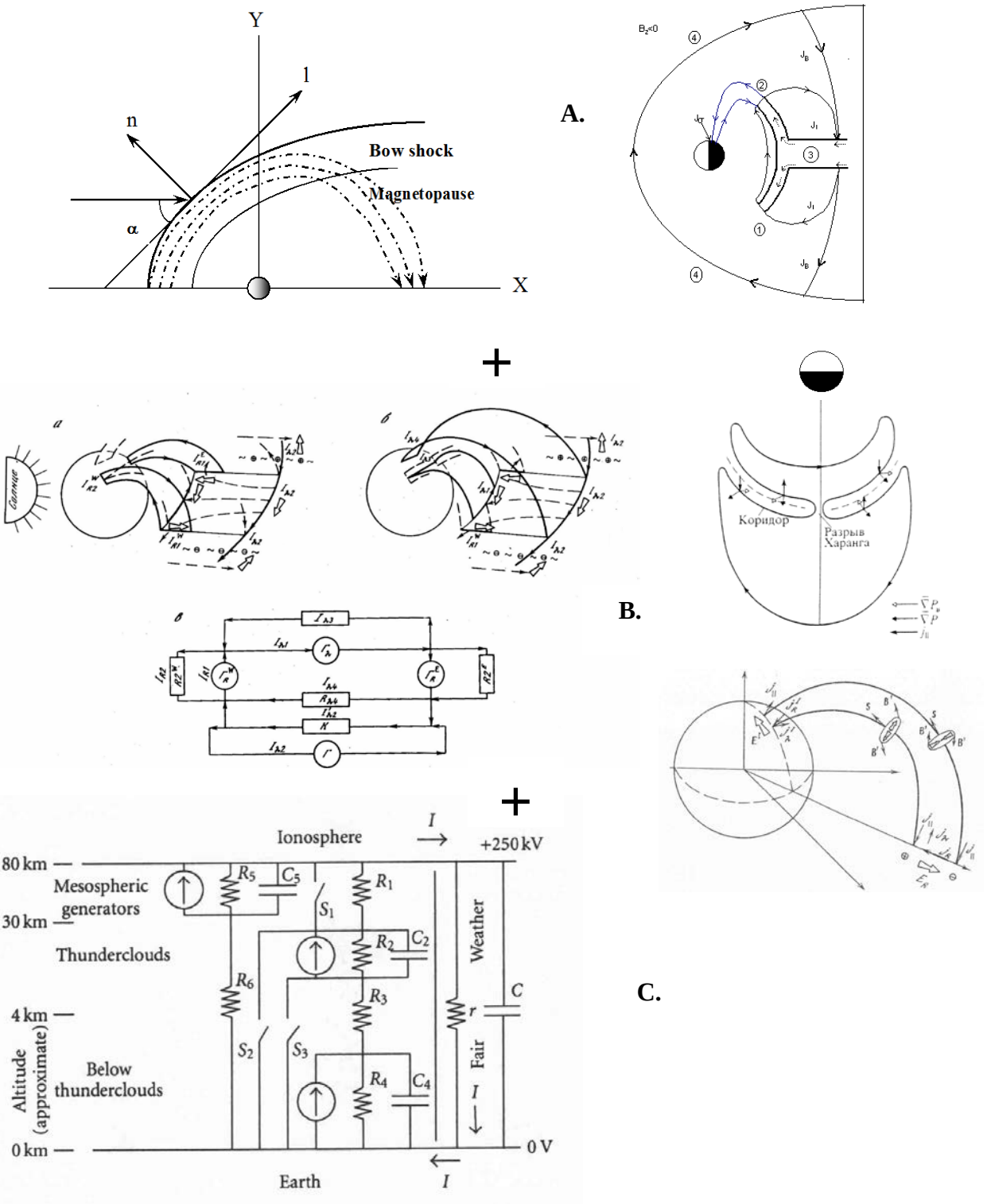


Рис.1. А. Схема расположения функциональных блоков в геомагнитосфере[4], (В) схема расположения магнитосферно–ионосферных токов в пространстве [5] (а – система питания меридиональных токов, б – система питания широтных токов, в – эквивалентная схема цепи магнитосферно–ионосферных токов); (С) диаграмма, показывающая эквивалентную эл. схему для глобальной атмосферной цепи[6].

.

Генерация конвекции плазмы в геомагнитосфере (и проникновение электрического поля) связана с процессами во фронте головной ударной волны[4]. Совместное действие конвекции плазмы и питч-угловой диффузии электронов и протонов ведет к формированию распределения плазменного давления в магнитосфере. Как известно, объемные токи связаны с распределением плазменного давления в магнитосфере. Дивергенция этих объемных токов дает пространственное распределение продольных токов, т.е. магнитосферных источников ионосферных токовых систем [5]. Продольные токи соединяют магнитосферу и ионосферу в единую электрическую цепь. Атмосферная проводимость стремительно падает уже между полярной ионосферой и слоем на высоте ~ 10 км. Очень интересный механизм, предложенный в [3] нуждается в дальнейшем рассмотрении и улучшении. Влияние магнитосферных возмущений на вариации атмосферного электрического поля наиболее отчетливо проявляется в полярных и авроральных широтах. Известно, что основным источником глобальной атмосферной электрической цепи и вариаций приземного атмосферного электрического поля является грозовая активность, мировые центры которой находятся в центральной части Африки, Азии и Америки (глобально интегрированный эффект этих гроз проявляется одновременно на всей Земле в изменениях напряженности электрического поля атмосферы). Предложенная эквивалентная эл. схема цепи взаимодействия анализируется для понимания механизма воздействия геомагнитной активности на сложную нелинейную систему атмосферных процессов.

Список литературы.

[1]. Седых П.А, Лобычева И.Ю. К вопросу о влиянии сильных магнитосферных бурь на метеорологические процессы в нижней атмосфере.// Журнал «Вопросы естествознания», ISSN 2308-6335, №2(3), С. 102-111, 2014.
[2]. Sedykh P.A, Lobycheva I. Yu. Concerning the lower atmosphere responses to magnetospheric storms and substorms.// International Journal of Atmospheric Sciences, Hindawi Publ. Corp., V.2013, ID130786, 1-9 pages. 2013.
[3]. Troshichev O. A., Janzhura, A. Temperature alterations Antarctic ice sheet initiated by the disturbed solar wind.// Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. Elsevier Science. V. 66. pp. 1159-1172, 2004.
[4]. Ponomarev, E.A., Sedykh, P.A., Urbanovich, V.D. Generation of electric field in the magnetosphere, caused by processes in the bow shock.// J. of Atmosph. and Solar-Terr. Physics. Elsevier Science. Vol.68, Issue 6. pp.679-684, 2006.
[5]. Ponomarev E.A., Sedykh P.A. How can we solve the problem of substorms?(A Review).// Geomagnetism and Aeronomy, V.46, №4, P.560-575. 2006.
[6]. Rycroft M. J. Electrical processes coupling the atmosphere and ionosphere: an overview.// Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, vol. 68, no. 3-5, pp. 445–456, 2006.

СОПРЯЖЕННОСТЬ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ПЕРИОДА СЕРДЕЧНЫХ СОКРАЩЕНИЙ ЧЕЛОВЕКА И ЛОКАЛЬНЫХ ФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ ПО ДАННЫМ МОНИТОРИНГОВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Д.А. Тужилкин, А.С. Бородин

Национальный исследовательский Томский государственный университет

dmitry-88@mail.ru, bas_56@mail.ru

Ключевые слова: электромагнитное поле, сердечный ритм, мониторинг.

Аннотация: Технический прогресс привел к значительному модифицированию физических полей окружающей среды, что могло отразиться на состоянии живых организмов, находящихся под их постоянным воздействием. В рамках данной работы проведено исследование активности сердечно-сосудистой системы человека под действием комплекса естественных физических факторов окружающей среды. Исследование проведено на репрезентативной однородной выборке (44 человека в возрасте от 19 до 22 лет) посредством синхронного мониторинга электрокардиограммы волонтеров и естественных физических полей в г. Томске (геомагнитное поле, метеополя, параметры шумановского резонатора, инфразвук). Показано, что среди совокупности параметров физических полей окружающей среды присутствуют поля, способные находить отклик в функционировании организма человека.

Организм человека, являясь сложной открытой нелинейной системой, очень чутко реагирует на условия окружающей его среды обитания. Как и каждое существо, он должен воспринимать сигналы окружающей среды, обрабатывать их и правильно на них реагировать. Общепризнанно, что естественные электромагнитные поля являются значимым экологическим фактором, о чем свидетельствуют многочисленные исследования [1-3]. Тем не менее, проблема оценки комплекса параметров естественных физических полей окружающей среды, в том числе естественных электромагнитных полей, как комплементарного экологического фактора влияния на человека на настоящий момент не решена. В данной работе проведено исследование зависимости между вариациями периода сердечных сокращений (RR-интервал) человека и изменениями параметров региональных физических полей окружающей среды по данным мониторинговых исследований, проводимых в г. Томске.

Мониторинг вариабельности сердечного ритма осуществлялся посредством регистрации электрокардиограммы волонтеров в условиях их типичной активности с 7 апреля по 11 июня 2009 года. Выборка составила 44 человека без нозологических отклонений в возрасте от 19 до 22 лет. В процессе обработки данных мониторинга на последовательных трехминутных интервалах считались главные моменты вариаций RR-интервалов синусового ритма – показатель mRR (среднее значение RR-интервала) и SDNN (стандартное отклонение от среднего значения), а также PNN50 (пропорция интервалов между смежными RR-интервалами, превосходящими 50 мс) – показатель, отражающий быстрые высокочастотные колебания в структуре вариабельности сердечного ритма [4]. Для исключения влияния неоднородности

состава группы волонтеров на результаты их сравнения предварительно проведена стандартизация по суточным данным рассматриваемых показателей активности сердечно-сосудистой системы для каждого волонтера (mRR_st, SDNN_st, PNN50_st).

Рассчитанным показателям поставлены во временное соответствие данные по параметрам естественных физических полей окружающей среды, непрерывный круглосуточный мониторинг которых осуществляется в Томском государственном университете на сертифицированном оборудовании научно-образовательного центра «Физика ионосферы и электромагнитная экология» сотрудниками кафедры Космической физики и экологии. Анализировались региональное геомагнитное поле (вариации амплитуды северной, восточной и вертикальной компонент, соответственно X, Y и Z), метеорологические параметры (температура T, давление P, влажность U, скорость приземного ветра S), инфразвуковые вариации давления в диапазоне от 0.01 до 32 Гц [5], разделенные на 6 октавных полос – I1-I6, основные параметры шумановского резонатора (ШР) – амплитуда A, частота F и добротность Q первых четырех мод в диапазоне от 6 до 32 Гц [6]. Каждый параметр физических полей предварительно профильтрован трехчасовым фильтром Хэмминга.

В результате обнаружено, что временная динамика некоторых физических полей имеет высокую сопряженность с показателями активности сердечно-сосудистой системы (рис. 1-3).

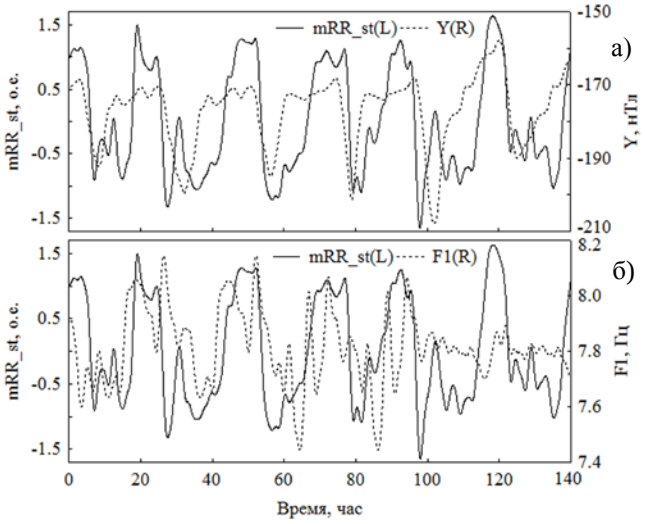


Рисунок 1 – Фрагмент сопряженной динамики периода сердечных сокращений и (а) вариации восточной компоненты геомагнитного поля, (б) частоты первой моды шумановского резонатора

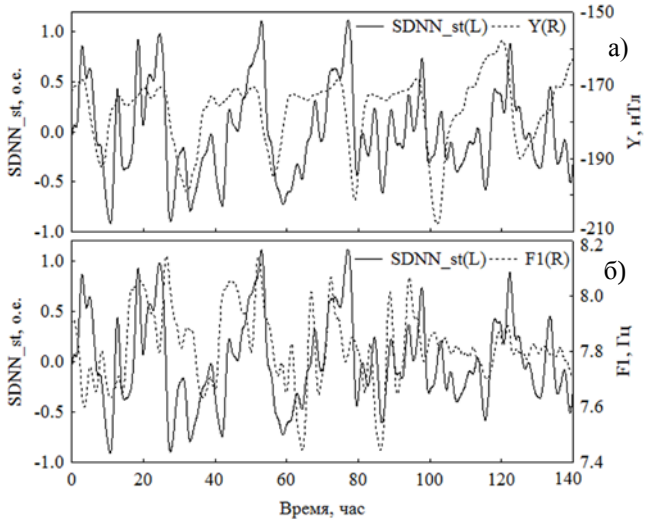


Рисунок 2 – Фрагмент сопряженной динамики стандартного отклонения периода сердечных сокращений и (а) вариации восточной компоненты геомагнитного поля, (б) частоты первой моды шумановского резонатора

В результате проведенного регрессионного анализа для каждой зависимой переменной были определены весовые коэффициенты влияния независимых переменных и их статистическая достоверность.

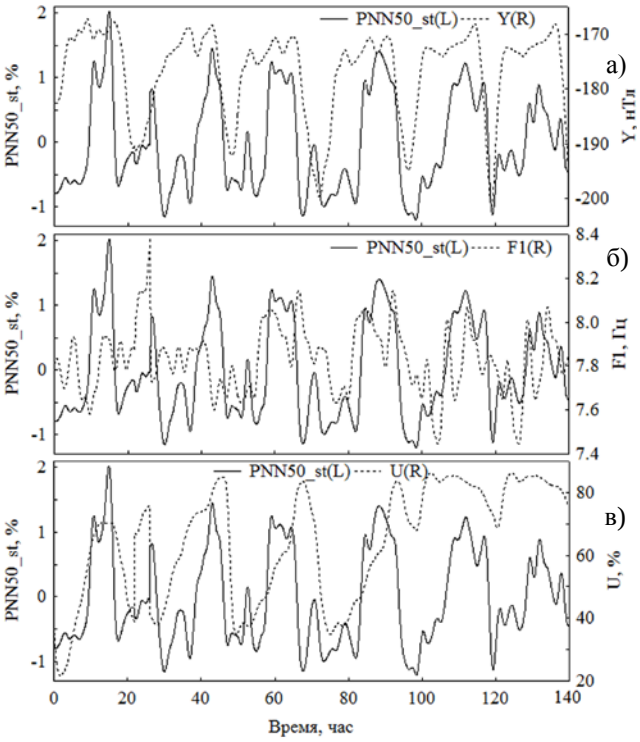


Рисунок 3 – Фрагмент сопряженной динамики показателя PNN50 и (а) вариации восточной компоненты геомагнитного поля, (б) частоты первой моды шумановского резонатора, (в) влажности воздуха

Рассчитанные коэффициенты парциальной корреляции и коэффициенты регрессии показали, что все анализируемые физические поля окружающей среды условно можно разделить на две группы – со значительной и незначительной степенью согласованности с вариабельностью сердечного ритма. В первую группу с уверенностью можно отнести восточную компоненту регионального геомагнитного поля Y, а также температуру T, влажность U, давление P, частоту F1 (≈7.8 Гц) и амплитуду A1 первой моды шумановского резонатора, инфразвуковые вариации давления в первой октавной полосе I1, что соответствует диапазону частот от 0.01 до 1 Гц (таблица 1). Все остальные рассматриваемые параметры имеют малые значения корреляции и их можно отнести ко второй группе. При этом для показателя mRR общий коэффициент детерминации составил 0.56, для SDNN 0.26, для PNN50 0.2.

Таблица. 1 – Результаты регрессионного анализа показателей активности сердечно-сосудистой системы от параметров физических полей окружающей среды

	mRR			SDNN			PNN50		
	B	Std. Err.	Partial Cor.	B	Std. Err.	Partial Cor.	B	Std. Err.	Partial Cor.
Int.	-19.124	1.089		-14.054	0.733		-20.545	1.049	
Y	0.025	0.000	0.404	0.005	0.000	0.121	0.017	0.000	0.306
T	-0.034	0.001	-0.199	0.005	0.001	0.040	-0.016	0.001	-0.097
U	0.012	0.001	0.175	0.008	0.000	0.172	0.012	0.000	0.182
P	0.022	0.001	0.144	0.015	0.001	0.146	0.023	0.001	0.155
F1	0.323	0.038	0.059	-0.083	0.026	-0.023	0.102	0.037	0.019
A1	0.007	0.001	0.066	-0.003	0.001	-0.037	0.002	0.001	0.021
I1	-0.754	0.056	-0.093	0.242	0.038	0.045	-0.072	0.054	-0.009

Примечание: B – коэффициент регрессии, Std.Err. – ошибка коэффициента регрессии, Partial Cor. – коэффициент парциальной корреляции, Intercept – постоянная составляющая. Все параметры достоверны с вероятностью 95 %.

Кроме того, кросскорреляционный анализ показал, что максимальная корреляция исследуемых параметров наблюдается при отрицательном значении лага. Полученный результат говорит о том, что сначала происходит изменение параметров внешней среды, а уже затем изменение вариабельности ритма сердца.

Таким образом, полученные во время исследования результаты демонстрируют, что искомая зависимость между вариациями периода сердечных сокращений человека и изменениями параметров физических полей достаточно значительна, и в случае каждого из рассматриваемых параметров она различна. Наибольшая связь обнаружена с вариациями восточной компоненты магнитного поля – коэффициент парциальной корреляции для среднего периода сердечных сокращений составил R = 0.4. Этот результат согласуется с литературными данными и позволяет говорить о том, что вариации естественного регионального геомагнитного поля способны находить отклик в функционировании сердечно-сосудистой системы человека. Высокая корреляция обнаруженных зависимостей, а также общий коэффициент детерминации, равный 0.56 для показателя mRR, отвечающего за общий уровень функционирования сердечно-сосудистой системы, говорит о том, что исследованные естественные физические поля окружающей среды следует рассматривать как комплементарный экологический фактор, способный находить существенный отклик в функционировании организма человека. Более детальное исследование этого отклика и причин его возникновения представляется необходимой задачей для исследований в данном направлении.

Литература:

1. *Дубров А.П.* Геомагнитное поле и жизнь: Краткий очерк по геомагнитобиологии. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 176 с.

2. *Побаченко С.В., Колесник А.Г., Бородин А.С., Калюжин В.В.* Сопряженность параметров энцефалограммы мозга человека и электромагнитных полей шумановского резонатора по данным мониторинговых исследований // Биофизика. 2006. Т. 51, вып. 3. С. 534–538.

3. *Шитов А.В., Бородин А.С., Тужилкин Д.А., Апряткина М.Л.* Влияние физических полей активных геологических разломов на сердечно-сосудистую деятельность человека // Геофизические процессы и биосфера. 2013. Т. 12, № 3. С. 56–77.

4. *Дабровски А., Дабровски Б., Пиотрович Р.* Суточное мониторирование ЭКГ. М.: Медпрактика, 1998. 204 с.

5. *Провоторов Д.С., Соловьев А.В.* Сезонно-суточные изменения инфразвуковых колебаний давления в частотном диапазоне от 0.01 до 32 Гц // Контроль окружающей среды и климата: материалы VII Всероссийского симпозиума. Томск: Аграф-Пресс, 2010. С. 237–238.

6. *Деревянных А.А., Колесник А.Г., Колесник С.А.* Эмпирическая модель резонатора шумановских резонансов // Изв. Вузов. Физика. 2010. №9/3. С. 266–267.

ПРОЯВЛЕНИЕ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ В ЭКВАТОРИАЛЬНОЙ СТРАТОСФЕРЕ

А.Н. Груздев, В.А. Безверхний.

Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, г. Москва

e-mail: a.n.gruzdev@mail.ru, vabezv@ mail.ru

Ключевые слова: солнечная активность, квазидвухлетняя цикличность, озон

На основе кросс-спектрального, вейвлетного и кросс-вейвлетного анализа данных о потоке солнечной радиации, скорости зонального ветра и содержания озона на различных высотах в стратосфере над экватором установлены фазовые зависимости, указывающие на возможное участие озона в передаче солнечного сигнала атмосферной циркуляции над экватором на масштабах квазидвухлетней цикличности и 11-летнего солнечного цикла.

Поток коротковолновой солнечной радиации на верхней границе земной атмосферы испытывает вариации в широком диапазоне временных масштабов. Среди них – колебания с периодами около 11 лет (11-летний цикл) и 2-2.5 лет (квазидвухлетний цикл). В атмосферных параметрах также присутствуют вариации с близкими периодами, а квазидвухлетняя цикличность (КДЦ) – важнейшая компонента временной изменчивости в экваториальной стратосфере.

На рис. 1 приведен рассчитанный по методу [1] спектр локальной когерентности колебаний потока солнечного радиоизлучения с длиной волны 10.7 см (он хорощо коррелирует с потоком УФ радиации) и зональной скорости ветра над экватором. Основная особенность спектра на масштабе 11-летнего солнечного цикла– высокие значения когерентности: положительные в 1953-1989 гг. и после 2006 г. и отрицательные в 1997-2006 гг. (указывает на противофазность солнечных колебаний и колебаний скорости ветра). На масштабе вариаций ~5 лет можно отметить сильную отрицательную когерентность в течение 1953-1961 гг. и положительную в 1986-1993 и 2002-2011 гг. Локальная когерентность имеет высокие (по модулю) значения и на масштабе КДЦ, причем для уровня 15 гПа она большей частью отрицательная до 2000 г., а в 2001-2005 гг. – положительная. Отметим, что в 2001-2004 гг. и после 2005 г. на масштабах солнечного цикла и КДЦ одновременно изменялся знак когерентности. Таким образом, наблюдается согласованность указанных колебаний сразу на двух масштабах.

На рис. 2 тонкой кривой показано запаздывание квазидвухлеиих колебаний скорости зонального ветра над экватором (по данным NMC) относительно аналогичных вариаций потока УФ солнечной радиации, рассчитанное с помощью кросс-спектрального анализа. Характер

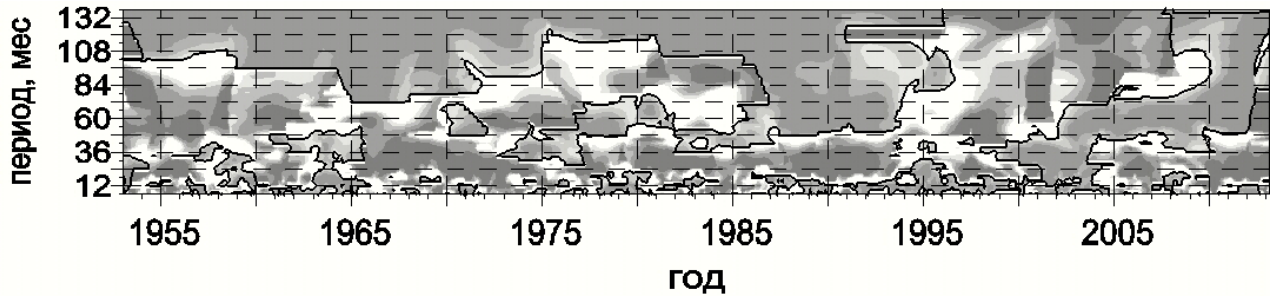


Рис. 1. Локальная когерентность индекса F10.7 и зональной скорости экваториального стратосферного ветра на уровне 15 гПа как функция времени и периода калебаний

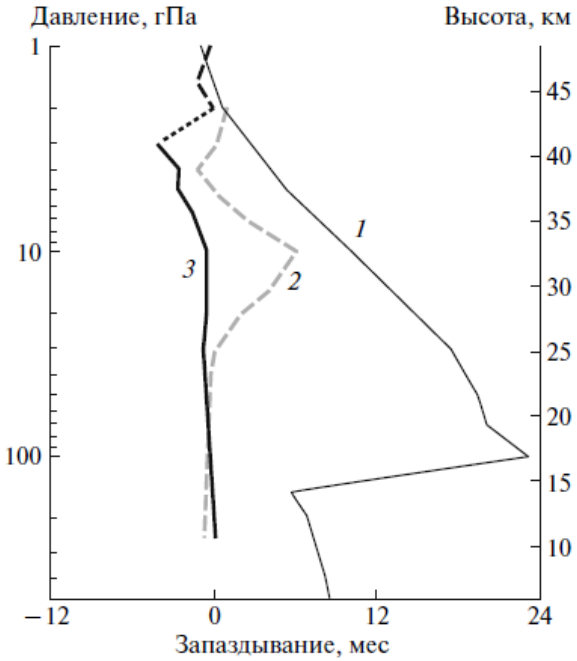


Рис. 2. Запаздывание квазидвухлетних вариаций зональной скорости экваториального ветра (*1*), отношения смеси озона (*2*) и среднего по широтным поясам 0°–10°N и 0°–10°S меридионального градиента отношения смеси озона (*3*) относительно квазидвухлетних вариаций потока УФ солнечной радиации на длине волны 205.5 нм. Штриховые участки кривых соответствуют вариациям, сдвинутым по фазе на полпериода относительно истинных вариаций.

фазовой кривой в слое 1–100 гПа определяется хорошо известным фактом распространения

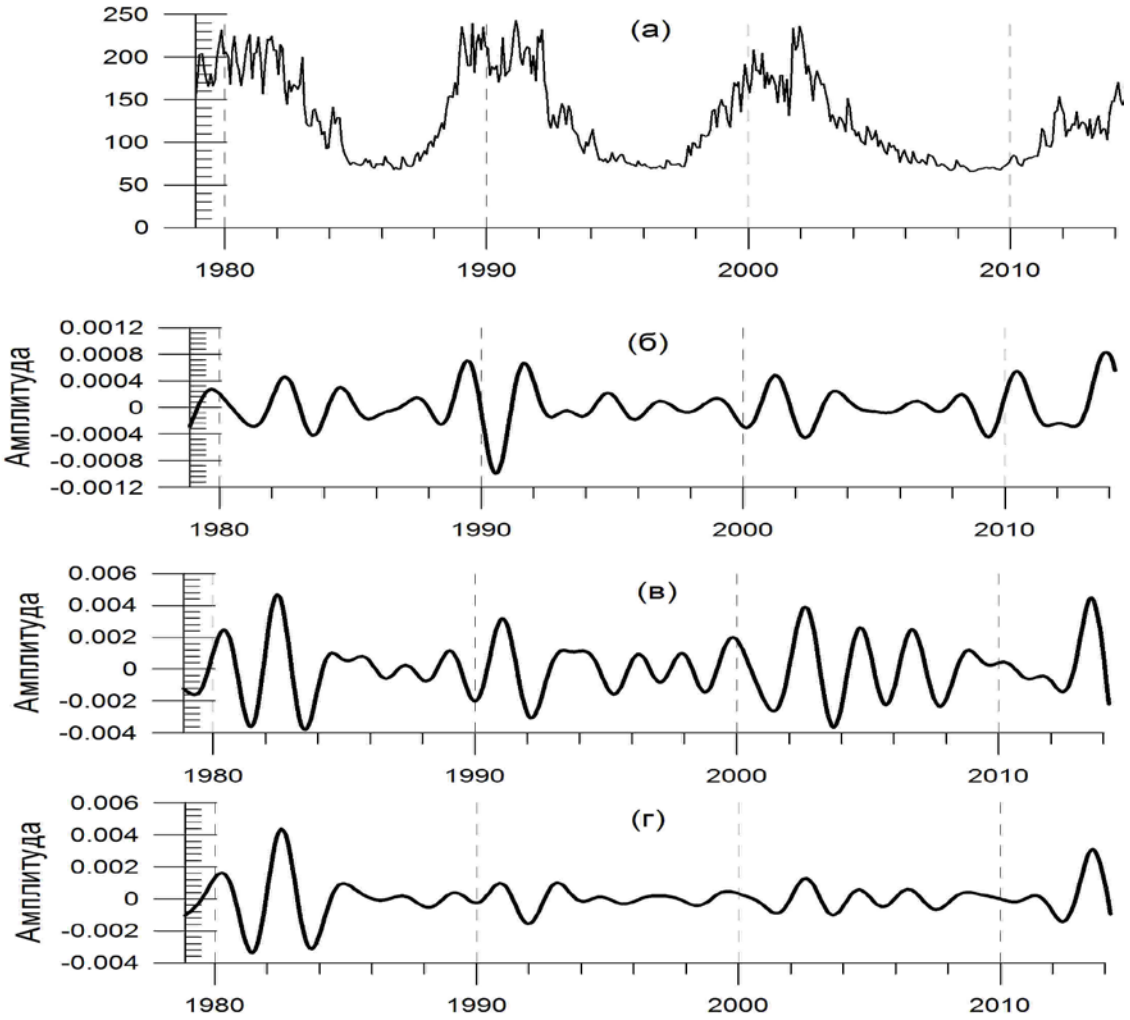


Рис. 3. Поток солнечного радиоизлучения $F_{10.7}$ (а) и квазидвухлетние вариации меридионального градиента отношения смеси озона в слое на уровнях 0.5 гПа (б), 30 гПа (в) и 50 гПа (д)

фазы КДЦ скорости зонального ветра в экваториальной стратосфере сверху вниз [2]. Для нас здесь существенно то, что уменьшающаяся с высотой фазовая задержка приближается к нулю в окрестности стратопаузы, и квазидвухлетние вариации скорости зонального ветра в этом слое происходят примерно в фазе с квазидвухлетними вариациями потока УФ солнечной радиации. Можно предположить, что КДЦ скорости экваториального ветра в окрестности стратопаузы синхронизируется с вариациями уровня солнечной активности. Кривая 3 на рис. 2 показывает, что квазидвухлетние колебания меридионального градиента отношения смеси озона (по данным SBUV/SBUV 2) в окрестности стратопаузы противофазны квазидвухлетним вариациями потока солнечной радиации. Как известно, функция озонного нагревания как раз имеет высотный максимум в окрестности стратопаузы. Вариации озонного градиента и

вариации потока УФ солнечной радиации в окрестности стратопаузы находятся именно в таком фазовом соотношении, которое, в соответствии с уравнением термического ветра, могло бы способствовать синхронизации КДЦ зонального ветра на этом уровне с квазидвухлетними вариациями потока солнечной радиации [3].

Поглощение УФ солнечной радиации озоном может служить механизмом обратной связи между квазидвухлетними колебаниями зональной скорости ветра и изменениями меридионального распределения озона. Связь квазидвухлетних вариаций меридионального градиента озона с аналогичными вариациями УФ солнечной радиации подтверждается рисунком 3, который показывает, что амплитуда квазидвухлетних вариаций меридионального градиента содержания озона возрастает в фазах максимума 11-летнего цикла солнечной активности, когда квазидвухлетние вариации потока солнечной радиации также максимальны. Усиление квазидвухлетних вариаций озонного градиента происходит не только в окрестности стратопаузы, но и на нижележащих уровнях, где эти вариации противоположны по фазе вариациям потока УФ солнечной радиации.

Наши оценки показывают, что для меридионального градиента озона амплитуда колебаний масштаба 11-летнего солнечного цикла в слое 30-50 гПа в 4-5 раз меньше амплитуды его квазидвухлетней моды, в то время как на уровне 1 гПа эти величины одного порядка. Поэтому модуляция 11-летним солнечным циклом амплитуды квазидвухлетних вариаций озонного градиента могла бы, в принципе, порождать 11-летнюю модуляцию амплитуды квазидвухлетних колебаний зональной скорости экваториального стратосферного ветра. Проверка этого механизма требует использования численных моделей.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 13-05-00187) и программ РАН.

1. *Безверхний В.А.* Развитие метода вейвлет-преобразования для анализа геофизических данных // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2001. Т. 37. № 5. С. 630-638.
2. *Baldwin M.P., Gray L.J., Dunkerton T.J. et al.* The quasi-biennial oscillation // Rev. Geophys. 2001. V. 39. № 2. P. 179-229.
3. *Груздев А.Н., Безверхний В.А.* О возможном влиянии озона на квазидвухлетнюю цикличность в экваториальной стратосфере // Доклады АН, 2010. Т. 434. № 3. С. 395-400.

ВЫСОТА СЛОЯ ИНТЕНСИВНОГО ТУРБУЛЕНТНОГО ТЕПЛООБМЕНА В УСЛОВИЯХ УСТОЙЧИВОЙ СТРАТИФИКАЦИИ АТМОСФЕРЫ

Камардин А. П. , Невзорова И. В., Одинцов С. Л.

Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН

В работе рассматриваются результаты оценок высоты слоя интенсивного турбулентного теплообмена в устойчиво стратифицированном пограничном слое атмосферы с использованием метеорологического акустического локатора (содара). Проведён анализ зависимости этой высоты от градиента температуры. Текущая температурная стратификация атмосферы в слое высотой до 1 000 м определялась с помощью метеорологического температурного профилемера МТР-5.

Ключевые слова: пограничный слой атмосферы, профили температуры, устойчивая стратификация, турбулентный теплообмен

В устойчиво стратифицированной атмосфере турбулентный обмен теплом между различными слоями существенно затруднён. Тем не менее, результаты многочисленных экспериментальных работ демонстрируют наличие при устойчивой стратификации областей с повышенной дисперсией температуры воздуха. Одним из немногих инструментов, способных диагностировать микроструктуру турбулентной составляющей температурного поля, является метеорологический акустический локатор (содар). Сигналы содара пропорциональны, в том числе, дисперсии температуры воздуха в пограничном слое атмосферы.

Влияние величины градиента температурного поля в устойчиво стратифицированном атмосферном пограничном слое (АПС) на высоту слоя интенсивного турбулентного теплообмена (слоя от уровня подстилающей поверхности до высоты H_M) в холодное время года остаётся к настоящему моменту не в полной мере выяснено. Особенно для урбанизированной территории. Именно этому вопросу была посвящена наша работа. Отметим, что подобные исследования уже проводилась нами ранее [1, 2]. Однако акцента на анализ случаев с устойчивой стратификацией не было. Представленные ниже результаты получены по измерениям над урбанизированной территорией в зимнее время (г. Томск, Академгородок, 23.01–13.02.2015 г.; приборы размещены на крыше лабораторного корпуса ИОА СО РАН на высоте 12 м от уровня подстилающей поверхности).

Высотно-временные профили температуры воздуха были получены с помощью метеорологического температурного профилемера МТР-5 [3], обеспечивающего измерения температуры в слое толщиной 1 000 м (от уровня размещения прибора) с шагом по времени 5 мин и с шагом по высоте 50 м. Изменения температуры в АПС в выбранном для анализа интервале времени представлены на рис. 1. На этом рисунке приведены температуры только на

нескольких высотах. Но их вполне достаточно для уяснения общей картины изменения температуры как в целом за анализируемый период, так и в отдельные дни.

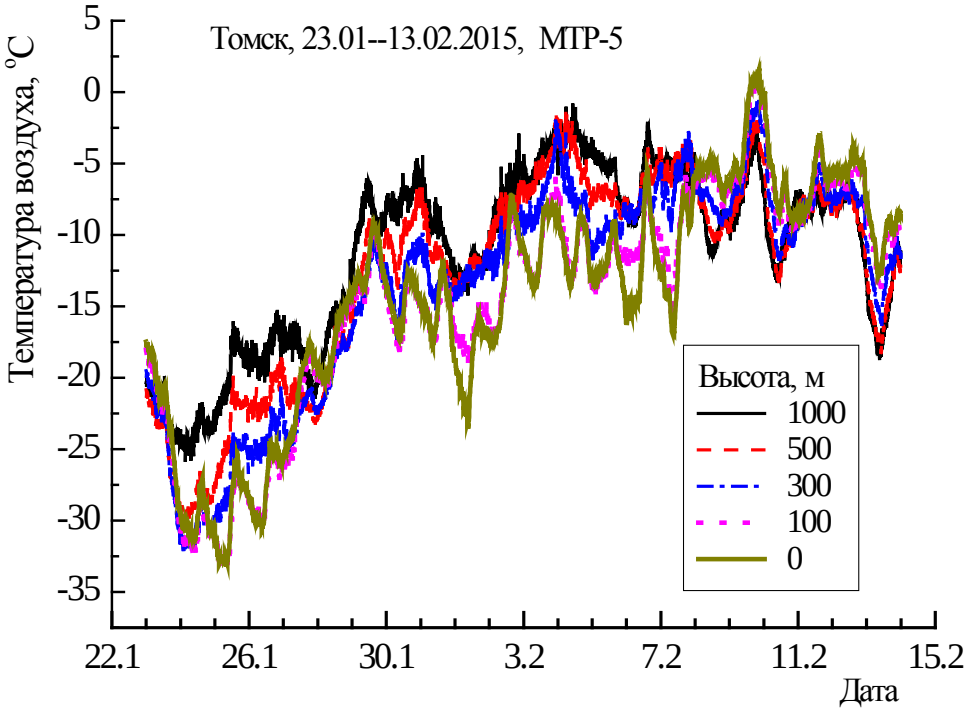


Рисунок 1 – Температура воздуха на нескольких высотах.

Прибор МТР-5 восстанавливает значения температуры воздуха $T(H_i, t_j)$ в градусах Цельсия в виде дискретных рядов по высоте (H_i) и времени (t_j). Фактически значение $T(H_i, t_j)$ соответствует «средней» температуре слоя воздуха между высотами H_i и H_{i-1}. Время t_j соответствует окончанию процедуры измерения текущего профиля температуры.

Для характеристики типа стратификации АПС мы использовали потенциальную температуру воздуха $\Theta(H_i, t_j)$, вычислявшуюся по упрощенной формуле $\Theta(H_i, t_j) \approx T(H_i, t_j) + 273{,}15 + 0{,}01 \cdot H_i$. Устойчивая стратификация характеризуется положительными значениями градиента потенциальной температуры $\Gamma_\Theta = \partial\Theta(H)/\partial H > 0$, т. е. потенциальная температура растёт с увеличением высоты. Вычисление «дискретного» градиента потенциальной температуры проводилось с применением формулы $\Gamma_\Theta(H_i, t_j) \approx \dfrac{T(H_i, t_j) - T(H_{i-1}, t_j)}{50}$, $i = 1...21$. Процедуры сглаживания и/или интерполяции $\Gamma_\Theta(H_i, t_j)$ не применялись.

Для диагностики температурной турбулентности в АПС использовался содар «Волна-4М», который контролировал диапазон высот до 700 м. Содар размещался рядом с МТР-5 и

работал только в период с 08:00 до 21:00 местного времени. В анализ были включены 254 часа наблюдений (суммарно) в период одновременной работы содара и МТР-5. Определение высоты H_M на основе результатов содарных наблюдений проводилось с использованием методики, описанной в [1].

Для оценки текущего состояния приземного слоя атмосферы были использованы данные ультразвуковой метеостанции (УЗМ) «Метео-2» [4], размещённой рядом с МТР-5 и содаром. Была обеспечена возможность определения как средних значений вектора ветра и температуры воздуха, так и различных характеристик турбулентности, включая измерения вертикального турбулентного потока тепла.

Цель работы заключалась в оценке связи высоты $H_M(t_j)$ со «степенью» устойчивости АПС, характеризующейся градиентом $\Gamma_\Theta(H_i, t_j)$. Основная задача состояла в анализе «граничных» значений $\Gamma_{\Theta,B}(H_M, t_j)$, соответствующих высоте H_M. Отметим, что «шаг» градиента $\Gamma_\Theta(H_i, t_j)$ по высоте составляет 50 м, в то время, как высота $H_M(t_j)$ определялась с погрешностью до нескольких метров. Поэтому в качестве «граничных» задавались градиенты, вычисленные для наиболее близкой к H_M высоты: $\Gamma_{\Theta,B}(H_M, t_j) = \Gamma_\Theta(H_i \approx H_M, t_j)$.

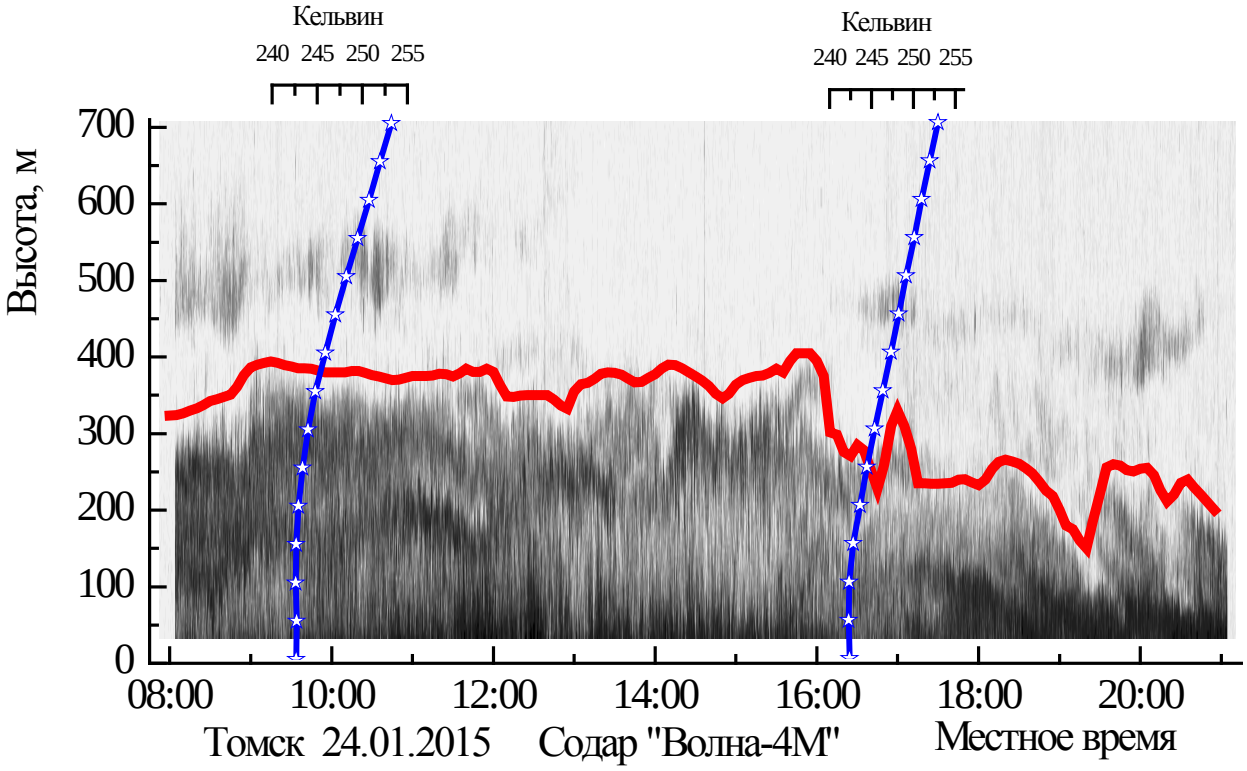


Рисунок 2 – Пример эхограммы содара, высоты H_M (сплошная линия) и высотных профилей потенциальной температуры воздуха (линии с символами) для двух интервалов времени.

На рис. 2 приведён пример эхограммы содара с наложенными на неё графиком $H_M(t_j)$ и профилями потенциальной температуры воздуха для двух 5-минутных интервалов времени. Обратим внимание на два обстоятельства, которые несколько усложняют решение поставленной задачи. Во-первых, в условиях устойчивой стратификации возможно присутствие внутренних гравитационных волн («волн плавучести»), распространение которых приводит к «модуляции» температурно-ветровых полей в АПС и формированию тонких (обычно 20–50 м) слоёв с повышенным уровнем температурной турбулентности даже в случае очень устойчивой стратификации. Эти слои на эхограммах содара имеют «волнообразный» вид в координатах $\{H, t\}$ и могут вносить определённые погрешности в оценки $H_M(t_j)$. К тому же, «волны плавучести» могут «модулировать» и температурные профили. Во-вторых, при устойчивой стратификации АПС достаточно часто на эхограммах содара фиксируется «многослойная» структура температурной турбулентности (особенно в зимних условиях). Разнос по высоте этих слоёв может составлять от десятков до сотен метров, что создаёт неопределённость в принятии решения о том, до каких высот от подстилающей поверхности распространяется слой с интенсивным турбулентным теплообменом. В применяемой нами методике предполагается, что если высота такого «приподнятого» слоя находится на расстоянии более 50 м от «приземного» слоя, то мы исключаем «приподнятый» слой из рассмотрения. В противном случае именно его высота будет давать оценку $H_M(t_j)$. Именно по этой причине график $H_M(t_j)$ на рис. 2 не «захватывает» слои с повышенной дисперсией температуры на высотах выше 400 м.

В результате посуточной обработки экспериментальных данных было выделено три типа связи между величинами $\Gamma_{\Theta,B}$ и H_M. Первый тип характеризуется уменьшением высоты H_M с увеличением градиента $\Gamma_{\Theta,B}$. Второй тип демонстрирует отсутствие однозначной связи между $\Gamma_{\Theta,B}$ и H_M. Третий тип относится к случаю увеличения высоты H_M с увеличением градиента $\Gamma_{\Theta,B}$. Примеры выделенных типов приведены на рис. 3. В случае $\Gamma_{\Theta,B} > 0{,}01$ (К/м) в АПС имеет место температурная инверсия (приземная или приподнятая) и «проникновение» в неё турбулентного теплообмена. Отметим, что третий тип зависимости $H_M \propto \Gamma_{\Theta,B}$ встречался наиболее часто (с разной степенью акцентированности этой связи).

Статистика «граничного» градиента $\Gamma_{\Theta,B}$ показывает, что его значения обычно не превышали 0,04 К/м (до 97% случаев). Это означает, что при устойчивой стратификации турбулентный теплообмен подстилающей поверхности и атмосферы был возможен в основном только в тех областях, где градиент $\Gamma_\Theta(H_i, t_j) \le 0{,}04$ (К/м). Следует подчеркнуть, что в

рассмотренный период времени (23.01–13.02.2015) в контролируемом диапазоне высот значения градиента $\Gamma_\Theta(H_i, t_j)$, превышающие величину 0,04 (К/м), встречались редко и лишь в пределах слоя 0–300 м в утренние часы (напомним – анализ проводился для интервала местного времени 08:00–21:00). Естественно, что сделанные выше выводы справедливы только для экспериментальных данных, полученных в указанный выше период времени.

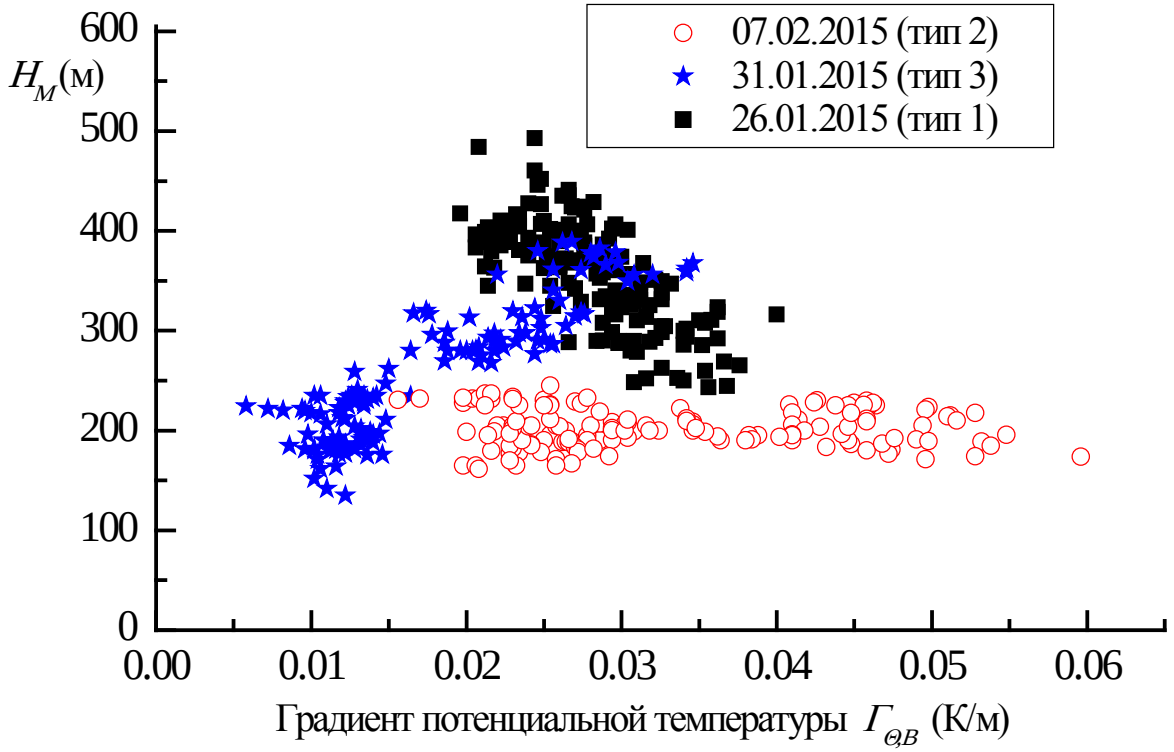


Рисунок 3 – Примеры зависимости высоты H_M от градиента $\Gamma_{\Theta,B}$.

Каких-либо очевидных факторов, влияющих на связь между H_M и $\Gamma_{\Theta,B}$ и определяющих тот или иной тип $H_M(\Gamma_{\Theta,B})$ связи, мы установить не смогли. Обычно полагается, что размер (высота H_M) области существенного теплообмена в устойчиво стратифицированном АПС (впрочем, как и при других типах стратификации) «регулируется» структурой полей ветра и температуры воздуха, а также турбулентными потоками тепла. Для проверки этих положений нами были построены диаграммы зависимостей $H_M(\Gamma_{\Theta,B}, V_h)$ и $H_M(\Gamma_{\Theta,B}, Q)$, где V_h и Q соответственно средняя скорость ветра и вертикальный турбулентный поток тепла, измеренные ультразвуковой метеостанцией вблизи подстилающей поверхности. Эти диаграммы приведены на рис. 4. Согласно рис. 4а скорость приземного ветра V_h определённым образом коррелирована с высотой H_M: увеличение V_h приводит к увеличению H_M. Однако при этом хорошо выраженной связи между H_M и «граничным»

градиентом $\Gamma_{\Theta,B}$ нет. Отсюда следует, что не скорость ветра (приземного, по крайней мере) определяет типы зависимостей $H_M(\Gamma_{\Theta,B})$, примеры которых приведены на рис. 3.

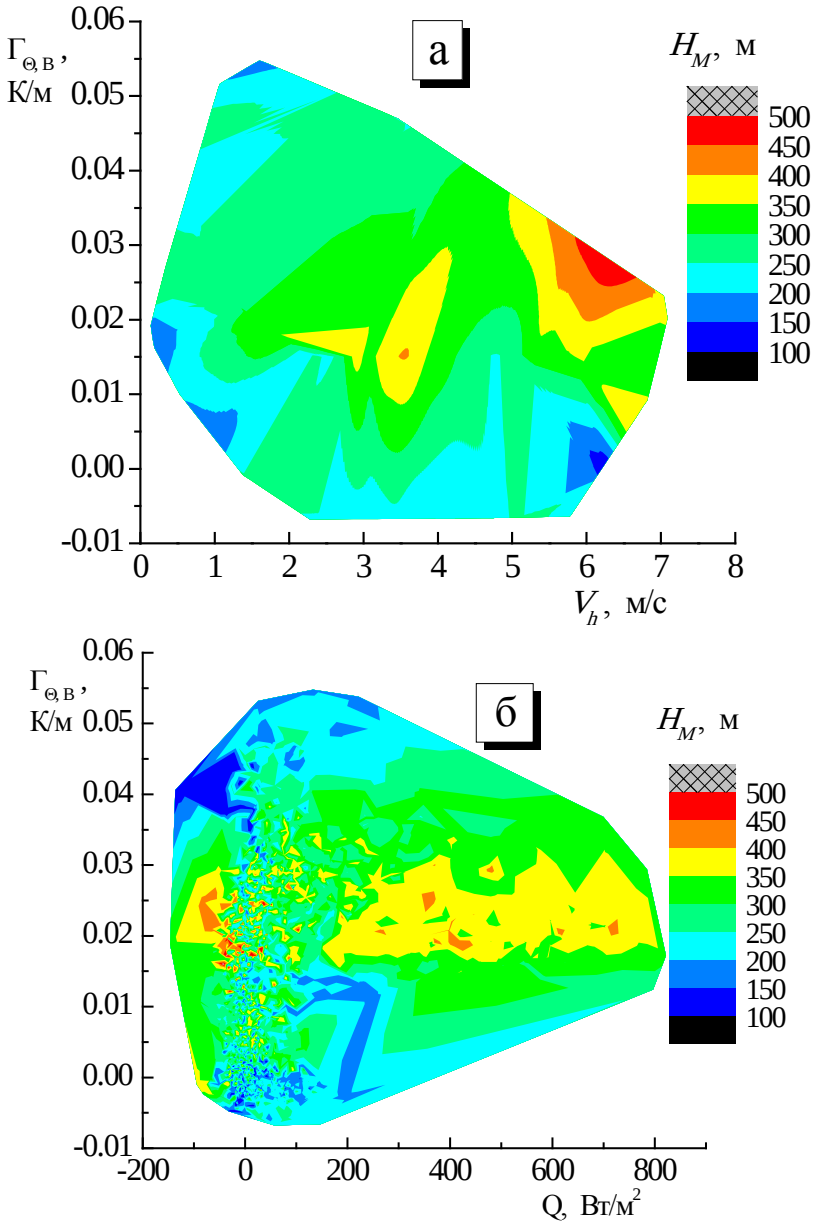


Рисунок 4 – (а) Диаграмма зависимости $H_M(\Gamma_{\Theta,B}, V_h)$; (б) диаграмма зависимости $H_M(\Gamma_{\Theta,B}, Q)$

Вертикальный турбулентный поток тепла Q в приземном слое также не относится к фактору, определяющему тот или иной тип связи $H_M(\Gamma_{\Theta,B})$. Это следует из анализа рис. 4б. Обращает на себя внимание тот факт, что повышенные значения H_M имеют место в основном при $0{,}015 \le \Gamma_{\Theta,B} \le 0{,}03$ (К/м). Отметим также, что большие положительные значения Q связаны с антропогенным фактором – локальными потоками тепла от вентиляционных шахт на крыше здания, где размещалась ультразвуковая метеостанция. Можно предположить, что такие же значения потока Q характерны и для других зданий, окружающих точку наблюдения и

формирующих локальные свойства АПС. Поэтому мы не стали исключать из анализа подобные случаи, не считая их «уникальными особенностями» точки наблюдения. Отметим лишь, что значения $Q > 200$ (Вт/м^2) имели место примерно в 8% времени наблюдений, в основном – в самый холодный период (24-26.01.2015). Медианное значение положительных значений Q составило примерно 42 Вт/м^2, а медианное значение отрицательных – примерно -20 Вт/м^2.

Подводя итог, сформулируем основные выводы по изложенному материалу. Анализ связей между высотой слоя интенсивного турбулентного теплообмена H_M и градиентом потенциальной температуры на этой высоте $\Gamma_{\Theta,B}$ показал, что какой-либо обобщающей закономерности нет. Возможен как случай $H_M \propto \Gamma_{\Theta,B}$, так и обратная зависимость $H_M \propto 1/\Gamma_{\Theta,B}$. При этом значительный объём экспериментального материала не подчиняется ни одной из этих закономерностей. Статистический анализ значений $\Gamma_{\Theta,B}$ приводит к выводу, что в подавляющем большинстве реализаций $\Gamma_{\Theta,B} \le 0{,}04$ (К/м). Оценка влияния скорости ветра и вертикального турбулентного потока тепла в приземном слое атмосферы на связь $H_M \Leftrightarrow \Gamma_{\Theta,B}$ не выявила сколько-нибудь значимого воздействия этих параметров. По-видимому, для более детального исследования связи $H_M \Leftrightarrow \Gamma_{\Theta,B}$ следует провести дополнительные наблюдения в условиях устойчивой стратификации и привлечь данные о скорости ветра выше приземного слоя и другие параметры, например, оценки вторых производных градиента температуры воздуха.

Экспериментальные данные были получены с привлечением оборудования ЦКП ИОА СО РАН «Атмосфера».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гладких В. А., Камардин А. П., Невзорова И. В.* Определение высоты внутреннего слоя перемешивания по измерениям содаров серии «Волна» // Оптика атмосферы и океана. 2009. Т. 22. № 12. С. 1154-1159.

2. *Камардин А. П., Одинцов С. Л.* Анализ результатов совместной работы акустического доплеровского локатора (содара) и температурного профилемера // Сборник трудов XVI сессии Российского Акустического общества. М.: ГЕОС, 2005. Т.2. С.124-127.

3. *Кадыгров Е. Н.* Микроволновая радиометрия атмосферного пограничного слоя – метод, аппаратура, результаты измерений // Оптика атмосферы и океана. 2009. Т. 22. № 07. С. 697-704.

4. *Гладких В.А., Макиенко А.Э.* Цифровая ультразвуковая метеостанция // Приборы. 2009. № 7 (109). С. 21–25.

МЕТОДИКА АВТОМАТИЧЕСКОЙ АБСОЛЮТНОЙ КАЛИБРОВКИ ИЗМЕРИТЕЛЬНЫХ КАНАЛОВ СОДАРА

Камардин А. П. , Одинцов С. Л.

Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН

Обсуждается методика непрерывной абсолютной калибровки измерительных каналов метеорологического акустического локатора (содара) «Волна-4М». Для автоматической калибровки предлагается использовать акселерометры, размещённые на параболоидах антенн содара. Приводятся результаты тестовых испытаний блока непрерывной калибровки содара.

Ключевые слова: пограничный слой атмосферы, акустическое зондирование, содар, структурная характеристика температуры

Одной из уникальных особенностей метеорологического акустического локатора (содара) является возможность восстановления высотно-временных профилей структурной характеристики температурного поля C_T^2 в пограничном слое атмосферы (ПСА). Эта возможность связана с зависимостью амплитуды рассеянного звукового сигнала, регистрируемого содаром, от дисперсии температуры воздуха σ_T^2 в зондируемом объёме на высоте H. Согласно теории акустического зондирования атмосферы, уровень сигнала содара в условиях развитой температурной турбулентности пропорционален C_T^2, связанной с дисперсией σ_T^2 [1, 2]. Поэтому, зная абсолютные значения $C_T^2(H)$ можно оценить и абсолютные значения $\sigma_T^2(H)$. Кроме того, важной с практической точки зрения является и связь величины C_T^2 со структурной характеристикой C_n^2 показателя преломления оптических волн в атмосфере. Для этого можно воспользоваться достаточно простой формулой [3] $C_n^2 = \alpha\, B(p,T) \cdot C_T^2$, где α – постоянный множитель, а функция $B(p,T)$ определяется температурой воздуха T и атмосферным давлением p. Причём с не очень большой погрешностью для вычисления данной функции можно использовать значения температуры воздуха и атмосферного давления на уровне подстилающей поверхности (и модели их стандартных высотных профилей).

Однако указанная способность содаров измерять высотные профили абсолютных значений C_T^2 может быть реализована только при тщательной калибровке измерительных каналов. Но даже если такая калибровка проведена перед началом работы содара, то в процессе его эксплуатации может происходить изменение характеристик каналов излучения/приёма под влиянием метеорологических факторов и за счёт «старения» используемого акустического оборудования. В этой связи актуальным является решение задачи непрерывной «подкалибровки» измерительных каналов содара. В частности, обеспечение постоянного автоматического контроля интенсивности

излучаемого сигнала. В статье обсуждается предлагаемая методика такого контроля применительно к измерительным каналам содара «Волна-4М», разработанного в ИОА СО РАН.

Структурную характеристику $C_T^2(H)$ на некоторой высоте H (или на дальности R от антенны, если антенна имеет отклонение от направления в зенит) можно определить по данным содара согласно формуле (см., например, [4–6])

$$C_T^2(H) = F(f)\, W(H,\, f,\, p, T, u)\, I_r(f) / I_0(f), \qquad [\text{К}^2 / \text{м}^{2/3}] \qquad (1)$$

где $I_0(f)$ и $I_r(f)$ – интенсивности (Вт/м^2) соответственно излучаемого и регистрируемого звукового сигнала на оси диаграммы направленности антенны при несущей частоте сигнала f. Эти интенсивности должны определяться для плоскости раскрыва антенны содара. Функция $W(H,\, f,\, p, T, u)$ изначально известна и учитывает, в том числе, условия распространения звукового сигнала по трассе зондирования до высоты H при атмосферном давлении p, температуре воздуха T и влажности воздуха u. Функция $F(f)$ учитывает «статические» свойства измерительного канала содара при его работе на частоте f: эффективную площадь антенны, форму диаграммы направленности, длительность зондирующего импульса, а также другие характеристики, остающиеся неизменными в процессе зондирования. Особо отметим, что структурная характеристика C_T^2, определяемая по формуле (1), не зависит от несущей частоты f.

Поскольку работа в содаре ведётся с электрическими сигналами (как при излучении, так и при приёме), то абсолютная калибровка его измерительных каналов заключается в определении коэффициентов (функций) перехода от «акустических единиц» к «электрическим». Это означает, что необходимо иметь формулы, связывающие: 1) амплитуду напряжения электрического сигнала U_0, подаваемого на акустическую излучающую систему, с интенсивностью зондирующего звукового сигнала I_0, 2) интенсивность I_r приходящего из атмосферы сигнала с амплитудой напряжения на выходе приёмной системы содара U_r. Предполагаем далее, что

$$I_0 = (\kappa_0\, U_0)^2 \qquad (2)$$

$$I_r = (\kappa_r\, U_r)^2. \qquad (3)$$

Обычно абсолютная калибровка содара состоит в определении коэффициентов κ_0 и κ_r для каждого измерительного канала и конкретной несущей частоты зондирующего сигнала f. Эти коэффициенты могут изменяться при изменениях в электрических и акустических трактах содара (при замене «акустических элементов», модернизации электронных схем содара и т. п.), а также под воздействием внешних условий эксплуатации. Примером последнего фактора может служить

рис. 1, на котором показан фрагменты записи уровня звукового давления в центре плоскости раскрыва одной из антенн при штатной работе содара «Волна-4М». Фактически данный рисунок иллюстрирует изменчивость во времени коэффициента κ_0 в формуле (2).

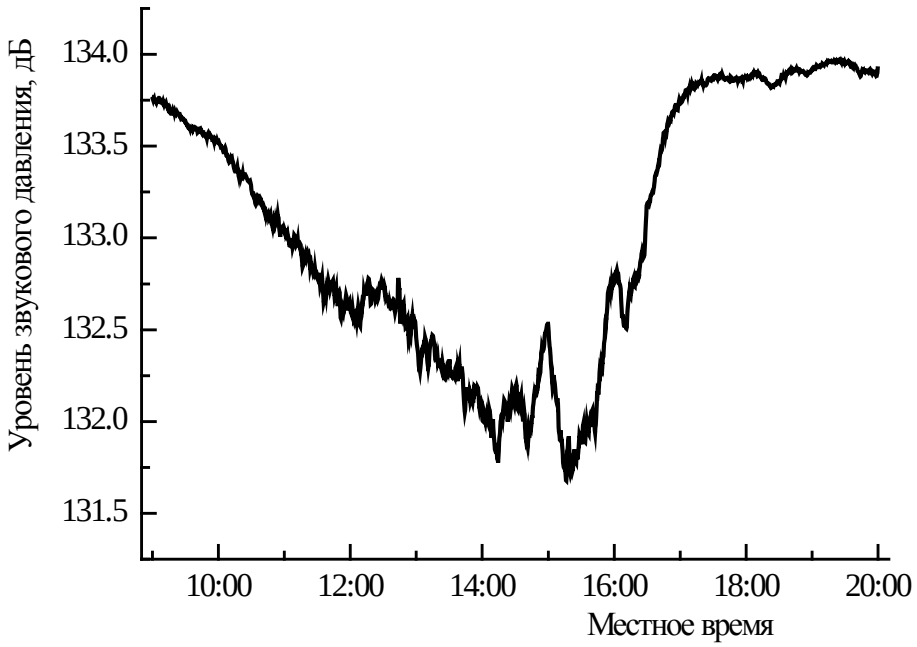


Рисунок 1 – Уровень звукового давления на частоте 1 900 Гц в центре раскрыва антенны содара.

Очевидно, что изменение уровня излучаемого сигнала на несколько децибел в течение относительно короткого периода времени является важной причиной для непрерывного контроля величины κ_0, если ставится задача корректного измерения абсолютных значений C_T^2 на основе соотношения (1). Методика решения такой задачи обсуждается в представленном ниже материале. Не вдаваясь в подробности, отметим, что вариации уровня излучаемого содаром сигнала, пример которых приведён на рис. 1, связаны, в том числе, с изменением температуры и влажности воздуха окружающей среды. Этот вывод мы сделали на основе экспериментальных данных.

Для контроля интенсивности излучаемого сигнала I_0 было принято решение использовать акселерометры (типа ADXL105), размещённые на параболоидах антенн содара «Волна-4М». Схематично это изображено на рис. 2. При излучении зондирующего звукового импульса величина сигнала акселерометра будет пропорциональна «силе» звука. Любое изменение этой «силы» приводит к изменению величины сигнала акселерометра. Непрерывный (по–импульсный) контроль сигнала акселерометра обеспечивает и контроль уровня излучаемого в атмосферу звукового сигнала. Именно на этом подходе основана разработанная методика автоматической калибровки («подкалибровки») измерительных каналов содара «Волна-4М».

Естественно, что сначала следует провести «стартовую» калибровку конкретного измерительного канала S_i для конкретной несущей частоты f_j, в результате которой будет

установлено значение коэффициента $\kappa_0(S_i, f_j)$, входящего в соотношение (1), а также его связь с амплитудой сигнала (электрического) на выходе акселерометра $U_{ac}(S_i, f_j)$.

Рисунок 2 – Структура макетной реализации методики восстановления C_T^2.

Однако более «выгодным» является результат «стартовой» калибровки, когда в итоге устанавливается связь между интенсивностью сигнала содара $I_0(S_i, f_j)$ в «дальней» зоне (где диаграмма направленности антенны уже сформирована) и непосредственно величиной $U_{ac}(S_i, f_j)$. Такая связь обеспечивает не только контроль изменения интенсивности излучаемого сигнала по «естественным» причинам (пример на рис. 1), но и возможность исключить повторную калибровку или при «штатном» изменении излучаемой мощности согласно установленному режиму работы содара, или после ремонта (модернизации) звукоизлучающей системы.

Для опробования предлагаемой методики были проведены натурные испытания. Антеннами содара «Волна-4М» последовательно излучались импульсы для выбранного ряда частот и с выбранным шагом по амплитуде. Амплитуда давления звуковых импульсов контролировалась микрофоном в дальней зоне (на расстоянии R_M =16 м от антенны). Данные с акселерометра и микрофона (в виде электрических сигналов) поступали на аналого-цифровой преобразователь и обрабатывались управляющей программой на компьютере. Были получены значения амплитуд сигналов каждого импульса на соответствующей частоте при соответствующей амплитуде излучаемого импульса. По полученным данным построены зависимости амплитуды электрических сигналов микрофона (U_M) от амплитуды электрического сигнала акселерометра (U_{ac}) для выбранного набора частот. На рис. 3 в качестве примера приведены экспериментальные данные при испытании одной из антенн для частот 1 700, 1 900, 2 100 и 2 300 Гц. Каждая экспериментальная точка на графиках – результат осреднения по 50 импульсам.

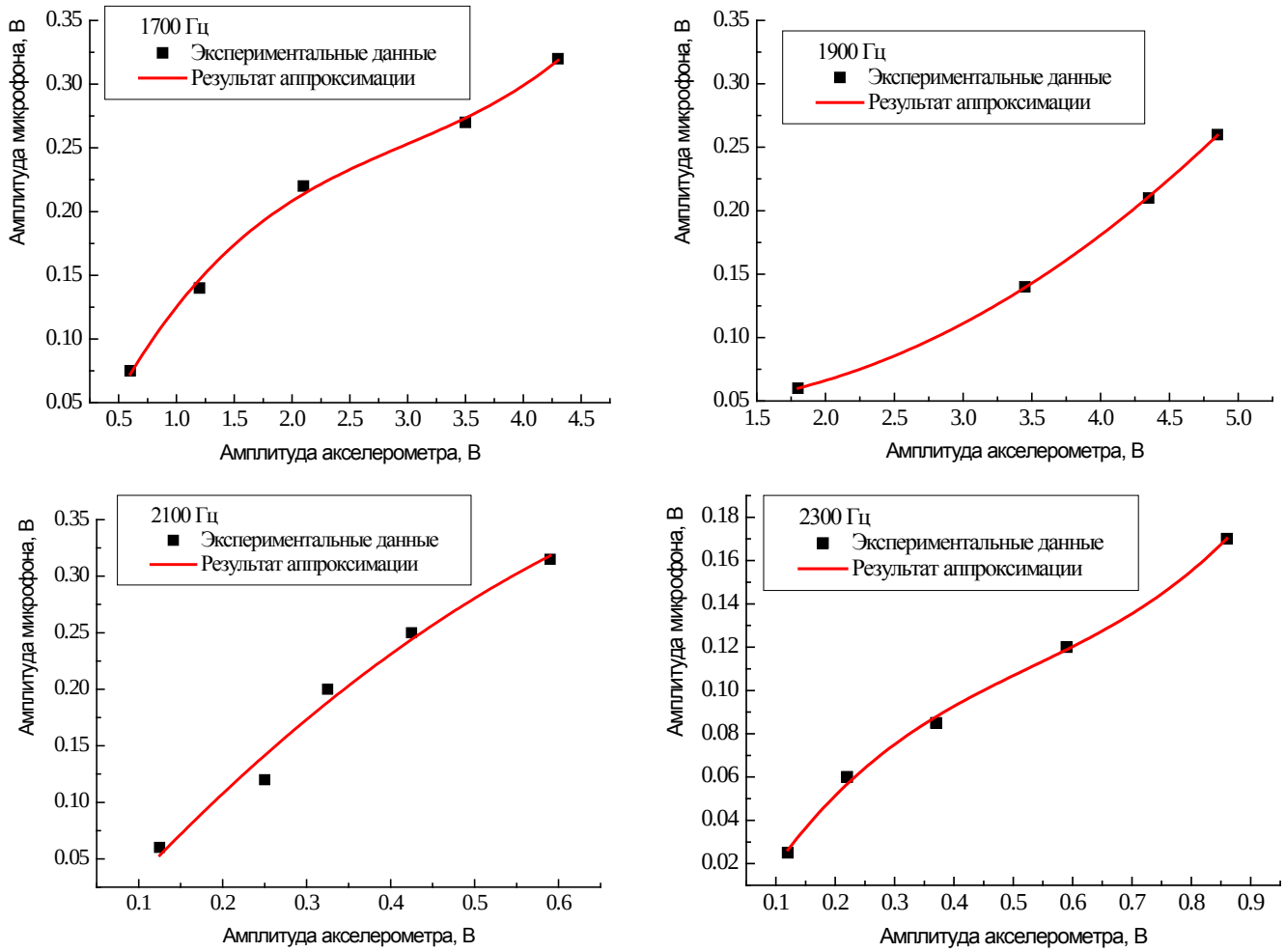


Рисунок 3 – Зависимость амплитуды электрических сигналов контрольного микрофона от амплитуды сигналов акселерометра. Обозначения приведены непосредственно на графиках.

Полученные экспериментальные данные были аппроксимированы полиномами 2-й и 3-й степени, связывающими напряжение с выхода акселерометра в момент излучения антенны с

амплитудой звукового сигнала в дальней зоне. Ниже приведены аппроксимирующие полиномы, показанные линиями на рис. 3 (в скобках указаны частоты):

$$U_M(1700) = -0{,}018 + 0{,}183 \cdot U_{ac} - 0{,}045 \cdot U_{ac}^2 + 0{,}0048 \cdot U_{ac}^3 \quad (4)$$

$$U_M(1900) = 0{,}095 - 0{,}0479 \cdot U_{ac} + 0{,}017 \cdot U_{ac}^2 \quad (5)$$

$$U_M(2100) = -0{,}0428 + 0{,}8145 \cdot U_{ac} - 0{,}3251 \cdot U_{ac}^2 \quad (6)$$

$$U_M(2300) = -0{,}025 + 0{,}55 \cdot U_{ac} - 0{,}8617 \cdot U_{ac}^2 + 0{,}5766 \cdot U_{ac}^3 \quad (7)$$

Опуская подробности перехода, приведём связь между уровнем звукового давления N (дБ) излучаемого антенной сигнала и амплитудой электрического сигнала U_M (В):

$$N(S_i, f_j) = 96{,}77 + 20 \cdot \lg[U_M(S_i, f_j) \cdot w(R_M)] \ \text{(дБ)} \quad (8)$$

В этой формуле функция $w(R_M)$ обеспечивает компенсацию эффекта сферического расхождения звуковой волны от источника до точки регистрации R_M.

Используя (8) интенсивность излучаемого сигнала $I_0(S_i, f_j)$ можно записать в виде

$$I_0(S_i, f_j) = 10^{-12} \cdot 10^{N(S_i, f_j)/10} \quad (\text{Вт/м}^2) \quad (9)$$

Таким образом, зная связи вида (4)–(7) и контролируя текущие значения $U_{ac}(S_i, f_j)$ для каждого зондирующего импульса, мы обеспечиваем непрерывный контроль интенсивности излучаемого сигнала $I_0(S_i, f_j)$.

Несмотря на обычно постулируемое положение об «обратимости» связи «уровень звука ↔ величина электрического сигнала» в приёмной/передающей цепи содара, целесообразно при «стартовой» калибровке измерительных каналов получить связь между напряжением на выходе приёмника содара U_r и интенсивностью приходящего к антенне из атмосферы звука I_r. Т. е. фактически определить коэффициент $\kappa_r(S_i, f_j)$, входящий в соотношение (3). Поскольку интенсивность I_r (Вт/м^2) и амплитуда давления p_r (Па) узкополосного звукового сигнала связаны формулой

$$I_r = \frac{p_r^2}{2\rho c}, \quad (10)$$

то на основании (10) и (3) можно записать соотношение

$$p_r = \kappa_r U_r \sqrt{2\rho c} = K_r U_r, \quad (11)$$

где $K_r = \kappa_r \sqrt{2\rho c}$.

Нами была проведена соответствующая калибровка «на приём» для разных несущих частот содара. Особенность этой калибровки заключалась в разделении процесса на две части. Сначала была получена связь между амплитудой звукового давления (p_r) на входе антенны содара и амплитудой электрического сигнала (U_a) на её выходе (перед «блоком предварительной обработки сигналов содара» согласно рис. 2). Затем была получена связь между величиной U_a и амплитудой U_r электрического сигнала на выходе приёмного блока. Такую процедуру калибровки можно обозначить схемой «звуковое давление на входе антенны (p_r) ↔ электрический сигнал на выходе антенны (U_a) ↔ электрический сигнал на выходе приёмника (U_r)». Подобное разделение мы сочли полезным исходя из практических соображений, связанных с возможностью исключения трудоёмкой процедуры «сквозной» калибровки измерительных каналов «звуковое давление на входе антенны ↔ электрический сигнал на выходе приёмника». В частности, какие-либо изменения в приёмном блоке содара потребуют лишь достаточно простой калибровки вида « $U_a \leftrightarrow U_r$ ». В свою очередь изменения в звукоизлучающем блоке антенны, приводящие к необходимости корректировки ранее установленной связи « $p_r \leftrightarrow U_a$ », могут быть учтены с использованием автоматически контролируемой связи «уровень звукового излучения ↔ сигнал акселерометра» основываясь на постулате «обратимости» цепочки «уровень звука ↔ величина электрического сигнала».

В качестве примера приведём несколько соотношений, полученных в результате калибровки «на приём» одной из антенн содара для разных рабочих частот (указаны в скобках):

$$p_r(1700) = -0{,}01232 + 66{,}10701 \cdot U_a(1700); \quad U_a(1700) = 4{,}23977 \cdot 10^{-7} + 9{,}6159 \cdot 10^{-6} \cdot U_r(1700) \tag{12}$$

$$p_r(1900) = -0{,}02471 + 57{,}19043 \cdot U_a(1900); \quad U_a(1900) = 5{,}33984 \cdot 10^{-7} + 8{,}23046 \cdot 10^{-6} \cdot U_r(1900) \tag{13}$$

$$p_r(2100) = -0{,}07556 + 105{,}01465 \cdot U_a(2100); \quad U_a(2100) = 6{,}24283 \cdot 10^{-7} + 7{,}00619 \cdot 10^{-6} \cdot U_r(2100) \tag{14}$$

$$p_r(2300) = -0{,}01131 + 118{,}52304 \cdot U_a(2300); \quad U_a(2300) = 6{,}28642 \cdot 10^{-7} + 7{,}32576 \cdot 10^{-6} \cdot U_r(2300) \tag{15}$$

Приведённые равенства позволяют определить коэффициент $K_r(S_i, f_j)$, входящий в соотношение (11) и связанный с коэффициентом $\kappa_r(S_i, f_j)$, входящим в соотношение (3).

Таким образом, получены все необходимые связи, обеспечивающие возможность оперативной оценки величин I_0 и I_r, следовательно, и оперативные оценки структурной характеристики C_T^2 на основании формулы (1).

Естественно, что изложенная методика абсолютной калибровки измерительных каналов содара «Волна-4М» не является в полной мере исчерпывающей. Тем не менее, она позволяет с определённой степенью точности оценить высотно-временные профили структурной характеристики C_T^2 температурного поля в пограничном слое атмосферы. Проверка качества дистанционной акустической диагностики величины C_T^2 с использованием предложенной методики будет возможна, когда появятся другие дистанционные средства её измерения.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ (Соглашение № 14.604.21.0100 - уникальный идентификатор RFMTFI60414X0100)

1. Рытов С. М., Кравцов Ю. А., Татарский В. И. Введение в статистическую радиофизику. Часть 2. Случайные поля. М: Наука, 1978. 464 с.
2. Татарский В. И. Распространение волн в турбулентной атмосфере. М: Наука, 1967. 548 с.
3. Распространение лазерного пучка в атмосфере / Под ред. Д. Стробена. М.: Мир, 1981. 416 с.
4. *Гладких В.А., Одинцов С.Л.* Калибровка содара "Волна-3". // Оптика атмосферы и океана. 2001. Т. 14. № 12. С. 1145-1149.
5. *Nevzorova I. V., Odintsov S. L., Fedorov V. A.* Some methodological aspects of sodar measurements of structural characteristic of temperature pulsation // Proc. 10th Int. Symp. on Acoust. Remote Sensing of the Atmosphere and Oceans, Auckland, New Zealand, 27 November-1 December, 2000, P.312-315.
6. *Gladkikh V. A., Nevzorova I. V., Odintsov S. L.* VOLNA-3 sodar measurements of structure characteristic of atmospheric boundary layer // Proc. SPIE. 2000. Vol. 4341. P. 343-350.

Гладких В. А., Одинцов С. Л.

Зависимость структурной характеристики показателя преломления оптических волн от дисперсии температуры воздуха и вертикального турбулентного потока тепла в приземном слое атмосферы (эмпирические модели)

Проведён анализ зависимости структурной характеристики показателя преломления оптических волн Cn2 в приземном слое атмосферы от дисперсии температуры воздуха и вертикального турбулентного потока тепла. Величина Cn2 оценивалась на основе её связей со структурной характеристикой температуры воздуха CT2. Экспериментальные данные по CT2, а также по дисперсии температуры и потоку тепла получены с использованием ультразвуковых анемометров-термометров в различных пунктах наблюдений в различные сезоны года.

Цель работы заключалась в исследовании связей структурной характеристики показателя преломления оптических волн C_n^2 в атмосфере с дисперсией температуры воздуха σ_T^2 и вертикальным турбулентным потоком тепла Q_T. Основной задачей являлась параметризация эмпирических зависимостей $C_n^2(\sigma_T^2)$ и $C_n^2(Q_T)$ в приземном слое атмосферы с различной текстурой подстилающей поверхности (естественный равнинный ландшафт и урбанизированная территория) в различные сезоны года.

Структурная характеристика C_n^2 определялась на основе структурной характеристики температуры воздуха C_T^2. Особенности определения C_T^2 с использованием экспериментальных данных о температуре, полученных ультразвуковыми метеостанциями (УЗМ) типа «Метео-2» [1], подробно изложены в [2, 3]. Особо отметим, что под величинами C_n^2 и C_T^2 мы подразумеваем здесь значения соответствующих структурных функций при сдвиге 1 м. По этой причине фактические размерности этих характеристик соответственно (б/р) и ($К^2$).

Проверка достоверности определения значений C_n^2 с использованием УЗМ осуществлялась путём сравнения с результатами оценки данной величины оптическими средствами диагностики атмосферной турбулентности [4–6]. Было установлено [6], что при высокой корреляции имеется систематическое расхождение между результатами оптических и акустических оценок C_n^2: в значительном большинстве случаев оптические методы дают значения C_n^2 примерно в 2–5 раз больше, чем акустические (медианное значение отношения 3,8).

Как уже указывалось выше, в качестве измерительных приборов нами использовались ультразвуковые анемометры–термометры (УЗМ) типа «Метео-2», обеспечивающие получение данных с частотой порядка 10 Гц. Помимо температуры воздуха и компонентов вектора ветра УЗМ измеряли атмосферное давление и

относительную влажность воздуха. Это обеспечивало возможность оценивать абсолютные значения C_n^2 без привлечения каких-либо других приборов.

Измерения проводились на территориях с различными типами подстилающей поверхности. Один из пунктов наблюдения («Томск») находился на урбанизированной территории: г. Томск, Академгородок, плоская крыша здания, высота мачты над крышей 5 м, общая высота УЗМ над подстилающей поверхностью 17 м. Два других пункта находились на территориях обсерваторий ИОА СО РАН «Фоновая» и «Базовый Экспериментальный Комплекс – БЭК» с естественным ландшафтом (открытые поляны большой площади). В таблице 1 приведён перечень пунктов наблюдения, уровни размещения УЗМ, периоды измерений, по которым был проведён анализ. Оценка значений C_n^2 проводилась по интервалам времени 10 мин. Основной анализ был ориентирован на сезоны года и на места проведения наблюдений. Там, где представлялось возможным, использовались помесячные измерения (в основном пункты 1 и 5).

Таблица 1. Пункты и периоды измерений.

	Место измерений	Период измерений
Пункт 1	«Томск»	01.01.2014 г. – 12.12.2014г.
Пункт 2	«Фоновая», 5 м от уровня земли	23.09.2009 г. - 06.10.2009 г. 04.07.2010 г. - 29.06.2010 г. 26.06.2013 г. – 25.09.2013 г.
Пункт 3	«Фоновая», 10 м от уровня земли	09.08.2012 г. - 16.09.2012 г. 26.06.2013 г. - 06.10.2013 г.
Пункт 4	«Фоновая», 12 м от уровня земли	25.09.2009 г. – 07.10.2009 г. 28.06.2010 г. – 29.07.2010 г.
Пункт 5	«БЭК», мачта 5,7 м от уровня земли	22.10.2013 г. – 25.08.2014 г.

Рассмотрим результаты анализа зависимости $C_n^2 \propto \sigma_T^2$. При обработке экспериментальных данных измерения не разделялись по текущим условиям (по времени суток, по типам стратификации, по наличию осадков и т. п.). Типичный пример зависимости $C_n^2 \propto \sigma_T^2$ показан на рис. 1а. Однако в ряде случаев чётко выраженная связь отсутствует, примером чего может служить график на рис. 1б. Следует подчеркнуть, что отсутствие акцентированной связи между C_n^2 и σ_T^2 характерно только для зимнего времени в пункте 5 (с естественным ландшафтом). На урбанизированной территории во все времена года доминирует зависимость C_n^2 от σ_T^2 в форме, представленной на рис. 1а. Причиной этого, по всей видимости, является антропогенный фактор, который и в зимнее и в летнее время формирует мощные тепловые потоки.

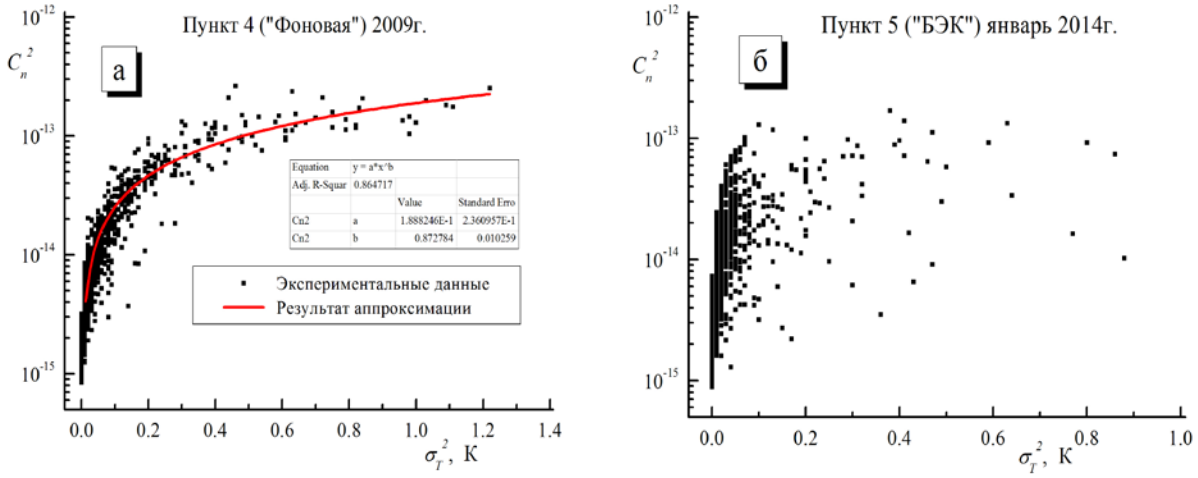


Рисунок 1 – Примеры эмпирических связей структурной характеристики C_n^2 с дисперсией температуры воздуха σ_T^2. (а) Экспериментальные данные (точки) при сформировавшейся зависимости $C_n^2 \propto \sigma_T^2$ и результат аппроксимации (линия). (б) Пример слабой связи $C_n^2 \propto \sigma_T^2$. Пункты и периоды проведения измерений указаны на графиках.

В тех случаях, когда связь между C_n^2 и σ_T^2 была достаточно акцентирована, для её параметризации нами использовалась аппроксимация экспериментальных данных степенной функцией вида

$$C_n^2 = a \cdot (\sigma_T^2)^b . \qquad (1)$$

На рис. 1а линией показан пример подобной аппроксимации.

Следует сделать некоторые пояснения относительно связи между C_n^2 и σ_T^2. Поскольку величина C_n^2 определялась нами через структурную характеристику температуры воздуха C_T^2 [6], то общие закономерности поведения функций $C_n^2(\sigma_T^2)$ и $C_T^2(\sigma_T^2)$ должны быть подобны. Согласно классической теории развитой турбулентности (см., например, [7]) при степенной зависимости структурной функции температуры воздуха от сдвига (расстояния между точками измерения температуры воздуха) в области больших значений этих сдвигов (в области «насыщения» структурной функции) должно выполняться равенство

$$C_T^2 = 2\sigma_T^2 L_0^{-2/3}, \qquad (2)$$

где L_0 – внешний масштаб температурной турбулентности. Поскольку связь между C_n^2 и C_T^2 определяется соотношением $C_n^2 = \kappa(T,P) \cdot C_T^2$, где T и P – соответственно средние значения температуры воздуха и атмосферного давления, то можно записать соотношение

$$C_n^2 = 2\kappa(T,P)\cdot\sigma_T^2\, L_0^{-2/3}, \qquad (3)$$

в котором C_n^2 линейно зависит от σ_T^2. Согласно (3) с «классической» точки зрения в соотношении (1) показатель степени «b» должен быть равным 1. Поэтому одной из основных целей нашей работы была оценка величин «b» в разных условиях измерений.

Результаты аппроксимации экспериментальных данных соотношением (1) для всех приведённых в Таблице 1 пунктов измерений и сезонов года приведены в Таблице 2 (параметры a и b, а также стандартные ошибки их оценивания). В таблицу включены только те данные, которые имели приемлемые стандартные ошибки.

Таблица 2. Параметры аппроксимирующих функций

Место и сроки проведения измерений	Параметр «a»	Стандартная ошибка «a»	Параметр «b»	Стандартная ошибка «b»
Пункт 1, 01-2014	1,03E-12	8,66E-15	0,891	0,0064
Пункт 1, 02-2014	1,11E-12	9,26E-15	0,7881	0,0078
Пункт 1, 03-2014	8,41E-13	3,72E-15	1,097	0,00673
Пункт 1, 04-2014	4,07E-13	3,21E-15	0,875	0,00895
Пункт 1, 05-2014	3,07E-13	2,66E-15	0,906	0,00931
Пункт 1, 06-2014	2,97E-13	2,05E-15	1,014	0,00841
Пункт 1, 07-2014	2,69E-13	1,85E-15	1,015	0,00923
Пункт 1, 08-2014	3,03E-13	4,03E-15	0,985	0,01134
Пункт 1, 09-2014	2,93E-13	4,27E-15	0,896	0,00893
Пункт 1, 11-2014	1,12E-12	5,63E-15	1,03	0,00479
Пункт 1, 12-2014	9,8E-13	2,72E-15	1,026	0,00347
Пункт 5, 04-2014	1,2E-13	1,87E-15	0,642	0,00854
Пункт 5, 06-2014	1,5E-13	3,56E-15	0,755	0,01293
Пункт 5, 07-2014	1,49E-13	2,07E-15	0,794	0,00828
Пункт 5, 08-2014	1,07E-13	2,21E-15	0,712	0,00999
Пункт 4, 2009	1,89E-13	2,36E-15	0,873	0,01026
Пункт 2, 2010	1,97E-13	1,77E-15	0,867	0,00662
Пункт 4, 2010	1,67E-13	1,87E-15	0,865	0,00744
Пункт 3, 2012	1,52E-13	1,4E-15	0,847	0,00781
Пункт 2, 2013	2,09E-13	1,59E-15	0,919	0,00535
Пункт 3, 2013	1,48E-13	1,32E-15	0,853	0,00574

На основании результатов, приведённых в таблице 2, можно сделать вывод, что близость показателя степени «b» к единице наблюдается только для урбанизированной территории (Пункт 1) и только в отдельные месяцы. При этом какого-либо хорошо выраженного сезонного изменения данного параметра не наблюдается. В то же время на территориях с естественным ландшафтом (Пункты 2–5) устойчиво выполняется

неравенство $b<1$. Сделанные выводы основаны, в общем-то, на ограниченном статистическом материале, особенно относительно сезонного хода параметра «b». Для подтверждения (или опровержения) этих выводов следует провести дополнительные исследования.

Поведение параметра «a» в соотношении (1) как по сезонному ходу, так и по зависимости от места проведения измерений хорошо соответствует закономерностям для среднемесячных значений C_n^2, сформулированным в [6]. Поэтому подробные результаты его анализа здесь не приводятся. Отметим лишь, что над урбанизированной территорией значения «a» существенно больше, чем над естественным ландшафтом. Особенно в зимнее время.

Перейдём теперь к анализу связей структурной характеристики C_n^2 с вертикальным турбулентным потоком тепла Q_T (Вт/м^2) в приземном слое атмосферы. Результаты анализа этой связи слабо представлены в литературе. Поэтому изучение зависимостей $C_n^2 \propto Q_T$ представляет определённый интерес. Вертикальные турбулентные потоки тепла определяются величиной корреляции пульсационных составляющих вертикального компонента вектора ветра w' и температуры воздуха T'. Использованная нами технология оценок Q_T с применение УЗМ изложена, например, в работах [8, 9].

Представленный выше материал по анализу зависимости $C_n^2 \propto \sigma_T^2$ не содержит разделения условий измерений по текущей метеорологической ситуации. Однако при анализе связей $C_n^2 \propto Q_T$ это необходимо сделать, поскольку знак потока Q_T меняется в зависимости от типа стратификации: при неустойчивой стратификации $Q_T>0$, при устойчивой $Q_T<0$, а при нейтральной $Q_T \approx 0$. Изменение типа стратификации, а, следовательно, и знака Q_T, происходит, в частности, в суточном цикле (днём $Q_T>0$, а ночью $Q_T<0$). Это особенно характерно для тёплого времени года при антициклонах. В этой связи возникают определённые проблемы при параметризации эмпирических функций $C_n^2(Q_T)$. На рис. 2 показаны типичные примеры $C_n^2(Q_T)$ в разные сезоны года (помесячные измерения) в двух различных пунктах наблюдений: над урбанизированной территорией (пункт 1, рис. 2а,в) и над естественным ландшафтом (пункт 5, рис. 2б,г). Все графики на рис. 2 представлены в одном формате для визуального сопоставления их особенностей. Заметим, что поведение функций $C_n^2(Q_T)$ над естественным ландшафтом, представленное на рис. 2б, характерно для всех аналогичных пунктов наблюдения. Вывод

сделан на основе измерений в тёплый период года. Но можно ожидать, что и в зимнее время данная закономерность сохраняется.

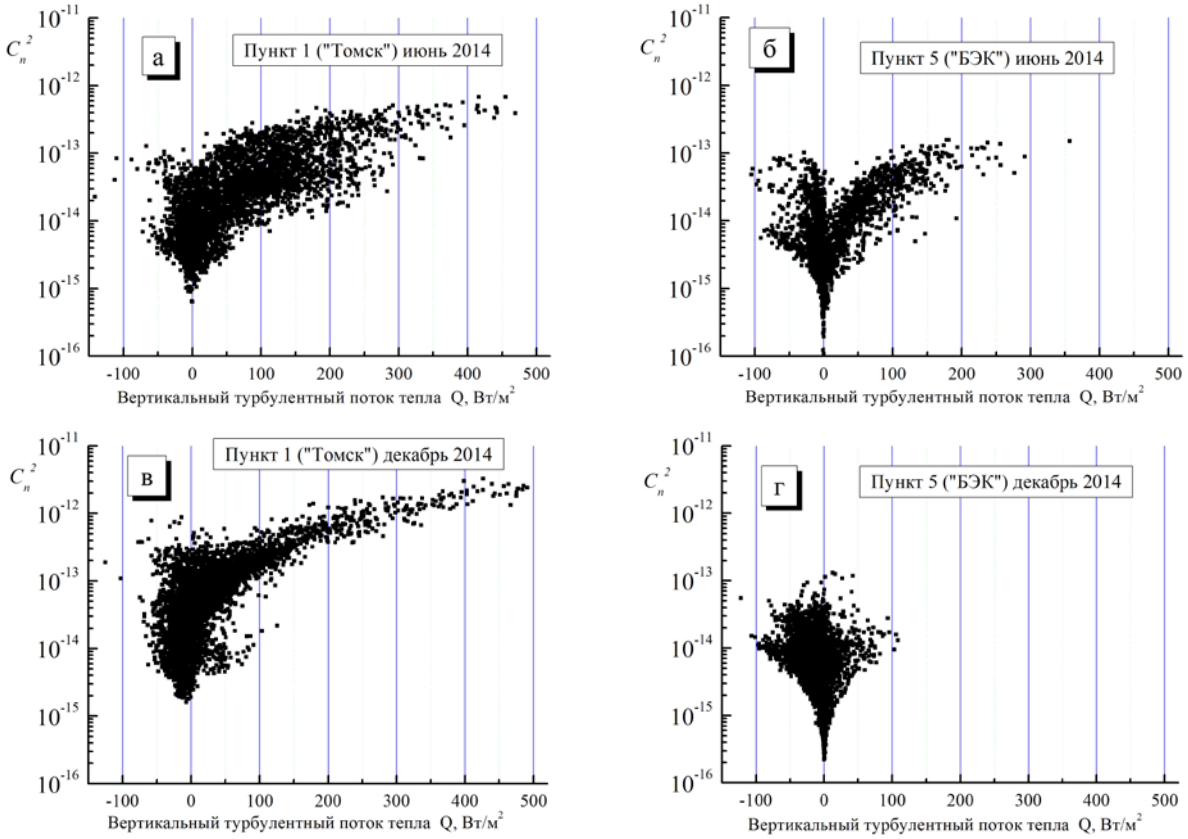


Рисунок 2 – Примеры зависимости структурной характеристики C_n^2 от турбулентного потока тепла Q_T . Места и периоды измерений указаны на графиках.

Очевидно, что параметризация эмпирических зависимостей $C_n^2(Q_T)$ простой степенной функцией не обеспечит надлежащего качества. Необходимо использовать более сложные алгоритмы анализа. Нами была опробована методика разделения экспериментальных данных на группы $Q_T > 0$ и $Q_T < 0$, а также по времени суток (день, ночь, утро, вечер). Естественно, что с изменением сезона года разделение по времени суток (по интервалам местного времени) будет различным.

Проиллюстрируем результаты разделения данных по времени суток на примере измерений в пункте 1 («Томск», урбанизированная территория) в августе 2014 г. На рис. 3а показаны «суммарные» за этот месяц данные. На рис. 3б – результаты дневных измерений (на интервале местного времени 07:00–20:00). А на рис. 3в разными символами представлены ночные (23:00–04:00), утренние (04:00–07:00) и вечерние (20:00–23:00) результаты. Графики, представленные на рис. 3, типичны для всех сезонов года. Отметим, что большие значения C_n^2 имеют место и в ночное время суток.

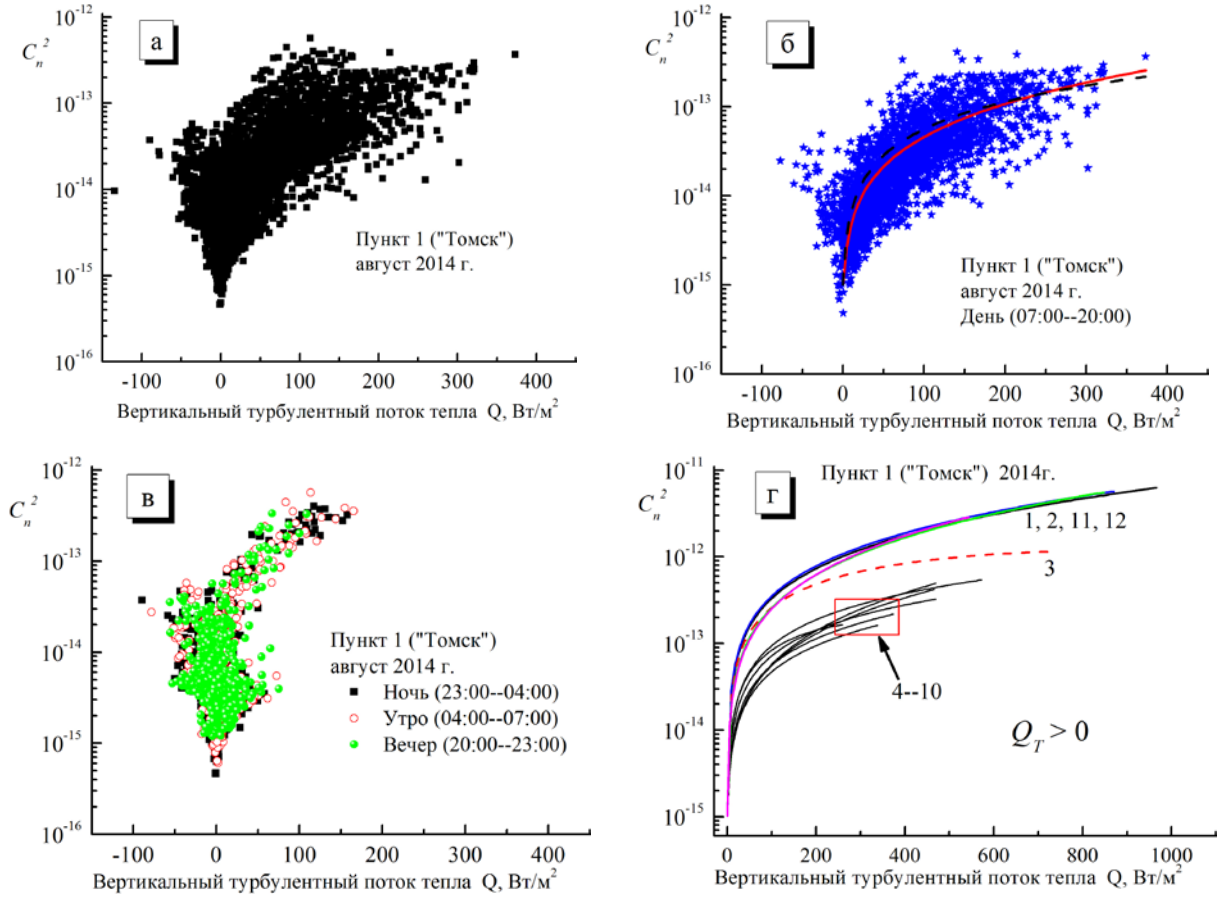


Рисунок 3 – Примеры зависимости C_n^2 от Q_T в пункте 1 («Томск»).
(а) Суммарно в августе 2014 г.
(б) Дневное время (07:00–20:00) в августе 2014 г. Аппроксимация в дневное время (сплошная кривая) и для случая $Q_T > 0$ (штриховая кривая).
(в) Ночное и переходное время суток в августе 2014 г. (интервалы времени и обозначения приведены на графике).
(г) Результаты аппроксимации в отдельные месяцы 2014 г. (указаны цифрами на графике).

В дневных условиях «облако» экспериментальных точек C_n^2 имеет достаточно акцентированную зависимость от потока тепла Q_T (рис. 3б). Для аппроксимации этой зависимости мы применили параболическое уравнение вида

$$C_n^2 = 10^{-15} + a_1 Q_T + a_2 Q_T^2 . \qquad (4)$$

Свободный член в соотношении (4) был задан принудительно исходя из общей картины эмпирических зависимостей $C_n^2(Q_T)$ для дневных измерений. Вид аппроксимирующей кривой для рассматриваемого примера приведён на рис. 3б (сплошная линия). Попытка применить соотношение (4) как с фиксированным, так и с произвольным свободным членом для аппроксимации остальных данных (суммарно «ночь + переходное время суток») оказалась неудачной – в результатах появляются отрицательные значения C_n^2. Здесь требуется применять более сложные алгоритмы анализа.

Разделение экспериментальных данных над урбанизированной территорией по признаку $Q_T > 0$ и $Q_T < 0$ (без учёта «день/ночь») с последующей аппроксимацией соотношением (4) показало, что для случая $Q_T > 0$ модельная кривая практически совпадает с результатом аппроксимации варианта «день». Это иллюстрирует штриховая кривая на рис. 3б. Представление о форме «облака» точек для случая $Q_T > 0$ можно составить по рис. 3а или рис. 2а,в. Отсюда следует вывод, что при $Q_T > 0$ в качестве приближённой модели для зависимости $C_n^2(Q_T)$ над урбанизированной территорией можно использовать соотношение (4). На рис. 3г приведены результаты аппроксимации $C_n^2(Q_T)$ соотношением (4) для всех месяцев 2014 г. Большие значения потока тепла Q_T в зимние месяцы связано с существенным влиянием антропогенного фактора.

Поскольку аппроксимации функции $C_n^2(Q_T)$ соотношением (4) для урбанизированной территории при условии $Q_T > 0$ можно считать лишь примерными, мы не сочли необходимым приводить таблицу с перечнем параметров аппроксимаций. Отметим лишь, что для периода апрель–октябрь 2014 г. имеет место неравенство $4 \cdot 10^{-16} < a_1 < 10^{-15}$, а для зимних месяцев (включая март) $10^{-15} < a_1 < 3 \cdot 10^{-15}$. В свою очередь зимой (без марта) $|a_2| < 2 \cdot 10^{-18}$, а для периода март–октябрь $3 \cdot 10^{-18} < a_2 < 6 \cdot 10^{-18}$.

Для случая $Q_T < 0$ над урбанизированной территорией каких-либо подходящих аппроксимирующих функций мы подобрать пока не смогли.

Рассмотрим теперь возможность параметризации эмпирической функции $C_n^2(Q_T)$ для условий с естественным ландшафтом. Типичные формы этих функций мы уже приводили на рис. 2б,г. Основное внимание при анализе данного материала было уделено измерениям в тёплое время года. Анализ проводился путём разделения экспериментальных данных по условию $Q_T > 0$ и $Q_T < 0$. На рис. 4а показана эмпирическая зависимость $C_n^2(Q_T)$ по пункту 5 («БЭК») за июль 2014 г. Значения C_n^2 имеют различные обозначения в областях $Q_T > 0$ и $Q_T < 0$.

Поскольку при переходе через значение $Q_T = 0$ функция $C_n^2(Q_T)$ достаточно чётко разделяется на два «крыла», то мы попытались применить к обоим «крыльям» использовавшиеся ранее аппроксимации. Отметим, что для области $Q_T < 0$ аппроксимация проводилась с использованием предварительного перехода $Q_T \to |Q_T|$. И

только после этого применялись аппроксимации вида (1) или (4). В итоге приходится констатировать, что ни одна из использовавшихся аппроксимаций к положительному результату не привела. Примером может служить штриховая линия, приведённая на рис. 4а в области $Q_T < 0$ и полученная с применением аппроксимирующей функции (1) (для построения графика был вновь сделан переход к отрицательным значениям Q_T). Соотношение (4) для аппроксимации подобного «облака» точек даёт ещё более худший результат.

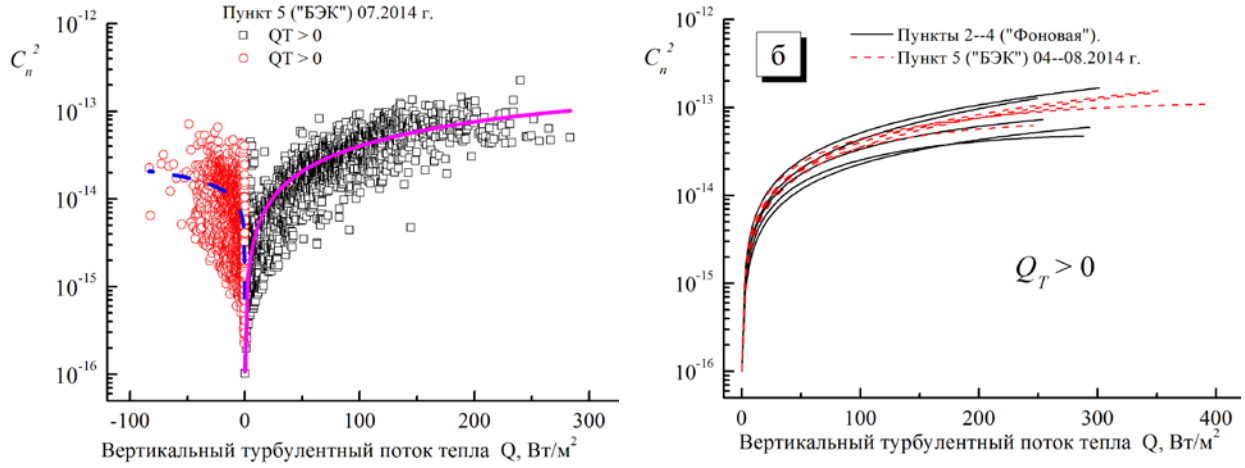


Рисунок 4 – (а) Пример зависимости C_n^2 от Q_T в пункте 5 («БЭК», июль 2014 г.). Линиями показаны аппроксимирующие кривые при разных знаках Q_T.
(б) Аппроксимирующие кривые при $Q_T > 0$ в пунктах 2–5.

В области $Q_T > 0$ для пунктов наблюдения с естественным ландшафтом достаточно хорошие результаты при параметризации эмпирической зависимости $C_n^2(Q_T)$ даёт применение соотношения (4), где свободный член мы положили равным 10^{-16}. Типичный пример аппроксимирующей кривой приведен на рис. 4а (сплошная линия в области $Q_T > 0$). Обработка остальных экспериментальных результатов в пунктах наблюдения 2–4 позволила получить семейство аппроксимирующих кривых, приведённых на рис. 4б. Не сводя эти параметры в таблицу, укажем лишь, что они находятся в диапазонах $2 \cdot 10^{-16} < a_1 < 5 \cdot 10^{-16}$ и $|a_2| < 10^{-18}$ (с медианным значением вблизи 0).

Подводя итог, можно сделать следующие выводы. Зависимость структурной характеристики показателя преломления оптических волн в приземном слое атмосферы от дисперсии температуры воздуха $C_n^2(\sigma_T^2)$ может быть успешно аппроксимирована с помощью степенной функции (1) для всех пунктов наблюдения и сезонов года, за исключением зимнего времени на территориях с естественным ландшафтом. Для этого

случая необходимо искать более сложные связи, учитывающие, вероятно, влияние типа стратификации, турбулентные характеристики поля ветра, или что-либо ещё.

Зависимость структурной характеристики от потока тепла $C_n^2(Q_T)$ над урбанизированной территорией и над естественным ландшафтом может быть аппроксимирована с определённой долей достоверности параболической функцией (4) и только в условиях $Q_T > 0$ (неустойчивая стратификация). Для случая $Q_T < 0$ (устойчивая стратификация) параметризация функции $C_n^2(Q_T)$ требует проведения дополнительных исследований.

Экспериментальные результаты были получены с использованием оборудования ЦКП ИОА СО РАН «Атмосфера».

1. *Гладких В. А., Макиенко А. Э.* Цифровая ультразвуковая метеостанция // Приборы. 2009. № 7 (109). С. 21–25.
2. *Гладких В. А., Невзорова И. В., Одинцов С. Л., Фёдоров В. А.* Структурные функции температуры воздуха над неоднородной подстилающей поверхностью. Часть I. Типичные формы структурных функций // Оптика атмосферы и океана. 2013. Т.26. №11 С. 948-954.
3. *Гладких В. А., Невзорова И. В., Одинцов С. Л., Фёдоров В. А.* Структурные функции температуры воздуха над неоднородной подстилающей поверхностью. Часть II. Статистика параметров структурных функций // Оптика атмосферы и океана. 2013. Т.26. №11 С. 955-963.
4. *Лукин В. П., Ботыгина Н. Н., Емалеев О. Н., Антошкин А. В., Коняев П. А., Гладких В. А., Мамышев В. П., Одинцов С. Л.* Одновременные измерения структурной характеристики показателя преломления атмосферы оптическим и акустическим методами // Оптика атмосферы и океана. 2011. Т.24. №10. С.852-857.
5. *Лукин В. П., Ботыгина Н. Н., Гладких В. А., Емалеев О Н., Коняев П. А., Одинцов С. Л., Торгаев А. В.* Сравнительные измерения уровня турбулентности атмосферы с помощью оптических и акустических измерителей // Оптика атмосферы и океана. 2015. Т.28. №2. С.163-166.
6. *Гладких В. А., Мамышев В. П, Одинцов С. Л.* Экспериментальные оценки структурной характеристики показателя преломления оптических волн в приземном слое атмосферы // Оптика атмосферы и океана. 2015. Т.28. №4. С. 309-318.
7. Татарский В. И. Распространение волн в турбулентной атмосфере. М.: Наука, 1967. 548 с.
8. *Макиенко А. Э., Гладких В. А., Одинцов С. Л.* Исследование турбулентных потоков тепла с помощью ультразвуковой метеостанции // Сборник трудов XVIII сессия Российского акустического общества. М: ГЕОС, 2006. Т.2. С.172-176.
9. *Гладких В. А., Макиенко А. Э., Миллер Е. А., Одинцов С. Л.* Исследование параметров пограничного слоя атмосферы в городских условиях с помощью средств локальной и дистанционной диагностики. Часть 2. Температура воздуха и поток тепла. // Оптика атмосферы и океана. 2010. Т. 23. № 11. С. 987-994.

Гладких В. А., Одинцов С. Л.

Профили структурной характеристики температуры в приземном слое атмосферы

Анализируются результаты измерений структурной характеристики температуры воздуха CT2 в приземном слое атмосферы на трёх уровнях в летний период. Для измерений использовались ультразвуковые анемометры-термометры. Проведена систематизация высотных профилей CT2 и для некоторых видов профилей получены эмпирические модели.

Изучение характеристик турбулентности в приземном слое атмосферы продолжается уже много десятков лет. Получены многочисленные модели высотных профилей этих характеристик над подстилающей поверхностью с различной текстурой. Тем не менее, ряд задач принципиального характера ещё требуют своего решения. В частности, требуют уточнения модели высотных профилей структурной характеристики температурного поля C_T^2 в приземном слое атмосферы, особенно в случаях, когда по тем или иным причинам величина C_T^2 растёт с высотой.

Цель нашей работы заключалась в определении C_T^2 на трёх уровнях измерений на территории обсерватории ИОА СО РАН «БЭК» в июле–августе 2014 г. и оценке повторяемости типов высотных профилей данной характеристики. Территория, над которой проводились измерения, имеет некоторое нарушение «ровности» подстилающей поверхности (как по наклону, так и по текстуре). В качестве измерительных инструментов использовались ультразвуковые метеостанции (УЗМ) «Метео-2» [1]. Они размещались на мачтах разной высоты, разнесенных примерно на 9–11 м друг от друга. Было проведено 2 серии наблюдений. В первой серии УЗМ размещались на высотах 3,4, 4,4 и 5,7 м. Во второй серии – на высотах 1,85, 4,4 и 5,7 м. УЗМ работали в круглосуточном режиме. Измерялись «мгновенные» значения температуры воздуха $T(H)$ и компоненты вектора ветра $V_i(H)$. Частота получения первичных данных составляла примерно 10,5 Гц. В общей сложности в указанной конфигурации размещения измерения проводились примерно 747 часов (462 часа в первой серии и примерно 285 часов – во второй).

Для обработки экспериментальных данных применялось специализированное программное обеспечение. Заметим, что в качестве оценок C_T^2 использовалось значение структурной функции температуры воздуха $D_T(r) = \left\langle [T(\vec{H}) - T(\vec{H} + \vec{r})]^2 \right\rangle$ при сдвиге r =1 м (угловые скобки – знак усреднения по времени). Сделанное замечание связано с

тем, что ранее [2, 3] нами были получены уточненные модели функций $D_T(r)$, которые далеко не всегда в инерционном интервале подчиняются «классическому» степенному закону зависимости от r. Но при сдвиге r =1 м эти модели всегда соответствуют значению $D_T(r=1)$, которое можно обозначить в общепринятом виде C_T^2. Размерность этой величины – K^2. Представленные ниже оценки C_T^2 сделаны по интервалам времени 10 мин (2 769 выборок в первой серии измерений и 1 709 выборок – во второй).

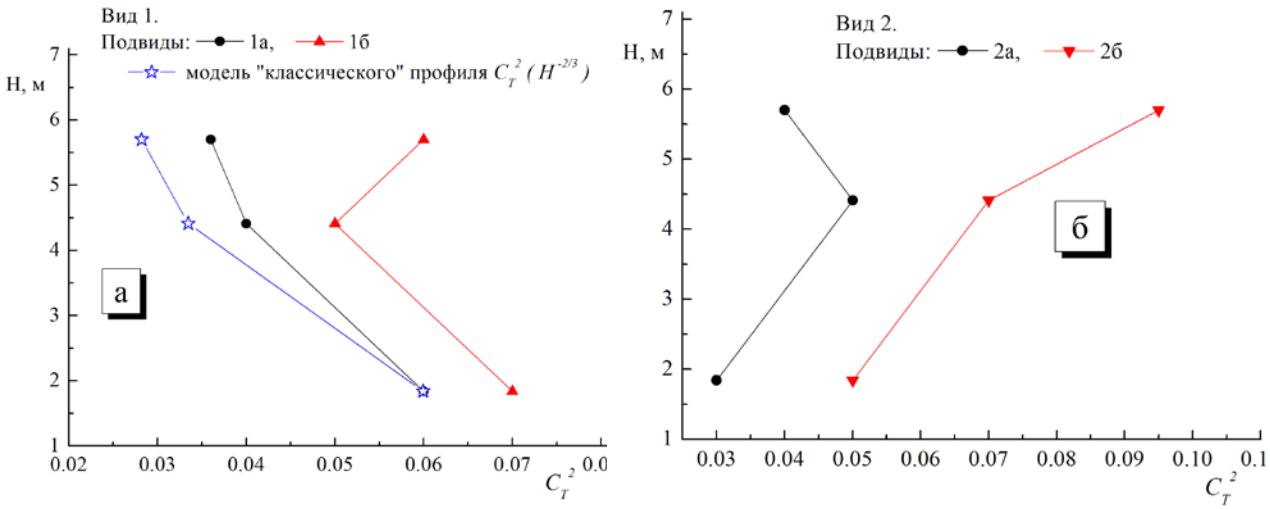


Рисунок 1 – Модельные примеры высотных профилей C_T^2: а) первый вид, б) второй вид. Обозначения введённых подвидов указаны на соответствующих графиках.

По результатам вычислений C_T^2 на трёх уровнях было выделено два вида высотных профилей данной характеристики. К первому виду мы отнесли случаи, когда на среднем уровне (4,4 м) значения C_T^2 были больше, чем на нижнем (1,85 или 3,4 м). Ко второму виду – когда имела место обратная ситуация. Эти виды были разделены в свою очередь на два подвида в зависимости от того, больше или меньше значение C_T^2 на верхнем уровне (5,7 м) по отношению к среднему уровню. Модельные примеры «типизации» профилей C_T^2 приведены на рис. 1. Кроме того, на рис. 1а приведён профиль C_T^2 (кривая с открытыми звёздочками), соответствующий «классической» модели [4] для приземного слоя в конвективных условиях $C_T^2 \propto H^{-2/3}$.

Рассмотрим общую статистику повторяемости того или иного вида профилей C_T^2. В первой серии измерений (27.07–12.08.2014; высоты размещения УЗМ 3,4, 4,4 и 5,7 м) из

2 769 выборок в 2 454 выборках (89% случаев) реализовывался 1-й вид (см. рис. 1а). При этом подвид 1а имел место в 1 842 выборках, а подвид 1б – в 612 выборках. Вид 2 (см. рис. 1б) имел место в 315 выборках (246 – подвид 2а, 69 – подвид 2б).

Во второй серии измерений (13–25.08.2014; высоты размещения УЗМ 1,85, 4,4 и 5,7 м) из 1 709 выборок в 1 627 выборках (95% случаев) реализовывался 1-й вид. При этом подвид 1а имел место в 1 187 выборках, а подвид 1б – в 440 выборках. Вид 2 имел место лишь в 82 выборках (58 – подвид 2а, 24 – подвид 2б).

По результатам общей статистики следует вывод, что в подавляющем большинстве случаев высотные профили C_T^2 относятся к первому виду. Напомним, что «классический» профиль $C_T^2 \propto H^{-2/3}$ относится именно к этому виду (подвид 1а).

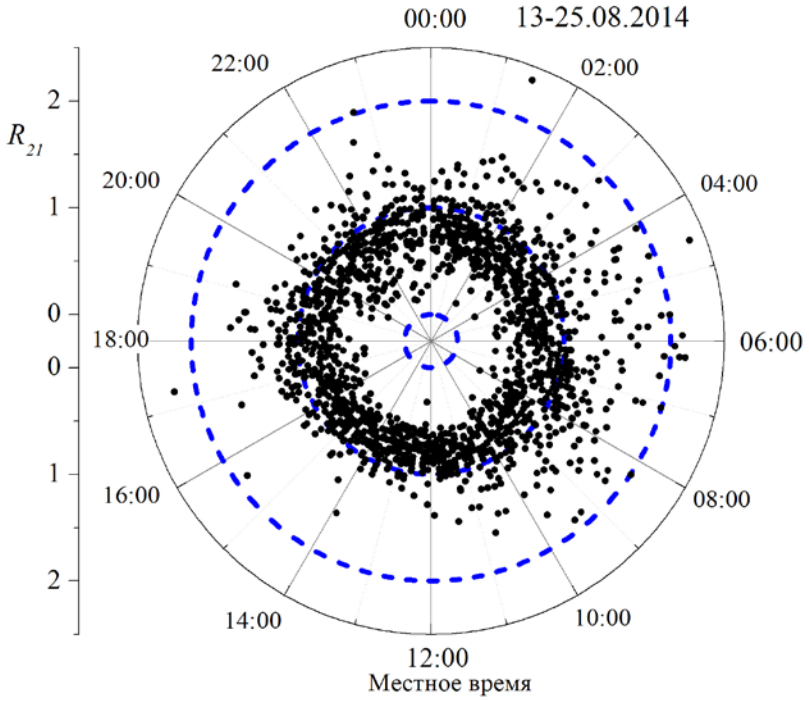


Рисунок 2 – Круговая диаграмма значений R_{21} (точки) в зависимости от времени суток по результатам второй серии измерений.

Профили C_T^2 второго вида (увеличение C_T^2 с высотой между первым и вторым уровнями измерений, рис. 1б) имеют место в основном во второй половине ночи и в утренние часы. Это демонстрирует диаграмма зависимости от времени суток отношения структурных характеристик на двух нижних уровнях во второй серии измерений $R_{21} = C_T^2(4{,}4) / C_T^2(1{,}85)$, представленная на рис. 2. Второй вид профилей C_T^2 соответствует случаю $R_{21} \geq 1$.

В первой серии измерений зависимость R_{21} от времени суток имеет такой же характер, только выраженность неравенства $R_{21} \geq 1$ несколько меньше, поскольку измерения проводились на близких уровнях (3,4 и 4,4 м).

Рассмотрим теперь некоторые результаты анализа $C_T^2(H)$. Для сопоставимости профилей была проведена их нормировка на значения C_T^2 на нижнем уровне. Ведём для нормированных профилей обозначение $C_{T,n}^2(H)$. Пример нескольких $C_{T,n}^2(H)$ для подвида 1а во второй серии измерений приведён на рис. 3а. Вычислив средние значения и среднеквадратические отклонения (СКО) величин $C_{T,n}^2(H)$ на уровнях 4,4 и 5,7 м, можно получить «обобщенный» вид нормированного профиля и провести его параметризацию. На рис. 3б показан такой профиль для подвида 1а во второй серии измерений (с указанием СКО в виде отрезков на уровнях измерения; оценка по 1 187 профилям). Отметим, что при определении данного профиля измерения не разделялись ни по времени суток, ни по каким-либо другим условиям. Здесь же показаны «экстремальные» профили подвида 1а, характеризующие диапазон изменения $C_{T,n}^2(H)$ в обработанной серии измерений. Если вместо среднего значения C_T^2 на уровне H использовать его медиану, то профиль будет практически тем же.

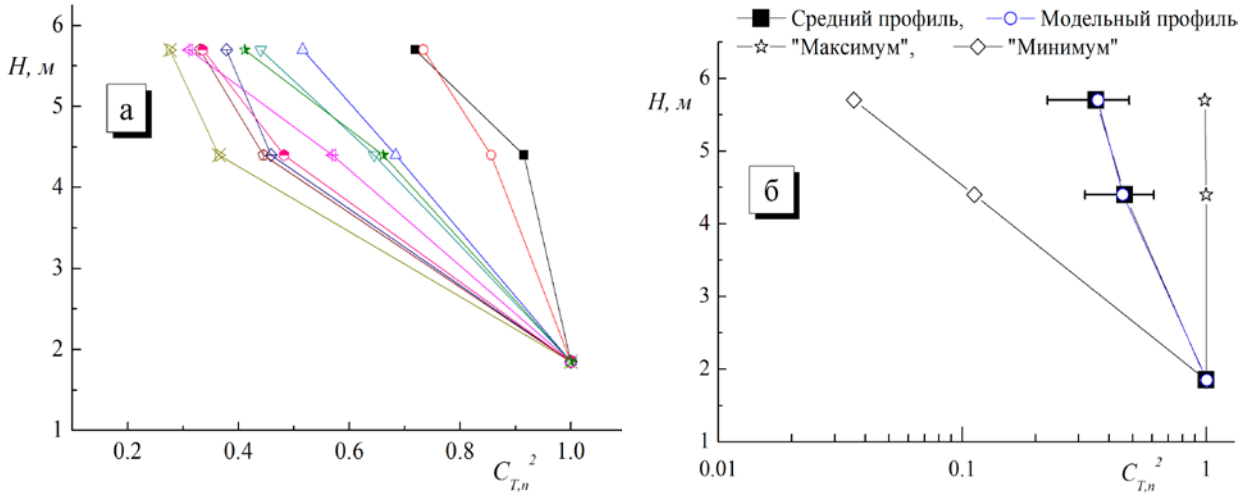


Рисунок 3 – (а) Примеры нормированных профилей подвида 1а во второй серии измерений. (б) Осреднённый нормированный профиль $\overline{C_{T,n}^2(H)}$ (с указанием СКО) подвида 1а во второй серии измерений, «экстремальные» профили, модельный профиль (обозначения профилей приведены на графике).

Аппроксимация среднего нормированного профиля $\overline{C_{T,n}^2}(H)$ показательной функцией имеет вид $\overline{C_{T,n}^2}(H) \approx 1{,}77 \cdot H^{-0{,}915}$. Этот профиль также приведён на рис. 3б. Показатель степени «-0,915» отличается от «классического» значения «-2/3≈-0,667». Это означает более быстрое (в среднем) уменьшение значений C_T^2 с ростом высоты по сравнению с «классическим» вариантом модели. Напомним, что при аппроксимации использовалось осреднение высотных профилей $C_{T,n}^2(H)$ подвида 1а без разделения по времени суток. Однако, исходя из того, что в дневное время в приземном слое обычно имеет место конвекция, а ночью – устойчивая стратификация, была поставлена и решена задача оценки средних профилей $\overline{C_{T,n}^2}(H)$ подвида 1а именно в этих условиях. Для этого были выделены интервалы местного времени 00:00–04:00 и 11:00–15:00 (во второй серии измерений) и для них построены соответствующие степенные модели $\overline{C_{T,n}^2}(H)$. В результате установлено, что существенных отличий в моделях $\overline{C_{T,n}^2}(H)$ подвида 1а для выделенных интервалов времени по сравнению с общей моделью нет: днём $\overline{C_{T,n}^2}(H) \approx 1{,}78 \cdot H^{-0{,}94}$, ночью $\overline{C_{T,n}^2}(H) \approx 1{,}72 \cdot H^{-0{,}871}$.

Приведённые выше результаты получены при измерениях на высотах 1,85, 4,4 и 5,7 м. Привлечение измерений на высотах 3,4, 4,4 и 5,7 м для построения моделей высотных профилей $C_{T,n}^2(H)$ подвида 1а мы сочли не совсем оправданным из-за близости уровней размещения УЗМ. Однако для проверки полученной модели эти данные вполне пригодны. С этой целью были вычислены медианные значения C_T^2 на высотах 3,4, 4,4 и 5,7 м и проведено их сравнение с модельным профилем $\hat{C}_T^2(H) = C_{T,M}^2(H = 1{,}85) \cdot 1{,}77 \cdot H^{-0{,}915}$, где $C_{T,M}^2(H = 1{,}85)$ – медианное значение на высоте 1,85 м. Результат сравнения представлен на рис. 4. Можно сделать вывод, что модель вполне адекватно отражает высотную зависимость среднего профиля $\overline{C_T^2}(H)$ подвида 1а. Естественно, что текущие профили $C_T^2(H)$ могут существенно отличаться от этой модели (пример на рис. 3а). Однако в среднем они группируются именно вокруг неё.

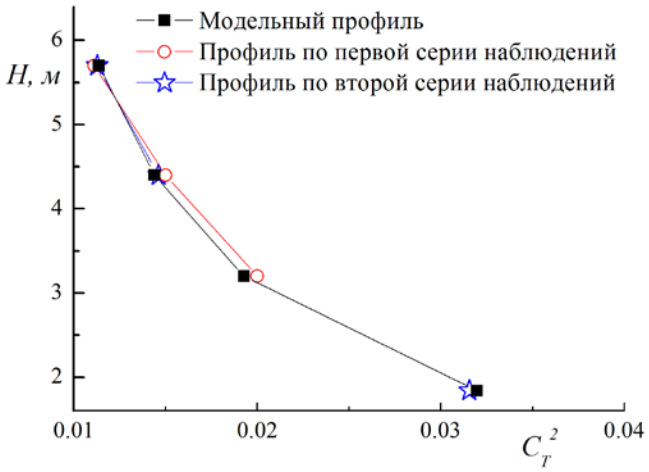


Рисунок 4 – Сравнение модельного профиля для подвида 1а с эмпирическими данными (обозначения указаны на графике).

Мы достаточно подробно исследовали высотные профили $C_T^2(H)$ подвида 1а, поскольку именно они наиболее часто реализуются в приземном слое атмосферы. Однако важным является и исследование других типов профилей, хотя бы по той причине, что модели для них практически отсутствуют. Это в первую очередь касается профилей $C_T^2(H)$ подвида 1б, поскольку они составляют примерно четверть от всего массива данных. Построение моделей для профилей подвида 1б сопряжено с определёнными трудностями. Во-первых, наличие «обратного перегиба» в профиле приводит к необходимости использовать для аппроксимации эмпирических графиков более сложные, чем степенные, функции, применявшиеся для аппроксимации профилей подвида 1а. Во-вторых, для построения корректных моделей профилей подвида 1б измерений на трёх уровней явно недостаточно. И, в-третьих, статистическая обеспеченность материала (количество выборок для анализа) не позволяет рассчитывать на исчерпывающий результат, поскольку вариативность данного вида профилей весьма высока. Заметим также, что больше половины профилей подвида 1б реализуется в ночное время и в переходное время суток (примерно 62% суммарно по двум сериям измерений в интервале местного времени от 20:00 до 08:00).

Для построения моделей профилей подвида 1б были использованы медианные значения величин C_T^2 на всех уровнях измерений. Использование медиан, а не средних значений связано с большей статистической устойчивостью данной оценки. Отметим также, что в отличие от исследовавшихся профилей подвида 1а, осреднённые профили подвида 1б хотя и совпадают по форме, но заметно различаются по абсолютным значениям в двух сериях наблюдений. Это факт демонстрирует рис 5а.

В итоге аппроксимации профилей медианных значений C_T^2 (аппроксимация проводилась полиномом второго порядка в логарифмических координатах) была получена формула $C_T^2(H) \approx 6{,}36 \cdot H^{-2{,}23} \cdot 10^{1{,}7 \cdot (\lg H)^2} \cdot C_T^2(H = 4{,}4)$, с применением опорного уровня измерений 4,4 м. Сравнение эмпирических профилей медианных значений C_T^2 с модельными показано на рис. 5б. Понятно, что данная модель лишь в общих чертах отвечает реальной ситуации с профилями подвида 1б. Для её улучшения требуется, как уже отмечалось выше, увеличение числа уровней измерений.

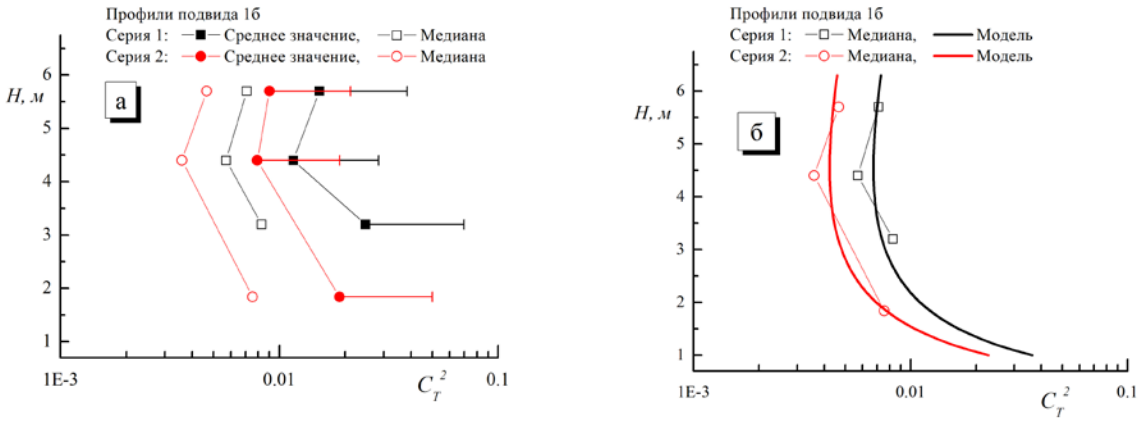


Рисунок 5 – (а) Профили медианных и средних значений (с указанием СКО) структурной характеристики C_T^2 подвида 1б. (б) Профили медианных значений C_T^2 и их модельное представление.

Аналогичные проблемы возникают и с анализом профилей подвида 2а (см. рис. 1б). Тем более, что их повторяемость достаточно низкая и статистическая обеспеченность оценок будет весьма слабой (суммарно 304 выборки по двум сериям измерений; около 7% от общего числа выборок). Тем не менее, мы сочли возможным сделать хотя бы приблизительный расчёт моделей для этого подвида профилей. Также как и при анализе профилей подвида 1б, использовались высотные профили медианных значений C_T^2. На рис. 6а приведены профили C_T^2, построенные по медианным и средним значениям (с указанием СКО в виде отрезков) раздельно по двум сериям наблюдений. В итоге была получена аппроксимирующая функция $C_T^2(H) \approx 0{,}17 \cdot H^{3{,}02} \cdot 10^{-2{,}98 \cdot (\lg H)^2} \cdot C_T^2(H = 4{,}4)$, применимая к профилям медианных значений C_T^2 на разных высотах. Здесь также используется опорный уровень измерений на высоте 4,4 м. Качество согласованности данной модели с эмпирическими профилями демонстрирует рис. 6б. Очевидно, что

модель отражает только общую тенденцию изменения C_T^2 с высотой и требует существенного уточнения.

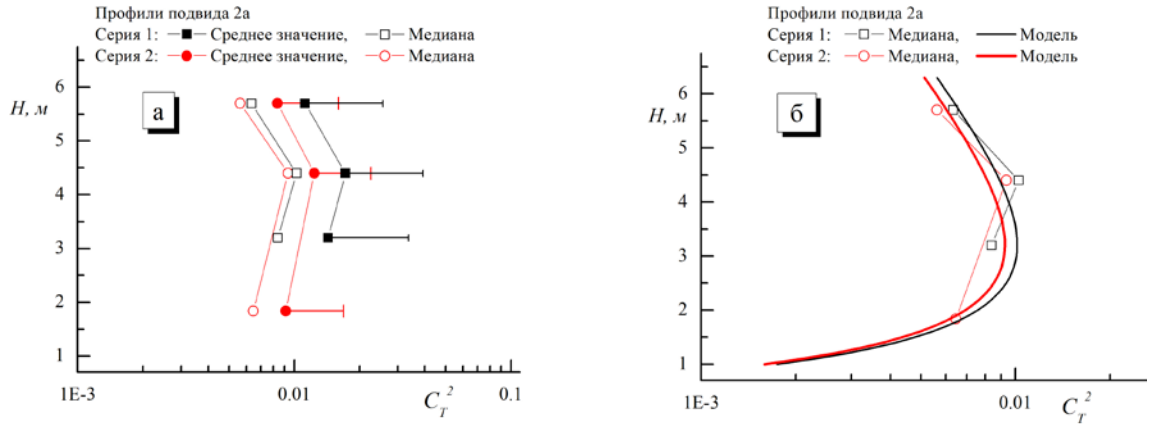


Рисунок 6 – (а) Профили медианных и средних значений (с указанием СКО) структурной характеристики C_T^2 подвида 2а. (б) Профили медианных значений C_T^2 и их модельное представление.

В связи с малым количеством профилей подвида 2б их анализ не проводился. Естественно, что все приведённые модельные профили структурной характеристики C_T^2 могут служить лишь в качестве оценок средних (медианных) эмпирических профилей. Реальный профиль, получаемый, например, за 10-минутный интервал времени, хоть и будет принадлежать какому-либо из рассмотренных подвидов, но аппроксимирующая его функция может иметь параметры (показатели степеней, множители), существенно отличающиеся от тех, которые приведены для осреднённых профилей. Обеспечение возможности прогнозирования вида текущих профилей по некоторым предикторам, например, по типу стратификации, дисперсии температуры воздуха, скорости и дисперсии ветра, потокам тепла и т. п., требует дополнительных исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ (Соглашение № 14.604.21.0100 - уникальный идентификатор RFMTFI60414X0100).

1.. *Гладких В. А., Макиенко А. Э.* Цифровая ультразвуковая метеостанция // Приборы. 2009. № 7 (109). С. 21–25.

2. *Гладких В. А., Невзорова И. В., Одинцов С. Л., Фёдоров В. А.* Структурные функции температуры воздуха над неоднородной подстилающей поверхностью. Часть I. Типичные формы структурных функций // Оптика атмосферы и океана. 2013. Т.26. №11 С. 948-954.

3. *Гладких В. А., Невзорова И. В., Одинцов С. Л., Фёдоров В. А.* Структурные функции температуры воздуха над неоднородной подстилающей поверхностью. Часть II. Статистика параметров структурных функций // Оптика атмосферы и океана. 2013. Т.26. №11 С. 955-963.

4. Миронов В. Л. Распространение лазерного пучка в турбулентной атмосфере. Новосибирск: Наука, 1981. 247 с.

ВЛИЯНИЕ ИНТЕГРИРУЮЩИХ СВОЙСТВ КЛИМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ НА СВЯЗЬ ГЕОМАГНИТНОЙ АКТИВНОСТИ С ТЕМПЕРАТУРОЙ

С.И. Молодых

ИСЗФ СО РАН, г. Иркутск

e-mail sim@iszf.irk.ru

Ключевые слова: геомагнитная активность, приземная температура воздуха, солнечно-земные связи.

Проведен анализ влияния теплоемкости различных компонентов климатической системы на характеристики отклика приземной температуры воздуха и температуры верхнего слоя океана на вариации геомагнитной и солнечной активности. Показано, что учет интегрирующих свойств климатической системы существенно улучшает связь глобальной температуры и теплосодержания океана с геомагнитной активностью. Линейную функциональную связь между температурой воздуха в тропосфере и внешними факторами можно ожидать только на временных масштабах от суток до месяца, а так же для масштабов более 1000лет.

Инерционная роль теплоемкости океана в формировании отклика климатической системы на изменения потока энергии рассматривалась во многих работах [1-5]. В данной работе анализ основных особенностей отклика климатической системы на вариации потока энергии, поступающего в систему, проведен на основе глобальной энергобалансовой модели.

При малых отклонениях от состояния равновесия отклонение температуры ΔT связано с вариациями мощности источника нагрева ΔI следующим соотношением [4]:

$$\frac{d\Delta T}{dt} = \frac{\alpha \Delta I - \Delta T}{\beta} \qquad (1)$$

Здесь коэффициент α - отражает относительную мощность нагрева, а β - характерное время выхолаживания, которое пропорционально теплоемкости. В данной работе предполагается, что теплопроводность внутри тела достаточно велика, т.е. характерное время выравнивания температуры внутри тела много меньше характерного времени выхолаживания. Отметим, что согласно результатам, приведенным в [1] отклонение температуры описывается уравнением, аналогичным уравнению (1) и при сопоставимых временах выравнивания и выхолаживания. Решение уравнения (1) для гармонических вариаций мощности нагрева $\Delta I = \Delta I_0 \exp i(\omega t + \varphi_0)$ имеет вид:

$$\Delta T = \frac{\alpha \Delta I_0}{\sqrt{1+\omega^2\beta^2}} exp\, i(\omega t + \varphi_0 - arctan(\omega\beta)) \qquad (2)$$

Из выражения (2) следует, что отклик температуры на вариации мощности нагрева существенно зависит от соотношения характерного времени выхолаживания и частоты (характерного времени) вариаций мощности. В соответствии с выражением (2) отклик температуры на вариации мощности нагрева должен возрастать при увеличении временного масштаба. Аналогичное поведение отклика температуры при экспоненциально возрастающем воздействии отмечено в

[1]. Отметим, что при изменении временного масштаба, меняется не только амплитуда вариаций температуры (чувствительность к воздействию), но и фаза, а, следовательно, форма вариаций температуры, и обусловивших их негармонических вариаций мощности отличаются, и это различие будет зависеть как от временного масштаба, так и от формы вариаций мощности. Таким образом, использование регрессионного анализа для изучения связи между вариациями температуры и вариациями мощности нагрева (характеризуемыми различными индексами), для каждого конкретного случая, нуждается в дополнительном обосновании.

Для уравнения (1) можно выделить первый предельный случай, когда время выхолаживания значительно меньше характерного времени вариаций $\omega\beta << 1$. В этом случае вариации температуры пропорциональны вариациям мощности нагрева, а, следовательно, использование регрессионного анализа вполне оправдано. Климатическая система Земли состоит из компонентов с различной теплоемкостью, наименьшая теплоемкость у атмосферы, а наибольшая у океана. Во многих работах [2, 3] проводится исследование влияния солнечной и геомагнитной активности на приземную температуру воздуха, которая в основном определяется температурой подстилающей поверхности и теплоемкостью воздуха. Согласно нашим оценкам, характерное время выхолаживания приземного слоя воздуха (ПТВ) меньше суток, поэтому на временных масштабах от одних до нескольких десятков суток вполне оправдан поиск функциональной связи между ПТВ и характеристиками солнечной активности. На больших временных масштабах (не превышающих характерного времени релаксации океана) необходимо учитывать теплоемкость океана и других компонентов климатической системы. Согласно существующим оценкам, характерное время релаксации верхнего слоя океана (0-1000 м) порядка 100 лет [5], поэтому на временных масштабах более 1000 лет поиск функциональных связей между ПТВ и солнечной активностью, а также между ПТВ и другими внешними факторами также вполне оправдан.

Второй предельный случай для уравнения (1) реализуется, когда временной масштаб вариаций меньше времени релаксации и характерное время нагрева меньше характерного времени выхолаживания ($\alpha >> 1,\ \beta >> 1$ и $\alpha/\beta \approx 1$). В этом случае вариации температуры определяются интегральным эффектом вариаций мощности нагрева.

$$\frac{d\Delta T}{dt} = \frac{\alpha}{\lambda}\Delta I \qquad \Delta T = \frac{\alpha}{\lambda}\int \Delta I \cdot dt\,, \tag{3}$$

Поскольку океан является компонентом климатической системы с наибольшей теплоемкостью, нами был проведен регрессионный анализ связи вариаций теплосодержания океана (в слое 0 – 700м) как с АА – индексом геомагнитной активности, так и с интегральной характери-

стикой геомагнитной активности, рассчитанной как $IntAA = \int AA \cdot dt$. В качестве индекса, характеризующего воздействие солнечной активности на Землю, нами был выбран АА - индекс геомагнитной активности, так как его вариации обусловлены, в основном, солнечной активностью и временной ряд значений этого индекса является наиболее длинным. В работе [6] был предложен физический механизм влияния солнечной активности на тропосферу, согласно которому, геомагнитная активность может достаточно хорошо отражать степень воздействия солнечной активности на климатическую систему.

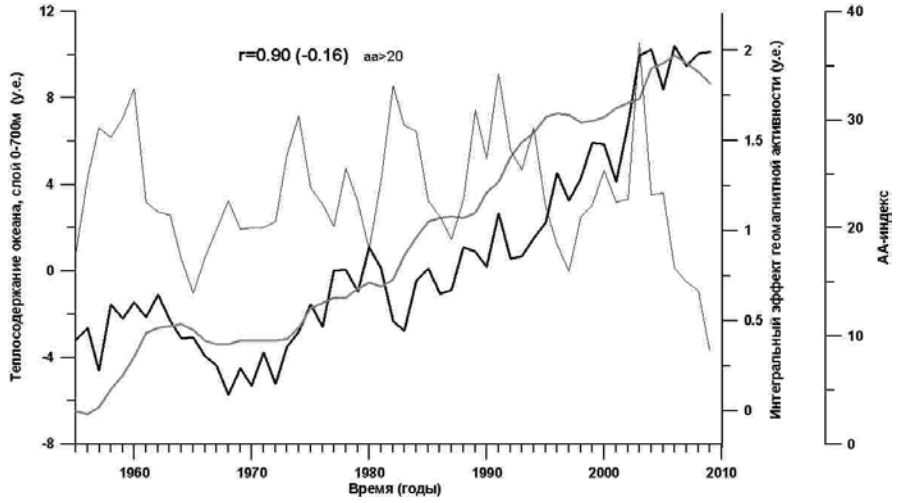


Рис. 1. Вариации теплосодержания океана и характеристик геомагнитной активности.

На рис.1 представлены вариации: теплосодержания океана в слое 0-700м (толстая черная линия); АА – индекса геомагнитной активности (тонкая черная линия); интегральная характеристика геомагнитной активности (толстая серая линия). Как можно видеть на рисунке, теплосодержание океана достаточно хорошо коррелирует с интегральной характеристикой геомагнитной активности (коэффициент корреляции 0.9), в то время как корреляция с АА – индексом геомагнитной активности практически отсутствует (коэффициент корреляции -0.16). Такое улучшение регрессионной связи при использовании в качестве характеристики солнечной активности не самого АА – индекса, а его интегральной характеристики связано с тем, что интегральная характеристика в этот период имеет возрастающий тренд, который отражает интегрирующее влияние теплоемкости океана. По нашему мнению теплосодержание рассматриваемого слоя океана еще не достигло своего равновесного состояния, соответствующего наблюдаемым значениям геомагнитной активности и поэтому имеет возрастающий тренд, несмотря на отсутствие тренда у геомагнитной активности.

Поскольку вариации приземной температуры воздуха, на временных масштабах больше

года, в значительной степени определяются температурой верхнего слоя подстилающей поверхности, можно ожидать, что ПТВ, также как и океан будет лучше откликаться на интегральное воздействие геомагнитной активности, чем на вариации самой геомагнитной активности. Поэтому далее мы рассчитали два варианта воздействия геомагнитной активности по формуле (2), предполагая, что характерное время выхолаживания составляет 50 лет (серая линия на рис.2) или 150 лет (черная линия на рис.2).

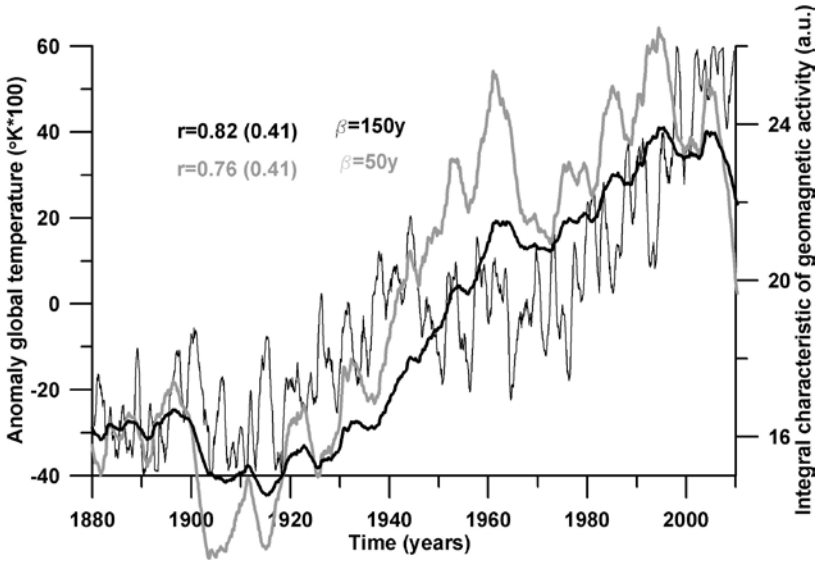


Рис. 2. Вариации глобального индекса приземной температуры воздуха и интегральной характеристики геомагнитной активности (толстая серая линия для 50 лет, а толстая черная – для 150 лет).

Анализ данных приведенных на рис.2 показывает, что результаты расчетов для характерного времени выхолаживания 150 лет лучше коррелируют с глобальной температурой, чем для 50 лет. Таким образом мы видим, что учет интегрирующих свойств компонент климатической системы приводит к значительному улучшению связи глобальной температуры с геомагнитной активностью

1. Будыко М.И., Израэль Ю.А. Антропогенные изменения климата. Ленинград.: Гидрометеоиздат, 1987. 406с.
2. De Jager, C. Solar Forcing of Climate // Surveys in Geophysics.2012. V. 33. P. 445-451.
3. Gray L.J., et al., Solar influences on climate // Rev. Geophys. 2010. V. 48. RG4001.
4. Scafetta N. Empirical analysis of the solar contribution to global mean air surface temperature change // JASTP. 2009. V.71. P. 1916-1923.
5. Stouffer, R.J. Time Scales of Climate Response // Journal of climate. 2004. V. 17. P. 209-217.
6. Zherebtsov G.A., Kovalenko V.A., Molodykh S.I. The physical mechanism of the solar variability influence on electrical and climatic characteristics of the troposphere // Advances in Space Research. 2005. V. 35. P. 1472-1479.

ИЗМЕРЕНИЕ И АНАЛИЗ ИЗОТОПОЛОГОВ ВОДЫ В ОСАДКАХ НА ТЕРРИТОРИИ СРЕДНЕГО И ПОЛЯРНОГО УРАЛА

О.П. Стукова[1], К.Г. Грибанов[1], В.И. Захаров[1], О. Каттани[2], Ж. Жузель[2]

[1]Уральский федеральный университет, г. Екатеринбург, Россия

[2]Институт Пьера Симона Лапласа, Франция

stukova.o@gmail.com, kgribanov@remotesensing.ru, v.zakharov@remotesensing.ru, Olivier.Cattani@lsce.ipsl.fr, jean.jouzel@lsce.ipsl.fr.

Ключевые слова: изотопологи воды, анализ осадков, климатическое моделирование

Представлены результаты определения изотопологов молекулы воды в серии образцов осадков (дождь, снег) собранных в двух пунктах: на территории Коуровской астрономической обсерватории (56.0380 с.ш., 59.5450 в.д.) и г. Лабытнанги (66.6590 с.ш., 66.4090 в.д.). Измерения выполнены на лазерном спектрометре Picarro L2130-i. Изложена методика отбора и подготовки образцов, их измерения, обработки экспериментальных данных. Накопленные ряды данных содержат результаты измерения 177 образцов осадков, собранных на территории Коуровской астрономической обсерватории начиная с ноября 2012 года по март 2014 года и 73 образца из г. Лабытнанги, собранных с марта 2013 года по декабрь 2013 года.

Относительное содержание изотопологов молекулы воды в атмосферном водяном паре и осадках дает информацию о происхождении и циркуляции воздушных масс в атмосфере. Современные модели общей циркуляции атмосферы учитывают процессы изотопного фракционирования воды при фазовых переходах в процессах испарения и конденсации. Поэтому экспериментально измеренный изотопный состав водяного пара и осадков в атмосфере позволяет осуществлять валидацию таких моделей, для чего требуются надежные репрезентативные экспериментальные данные по содержанию изотопологов молекулы воды в водяном паре и осадках.

Целью данной работы является определение относительного содержания таких трассеров водного цикла, как $H_2{}^{18}O$ и $HD^{16}O$ в осадках Среднего и Полярного Урала с точностью пригодной для валидации современных изотопических моделей общей циркуляции атмосферы.

Результаты измерения относительного содержания изотопологов молекулы воды обычно выражаются в промилле, т.е.

$$\delta = \left(\frac{R}{R_{SMOW}} - 1 \right) \times 1000\ ‰,$$

где R – это отношение концентрации искомого изотополога к концентрации наиболее распространенного, а R_{SMOW} – то же отношение, но в воде океана в среднем, принятое за стандарт. Интерес к измерению изотопного состава воды на поверхности Земли обусловлен дополнительной информацией о процессах образования осадков и других аспектах гидрологического цикла. Первую попытку обобщения данных по изотопному составу в

образцах воды из рек, озер и осадков, собранных с различных точек мира, опубликовал Крейг [1]. В ней он определил глобальную линию метеорных вод (Global Meteoric Water Line) в виде

$$\delta D = 8\delta^{18}O + 10.$$

Свободный член этой формулы, а именно $d_{excess}=\delta D - 8\delta^{18}O$ используется как независимый климатический параметр и может служить параметром калибровки для модели общей циркуляции [2]. За последние десять лет выросло число изотопических моделей общей циркуляции атмосферы (ECHAM5-wiso, GISS ModelE, LMDZ-iso и др.), которые включают описание процессов фракционирования изотопологов воды в атмосфере при фазовых превращениях.

Большим прорывом в области измерения изотопного состава стала коммерческая доступность современных инфракрасных лазерных спектрометров, которые имеют сопоставимую точность с масс-спектрометрами. В данной работе для измерения соотношения изотопологов водяного пара использовался изотопный анализатор Picarro L2310-i укомплектованный автоматическим пробоотборником для измерения жидких образцов. Принцип работы анализатора основан на спектроскопии затухания излучения в кольцевой оптической кювете. Точность измерений анализатора не превышает 1,0 ‰ для δD и 0,1 ‰ для $\delta^{18}O$ [3].

Образцы для измерения содержания изотопологов $H_2{}^{18}O$ и $HD^{16}O$ в атмосферных осадках (снег, дождь) отбираются посуточно с октября 2012 года на территории Коуровской Астрономической Обсерватории УрФУ (около 80 километров на северо-запад от Екатеринбурга, 56.0380 с.ш., 59.5450 в.д.) и с марта 2013 года в научно-исследовательском стационаре Института экологии растений и животных УрО РАН в городе Лабытнанги (на территории Полярного Урала, 66.6590 с.ш., 66.4090 в.д.). Отбор осадков для дальнейшего хранения осуществляется по единой методике, в которой минимизировано испарение и возможное фракционирование изотопов. Для анализа воды на содержание изотопологов образцы доставляются в Лабораторию физики климата и окружающей среды Института естественных наук Уральского федерального университета в город Екатеринбург. Вместе с образцами осадков измеряются калибровочные стандарты: вода из Антарктиды (-424,1‰ для δD и -54,05‰ для $\delta^{18}O$), смесь воды из Антарктиды и дистиллированной воды (-289,0‰ для δD и -36,71‰ для $\delta^{18}O$) и дистиллированная вода (-96,4‰ для δD и -12,76‰ для $\delta^{18}O$).

Обработка экспериментальных данных измерений на анализаторе включает в себя учет эффекта памяти [4] и калибровку. Эффект памяти учитывался отбрасыванием первых трех измерений образца при их усреднении. Поскольку измерения являются линейными, то для

калибровки достаточно трех стандартов. Два из них используются для построения линии тренда методом наименьших квадратов, а третий стандарт, промежуточный, является проверочным [5].

В ходе работы проанализировано 177 образцов осадков, собранных на территории Коуровской астрономической обсерватории начиная с ноября 2012 года по март 2014 года и 73 образца из города Лабытнанги, собранных с марта 2013 года по декабрь 2013 года. В результате проведенных экспериментов были получены временные ряды данных по изотопическому составу, содержащие значения δD, $\delta^{18}O$ и d_{excess}. Временные ряды для количества осадков, δD, $\delta^{18}O$ и d_{excess} представлены на рисунке 1. Значения δD и $\delta^{18}O$ для Коуровской астрономической обсерватории, как правило, выше, чем для г. Лабытнанги, что объясняется главным образом температурной зависимостью изотопного состава, что отражается в широтной зависимости. Значения для δD, $\delta^{18}O$ и d_{excess} имеют похожий сезонный ход.

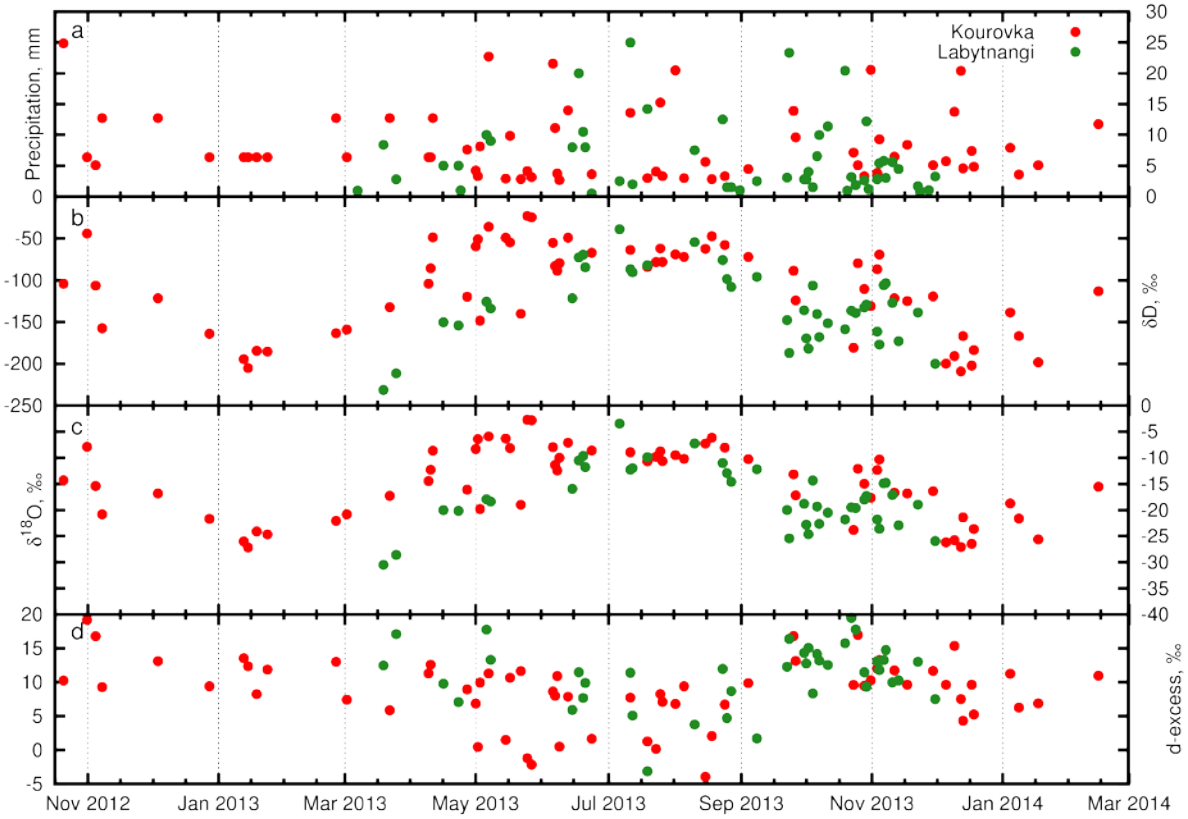


Рисунок 1. Ряд данных для Коуровской астрономической обсерватории и г. Лабытнанги: a – количество осадков; b – δD; c – $\delta^{18}O$; d – $d-excess$

Зависимость экспериментальных данных соотношений изотопологов воды δD и $\delta^{18}O$ имеют линейную зависимость с коэффициентом детерминации $r^2 = 0{,}973$ и угловым

коэффициентом равным 7,73 для Коуровской астрономической обсерватории и $r^2 = 0{,}985$ и угловым коэффициентом равным 7,40 для г. Лабытнанги, что хорошо согласуется с теоретической зависимостью. Величина $d - excess$ характеризует неравновесные процессы.

Данные полученные для осадков из Коуровской астрономической обсерватории были переданы коллегам для сравнения с результатами их моделирования с использованием модели общей циркуляции атмосферы LMDZ-iso [3].

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 15-01-05984, а также при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ.

1. Craig H. Isotopic Variations in Meteoric Waters // Science. -1961. -V. 133. -P. 1702–1703.
2. Froehlich K., Gibson J.J., Aggarwal P. Deuterium excess in precipitation and its climatological significance // Journal of Geophysical Research-Atmospheres. 2012. –P 22.
3. Gryazin, V., Risi, C., Jouzel, J., Kurita, N., Worden, J., Frankenberg, C., Bastrikov, V., Gribanov, K., and Stukova, O.: To what extent could water isotopic measurements help us understand model biases in the water cycle over Western Siberia, Atmos. Chem. Phys., 14, 9807-9830, doi:10.5194/acp-14-9807-2014, 2014.
4. Robert van Geldern, Johannes A.C. Barth: Optimization of instrument setup and post-run corrections for oxygen and hydrogen stable isotope measurements of water by isotope ratio infrared spectroscopy (IRIS), Limnol. Oceanogr. Methods 10:1024-1036 (2012) | DOI: 10.4319/lom.2012.10.1024
5. http://www.picarro.com/assets/docs/Picarro_AN017.pdf

ОБЗОР БЕСПИЛОТНЫХ ЛЕТАТЕЛЬНЫХ АППАРАТОВ МАЛОГО РАЗМЕРА ДЛЯ МОНИТОРИНГА РАДИАЦИОННОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

Г.А. Колотков

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева Сибирского отделения Российской академии наук (ИОА СО РАН) 634021, Россия, г.Томск, площадь Академика Зуева, 1

e-mail: kolotkov@iao.ru

Ключевые слова: БЛА, радиоактивность, приземный слой, радиационное загрязнение.

Аннотация. В работе проведен анализ существующих мультикоптеров для мониторинга радиационно загрязненных, труднодоступных территорий.

Актуальность данного исследования заключается в том, что в последние годы отмечается резкий рост урбанизации населения, которая сопровождается ростом крупных городов, освоением прилегающих территорий. Городская застройка может проходить и на территориях ныне не работающих промышленных комплексов, предприятий, заводов, а также, золотвалов, мест и площадок, ранее использовавшихся для складирования промышленного и строительного мусора или отслуживших предельный срок эксплуатации любых технических средств, содержащих радиоактивные материалы. Не менее остро стоит задача и с уже исчерпавшими себя хранилищами жидких радиоактивных отходов (ЖРАО), с труднодоступными для присутствия человека местами, такими как: болото, горы и т.д. [1, 2].

Используемые в настоящее время методы контроля и оценки радиационной обстановки на исследуемых территориях основываются на анализе осаждённых аэрозолей и данных радиометрии. Методики забора проб и их последующий химический или электродуговой анализ требуют больших затрат времени на приготовление и обработку образцов, вследствие чего они являются недостаточно эффективными. Кроме того, такие методы не являются дистанционными и не позволяют оценить общий уровень радиоактивного загрязнения, получить картину распределения радиоактивных веществ в почве в режиме реального времени. Количественную характеристику радиоактивного загрязнения почв осуществляют с применением сети стационарных постов, совокупности методов и средств измерений: гамма-спектрометров, высокоэффективных фильтрующих материалов, а также измерения радиоактивных аэрозолей [3-7]. В этой связи представляется интересным рассмотрение существующих и перспективных беспилотных летательных аппаратов (БЛА) для мониторинга

радиоактивных загрязнений почв, использование которых повысит радиационную безопасность и расширит возможности исследователей.

В последние годы произошел стремительный прогресс в применении и усовершенствовании БЛА для экологического мониторинга окружающей среды. Одним из последних достижений в этой области является первое массовое производство БЛА для проведения работ по очистке и обеззараживанию территорий, прилегающих к АЭС Фукусима-1 [8]. Попытки провести более точные измерения уровня радиоактивности в горной местности с использованием дирижабля привело к падению летательного аппарата в горном лесу [9].

Однако в России тоже проводятся исследования и разработки по созданию БЛА специального назначения. Одним из таких примеров может служить квадрокоптер «Майский жук» [10]. Отличительными чертами которого служат – функциональность и защищенность от радиации и воды. В работе [11] одним из рассматриваемых вопросов является вопрос об использовании «Авиаматки», т.е. «роя» пилотируемых БЛА, для уточнения радиационных характеристик радиоактивного облака. На БЛА также возможна установка аппаратуры (фильтров) для отбора проб в шлейфе радиоактивного выброса [12].

Сравнительная таблица характеристик мультикоптеров:

Название / производитель	Размер / грузоподъемность, м / кг	Время полета, мин	Навесное оборудование	Цена
- / KIKUCHI SEISAKUSHO CO., LTD, Japan	0,9 / 6	60	-	16 800 – 25 200 $
Advanced Airborne Radiation Monitoring (AARM) drone / Университет Бристоля, Великобритания [13]	-	30	легкий, полупроводниковый гамма-спектрометр	-
Майский жук / НИЯУ МИФИ [14]	0,7 / 0,7	35	дозиметры, датчики,	300 000 □

			фото- или видеооборудование	
БЛАСКОР (гексакоптер) / ООО "ЗЭМ" [15]	0,67 / 5	30	современный портативный счетчик Гейгера с высокоточной электроникой	3 500 000 □
Supercam X8 / ООО «ГЕОСалют» [16]	1 / 1,5	40		343 000 □

Анализ существующих небольших беспилотных летательных аппаратов выявил следующие проблемы, требующие разрешения:

1. Небольшое время полета;
2. Ограниченная дальность связи с БЛА до 10 км;
3. Зависимость от метеоусловий, в частности скорости ветра;

Несмотря на недостатки, БЛА активно начинают использоваться для проведения аэрофотосъемки, в промышленной безопасности и чрезвычайных ситуациях и т.д. В научных исследованиях использование БЛА позволят дистанционно и в реальном режиме времени получать данные о метеоусловиях, химических и радиоактивных загрязнений воздуха и почв в малодоступных для человека территориях. Рассмотрение вопроса о возможности установки радиометрической системы [17] на БЛА будет рассмотрен в следующих публикациях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Урбанизация населения [Электронный ресурс]. URL: www.grandars.ru/shkola/bezopasnost-zhiznedeyatelnosti/urbanizaciya.html (дата обращения 30.03.2015)

2. Радиоактивные отходы. Материал из Википедии — свободной энциклопедии [Электронный ресурс].URL: https://ru.wikipedia.org/wiki/Радиоактивные_отходы (дата обращения: 28.03.2015)

3. *Колотков Г.А.* Сравнение перспективных методов мониторинга радиоактивных выбросов ЯТЦ // Теория и практика актуальных исследований: Материалы III Международной научно-практической конференции. 30 января 2013г.: Сборник научных трудов. – Краснодар, 2013. С.282 – 284.

4. *Колотков Г.А., Пенин С.Т.* Радиометр как перспективный прибор мониторинга радиоактивных выбросов предприятий ЯТЦ // V Всероссийская конференция молодых ученых "Материаловедение, технологии и экология в третьем тысячелетии". 2012. С. 5-58 – 5-60.

5. Девятые Петряновские чтения. Москва, 18 – 20 июня 2013г.: Сборник тезисов докладов. – М.: С.102. [Электронный ресурс].URL: fp-conference.ru/wp-content/uploads/2014/12/Тезисы-докладов-9-е-Петряновские-чтения.pdf (дата обращения: 20.01.2015)

6. *Jankovic-Mandic L.J., Dragovic R.M., Dordevic M.M.* Spatial variability of Cs-137 in the soil of Belgrade region (Serbia) // Hemijska industrija. 2014. V. 68. № 4. P. 449-455.

7. *Kaiser M.F., Aziz A.M., Ghieth B.M.* Environmental hazards and distribution of radioactive black sand along the Rosetta coastal zone in Egypt using airborne spectrometric and remote sensing data. // J. Environ. Radioact. 2014 V. 137. P. 71-78.

8. Japan's 1st mass-produced drone takes maiden flight [Электронный ресурс]. URL: http://ajw.asahi.com/article/business/AJ201502210031 (дата обращения: 26.03.2015)

9. Measuring radiation from airship [Электронный ресурс].URL: http://www.fukushima-is-still-news.com/2015/03/more-precise-radiation-measurements-from-the-air.html (дата обращения: 19.03.2015)

10. *Смирнов А.С., Рубин Д.Т., Конев В.Н., Стариковский А.В., Шептунов А.А., Толстая А.М.* Разработка квадрокоптеров со специальными свойствами для проведения разведывательных операций // Спецтехника и связь. 2012. № 1. С. 28-30 [Электронный ресурс].URL: http://www.st-s.su/sites/www.st-s.su/files/pdf/articles/2012-01-rubin.pdf (дата обращения: 28.03.2015)

11. *Елохин А.П., Лабашев Д.А.* Методы радиационного контроля радиоактивного загрязнения окружающей среды с помощью беспилотных радиоуправляемых средств и особенности их пилотирования // Глобальная Ядерная Безопасность. 2014. № 2(11) [Электронный ресурс].URL: http://viti-mephi.ru/sites/default/files/pages/docs/gyb_2_2014.pdf (дата обращения: 28.03.2015)

12. *Бабак В.П., Канченко В.А., Ключников А.А., Краснов В.А., Чепур Н.Л.* Беспилотные авиационные комплексы как средство радиационного мониторинга АЭС и окружающей среды // Проблеми безпеки атомних електростанцій і Чорнобиля. 2012. Вип. 19. С. 60–69. [Электронный ресурс].URL: http://nbuv.gov.ua/j-pdf/Pbaech_2012_19_9.pdf (дата обращения: 28.03.2015)

13. British drone set to help nuclear accident sites [Электронный ресурс].URL:http://www.theengineer.co.uk/aerospace/news/british-drone-set-to-help-nuclear-accident-sites/1018254.article (дата обращения: 28.03.2015)

14. Беспилотный летательный аппарат-квадрокоптер "Майский Жук" [Электронный ресурс]. URL: http://www.slideshare.net/kulibin/-10699192 (дата обращения: 28.03.2015)

15. [Электронный ресурс].URL:http://www.blaskor.ru/ru/ (дата обращения: 28.03.2015)

16. [Электронный ресурс].URL: http://www.geosalut.ru/ (дата обращения: 28.03.2015)

17. *Kolotkov G.A., Penin S.T.* Remote monitoring of emission activity level from NPP using radiofrequencies 1420, 1665, 1667 MHz in real time // JENR. 2013. V. 115. P. 69–72.

ПЕРСПЕКТИВНЫЙ РАДИОМЕТРИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС ДЛЯ ДЕТЕКТИРОВАНИЯ РАДИОАКТИВНЫХ ВЫБРОСОВ СИБИРСКОГО ХИМИЧЕСКОГО КОМБИНАТА

Г.А. Колотков, С.Т. Пенин

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева Сибирского отделения Российской академии наук (ИОА СО РАН) 634021, Россия, г.Томск, площадь Академика Зуева, 1

e-mail: kolotkov@iao.ru

Ключевые слова: мониторинг, радиоактивность, АЭС, антенна, МГц.

Аннотация. В статье рассмотрен вопрос об ограниченности используемой на данный момент автоматической системы контроля радиационной обстановки. Предложен радиометрический комплекс в качестве дополнительного компонента системы в случае аварийного выброса на Сибирском химическом комбинате.

Существующие системы мониторинга радиационного фона основаны на сети стационарных постов расположенных в пределах территорий загрязняющих предприятий, на уровне дыхания (2 метра над поверхностью земли), на трубах и крышах прилегающих зданий. Данные об уровне радиоактивности воздуха поступают в центр обработки информации и выводятся оператору на монитор. В среднем данные обновляются один раз за один час – что не позволяет рассматривать такую систему, как работающую в режиме реального времени, поскольку радиоактивный выброс распространяется со средней скоростью ветра порядка 5 км/ч. Более того, во время аварийных выбросов, радиоактивное облако может забрасываться на высоту сотен метров, а, следовательно, имеющаяся сеть стационарных постов не способна контролировать подобные ситуации. Учитывая скорость и направление ветра, радиоактивное облако может опуститься на территории прилегающего населенного пункта, как например это случилось на «Маяке» в 1957 году. Ограниченность измерений пространственных параметров радиоактивных выбросов приводит к вполне понятным выводам: необходима комплексная система дистанционного мониторинга распространения радиоактивных атмосферных выбросов в режиме реального времени [1, 2].

В соответствии с обновленными данными информационной системы о ядерных энергетических реакторах (PRIS), в мире, в статусе действующих, находится 443 атомных энергоблоков, 65 блоков имеют статус строящихся [3]. Например, за время деятельности Сибирского химического комбината (СХК) с 1949 г., произошло 36 радиационных инцидентов: 5 из них квалифицируются как серьёзные (имеют 3-й уровень по международной шкале событий на объектах атомной энергетики INES (International Nuclear Event Scale)). Например, на

радиохимическом заводе (РХЗ) СХК в 1997 г. в течение 2 недель имел место сверхнормативный выброс в атмосферу радиоактивного ^{131}I с превышением предельно допустимого выброса в 2,4 раза. В процессе работы РХЗ образуются газообразные, жидкие и твердые радиоактивные отходы. Газообразные выбросы РХЗ намного интенсивнее, чем выбросы АЭС, поэтому высота газоотводных труб на заводах больше (не менее 200 м). Несмотря на то, что АЭС выбрасывает большее количество радиоактивных благородных газов, выбросы ^{85}Kr РХЗ являются большими по величине. В таблице 1 приведено сравнение радиоактивных выбросов АЭС и РХЗ, работающих в штатном режиме [4, 5].

Таблица 1 Стационарные газообразные выбросы РХЗ и АЭС [3].

Радионуклид	РХЗ (Бк/год)	АЭС (Бк/год)
^{85}Kr	$6 \cdot 10^{17}$	$1{,}07 \cdot 10^{13}$
^{41}Ar	—	$9{,}25 \cdot 10^{11}$
^{133}Xe	—	$1{,}2 \cdot 10^{14}$
^{131}I	—	$1{,}1 \cdot 10^{11}$

Современное состояние розы ветров в г. Томске, а также за предыдущие года начиная с 1993 можно посмотреть на сайте [5]. Несмотря на то, что основная роза ветров направлена с юга - юго-запада на север - северо-восток, в зависимости от сезона года, направление ветров сильно изменяется, что влияет на направление распространения радиоактивных выбросов.

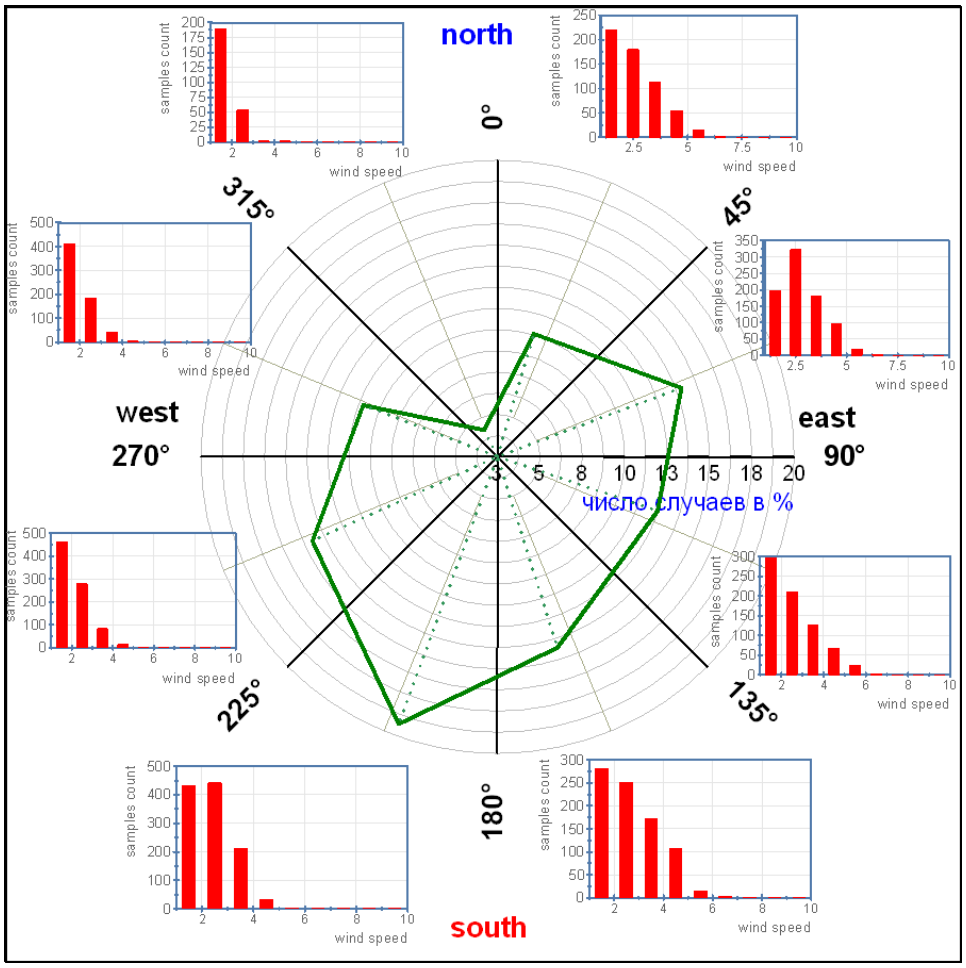


Рис.1. Роза ветров за 2012 -2013 гг. г. Томск [6].

В соответствии с данными [7] перспективный радиометр с параболической антенной может детектировать повышенное содержание радиоактивной примеси в выбросах РХЗ на расстояниях до 60 -70 км. Необходимо отметить, что подробный теоретический анализ о возможности регистрации микроволнового излучения на частотах 1420, 1665-1667 МГц из шлейфа радиоактивного выброса АЭС был проведен в [8]. Таких расстояний вполне достаточно чтобы реализовать расположение 5 - 7 радиометрических систем вокруг предприятий ядерно-топливного цикла, с учетом сложившейся метеорологической обстановки и топографических особенностях местности. Рассматриваемый комплекс позволит существенно дополнить существующие системы радиационного мониторинга комплексом превентивного и оперативного оповещения населения о радиационном загрязнении со стороны ЯТЦ в режиме реального времени.

Цитируемая литература:

1. *Долгих С.О., Власов А.А., Малышкин А.И.* Автоматизированная система контроля радиационной обстановки сибирского химического комбината [Электронный ресурс]. URL: http://conf.atomsib.ru/archive/conf2010/section2/7.doc – (дата обращения 01.04.2012).

2. *Колотков Г.А., Пенин С.Т.* Радиометр как перспективный прибор мониторинга радиоактивных выбросов предприятий ЯТЦ // Материаловедение, технологии и экология в 3-м тысячелетии: сборник докладов V Всероссийской конференции молодых ученых [Электронный ресурс]. – Томск: Издательство ИОА СО РАН, 2012. С. 558–560.

3. The Database on Nuclear Power Reactors [Электронный ресурс]. URL: http://www.iaea.org/PRIS/home.aspx (дата обращения 23.03.2015)

4. *Kolotkov G.A., Penin S.T.* Computation of radiation power from standard radioactive emissions of radiochemical plant at frequencies of 1420 and 1665–1667 MHz // Atmospheric and Oceanic Optics. 2014. V. 27. № 4. P. 320–323.

5. *Рихванов Л.П.* Общие и региональные проблемы радиоэкологии. Томск: изд-во ТПУ, 1997. 383 с.

6. Лаборатория климатологии атмосферного состава ИОА СО РАН [Электронный ресурс]. URL: http://lop.iao.ru/activity/?id=rose (дата обращения 23.10.2013)

7. *Колотков Г.А.* Оптимальные размеры приемной антенны УВЧ – радиометра для дистанционного детектирования уровня радиоактивности в стационарном шлейфе выброса АЭС и РХЗ на частотах 1420 и 1665 – 1667 МГц // Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы: Материалы XX Международного симпозиума [Электронный ресурс]. – Томск: Издательство ИОА СО РАН, 2014. С. D350 – D354.

8. *Kolotkov G.A., Penin S.T.* Remote monitoring of emission activity level from NPP using radiofrequencies 1420, 1665, 1667 MHz in real time // Journal of Environmental Radioactivity. 2013. V. 115. P. 69−72.

МЕТОД ЛЕВЕНБЕРГА-МАРКВАРДТА С ОДНОВРЕМЕННЫМ ВЫЧИСЛЕНИЕМ ЯДЕР УСРЕДНЕНИЯ И ОШИБОК ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ МЕТАНА ИЗ СПЕКТРОВ IASI

М.Ю. Хаматнурова, К.Г. Грибанов

[1]ГОУ ВПО Уральский федеральный университет имени первого Президента России Б.Н. Ельцина, г. Екатеринбург, Россия

m.kolyasnikova@yandex.ru, kgribanov@remotesensing.ru.

Ключевые слова: зондирование атмосферы со спутников, обратные задачи

Представлены результаты подбора параметра метода Левенберга-Марквардта для задачи восстановления профиля метана из спектров IASI/METOP. Предложена модифицированная технология итерационного вычисления ядер усреднения и апостериорной ковариационной матрицы решения для каждого индивидуального спектра. Известный в литературе метод расширен на случай отсутствия априорной статистики профилей метана. Осуществлена программная реализация метода для массовой обработки спектров. Представлены результаты влияния выбора параметра метода Левенберга-Марквардта на норму ядра усреднения и оценку апостериорной ошибки. В качестве начального приближения используются данные ретроспективного анализа NCEP предоставляемые лабораторией исследования земной системы (ESRL), NOAA, Боулдер, США. Перед восстановлением вертикального профиля метана, восстанавливаются поверхностная температура, вертикальный профиль температуры и вертикальный профиль водяного пара.

Наиболее востребованной в дистанционном зондировании атмосферы со спутников является технология обращения спутниковых спектральных измерений, основанная на Байесовких оценках состояния атмосферы [1,2]. Теория оптимального оценивания, основанная на байесовских оценках, включает в рассмотрение априорную информацию об атмосферных параметрах в виде параметров многомерного нормального распределения, а также учитывает шумовые характеристики спектрорадиометра. При оптимизации регуляризующего функционала в оптимальном оценивании, наряду с методом Гаусса-Ньютона, набирает популярность метод Левенберга-Маквардта в приложении к задачам дистанционного зондирования. Характеристика метода восстановления атмосферных параметров обычно осуществляется в терминах матрицы ядра усреднения и апостериорной ковариационной матрицы ошибок решения обратной задачи. Для метода Левенберга-Марквардта в самом общем виде его реализации в применении к задачам дистанционного зондирования разработана технология итеративного вычисления ядер усреднения и оценки апостериорной ковариационной матрицы решения [3]. Знание ядер усреднения для каждого отдельного спектра позволяет осуществлять корректное сравнение спутниковых данных с выводом моделей общей циркуляции атмосферы [4]. Обратные задачи атмосферной оптики, как правило, являются некорректными, следовательно, для их решения необходимо использовать специальные итеративные алгоритмы, устойчивые к шуму, и учитывать всевозможную априорную

информацию об искомом решении. В случае оптимального оценивания необходимы независимые ансамбли для построения ковариационных матриц, однако подобные данные не всегда доступны.

Цель данной работы – распространить развитый аппарат оценивания качества метода обращения спектральных данных в терминах ядра усреднения и апостериорной матрицы ошибок на случай отсутствия априорной ковариационной матрицы вертикальных профилей метана. Определение атмосферных параметров из измерений сводится к решению системы нелинейных уравнений вида:

$$\mathbf{y} = F(\mathbf{x}) + \boldsymbol{\varepsilon} \tag{1}$$

где F – нелинейный оператор прямой модели, $\mathbf{x} = (x_1, x_2, x_3, \dots, x_n)^T$ – вектор атмосферных параметров, включающий в себя температуру поверхности, вертикальные профили температуры, влажности и концентрации оптически активных газов, $\mathbf{y} = (y_1, y_2, y_3, \dots, y_m)^T$ – вектор измеряемых спутниковым сенсором спектральных яркостей в выбранных спектральных каналах с погрешностью $\boldsymbol{\varepsilon}$. При оптимальном оценивании осуществляется минимизация целевой функции:

$$\xi^2 = (\mathbf{y} - F(\mathbf{x}))^2 {\mathbf{S_y}}^{-1} \left(\mathbf{y} - F(\mathbf{x})\right) + (\mathbf{x_a} - \mathbf{x})^{\mathrm{T}} \mathbf{R} (\mathbf{x_a} - \mathbf{x}) \tag{2}$$

где $\mathbf{R}$ – матрица обратная к априорной ковариационной матрице атмосферных параметров, $\mathbf{x_a}$ – вектор атмосферных параметров соответствующий среднему по ансамблю. Итерационная формула метода Левенберга-Маквардта в общем случае [3]:

$$\mathbf{x}_{i+1} = \mathbf{x}_i + \left({\mathbf{K}_i}^{\mathrm{T}} {\mathbf{S_y}}^{-1} \mathbf{K}_i + \mathbf{R} + \lambda_i \mathbf{D}_i\right)^{-1} \left[{\mathbf{K}_i}^{\mathrm{T}} {\mathbf{S_y}}^{-1} \left(\mathbf{y} - F(\mathbf{x}_i)\right) + \mathbf{R}(\mathbf{x_a} - \mathbf{x}_i)\right] \tag{3}$$

здесь $\boldsymbol{K_i}$ – матрица производных оператора F. $\mathbf{D}_i$ – диагональная матрица с элементами, равными диагональным элементам матрицы ${\mathbf{K}_i}^{\mathrm{T}} {\mathbf{S_y}}^{-1} \mathbf{K}_i$, λ_i – неотрицательное число, параметр метода Левенберга-Марквардта. Модификация формулы (3) в данном исследовании заключается в том, чтобы положить $\boldsymbol{R} = \mathbf{0}$, поскольку обратная к ней априорная ковариационная матрица атмосферных параметров неизвестна. В этом случае, практически, рассматривается распространение ошибки измерения спектра через метод обращения с целью получения вертикального профиля метана. Выбор параметра метода Левенберга-Марквардта осуществляется так, как предложено в [5] с учетом особенностей итерационной формулы (3). Сущность метода заключается в том, что задается единственный параметр θ, лежащий в интервале от 0 до 1, а параметр метода Левенберга-Марквардта определяется на каждой итерации следующим образом:

$$\lambda_i = \theta \|F(\mathbf{x}_i) - \mathbf{y}\| + (1 - \theta) \left\| {\mathbf{K}_i}^{\mathrm{T}} {\mathbf{S_y}}^{-1} (F(\mathbf{x}_i) - \mathbf{y}) \right\|. \tag{4}$$

Малый параметр θ не позволяет удаляться решению слишком далеко от начального приближения, в то время как, значения параметра близкие к единице обеспечивают хорошую подгонку спектров, т.е. малую невязку (2), однако приводят к неправдоподобным решениям. Таким образом, выбор параметра θ позволяет сбалансировать ограничения класса возможных решений. Что касается техники итерационного вычисления ядер усреднения, то основу ее составляет рекуррентное вычисление на каждой итерации матрицы перехода согласно следующему правилу:

$$\boldsymbol{T}_0 = \mathbf{0},\ \boldsymbol{T}_{i+1} = \boldsymbol{G}_i + (\boldsymbol{I} - \boldsymbol{G}_i\boldsymbol{K}_i)\boldsymbol{T}_i, \tag{5}$$

где $\boldsymbol{G}_i = \left(\boldsymbol{K}_i^T\boldsymbol{S}_\mathbf{y}^{-1} + \lambda_i\boldsymbol{D}_i\right)^{-1}\boldsymbol{K}_i^T\boldsymbol{S}_\mathbf{y}^{-1}$ – матрица, которая вычисляется на каждой итерации метода (3). После выполнения *r* итераций апостериорная матрица ошибок вычисляется как

$$\boldsymbol{S}_r = \boldsymbol{T}_r\boldsymbol{S}_\mathbf{y}\boldsymbol{T}_r^T, \tag{6}$$

а ядро усреднения как

$$\boldsymbol{A} = \boldsymbol{T}_r\boldsymbol{K}_{r-1}. \tag{7}$$

Для изучения возможностей метода использовались спектры теплового ИК диапазона, измеряемые действующим сенсором IASI на борту европейского метеорологического спутника METOP. Начальное приближение состояния атмосферы (вертикальные профили температуры и влажности) извлекалось из данных ретроспективного анализа NCEP/NCAR предоставляемых отделом физических наук лаборатории исследования Земли (ESRL PSD) Национальной администрации по атмосфере и океану (NOAA) США на веб-сайте по адресу http://www.esrl.noaa.gov/psd/. Предварительно восстанавливалась температура поверхности Земли из спектра в интервале 819-821 см$^{-1}$, вертикальный профиль температуры (интервал 680 – 765 см$^{-1}$) и вертикальный профиль концентрации водяного пара (1195 – 1200 см$^{-1}$). Уточненное таким образом начальное приближение атмосферы затем использовалось многократно для определения вертикального профиля метана из спектра в интервале 1214 – 1308 см$^{-1}$ при задании различных значений параметра θ. Значения этого параметра варьировались от 0.05 до 0.95. Количество итераций метода Левенберга-Марквардта выбиралось фиксированным и равным 10, а критерий остановки по уровню невязки выбирался заведомо невыполнимым для заданного числа итераций. В вычислительном эксперименте использовалось модифицированное программное обеспечение FIRE-ARMS [6] и пакет сценариев и программ массовой обработки для выполнения всего цикла операций от извлечения конкретного спектра из стандартных продуктов IASI в формате HDF5 и данных ретроспективного анализа в формате NetCDF до обработки ядер усреднения и апостериорных ковариационных матриц вертикальных профилей метана. Характерный вид ядра усреднения представлен на Рис. 1а. Можно отметить,

что выбор параметра θ слабо влияет на вид ядра усреднения, однако меняет его количественно. Это обстоятельство отражено на Рис. 1б в виде графика зависимости нормы ядра усреднения от величины параметра θ. Ошибки восстановления профиля для всех значений параметра θ приведены на Рис. 1в. С ростом параметра θ растет и ошибка восстановления.

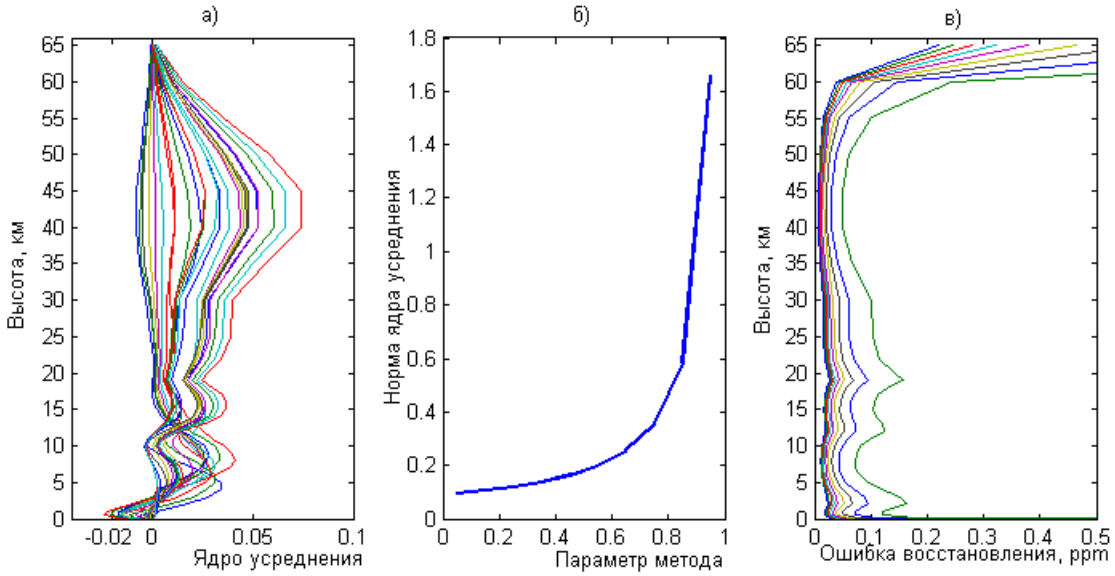


Рисунок 1. а) Ядро усреднения, б) График зависимости нормы ядра усреднения от параметра метода, в) Ошибка восстановления

В заключение следует отметить, что в данной работе осуществлялась вариация значений концентрации метана на 34-х высотных уровнях, что определяло слишком большую размерность для задачи, в которой число степеней свободы обычно в методе оптимального оценивания не превышает 3. Предметом дальнейшего исследования следует обозначить определение понятия степеней свободы для описанного метода и понижение размерности метода путем задания вертикальных профилей параметрическими зависимостями с небольшим числом параметров (2-3) с разработкой аппарата итерационного вычисления ядер усреднения и апостериорных ковариационных матриц.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 15-01-05984

1. Покровский О. М., Тимофеев Ю. М. Общий статистический подход к решению обратных задач атмосферной оптики // Метеорология и гидрология.1972. №1. С. 52-59.
2. Rodgers C. D. Retrieval of Atmospheric Temperature and Composition From Remote Measurements of Thermal Radiation // Rev. Geoph. and Space Phys.1976. №14. P. 609.
3. Ceccherini S., Ridolfi M.Variance-covariance matrix and averaging kernels for the Levenberg-Marquardt solution of the retrieval of atmospheric vertical profiles // ACP. 2010. V.10, P. 3131 - 3139
4. Risi C., Noone D., Worden J., Frankenberg C., Stiller G., Kiefer M., Funke B., Walker K., Bernath P., Schneider M., Wunch D., Sherlock V., Deutscher N., Griffith D., Wernberg, P., Bony S., Jeonghoon Lee D. B., Uemura R., and Sturm C. Process-evaluation of tropical and subtropical tropospheric humidity simulated by general circulation models using water vapor isotopic observations. Part 1 model-data intercomparison // J. Geophy. Res.2012. V.117. doi: 10.1029/2011JD016621
5. Ma,C.,Jiang, L. Some Research on Levenberg-Marquardt Method for the Nonlinear Equations // Applied Mathematics and Computation. 2007. V.184. P. 1032–1040
6. Gribanov K.G., Zakharov V.I., Tashkun S.A., Tyuterev Vl.G.. A New Software Tool for Radiative Transfer Calculations and its application to IMG/ADEOS data // JQSRT.2001.V.68.№ 4. P. 435-451.

КОСМИЧЕСКИЕ ЛУЧИ В ТЕМПЕРАТУРНОМ РЕЖИМЕ ПРИЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЫ

Каримов К.А., . – д.ф.-м.н.
Институт физико-технических проблем и материаловедения НАН КР
г. Бишкек, Кыргызская Республика
Крылов С.В.
Институт физико-технических проблем и материаловедения НАН КР
г. Бишкек, Кыргызская Республика

В понимании механизмов климатообразующих факторов важную роль играет исследование вариаций солнечной активности и космических лучей, что в свою очередь может иметь фундаментальное и прикладное значение в целом.Поступающие из космоса в атмосферу Земли материальные частицы – космические лучи и космическая пыль, связаны как с медленными изменениями глобального климата Земли, так и кратковременные аномальные явления, такие как грозовые облака. Космические лучи состоят из нуклонов солнечного и внегалактического происхождения.

При прохождении через межзвездную среду происходит частичная диссипация космических лучей, тем самым они отдают часть своей энергии космическому пространству. Полагают, что космические лучи состоят из нуклонов, а межзвездный газ преимущественно состоит из неионизированного водорода, хотя частично около 10% этого газа ионизировано /1/.

Космические лучи, взаимодействуя с атмосферой, рождают вторичное излучение. Максимальное взаимодействие космических лучей наблюдается в атмосфере на высотах 20-25 км /2/.

В свою очередь, вторичные ионизованные частицы, образующиеся от взаимодействий космических лучей с атмосферой, являются главными ионизаторами воздуха. Все это приводит к повышению электропроводности воздуха и электрической активности грозовых облаков.

В тропосфере под действием электрических полей ускоряется процесс прилипания легких ионов к незаряженным аэрозольным частицам. Заряженные аэрозольные частицы служат ядрами конденсации водяного пара, находящегося в атмосфере. В связи с этим в атмосфере усиливается процесс конденсации водяного пара с последующим образованием капель воды. Это, в свою очередь, приводит к увеличению площади облачного покрова. Максимум напряженности электрического поля, создаваемого зарядом Земли, находится на высоте 1-2 км. Там же находится и максимум концентрации незаряженных аэрозолей. Таким образом, космические лучи опосредовано (через грозовые облака и конденсации капель на аэрозольных частицах) могут существенно влиять на образование нижней облачности до высоты 3 км. Нижняя облачность от общей составляет до 40% и обладает высшим альбедо и по отражательной способности оценивается примерно в 20 Вт/м2.

Таким образом, космические лучи могут оказывать регулирующее действие на облачность, а через нее и на климат. Чем ниже солнечная активность, тем выше интенсивность космических лучей, тем больше облачность и это, естественно, приводит к похолоданию в нижней атмосфере.

Параметры гелиосферы изменяются с изменением солнечной активности в течении 11-летнего цикла, и в ГКЛ наблюдается модуляция интенсивности, называемая 11-летней вариацией. При этом интенсивность КЛ изменяется в противофазе с солнечной активностью. Кроме 11-летних вариаций наблюдается также эффект Форбуша, который представляет собой кратковременное понижение интенсивности КЛ (на 50% в межпланетном пространстве и до 25-30% на поверхности Земли), обычно связанное с

геомагнитной бурей. Этот эффект вызывается рассеянием ГКЛ магнитными полями, переносимыми солнечными корпускулярными потоками после вспышек на Солнце, когда поля оказываются у Земли и экранируют её от КЛ.

Что касается облачности, то здесь необходимо учитывать региональные особенности, к примеру, тот факт, что в зимний период вся европейская территория покрыта облачностью. В зимний период над Европой преобладает циклонический тип циркуляции, в связи с чем, на зимний период приходится максимум облачности. В Восточной Сибири и Забайкалье господствуют антициклоны и, соответственно, в зимний период облачность максимальная, а максимум облачности приходится на лето и осень. В связи с чем, при анализе интенсивности солнечной активности и космических лучей необходимо учитывать региональные особенности, связанные с доминированием в данном регионе циклонической или антициклональной циркуляции.

Для изучения вышеперечисленных связей использовались данные о среднемесячных температурах по метеостанциям Бишкек (760 м над у.м.), Нарын (2040 м над у.м.), Тянь-Шань (3700 м над у.м.) за период с 1998 до 2011 годы. За этот же период взяты данные NASA о потоках космических лучей в диапазоне энергии 270-450 MeV/nuc, соответствующей ядрам железа Fe. За этот же период взяты данные о радиоизлучении Солнца на длине волны 10,7 см.

Результаты анализа трех независимых параметров – солнечной активности, интенсивности космических лучей и среднепериодной приземной температуры за холодное полугодие показывают, что интенсивность космических лучей и параметр солнечной активности изменяются в противофазе, что следует из эксперимента и теории высыпания космических частиц на Землю. При этом средние температуры за 4 зимних месяца по данным станции Тянь-Шань (3700 м над у.м.) и по станции Бишкек (760 м над у.м.) изменяются в фазе. Крупномасштабные вариации данных о температуре за зимний период по ст. Нарын не согласуются с данными по ст. Тянь-Шань и ст. Бишкек. На этом уровне атмосферы происходит частая смена ветрового режима, включая и облачность. /6/.

Главным параметром, влияющим на климат Земли, является поток солнечной радиации, приходящей на земную поверхность. Следует отметить, что в вариациях приземной температуры не видно 11-летней периодичности, поскольку в этих вариациях присутствует широкий спектр различных составляющих. К этому спектру можно отнести вариации глобальной и локальной долинной циркуляции, орографические волны, загрязнения атмосферы техногенными и природными выбросами и т.д/6/.

Так как температурный ряд призменной температуры есть сумма вкладов различных факторов (компонент), перечисленных выше, то стоит задача выделение одной из этих компонент, в данном случае 11-летней периодичности солнечной активности. При этом необходимо отметить, что эти компоненты зачастую имеют нестационарный характер и поэтому применение методов классического спектрального анализа представляется некорректным.

Одним из современных методов спектрального анализа нестационарных сигналов является вейвлет-преобразование - интегральное преобразование, которое представляет собой свертку вейвлет-функции с сигналом. В общем виде вейвлеты - это обобщённое название математических функций определенной формы, которые локальны во времени и по частоте, и в которых все функции получаются из одной базовой, за счет ее изменения путем сдвига и масштабирования (растягивания) /3/.

Отмеченные особенности вейвлет-преобразования дают возможность анализировать временной ряд среднегодовой температуры на станции Бишкек в период времени с 1960 по 2009 годы, позволяя выделить различные частотные составляющие, такие как 25, 11, 5-летние циклы и т.д. (рис. 1).

Перед процедурой вейвлет-преобразования из этого ряда вычтен линейный тренд, присутствие которого приводит к уширению основных составляющих по частоте, что, в конечном счете, сказывается на точности локализации интересующей нас частотной компоненты.

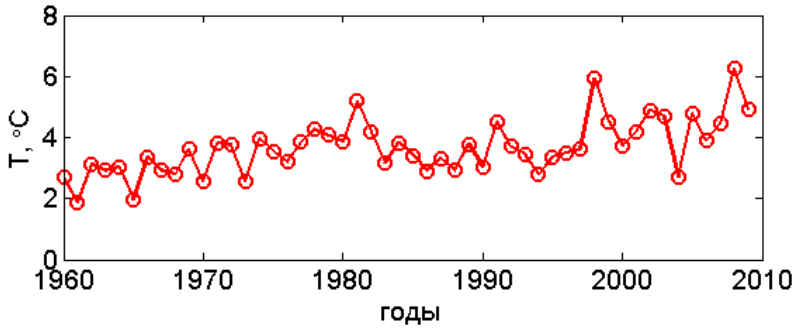


Рис.1 Среднегодовая температура (станция Бишкек)

На рис.2 представлены коэффициенты непрерывного вейвлет-преобразования. Здесь более яркие области относят к коэффициентам с большими значениями и соответственно к областям исследуемого сигнала, где наблюдается положительна корреляция между самим участком сигнала и выбранной вейвлетной функцией. Видно, что отчетливо выделяются периодичности 11, 5 и 3-летнего циклов солнечной активности.

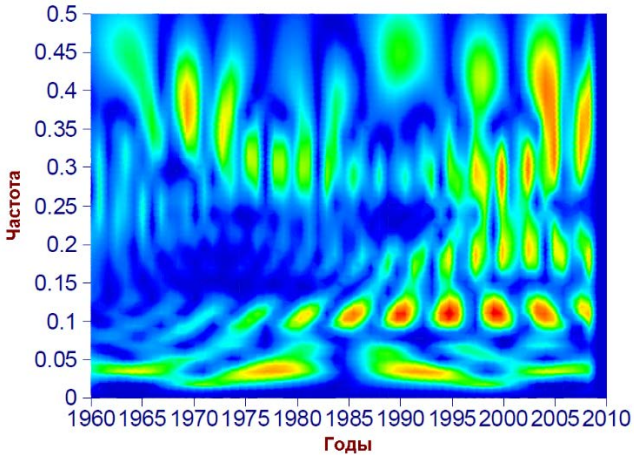


Рис.2 Коэффициенты непрерывного вейвлет-преобразования (вейвлет Морле-6)

На рис. 3 приведены ряды температурных вариаций за счет влияния солнечной активности (11-летний цикл) и интенсивности галактических космических лучей.

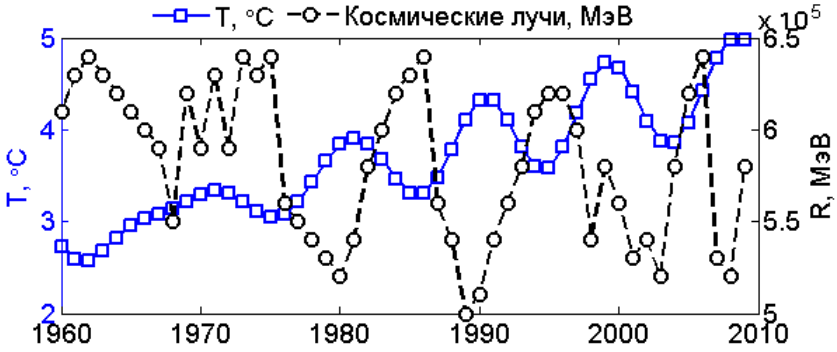


Рис.4 Среднегодовые вариации галактических космических лучей и приземной температуры (11-летний цикл)

При рассмотрении более детального влияния космических лучей на температурный режим приземной атмосферы, была предварительно выявлена следующая особенность. Период повышенной активности космических лучей охватывает минимум 5 лет, и за это

время было отмечено только 2-3 температурные аномалии в сторону понижения температуры.

Это ярко выраженное похолодание в зимний период 2008 г., когда практически по всем метеостанциям в Чуйской долине было отмечено резкое похолодание, при этом среднее понижение температуры ΔT составляло минус (3-5)°C. Нужно отметить, что по данным одной из метеостанций Жаны-Жер, расположенной на плато в 200 км северо-западнее Бишкека, это похолодание сопровождалось понижением температуры на минус 5°C.

Второй период похолодания был сравнительно небольшой, минимум отклонения температуры ΔT = -1,5°C пришелся на 2005 год, при ошибке ± 0,3°C.

Третий период изменения температуры в сторону понижения отмечался в 2001 г., когда понижение температуры составило -1,5°C. При этом ошибка измерения температуры составляла ± 0,3°C.

В остальные периоды, когда отмечалась аномально высокая интенсивность космических лучей, подобных отклонений приземной температуры в сторону резкого похолодания не наблюдалось. /6/.

Выводы.

1. Интенсивность космических лучей и параметр солнечной активности изменяются в противофазе, что следует из эксперимента и теории высыпания космических частиц на Землю.

2. Средние температуры за 4 зимних месяца по данным станции Тянь-Шань (3700 м над у.м.) и по станции Бишкек (760 м над у.м.) изменяются в фазе. Крупномасштабные вариации температуры за зимний период по ст. Нарын не согласуются с данными по ст. Тянь-Шань и ст. Бишкек. На этом уровне атмосферы происходит частая смена ветрового режима, включая и облачность.

3.Из вышеприведенного следует, что резкие скачки в температурном режиме приземной атмосферы отмечаются тогда, когда наблюдается значимый рост интенсивности потока космических лучей. В остальные периоды резких отклонений температуры в сторону похолодания не наблюдаются. Все проанализированные понижения температуры отмечаются только в вариациях приземной температуры воздуха на уровне 760 м (ст. Бишкек) и при наличии больших градиентов в интенсивности космических лучей.

4. Удалось выделить в вариациях приземной температуры составляющую, которая соответствует 11-летнему циклу солнечной активности. Ее вклад, в частности амплитуда, варьируется в пределах 0.5-0.9 ºC.

ЛИТЕРАТУРА:

1. Гинзбург В.Л., Сыроватский С.И. Происхождение космических лучей, Изд-во АН СССР, 1963.
2. Чарахчьян А.Н., Базилевская Г.Н., Сташков Ю.И., Чарахчьян Т.Н. Космические лучи в стратосфере и околоземном пространстве в период 19-го и 20-го циклов солнечной активности. //Труды ФИАН, М. Наука, 1976, т. 88, с. 3-50.
3. Mallat S. A Wavelet Tour of Signal Processing, San Diego, CA: Academic Press, 1998..
4. Ермаков В.И., Сташков Ю.И Космические лучи и потепление климата Земли // 5.
5. ЦАО Росгидромета, ФИАН, (www.pdffactory.com). Элементарные частицы и космические лучи, сб. статей под редакцией Розенталя И.Л. Московский инженерно-физический институт. Атомиздат, М. 1967, 160 с
6. Каримов К.А. Современная эволюция глобального потепления: реальности и мифы // Изв. НАН КР, 2012, №4, с. 90-94

ИЗМЕНЕНИЕ ВЕРТИКАЛЬНОГО ПРОФИЛЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВНЕТРОПИЧЕСКИХ ЦИКЛОНОВ ПРИ РАЗНЫХ ВНЕШНИХ УСЛОВИЯХ

А.А. Караханян, С.И. Молодых

Институт солнечно-земной физики СО РАН, г. Иркутск, Россия

asha@iszf.irk.ru, sim@iszf.irk.ru

Ключевые слова: температура, изобарическая поверхность, внетропический циклон, солнечная активность.

Проведено исследование вариаций вертикального профиля температуры в центральных частях теплого и холодного секторов в процессе возникновения и развития циклонов, перемещающихся в атмосфере внетропических широт, во время фазы минимума солнечной активности. Проанализирована динамика вертикального профиля температуры в течении циклогенезиса как над сушей, так и над океаном в спокойных и возмущенных геомагнитных условиях. В спокойных геомагнитных условиях происходит классическое заполнение циклона, при котором понижение температуры в теплом секторе сопровождается её повышением в холодном секторе циклона на высотах до 300 гПа. При возмущенных геомагнитных условиях наблюдается замедление повышения температуры в холодном секторе циклона. Для теплого сектора циклона характерно незначительное повышение и стабилизация температуры, что приводит к замедлению заполнения и увеличению продолжительности жизни циклона.

Основными структурами атмосферной циркуляции в тропосфере являются циклоны и антициклоны. Воздействие процессов солнечной активности на тропосферу существенно меньше энергетики барических образований. Поэтому результатом воздействия солнечной активности может быть модуляция циклонов и антициклонов, которая приводит к изменению интенсивности, направления движения, геометрических параметров (форма, размер) атмосферных образований [1, 2]. В свою очередь, изменение характеристик атмосферных возмущений может повлиять на величину отклика тропосферы на солнечную активность [3]. В процесс возникновения и развития барических образований одновременно вовлекаются как теплая, так и холодная воздушные массы. Поскольку свойства воздушной массы определяют режим погоды над территорией, которую она занимает, мы предполагаем, что солнечный сигнал будет наиболее ярко выражен в изменении стратификации данной воздушной массы, то есть вертикального распределения температуры. Целью данной работы является исследование динамики распределения температуры с высотой в теплом и холодном секторах внетропических циклонов над сушей и океаном в спокойных и возмущенных геомагнитных условиях во время фазы минимума солнечной активности.

В настоящее время благодаря развитию численных методов по созданию баз данных, основанных на комплексном учете метеорологических измерений, данных радиозондового,

самолетного и спутникового зондирования, возможно получение более полной информации о состоянии климатической системы. Для реализации цели работы использовались четырехсрочные данные NCEP/NCAR реанализа (http://www.cdc.noaa.gov/) по температуре на стандартных изобарических поверхностях. Уровень возмущенности геомагнитного поля оценивался на основе Аа-индекса геомагнитной активности [Электронный ресурс: http://www.ngdc.noaa.gov/seg/geomag/data.shtml]. Географические координаты центров циклонов определялись по данным электронного ресурса http://data.giss.nasa.gov/. Для периода времени, в течение которого (согласно данным электронного ресурса http://data.giss.nasa.gov/) регистрировалось существование циклона, были построены последовательности карт поля температуры (для уровня 500 гПа), по которым определялись координаты центров теплого и холодного секторов данного циклона. Далее рассчитывались последовательности вертикальных профилей температуры в центре как теплого, так и холодного секторов.

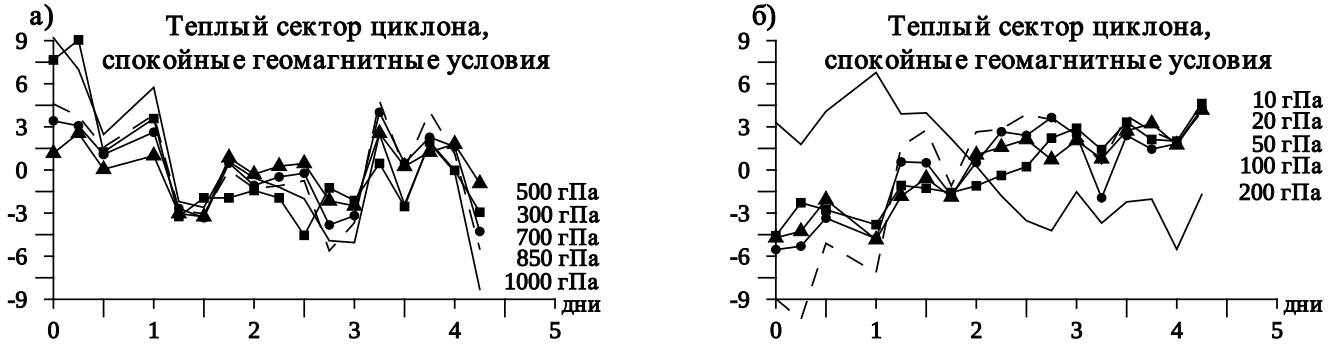


Рис. 1. Изменение вертикального профиля температуры в теплом секторе циклона над океаном в спокойных геомагнитных условиях – центр циклона ~ 47 с.ш.,160 в.д., 23 января 1996 г.

На рис. 1 представлено изменение аномалий температуры (относительно среднего суточного хода) на стандартных изобарических уровнях в центре теплого сектора над океаном, при низком уровне геомагнитной активности. Слева представлены аномалии температуры для высот ниже уровня 300 гПа, а справа для высот выше этого уровня. Из данных, представленных на рис. 1 ясно видно типичное, для теплого сектора, поведение температуры – понижение в нижней части и повышение в верхней части сектора.

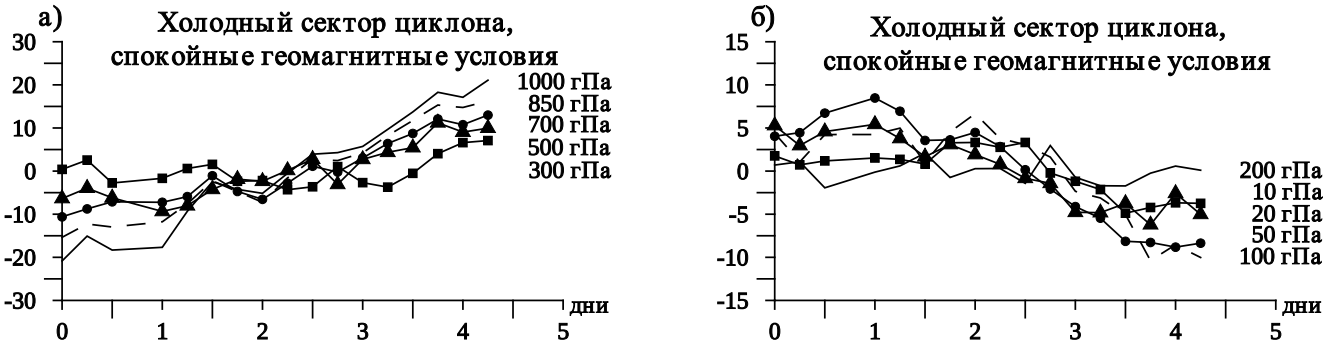


Рис. 2. Изменение вертикального профиля температуры в холодном секторе циклона над океаном в спокойных геомагнитных условиях – центр циклона ~ 47 с.ш.,160 в.д., 23 января 1996 г.

На рис. 2 представлено изменение аномалий температуры аналогично рис. 1, но в центре холодного сектора над океаном, при низком уровне геомагнитной активности. Слева представлены аномалии температуры для высот ниже уровня 300 гПа, а справа для высот выше этого уровня. Проведенный анализ рисунков 1 и 2 показывает, что при низком уровне геомагнитной активности наблюдается понижение температуры в нижней части теплого сектора и повышение в нижней части холодного. Отметим, что в верхней части секторов наблюдается противоположный эффект. Таким образом, при низком уровне геомагнитной активности происходит постепенное уменьшение перепадов температуры между теплым и холодным секторами внетропического циклона.

Изменение аномалий температуры на стандартных изобарических уровнях в центре теплого сектора над океаном при повышенном уровне геомагнитной активности, приведено на рис. 3. Слева представлены аномалии температуры для высот ниже уровня 300 гПа, а справа для высот выше этого уровня.

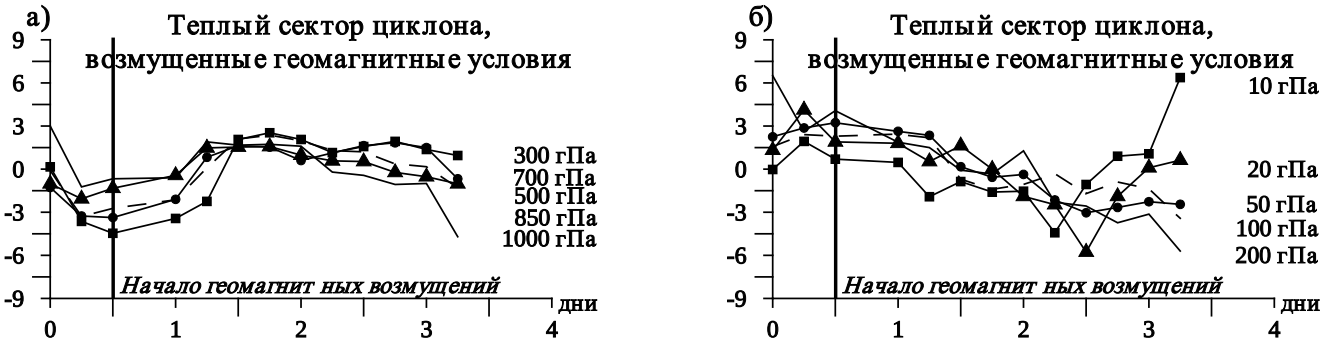


Рис. 3. Изменение вертикального профиля температуры в теплом секторе циклона в возмущенных геомагнитных условиях – центр циклона ~ 44 с.ш.,175 в.д., 2 января 1996 г.

Сравнение данных, приведенных на рис.3 и рис.1, показывает, что в начале геомагнитного возмущения, в теплом секторе циклона на высотах до 300 гПа, наблюдается повышение температуры (рис. 3 слева), которая после этого почти не изменяется, в отличие от спокойных геомагнитных условий (рис.1). На высотах выше 300 гПа при возмущенных геомагнитных условиях наблюдается непрерывное понижение температуры.

На рис.4, так же как и на рис.3 представлено изменение аномалий температуры на стандартных изобарических уровнях над океаном, при повышенном уровне геомагнитной активности, но в центре холодного сектора. Анализ данных, приведенных на рис.4 и на рис.2, показывает, что после начала геомагнитного возмущения, рост температуры на высотах ниже 300 гПа практически прекращается, в отличие от спокойных геомагнитных условий. На высотах выше 300 гПа, в центре холодного сектора, после начала геомагнитного возмущения наблюдается прекращение понижения температуры.

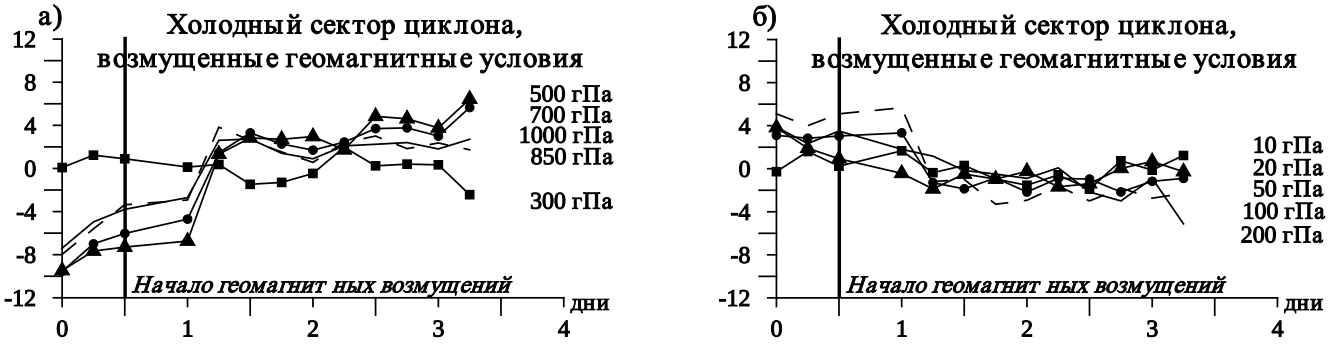


Рис. 4. Изменение вертикального профиля температуры в холодном секторе циклона в возмущенных геомагнитных условиях – центр циклона ~ 44 с.ш.,175 в.д., 2 января 1996 г.

Распределение температуры по высоте в воздушных массах, участвующих в образовании и развитии циклона над материком в спокойных геомагнитных условиях, аналогично поведению вертикального профиля температуры в теплом и холодном секторах внетропических циклонов над океаном. Во время геомагнитных возмущений изменения температуры над материком, в теплом и холодном секторах, аналогичны изменениям над океаном, за исключением слоя ниже 850 гПа, где наблюдается увеличение амплитуды суточных вариаций.

Анализ динамики вертикального профиля температуры в теплом и холодном секторах внетропических циклонов при разных уровнях геомагнитной возмущенности в минимуме солнечной активности показал, что в спокойных геомагнитных условиях происходит заполнение циклона, характеризующееся выравниванием температур в обоих секторах, сопровождающееся понижением температуры в теплом секторе и её повышением в холодном секторе циклона. Во время возмущенных геомагнитных условий наблюдается прекращение заполнения циклона и некоторое повышение температуры, как в теплом, так и в холодном секторах циклона.

Работа выполнена в рамках гранта № НШ-2942.2014.5 Президента РФ государственной поддержки ведущих научных школ РФ.

Литература

1. Веретененко С.В., Дергачев В.А., Дмитриев П.Б. Солнечная активность и вариации космических лучей как фактор интенсивности циклонических процессов в умеренных широтах // Геомагнетизм и аэрономия. 2007. Т. 47. № 3. С. 399–406.

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

3. Karakhanyan A.A., Zherebtsov G.A., Kovalenko V.A., Molodykh S.I. Role of atmospheric circulation in the baric field response to the earth's crossing of the interplanetary magnetic field sector boundaries // Geomagnetism and Aeronomy. 2011. Т. 51. № 8. С. 1155-1159.

РЕЗОНАНСНОЕ РАССЕЯНИЕ НА ВОЗБУЖДЕННЫХ АТОМАХ И ИОНАХ ВЕРХНЕЙ АТМОСФЕРЫ КАК ВОЗМОЖНЫЙ МЕХАНИЗМ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЙ ИОНОСФЕРЫ

Бычков В.В., Непомнящий Ю.А, Шевцов Б.М.

Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, с. Паратунка, Елизовского района, Камчатского края, vasily.v.bychkov@gmail.com, vicekam@gmail.com, bshev@ikir.ru

По результатам лидарных наблюдений 2014 года представлены новые экспериментальные данные, подтверждающие корреляцию лидарных сигналов обратного рассеяния света на длине волны 532 нм с параметрами, определяющими содержание плазмы в ночном слое F2 ионосферы. Обсуждается возможность использования лидарного метода в исследованиях ионосферы. Физической основой этого метода может быть резонансное рассеяние на атомах и ионах верхней атмосферы.

Ключевые слова: лидарное зондирование, ионосфера, атмосфера, рассеяние

Введение. В работе [1] по данным лидарных и ионосферных наблюдений за 28 марта 2008 г. показано, что в этот день разница суммарного сигнала от области высот 200-300 км, за вычетом независимо измеренного фонового сигнала, коррелирует с содержанием плазмы в области максимума ночного слоя F2 ионосферы. В работах [2,3,4] приводятся другие экспериментальные данные, подтверждающие такие корреляции. Исследование геофизической обстановки, сопровождавшей явление, показало, что корреляции лидарного сигнала от верхних слоев атмосферы с foF2 ионосферы могут появляться как во время геомагнитных возмущений, так и в магнитоспокойных условиях. Показано, что корреляции лидарного сигнала с foF2 ионосферы всегда сопровождаются появлением слоев Es корпускулярного типа. Обоснован возможный физический механизм, объясняющий эти корреляции – резонансное рассеяние на возбужденных ионах атома азота, возникающих во время высыпаний электронов в ионосферу.

Аппаратный комплекс. Использованы экспериментальные данные, полученные на лидарной и ионосферной станциях, расположенных на Камчатке, с. Паратунка (52.9N, 158E). Аппаратный комплекс описан в работе [2]. В наблюдениях 2014 г. использовался лазер YG982E с частотой 10 Гц и энергией в импульсе около одного Дж при работе на длине волны 532 нм. В приемной системе использовался ФЭУ Hamamatsu H8259-01, счетчик фотонов Hamamatsu M8784. Применялся светофильтр с шириной полосы пропускания на полувысоте FWHM=1 нм, пропусканием %T>65%, блокировкой в области 300-1100 нм – E-5.

Результаты наблюдений. Во время геомагнитного возмущения 28-30 августа 2014 г. по погодным условиям лидарные зондирование атмосферы на длине волны 532 нм проводилось 29 и

30 августа. По данным ионосферной станции ИКИР в оба дня зарегистрировано появление ночных Es корпускулярного типа. На рисунках 1а, 1б приведены результаты наблюдений за 30 августа. Точками на рис. 1а изображены значения foEs. Для удобства отображения их на одном графике с foF2 все значения foEs увеличены на 3 МГц.

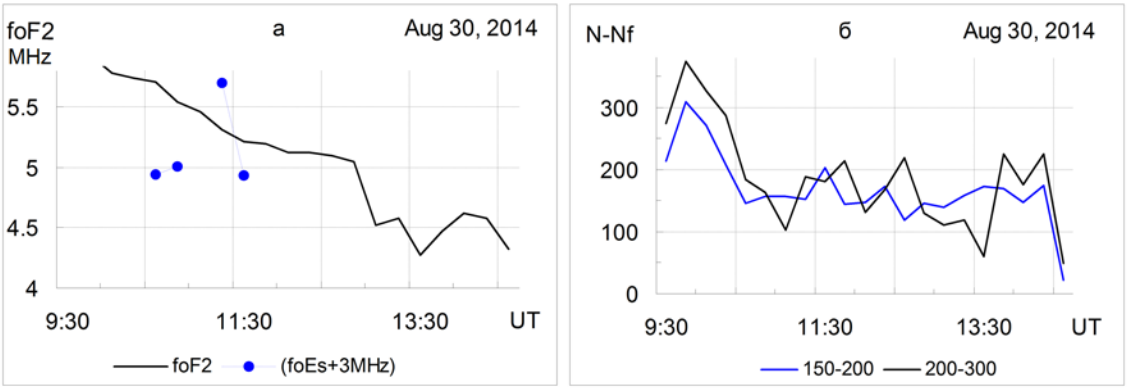


Рис. 1. Критическая частота слоя F2 ионосферы (а) и лидарный сигнал от слоев 150-200 и 200-300 км (б) во время геомагнитного возмущения 30 августа 2014 года.

Наблюдается корреляция между лидарными сигналами от слоев верхней атмосферы и foF2 ионосферы. Корпускулярные Es появлялись на высотах 100-114 км. Сигналы от слоев 150-200 и 200-300 км имеют коэффициент корреляции между собой равный 0.78. Высокая корреляция с коэффициентом 0.81 наблюдалась в этот день и между суммарными сигналами от слоев 200-300 км и 300-400 км. Коррелированное поведение лидарных сигналов от разных слоев не характерно для высот более 100 км. В практическом смысле это свойство лидарных сигналов удобнее всего использовать для выявления корреляций лидарных сигналов с foF2 ионосферы. Оно также может служить для качественной оценки спектра высыпавшихся частиц.

Корреляции лидарного сигнала со значениями foF2 в течение всех 5 часов наблюдений наблюдались также 18 ноября 2014 г., при этом по данным геомагнитной обсерватории ИКИР все геомагнитные К-индексы равнялись нулю. Корреляции лидарного сигнала с foF2 ионосферы в магнитоспокойных условиях 14 мая 2014 приведены также в работе [4]. Имеется еще несколько дней наблюдений 2014 года с корреляциями лидарных сигналов с содержанием плазмы в слое F2 ионосферы на небольших временных интервалах.

Обсуждение результатов. В работах [3, 4] корреляции лидарных сигналов с больших высот с содержанием плазмы в слое F2 объяснены резонансным рассеянием на возбужденных состояниях иона атома азота с главным квантовым числом n=3. На рис. 2 на спектре излучения твердотельного Nd:YAG лазера, приведены линии излучения возбужденного иона атома азота, взятые из работы [4]. Ширина спектра излучения лазера на половине высоты составляет 0.14 нм. Соответствующие термы состояний приведены в таблице работы [4].

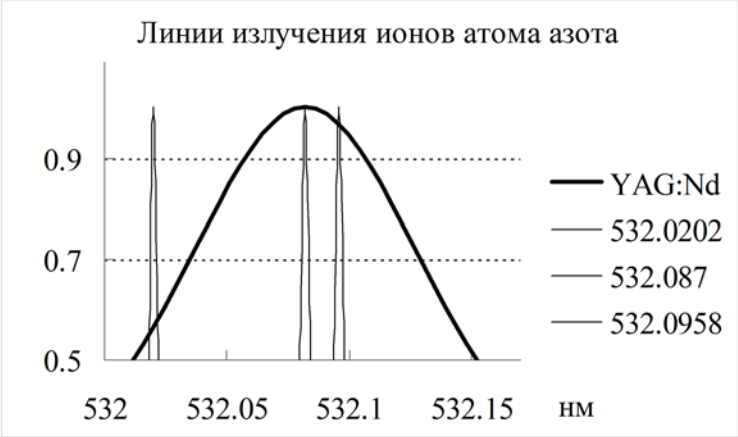


Рис. 2. Схема линий излучения ионов азота относительно спектра Nd:YAG лазера.

Вклад в лидарный сигнал каждого из этих состояний, однозначно пока не определен. Требуются эксперименты с лучшим разрешением принятых сигналов по частоте.

Лидарные наблюдения верхней атмосферы могут дать новую информацию о распределении заряженных компонент в ионосфере с существенно лучшим разрешением по пространству и улучшить представление о структуре ионосферы. Основным недостатком этого метода нужно признать очень слабый лидарный сигнал и плохое отношение сигнал/шум даже в безлунные ночи. В значительной степени это связано с низким содержанием ионов атома азота, попадающих в полосу излучения твердотельных лазеров на длине волны 532 нм. Общее содержание ионов атома азота в области 150-300 км оценивается в единицы процентов днем и считается пренебрежимо малым ночью. Обнаружить это рассеяние удавалось только в те ночи, когда появлялись дополнительные источники ионизации.

Представляются перспективными лидарные наблюдения с использованием лазера на красителях. На пример лазер TDL-90 с лазером накачки YG-982E (Quantel, Франция) может дать излучение с энергией порядка 0.2 Дж в импульсе. С энергетической точки зрения, тем не менее, должен появиться выигрыш. Согласно рис. 2 в рассеянии на ионах атома азота на длине волны близкой к 532 нм может участвовать менее 10% фотонов лазерного импульса того же лазера YG-982E. В то же время ширина спектра излучения лазера TDL-90 на длине волны 560 нм равна 0.025 нм, т.е. почти на порядок уже. Более существенной является возможность работы на частотах, соответствующих переходам между состояниями атомов или ионов атомарного кислорода – основного иона в области F2 ионосферы. В Таблице приведена лишь часть линий атомарного кислорода (OI) и его иона (OII), попадающих в полосу энергий лазера на красителях, составляющей более 95% от максимально возможной энергии (на ~562 нм) при использовании красителя Rhodamine 590.

Таблица. Дипольные переходы возбужденных атомов и ионов кислорода в полосе излучения лазера с красителем Rhodamine 590.

	Компо-нент	Wavelength Air (nm)	A_{ki} (s^{-1})	Lower Level	Term	J	Upper Level	Term	J
1	O I	555.4832	5,83e+05	$2s^2 2p^3(^4S°)3p$	^3P	1	$2s^2 2p^3(^4S°)7s$	$^3S°$	1
2	O I	555.5004	9,71e+05	$2s^2 2p^3(^4S°)3p$	^3P	2	$2s^2 2p^3(^4S°)7s$	$^3S°$	1
3	O I	555.5053	1,94e+05	$2s^2 2p^3(^4S°)3p$	^3P	0	$2s^2 2p^3(^4S°)7s$	$^3S°$	1
4	O II	558.3217	2,17e+06	$2s^2 2p^2(^1S)3s$	^2S	$^1/_2$	$2s^2 2p^2(^3P)4p$	$^2P°$	$^3/_2$
5	O II	561.1072	2,14e+06	$2s^2 2p^2(^1S)3s$	^2S	$^1/_2$	$2s^2 2p^2(^3P)4p$	$^2P°$	$^1/_2$
6	O II	575.3926	1,27e+05	$2s2p^4$	^2P	$^3/_2$	$2s^2 2p^2(^1D)3p$	$^2D°$	$^3/_2$
7	O II	576.1012	6,39e+05	$2s2p^4$	^2P	$^3/_2$	$2s^2 2p^2(^1D)3p$	$^2D°$	$^5/_2$

Заключение. Наблюдавшиеся с 2008 года корреляции лидарного сигнала с foF2 ионосферы во время высыпаний мягких электронов в ионосферу получают подтверждение на достаточно большом периоде наблюдений. Гипотеза о резонансном рассеянии на ионах атомарного азота представляется обоснованной и не имеет пока достойных альтернатив. Возможность лидарных исследований ионосферы в полосе частот атомарного кислорода представляется реалистичной и требует экспериментальных подтверждений.

Работа выполнена при поддержке проекта ДВО РАН № 12-I-ОФН-16, гранта РФФИ 13-05-01036а.

1. *V. V. Bychkov, B. M. Shevtsov* Dynamics of lidar reflections of the Kamchatka upper atmosphere and its connection with phenomena in the ionosphere // Geomagnetism and Aeronomy, November 2012, Volume 52, Issue 6, pp 797-804.

2. *Бычков В.В., Непомнящий Ю.А., Пережогин А.С., Шевцов Б.М.* Лидарные отражения верхней атмосферы Камчатки по результатам наблюдений 2008 г. // Оптика Атмосферы и Океана, 2014, №2, с. 111-116

3. Vasily V Bychkov,Yuri A Nepomnyashchiy, Andrey S Perezhogin, Boris M Shevtsov B. M. Lidar returns from the upper atmosphere of Kamchatka on observations in 2008-2014 // Earth, Planets and Space, Earth, Planets and Space.2014, 66:150 DOI: 10.1186/s40623-014-0150-6

4. Бычков В.В., Непомнящий Ю.А, Пережогин А.С., Шевцов Б.М. Лидарные сигналы верхней атмосферы и возможный механизм их формирования // Оптика Атмосферы и Океана, 2015, принята в печать

Опыт использования мезомасштабной атмосферной модели WRF ARW для прогноза местных ветров и оценка точности прогноза скорости приземного ветра

Шпиг В.М.

Украинский гидрометеорологический институт

vilal@rambler.ru

Ключевые слова: модель, прогноз, ветер, скорость ветра.

Аннотация. В исследовании изложена информация об истории возникновения, дальнейшего развития и использования численной мезомасштабной модели WRF. Приведены результаты проведенной оценки точности прогнозов скорости приземного ветра WRF ARW для региона Украинских Карпат. Показано, что модель успешно прогнозирует бору. Получено, что WRF ARW тяготеет к завышению значений скорости ветра, но в целом может быть использована в задачах, связанных с необходимостью учёта скорости приземного ветра.

Одной из лучших по своим эксплуатационным характеристикам и наиболее распространенных численных мезомасштабных моделей в мире является модель WRF (The Weather Research & Forecasting Model). Идея создания модели прогноза погоды нового поколения возникла в NCAR приблизительно в 1996 г. Информация касательно проекта WRF впервые прозвучала 23 июня 2000 года в докладе Дж. Клемпа на X симпозиуме пользователей MM5. В этом же году появилась и первая бета-версия модели (v.1.0) [1]. Практически с 2000 по 2003 г. ежегодно появлялось по одной новой версии модели WRF ARW с дальнейшим их увеличением:

- 2001 – v.1.1;
- 2002 – v.1.2;
- 2003 – v.1.3;
- 2004 – v.2.0 (первая версия с наличием детальной документации и сопровождающим обслуживанием), 2.0.1 (21 мая 2004 г.); 2.0.2 (3 июня 2004 г.), 2.0.3 (12 ноября 2004 г.), v.2.0.3.1 (3 декабря 2004 г.);
- 2005 – v.2.1 (3 августа 2005 г.), v.2.1.1 (8 ноября 2005 г.);
- 2006 – v.2.1.2 (30 января 2006 г.), v.2.2 (декабря 2006 г.);
- 2007 – v.2.2.1 (31 октября 2007 г.);
- 2008 – v.3.0 (4 апреля 2008 г.), v.3.0.1 (6 августа 2008 г.), v.3.0.1.1 (29 августа 2008 г.);
- 2009 – v.3.1 (9 апреля 2009 г.), v.3.1.1 (31 июля 2009 г.);
- 2010 – v.3.2 (2 апреля 2010 г.), v.3.2.1 (18 августа 2010 г.);
- 2011 – v.3.3 (6 апреля 2011 г.); v.3.3.1 (21 сентября 2011 г.);
- 2012 – v.3.4 (6 апреля 2012 г.); v.3.4.1 (16 августа 2012 г.);

- 2013 – v.3.5 (18 апреля 2013 г.); v.3.5.1 (23 сентября 2013 г.);
- 2014 – v.3.6 (15 апреля 2014 г.); v.3.6.1 (14 августа 2014 г.).

С самого начала WRF задумывалась как модель для исследовательских целей и составления на основе её расчетов оперативных прогнозов [1], в то же время известные в мире ETA и MM5 создавались для нужд оперативного прогнозирования и атмосферных исследований соответственно. Уже значительно позже они были унифицированы для более широкого перечня потребностей научного и приклад характера. Модель также отличается от своих предшественниц (ETA, MM5, NGM, RUC и др.) набором физических схем, которые представлены в ней, возможностью гибкого их компонирования, более совершенным описанием самих процессов и т.д. По сути, WRF вобрала в себя всё наилучшее от атмосферных моделей предыдущих поколений.

WRF используется во многих ведущих гидрометеорологических центрах мира: США, РФ, Южная Корея, Индия, Израиль, Тайвань, Греция и т.д. Модель является действенным средством в оперативном прогнозе на различных пространственных масштабах (от микро-β до макро-α), особенного внимания заслуживает возможность моделирования с шагом по горизонтали от 1 до 10 км. Программное обеспечение WRF представляет собой иерархическую модульную структуру, которая обеспечивает превосходную мобильность и эффективность при использовании возможностей многопроцессорной вычислительной техники. Инфраструктура модели предполагает использование нескольких динамических блоков (ядер) и определенного ряда физических схем, двух способов реализации вложенных сеток, трёх картографических проекций (полярной стереографической, Ламберта и Меркатора).

Развитие WRF происходит в двух различных направлениях, отличие между которыми заключается в использовании разных динамических блоков, которые описывают динамку атмосферы. Один из них — WRF NMM (Nonhydrostatic Mesoscale Model), которая разрабатывается в NCEP и представляет собой продолжение работ усовершенствования модели ETA, а другой — Advanced Research WRF (WRF ARW), разрабатываемая в NCAR изначально на базе MM5.

В Украине WRF ARW и WRF NMM используются для различных целей. Естественно, прежде всего — это прогноз погоды [2]. WRF ARW используется для решения вопросов функционирования региональных систем мониторинга биофизических параметров водных объектов, где в качестве начальных данных используются спутниковые изображения низкой пространственной разрешающей способности прибора MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer), а собственно модель выступает источником пространственных данных [3]. На основе WRF в Украине были разработаны программные комплексы, которые содержат

автоматизированные средства визуализации результатов расчётов и их статистической обработки, а также коррекции с использованием нейронных сетей и данных наблюдений [2, 4].

Цель данного исследования заключается в оценке принципиальной возможности прогноза моделью WRF ARW местных ветров (на примере боры) и в оценке ошибок прогноза скорости ветра в приземном слое. Численные эксперименты проводились с помощью моделей WRF ARW v.2.2.1 с использованием (и без) вложенной сетки для территории Крымского полуострова и прилегающих к нему акваторий Черного и Азовского морей, а также части Краснодарского края РФ. Точность прогноза скорости ветра проводилась по данным 12 станций Карпатского региона (см. табл. 1) с помощью количественных характеристик, рекомендован-

Таблица 1

Точность прогноза скорости ветра [м/с] на третьи сутки

Характеристика точности прогноза / **Станция**	**RMSE**	**RMSEc**	**MAE**	**ME**
Береговое	2,71	1,42	2,38	2,3
Великий Березный	2,77	1,49	2,47	2,34
Коломыя	2,34	1,81	1,9	1,49
Межгорье	3,89	3,2	2,74	2,22
Нижние Ворота	2,39	1,77	2	1,61
Нижний Студёный	3,38	2,7	2,32	2,03
Плай	4,28	4,18	2,59	-0,9
Пожежевская	2,94	2,83	2,37	0,79
Рахов	2,8	1,98	2,43	1,98
Славское	3,08	1,52	2,71	2,67
Ужгород	2,12	1,86	1,71	1,03
Яремче	3,21	1,93	2,67	2,56

ных в [5]. *RMSEc* — среднеквадратическая ошибка прогноза метеорологического элемента с учётом систематической погрешности. Период, для которого проводилась оценка точности прогноза, охватывал временной промежуток с 19.04.2010 г. по 22.10.2011 г., хотя собственно эксплуатация модели с вложенной сеткой началась с 01.12.2009 г. В ходе проведенного анализа было получено, что на протяжении первых трёх суток прогноза значения характеристик ошибок возрастали незначительно, не превышая 1 м/с по отношению к первым суткам прогноза. В целом модель тяготеет к завышению значений скорости ветра.

На вложенной сетке (см. рис. 1) шаг по горизонтали был равен 7 км (121 х 73 узлов сетки). На рис. 1, в качестве примера, приведены результаты объективного анализа и прогноза температуры воздуха, скорости и направления ветра, для случая боры в районе Новороссийска. Следует отметить, что на протяжении всего рассматриваемого периода модель успешно прогнозировала факты сильных ветров в регионе.

Температура воздуха [2м] ***Скорость и направление ветра [10 м]***

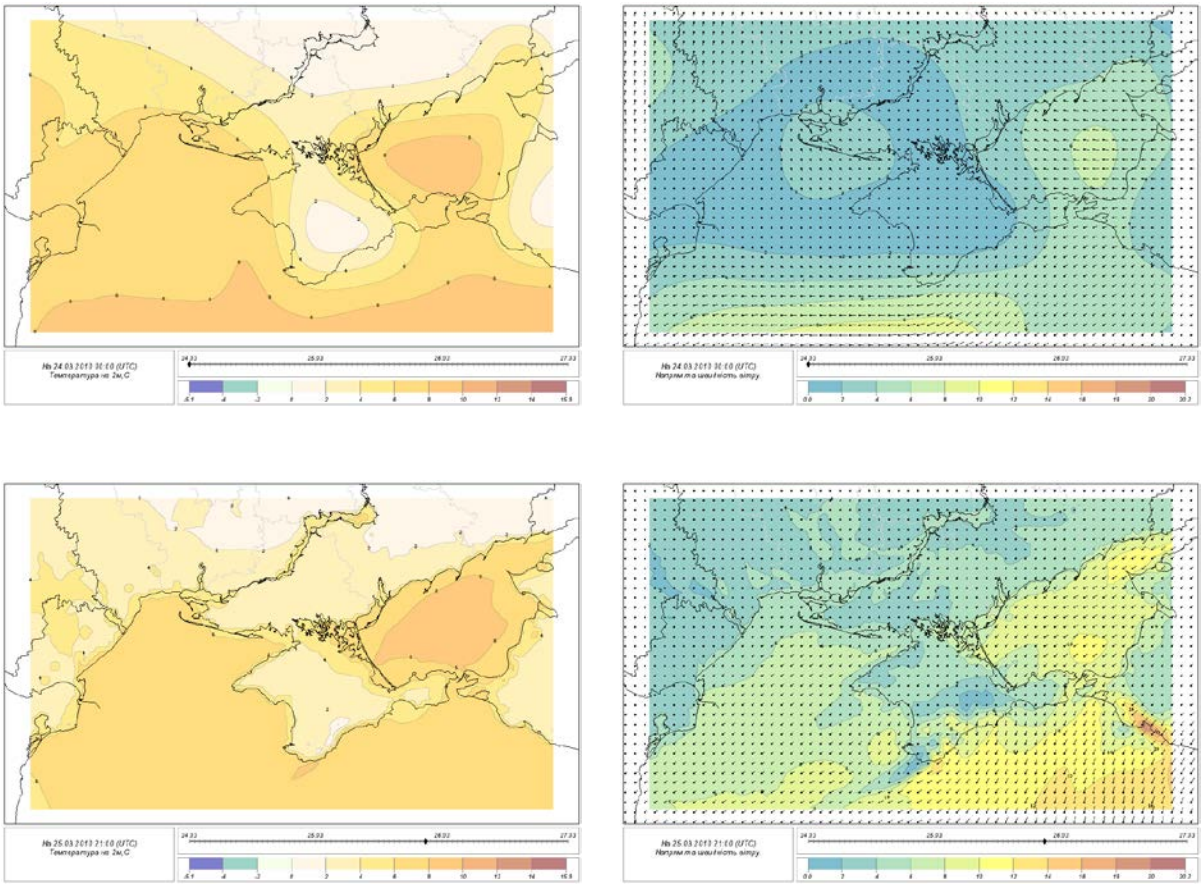


Рис. 1. Объективный анализ (верхний ряд, 24.03.2010 г. 00 UTC) и прогноз (нижний ряд, 25.03.2010 г. 21 UTC) приземных температуры воздуха, скорости и направления ветра

1. *Knievel J.* The WRF model // ATEC Forecasters Conference, July and August 2005 : Pres. and Abs. – Boulder, USA. : http://www.ral.ucar.edu/projects/armyrange/references/ forecastconf_8_05/10_wrf_vs_mm5.pdf
2. *Shpyg V.* The Application of Regional NWP Models to Operational Weather Forecasting in Ukraine / V. Shpyg, I. Budak, D. Pishniak, P. Poperechnyi // CAS Technical Conference (TECO) on “Responding to the Environmental Stressors of the 21st Century” : 18-19 November 2013 : Conf. Materials. – Antalya, 2013 : http://www.wmo.int/pages/prog/arep/cas/documents/Ukraine-NWPModels.pdf
3. *Кравченко А. Н.* Мониторинг водных ресурсов на основе интеграции разнородных данных и высокопроизводительных вычислений / А. Н. Кравченко, Н. Н. Куссуль, Е. А. Лупян, В. П. Саворский, Л. Хлухи, А. Ю. Шелестов // Кибернетика и системный анализ. – 2008. – № 4. – С. 179-188.
4. *Гузий А. М.* Система численного прогноза погоды WRF-Украина / А. М. Гузий, И. В. Ковалец, А. А. Кущан, М. И. Железняк // Математичні машини і системи. – 2008. – № 4. – С. 123-131.
5. Recommendations for the Verification and Intercomparison of QPFs and PQPFs from Operational NWP Models. WMO TD No. 1485. 2008.

ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ г. ТОМСКА НА ОСНОВЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ В 2004-2005 гг.

Н.В. Дудорова, Б.Д. Белан

Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН

ninosh@mail.ru, bbd@iao.ru

Ключевые слова: город, тепловой баланс, радиационный баланс, турбулентный поток тепла и влаги, антропогенный поток тепла

Аннотация: В работе выполнено исследование теплового баланса г. Томска за период 2004-2005 гг. Представлены результаты определения радиационного баланса и его составляющих. На основе градиентных методик определены турбулентные потоки тепла и влаги. Рассчитаны поток тепла в почву и антропогенный поток тепла. Сделаны оценки энергетического вклада фазовых переходов воды в общий тепловой баланс.

Для исследования теплового баланса городской подстилающей поверхности кроме проведения долгосрочных согласованных измерений множества метеорологических и физических характеристик также нужно иметь в распоряжении подробную информацию о хозяйственной деятельности города, необходимую для оценки антропогенного вклада. Кроме этого существенной проблемой изучения теплового баланса городской подстилающей поверхности является выбор адекватных методик расчета тех или иных компонент теплового баланса, в соответствии с имеющимися условиями измерений.

В настоящей работе в рамках исследования теплового баланса г. Томска проведено исследование альбедо городской и пригородной подстилающей поверхности [1],выполнено определение радиационного баланса [2], на основе градиентных методик рассчитаны турбулентный поток тепла и влаги [3], поток тепла в почву и антропогенный поток тепла [4], оценены энергетический вклад фазовых переходов водяного пара в общий тепловой баланс.

Для проведения исследования использовались данные по г. Томску из следующих источников: TOR-станция, Самолет-лаборатория АН-30 «Оптик-Э»; Томский ЦГМС-филиал ФГБУ «Западно-Сибирское УГМС», Обсерватория БЭК (измерения на высотах до 40 м), «Томскстат», ОАО «ТГК №11», Томский филиал, ОАО "Томскэнергосбыт", Управление ГИБДД УМВД России по Томской области.

Тепловой баланс подстилающей поверхности является выражением закона сохранения энергии при взаимодействии солнечного, атмосферного и земного излучения. Уравнение для теплового баланса с учетом хозяйственной деятельности человека можно записать в виде [5]:

$$R + Q_F = Q_S + Q_H + Q_E + Q_T \quad (1)$$

где R - радиационный баланс подстилающей поверхности, Q_F – поток антропогенного тепла, Q_S – поток тепла между подстилающей поверхностью и нижележащими слоями, Q_H – турбулентный поток тепла между подстилающей поверхностью и атмосферой, Q_E и Q_T – потоки тепла, связанные с фазовыми преобразованиями воды, Q_E – испарение и конденсация, Q_T – таяние льда и замерзание воды.

На рис. 1 представлен годовой ход составляющих теплового баланса города за два исследуемых года. Для лучшей визуализации компоненты правой части уравнения (1) здесь представлены с обратным знаком. В этом случае, если поток тепла направлен к подстилающей поверхности, то он имеет положительные значения, и наоборот, если поток тепла направлен от подстилающей поверхности (тепло уходит в атмосферу или в почву), то он отрицателен.

Получено, что с марта по сентябрь основной приход тепла происходит за счет радиационных составляющих R, причем летом это единственный источник поступления тепла на подстилающую поверхность. В осенний период существенное значение в приходной части имеет поток тепла из нижележащих слоев земли Q_S, который увеличивает турбулентный поток тепла Q_H в атмосферу в этот период. С декабря по февраль приход тепла на подстилающую поверхность происходит в основном из атмосферы за счет турбулентного перемешивания при наличии температурных инверсий, и составляет от 40 до 85% от общего прихода тепла.

Расход тепла летом и осенью практически поровну распределяется между турбулентным потоком тепла Q_H и затратами на испарения воды Q_E. Сравнительно небольшую величину весной и летом имеет уходящее в почву тепло Q_S (не больше 10% от общих затрат). Зимой основные затраты тепла приходятся на радиационные составляющие R. Весной в расходной части существенными являются затраты тепла на таяние снежного покрова Q_{T+}, которые в отдельные месяцы могут достигать 50% от общего расхода.

Кривая на графиках показывает разницу между приходом и расходом тепла на подстилающей поверхности dQ, которая согласно уравнению теплового баланса (1) должна быть равна нулю. Следует отметить, что годовой ход данной кривой, коррелирует с годовым ходом потока тепла в почву, имеющим максимум в мае и минимум в октябре. При этом, поток тепла в почву рассчитывался на основе измерений под естественной подстилающей поверхностью на метеостанции, расположенной на южной границе города. Следовательно, можно предположить, что в городских условиях, где подстилающую поверхность образуют материалы со значительно более высоким значением коэффициента теплопроводности, амплитуда данной кривой будет больше. Это заметно уменьшит различие между приходной и

расходной частями общего теплового баланса. Надо обратить внимание на существенное отличие прихода и расхода тепла в феврале 2005 г. Этот период отмечался резким похолоданием с образованием выраженной температурной инверсии. Можно предположить, что в данном случае существенным оказалась адвекция холода в антициклоне. Такой процесс в исследованиях теплового баланса трудно учесть из-за сложности измерений потоков тепла в горизонтальном направлении.

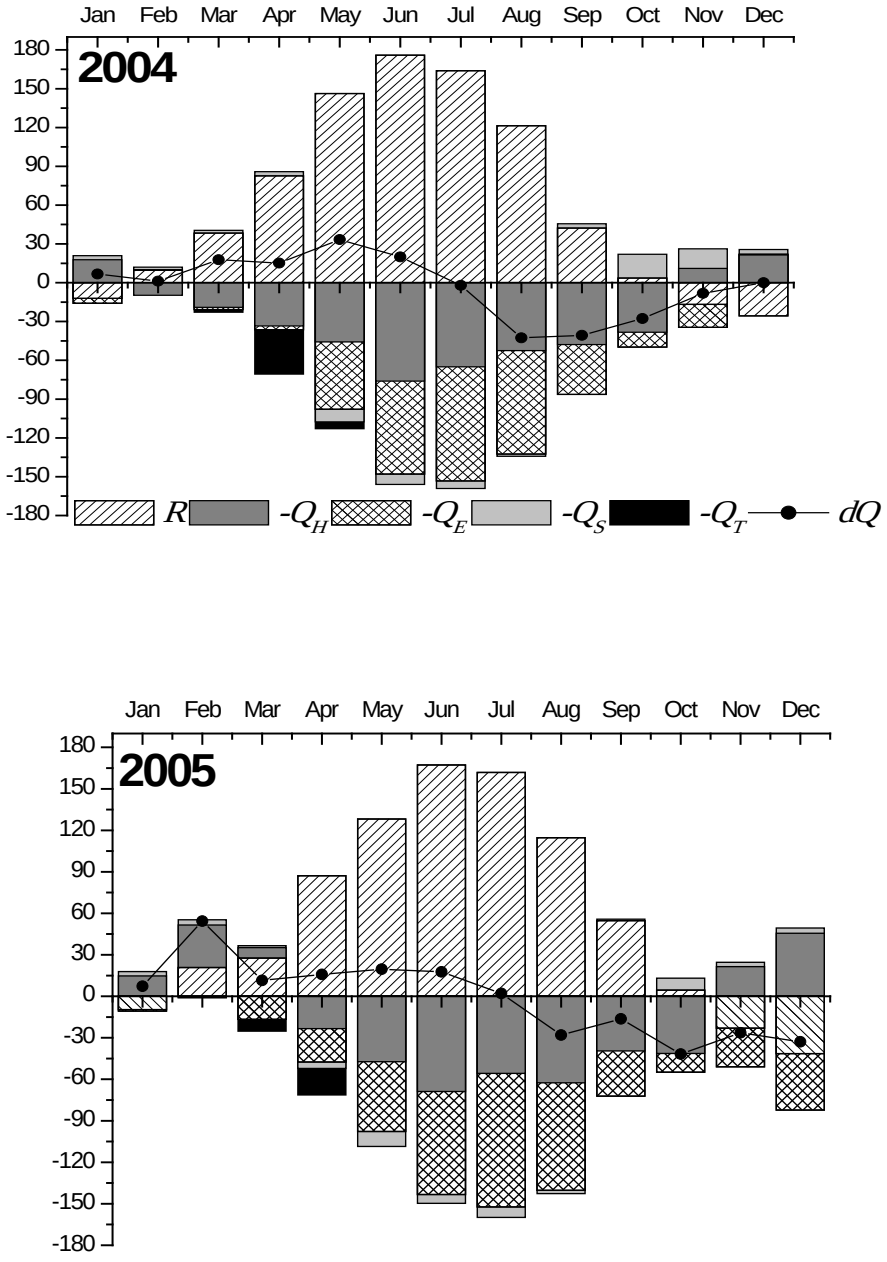


Рисунок 1 – Годовой ход составляющих теплового баланса города Томска в 2004 и 2005 годах.

Следует отметить, что проведенное исследование указывает на большую погрешность наиболее часто применяемого метода теплового баланса [6], в котором из-за отсутствия данных, необходимых для расчета составляющих теплового баланса, их определяют из уравнения (1).

Работа выполнена при поддержке программы Президиума РАН №4, программы ОНЗ РАН №5, междисциплинарных интеграционных проектов СО РАН №35, №70 и №131, грантов РФФИ № 14-05-00526, №14-05-00590, №14-05-93108. госконтрактов Минобрнауки №14.604.21.0100, идентификационный номер RFMTFIBBB210290 и №14.613.21.0013, идентификационный номер RFMEFI61314X0013.

1. Белан Б.Д., Скляднева Т.К., Ужегова Н.В. Различия альбедо подстилающей поверхности г. Новосибирска и его окрестностей // Оптика атмосферы и океана. 2005. Т. 18. № 3. С. 238 – 241.
2. Дудорова Н.В., Белан Б.Д. Радиационный баланс подстилающей поверхности г. Томска в 2004-2005 гг // Оптика атмосферы и океана. 2014. Т.28. №3. С. 223-228
3. Дудорова Н.В., Белан Б.Д. Тепловой баланс подстилающей поверхности г. Томска в 2004-2005 гг // Оптика атмосферы и океана. 2014. Т.28. №3. С. 229-237
4. Белан Б.Д., Пелымский О.А., Ужегова Н.В. Исследование антропогенной составляющей теплового баланса города // Оптика атмосферы и океана. 2009. Т. 22. № 6. С. 558 – 561.
5. Ландсберг Г.Е. Климат города. – Л.: Гидрометеоиздат, 1983. – 248 с.
6. Будыко М.И. Тепловой баланс земной поверхности. Л.: Гидрометеоиздат. 1956. с. 242.

СВЯЗЬ СТРУКТУРЫ ТРОПИЧЕСКИХ ЦИКЛОНОВ С ГРОЗОВОЙ АКТИВНОСТЬЮ

М.С.Пермяков (1,2), Е.Ю.Поталова (1,2), Б.М.Шевцов (3), Н.В.Чернева (3), Robert Holzworth (4)

(1) Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева (ТОИ) ДВО РАН, Россия

(2) Дальневосточный Федеральный Университет, Россия

(3) Институт космофизических исследований и распространения радиоволн (ИКИР) ДВО РАН, Россия

(4) Университет Вашингтона, США

permyakov@poi.dvo.ru ,gata@poi.dvo.ru ,bshev@ikir.ru , nina@ikir.ru,

bobholz@ess.washington.edu

Тропические циклоны, грозовая активность, локализация гроз, ОНЧ-излучение

Синоптические и мезомасштабные циклонические системы над океаном и морями часто сопровождаются грозовой активностью, интенсивность и пространственное распределение которой модулируется динамической структурой этих систем. В докладе рассматривается методика, позволяющая связывать параметры этой грозовой активности со структурой погодных систем над океанами и морями, с интенсивностью и формами мезомасштабных образований в этих системах, выделяемых по полям вихря приводного ветра скаттерометров и по спутниковым изображениям в видимом и инфракрасном диапазоне. На примере отдельных тропических циклонов (ТЦ) 2005 -2013 годов демонстрируются связи частоты и плотности молниевых разрядов в области влияния ТЦ и пространственным распределением вихря приводного ветра. Работа выполнена при поддержке российско-американского гранта RUG1-7084-PA-13 в области фундаментальных исследований ДВО РАН и CRDF.

Введение. Для мониторинга циклонов с глубокой конвективной облачностью применяются пассивные методы с использованием сетей пеленгаторов молниевых разрядов мировой сети локализации гроз WWLLN, использующих диапазон электромагнитных волн очень низких частот (ОНЧ, 3-30 кГц) [2; 3]. Пространственно-временное распределение молниевых разрядов отражает масштаб грозовых облаков, который контролируется динамическими и термодинамическими процессами синоптического (порядка 1000 км) и мезометеорологического масштаба (10-200 км). Для отдельного циклона координаты молниевых разрядов, выбранные в области его влияния за определённый период, при достаточно большом их числе формируют точечные образы, которые можно идентифицировать с известными структурными элементами метеорологических полей типа отдельных мезовихрей, облачной стены «глаза» тайфуна, облачных (дождевых) или фронтальных полос. Численный анализ таких данных позволяет оценить геометрические характеристики выделенных объектов, прослеживать их перемещение и эволюцию.

Данные и методы. При анализе связи грозовой активности с метеорологическими

элементами по координатам центра ТЦ в области его влияния (квадрат ~10x10^{o} ш.) делается выборка данных WWLLN [8] в определённом интервале времени и рассчитывается плотность грозовых разрядов в узлах регулярной прямоугольной сетки с заданным шагом (~10x10^{o} ш.) по числу точек молниевых разрядов, попадающих в круг заданного радиуса с центром в текущем узле. Все разряды, попавшие в круг, суммируются с весами, зависящими от модуля разности заданного момента времени и времени отдельного разряда в данных WWLLN, и расстояния до сеточного узла. Используется гауссовы весовые функции с заданной шириной на уровне 0,5. Для временной функции ширина ~1 час, что сравнимо с характерным временем развития мощных конвективных облаков. Это значение может меняться в зависимости от частоты разрядов. Для пространственной весовой функции полуширина порядка 10 км сравнима с характерным диаметром грозовых облаков в ТЦ, она определяет степень пространственного сглаживания и может изменяться в зависимости от конкретной задачи обработки. В результате мы получаем поле плотности грозовых разрядов, что позволяет выделять структурные элементы, которые связаны с метеорологическими объектами. Так экстремумы в поле грозовой активности соответствуют областям скопления грозовых ячеек и могут быть прямо связаны с мощными облаками глубокой конвекции, которые в поле ветра или вихря скорости ветра будут проявляться как достаточно интенсивные мезомасштабные вихри [1].

Выборка всех данных проводилась в районах зарождения и эволюции тропических циклонов в северо-западной части Тихого океана в 2005 - 2013г. Характеристики ТЦ (координаты центра, минимальное приземное давление, максимальная скорость ветра и другие) выбраны из архивов Tropical Cyclone Best Track Японского Метеорологического Агентства (JMA) [5] и Гавайского военно-морского Центра предупреждения тайфунов (JTWC) [6]. Все выбранные циклоны в своей эволюции достигали интенсивности тайфунов (скорость ветра более 33 м/с). Структура ТЦ анализировалась по полю вихря приводного ветра [1]. Использовались данные по скорости, направлению приводного ветра скаттерометров QuikSCAT и пассивного поляриметрического микроволнового радиометра WindSat, доступные на сайте Remote Sensing Systems [7].

Результаты и обсуждение. Распределения зарегистрированных в сети WWLLN разрядов и построенные по ним поля грозовой деятельности дают возможность выявлять элементы структуры ТЦ, оценивать их характеристики и параметры самого ТЦ. На рис.1 показано распределение молниевых разрядов для тайфуна Haitang (№0505) в день его максимальной интенсивности 16 июля 2005 года.

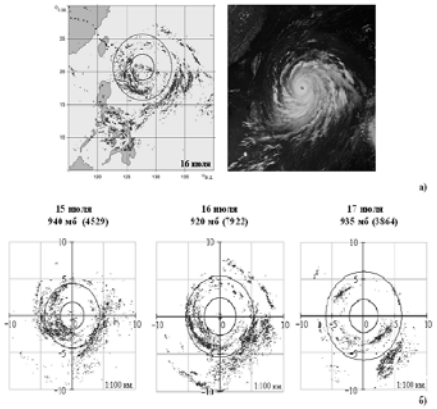


Рис.1. Вид ТЦ Haitang и распределения молний в районе его влияния в момент максимального развития 16 июля 2005 г. (а); распределение молний в циклоне в момент максимального развития, а также в день до и после (б). Указано минимальное давление в центре и количество молний (в скобках).

Здесь же для сравнения показано поле облачности на спутниковом изображении на 6 часов 16 июля [4]. В распределении разрядов просматриваются характерные элементы структуры тайфуна – облачные спиральные полосы, которые можно отметить и в поле облачности. Нижний ряд на рис.1 представляет композиционные распределения разрядов для трёх суток и показывает изменения в структуре полей грозовой активности, давление в центре тайфуна и число разрядов в области радиусом 1000 км. В день, когда ТЦ достигает максимальной интенсивности тайфуна, число и плотность разрядов более чем в два раза выше, чем в два предшествующих дня углубления ТЦ. Чётко все три дня проявляется суточный ход с максимумом в вечернее (местное) время.

Известно, что наиболее мощные конвективные облака, пронизывающие всю тропосферу и пробивающие в некоторых случаях тропопаузу, наблюдаются в центральной области зрелых ТЦ и образуют так называемую облачную стену «глаза». Полоса разрядов вдоль траектории в тайфуне Sanba (№1216) 13 сентября 2013 года на рис. 2 (а) иллюстрирует эффект «размазки» при движении самого тайфуна, а суточная композиция в центральной области на рис.2 (б) чётко показывает кольцевую структуру, которую можно связать с наличием грозовых ячеек в облачной стене. По радиальному распределению разрядов можно оценить радиус его максимума и радиус внутренней точки перегиба этого распределения. Как нам представляется, первая оценка должна быть близка к радиусу максимального ветра ~25 км, а вторая дает оценку радиуса «глаза», как области с минимальной облачностью ~20 км. Архив JTWC дает радиус максимального ветра в эти сутки от 27 до 54 км со средним 38 км, а диаметр «глаза» - 18 км.

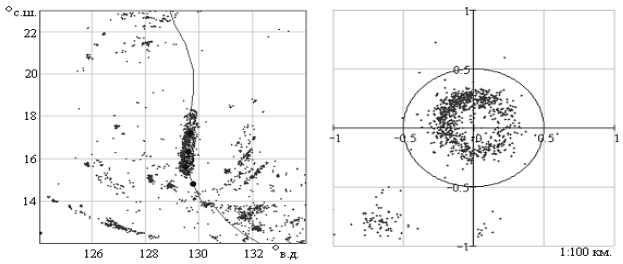


Рис.2. Распределение молниевых разрядов в ТЦ Sanba в день максимального развития 13 сентября 2012 г. Минимальное давление в циклоне 900 мб.

Анализ полей приводного ветра и вихря скорости и полей грозовых разрядов в других тайфунах на разных стадиях развития показывает, что структуры в поле грозовой активности могут существенно отличаться от мезоструктуры в полях вихря приводного ветра.

Заключение. Продемонстрированы новые подходы к обработке данных Всемирной сети локализации гроз WWLLN, используемых с целью мониторинга циклонических систем над океаном и морями и к интерпретации результатов обработки с точки зрения наличия тех или иных метеорологических структурных элементов в распределениях молниевых разрядов. Расширение сети станций WWLLN в северо-западной части Тихого океана может сделать её эффективным инструментом для непрерывного слежения за тропическими циклонами и основой для разработки новых методик их исследования.

Цитируемая литература

1. *Поталова Е.Ю., Пермяков М.С., Клещёва Т.И.* Мезомасштабная структура тропических циклонов в поле приводного ветра // Метеорол. и гидрол.. 2013. № 11. С.22-29.
2. *Abarca S.F., K. L. Corbosiero and D. Vollaro.* The World Wide Lightning Location Network and Convective Activity in Tropical Cyclones // Mon. Wea. Rev., 2011. V.139. P. 175 – 191.
3. *Дружин Г.И., Чернева Н.В., Мельников А.Н.* Гроза в районе полуострова Камчатка по данным наблюдений за ОНЧ-излучением // Метеорол. и гидрол.. 2011. № 7. С.32-39.
4. Digital Typhoon: Images and Information, http://agora.ex.nii.ac.jp/
5. Japan Meteorological Agency, http://www.jma.go.jp
6. Joint Typhoon Warning Center, http://www.usno.navy.mil/JTWC/
7. Remote Sensing Systems, http://www.remss.com
8. World Wide Lightning Location Network, http://wwlln.net

ИССЛЕДОВАНИЕ СРЕДНЕМАСШТАБНЫХ ПЕРЕМЕЩАЮЩИХСЯ ИОНОСФЕРНЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ НА ТРАССЕ ХАБАРОВСК-ТОРЫ

Иванова В.А.[1], Куркин В.И.[2], Чистякова Л.В.[3], Пежемская М.Д.[4], Подлесный А.В.[5], Думбрава З.Ф.[6]

[1-5] Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт солнечно-земной физики Сибирского отделения Российской академии наук

[6] Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт космофизических исследований и распространения радиоволн
Дальневосточного отделения Российской академии наук

E-mail: [1] moshkova@iszf.irk.ru, [2] kurkin@iszf.irk.ru, [3-4] chist@iszf.irk.ru, [5] pav1986@rambler.ru, [6] labfiz@vzm.kht.ru

Ключевые слова: наклонное зондирование, ионограмма, перемещающееся ионосферное возмущение.

Аннотация. В работе по данным наклонного зондирования на трассе Хабаровск-Торы, проходящей над восточной частью России, исследуются среднемасштабные перемещающиеся ионосферные возмущения (СМ ПИВ), зарегистрированные в течение отдельных месяцев в зимних и летних условиях 2010-2013 гг. В результате проведенного исследования выявлены зависимости появления СМ ПИВ от времени суток и времени года. Была проведена оценка среднего времени существования СМ ПИВ.

В настоящее время перемещающиеся ионосферные возмущения (ПИВ) различных масштабов связываются с распространением в нейтральной атмосфере ВГВ [1]. Временные вариации максимальных наблюдаемых частот с периодами менее одного часа зачастую обусловлены особенностями – «серпами» на дистанционно-частотных характеристиках (ДЧХ). В работе [2] было проведено математическое моделирование, связывающее подобные «серпы» на ДЧХ с перемещающимися ионосферными возмущениями средних масштабов (СМ ПИВ). В данном исследовании было показано, что условия появления «серпов» на ионограммах наклонного зондирования зависят от амплитуды ПИВ, длины волны возмущения и направления его фазового фронта относительно трассы распространения.

В работе [3] на большом массиве данных слабонаклонного зондирования проведён статистический анализ регистрации серпообразных особенностей различных видов. Представлена классификация наблюдаемых «серпов» на ДЧХ, исследована зависимость среднего числа появлений и времени жизни «серпов» от времени суток для двух сезонов – летнего и зимнего. Определено, что «серпы» наблюдаются примерно в 10% всех изученных ионограмм.

Целью настоящей работы является исследование среднемасштабных ПИВ по серпообразным особенностям на ионограммах наклонного зондирования, полученных на

трассе Хабаровск-Торы. Привлечение данных наклонного зондирования к статистическим исследованиям появления СМ ПИВ имеет важное значение, т.к. этот вид диагностики состояния ионосферы позволяет получать информацию о труднодоступных регионах, не охваченных сетью вертикального зондирования.

Протяженность трассы Хабаровск – Торы составляет 2300 км. Координаты Хабаровска: 47.6° с.ш., 134.7° в.д., пос. Торы: 51.8° с.ш., 103° в.д. Координаты средней точки трассы: 50.8° с.ш., 119.6° в.д. На рис. 1 приведен пример двух последовательных ионограмм наклонного зондирования, полученных в феврале 2010 г., на которых присутствует «серп», двигающийся с течением времени по лучу Педерсена из области более высоких в область низких задержек.

В работе были рассмотрены 4 зимних и 2 летних месяца. По появлению серпообразных особенностей на ДЧХ регистрировались количество СМ ПИВ и длительность их существования. На рис. 2-3 приведены результаты проведенной обработки данных. На рис. 2а показаны изменения числа случаев появления СМ ПИВ внутри часовых интервалов в % для зимних месяцев. Максимальное количество случаев регистрации СМ ПИВ относится к дневному времени (0÷8 UT или 7÷15 LT). При этом длительность существования СМ ПИВ (рис. 2б) увеличивается к ночи. Наибольшее время существования СМ ПИВ наблюдалось в январе 2013 г. в 16, 18 и 19 UT (57,5 мин., 56,3 мин., 55 мин. соответственно). Летом регистрация СМ ПИВ была смещена на вторую половину дня – с 8 UT (15 LT) (рис. 3). Длительность существования СМ ПИВ не превышала 45 мин.

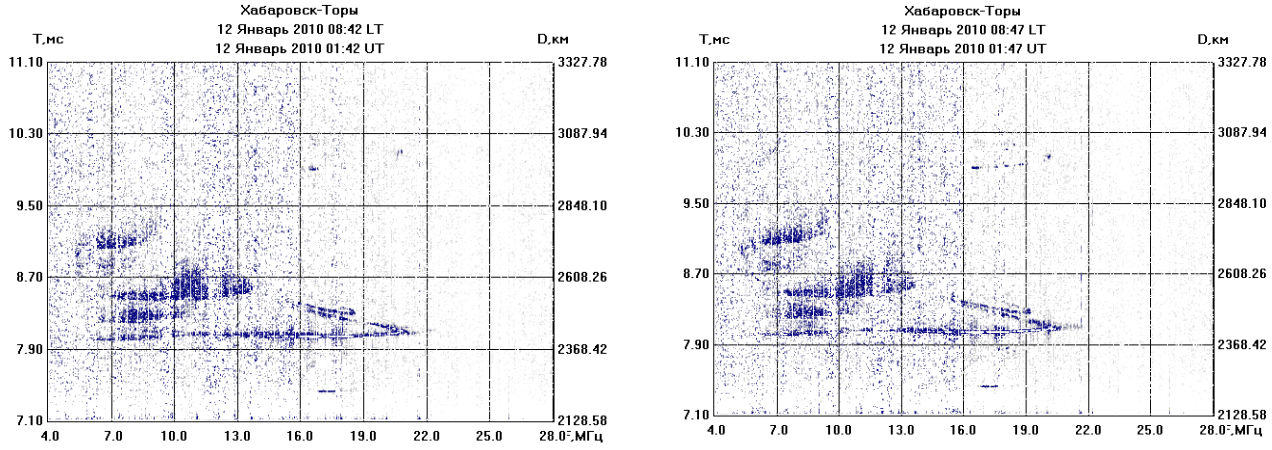


Рисунок 1. Пример ионограмм с особенностью типа «серп», перемещающейся вдоль луча Педерсена, полученных на трассе Хабаровск-Торы в январе 2010 г.

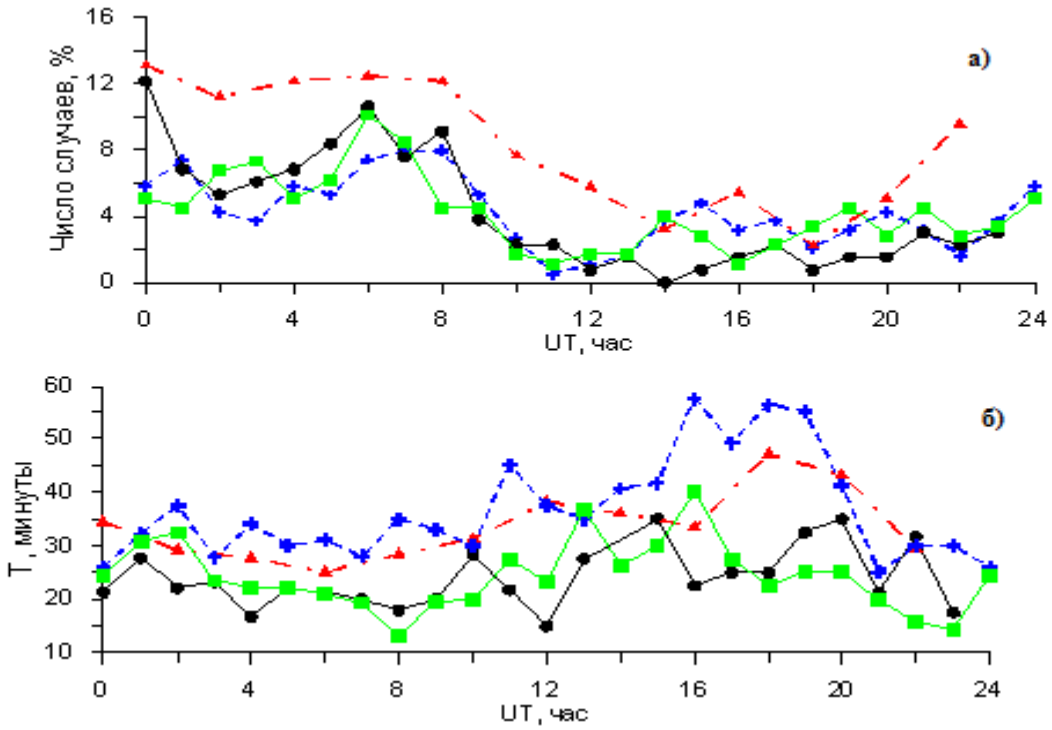


Рисунок 2. Суточный ход числа случаев появления СМ ПИВ внутри часовых интервалов в % (а) и длительность их существования в минутах (б) на трассе Хабаровск – Торы в феврале 2012 г. (сплошная чёрная линия с точками), январе 2013 г. (штриховая синяя линия с плюсами), феврале 2013 г. (штрих-пунктирная красная линия с треугольниками), январе 2010 г. (сплошная зелёная линия с квадратами).

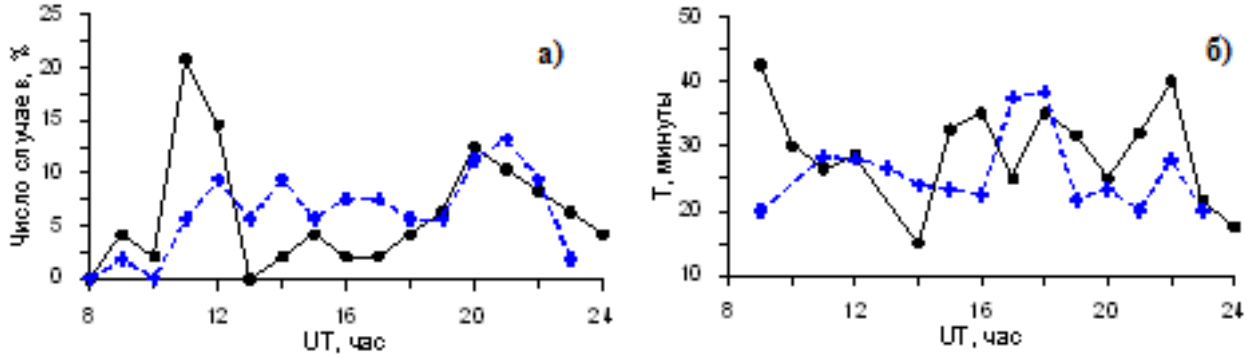


Рисунок 3. Суточный ход числа случаев появления СМ ПИВ внутри часовых интервалов в % (а) и длительность их существования в минутах (б) на трассе Хабаровск – Торы в августе 2011 г. (сплошная чёрная линия с точками) и в июле 2011 г. (штриховая синяя линия с плюсами).

В таблице 1 приведены общее количество зарегистрированных СМ ПИВ для рассматриваемых месяцев, а также среднее время их существования.

Таблица 1.

Месяц	Январь 2010	Февраль 2012	Январь 2013	Февраль 2013	Июль 2011	Август2011
Общее число СМ ПИВ	178	132	182	313	53	48
Среднее время существования СМ ПИВ, мин.	24,3	27	36,7	33,6	24,1	30

Выводы. В результате проведенного исследования регистрации СМ ПИВ на трассе

Хабаровск-Торы были выявлены зависимости появления СМ ПИВ от времени суток и времени года. Была проведена оценка среднего времени существования СМ ПИВ.

Работа выполнена в рамках грантов РФФИ No 14-05-00259-а. Авторы выражают благодарность И.Г. Брынько (ИСЗФ СО РАН) за проведение экспериментов, Д.В. Иванову (ИСЗФ СО РАН) за ведение базы данных наклонного зондирования.

1. *Hines C.O., et al.* The Upper Atmosphere in Motion. Geophys. Monogr. Ser., vol. 18, AGU Washington, D.C., 1974. 1027 p.

2. *Вертоградов Г.Г., Урядов В.П., Вертоградов В.Г.* Наклонное зондирование и моделирование ионосферного коротковолнового канала // Известия вузов. Радиофизика. Том XLVIII. No 6. 2005. С. 455-471.

3. *Куркин В.И., Ларюнин О.А., Подлесный А.В., Пежемская М.Д., Чистякова Л.В.* Морфологические особенности признаков перемещающихся ионосферных неоднородностей по данным слабонаклонного зондирования ионосферы // Оптика атмосферы и океана. Том 27. No 2. 2014. С. 158-163.

Тяжелые металлы в почвах районов воздействия угольных предприятий г. Междуреченск и их влияние на здоровье населения

[1]Осипова Н.А. [2]Тарасова Н.П. [3]Осипов К.Ю.

[1]Томский политехнический университет,
[2]Российский химико-технологический университет им. Д.И. Менделеева,
[3]Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН

e-mail: osipov@iao.ru

Изучен элементный состав распределения тяжелых металлов в городских почвах Южного Кузбасса в районах влияния угледобывающей промышленности и городских котельных. Выявлены риски токсического воздействия элементов, обнаруженных в почвогрунтах по результатам геохимического опробования (200 проб). Содержание тяжелых металлов в пробах определялось с помощью современных методик, таких как ИНАА и ISP-MS, и получена качественная сходимость результатов. Рассчитан коэффициент опасности при передаче элементов токсикантов пероральным и ингаляционным путем. Проведен анализ неопределенности в оценке среднесуточных доз. Полученные параметры риска попадают в разряд допустимого или приемлемого. Основной вклад в суммарный коэффициент опасности вносят пять элементов – хром, марганец, кобальт, медь, мышьяк. Эти элементы отражают специфику почв в зоне воздействия угледобывающей промышленности, городских котельных, – повсеместно, а деятельность ремонтно-металлургического и литейного предприятий – локально. Не обнаружено ярко выраженной дифференциации районов города по значению коэффициента опасности.

ВЛИЯНИЕ ВЕТРОВОГО НАПРЯЖЕНИЯ НА ПРОЯВЛЕНИЕ ГЕОМАГНИТНОЙ АКТИВНОСТИ В ТЕМПЕРАТУРЕ ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА

К.Е. Кириченко, В.А.Коваленко, Е.П. Белоусова

Институт солнечно-земной физики СО РАН, Иркутск, Россия

kirichenko@iszf.irk.ru, vak@iszf.irk.ru, elenapbel@iszf.irk.ru

Ключевые слова: ветровое напряжение, температура поверхности океана (ТПО), теплосодержание океана, геомагнитная активность

Аннотация. В работе представлены и обсуждаются возможные причины нарушения связи геомагнитной активности (ГА) и температуры поверхности океана (ТПО) в областях максимального проявления. В качестве исследуемых характеристик анализируются данные теплосодержания океана в слое 0-700 м, ТПО и ветрового напряжения за период 1948-2013 гг. В качестве индекса геомагнитной активности рассматривается аа-индекс. Показано, что после климатического сдвига 1976 года отмечаются возрастания флуктуаций аномалий теплосодержания и смена направления ветрового напряжения.

Природа изменений климата как регионального, так и глобального является важнейшим направлением в науках о Земле. Основной целью каждого исследования является установление механизмов наблюдаемых изменений основных компонент климатической системы (океана, атмосферы, суши и криосферы). Их взаимодействие определяет главные особенности климатического режима на планете.

Особое значение в изменении и формировании климата играет роль взаимодействия между океаном и атмосферой, проявляющееся в обмене теплом, влагой. Благодаря своей высокой теплоёмкости деятельного слоя, которая в 50 раз превышает теплоёмкость атмосферы, океан является гигантским резервуаром энергии [1]. Океан оказывает тепловое воздействие на атмосферу в основном благодаря значительной термической инерционности и преобладанию положительной разности температур вода-воздух. Обратное воздействие атмосферы на океан проявляется главным образом через циркуляцию вод, путем ослабления или усиления поверхностных течений через ветровой режим [2].

Внешним проявлением теплообмена между Мировым океаном и атмосферой является температура поверхности океана и её изменение с глубиной. Формирование температуры поверхности океана представляет собой сложный процесс, поскольку оно тесно связано с суточными и сезонными изменениями суммарной солнечной радиации, зависящее от географической широты. Кроме того, на ТПО влияет теплообмен с нижележащими слоями океана, турбулентное перемешивание, затраты тепла на испарение и ветровое напряжение.

Таким образом, энергетическая роль Мирового океана в климатической системе чрезвычайно велика. Морские течения являются мощным климатообразующим фактором, оказывающим влияние на климат обширных районов через атмосферную циркуляцию.

В связи с этим выявление и изучение основных факторов, ответсвенных за наблюдаемые изменения характеристик Мирвого океана (ТПО, теплосодержание) представляет собой особый научный и практический интерес.

Ранее авторами работы [3] была обнаружена связь изменений температуры поверхности океана с вариациями уровня геомагниной активности. Было показано, что отклик в ТПО на воздействие ГА характеризуется значительной пространственно-временной неоднородностью и носит региональный характер. Особенностью этих распределений является наличие областей как положительной, так и отрицательной корреляции. Так же были выявлены районы Мировго океана, в которых изменения ТПО на долговременных масштабах в основном определяются вариациями ГА.

В данной работе исследуются возможные причины, ответственные за нарушение связи между температурой поверхности океана и геомагнитной активностью в областях максимального проявления (рис. 1).

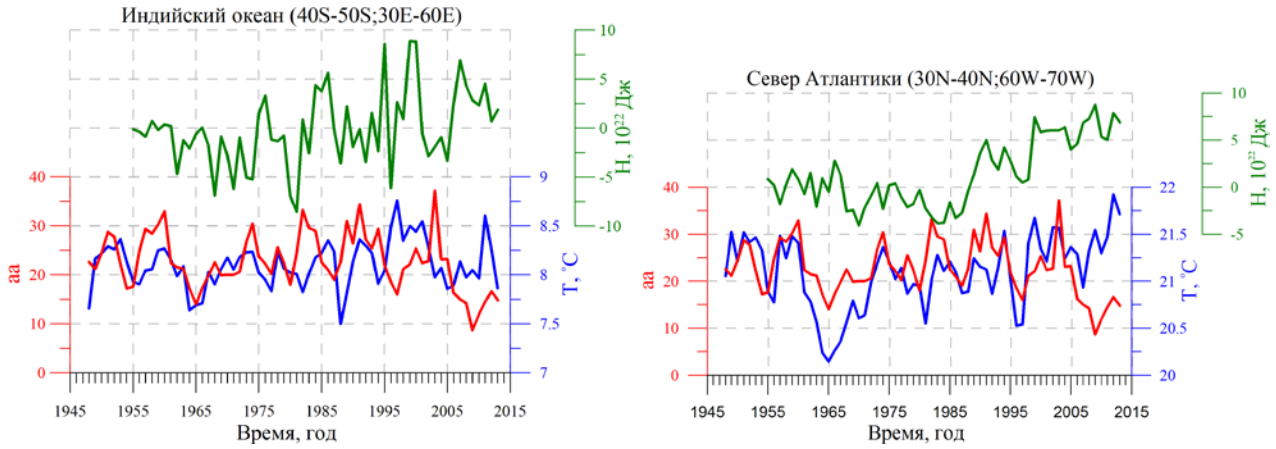


Рис. 1. – Среднегодовые значения: ТПО (синяя линия), индекс-аа (красная линия) и аномалия теплосодержания океана в слое 0-700 м (Н, зелёная линия).

Можно видеть по данным, приведенным на рис. 1, что изменения ТПО в основном определяются вариациями ГА в период, когда не наблюдаются аномальные изменения теплосодержания. В Индийском океане наблюдается устойчивая связь между ТПО и ГА с 1948 по 1978 гг. и в период 1988- 1994 гг. В промежуток времени с 1978 по 1988 гг. и с 1995 по 2013 гг. изменения ТПО противофазны вариациями ГА. Данные периоды “сбоя” связи ТПО и ГА соотетствуют резким изменениям теплосодержния океана.

Рассматривая проявление отклика ГА в ТПО для района Северной Атлантики (Саргассово море) выявлено, что изменения поверхностной температуры определяются вариациями уровня ГА вплоть до 2007 года, несмотря на то, что в периоды 1987-1991 гг. и 1998-99 гг. наблюдались аномальные изменения теплосодержания.

Исследованию изменений ТПО и теплосодержанию отдельных районов Тихого океана были посвящены работы авторов [4,5]. В качестве главной характеристики, оказывающей влияние на поверхностную температуру рассматривалось ветровое напряжение. В работах данных авторов было выявлено, что изменение не только величина, но и направления ветрового напряжения приводит к понижению или повышению ТПО и к изменению глубинны термоклина.

Для того чтобы, оценить возможный вклад ветрового напряжения в наблюдаемый “сбой” связи ТПО и ГА, нами были построены карты ветрового напряжения для Индийского океана (рис. 2). Рассчет аномалии ветрового напряжения производился относительно климатической нормы 1961-1990 гг. для двух периодов 1972-1976 гг. и 1977-1981 гг. Акцент на выбранные периоды был сделан исходя из того, что в изменениях теплосодержания для района Индийского окена (рис. 1) отмечаются резкие флюктуации после 1976 года. В работах [6,7] было показано, что данный год является годом смены атмосферной циркуляции над акваторией Тихого океана (климатический сдвиг), который доминированием ветра восточного направления до 1976 года, с заменной на западное направление после 1976 года.

Аналогичные изменения направления ветрового напряжения, но уже над Индийским океаном представлены на рис. 2. Так в рассматриваемой нами области происходит смена направления ветрового напряжения, которое послужило импульсом для возрастания колебаний теплосодержания за счет затока вод с более высоких широт, имеющих температуры ниже, чем в рассматриваемой области. Это привило к усилению глубинной конвекции и как результат мы наблюдаем “сбой” связи между ТПО и ГА.

При рассмотрении изменения отклика в Саргассовом море необходимо учитывать его физико-географическое расположение. Так Саргассово море лишено четких географических границ, его площадь очерчена полосами течений, образующих застойный центр замкнутой антициклонической циркуляции между Гольфстримом, Канарским, Северо-Атлантическим и Северным Пассатным течениями. Слой теплой соленой воды, заполняющей Саргассово море, достаточно мощный, изотерма в данном районе Мирового океана опускается на глубину 800 – 1000 м. Благодаря данным особенностям наблюдается устойчивый сигнал проявления ГА в ТПО вплоть до 2007 года. После 2007 года “сбой” связи между ТПО и ГА обусловлен резким изменением площади льда в Арктическом бассейне.

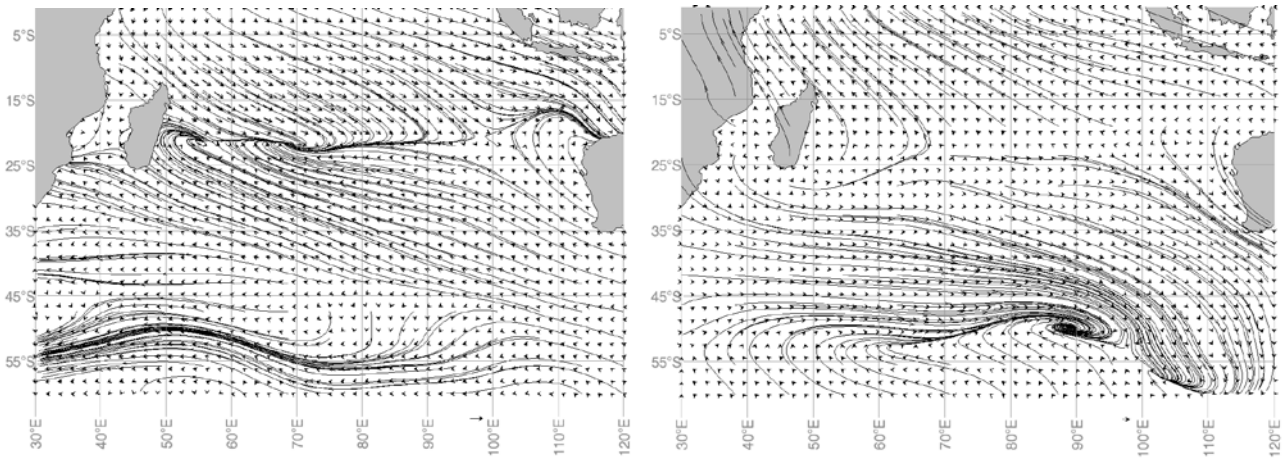


Рис.2. – Аномалии ветрового напряжения для Индийского океана: за период 1972-1976 гг. (слева); за период 1977-1981 гг. (справа)

Работа выполнена в рамках гранта № НШ-2942.2014.5 Президента РФ государственной поддержки ведущих научных школ РФ.

Список литературы

1. Лаппо С.С., Гулев С.К., Рождественский А.Е. Крупномасштабное тепловое взаимодействие в системе океан-атмосфера и энергоактивные области мирового океана / Ленинград: Гидрометеорологическое Изд-во, 1990. 334 с
2. Дроздов О.А., Васильев В.А., Кобышева Н.В., Раевский А.Н., Смекалова Л.К., Школьный Е.П. Климатология. Л.: Гидрометеоиздат, 1989. 568 с.
3. Кириченко К.Е., Коваленко В.А., Молодых С.И. Проявление солнечной активности в температуре поверхности Мирового океана. // Оптика атмосферы и океана. 2014. Т. 27. № 02. С. 154–157.
4. Zhang H., McPhaden M.J. Wind Stress Variations and Interannual Sea Surface Temperature Anomalies in the Eastern Equatorial Pacific // Journal of Climate. 2005. Vol.19. P. 226-241.
5. Benjamin S. Giese, James A. Carton Interannual and Decadal Variability in the Tropical and Midlatitude Pacific Ocean // Journal of Climate. 1999. Vol. 12 P. 3402-3418.
6. Benjamin S. Giese, S. Cristina Urizar, Neven S. Fučkar Southern Hemisphere Origins of the 1976 Climate Shift // Geophysical Res. Letters. 2002. Vol. 29. №. 1. DOI: 10.1029/2001GL013268
7. Alfred M. Powell Jr., Jianjun Xu Abrupt Climate Regime Shifts, Their Potential Forcing and Fisheries Impacts // Atmospheric and Climate Sciences. 2011. Vol. 1. №. 2. P. 33-47.

ПОЛЯРИЗАЦИОННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МОД ШУМАНОВСКОГО РЕЗОНАТОРА В ТОМСКЕ

С.А. Колесник, А.А. Колмаков, Д.А. Недосеков

Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск, Россия

serkol@mail.tsu.ru, kolmakov@mail.tsu.ru, rubtsovchanin@gmail.com

Ключевые слова: Шумановские резонансы, поляризация электромагнитных волн, мониторинг.

В работе экспериментально определены распределения коэффициента эллиптичности, для первых трех мод шумановских резонансов (ШР) для различных сезонов 2014 года. Установлено наличие сезонного хода частоты появления для различных видов поляризации у первых трех мод ШР. Показано, что частота появления эллиптической поляризации для разных мод ШР составляет ~ 70–80%. Круговая поляризация – крайне редкое событие, частота ее появления менее 1% для любого сезонна года.

Основным физическим механизмом, определяющим глобальное распределение электромагнитной (ЭМ) энергии в окружающей среде в диапазоне крайне низких частот (3–30 Гц) являются шумановские резонансы (ШР) [1, 2]. Этот механизм впервые был теоретически предсказан В.О. Шуманом в 1952 году [3], в силу чего и получил свое название. В последствие М. Бальсер и Ч. Вагнер обнаружили это явление в окружающей среде экспериментально [4]. В настоящее время большое внимание уделяется экспериментальному исследованию поляризационных характеристик ШР, исследование которых первым осуществил Д.Д. Сентман в 1987 году [5].

Целью данной работы является определение статистических закономерностей возникновения различных видов поляризации ШР в Томске в зависимости от сезона года.

Измерения крайне низкочастотного ЭМ–фона проводятся в режиме непрерывного мониторинга с января 2013 года на полигоне Томского государственного университета «Коларово» (56.34 С.Ш., 84.95 В.Д), расположенного в 17 км от г. Томска с помощью трехкомпонентного индукционного магнитометра LEMI-30 [6]. Он позволяет определять энергетические, частотные и поляризационные характеристики ШР.

Методика определения поляризационных характеристик состоит из нескольких этапов. На первом происходит разбиение суточных временных реализаций горизонтальных магнитных компонент на 480 трехминутных интервала, для каждого из которых вычисляются усредненные энергетические S_{xx}, S_{yy} и взаимные S_{xy} спектры:

$$S_{ij}(f_n) = H_i(f_n)H_j^*(f_n), \quad (1)$$

$$H_x(f_n) = \sum_{k=0}^{N-1} H_x(t_k)e^{-i\frac{2\pi}{N}kn} \equiv \sum_{k=0}^{N-1}\left(H_x^k \cos(\frac{2\pi}{N}kn) + iH_x^k \sin(\frac{2\pi}{N}kn)\right) \equiv \mathrm{Re}\,H_x(f_n) + i\,\mathrm{Im}\,H_x(f_n), \quad (2)$$

где i и j соответствуют каналам «север-юг» (X) и «восток-запад» (Y), $H_x(f_n)$ – комплексная амплитуда компоненты X на частоте f_n, n − номер спектральной гармоники (n=0..N/2), k – номер временного отсчета [0…N-1] (соответствует интервалу – 10 сек.), N=128 Гц ×10 с = 1280, для компоненты $H_y(f_n)$ – аналогично. Подробно методика расчета спектральных характеристик электромагнитного фона и выделение мод шумановских резонансов (резонансных частот и амплитуд мод ШР) представлена в работе [6].

На втором этапе по полученным спектральным реализациям горизонтальных компонент модуля магнитной индукции происходит расчет параметров Стокса [7] для каждой частоты (здесь и далее зависимость от частоты опускается):

$$I \equiv S_{xx} + S_{yy} = (\mathrm{Re}\, H_x)^2 + (\mathrm{Im}\, H_x)^2 + (\mathrm{Re}\, H_y)^2 + (\mathrm{Im}\, H_y)^2,$$

$$Q \equiv S_{xx} - S_{yy} = (\mathrm{Re}\, H_x)^2 + (\mathrm{Im}\, H_x)^2 - (\mathrm{Re}\, H_y)^2 - (\mathrm{Im}\, H_y)^2,$$

$$U \equiv 2\,\mathrm{Re}\, S_{xy} = 2(\mathrm{Re}\, H_x\, \mathrm{Re}\, H_y + \mathrm{Im}\, H_x\, \mathrm{Im}\, H_y),$$

$$V \equiv 2\,\mathrm{Im}\, S_{xy} = 2(\mathrm{Im}\, H_x\, \mathrm{Re}\, H_y - \mathrm{Re}\, H_x\, \mathrm{Im}\, H_y). \qquad (3)$$

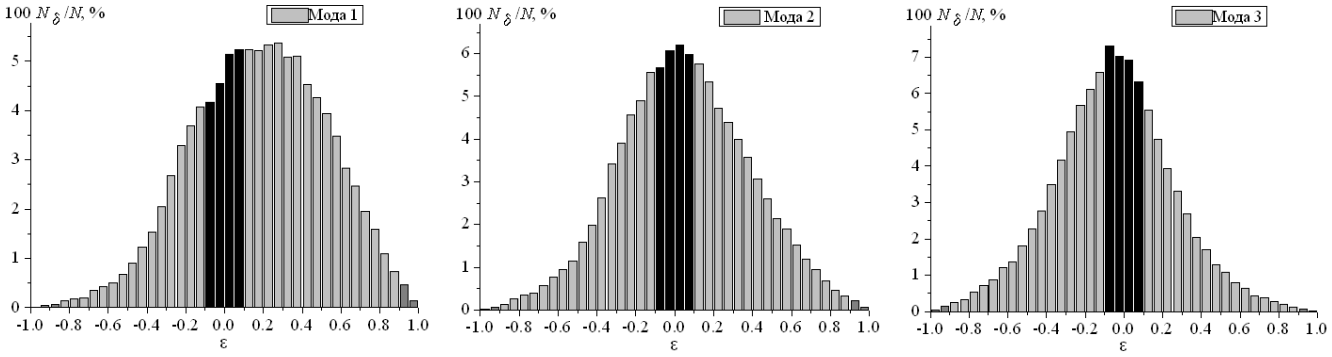
Далее используя выражение (3) вычисляется коэффициент эллиптичности ε:

$$\varepsilon = \frac{V}{\sqrt{Q^2 + U^2} + \sqrt{Q^2 + U^2 + V^2}}, \qquad (4)$$

коэффициент эллиптичности ε принимает значения от –1 до +1. Для линейной поляризации ε=0, при ±1 имеет место круговая поляризация, причем положительному знаку ε соответствует вращение вектора магнитной индукции в горизонтальной плоскости по часовой стрелке, отрицательному – в противоположном направлении.

Для расчета параметров Стокса (4) было написано специализированное программное обеспечение [10], с помощью которого для каждого месяца 2014 года были вычислены коэффициенты эллиптичности для первых трех мод шумановских резонансов (рисунок 1). Разделение на виды поляризации осуществлялись следующим образом. Строго линейной поляризации соответствуют значение ε =0. Однако для получения надежной количественной оценки частоты появления линейной поляризации диапазон значений был расширен до ±0,1. Аналогичным образом определялась частота появления круговой поляризации. Все оставшиеся значения относятся к эллиптической поляризации.

На рисунке 1 светло-серым цветом обозначена эллиптическая поляризация, черным – линейная, а темно-серым (края распределения) – круговая.



а) б) в)

Рисунок 1 – Распределения коэффициента эллиптичности для первых трех мод ШР за 2014 год

Полученные за 2014 год результаты показали, что для всех трех рассмотренных мод ШР доминирующей в среднем является эллиптическая поляризация (рис. 1.). Круговая поляризация явление крайне редкое (менее 1%). С увеличением номера моды ШР частота появления эллиптической поляризации уменьшается (первая мода ШР ~80%, вторая – ~76%, третья – ~72%), а линейной поляризации – напротив увеличивается (~19%, ~24% и ~28%). Также есть тенденция при увеличении номера моды ШР перехода от доминирования правой поляризации к левой.

Безусловный интерес представляет зависимость коэффициентов поляризации в сезонном цикле. Для наглядности в Таблице представлены значения частоты появления различных видов поляризации для времени летнего и зимнего солнцестояния, а также весеннего и осеннего равноденствия.

Таблица – Сезонная зависимость коэффициентов поляризации ШР в 2014 году

Частота появления, %												
	1 мода				2 мода				3 мода			
	Март	Июнь	Сент.	Дек.	Март	Июнь	Сент.	Дек.	Март	Июнь	Сент.	Дек.
Лин.	16,3	17,6	22,3	19,1	22,8	21,8	25,0	25,5	29,0	25,3	24,7	31,5
Элл. левая	18,2	25,5	22,0	21,1	33,7	29,4	30,0	38,7	40,1	41,0	49,1	41,1
Элл. правая	64,8	56,2	54,0	59,2	43,1	48,4	44,5	35,4	30,7	33,3	25,9	27,2

Характерной особенностью первой моды ШР является преимущественно правое вращение вектора магнитной индукции в горизонтальной плоскости (54–65% в зависимости от сезона года). У третьей моды ШР наоборот вращение преимущественно левое (~40%). Вторая мода ШР, почти в равной мере, имеет как левую, так и правую поляризацию с небольшим преобладанием последней: в летний период (~48%), в зимний (~35%), весной и осенью ~44%.

Частота появления эллиптической поляризации в зимний период (Декабрь) для первой моды суммарно составляет 80,3%, для второй и третьей 74,1% и 68,3% соответственно. Отмечено, что с увеличением номера моды происходит уменьшение частоты появления эллиптической поляризации и увеличение частоты появления линейной. Так, например, в Июне для первой моды линейная поляризация зарегистрирована в 17,7%, для второй и третьей в 21,8% и 25,3% случаев соответственно. В это время частота появления эллиптической поляризации уменьшается с 81,7% для первой моды к значениям 77,8% и 74,3% для второй и третьей мод.

Сформулируем основные результаты проведенных исследований. Экспериментально определены распределения коэффициента эллиптичности, для первых трех мод шумановских резонансов для различных сезонов 2014 года. Установлено наличие сезонного хода частоты появления для различных видов поляризации у первых трех мод ШР.

Показано, что частота появления эллиптической поляризации для разных мод шумановских резонансов составляет ~70–80%. Круговая поляризация – крайне редкое событие, частота ее появления менее 1% для любого сезонна года.

Цитируемая литература

1. Блиох П.В., Николаенко А.П., Филиппов Ю.Ф. Глобальные электромагнитные резонансы в полости Земля–ионосфера. / Киев: Наукова думка, 1977. 200 с.
2. Колесник А.Г., Колесник С.А., Побаченко С.В. Электромагнитная экология. / Томск: Изд-во ТМЛ-Пресс, 2009. 336 с.
3. Schumann W.O. Über die strahlungslosen Eigenschwingungen einer leitenden Kugel, die von einer Luftschicht und einer Ionosphären Hülle umgeben ist. Zeitschrift für Natur-Forschung. 1952. №7a. P. 149–154.
4. Balser M., Wagner C.A. On Frequency Variations of the Earth–Ionosphere Cavity Resonances.–Nature, 1960, 188, P. 638–641.
5. Sentman D.D. Magnetic elliptical polarization of Schumann resonances // Radio Science. 1987. Vol. 2. №.4. P. 595–606.
6. Kolesnik S.A., Kolmakov A.A., Nedosekov D.A. Resonances in the Earth-ionosphere cavity according to the data of magnetic observations in Tomsk [Электронный ресурс]. Proc. SPIE 9292. 20th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics. 92924V (November 25, 2014). doi:10.1117/12.2075501; http://dx.doi.org/10.1117/12.2075501.
7. Ахманов С.А., Дьяков Ю.Е., Чиркин А.С. Введение в статистическую радиофизику и оптику. М.: Наука, 1981. 640 с.
8. Колмаков А.А., Недосеков Д.А., Хаитов Р.К. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ №2013619037. Программа для расчета поляризационных параметров мод шумановских резонансов по данным трехкомпонентного магнитометра «LEMI 30». М.: РОСПАТЕНТ. – 24.09.2013.

РЕЗУЛЬТАТЫ МАГНИТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ КНЧ–ПОЛЕЙ В ТОМСКЕ ЗА ПЕРИОД 2013–2014 Г.Г.

А.А. Колмаков, С.А. Колесник, Д.А. Недосеков

Национальный исследовательский Томский государственный университет, РФ, г. Томск

kolmakov@mail.tsu.ru serkol@mail.tsu.ru rubtsovchanin@gmail.com

Электромагнитный фон, шумановские резонансы, магнитные измерения, мониторинг.

В работе описана методика проведения магнитных измерений естественных электромагнитных полей КНЧ–диапазона. Представлены результаты анализа частотных характеристик мод шумановских резонансов в загородной зоне в сезонно-суточном цикле наблюдений.

Мониторинговые исследования шумановских резонансов (ШР) [1–4] требуют стабильной и регулярной регистрация естественных электромагнитных (ЭМ) полей КНЧ–диапазона (частоты до 30 Гц). В 2013 году в загородной зоне был создан измерительный пункт на полигоне вблизи с. Коларово (56.34 С.Ш., 84.95 В.Д) на удалении 17 км от города Томска. Измерения магнитной индукции ЭМ–поля проводятся с помощью трехкомпонентного индукционного магнитометра LEMI-30 [5]. Регистрация данных осуществляется с привязкой к мировому времени UT посредством глобальной системы позиционирования GPS (местное время – LT =UT+7 ч). К настоящему моменту длина ряда наблюдений превысила 2 год. Целью работы является анализ частотных характеристик ШР в сезонно-суточном цикле наблюдений.

В результате работы индукционного магнитометра LEMI-30 происходит регистрация временных реализаций трех ортогональных компонент магнитной индукции ЭМ–поля: B_x, B_y и B_z . Далее для каждой компоненты поля во временном окне длительностью 10 с (спектральное разрешение – 0,1 Гц) посредством дискретного преобразования Фурье рассчитывались амплитудные спектры B_x (f), B_y(f) и B_z(f):

$$B_x(f_n) = \sum_{k=0}^{N-1} B_x(t_k) e^{-i\frac{2\pi}{N}nk}, \qquad (1)$$

где $B_x(t_k)$ – дискретизированный по времени сигнал в компоненте X; f_n – частота; n − номер спектральной гармоники (n=0..N/2); k – номер временного отсчета [0…N-1] (соответствует интервалу – 10 сек.); N=128 Гц ×10 с = 1280. Спектральная обработка для компонент B_y и B_z проводится аналогично.

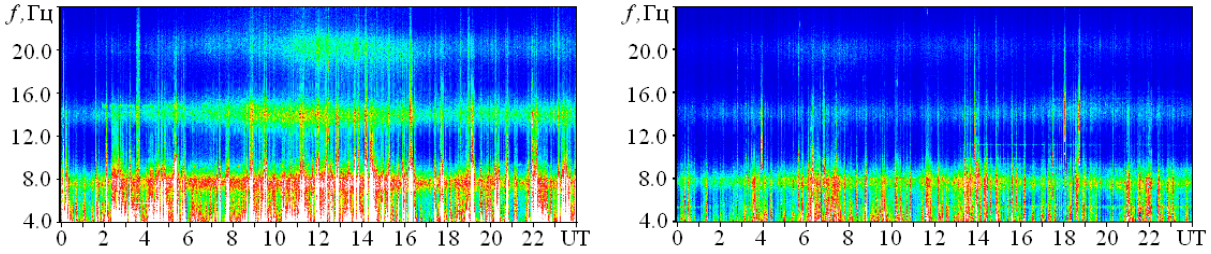
На следующем этапе была проведена обработка и анализ спектральных характеристик первых трех мод ШР. Для этого рассчитывался модуль горизонтальной компоненты B_{xy} для каждого 10-ти секундного интервала по амплитудным спектрам компонент B_x и B_y для каждого значения частоты вычисляется:

$$\left|B_{xy}(f_n)\right| = \sqrt{B^2{}_x(f_n) + B^2{}_y(f_n)}\,. \qquad (2)$$

Единичным элементом анализа являются средние значения и среднеквадратичные отклонения основных резонансных параметров (частоты f_n, амплитуды A_n и добротности Q_n) для первых трех мод ШР, полученные путем статистической обработки ансамбля спектров модуля B_{xy} в диапазоне от 6 до 24 Гц, вычисленного для каждого трехминутного интервала по 18 временным реализациям компонент B_x и B_y. [6]

Для каждой моды заранее были определены средние значения резонансных частот (для первых трех мод: 7.8; 14,1; 20,2 Гц). В частотном интервале ± 20% от среднего значения резонансной частоты определялось значение частоты, соответствующее максимуму спектральной мощности [6].

В качестве примера на рисунке 1 представлены типичные суточные спектрограммы ЭМ–фона в полосе частот от 4 до 24 Гц для разных сезонов года, на которых можно видеть первые три моды шумановского резонанса в виде ярко выраженных горизонтальных полос. Спектрограммы представляют собой изменение во времени усредненных спектров КНЧ–шумов в диапазоне от 4 до 24 Гц из ансамбля спектров за каждые 3 минуты (в течение суток – 480 спектров).



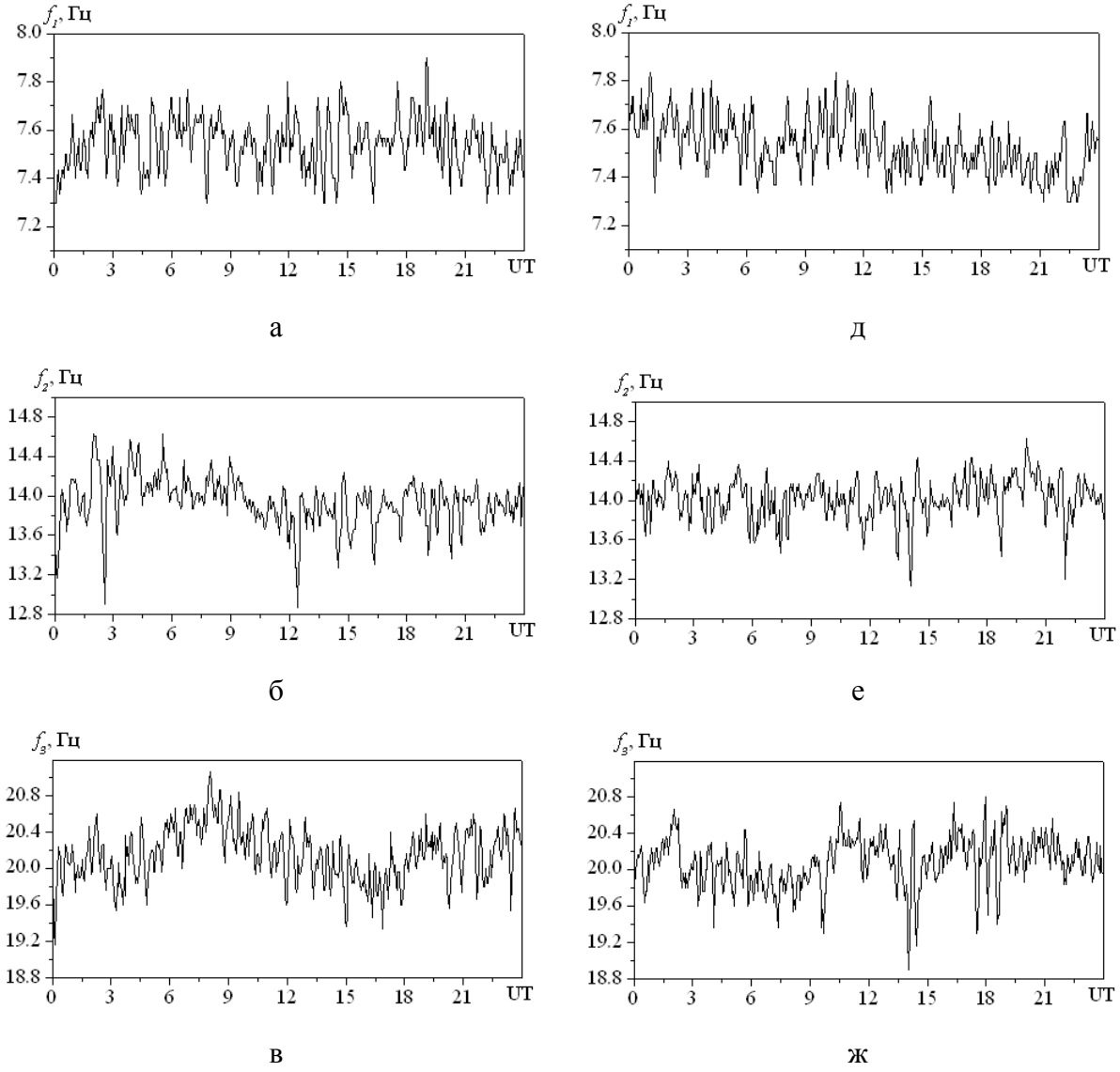
а) 15 мая 2014 г. б) 31 декабря 2014 г.

Рисунок 1 – Спектрограммы модуля магнитной индукции в полосе частот от 4 до 24 Гц

На рисунке 2 представлены результаты работы алгоритма для двух экспериментальных дней. Для всех трех мод прослеживается свой собственный суточный ход, характерный для каждого сезона года. Обработка данных за весь период наблюдений (с 2013 по 2014 гг.) показала, что средние значения первых четырех мод резонансных частот близки к результатам, полученными ранее другими авторами [3, 4].

Далее по экспериментально полученным данным был проведен анализ сезонно-суточных вариаций резонансных частот. Для примера, распределения для второй и третьей резонансных частот в зависимости от времени суток и сезона 2014 года приведены на рисунке 3.

Рассмотрим основные закономерности. Для первой резонансной моды минимальные значения наблюдаются в ~6 UT в зимние месяцы и в ~7 UT в летние месяцы. Минимум приходится на время весеннего равноденствия в ~20 UT. В сезонном цикле наблюдений отклонения от среднего значения не превышают ~0.4 Гц.



15 мая 2014 г. (а – г), 31 декабря 2014 г. (д – з)

Рисунок 2 – Зависимости первых трех мод резонансных частот (f_1, f_2, f_3) от мирового времени

Особенностью второй резонансной моды является относительное увеличение количества минимумов и максимумов по сравнению с первой модой. Минимальные значения наблюдаются в летние месяцы в ~12 UT. Максимальные значения наблюдаются в зимний период ~9 UT и 18 UT. В сезонном цикле наблюдений отклонения от среднего значения не превышают ~0.6 Гц. Для третьей резонансной моды отклонения от среднего значения не превышают ~1.0 Гц. Таким

образом, размах вариаций резонансных частот увеличивается с ростом номера моды шумановских резонансов.

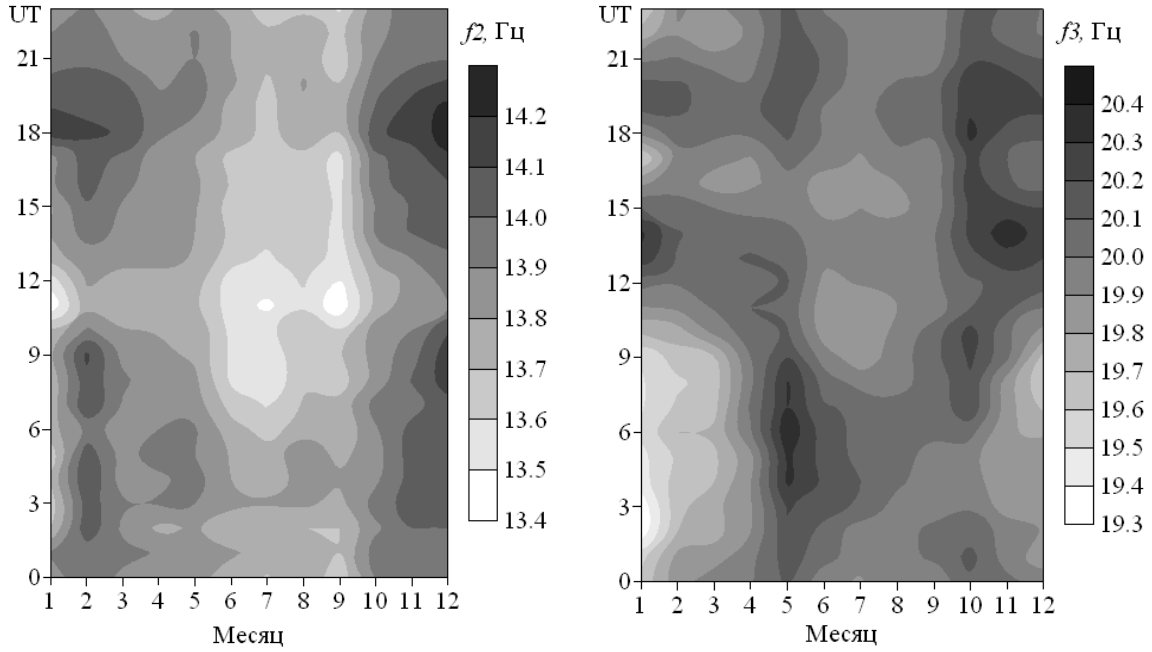


Рисунок 3 – Зависимости резонансных частот f_2 и f_3 от сезона года и мирового времени

Отметим в заключение, что для каждой резонансной частоты вид построенных распределений имеет очень похожий вид для двух последовательных лет (2013 и 2014). Размах вариаций резонансных частот в сезонно-суточном цикле увеличивается с ростом номера моды шумановских резонансов.

Цитируемая литература

1. Schumann W.O. Über die strahlungslosen Eigenschwingungen einer leitenden Kugel, die von einer Luftschicht und einer Ionosphären Hülle umgeben ist. Zeitschrift für Natur-Forschung. 1952. №7a. P. 149–154.
2. Balser M., Wagner C.A. On Frequency Variations of the Earth–Ionosphere Cavity Resonances.–Nature, 1960, 188, P. 638–641.
3. Блиох П.В., Николаенко А.П., Филиппов Ю.Ф. Глобальные электромагнитные резонансы в полости Земля–ионосфера. Киев: Наукова думка, 1977. 200 с.
4. Колесник А.Г., Колесник С.А., Колмаков А.А., Шинкевич Б.М. Шумановские резонансы 1. Мониторинг электромагнитного фона КНЧ–диапазона // Изв. вузов. Физика. 2003. №2. С. 69–73.
5. Kolesnik S.A., Kolmakov A.A., Nedosekov D.A. Resonances in the Earth-ionosphere cavity according to the data of magnetic observations in Tomsk [Электронный ресурс]. Proc. SPIE 9292. 20th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics. 92924V (November 25, 2014). doi:10.1117/12.2075501; http://dx.doi.org/10.1117/12.2075501.
6. Индукционный магнетометр LEMI-30. Техническое описание // Львов. 2010. 31 с.

ВАРИАЦИИ СЕЗОННОЙ АЭРОЗОЛЬНОЙ ОПТИЧЕСКОЙ ТОЛЩИ АТМОСФЕРЫ В ДУШАНБЕ ПО ДАННЫМ AERONET

Н.Б. Курбонов, С.Ф. Абдуллаев, В.А. Маслов
Таджикский национальный университет,
Физико-технический институт им. С.У. Умарова АН РТ,
Душанбе, Таджикистан

Одним из эффективных методов определения характеристик атмосферного аэрозоля является метод фотометрии прямого и рассеянного солнечного излучения. В настоящее время наиболее развитой системой с точки зрения автоматизации измерений, оперативности получения данных и глобального охвата, является сеть аэрозольных наблюдений AERONET *(http://aeronet.gsfc.nasa.gov)* [1-6]. В городе Душанбе, благодаря проекту МНТЦ Т-1688, выполнявшемуся при поддержке коллабораторов из Франции, США, Португалии, был установлен фотометр CE-318 сети AERONET и с июля 2010 года начаты систематические исследования АОТ атмосферы в условиях аридной зоны. Целью настоящей работы является анализ результатов первого этапа аэрозольного мониторинга, проводимого по программе AERONET в Душанбе. Основное внимание уделяется обсуждению особенностей оптических характеристик аэрозоля за период июль 2010 - март 2011 года.

Организация регулярных наблюдений в Душанбе

Целью мониторинга характеристик атмосферного аэрозоля в Душанбе на станции AERONET является изучение климатического воздействия аэрозоля, выявление особенностей его временной изменчивости и оценка роли местных, региональных и глобальных факторов. Измерения в Душанбе проводятся в пригородной зоне на востоке города, высота фотометра над уровнем моря ~ 822 м, над уровнем земли ~16 м. Душанбе расположен в Гиссарской долине Республики Таджикистан. Приведем краткую климатогеографическую характеристику района наблюдений [7].

Южный Таджикистан включает в себя целый ряд долин, разделяемых почти меридионально расположенными хребтами. Южнее Гиссарского хребта располагается Гиссарская долина, протяжённостью 115 км, которую с юга ограничивают невысокие (не выше 1800 м) горы Рангон. Южные склоны Гиссарского хребта на всём его протяжении изрезаны узкими поперечными долинами и ущельями. Склоны имеют значительную крутизну, что способствуют подъёму воздуха и формированию мощных облачных систем. Орографическая замкнутость долины, ее безветренность, незначительные осадки летом и большая интенсивность солнечной радиации способствуют повышенному аэрозольному загрязнению этого региона.

Одним из главных факторов, вызывающих застой воздуха, является антициклональная циркуляция, обусловливающая развитие мощных задерживающих слоев - слоя инверсии, когда температура с высотой

повышается, или слоя изотермии, когда температура в некотором приземном слое остается постоянной. Инверсии, оказывающие наиболее существенное влияние, образуются в ясные и малооблачные ночи за счет охлаждения приземного слоя воздуха путем излучения поверхностью почвы или из-за наличия снежного покрова.

Рост температуры продолжается десятки и даже сотни метров по высоте. Разница температур на верхней и нижней границах инверсионного слоя в Таджикистане достигает 15 - 17^0C при летних вечерних инверсиях. В горных районах Таджикистана инверсии довольно часто повторяются над долинами, причем над вершинами гор ясная погода с хорошей горизонтальной видимостью, а долины заполнены застоявшимся загрязнённым воздухом (пылью, дымом). Даже с небольших холмов инверсии хорошо видны по загрязнённому слою воздуха. Обычно инверсии обнаруживаются путём сравнения температур на метеостанциях, расположенных на предгорьях (высота 1200 - 1400 м) и в долинах (высота 400 - 800 м).

В зимнее время роль задерживающего слоя играет также арктический фронт, вклинивающийся в долину, резко охлаждая приземной слой воздуха на высоте до 1-1.5 км. В результате этих факторов в воздухе задерживаются и накапливаются загрязняющие вещества: твердые частицы (пыль, продукты сгорания) и вредные газы (CO, CO_2, приземный озон, NO_x и др.).

Краткая характеристика AERONET

Автоматизированная сеть аэрозольных наблюдений AERONET [1-6] насчитывает сейчас более 450 станций со Sun-Sky фотометрами CE-318 на всех континентах планеты. В базовом варианте прибора в режиме наибольшей достоверности (level 2), на котором исключено влияние облаков, прямая радиация измеряется (каждые 15 минут) на длинах волн 0,34; 0,44; 0,50; 0,67; 0,87; 0,94; 1,02 мкм. Полученные данные используются для определения АОТ и влагосодержания атмосферы (канал 0,94 мкм). Погрешность определения АОТ атмосферы составляет ± 0,01-0,02. Измерения рассеянной радиации на альмукантарате Солнца и в главной плоскости проводятся на четырех длинах волн – 0,44; 0,50; 0,67 и 0,87 мкм, в среднем один раз в час.

Достоинством сети AERONET является высокая информативность. Благодаря применению современных методов решения обратных задач [1-6], кроме определения величины АОТ и влагосодержания атмосферы восстанавливаются такие параметры аэрозоля, как микроструктура аэрозоля, комплексный показатель преломления, альбедо однократного рассеяния (АОР) аэрозоля и другие параметры.

Месячная и сезонная изменчивость АОТ

На рис.1. представлены спутниковые изображения, полученные со спутника AQUA-MODIS для региона, в котором находится станция AERONET Душанбе за 22.08.2010 (а) и 23.08.2010 (б). Общая площадь,

покрывавшаяся пылевой мглой 23 августа 2010 года на территории юга Таджикистана, Сурхандарьинской области Узбекистана и северного Афганистана, составляла 110000 км^2.

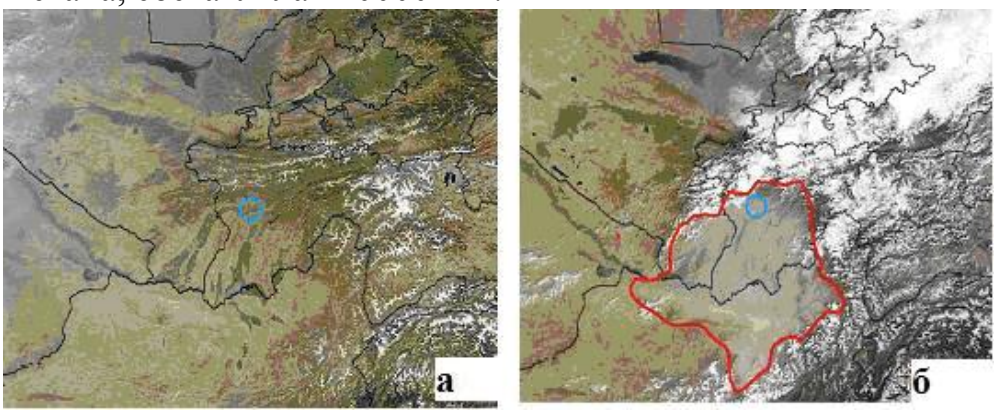


Рис. 1. *Изображения окрестностей станции AERONET в Душанбе, сделанные со спутника AQUA-MODIS 22.08.2010 (а) и 23.08.2010 (б).*

Пылевая мгла, появляющаяся над территорией юга Таджикистана на десятки дней в год, создает своеобразную природную лабораторию для изучения влияния аэрозоля на климат. Ранее уже исследовались различные аспекты свойств аридного аэрозоля и влияния запыленности воздуха на климат аридной зоны. Каждое вторжение пыльной мглы на территорию Таджикистана несколько отличается от других.

Систематические исследования АОТ атмосферы начаты в Душанбе с июля 2010 года. Цель настоящей работы - анализ результатов первого этапа аэрозольного мониторинга по программе AERONET. Обсуждаются особенности АОТ, полученные с июля 2010 по март 2011 года. Измерения в Душанбе проводились в пригородной зоне на востоке города, высота фотометра над уровнем моря ~ 822 м, над уровнем земли ~16 м.

В режиме наибольшей достоверности (level 2 - исключено влияние облаков) прямая радиация измеряется (каждые 15 минут) на длинах волн 0,34; 0,44; 0,50; 0,67; 0,87; 0,94; 1,02 мкм. Погрешность определения АОТ атмосферы составляет ± 0,01-0,02.. Из проведенных серий измерений (9824) в 2010 году репрезентативными являются 5947.

Вычисляя отношение АОТ к оптической толще, измеренной в ясный день (например, после сильного дождя), получим значения, характеризующие относительную запыленность воздуха. Для обычных дней с фоновой запыленностью находим $\tau^{\hat{o}} / \tau^{\ddot{y}}$=2.4-3.4, а для дней с пылевыми эпизодами $\tau^{\ddot{i}} / \tau^{\ddot{y}}$ = 24-30, то есть замутненность атмосферы во время пыльной мглы увеличивается на порядок.

В ясной атмосфере оптическая толща имеет минимум в середине дня. Запыленность совершенно изменяет эту зависимость. Временной ход АОТ, измеренный в условиях пылевой мглы (23.08.2010), при обычной, фоновой запыленности атмосферы, характерной для Душанбе (22.08.2010 и 27.08.2010), и в ясный день (08.03.2011) приведен на рис.2.

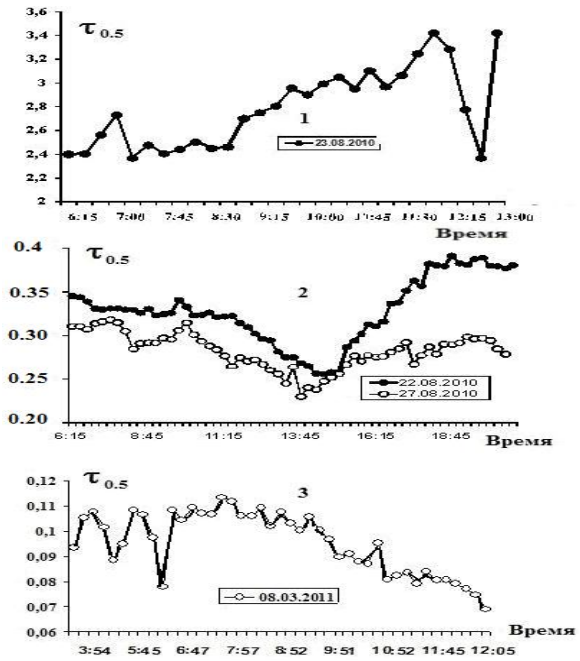


Рис.2. *Временной ход АОТ τ (0.5 мкм) в Душанбе: 1- пылевая мгла; 2- фоновый день; 3- ясный день.*

Для контроля степени запыленности воздуха независимо от измерений оптической толщи с помощью аэрозольного счетчика частиц А3-6 (ПК.ГТА-0.3-002), производства ООО «Прибор-электро» определялась концентрация приземного аэрозоля. Этот счетчик регистрирует аэрозольные частицы в шести каналах по размерам в диапазоне 0.3-1.0 мкм. Диапазон измерения счетной концентрации аэрозольных частиц от 0 до $3.5 \cdot 10^5$ частиц в литре. Эти данные оказались более удобными для оценки суточной динамики концентрации приземного аэрозоля, чем восстановленные из оптических измерений AERONET, дающие результаты только в светлое время дня, причем усредненные для столба воздуха.

В фоновой атмосфере наблюдаются два максимума в дневном ходе концентрации частиц, утром и вечером (рис.3). Такое поведение зафиксировано для всех фракций аэрозоля в диапазоне 0.3-1.0 мкм. Концентрация частиц с размерами в диапазоне 0.3-0.4 мкм изменяется от 25 до 300 частиц/см^3. Концентрация частиц с размерами в диапазоне 0.5-1.0 мкм изменяется от 1 до 10 частиц/см^3. В Душанбе чаще всего высокое значение оптической толщи утром, падение с середины дня и плавный рост к вечеру, то есть атмосфера наиболее ясная днем, к вечеру и ночью количество частиц в приземном слое возрастает.

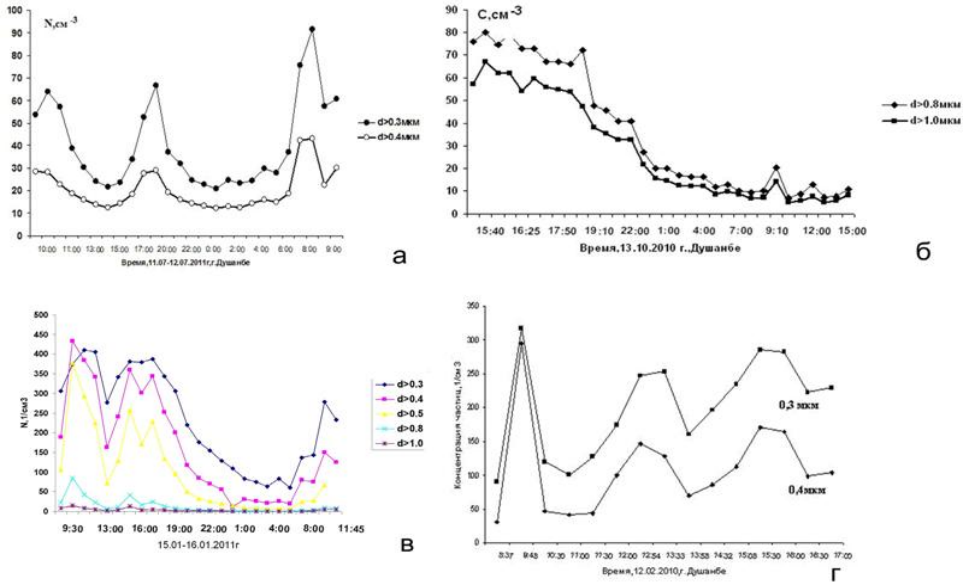


Рис. 3. *Изменение концентрации частиц в течение суток.*

Можно предложить механизм, объясняющий такое поведение концентрации частиц аэрозоля. В предутренние часы в подынверсионном приземном слое происходит накопление аэрозоля, за счет которого формируется первый максимум дневного хода концентрации частиц. После разрушения температурной инверсии за счет солнечного нагрева, частицы аэрозоля поднимаются выше и распределяются в более толстом слое воздуха, что приводит к уменьшению наблюдаемой у земли концентрации частиц. Турбулентное перемешивание воздуха и конвекция, связанная с сильным прогревом поверхности при высокой дневной температуре, заставляет частицы аэрозоля подниматься, что приводит к формированию второго суточного максимума концентрации частиц аэрозоля. Ночью концентрация аэрозольных частиц несколько понижается (в основном за счет осаждения грубодисперсной фракции аэрозольных частиц), а затем весь цикл повторяется снова. Среднемесячные изменения АОТ для всех длин волн в период июль 2010 – март 2011 года приведены на рис.4.

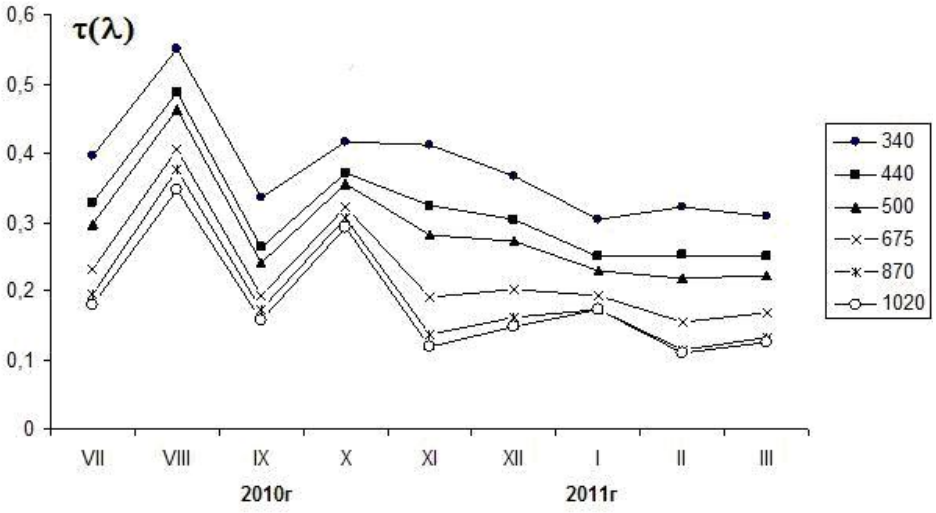


Рис.4. *Среднемесячный ход оптической толщи атмосферы на всех длинах волн.*

Рост АОТ в августе связан с частыми вторжениями пыльной мглы в район города Душанбе. В сентябре наблюдается очищение атмосферы от пыли, некоторое загрязнение происходит в октябре, а далее оптическая толща монотонно падает до марта.

АОТ уменьшается с длиной волны (рис.4), причем наблюдается монотонное уменьшение АОТ с увеличением длины волны.

Проведенный анализ данных позволяет рационально планировать проведение и развитие исследований по программе AERONET в Таджикистане.

Литература

1. Holben, B.N., Eck, T.F., Slutsker, I. et al. AERONET - A federated instrument network and data archive for aerosol characterization.// Rem. Sens. Environ., 1998, V. 66, p.1-16.

2. *Eck, T.F., Holben, B.N., Reid, J.S. et al.* The wavelength dependence of the optical depth of biomass burning, urban and desert dust aerosols.// J.Geophys.Res., 1999. v.104, pp. 31333-31350.

3. *Smirnov A., Holben, B.N., Eck, T.F. et.al.* Cloud screening and quality control algorithms for the AERONET data base. // Rem.Sens.Env., 2000, v.73, pp.337-349.

4. *Dubovik O. and M. D. King,* 2000: A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements," *J. Geophys. Res.*, 2000, v.105, pp.20673-20696.

5. *Dubovik O., Smirnov, A., Holben, B.N. et.al.* Accuracy assessments of aerosol optical properties retrieved from AERONET sun and sky-radiance measurements.// J. Geophys. Res., 2000, v105, pp.9791-9806.

6. *Holben B.N., Tanre, D., Smirnov, A. et.al.* An emerging ground-based aerosol climatology: Aerosol optical depth from AERONET. // J. Geophys. Res., 2001, v.106, pp.12067-12097.

7. Бокова П.А., Махмадалиев Б.У. Краткий курс по общей и синоптической метеорологии (с учетом орографических особенностей Таджикистана). Душанбе, 2012. - 119 с. (в печати).

ДИНАМИЧЕСКИЕ ЭФФЕКТЫ КРУТОЙ ОРОГРАФИИ ПРИ РАСПРОСТРАНЕНИИ ХОЛОДНОГО ФРОНТА В СТРАТИФИЦИРОВАННОЙ АТМОСФЕРЕ

М.С. Юдин

Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирск

yudin@ommfao.sscc.ru

Настоящая работа является продолжением работы по расчету с помощью с двумерной негидростатической модели конечных элементов распространения сформировавшегося холодного атмосферного фронта над орографическими препятствиями различной формы. Приводятся результаты моделирования скоростей гравитационных течений при обтекании крутых препятствий в стратифицированной атмосфере для крутого холма и горной долины. Сравнение проведенных модельных расчетов с имеющимися в литературе данными показывает, что модель качественно описывает динамику скоростей гравитационного течения над этими препятствиями.
Ключевые слова: гравитационное течение, орография, стратификация.

0. Введение. Гравитационные течения в атмосфере встречаются в самых различных формах: бризовые фронты, штормовые потоки и т. д. Среди них важную роль играют холодные фронты, которые распространяются вблизи земной поверхности и форма которых может сильно меняться под влиянием неоднородностей орографии.

Для прогнозирования динамики атмосферных фронтов успешно используются математические модели. Неоднородности орографии в этих моделях обычно учитываются с помощью систем координат, основанных на преобразованиях пространственных переменных, спрямляющих орографию(см, например, [1]).Преимущество этих преобразований состоит, главным образом, в том ,что граничные условия на естественной физической нижней границе могут быть введены в модель сравнительно простым способом.

Можно показать, однако, что такие преобразования применимы только для не очень крутой орографии. Кроме того, введение орографии в модель с помощью таких преобразований может привести к вычислительной неустойчивости разностных аппроксимаций, которые были вполне устойчивы в моделях без орографии[2].

Для устранения этих препятствий кажется естественным использовать математические модели, основанные на дискретизации конечных элементов[2]. Именно такой подход был применен в работе[3],где с помощью двумерной негидростатической модели конечных элементов моделировалось распространение сформировавшегося холодного атмосферного фронта над орографическими препятствиями различной формы . Настоящая работа является продолжением [3] и посвящена расчету скоростей гравитационных течений при обтекании крутых препятствий в стратифицированной атмосфере.

1. Уравнения модели. Для расчета метеорологических полей мы используем уравнения атмосферной динамики для сжимаемого потока. Фильтровка звуковых волн в модели проводится с помощью специальных схем расщепления. Начальные вертикально-распределенные профили метеорологических полей получаются из одномерной модели. Для расчета адвекции применяется так называемый полу-лагранжев метод [2]. Этот метод позволяет минимизировать вычислительные ошибки, и в этом смысле обладает преимуществом перед традиционным эйлеровым подходом

В полной трехмерной постановке уравнения выглядят следующим образом[4]:

$$\frac{dU}{dt}+\frac{\partial P}{\partial x}=f_1(V-V_g)-f_2W+R_u,$$

$$\frac{dV}{dt}+\frac{\partial P}{\partial y}=-f_1(U-U_g)+R_v,$$

$$\frac{dW}{dt}+\frac{\partial P}{\partial z}+\frac{gP}{C_s^2}=f_2U+g\frac{G^{1/2}\overline{\rho}\theta'}{\theta}+R_w$$

$$\frac{d\theta}{dt}=R_\theta,$$

$$\frac{ds}{dt}=R_s,$$

$$\frac{1}{C_s^2}\frac{\partial P}{\partial t}+\frac{\partial U}{\partial x}+\frac{\partial V}{\partial y}+\frac{\partial W}{\partial z}=\frac{\partial}{\partial t}(\frac{\overline{\rho}\theta'}{\theta})$$

$$U=\overline{\rho}u, V=\overline{\rho}v, P=\overline{\rho}p', \ W=\overline{\rho}w$$

где p', θ'- отклонения от основного состояния давления $\overline{p}$ и потенциальной температуры $\overline{\theta}$, s - удельная влажность, C_s - скорость звуковой волны, u_g, v_g - компоненты геострофического ветра, представляющие синоптическую часть давления, f_1, f_2 - параметры Кориолиса, g - гравитационная постоянная. Члены R_u, R_v, R_ω, R_θ, R_s описывают процессы подсеточного масштаба в терминах К-теории.

2. Дискретизация. Подробное изложение этой модели можно найти, например, в [4].В данной работе используется двумерный вариант модели с пространственной дискретизацией конечных элементов [2].Дискретизация по времени проводится в следующей форме [5]:

$$\delta_t U+\frac{\partial}{\partial x}\overline{P}^t+\frac{\partial}{\partial\xi}(G^{13}\overline{P}^t)=-ADVU,$$

$$\delta_t W+\frac{1}{G^{1/2}}+\frac{\partial\overline{P}t}{\partial\xi}+\frac{g\overline{P}^t}{Cs^2}=BUOY-ADVW,$$

$$\frac{1}{Cs^2}\delta_t P+\frac{\partial}{\partial x}\overline{U}^t+\frac{1}{G^{1/2}}\frac{\partial\overline{W}^t}{\partial\xi}$$

$$+\frac{\partial}{\partial\xi}(G^{13}\overline{U}^t)=PFT,$$

$$\overline{f}^t=\frac{1+\alpha}{2}f^{t+\Delta t}+\frac{1-\alpha}{2}f^{t-\Delta t},$$

$$\delta_t f=\frac{f^{t+\Delta t}-f^{t-\Delta t}}{2\Delta t}$$

3. Распространение холодного атмосферного фронта. Приведем результаты расчетов скоростей гравитационного течения при обтекании крутых препятствий в стратифицированной атмосфере с параметрами из работы [1] для распространения сформировавшегося холодного атмосферного фронта над орографическими препятствиями в виде крутого холма и горной долины аксиально-симметричной гауссовой формы высотой и ,соответственно, глубиной 600 м. Расчетная область 25 км x 2 км. В отличие от [1],где фронт порождался источником холодного воздуха, начальная форма фронта в нашей работе задавалась в виде ступенчатой функции высотой 400 м.

На рисунке 1 показано начальное положение холодного атмосферного фронта при соприкосновении с препятствием: холмом (слева) и долиной (справа) для нейтральной стратификации. На рисунке 2 приведены результаты расчетов эволюции нормальной к фронту компоненты скорости в тех же точках.

Рисунок 2 показывает, что при обтекании крутых препятствий скорость потока находится в колебательном режиме. Получено качественное согласие между приведенными данными и результатами расчетов, проведенных в [1] с помощью модели, где неоднородности орографии учитывались с помощью преобразований пространственных переменных, спрямляющих орографию. В этой модели холодный атмосферный фронт порождался протяженным источником холодного воздуха.

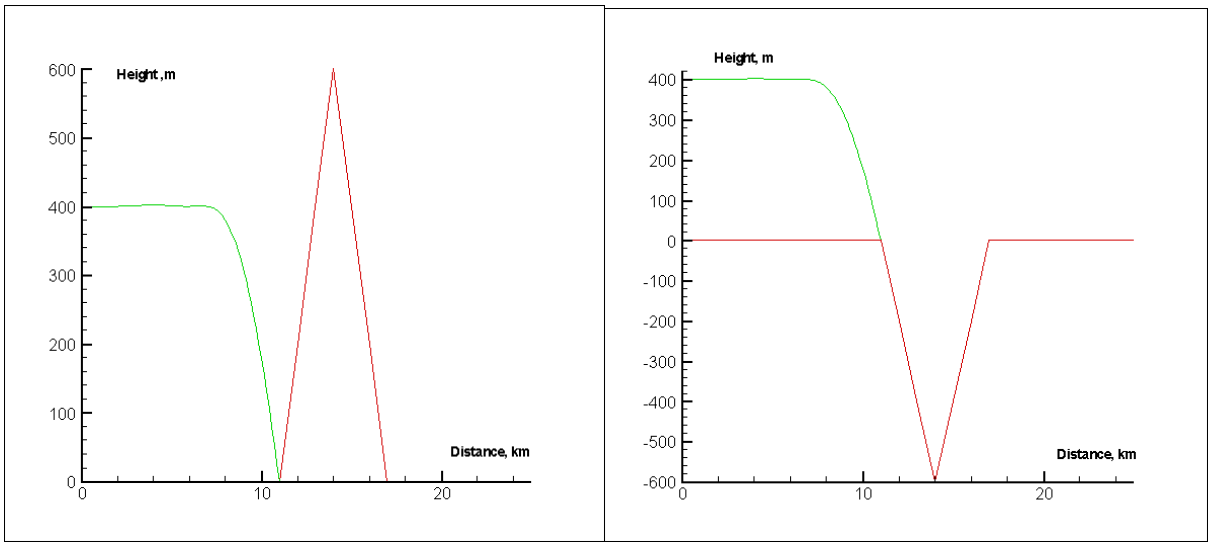


Рис.1. Положение холодного атмосферного фронта при соприкосновении с препятствием: холмом (слева) и долиной (справа). Нейтральная стратификация.

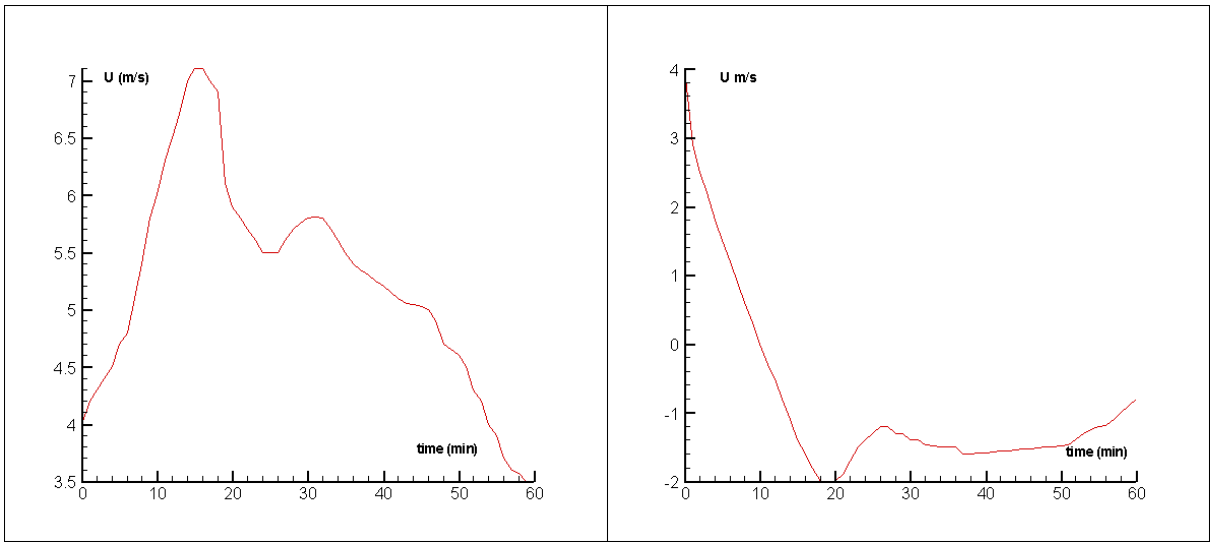


Рис.2. Эволюция нормальной к фронту компоненты скорости в точке соприкосновения с препятствием: холмом (слева) и долиной (справа). Нейтральная стратификация.

4. Заключение. Результаты этих предварительных расчетов сформировавшегося холодного атмосферного фронта показывают, что приведенная модель конечных элементов, по-видимому, может быть использована для моделирования распространения гравитационных течений при обтекании крутых препятствий в стратифицированной атмосфере. В дальнейшем будут представлены также результаты проводимых в настоящее время расчетов по обтеканию крутого препятствия в сравнении с известными из литературы измерениями в аэродинамических трубах.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 14-01-00125-а) и Президиума РАН (программа 43).

1. Bischoff-Gauss I., Gross G., Wippermann F. Numerical studies on cold fronts. Part 2: Orographic effects on gravity flows // Meteorol. Atmos. Phys., 1989, V.40, P.159--169.

2. Yudin M.S., Wilderotter K. Simulating atmospheric flows in the vicinity of a water basin. // Computational Technologies, 2006, V.11, No. 3,-P. 128-134.

3. Юдин М.С. Исследование эффектов орографии и температурной стратификации при распространении атмосферных фронтов//ГЕО-Сибирь-2014,Международная научная конференция «Дистанционные методы зондирования Земли и фотограмметрия, мониторинг окружающей среды, геоэкология» :сб.материалов,Новосибирск,СГГА,2014.Т.1, С.146-150.

4. Yudin M.S. Numerical simulation of orographic waves // Bull. NCC, Num. Modeling in Atmosphere ,Ocean and Environment Studies, 1995, V.2., P. 101–107.

5. Ikawa M. Comparison of some schemes for non-hydrostatic models with orography // J. Meteor. Soc. Japan, 1988, V. 66, No. 5, P. 753-776.