

## РАЗВИТИЕ БЛОКА РАСЧЕТОВ ТУРБУЛЕНТНЫХ ПОТОКОВ ИВМ-РАН ДЛЯ ВОДНЫХ ПОВЕРХНОСТЕЙ

**Бычкова В.И.<sup>1,3,4</sup>, Гладских Д.С.<sup>1,4,5</sup>, Дебольский А.В.<sup>1,3,4</sup>,  
Мортиков Е.В.<sup>1,2,4</sup>**

<sup>1</sup>Научно-исследовательский вычислительный центр Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова

<sup>2</sup>Институт вычислительной математики им. Г.И. Марчука РАН

<sup>3</sup>Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН

<sup>4</sup>Московский центр фундаментальной и прикладной математики

<sup>5</sup>Институт прикладной физики РАН

er-riad@mail.ru

Климатические модели представляют собой численное описание основных компонентов земной системы (атмосферы, поверхности суши, океана и морского льда) и их взаимодействия. В данной работе представлено описание развития блока приземного слоя для климатической модели ИВМ РАН [1] для водных поверхностей. Параметризация приземного слоя описывает взаимодействие поверхности (в том числе водной) и нижнего слоя атмосферы путем расчета турбулентных потоков тепла и импульса. Водная поверхность существенно отличается от земной. В частности, волны играют важную роль в переносе импульса между атмосферой и океаном. В климатической модели поток импульса частично определяется уровнем шероховатости поверхности. Уровень шероховатости водной поверхности обычно рассчитывается как функция скорости трения [2]. Сравнение с данными наблюдений потока импульса, рассчитанного блоком приземного слоя (INMCM-SL) показало, что рассчитан-

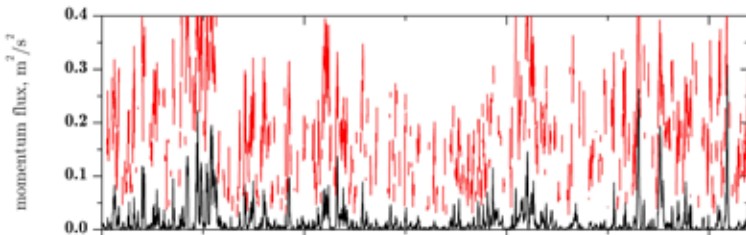


Рис. 1. Измеренный над водной поверхностью (озеро Куаварди) и рассчитанный (INMCM-SL) поток импульса.

ные значения потока существенно занижают наблюдаемые. Возможно, это связано с не корректным способом определения уровня шероховатости для водной поверхности.

В этой связи, реализована возможность использования дополнительных параметризаций параметра шероховатости для водной поверхности, учитывающие волновые параметры [3].

Другой важной особенностью водных поверхностей является наличие брызг. Генерация брызг приводит и появлению второй фазы в приводном слое воздуха. потоков. Наибольшая плотность брызг наблюдается вблизи водной поверхности. Как следствие, возникает устойчивый градиент плотности. Как и в термически стратифицированных потоках, стабильный градиент плотности снижает коэффициенты вертикального турбулентного обмена [4]. В результате вертикальный градиент, например, скорость ветра увеличивается. Уменьшения турбулентности в приводном слое проявляется в изменении масштабов турбулентной длины [5]:

$$L = \frac{(1 + \sigma S)u_*^3}{kg \left( \frac{\rho_a}{\theta} \overline{\theta'w'}(1 - S) + \sigma \overline{Q'w'} \right)}$$

$\theta'w'$  – где поток тепла,  $Q'w'$  – поток объемной концентрации капель,  $S$  – концентрация капель,  $\rho_a$ ,  $\rho_w$  – плотность воздуха и воды,  $u^*$  – скорость трения,  $k$  – константа Кармана,  $g$  – ускорение свободного падения

Для изучения эффекта влияния брызг на характеристики турбулентности приводного слоя воздуха было проведено несколько серий экспериментов с вихреразрешающей моделью [5]. Использование данных вихреразрешающего моделирования будет использовано для валидации

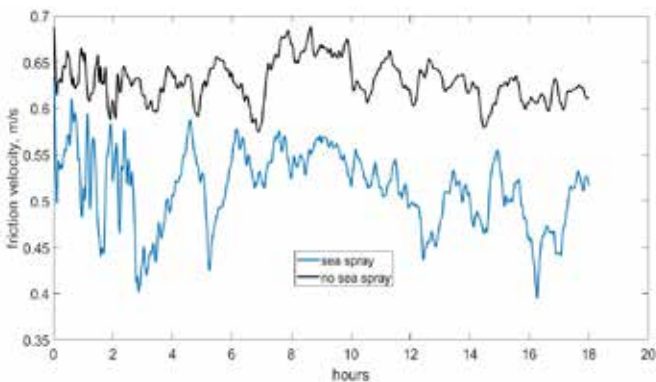


Рис. 2. Динамическая скорость, рассчитанная с учётом наличия брызг и без него.

блока приземного слоя INBCM-SL. В первой серии экспериментов использована степенная зависимость потока брызг от скорости ветра, согласно [6]. Во второй серии экспериментов мы предположили отсутствие брызг, чтобы иметь возможность оценить масштаб их влияния на стратификацию. На рис. 2 показано изменение скорости трения при отсутствии брызг и при их наличии. увеличение степени устойчивости, вызванное градиентом, ведет к уменьшению динамической скорости.

Включение в блок приземного слоя влияния брызг на увеличение степени устойчивости потока должно привести к уточнению характеристик турбулентности и улучшению прогноза для морских регионов.

Работа выполнена при поддержке проекта ФНТП «Исследование процессов в пограничных слоях атмосферы, океана и вод суши и их параметризация в моделях Земной системы» в рамках мероприятия «Усовершенствование глобальной модели Земной системы мирового уровня для исследовательских целей и сценарного прогнозирования климатических изменений».

#### Литература

1. Володин Е.М. и др. Воспроизведение современного климата в новой версии модели климатической системы ИВМ РАН // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2017. Т. 53. № 2. С. 164–178.
2. Charnock H. Wind stress on a water surface // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 1955. Т. 81. №. 350. С. 639–640.
3. Drennan W.M., Taylor P.K., Yelland M.J. Parameterizing the sea surface roughness // Journal of physical oceanography. 2005. Т. 35. № 5. С. 835–848.
4. Bintanja R. Buoyancy effects induced by drifting snow particles // Annals of Glaciology. 2001. Т. 32. С. 147–152.
5. Wamser C., Lykosov V.N. On the friction velocity during blowing snow // Beitrage zur Physik der Atmosphere-Contributions to Atmospheric Physics. 1995. Т. 68. № 1. С. 85–94.
6. Mortikov E.V., Glazunov A.V., Lykosov V.N. Numerical study of plane Couette flow: turbulence statistics and the structure of pressure-strain correlations // Russ. J. Numer. Analysis Math. Model. 2019. V. 34. № 2. P. 119–132.
7. Yang M. et al. Sea spray fluxes from the southwest coast of the United Kingdom—dependence on wind speed and wave height // Atmospheric Chemistry and Physics. 2019. Т. 19. №. 24. С. 15271–15284.