

УДК 551.511.61

## О ПРИМЕНИМОСТИ ТЕОРИИ ПОДОБИЯ ДЛЯ УСТОЙЧИВО-СТРАТИФИЦИРОВАННОГО АТМОСФЕРНОГО ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ НАД ПОВЕРХНОСТЯМИ СЛОЖНОЙ СТРУКТУРЫ

© 2018 г. К. В. Барсков<sup>a, b</sup>, А. В. Глазунов<sup>b, c</sup>, И. А. Репина<sup>a, b, \*</sup>, В. М. Степаненко<sup>b</sup>,  
В. Н. Лыкосов<sup>b, c</sup>, И. Маммарелла<sup>d</sup>

<sup>a</sup>Институт физики атмосферы им. А.М.Обухова РАН  
Россия, 119017 Москва, Пыжевский пер., 3

<sup>b</sup>Научно-исследовательский вычислительный центр МГУ им. М.В. Ломоносова  
Россия, 119234 Москва, ГСП-1, Ленинские горы, 1, стр. 4

<sup>c</sup>Институт вычислительной математики им. Г.И. Марчука РАН  
Россия, 119991 Москва, ул. Губкина, 8

<sup>d</sup>Университет Хельсинки, Финляндия, 00014 Хельсинки, П.Б. 64

\*E-mail: repina@ifaran.ru

Поступила в редакцию 21.08.2017 г.

После доработки 28.11.2017 г.

Проведен анализ микрометеорологических измерений в пограничном слое атмосферы над холмистой поверхностью, покрытой лесной растительностью. Измерения проводились на метеорологической мачте на нескольких уровнях от верхней границы леса до высоты, приблизительно в семь раз превышающей высоту деревьев. Предложен и вычислен полуэмпирический масштаб длины, зависящий от особенностей местной топографии и типа подстилающей поверхности в районе измерений. Показано, что использование этого масштаба позволяет ввести коррекцию универсальных функций теории подобия Монина–Обухова для устойчивого атмосферного пограничного слоя над сложными поверхностями без их существенной модификации по сравнению с универсальными функциями над однородным ландшафтом с малыми элементами шероховатости. Предложенный подход может быть использован для уточнения методов определения турбулентных потоков импульса по данным профильных измерений над пространственно-неоднородными ландшафтами.

**Ключевые слова:** пограничный слой атмосферы, поверхность сложной структуры, устойчивая стратификация, теория подобия Монина–Обухова, универсальные функции, пульсационные измерения.

DOI: 10.1134/S0002351518050036

### 1. ВВЕДЕНИЕ

В современных методах определения характеристик турбулентного обмена между поверхностью Земли и атмосферой используются теории, базирующиеся на гипотезе стационарности и однородности. Традиционно применяемые в атмосферном моделировании, энергобалансовых и биогеохимических расчетах параметризации основаны на выводах теории подобия Монина–Обухова (ТПМО) [1], которая предполагает подстилающую поверхность, обладающую однородным горизонтальным распределением аэродинамической и температурной шероховатости и турбулентных потоков [2]. Экспериментальная проверка ТПМО над однородными и квази-однородными поверхностями проводится с момента ее создания, что подтвер-

ждается сотнями ссылок на соответствующие работы [см., например, 3–9]. Значительно меньше экспериментального материала собрано над поверхностями сложной структуры. Над неоднородными ландшафтами, а также поверхностями с крупными элементами шероховатости условия статистической стационарности и однородности нарушаются. Нарушается также предположение, что вертикальные турбулентные потоки тепла, влаги и импульса не зависят от высоты [10, 11].

В последние годы возрос интерес к энерго- и массообмену над лесной растительностью. В основном это обусловлено исследованиями биогеохимического цикла, т.е. процессов обмена импульсом, теплом и веществом между атмосферой и растительностью [12]. Учитывая тесную зависимость процессов переноса тепла, углекислого газа

и водяного пара от условий внешней среды, видового состава и структуры растительности, а также от совокупности биофизических и биохимических процессов, протекающих в растениях и почве, можно говорить о турбулентном обмене как об индикаторе состояния, развития и роста растений [13]. Исследования структуры атмосферной турбулентности внутри леса и над лесной растительностью необходимы не только для изучения процессов в биосфере и соответствующего их учета при моделировании глобальных изменений климата [14], но также важны для расчета переноса аэрозолей и газовых примесей [15], прогноза неблагоприятных погодных явлений [16], разработки аналитических и численных моделей динамики атмосферного пограничного слоя [6], развития ветроэнергетики [17].

Экспериментальные исследования показали, что над лесом слой постоянных потоков отсутствует, что делает неприменимыми традиционные потоково-градиентные соотношения [18]. В турбулентном обмене как внутри, так и над лесом большую роль играют движения, связанные с организованной турбулентностью [19]: формируются когерентные структуры, которые генерируют дополнительный вклад энергии в спектры и коспектры потоков в приземном слое [20]. В устойчивых пограничных слоях, характерных для ночного времени в тропических и средних широтах и для зимы в полярных и приполярных областях, формируются когерентные структуры – и их влияние на турбулентный перенос может быть существенным. Турбулентность над лесом при устойчивой стратификации обсуждалась, например, в работах [21–23], но в основном рассматривались ночные пограничные слои. Для северных лесов с долгоживущими устойчивыми пограничными слоями в зимний период исследований практически не проводилось.

Основные публикации, в которых разрабатывается теория турбулентного переноса внутри и над лесом, сфокусированы на однородном растительном покрове на ровной поверхности [24–27]. В неидеальных, но более реалистичных условиях (лес с озерами и полянами, неоднородные высота деревьев и плотность лесной растительности, сложный рельеф, пятнистая растительность) процессы обмена становятся еще более сложными [28]. Для исследования влияния неоднородности растительного покрова на турбулентный обмен и турбулентные движения в основном используются подходы, основанные на аналитическом и численном моделировании. В качестве примера можно привести статью [29], в которой разработана аналитическая модель ветрового потока внутри и над раститель-

ным покровом со слабо меняющейся плотностью растительности.

В нашем исследовании используются данные пульсационных (микрометеорологических) измерений на метеорологической мачте станции SMEAR II (Хьютиала, Южная Финляндия) [30]. Рельеф вблизи станции представляет собой невысокие холмы, покрытые хвойным лесом. Измерения проводились на нескольких уровнях, первый из которых размещен вблизи верхушек деревьев, а последний – на высоте, незначительно меньшей, чем высота устойчивого пограничного слоя в рассматриваемых условиях. Основной целью данной работы является определение закономерностей турбулентного обмена импульсом при устойчивой стратификации над сложной поверхностью с точки зрения теории подобия.

## 2. УСТОЙЧИВЫЙ ПОГРАНИЧНЫЙ СЛОЙ АТМОСФЕРЫ НАД ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТЬЮ С КРУПНЫМИ ЭЛЕМЕНТАМИ ШЕРОХОВАТОСТИ

В горизонтально-однородном квазистационарном приземном слое атмосферы вследствие автомодельности при относительно малом влиянии молекулярной вязкости и теплопроводности на термодинамику турбулентного течения реализуются универсальные зависимости обезразмеренных статистических характеристик стратифицированной турбулентности от параметра устойчивости  $\zeta = \kappa z/L$ . Здесь:  $z$  – высота;  $L = -U_*^3/F_b$  – масштаб длины Обухова, определяемый динамической скоростью  $U_*$  и потоком плавучести вблизи поверхности;  $\kappa = 0,4$  – постоянная Кармана. В рамках теории подобия Монино–Обухова устанавливаются полуэмпирические функции, связывающие потоки импульса, тепла, влаги и концентрации пассивных скаляров с вертикальными градиентами соответствующих осредненных величин. Эти универсальные функции обычно используются при вычислении турбулентных потоков на поверхности в атмосферных моделях и при вычислении потоков с использованием градиентного или профильного метода, для которого необходима информация только о средних значениях скорости ветра и других скалярных величин, измеренных на двух или более высотах.

При слабоустойчивой ( $L > z$ ) и умеренноустойчивой стратификации ( $L \sim z$ ) безразмерный градиент средней скорости ветра  $\Phi_m(\zeta)$  приближают линейной зависимостью [31]:

$$\Phi_m(\zeta) = \frac{d\langle U \rangle}{dz} \frac{\kappa z}{U_*} \approx 1 + C_m \zeta, \quad (1)$$

где  $\langle U \rangle$  — средняя скорость ветра в направлении течения;  $C_m \approx 5$  — коэффициент, определяемый эмпирически.

В рамках ТПМО предполагается пренебрежимо малая толщина слоя шероховатостей по сравнению с высотой измерений  $z$  и постоянство турбулентных потоков по высоте в приземном слое. В равновесном устойчивом атмосферном пограничном слое (АПС) толщиной  $H \sim 10^1 \text{ м} - 10^2 \text{ м}$  последнее приближение справедливо только у самой поверхности Земли, так как в присутствии силы Кориолиса турбулентные потоки распределены по высоте следующим образом [32]:

$$\begin{aligned} |\tau(z)|/U_*^2 &\approx (1 - z/H)^{3/2}, \\ F_b(z)/F_b|_{z=0} &\approx (1 - z/H). \end{aligned} \quad (2)$$

Здесь:  $\tau(x) = (\langle u'w' \rangle, \langle v'w' \rangle)$  — нормированный на плотность воздуха вертикальный турбулентный поток импульса;  $F_b(z) = \langle b'w' \rangle$  — поток плавучести, связанный с флуктуациями температуры  $T'$  в рассматриваемых условиях (при малой влажности воздуха и вблизи поверхности) следующим образом  $F_b \approx \langle T'w' \rangle \frac{g}{T_0}$ ;  $T_0$  — средняя температура воздуха; угловые скобки означают статистическое осреднение (в нашем случае предполагалась эргодичность, и данные измерений осреднялись по 30-минутным интервалам времени).

Эмпирически установлено (см., например, [33]), что без потери точности в формуле (1) можно заменить приземную динамическую скорость и поток плавучести у поверхности на значения этих величин на уровне измерений. Кроме того, аэродинамические свойства поверхностей с крупными элементами шероховатости принято характеризовать двумя параметрами, имеющими размерность длины: параметром шероховатости  $z_0$  и высотой вытеснения  $D$ . Распространенное приближение для потоково-градиентного соотношения в устойчивом АПС над такими поверхностями (в частности, над лесной растительностью или городской поверхностью) имеет вид [34]:

$$\begin{aligned} \Phi_m(\xi) &= \frac{d\langle U \rangle}{dz} \frac{\kappa(z-D)}{u_*} \approx a(\gamma) + C_m \xi, \\ \xi &= \frac{\kappa(z-D)}{\Lambda}, \end{aligned} \quad (3)$$

Где  $\gamma = (z-D)/H$ ;  $a(\gamma) = \text{const} \approx 1$ ;  $u_* = |\tau|^{1/2}$  и  $\Lambda$  — динамическая скорость и масштаб длины Обухова

на высоте измерений  $z$  соответственно (в отличие от  $L$ , обозначающих те же величины около поверхности). Соотношение (3) справедливо в большем (приблизительно до половины высоты АПС) диапазоне высот, чем исходная формула ТПМО (1) и выполняется независимо от вида профилей турбулентных потоков, обусловленных крупномасштабным, распределенным по высоте внешним динамическим воздействием [35].

В непосредственной близости от элементов шероховатости формулой (3) пользоваться нельзя, если вертикальный масштаб топографических неоднородностей сравним с величиной  $(z-D)$  и/или если слой элементов шероховатости устроен так, что структура турбулентности над ним существенно отличается от структуры турбулентности в сдвиговом течении над плоской стенкой. Примером последнего случая может быть турбулентность над неплотной растительностью, где, согласно результатам численного моделирования [36] и данным измерений [37], выражена тенденция к образованию крупных когерентных вихрей, что, в свою очередь, ведет к специфическому виду наблюдаемых потоково-градиентных соотношений, отличающихся от стандартных соотношений теории подобия:  $a(\gamma) \neq \text{const} > 1$  (см., например, лабораторные измерения [34]).

При значениях параметра устойчивости  $\xi > 2 - 3$  обычно наблюдается уменьшение безразмерного градиента  $\Phi_m$  по сравнению со значениями, вычисленными по формуле (3) (см., например, [33]). В работе [38] на основе спектрального анализа результатов LES-моделирования устойчивого АПС над поверхностью городского типа было показано, что это уменьшение объясняется наличием крупных вихрей масштаба толщины всего пограничного слоя. Наибольший относительный вклад в вертикальный перенос импульса эти вихри дают в верхней части АПС, где они поддерживают более эффективное перемешивание, чем сдвиговая турбулентность, сгенерированная локально. Здесь мы воспользуемся выводами работы [38] с тем, чтобы объяснить данные для самого верхнего уровня измерений, который в большинстве случаев находится в верхней части АПС.

На практике возникает необходимость интерпретации и усвоения метеорологических и микрометеорологических наблюдений на мачтах, установленных в окружении естественного пространственно-неоднородного ландшафта, имеющего уникальную топографию и растительный покров. Нахождение обобщающих закономерностей для таких измерений и введение на основе этих закономерностей аналитических поправок к ТПМО затруднено и не является целью данной статьи. На-

против, мы будем рассматривать результаты пульсационных измерений в конкретном ландшафте, как не подлежащие прямому обобщению. Будет показано, что возможен метод введения определяемой условиями данного ландшафта поправки к виду функций типа (3), представляющий практический интерес в тех случаях, когда прямые измерения турбулентных потоков пульсационным методом проводятся эпизодически и не охватывают весь интервал возможных стратификаций.

### 3. ПРОВЕРЯЕМАЯ ГИПОТЕЗА

Основой анализа данных будет предположение, сходное с гипотезой А.М. Обухова о том, что в установившемся турбулентном потоке масштаб турбулентности (или длина пути смешения Прандтля)  $l_t$  зависит исключительно от геометрии области, в которой происходит течение, и не зависит от динамики самого течения [39]. Следуя этой гипотезе, из конформных преобразований сечения бесконечно протяженной области на полуплоскость Обухов получил турбулентные масштабы длины  $l_t$  и средние скорости  $\langle u \rangle$  в нейтрально-стратифицированных течениях между двумя параллельными пластинами и в трубах квадратного и круглого сечения, согласующиеся с данными измерений.

Предположим, что растительность и рельеф задают уникальную геометрию, определяющую базовый масштаб турбулентности  $l_t^b$  при нейтральной стратификации. Этот масштаб не может быть выражен аналитически, но он задает потоково-градиентное соотношение и вычисляется по данным измерений при  $\xi_b < \xi < \xi_s$  следующим образом:

$$l_t^b = \left\langle u_* \right\rangle / \left\langle \frac{d\langle U \rangle}{dz} \right\rangle = \kappa(z - D)/a(\gamma). \quad (4)$$

Здесь  $\xi_b$  и  $\xi_s$  – некоторые малые пороговые значения ( $\xi_b < 0$ ,  $\xi_s > 0$ ,  $|\xi_b| \ll 1$ ), ограничивающие область параметров АПС, в которой стратификация не оказывает большого влияния на турбулентность; внешние угловые скобки означают осреднение по всему интервалу  $[\xi_b, \xi_s]$ .

Используя для нормировки введенный масштаб  $l_t^b(z)$  вместо масштабов, определяемых расстоянием от поверхности  $l_t = \kappa z$  или  $l_t = \kappa(z - D)$ , которые используются в классической теории логарифмического приземного слоя, будем считать, что эффекты стратификации проявляются универсальным образом, независимо от геометрии обла-

сти, которая учитывается только через масштаб  $l_t^b(z)$ . Тогда, модифицированный безразмерный градиент скорости в приземном слое над лесом

$$\phi'_m(\xi') = \frac{d\langle U \rangle}{dz} \frac{l_t^b}{u_*}, \quad (5)$$

так же, как и безразмерные градиенты  $\Phi_m(\zeta)$  и  $\phi_m(\xi)$  (см. соотношения (1, 3), выполняющиеся над плоской поверхностью), может быть приближен линейной функцией

$$\phi'_m(\xi') \approx 1 + C'_m \xi', \quad (6)$$

с тем же самым значением коэффициента  $C'_m = C_m \approx 5$ , в широком диапазоне значений нового параметра устойчивости  $\xi' = l_t^b/\Lambda$ .

Заметим, что формулы (3) и (6) с точки зрения задания масштабов турбулентности могут быть записаны в виде:

$$\frac{1}{l_t} \approx \frac{1}{\kappa(z - D)} + \frac{C_m}{L\Lambda}, \quad \frac{1}{l_t} \approx \frac{1}{l_t^b} + \frac{C'_m}{\Lambda}. \quad (7)$$

Члены, связанные с геометрией области и со стратификацией, в выражениях (7) представляют собой независимые слагаемые. Наша гипотеза сводится к предположению о том, что величина  $C'_m$  для турбулентных течений над разными типами поверхностей, включая статистически однородную поверхность с малыми элементами шероховатости, не является функцией параметров, определяющих аэродинамические свойства этих поверхностей, и в пределах нижней части устойчивого АПС сохраняет постоянное значение.

### 4. КОРРЕКЦИЯ ГРАДИЕНТА СРЕДНЕЙ СКОРОСТИ ВЕТРА ВБЛИЗИ ВЕРХНЕЙ ГРАНИЦЫ АПС

Еще одним обстоятельством, осложняющим анализ и интерпретацию данных измерений на верхних уровнях, является близость этих уровней к верхней границе АПС, где, как было отмечено во Введении, локальное масштабирование не является оправданным ввиду наличия крупных вихрей. При этом высота АПС принимает различные значения при разной стратификации, и зависимость базового масштаба  $l_t^b$  от нее не может быть определена описанным выше способом.

Пусть безразмерный градиент  $\Phi_m$  при нейтральной стратификации в АПС любой высоты  $H$  близок к осредненному безразмерному градиенту скорости, вычисленному по совокупности данных измерений с нейтральной стратификацией. Введем средний масштаб длины, аналогичный масштабу

кз в формуле (1), но учитывающий влияние топографии и слоя растительности:

$$l_t^b = \left\langle U_* \left/ \frac{d\langle U \rangle}{dz} \right. \right\rangle, \quad (8)$$

где внешние угловые скобки означают осреднение по выборке данных с нейтральной стратификацией.

Тогда мы можем приблизить базовый масштаб турбулентности (масштаб, обусловленный топографией, растительностью и ограниченностью приземного слоя по высоте) следующей зависимостью:

$$l_t^{nb} \approx l_t^b |\tau|^{1/2} / U_*, \quad (9)$$

где  $U_*$  – динамическая скорость на высоте ближайшего к поверхности измерительного уровня  $z_1$ .

Сформируем следующие масштабы длины:

$$l_t^g = \frac{l_t^{nb}}{1 + C_m l_t^B / L}, \quad l_t^s = \frac{l_t^{nb}}{1 + C_m l_t^{nb} / \Lambda}. \quad (10)$$

Масштаб  $l_t^g$  связан с потоками на поверхности, включает в себя поправку на влияние топографии и слоя растительности и отвечает за крупные вихри с размерами, сравнимыми с высотой  $z$ . Масштаб  $l_t^s$  учитывает локальные значения потоков плавучести и импульса, связан с мелкомасштабной сдвиговой турбулентностью, сгенерированной на высоте измерений, и включает также поправку, связанную с уникальной структурой ландшафта. В отсутствие сил плавучести оба масштаба равны масштабу  $l_t^{nb}$ , обеспечивающему безразмерный градиент  $\Phi_m$ , близкий к градиенту, осредненному по выборке данных с нейтральной стратификацией. Как следует из (10), в установленном равновесном устойчивом АПС масштабы связаны соотношением  $l_t^s \leq l_t^g$ .

Учитывая линейный вид потока плавучести (2) в таком АПС в отсутствие внутренних источников тепла и влаги, распределенных в его толще, можно выписать следующие аппроксимации для введенных масштабов длины:

$$l_t^g \approx \frac{l_t^B |\tau|^{1/2} / U_*}{1 + C_m l_t^B / L}, \quad l_t^s \approx \frac{l_t^B |\tau|^{1/2} / U_*}{1 + (U_*^2 (1 - \sigma) |\tau|) C_m l_t^B / L}, \quad (11)$$

где  $\sigma = \frac{z - z_1}{H - z_1}$  – безразмерная высота. В этой форме введенные масштабы не содержат явной зависимости от масштаба длины Обухова на удалении от поверхности  $\Lambda(z)$ . Возможно дальнейшее

приближение с привлечением степенной зависимости (2) модуля потока импульса от высоты:

$$l_t^g \approx \frac{l_t^B (1 - \sigma)^{3/4}}{1 + C_m l_t^B / L}, \quad l_t^s \approx \frac{l_t^B (1 - \sigma)^{3/4}}{1 + (1 - \sigma)^{-1/2} C_m l_t^B / L}. \quad (12)$$

В работе [40] в численных экспериментах с LES-моделью было обнаружено, что с хорошей точностью выполняется соотношение:  $l_t \approx ck_t^{-1}$ , где  $c$  – некоторая константа, а  $k_t = \int k C_{uw} dk / \int C_{uw} dk$  – средневзвешенное по коспектру  $C_{uw}$  волновое число. Если имеются разномасштабные процессы, вносящие вклад в турбулентный поток импульса, то суммарный турбулентный масштаб  $l_t$  естественно приблизить с помощью интерполяции нескольких масштабов длины с некоторыми весовыми коэффициентами, что является аппроксимацией приведенного выше интеграла.

Воспользуемся этим приемом при получении конечного выражения для масштаба турбулентности:

$$l_t^{mix} = \left( C_1 \frac{1}{l_t^g} + C_2 \frac{1}{l_t^s} \right)^{-1} = \frac{C l_t^g l_t^s}{l_t^g + (C - 1) l_t^s}. \quad (13)$$

В формуле (13) оставлена всего одна константа  $C$ , так как вблизи поверхности искомый масштаб должен совпасть с масштабом  $l_t^b$ , учитывающим только свойства поверхности, но не зависящим от стратификации и высоты АПС.

В работе [38] было определено значение  $C \approx 5$  и показано, что аппроксимация, схожая с формулой (13) (за исключением введенных здесь поправок на влияние рельефа и растительности), задает потоково-градиентное соотношение  $l_t^{mix} (d\langle U \rangle / dz) \approx |\tau|^{1/2}$  при различных внешних воздействиях, поддерживающих квазиравновесную турбулентность в устойчивом АПС.

Далее, проверим сформулированные предположения на имеющихся в нашем распоряжении данных измерений на станции SMEAR II. Если предположения верны, должны быть получены следующие результаты:

$$\Phi_m'' = \frac{d\langle U \rangle}{dz} \frac{l_t^{mix}}{u_*} \approx 1, \quad (14)$$

$$\Phi_m'(\xi; \sigma) = \frac{d\langle U \rangle}{dz} \frac{l_t^b}{u_*} = \frac{l_t^b}{l_t^{mix}}. \quad (15)$$

Здесь  $l_t^b$  – базовый масштаб турбулентности, а  $l_t^{mix}$  – масштаб турбулентности, учитывающий стратификацию и высоту АПС.

Заметим, что теперь функция  $\phi'_m(\xi')$  уже не является универсальной, а кроме параметра устойчивости  $\xi' = l'_b/\Lambda$ , зависит также и от безразмерной высоты  $\sigma = \frac{z - z_1}{H - z_1}$ . В нижней части АПС эта зависимость слабая - на нижних уровнях градиенты, вычисленные по формулам (15) и (6), должны совпасть. При больших значениях  $\xi'$ , типичных для верхней части АПС, формула (15) даст разброс значений градиента  $\phi'_m$  в зависимости от значений  $\sigma$  и его уменьшение по сравнению со значениями, вычисленными по формуле (6). Такое поведение безразмерного градиента скорости обычно и наблюдается при локальном масштабировании данных наблюдений [33].

## 5. ДАННЫЕ НАБЛЮДЕНИЙ И ИХ ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЙ ОТБОР

В работе использовались данные мониторинга характеристик атмосферной турбулентности на различных уровнях 127-ми метровой мачты, расположенной на исследовательской станции SMEAR II (Station for Measuring Ecosystem-Atmosphere Relations, Хьютиала, Финляндия, 24°17'13" E, 61°51'5" N). Рельеф вокруг мачты представляет собой холмистую поверхность, покрытую сосновым лесом [41]. Средняя высота над уровнем моря — 180 м. Средняя высота деревьев  $h$  составляет приблизительно 18 м, а перепады высоты рельефа не превышают высоты деревьев [42]. В радиусе 200 м от башни растительность однородна, приблизительно в 400 м расположены строения научной станции Хьютиала и небольшое озеро Куйварви [43]. Многоуровневые непрерывные измерения концентраций атмосферных газов и составляющих энерго- и газообмена в системе атмосфера-биосфера проводятся на мачте начиная с 1996 г. и входят в сеть Fluxnet [44]. Для нашего анализа был выбран период зимний период 2015–2016 гг. с 05 ноября 2015 г. по 03 марта 2016 г., т.е. время наличия снежного покрова, когда существование устойчивого пограничного слоя наиболее вероятно.

Были использованы данные пульсационных измерений трех компонент скорости ветра и температуры на высотах  $z = 23, 67$  и  $125$  м, полученные с помощью трехкомпонентных ультразвуковых анемометров (Solent Research 1012R2, Gill Instruments Ltd., Lynton, Hampshire, UK at 23 м и USA-1, Metek GmgH, Elmshorn, Germany для 67 и 125 м). С уровней 67 и 125 м нами были обработаны первичные данные измерений с частотой 10 Гц. На этих уровнях были рассчитаны средняя скорость ветра и турбулентные потоки с усредне-

нием по 30-минутным интервалам. С уровня 23 м были использованы уже рассчитанные статистические характеристики турбулентности, которые находятся в открытом доступе в базе данных SmartSMEAR (<https://avaa.tdata.fi/web/smart/smea/>). Из этой же базы данных были взяты значения скорости ветра на уровнях  $z = 16.8$  и  $33.6$  м. Из набора полученных характеристик были исключены все данные, относящиеся к неустойчивой стратификации ( $\zeta < 0$ ). Для наших расчетов характеристик турбулентного обмена и расчетов, представленных на сайте, использовался один и тот же программный продукт EddyUN [45], т.е. применялись одинаковые системы коррекции первичных сигналов.

В приведенных ниже оценках высота вытеснения  $D$  полагалась равной  $\frac{2}{3}h$  в соответствии со значением для хвойного леса, приведенным в работе [46].

Для оценки высоты  $H$  устойчивого и нейтрального АПС были задействованы временные интервалы, на которых известны турбулентные характеристики вблизи уровня  $z = 23$  м и хотя бы на одном из уровней  $z = 67$  м или  $z = 125$  м. Оценка высоты АПС выполнялась двумя способами по формулам (2) — линейной экстраполяцией потока тепла  $F_t = \langle w'T' \rangle = (T_0/g)F_b$  (оценка высоты АПС  $H_F$ ) и линейной экстраполяцией значений функции  $|\tau|^{2/3}$  (оценка высоты  $H_\tau$ ). Для интервалов, где известны значения  $F_t$  и  $\tau$  на трех уровнях, искомая прямая находилась методом наименьших квадратов. При значениях коэффициента детерминации  $R^2 < 0.8$  данные отбраковывались. Для интервалов, где значения потоков определены только на двух уровнях, прямая проводилась через две точки, при этом данные считались не подлежащими дальнейшему анализу, если оценка высоты превышала значение 2000 м. Также были исключены те случаи, когда абсолютные значения потоков растут с высотой. Итоговое значение высоты АПС определялось как  $H = (H_F + H_\tau)/2$ . При этом из набора данных дополнительно исключались те случаи, где значения  $H_F$  и  $H_\tau$  значительно различаются между собой:  $|H_F - H_\tau| > \min(H_F, H_\tau)/2$ .

Среднее значение высоты АПС  $\langle H \rangle$  при устойчивой стратификации на всем массиве отобранных данных составило около 280 м. На части 30-минутных интервалов оценка высоты  $H$  оказалась ниже верхнего измерительного уровня  $z = 125$  м: такие данные также не анализировались.

В результате этой выборки были автоматически исключены заведомо ложные данные, содер-

жащие нереалистичные значения потоков тепла и импульса, что, по-видимому, связано с инструментальными ошибками.

Вертикальные градиенты средней скорости ветра вычислялись после аппроксимации каждого профиля логарифмической кривой  $\langle u \rangle = a + b \ln(c + z)$ , где  $a$ ,  $b$  и  $c$  – константы, определяемые методом наименьших квадратов. Вертикальный градиент средней горизонтальной скорости ветра для каждого уровня  $z_k$  вычислялся как  $d\langle u \rangle/dz = b/(c + z_k)$ . Отметим, что верхний уровень измерений  $z = 125$  м практически всегда находится в верхней части АПС. Для этого уровня следует ожидать уменьшение безразмерных градиентов  $\phi_m(\xi)$  и  $\phi'_m(\xi')$  по сравнению со значениями, заданными универсальными функциями (6) и (3).

## 6. РЕЗУЛЬТАТЫ

### 6.1. Проверка гипотезы об универсальности влияния стратификации на профиль средней скорости над неоднородным ландшафтом

Безразмерный градиент средней скорости ветра  $\phi_m$  на трех уровнях ( $z_1 = 23$  м,  $z_2 = 67$  м и  $z_3 = 125$  м) в зависимости от параметра устойчивости  $\xi = \kappa(z_k - D)/\Lambda$  изображен на рис. 1а–1в. Точками нанесены измерения, а сплошные кривые получены методом наименьших квадратов: набору данных на каждой высоте поставлена в соответствие своя линейная зависимость  $f_k(\xi) = a_k + b_k \xi$ . Видно, что значения  $a_k$  и  $b_k$  не универсальны и могут существенно отличаться от ожидаемых значений  $a = 1$  и  $b = C_m = 5$ .

Коэффициент  $a_k$  на всех уровнях отличен от единицы. Это указывает на специфику турбулентности над рассматриваемой поверхностью по сравнению с турбулентностью над ландшафтами с малыми элементами шероховатости.

Для первых двух уровней коэффициенты  $b_k$  близки к значению  $C_m = 5$ . Отличия от этого значения не являются значимыми в силу большого разброса данных, неточности определения среднего градиента скорости и ограниченности числа данных в выборке. Полученный результат не противоречит гипотезе, предложенной в разделе 3.

Заметим, что для верхнего уровня  $b \approx 3 < 5$ . Это свидетельствует об увеличении масштаба турбулентности по сравнению с масштабом, определяемым локальными условиями ее генерации и подавления силами плавучести. Наблюдаемый эффект можно объяснить наличием крупных вихрей нелокального происхождения.

Для нахождения эмпирического масштаба  $l_t^b(z)$  (см. формулу (4)) были выделены участки

нейтральной стратификации со значениями параметра устойчивости  $\xi$ , не превышающими следующие пороговые значения для различных уровней:  $\xi < 10^{-2}$  ( $z = z_1 = 23$  м),  $\xi < 10^{-1.5}$  ( $z = z_2 = 67$  м) и  $\xi < 10^{-1}$  ( $z = z_3 = 125$  м). Было найдено среднее значение для каждого уровня измерений:

$$\langle l_t^b(z_1) \rangle / \kappa = 14.6 \text{ м (при } z - D = 11 \text{ м)},$$

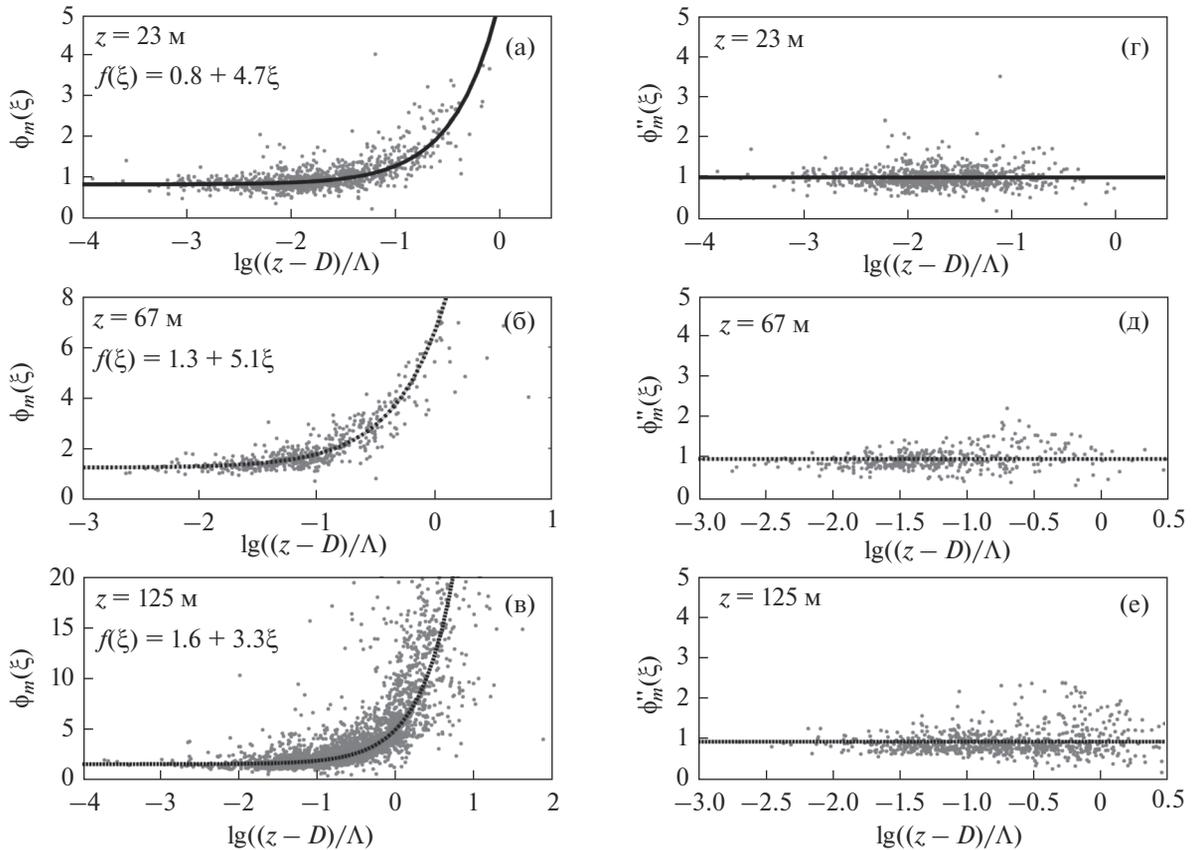
$$\langle l_t^b(z_2) \rangle / \kappa = 43.4 \text{ м (при } z - D = 55 \text{ м)},$$

$$\langle l_t^b(z_3) \rangle / \kappa = 74.9 \text{ м (при } z - D = 113 \text{ м)}.$$

Эмпирический масштаб  $l_t^b$  существенно отличается от величины  $\kappa(z - D)$ , традиционно принимаемой в качестве масштаба турбулентности при нейтральной стратификации, согласно формуле (3). При этом вблизи вершущек деревьев этот масштаб оказывается больше, чем  $\kappa(z - D)$ , что говорит о наличии относительно крупных вихрей и согласуется с выводами работ [34, 36, 37].

Таким образом, рельеф и растительность оказывают существенное воздействие на профиль средней скорости ветра в АПС. Это воздействие можно рассматривать как эффект, независимый от влияния стратификации. В первую очередь меняется градиент скорости при условиях, близких к нейтральным. В остальном устойчивый пограничный слой над лесом проявляет свойства, сходные со свойствами АПС над однородной поверхностью с малыми элементами шероховатости.

Безразмерный градиент  $\phi'_m$ , вычисленный по данным наблюдений с применением нормировки на эмпирический масштаб длины  $l_t^b$  в зависимости от параметра устойчивости  $\xi' = l_t^b / \Lambda$ , изображен на рис. 2а–2в светлыми кружочками. Линиями изображены функции  $f_k(\xi') = a'_k + b'_k \xi'$ , полученные методом наименьших квадратов. В силу способа построения масштаба  $l_t^b$  коэффициенты  $a'_k \approx 1$ , а коэффициенты  $b'_k$  равны коэффициентам  $b_k$ . Таким образом, на этом рисунке безразмерный градиент средней скорости представлен в виде, совпадающем с видом этой функции над однородной поверхностью с малыми элементами шероховатости (кроме уровня 125 м, где  $b_k = 3.3$ ). Обратим внимание на большой разброс значений этой функции, особенно заметный для больших значений  $\xi'$  и для уровней, находящихся на удалении от поверхности. В следующем разделе будет показано, что этот разброс связан не только с инструментальными погрешностями и нестационарностью АПС, но и с отсутствием универсальной зависимости  $\phi'_m$  от единственного безразмерного параметра  $\xi'$ .



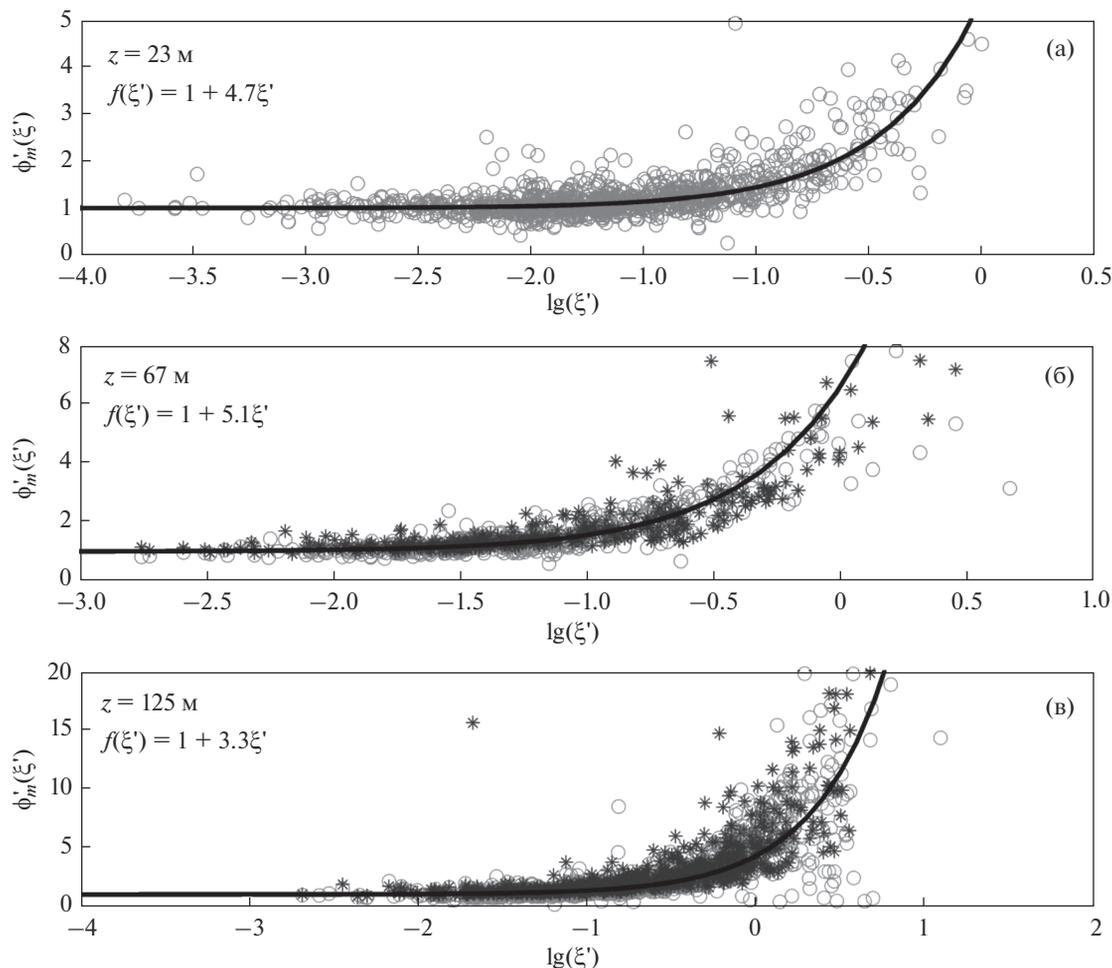
**Рис. 1.** а, б, в – Безразмерный градиент скорости  $\phi_m$ , в нормировке на стандартный масштаб длины  $\xi = (z - D)/\Lambda$  на разных уровнях. Точки - данные наблюдений; кривые – линейные функции  $f_k(\xi) = a_k + b_k\xi$ , найденные методом наименьших квадратов. г, д, е – Градиент скорости, нормированный на масштаб длины  $l_t^{mix}$ :  $\phi_m'' = (d\langle U \rangle / dz) l_t^{mix} / u_*$ . Точки – данные наблюдений. Прямые – средние значения  $\phi_m''$  для данного уровня  $z$ .

**6.2. Нормировка на масштаб турбулентности  $l_t^{mix}$**

Обезразмеренные градиенты  $\phi_m''$ , вычисленные по данным измерений с применением нормировки на масштаб  $l_t^{mix}$  (формулы (8)–(13)), изображены на рис. 1г–1е. Для всех измерительных уровней значения этой функции лежат в окрестности прямых  $\phi_m'' \approx \text{const} \approx 1$ . Средние значения  $\phi_m''$  указаны на рисунках прямыми, параллельными оси абсцисс. Отметим, что помимо приведения безразмерного градиента скорости к универсальному виду, описанный способ обезразмеривания уменьшает разброс точек по вертикали, т.е. снижает неопределенность вычисления градиента при заданном значении  $\xi'$  за счет учета зависимости от безразмерной высоты  $\sigma$ .

Действие поправки, учитывающей высоту АПС и введенной при помощи предложенного масштаба  $l_t^{mix}$ , можно наглядно продемонстрировать на рис. 2б, 2в, где наряду с безразмерным градиентом

скорости  $\phi_m'$ , вычисленным напрямую по данным наблюдений (светлые кружочки), приведена его оценка, выполненная по формуле (15) (звездочки). На уровне  $z_1$  (рис. 2а) эта оценка не приводится, поскольку при  $\sigma = 0$  масштабы связаны соотношением  $l_t^{mix} = l_t^b / (1 + C_m l_t^b / L)$  и поправка не действует. Оценка (15) безразмерного градиента  $\phi_m'$  на всех уровнях находится в пределах разброса данных. Видно, что разброс значений этой оценки на верхних уровнях сравним с разбросом измеренных значений  $\phi_m'(\xi')$ . Неуниверсальность функции  $\phi_m'(\xi')$  (или аналогичной ей функции  $\phi_m(z/\Lambda)$  над однородной поверхностью) обусловлена тем, что при равных значениях параметра устойчивости  $\xi'$  измерения могут проводиться как вблизи, так и на удалении от верхней границы АПС. При этом относительный вклад крупных вихрей в суммарный перенос импульса по вертикали может значительно варьироваться,



**Рис. 2.** Безразмерный градиент скорости  $\phi'_m$ , вычисленный с использованием нормировки на эмпирический масштаб длины  $l_t^b$  на разных уровнях. Светлые кружочки – значения  $\phi'_m$  вычислены по данным наблюдений; звездочки – оценка  $\phi'_m$  при помощи масштаба длины  $l_t^{mix}$ ; кривые – линейные функции  $f_k(\xi') = a_k + b_k \xi'$ , найденные методом наименьших квадратов по данным наблюдений.

что ведет к изменению вида профиля средней скорости ветра.

## ВЫВОДЫ

Проведен анализ пульсационных измерений температуры и скорости ветра в атмосферном пограничном слое над холмистой поверхностью, покрытой лесной растительностью. Проверялась применимость стандартных подходов к построению универсальных зависимостей теории подобия Монина–Обухова при устойчивой и нейтральной стратификации. Анализ измерений при нейтральной стратификации показал, что аппроксимация турбулентного масштаба длины линейной зависимостью от высоты с заданной вы-

сотой вытеснения является очень грубым приближением.

Предложен и вычислен эмпирический базовый масштаб длины, зависящий от индивидуальных особенностей топографии и типа подстилающей поверхности в месте измерений. Показано, что использование этого эмпирического масштаба позволяет ввести коррекцию универсальных функций в устойчиво-стратифицированном приземном слое без их существенной модификации по сравнению с универсальными функциями над однородными поверхностями с малыми элементами шероховатости.

Мы предположили, что нелокальный перенос импульса крупными вихрями имеет существенное значение в верхней части АПС. На основании этого была предложена и проверена полуэмпири-

ческая не универсальная параметризация потоково-градиентного соотношения, учитывающая влияние топографии, свойств слоя растительности и высоты АПС.

Недостатком такой параметризации является необходимость оценки высоты АПС при вычислении безразмерного градиента скорости и использование результатов предварительного анализа данных пульсационных измерений при нейтральной стратификации для вычисления профиля базового масштаба длины. Для нахождения обобщающих закономерностей для близких по топологии и свойствам растительного покрова поверхностей требуется анализ данных, полученных на разных метеорологических мачтах, что планируется сделать в дальнейшем.

Зная распределение эмпирического масштаба длины  $l_i^b(z)$  по поверхности Земли, либо задавая этот масштаб в соответствии с типами поверхностей наряду с параметром шероховатости  $z_0$ , можно ввести соответствующую коррекцию при вычислении приповерхностных турбулентных потоков в моделях атмосферной циркуляции. Для достижения этой цели требуется проверка похожих способов аппроксимации потоково-градиентных соотношений для скаляров (температуры и влажности воздуха). Кроме того, при вычислении напряжения трения на поверхности необходимо учесть экмановский поворот ветра. Это актуально для параметризации взаимодействия атмосферы и суши при сильной устойчивости, когда высота нижних расчетных уровней моделей общей циркуляции атмосферы значительно превосходит высоту “слоя постоянных потоков” и оказывается сравнимой с толщиной всего АПС. Разработка таких методов и их тестирование на данных наблюдений входит в ближайший план работ авторов статьи.

Помимо этого, требуется проверка аналогичного подхода для конвективно-неустойчивого приземного слоя, где универсальные функции безразмерных градиентов имеют нелинейный вид и обоснование идеи замены масштаба  $z$  на новый эмпирический масштаб длины не так очевидно.

Данное исследование выполнено в Научно-исследовательском вычислительном центре МГУ имени М.В. Ломоносова при основной поддержке Российского научного фонда (грант № 17-17-01210). Экспериментальные измерения, использованные в работе, проводились при поддержке Европейского проекта GHG-LAKE (612642) и проектов Академии наук Финляндии (CarLAC (281196), Centre of Excellence (307331) и ICOS-FINLAND (281255)).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Монин А.С., Обухов А.М. Основные закономерности турбулентного обмена в приповерхностном слое // Тр. Института геофизики АН СССР. 1954. № 24. С. 163–187.
2. Монин А.С., Яглом А.М. Статистическая гидромеханика. СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 639 с.
3. Stull R.B. An introduction to boundary-layer meteorology. Boston: Kluwer Academic Publishers. Mass., 1988. 666 p.
4. Sorbjan Z. Structure of the atmospheric boundary layer. Prentice-Hall, Englewood Cliffs: NJ, 1989. 317 p.
5. Garratt J.R. The Atmospheric Boundary Layer. U.K.: Cambridge University Press, 1992. 316 p.
6. Kaimal J.C., Finnigan J.J. Atmospheric boundary layer flows: Their structure and 860 measurements. New York – Oxford: Oxford University Press, 1994. 289 p.
7. Wyngaard J.C. Turbulence in the atmosphere. New York: Cambridge University Press, 2010. 393 p.
8. Мордухович М.И., Цванг Л.П. Прямые измерения турбулентных потоков на двух высотах в приземном слое атмосферы // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1966. Т. 2. № 8. С. 786–803.
9. Копров Б.М., Соколов Д.Ю. Об экспериментальном исследовании изменчивости потока тепла в приземном слое атмосферы // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1975. Т. 11. № 77. С. 743–747.
10. Mahrt L. Flux sampling errors for aircraft and towers // J. Atmos. and Ocean. Technol. 1998. V. 15. P. 416–429.
11. Panin G.N., Tetzlaff G., Raabe A. Inhomogeneity of the land surface and problem in parametrization of the surface fluxes in natural conditions // Theor. Appl. Climat. 1998. V. 60. P. 163–178.
12. Malhi Y., Baldocchi D.D., Jarvis P.G. The carbon balance of tropical, temperate and boreal forests // Plant Cell Environ. 1999. V. 22. P. 715–740.
13. Выгодская Н.Н., Варлагин А.В., Курбатова Ю.А., Ольчев А.В., Панферов О.И., Татарин Ф.А., Шалухина Н.В. Реакция таежных экосистем на экстремальные погодные условия и климатические аномалии // ДАН. 2009. № 429(6). С. 842–845.
14. Canadell J.G., Mooney H.A., Baldocchi D.D., Berry J.A., Ehleringer J.R., Field C.B., Gower S.T., Hollinger D.Y., Hunt J.E., Jackson R.B., Running S.W., Shaver G.R., Steffen W., Trumbore S.E., Valentini R., Bond B.Y. Carbon Metabolism of the Terrestrial Biosphere: A Multi-technique Approach for Improved Understanding // Ecosystems 2000. V. 3. P. 115–130.
15. Andreae M.O., Crutzen P.J. Atmospheric aerosols: biogeochemical sources and role in atmospheric chemistry // Science. 1997. V. 276. P. 1052–1058.
16. Mayer H., Schindler D. Forest meteorological fundamentals of storm damages in forests in connection with the extreme storm “Lothar” // Allg. Forst und J. Ztg. 2002. Bd. 173. S. 200–208.
17. Bergström H., Alfredsson H., Arnqvist J., Carlen I., Fransson J., Dellwik E., Ganander H., Mohr M., Segalini A., Söderberg S. Wind Power in Forests. Tech. rep., 2013. URL [http://elforsk.se//Rapporter/?rid=13\\_09\\_](http://elforsk.se//Rapporter/?rid=13_09_).

18. *Garratt J.R.* Flux-profile relations above tall vegetation // *Quart. J. R. Meteorol.* 1978. V. 104. P. 199–211.
19. *Villani M.G., Schmid H.P., Hutton J.L., Vogel C.S.* Turbulence statistics measurements in a northern hardwood forest // *Bound.-Layer Meteorol.* 2003. V. 108. P. 343–364.
20. *Dias-Júnior C.Q., Sá L.D.A., Pachêco V.B., de Souza C.M.* Coherent structures detected in the unstable atmospheric surface layer above the Amazon forest // *J. Wind Eng. Ind. Aerodyn.* 2013. V. 115. P. 1–8.
21. *Cava D., Giostra U., Siqueira M., Katul G.* Organised motion and radiative perturbations in the nocturnal canopy sublayer above an even-aged pine-forest // *Bound.-Layer Meteorol.* 2004. V. 112. P. 129–157.
22. *Mahrt L.* The influence of nonstationarity on the turbulent flux-gradient relationship for stable stratification // *Bound.-Layer Meteorol.* 2007. V. 125. P. 245–264.
23. *Dias-Júnior C.Q., Sá L.D.A., Filho E.P.M., Santana R.A., Mauder M., Manzi A.O.* Turbulence regimes in the stable boundary layer above and within the Amazon forest // *Agricultural and Forest Meteorology.* 2017. V. 233. P. 122–132.
24. *Liu S., Liu H., Xu M., Leclerc M.Y., Zhu T., Jin C., Hong Z., Li J., Liu H.* Turbulence spectra and dissipation rates above and within a forest canopy // *Bound.-Layer Meteorol.* 2001. V. 98. P. 83–102.
25. *Amiro B.D.* Drag Coefficients and Turbulence Spectra within Three Boreal Forest Canopies // *Bound.-Layer Meteorol.* 1990. V. 52. P. 227–246.
26. *Massman W.J., Weil J.* An analytical one-dimensional second-order closure model of turbulence statistics and the Lagrangian time scale within and above plant canopies of arbitrary structure // *Bound.-Layer Meteorol.* 1999. V. 91. P. 81–107.
27. *Leuning R.* Estimation of scalar source/sink distributions in plant canopies using Lagrangian dispersion analysis: corrections for atmospheric stability and comparison with a multiplayer canopy model // *Bound.-Layer Meteorol.* 2000. V. 96. P. 293–314.
28. *Lee X.* Air motion within and above forest vegetation in non-ideal conditions // *Forest Ecol. Manag.* 2000. V. 135. P. 3–18. doi 10.1016/S0378-1127(00)00294-2
29. *Ross A.N.* Boundary-layer flow within and above a forest canopy of variable density // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 2012. V. 138. P. 1259–1272.
30. *Hari P., Kulmala M.* Station for Measuring Ecosystem-Atmosphere Relations (SMEAR II) // *Boreal Environ. Res.* 2005. V. 10. P. 315–322.
31. *Businger J.A., Wyngaard J.C., Izumi Y., Bradley E.F.* Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer // *J. Atmos. Sci.* 1971. V. 28. № 2. P. 181–189.
32. *Nieuwstadt F.T.M.* The turbulent structure of the stable, nocturnal boundary layer // *J. Atmos. Sci.* 1984. V. 41. № 14. P. 2202–2216.
33. *Grachev A.A., Andreas E.L., Fairall C.W., Guest P.S., Persson P.O.G.* The Critical Richardson Number and Limits of Applicability of Local Similarity Theory in the Stable Boundary Layer // *Bound.-Layer Meteorol.* 2013. V. 147. № 1. P. 51–82.
34. *Cellier P., Brunet Y.* Flux-gradient relationships above tall plant canopies // *Agric. Forest Meteorol.* 1992. V. 58. P. 93–117.
35. *Глазунов А.В.* Численное моделирование устойчиво-стратифицированных турбулентных течений над плоской и городской поверхностями // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2014. Т. 50. № 3. С. 271–271.
36. *Finnigan J.J., Shaw R.H., Patton E.G.* Turbulence structure above a vegetation canopy // *J. Fluid Mech.* 2009. Т. 637. С. 387–424.
37. *Brunet Y., Finnigan J.J., Raupach M. R.* A wind tunnel study of air flow in waving wheat: single-point velocity statistics // *Bound.-Layer Meteorology.* 1994. Т. 70. № 1–2. С. 95–132.
38. *Глазунов А.В.* Численное моделирование устойчиво-стратифицированных турбулентных течений над поверхностью городского типа. Спектры и масштабы, параметризация профилей температуры и скорости // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2014. Т. 50. № 4. С. 406–419.
39. *Обухов А.М.* О распределении масштаба турбулентности в потоках произвольного сечения // *Прикладная математика и механика.* 1942. Т. VI. Вып. 2–3. С. 209–221.
40. *Глазунов А.В.* Численное моделирование турбулентных течений над поверхностью городского типа при нейтральной стратификации // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2014. Т. 50. № 2. С. 156–156.
41. *Heiskanen J., Rautiainen M., Stenberg P., Mottus M., Vesanto V.H., Korhonen L., Majasalmi T.* Seasonal variation in MODIS LAI for a boreal forest area in Finland // *Rem. Sens. Environ.* 2012. Т. 126. С. 104–115.
42. *Alekseychik P., Mammarella I., Launiainen S., Rannik Ü., Vesala T.* Evolution of the nocturnal decoupled layer in a pine forest canopy // *Agric. Forest Meteorol.* 2013. V. 174–175. P. 15–27.
43. *Mammarella I., Nordbo A., Rannik Ü., Haapanala S., Levula J., Laakso H., Ojala, A., Peltola O., Heiskanen J., Pumpanen J., and Vesala T.* Carbon dioxide and energy fluxes over a small boreal lake in Southern Finland // *J. Geophys. Res. Biogeosciences.* 2015. V. 120. P. 1296–1314. doi 10.1002/2014JG002873
44. *Baldocchi D., Falge E., Lianhong G., Olson R., Hollinger D., Running S., Anthoni P., Bernhofer Ch., Davis K., Evans R., Fuentes J., Goldstein A., Katul G., Law B., Lee X., Malhi Y., Meyers T., Munger W., Oechel W., Paw U., Pilegaard K., Schmid H.P., Valentini R., Verma S., Vesala T., Wilson K., Wofsy S.* FLUXNET: A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 2001. V. 82. P. 2415–2434.
45. *Mammarella I., Peltola O., Nordbo A., Järvi L., Rannik Ü.* Quantifying the uncertainty of eddy covariance fluxes due to the use of different software packages and combinations of processing steps in two contrasting ecosystems // *Atmos. Meas. Tech.* 2016. V. 9. P. 4915–4933.
46. *Garratt J.R.* The atmospheric boundary layer // *Earth-Science Reviews.* 1994. V. 37. № 1–2. P. 89–134.

## On the Applicability of Similarity Theory for the Stable Atmospheric Boundary Layer Over Complex Terrain

© 2018 K. V. Barskov<sup>1,2</sup>, A. V. Glazunov<sup>2,3</sup>, I. A. Repina<sup>1,2,\*</sup>, V. M. Stepanenko<sup>2</sup>,  
V. N. Lykossov<sup>2,3</sup>, and I. Mammarella<sup>4</sup>

<sup>1</sup>*Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS  
Pyzhevsky 3, Moscow, 119017 Russia*

<sup>2</sup>*Research Computing Center, Lomonosov Moscow State University  
Leninskie gory, 1-4, Moscow, 119234 Russia*

<sup>3</sup>*Institute of Numerical Mathematics RAS  
Gubkina 8, Moscow, 119991 Russia*

<sup>4</sup>*Department of Physics, P.O. Box 68, University of Helsinki, Helsinki, 00014 Finland*

\*E-mail: repina@ifaran.ru

The analysis of micrometeorological measurements in the atmospheric boundary layer over a hilly terrain covered with boreal coniferous forests is carried out. The measurements have been conducted on the meteorological tower at several levels from the canopy top to a height approximately seven times the height of trees. A semi-empirical length scale depending on the local topography features and the underlying surface type in the landscape were measurements have been conducted. It is shown that the application of this scale for a stable atmospheric boundary layer over complex terrain allows to introduce a correction for the Monin–Obukhov similarity theory without essential modification of the universal functions established for homogeneous surface with small roughness elements. The proposed approach can be used to refine the methods for calculation of momentum turbulent flux given the profile measurements over spatially inhomogeneous landscapes.

**Keywords:** atmospheric boundary layer, complex terrain, stable stratification, Monin–Obukhov similarity theory, flux-gradient relationship, eddy-covariance measurements.