

УДК 551.510.522:551.511.3

С.Н. Степаненко, д.физ.-мат. наук., В.Г. Волошин, к.геогр.наук
Одесский государственный экологический университет**ПРОФИЛИ СКОРОСТИ ВЕТРА В СЛОЕ ПРОНИЦАЕМОЙ ШЕРОХОВАТОСТИ**

Исследуется распределение средних скоростей ветра в растительном покрове (РП), который рассматривается как слой "проницаемой шероховатости". Предложена новая аппроксимация для функции z_{0rp} / h_{rp} , позволяющая определить шероховатость РП с учетом его плотности.

Расчетная шероховатость согласуется с экспериментальными данными. Найдены новые формулы для профиля ветра в РП, учитывающие наличие слоя шероховатости растительного покрова. Потери энергии потока в РП оцениваются с помощью экспоненциальной функции, зависящей от плотности элементов РП.

Ключевые слова: проницаемая шероховатость, шероховатость растительного покрова, скорость ветра в растительности.

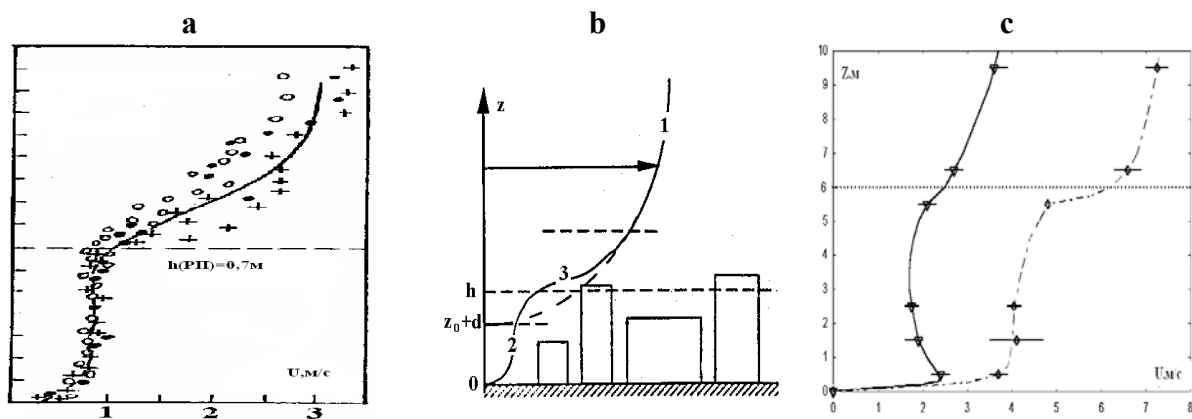
Постановка проблемы. Исследование взаимодействия воздушного потока с подстилающей поверхностью невозможно без сведений об аэродинамических свойствах поверхности. Основным динамическим параметром поверхности, как известно, является ее шероховатости z_0 , т.е. нулевой уровень, от которого отсчитывается логарифмический профиль ветра. Ниже уровня шероховатости среднее поступательное движение потока воздуха отсутствует, так как поток подвергается действию сил давления, возникающих около элементов шероховатости.

Над слоем шероховатости могут присутствовать слои "проницаемой шероховатости" (далее ПШ) различной высоты \ddot{h}_t , которые содержат случайно или закономерно распределённые препятствия, оказывающие сопротивление потоку воздуха. В этих слоях происходит уменьшение средней скорости ветра по сравнению со слоями, не содержащими препятствий. В слоях ПШ присутствует упорядоченное среднее движение ($\bar{u} > 0$), изменяющееся по мере увеличения глубины слоя \ddot{h}_t и его плотности. К слоям проницаемой шероховатости в основном относят различные растительные сообщества (фитоценоз) или их совокупность - растительный покров (РП), а также слои техногенного происхождения. Использование термина "проницаемая шероховатость" было предложено [11].

Анализ последних исследований и публикаций. Первые предположения о том, что внутри растительного покрова профиль скорости ветра $u(z)$ отличается от профиля ветра над открытой однородной поверхностью, были высказаны еще в 1930-е годы Л.Прандтлем. Однако систематические экспериментальные и теоретические исследования ветра внутри растительности начались лишь 30 лет спустя. Отметим, что одно из первых экспериментальных исследований (к сожалению, малоизвестное) принадлежит нашему соотечественнику А.Р.Константинову [5]. В последние 20–25 лет заметно доминировали зарубежные исследования, выполненные [12,16,15]. В этих работах изучались нетривиальные свойства турбулентности и процессы переноса импульса в слое "Canopy Air Space". Термин "кэнопи", происходит от английского "canopy" и означает "полог, навес, прикрытие" и может представлять как растительный (vegetation canopy), так и техногенный (urban canopy) слой. Термин

“canopy” вошел и в отечественное словоупотребление. Самые последние результаты исследований суммированы в публикациях [14,17].

На рис. 1 показаны типичные профили ветра в слоях проницаемой шероховатости \ddot{h}_t (растительный покров, городская застройка, дождевальная установка), полученные в работах [4,9,15]. Обращает на себя внимание, что характер движения воздуха в этих слоях и над ними различен. Выше слоя $z \geq \ddot{h}_t$ профиль ветра близок к логарифмическому (при нейтральной стратификации), а внутри “canopy” движение потока ослаблено и имеет точку перегиба вблизи верхней границы \ddot{h}_t . Вихреобразование на элементах “canopy” (растительность, застройка, капли) и их сопротивление потоку приводит к его заметному торможению. В ряде исследований отмечается, что внутри “canopy” часто наблюдаются и вторичные локальные максимумы скорости и достаточно развитая турбулентность. Различными авторами были предложены формулы для аппроксимации профиля ветра внутри слоя проницаемой шероховатости, например, в работах [12,16], анализ которых будет сделан ниже.



а – скорости ветра в посеве кукурузы высотой 0,7м [15]; б – схема профиля скорости в городской застройке [9]; в – распределения ветра в слое капель системы охлаждения АЭС высотой 6 м [4].

Рис. 1 – Профили скорости ветра в различных слоях проницаемой шероховатости.

Выделение нерешенных ранее частей общей проблемы. В предлагаемой статье мы ограничились только исследованием вертикальных профилей средних скоростей ветра в растительном покрове, который рассматривается как слой “проницаемой шероховатости” различной плотности. Мы считаем, что приземный слой атмосферы со случайно распределёнными препятствиями может быть интерпретирован как непрерывная сплошная среда, для которой могут использоваться обычные уравнения гидромеханики.

Для анализа аэродинамического режима растительного покрова необходимо иметь представление об его аэрометрических характеристиках, зависящих от фитогеометрии элементов РП. В качестве характеристики интегральной плотности РП используется отношение площади листьев S_1 и площади не листовой (скелетной) части растений S_2 к единице площади подстилающей поверхности S_{gr} . Суммарная

относительная поверхность растительной массы $\tilde{S} = (S_1 + S_2) / S_{gr} = \tilde{S}_1 + \tilde{S}_2$ имеет размерность m^2/m^2 и называется листовым индексом (*leaf area index*) LAI.

Плотность растительной массы, т.е. площадь всех элементов растительности $S = (S_1 + S_2)$, заключенная в некотором единичном объеме, определяется отношением $LAD = S/V = S'$ и именуется (*leaf area density*) LAD с размерностью m^2/m^3 .

Взаимосвязь относительной поверхности растительного покрова и его плотности определяется следующим образом:

$$\tilde{S} = \int_0^{\tilde{z}} (l_1 + l_2) d\tilde{z}, \quad (1)$$

где $l_1 = d\tilde{S}_1 / d\tilde{z}$ и $l_2 = d\tilde{S}_2 / d\tilde{z}$ – дифференциальное распределение плотности фитомассы в единичном слое $\Delta\tilde{z}$. Здесь вертикальная координата \tilde{z} представлена как безразмерная величина:

$$\tilde{z} = z / \bar{h}_{рп}, \quad (2)$$

где z – высота от поверхности почвы; $\bar{h}_{рп}$ – средняя высота растительности.

Между относительной площадью LAI и плотностью LAD существует очевидное соотношение $LAI = \bar{h}_{рп} \cdot LAD$. Величина LAD рассматривается как среднее арифметическое послойных значений в слое $h_{рп}$. Например, если значения LAD в четырех слоях одинаковой толщины составляли соответственно 0,02; 0,03; 0,05 и 0,02 (cm^{-1}), то при $\bar{h}_{рп} = 200$ см имеем $LAI = 6,0$.

К настоящему времени имеется множество данных о вертикальном распределении LAD в различных сельскохозяйственных посевах и лесах, например в работе [7]. Во многих публикациях отмечается различие в плотности фитомассы древесной (главный ярус и подлесок) и остальных видов растительности. Пространство лесного полога менее плотное по сравнению с густыми посевами люцерны, для которых максимум удельной поверхности достигает $15 m^{-1}$. В большинстве случаев при относительно малых колебаниях средних значений листового индекса более низкие РП являются более плотными. Для различных типов растительного покрова характерные значения параметра \tilde{S} лежат в пределах 0,5 – 5.

Формулировка целей статьи. Исследование закономерностей вертикального распределения скорости ветра в растительном покрове крайне необходимо для параметризации процессов массо-тепловлагообмена в системе “растительность–почва”. Сведения о сдвиге ветра ($du/dz, c^{-1}$) в РП позволяют найти поток количества движения τ , вертикальный компонент количества движения ($\rho du/dz$) и способность среды переносить этот поток, т.е. коэффициент турбулентности k_m .

Профили скорости над слоем и в слое РП описываются разными зависимостями. В слое постоянных потоков, т.е. выше РП, логарифмическим распределением, а в слое РП экспоненциальным распределением скорости ветра. В настоящее время не существует единой функции, с помощью которой можно было бы описать изменение скорости ветра выше и ниже верхней границы растительного покрова. Поэтому целью настоящей работы является исследование вертикальных профилей скорости ветра и изменений турбулентных потоков импульса, тепла и влаги в растительном покрове.

Изложение основного материала исследования. Растительный покров, имеющий среднюю высоту $\bar{h}_{\text{рп}}$, разделим на три слоя:

а) Слой вблизи верхней границы РП, в котором сохраняются условия постоянства турбулентных потоков с высотой.

б) Турбулентный слой проницаемой шероховатости \ddot{h}_t внутри РП, который в верхней части переходит в слой «а», а снизу примыкает к слою динамической шероховатости растительного покрова $z_{0\text{рп}}$.

в) Смешанный слой высотой $r = z_{0\text{рп}} + z_0$, который непосредственно примыкает к почве. Свойства слоя r в верхней части зависят от турбулентного слоя «б», а снизу определяются тепловыми, влажностными и динамическими (шероховатость z_0) характеристиками земной поверхности.

В слое «а» вертикальные изменения скорости ветра задаются логарифмическими функциями, характерными для приземного слоя атмосферы. В слое «б» функция ветра окончательно неопределенна, а в слое «в» – изменение метеовеличин зависит от параметров вязкобуферного слоя.

Толщина слоёв «а», «б», «в» находится следующим образом:

$$h_a = h_{\text{рп}} - (\ddot{h}_t + r); \quad h_b = h_{\text{рп}} - h_a; \quad h_v = h_{\text{рп}} - h_b, \quad (3)$$

где определяющими параметрами являются высота растительности $h_{\text{рп}}$, высота слоя проницаемой шероховатости \ddot{h}_t и интегральный параметр шероховатости r , объединяющий шероховатость растительного покрова $z_{0\text{рп}}$ и почвы z_0 .

Разделение РП на три слоя предложено в работе [13]. В наше разделение РП введена высота слоя проницаемой шероховатости и исключена высота слоя вытеснения d , которая интерпретировалась ранее как высота, от которой следует отсчитывать логарифмический профиль ветра.

Предложенное разбиение слоя позволяет увязывать особенности турбулентного режима на внешней границе с его особенностями в самой растительности, где элементы растительности действуют как континуальный сток количества движения, а уравнение движения, при отсутствии градиента давления, может быть записано в виде

$$\frac{1}{\rho} \frac{d\tau}{dz} = C_D S' \bar{u}_z^2, \quad (4)$$

где τ – поверхностное напряжение трения, а C_D – коэффициент сопротивления слоя РП, который определяется из соотношения

$$C_D = \frac{u_*^2}{h \int_0^{\ddot{h}_t} S' \bar{u}_z^2 dz} = \frac{\tau}{\rho \bar{S} \bar{u}_z^2}. \quad (5)$$

где $u_*^2 = \tau / \rho$ – динамическая скорость, \bar{u}_z – средняя скорость ветра на высоте $z \leq \ddot{h}_t$.

Из уравнения (5) следует, что коэффициент сопротивления поверхности растительного покрова определяется отношением двух средних касательных напряжений турбулентного происхождения. Первое напряжение τ возникает в потоке со сдвигом скорости ветра выше растительного покрова и в слое h_a , а второе в слое h_b .

при деформации профиля скорости за счет возникновения тормозящей силы пропорциональной квадрату скорости \bar{u}_z^2 , и концентрации препятствий (элементов растительности) \tilde{S} в слое РП.

Следует отметить, что сам тип препятствий здесь играет второстепенную роль. С удалением от поверхности РП, особенности препятствий нивелируются и, в результате, поверхность с РП характеризуется лишь интегральным коэффициентом шероховатости. Следовательно, для расчета C_D по формуле (5) необходимо располагать данными о динамической скорости u_* над РП, профилем ветра в слое РП, шероховатостью РП $r = z_{0rp} + z_0$ и плотностью листовой поверхности.

Эти характеристики могут быть получены, если найдена одна из важнейших аэродинамических функций слоя проницаемой шероховатости, а именно: зависимость отношения z_{0rp} / h_{rp} от плотности листовой поверхности $S' = \tilde{S} / \bar{h}_{rp}$.

В работе [11] отмечается, что за исключением ряда численных моделей ни одна из существующих аппроксимаций функции $z_{0rp} / h_{rp} = f(h_{rp}, S' C_D)$ не ведет к уменьшению аэродинамической шероховатости растительного покрова после достижения некоторого максимума в точке $[d(z_{0rp} / h_{rp}) / d\tilde{S}] = 0$.

Анализируя экспериментальные данные, в том числе и данные [18], нами найдена аппроксимация для функции $z_{0rp} / h_{rp} = f(h_{rp}, S' C_D)$, которая представлена следующим уравнением

$$\frac{z_{0rp}}{h_{rp}} = a \cdot \exp \left[- \frac{b \exp(0,1 \cdot \tilde{S})^c}{\tilde{S} + 0,05} \right], \quad (6)$$

где $\tilde{S} = h_{rp} S' = LAI$, а коэффициенты уравнения (6) приняты равными $a = 0,33; b = 2,0; c = 1,55$. Графическое построение зависимости (6) показано на рис. 2а.

Следует обратить внимание на некоторые особенности, которые необходимо учесть для последующего анализа. По мере увеличения плотности растительного сообщества, отношение z_{0rp} / h_{rp} постепенно возрастает, достигая максимума при $S' h_{rp} \approx 6,5-7,0$. Дальнейшее увеличение $S' h_{rp}$ ведет к уменьшению отношения z_0 / h_{rp} , так как при большой плотности РП поток слабо проникает в пространство полого растительности и, если $S' \rightarrow \infty$, верхняя граница РП становится "гладкой" с малыми величинами z_0 .

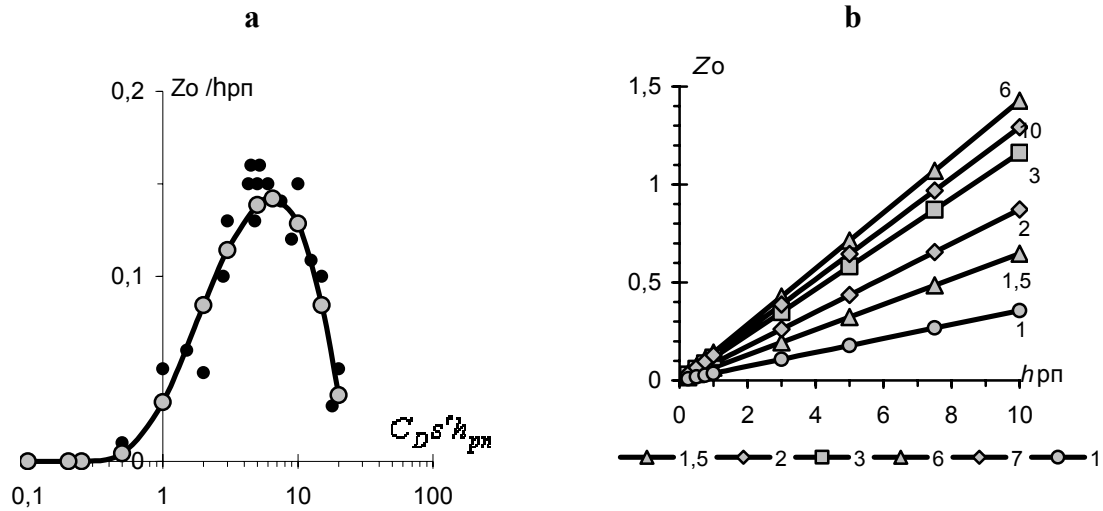
С помощью уравнения (6) получены функции $z_{0rp} = f(h_{rp})$ (рис.2б). Они аппроксимированы степенными зависимостями $z_{0rp} = \alpha \cdot h_{rp}^{\beta}$, где коэффициент регрессии α определяется относительной плотностью \tilde{S} . Например, если показатель \tilde{S} находится в интервале $1 \leq \tilde{S} \leq 10$, то зависимости имеют вид:

$$\begin{aligned} z_{0rp} &= 0,036 \cdot h_{rp} \quad \text{при } \tilde{S} = 1, \\ z_{0rp} &= 0,087 \cdot h_{rp} \quad \text{при } \tilde{S} = 2, \\ z_{0rp} &= 0,132 \cdot h_{rp} \quad \text{при } \tilde{S} = 4, \end{aligned} \quad (7)$$

$$z_{0rp} = 0,143 \cdot h_{rp} \text{ при } \tilde{S} = 6,$$

$$z_{0rp} = 0,129 \cdot h_{rp} \text{ при } \tilde{S} = 10,$$

где z_{0rp} и h_{rp} в метрах.



а – черные точки экспериментальные данные [18], линия с круглыми маркерами построена по уравнению (6); б – шероховатость растительного покрова z_{0rp} в зависимости от его высоты h_{rp} и плотности LAI.

Рис. 2 – Зависимость отношения z_{0rp} / h_{rp} от плотности растительного покрова $h_{rp}S'$.

Результат расчета шероховатости по формуле (6) и (7) хорошо согласуются с экспериментальными данными, приведенными в табл. 1.

Таблица 1 – Шероховатость z_0 для поверхностей с растительным покровом согласно работ [1,6,19] и расчетные величины

Тип поверхности	z_0 , см	z_0 , см по ур.(6)	LAI=A
Скошенная трава $h=3,0$ см	0,7	0,5	A=3
Равнина, редкая трава $h=10$ см	0,65	0,65	A=1,5
Скошенная трава $h=4,5$ при $u_z=6-8$ м/с	1,7	1,0	A=7
Степь с невысокой густой травой h до 5 см,	2,5	1,0	A=6
Полупустыня с отд. кустарниками h до 30 см	3,5	2,5	A=1,5
Высокая трава $h=60$ см при $1,5 \leq U \leq 6$ м/с	3,7-9,0	5-9	$2 < A < 6$
Равнина с редкой травой $h \leq 60$ см	5,0	4,0	A=1,5
Равнина с густой травой $h \leq 60$ см	9,5	8,5	A=6
Кукуруза $2 \leq h \leq 2,5$ м	25-50	22-36	$2 < A < 5$
Лиственные леса $10 \leq h \leq 15$ м	100-200	115-195	$3 < A < 10$

Например, если растительный покров высотой $3 \text{ см} \leq h_{\text{рп}} \leq 60 \text{ см}$ имеет листовой индекс $1,5 \leq \tilde{S} \leq 7$, то уровень шероховатости будет находится в пределах $0,5 \text{ см} \leq z_{0\text{рп}} \leq 9 \text{ см}$.

Для разнообразных растительных сообществ трудно найти обобщенный профиль скорости ветра, хотя различными авторами и предложено несколько аппроксимаций профиля. В большинстве случаев вертикальное распределение средней скорости ветра \bar{u}_z внутри РП представляется экспоненциальной функцией, например в работе [12], такая функция имеет следующий вид:

$$\frac{\bar{u}_z}{\bar{u}_{h_{\text{рп}}}} = \exp\left[-a_w(1 - z/h_{\text{рп}})\right], \quad (8)$$

где $\bar{u}_{h_{\text{рп}}}$ – средняя скорость ветра на уровне $z = h_{\text{рп}}$, a_w – параметр затухания, который для различных сообществ, изменяется от 1,3 до 3.

В работе [16] получен профиль в виде степенной функции

$$\frac{\bar{u}_z}{\bar{u}_{h_{\text{рп}}}} = \left[1 + a_w \left(\frac{1-z}{h_{\text{рп}}}\right)\right]^{-2}. \quad (9)$$

Профили скорости ветра (8) и (9) используют разные предположения относительно распределения коэффициента турбулентности k_u или $S' C_D$ в РП. Функции показывают, что скорость потока затухает с глубиной РП. Однако, они не учитывают наличие слоя шероховатости почвы и шероховатости самого растительного покрова и, самое главное, не "срачиваются" с логарифмическим профилем выше верхней границы РП и не преобразуются в логарифмическое распределение при отсутствии растительности РП, когда параметр затухания стремится к нулю ($a_w \rightarrow 0$). Последнее обстоятельство дает самые серьезные основания усомниться в их достоверности.

Для описания распределения скорости ветра, в растительном покрове, следуя работам [2,8], нами использовано отношение двух логарифмических функций, одной для слоя постоянных потоков ($z \geq h_a$), другой для слоя проницаемой шероховатости (слой h_δ), которые, естественно, записываются следующим образом

$$\bar{u}\{z \geq h_{\text{рп}}\} = \frac{u_* \{z \geq h_{\text{рп}}\}}{\kappa} \ln \left[\bar{h}_{\text{рп}} / r \right] \quad \text{для } z = \bar{h}_{\text{рп}}, \quad (10)$$

$$\bar{u}\{z \leq h_{\text{рп}}\} = \frac{u_* \{h_\delta\}}{\kappa} \ln [z/r] \quad \text{для } r \leq z \leq \bar{h}_{\text{рп}}. \quad (11)$$

Для слоя h_a выбрана фиксированная высота $\bar{h}_{\text{рп}}$, а для слоя h_δ высота измерения скорости ветра z . Уровень шероховатости, определяющий высоту нулевой скорости потока, для двух распределений одинаков и находится из равенства $r = z_{0\text{рп}} + z_0$.

Так как слой h_a , граничит со слоем постоянных потоков, то при фиксированном значении высоты $\bar{h}_{рп}$ над поверхностью с заданной шероховатостью среднее касательное напряжение трения τ будет зависеть только от $\bar{u}\{z \geq h_{рп}\}$ (при $\rho = \text{const}$). При движении воздуха в слое проницаемой шероховатости h_b сила, действующая на единицу площади элементов РП, определяется касательным напряжением трения τ , пропорциональным квадрату скорости u_*^2 . Следовательно, увеличение плотности препятствий увеличивает и сопротивление потоку, т.е. ведет к заметному уменьшению его скорости.

Если потери энергии за счет торможения оценить с помощью экспоненциальной функции, зависящей от плотности растительного покрова и глубины слоя растительности, следующим образом:

$$\Phi_u = \exp\left[-\frac{\tilde{S}(h_{рп} - z)}{h_{рп}}\right] = \exp\left[-S'(\bar{h}_{рп} - z)\right], \quad (12)$$

то, отношение динамических скоростей в слоях различной плотности можно представить так

$$\frac{u_*\{z < h_{рп}\}}{u_*\{z \geq h_{рп}\}} = \Phi_u(S', \bar{h}_{рп}, z). \quad (13)$$

Из (12) и (13) следует, что при $S' = 0$ или $z = h_{рп}$ функция $\Phi_u(S', \bar{h}_{рп}, z) = 1$ и, следовательно, $u_*\{z < h_{рп}\} = u_*\{z \geq h_{рп}\}$. Отсюда нормированная скорость ветра в растительном покрове определяется отношением вида

$$\frac{\bar{u}\{z < h_{рп}\}}{\bar{u}\{z \geq h_{рп}\}} = \frac{\ln(z/r)}{\ln(\bar{h}_{рп}/r)} \cdot \Phi_u \quad \text{для } r < z \leq h_{рп}. \quad (14)$$

Выше верхней границы РП, где отсутствуют какие-либо препятствия функция равна $\Phi_u(S', \bar{h}_{рп}, z) = 1$ и вертикальное распределение скорости ветра возвращается к логарифмическому распределению

$$\frac{\bar{u}\{z < h_{рп}\}}{\bar{u}\{z \geq h_{рп}\}} = \frac{\ln(z/r)}{\ln(\bar{h}_{рп}/r)} \quad \text{для } z > h_{рп}. \quad (15)$$

В случае отсутствия слоя растительности на земной поверхности, когда $\tilde{S} = 0$, $z_{0рп} = 0$ и $r = z_0$, профиль скорости имеет вид

$$\frac{\bar{u}\{z < z_r\}}{\bar{u}\{z \geq z_r\}} = \frac{\ln(z/z_0)}{\ln(z_r/z_0)}, \quad (16)$$

где z_r , например, выбирается как уровень измерения.

Уравнение (14) можно преобразовать, если определить скорость ветра выше растительности с помощью динамической скорости, постоянной в пределах приземного слоя, а именно:

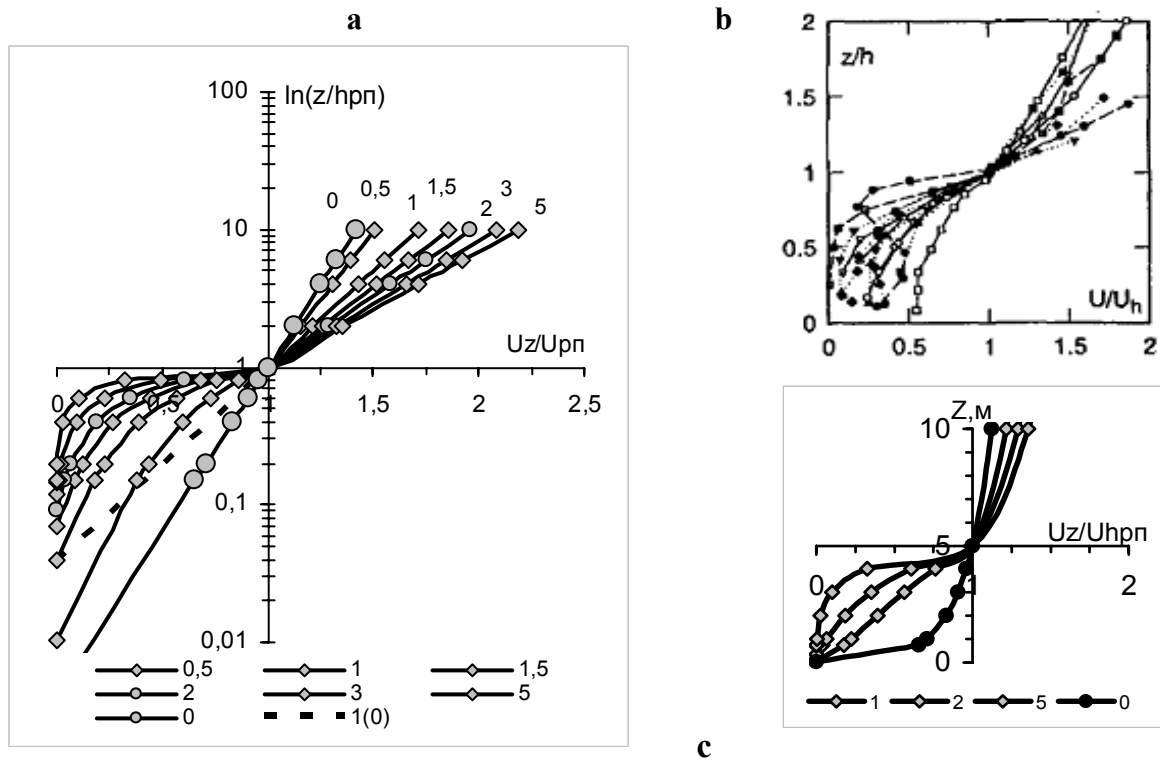
$$\bar{u}(z \geq h_{\text{рп}}) = u_* \kappa^{-1} \ln(z/r),$$

и подставить его в (14), получим уравнение для слоя РП с учетом всех его аэродинамических характеристик

$$u_{z\text{рп}} = \frac{u_*}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{r}\right) \exp[-S'(\bar{h}_{\text{рп}} - z)]. \quad (17)$$

Уравнения (14),(15) и (17) позволяют описать распределение скорости ветра как ниже, так и выше верхней границы растительного покрова, удовлетворяя при этом всем высказанным выше условиям.

На рис. 3 показано распределения скоростей ветра на высотах $z > z_{0\text{рп}}$ для слоя растительности высотой 5 м с листовым индексом (*leaf area index*) LAI от 0,5 до 5, рассчитанные по предлагаемому методу.



а – распределение скорости ветра внутри и выше слоя РП при различной плотности LAI. Цифры рядом с линиями соответствуют индексу LAI. Линия “0” – профиль скорости ветра без растительности. Шкала высот $\ln(z/h_{\text{рп}})$; б – фактические профили скорости ветра в различных растительных сообществах согласно [10]; в – профили скорости ветра с линейными масштабами осей, высота растительности $h_{\text{рп}} = 5$ м.

Рис. 3 – Профили нормированной скорости ветра $u_{z\text{рп}}/\bar{u}_{h_{\text{рп}}}$ в растительности.

На рис. 3(a,b,c) представлены профили скорости ветра, рассчитанные по формулам (14),(15) и (17) при различных величинах LAI. Шкала безразмерных высот построена в логарифмическом масштабе. Когда растительный покров отсутствует LAI=0, профиль ветра определяется только шероховатостью $z_0 = 0,02$ м. В слое растительности скорость ветра быстро затухает. В плотных растительных сообществах, например, когда $LAI \geq 5$ движение воздуха практически отсутствует. На рис. 3b показаны результаты измерений скорости ветра для различных растительных сообществ от лесов до зерновых культур, опубликованные в работе [10]. Видно хорошее качественное соответствие вертикальных распределений отношений скоростей ветра $U/U_{h_{pp}}$ между расчетными данными (рис.3a) и измеренными (рис.3b).

Коэффициент сопротивления растительного покрова можно определить по наклону прямой линии, выравнивающей логарифмический профиль ветра над растительным покровом (рис.3a). Наклон профиля равен показателю κ/u_* экспоненциальной функции, аппроксимирующей вертикальный профиль скорости ветра в координатах $\ln(z/h_{pp})$, \bar{u}_z/\bar{u}_h , а именно:

$$z = z_{0pp} \cdot \exp\left(\bar{u}_z \kappa / u_*\right)$$

или

$$C_D = \frac{u_*}{\bar{u}_h} = \frac{\kappa}{\ln(h_{pp}) - \ln(r)},$$

где u_z , u_h – скорость ветра на различных высотах z в слое и границе РП соответственно, r – шероховатость поверхности с растительностью.

Коэффициент C_D зависит от отношения h_{pp}/z_{0pp} и растет до критических значений плотности слоя проницаемой шероховатости. Экстремальная величина C_D по нашим данным составляет $\sqrt{C_D} \approx 0,33$, что согласуется с оценкой [10] $\sqrt{C_D} \approx 0,4$. Сопротивление потоку внутри слоя растительности зависит от удельной поверхности листьев, например, если $LAI = 5$, то $\sqrt{C_D} \approx 2,0$, что также близко к известным оценкам этого коэффициента.

Рассмотренные аэродинамические характеристики растительного покрова, применены нами при расчетах турбулентных потоков тепла H и влаги E над поверхностями с растительным покровом [3, 8].

Выводы. Исследуется распределение средних скоростей ветра в растительном покрове. Найдена новая аппроксимация для функции z_{0pp}/h_{pp} , которая растет с ростом плотности элементов растительности. Расчетная шероховатость хорошо согласуется с экспериментальными данными. Распределения скорости ветра в растительности находится из отношения двух логарифмических функций, первой для слоя постоянных потоков, второй для слоя проницаемой шероховатости. Потери энергии при торможении потока оцениваются с помощью экспоненциальной функции, зависящей от плотности покрова и глубины слоя растительности. Уравнения позволяют описать профили скорости ветра как ниже, так и выше верхней границы растительности, согласуясь с распределением скорости ветра в приземном слое. Уравнение для профиля ветра будут использованы в задачах рассеяния примесей в атмосфере.

Список литературы

1. Дубов А.С., Быкова Л.П., Марунич С.В. Турбулентность в растительном покрове. – Л.: Гидрометеоиздат, 1978.— 184 с.
2. Волошин В.Г., Шурда К.А. Профили ветра в растительном покрове // Метеорология, климатология и гидрология.—1995. — Вып.32.— С.125-136.
3. Волошин В.Г. Метод расчета турбулентных потоков и температуры подстилающей поверхности на основе метеорологических наблюдений // Метеорология, климатология и гидрология. — 2002. — Вып. 46.— С. 83-89.
4. Гаев Е.А., Цымбал В.С., Никитин И.К. Об особенностях взаимодействия приземного пограничного слоя атмосферы с крупномасштабной брызгальной системой охлаждения тепловой электростанции // Тр. УкрНИГМИ.—1986.— Вып.216.— С.69-75.
5. Константинов А.Р., Федоров С.Ф. Опыт применения градиентных мачт для определения испарения и теплообмена в лесу // Труды ГГИ. —1960. —Вып. 81. — С. 91-105.
6. Орленко Л.Р. Строение планетарного пограничного слоя.— Л.: Гидрометеоиздат, 1979. —270 с.
7. Раунер Ю.Л. Тепловой баланс растительного покрова.— Л.: Гидрометеоиздат, 1972.— 210 с.
8. Степаненко С.Н. Математическое моделирование мезомасштабных процессов и явлений в атмосфере. – Одесса.: ТЭС, 2001.— 280 с.
9. Britter R., Hanna S. Flow and Dispersion in Urban Areas // Annual Review of Fluid Mechanics. —2003. —V. 35.— P. 469-496.
10. Baldocchi D. Biometeorology, Wind and Turbulence, Canopy Air Space: Observations and Principles. — Berkeley.: University of California, 2008.—220 p.
11. Brutsaert W. Evaporation into the Atmosphere. Theory, History and Applications.: D. Reidel Publ. Co, 1982.—320 p.
12. Cionco R. A wind-profile index for canopy flow // Boundary-Layer Meteo.—1972.—V.3.— p.255-263.
13. Inoue E. On the turbulent structure of the airflow within crop canopies // J.Met.Soc.Japan.— 1963.— Ser.2, —V.41.— P.317-326.
14. Finnigan J. Turbulence in Plant Canopies // Ann. Review Fluid Mech. — 2000.— V.32.—P.519 -571.
15. Raupach M. Canopy transport processes. Flow and Transport in the Natural Environment.: ed. W.L. Steffen and O.T., 1988. —220 p.
16. Shaw R. Wind movement within canopies // In Biometeorology in Integrated Pest Management.— ed. J. Hatfield. Academic Press.— 1982. — V.5.— P. 17-41.
17. Lee X. Air motion within and above forest vegetation in non-ideal conditions // Forest Ecology and Management.—2000. — V.35.— P.3-18
18. Seginer I. Mulhearn P., Bradley E., Finnigan J. Turbulent flow in a model plant canopy // Boundary-Layer Meteorology.— 1976.—V. 10.—P. 423-453.
19. Wieringa J. Estimation of mesoscale and local-scale roughness for atmospheric transport modeling // Air.Pollut. model and Appl. 1. Proc. 11th Int. Techn. Meet. —Amsterdam, —1980.— P.279-295.

Профілі швидкості вітру в шарі проникної шорсткості . Степаненко С.Н., Волошин В. Г.

Досліджується розподіл середніх швидкостей вітру в рослинності (РП), яка розглядається як шар “проникної шорсткості”. Запропонована нова формула, яка дозволяє визначити шорсткість рослинності з урахуванням її щільності. Знайдені нові формули для профілю вітру в рослинності, які враховують наявність шорсткості рослинного покриву та ґрунту. Втрати енергії потоку в РП оцінюються за допомогою функції, залежної від щільності елементів РП.

Ключові слова: шорсткість рослинного покриву, швидкість вітру в рослинності.

Speed of wind are in the layer of vegetation. Stepanenko S., Voloshin V.

The speeds of wind are examined in a vegetable cover. New approximation is offered for a function z_{0rp} / h_{rp} which allows to define the roughness of vegetation in consideration of leaf area density. New formulas are found for the type of wind in a vegetation, which take into account the presence of roughness vegetable cover. The losses of energy of current of air are estimated by an exponential function which depends on the leaf area density.

Keywords: roughness of vegetation canopy, speed of wind of Canopy Air Space