

ПЕРЕЧЕНЬ ПРИМЕНЯЕМЫХ МЕТОДИК ИЗМЕРЕНИЙ

1. Физико-математические основы метода определения типа стратификации и вертикальных профилей метеорологических величин ПСА

При физическом описании атмосферы в ней особо выделяют приземный слой (ПС), обычно толщиной в несколько десятков метров, и ПСА толщиной в сотни метров, иногда вплоть до 1 км и больше, в который ПС входит нижней составной частью. Причиной этому является то, что в этих слоях существенно проявляются эффекты взаимодействия атмосферы с граничной подстилающей поверхностью (земной или водной), формирующие термодинамический режим атмосферной турбулентности и описываемые вертикальными турбулентными потоками тепла H , импульса τ и влаги E , причем влияние E сравнимо с H и τ только над водной поверхностью [Монин и Яглом, 1965, 1967; Обухов, 1988; Бызова и др., 1989; Татарский, 1967]. Естественно, что указанные потоки H , τ и E имеют максимальные абсолютные значения вблизи подстилающей поверхности и убывают с возрастанием высоты z , на которой они оцениваются. Выше ПСА (в свободной атмосфере) их влиянием уже пренебрегают, а в ПС, где они максимальны, их обычно считают, в отличие от всего ПСА, константами (в пределах погрешности в 5–10%), не зависящими от высоты z . При этом для ПС полагают, что направление скорости ветра не изменяется с высотой, а выше в ПСА оно начинает меняться, приближаясь при увеличении высоты к его значению в свободной атмосфере – к скорости геострофического ветра V_g .

Величины потоков H , τ и E аналитически описываются смешанными корреляционными моментами турбулентных флуктуаций продольной (вдоль среднего вектора горизонтального ветра) u' и вертикальной w' компонент скоростей ветра, температуры T' и влажности q' , измеренных за конечный промежуток времени Δt :

$$H = c_p \rho \langle T' \cdot w' \rangle, \quad \tau = -\rho \langle u' \cdot w' \rangle, \quad E = \rho \langle q' \cdot w' \rangle, \quad (1)$$

где ρ – плотность воздуха, c_p – удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении, $\langle \rangle$ – обозначение статистического усреднения величины, заключенной в угловые скобки, за некоторый интервал времени Δt .

Параметры H и τ позволяют в свою очередь вычислить динамическую скорость:

$$u^* = \sqrt{\tau / \rho} = \langle u' \cdot w' \rangle, \quad (2)$$

и масштаб температуры:

$$T^* = -H / (c_p \rho \cdot u^*) = -\langle T' \cdot w' \rangle / u^*, \quad (3)$$

которые в соответствии с теорией подобия Монина-Обухова определяют вертикальную структуру ПС. В частности, последние два параметра позволяют оценивать характерный высотный масштаб, обычно называемый масштабом Монина-Обухова, как (здесь $\chi = 0,4$ – постоянная Кармана; $g = 9.81 \text{ м/с}^2$ – ускорение свободного падения; \bar{T} – усредненное значение температуры воздуха в Кельвинах):

$$L^* = \bar{T} (u^*)^2 / (\chi \cdot g \cdot T^*). \quad (4)$$

Здесь и ниже чертой сверху специально выделяется, что для данного параметра необходимо использовать в этой формуле исключительно только его среднее значение, т. е. в (4) $\bar{T} \equiv \langle T \rangle$.

Значение и знак величины L^* характеризует класс термодинамической устойчивости атмосферы в ПС или, как еще называют, тип атмосферной стратификации (при неустойчивом состоянии атмосферы здесь $L^* < 0$, а при устойчивом состоянии $L^* > 0$). Выделяют отдельно также промежуточный случай нейтральной (безразличной) стратификации в ПС, когда вертикальный поток тепла H стремится к нулю – при этом абсолютное значение параметра L^* может неограниченно возрастать, а его знак принимать любое значение. Обычно считают [Атмосфера, 1991], что атмосферная

стратификация очень неустойчива, если $0 > L^* > -10$; умеренно неустойчива, если $-10 > L^* > -40$; слабо неустойчива, если $-40 > L^* > -100$; нейтральная (безразличная), если $|L^*| > 100$; слабо устойчива, если $10 < L^* < 100$; устойчива, если $0 < L^* < 10$.

Нетрудно заметить, что при любом типе 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 – имеет место конвекция), а при устойчивой – $T^* > 0$ и $H < 0$ (нисходящий поток тепла, наблюдаемый в случае приземной инверсии). При этом следует иметь в виду, что согласно современным представлениям в среднем неустойчивой атмосфере в ПС могут наблюдаться кратковременные нисходящие потоки воздуха и, наоборот, в среднем устойчивой атмосфере могут наблюдаться кратковременные восходящие потоки. Вследствие этого время усреднения Δt при вычислении H и τ для оценки представительного (статистически устойчивого) значения L^* должно быть достаточно большим (порядка 10–20 мин). Кроме того, как уже указывалось, величины H и τ могут считаться константами только в самом нижнем приземном слое атмосферы (в пределах ПС). Если рассматривать весь ПСА толщиной h в несколько сотен метров, то необходимо учитывать их уменьшение с увеличением высоты z . В частности, в [Zilitinkevich & Esau, . 2005; Esau & Birkjedal, 2007] для описания этого уменьшения H и τ с высотой приведены следующие соотношения:

$$H(z) = H(z_0) \exp \left[-2 \left(\frac{z - z_0}{h - z_0} \right)^2 \right], \quad (5)$$

$$\tau(z) = \tau(z_0) \exp \left[-3 \left(\frac{z - z_0}{h - z_0} \right)^2 \right]. \quad (6)$$

Для характеристики термодинамической устойчивости атмосферы на высоте измерений z часто вместо L^* используется безразмерное число Монина-Обухова $\xi = z/L^*$. В теории подобия [Монин и Яглом, 1965, 1967; Обухов, 1988] для ПС вертикальные градиенты метеорологических величин описывают как функции именно этого параметра:

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{u^*}{z\chi} \varphi_u(\xi), \quad \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{T^*}{z\chi} \varphi_T(\xi), \quad (7)$$

где $\frac{\partial u}{\partial z}$ – градиент скорости горизонтального ветра; $\frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\partial T}{\partial z} - \gamma_a$ – градиент потенциальной температуры θ , связанный с градиентом обычной температуры $\partial T/\partial z$ через сухоадиабатический градиент $\gamma_a = -0.0098$ °C/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 этом случае интегрирование в (7) по z дает логарифмические функции для профилей скорости ветра $u(z)$ и температуры $T(z)$). В отличие от (7) функции $\varphi_u(\xi)$ и $\varphi_T(\xi)$ устанавливались из полуэмпирического подхода и чаще всего аналитически их представляют как [Бызова и др., 1989; Атмосфера, 1991; Браун, 1978]:

$$\varphi_u = \begin{cases} (1 - \lambda_u \xi)^{-1/4}, \dots \xi < 0 \\ \psi_u + \beta_u \xi, \dots \xi > 0 \end{cases}, \quad \varphi_T = \begin{cases} (1 - \lambda_T \xi)^{-1/2}, \dots \xi < 0 \\ \psi_T + \beta_T \xi, \dots \xi > 0 \end{cases}. \quad (8)$$

где числовые коэффициенты $\beta_u, \beta_T, \lambda_u, \lambda_T, \psi_u$ и ψ_T , определяемые экспериментально, в разных литературных источниках несколько отличаются. При этом, 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 (8) приводит к приближенному вычислению из

(7) градиентов $\partial u/\partial z$ и $\partial T/\partial z$ и вследствие этого при их использовании существует некоторая дополнительная погрешность модельного восстановления профилей $u(z)$ и $T(z)$, возрастающая при увеличении отклонения стратификации от нейтральной.

Кроме масштаба Монина-Обухова L^* используются и другие числовые критерии для оценивания типа стратификации в ПСА (его термодинамической устойчивости). В частности для этих целей может использоваться параметр Монина-Казанского [Атмосфера, 1991]:

$$\mu = \frac{\chi^2 g H_0}{\bar{T} l (u^*)^2 c_p \rho}, \quad (9)$$

где $l = 2\omega \sin \varphi$ – параметр Кориолиса, H_0 – величина потока тепла на высоте z_0 (вблизи земной поверхности).

Традиционные средства измерений метеорологических величин обладают существенной инерционностью и малой чувствительностью, что не позволяет использовать их для прямых измерений турбулентных пульсаций u' , w' и T' . По этой причине для оценивания типа стратификации в ПСА на протяжении многих десятилетий использовали в основном только градиентные измерения. Т.е. выполнялись измерения средних значений температуры T и скорости горизонтального ветра u на разных высотных уровнях z с последующим вычислением их вертикальных градиентов. В этом случае применяются другие параметры (критерии) термодинамической устойчивости ПСА, которые не требуют в явном виде неизвестные значения потоков тепла H и импульса τ . Например, очень часто для этих целей используется градиентное число Ричардсона [Атмосфера, 1991]:

$$R_i = \frac{g}{T} \cdot \frac{\partial \theta / \partial z}{(\partial u / \partial z)^2} = \frac{g}{\langle T \rangle} \cdot \frac{\partial T / \partial z - \gamma_a}{(\partial u / \partial z)^2}. \quad (10)$$

Сравнивая формулы (7) и (8) с (10), можно заметить, что градиентное число Ричардсона с точностью до множителя $\beta = \varphi_T(\xi) / \varphi_u^2(\xi)$ совпадает с числом Монина-Обухова, т.е. $R_i \approx \beta \xi$, где β положительное число, при нейтральной стратификации равное 1.

Также часто учитывается, что состояние ПСА на высотах, выше приземного слоя, в значительной степени зависит от вектора скорости ветра на высотах $z > h$ выше его верхней границы h , т.е. от геострофического ветра V_g . Например, наиболее известным параметром усредненной (интегральной для всей толщины ПСА) характеристики атмосферной стратификации является безразмерная величина:

$$S = \frac{g}{T} \frac{\theta_h - \theta_0}{V_g l},$$

где θ_0 и θ_h – потенциальная температура воздуха на уровне z_0 , близком к подстилающей поверхности, и на уровне h верхней границы ПСА. Поскольку в измерениях получают не θ , а обычную температуру воздуха T , то на практике параметр S можно оценивать как

$$S = \frac{g}{T} \frac{T_h - T_0 + \gamma_a (h - z_0)}{V_g l}. \quad (11)$$

В НПО «Тайфун» (г. Обнинск), вместо S используется его аналог S_{2-300} . Это значение S , вычисляемое в соответствии с (1.11) с использованием средних значений температуры T , измеренных на двух фиксированных высотах $z_0 = 2$ м и $h = 300$ м. Ввод его в применение здесь был обусловлен 300-м высотой имеющейся у этого учреждения высотной метеомачты, на которой его сотрудниками выполняется многолетний мониторинг ПСА.

Вместо значения параметра S часто оценивают и другие его аналоги [Атмосфера, 1991], например, параметры:

$$\mu_{0-z} = \frac{g}{\bar{T}} \frac{T_0 - T_z - \gamma_a z}{V_g l} \text{ или } \mu_{2-z} = \frac{g}{\bar{T}} \frac{T_2 - T_z - \gamma_a (z-2)}{V_g l}, \quad (12)$$

где T_0 , T_2 , T_z – температуры воздуха, соответственно, на уровне подстилающей поверхности (или температура почвы), на высоте 2 м и в свободной атмосфере на произвольной высоте $z > h$. Для нейтральной стратификации $\mu_{0-z} \approx \mu_{2-z} \approx 0$; в случае неустойчивой стратификации эти параметры имеют положительные значения, а при устойчивой – отрицательные.

2. Математический формализм определения типа стратификации ПСА

С учётом изложенного в разделе 1 можно выделить два основных способа определения типа стратификации в ПСА. Оба способа с физической точки зрения взаимосвязаны между собой, поскольку оценивают одни и те же физические процессы в ПСА, но для их применения они предполагают наличие отличающихся данных, обусловленных спецификой используемых технических средств измерений. Соответственно они отличаются математическими соотношениями, которые могут использоваться для анализа результатов измерений.

Первый способ (его можно назвать статистическим) основан на прямых измерениях на одном или нескольких высотных уровнях z_i турбулентных пульсаций температуры T' и ортогональных компонент вектора скорости ветра \mathbf{v} (продольной относительно среднего направления горизонтального ветра u' , поперечной v' и вертикальной w'). Под турбулентными пульсациями здесь понимаются величины $Q'_i = Q_i - \bar{Q}_i$, где Q_i – мгновенное значение метеорологического параметра Q , получаемое при его однократном измерении, а \bar{Q} – его усредненное значение за установленный временной интервал измерений Δt . Этот способ позволяет вычислять на высотах выполнения измерений z_i значения смешанных корреляционных моментов турбулентных пульсаций температуры и ортогональных компонент вектора скорости ветра. Далее по формулам (1) можно вычислить значения вертикальных турбулентных потоков тепла H и импульса τ , и в конечном итоге по формуле (4) – значение масштаба Монино-Обухова L^* , применяемого здесь как основной параметр (критерий) для определения типа стратификации в локальной точке измерений.

Второй способ определения стратификации (градиентный) основан на измерениях усредненных значений температуры $\bar{T}(z_i)$ и скорости ветра $\bar{u}(z_i)$ минимум на двух разных высотных уровнях z_i в АПС с последующим вычислением интегральных параметров устойчивости атмосферы в слое между этими точками – либо с использованием (11) для оценивания параметров S или S_{2-300} , либо (12) для оценивания параметров μ_{0-z} или μ_{2-z} .

Этот способ является безальтернативным для применения, если имеющиеся технические средства на требуемой высоте не позволяют выполнять прямые измерения турбулентных пульсаций метеорологических величин и соответственно вычислять параметры $T^*(z_i)$, $u^*(z_i)$ и $L^*(z_i)$.

Математический формализм определения типа стратификации ПСА, позволяющий его применять при использовании различных технических средств атмосферных измерений и соответствующих им алгоритмах обработки данных, заключается в принятии решения в соответствии с таблицей. В этой таблице слева приведены традиционно выделяемые классы устойчивости (типы стратификации) атмосферы, а правее – соответствующие им значения разных числовых параметров, которые могут быть получены при обработке данных от различных технических средств измерений и далее использоваться в качестве критерия для принятия решения о типе стратификации.

Сравнительное соответствие различных параметров, применяемых в качестве критерия при определении типа стратификации ПСА

Тип стратификации	μ	L^* , м	S_{2-300}	μ_{0-z}	μ_{2-z}
Сильно неустойчивая	< -80	0...-10	<-200	>1300	>350
Неустойчивая	-25...-80	-10...-40	-80...-200	500...1300	270...350
Слабо неустойчивая	-10...-25	-40...-100	-20...-80	180...500	75...270
Безразличная (нейтральная)	-10...10	<-100; >100	-20...50	-130...180	-100...75
Слабо устойчивая	10...50	10...100	50...200	-130...-330	-100...-260
Устойчивая	50...100	<10	200...500	<-330	<-260
Сильно устойчивая	> 100	---	>500	---	---

3. Математический формализм определения вертикальных профилей метеорологических величин

Здесь излагается общая методика определения вертикальных профилей (функций) скорости горизонтального ветра $u(z)$ и температуры $T(z)$ до высоты z над подстилающей поверхностью. В первую очередь она предназначена для градиентных измерений, где выполняется совместная обработка данных измерений ультразвуковых метеостанций, размещаемых на разных высотных уровнях z_i , где $i = 1, 2, \dots$ и т. д. Методика также является приемлемой для определения вертикальных профилей температуры и скорости ветра в более широком высотном диапазоне ПСА, когда АМС устанавливаются на аэростат или БПЛА. Особенностью данной методики является то, что в ней учитываются ситуации, когда некоторые из АМС оказываются выше верхней границы ПС, теоретически ограничиваемой условием постоянства величин потоков тепла H и импульса τ .

В кратком изложении она заключается в следующем. Пусть на высоте z_i выполняются измерения средних значений скорости ветра $\bar{u}(z_i)$ и температуры $\bar{T}(z_i)$, а также параметров турбулентности $T^*(z_i)$, $u^*(z_i)$ и $L^*(z_i)$ (см. в разделе 1). Выделим в окрестности z_i область высот $(z_i - \Delta z, z_i + \Delta z)$, для которой будем полагать, что внутри нее значения параметров турбулентности $T^*(z)$, $u^*(z)$ и $L^*(z)$ относительно мало меняются. Последнее условие является гораздо менее жестким, чем считать, что они совсем не зависят от z , как это принято в классическом представлении о ПС. Интегрируя по z функции для $\partial u(z)/\partial z$ и $\partial T(z)/\partial z$, описываемые (7) и (8), получаем общие аналитические функции для профилей $u(z)$ и $T(z)$. Для их перевода к виду в окрестности z_i , учитывающему граничные условия задачи интегрирования, воспользуемся измеренными на этой же высоте z_i средними значениями метеорологических параметров: $\bar{u}(z_i)$ и $\bar{T}(z_i)$. В итоге получаем приводимые ниже формулы для расчета сегментов профилей $T_i(z)$ и $u_i(z)$ в выделенном атмосферном слое под номером i толщины Δz :

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

$$u_i(z) = \bar{u}(z_i) + \frac{u^*}{\chi} \ln\left(\frac{z}{z_i}\right) \text{ и } T_i(z) = \bar{T}(z_i) + \gamma_a(z - z_i) + \frac{T^*}{\chi} \ln\left(\frac{z}{z_i}\right); \quad (13)$$

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

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

$$T_i(z) = \bar{T}(z_i) + \gamma_a(z - z_i) + \frac{T^*}{\chi} \ln\left(\frac{(F_T(z) - 1)/(F_T(z) + 1)}{(F_T(z_i) - 1)/(F_T(z_i) + 1)}\right), \quad (14)$$

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

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

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

$$T_i(z) = \bar{T}(z_i) + \gamma_a (z - z_i) + \frac{T^*}{\chi} \left\{ \psi_T \ln \left(\frac{z}{z_i} \right) + \beta_T (z - z_i) / L^* \right\}. \quad (15)$$

В (13–15) вычисляемые значения $u_i(z)$ и $T_i(z)$ при $z = z_i$ точно совпадают с фактически измеренными величинами $\bar{u}(z_i)$ и $\bar{T}(z_i)$ на этой же высоте z_i . Поэтому эти формулы в приведенном здесь виде моделируют в основном не столько абсолютные значения $u(z)$ и $T(z)$, а намного меньшие их относительные изменения $\delta u(z)$ и $\delta T(z)$ в окрестности z_i . В (13–15), когда ниже высоты $z_i > 0$ измерения уже не выполняются, также можно учитывать высоту d слоя вытеснения ветрового потока препятствиями на земной поверхности (вычитая из z и z_i значение d). В [Атмосфера, 1991] указывается, что значение d примерно равно $2/3 z_d$, где z_d – средняя высота ближайших к метеомачте препятствий, например, строений или растительности. Высота выполнения измерений z_i всегда должна быть больше, чем значение d .

Таким образом, используя (13–15) и данные ультразвуковых измерений на одном высотном уровне z_i , можно получить сегменты профилей $u(z)$ и $T(z)$ в слое $(z_i - \Delta z, z_i + \Delta z)$. Далее, если ультразвуковые измерения также выполняются на другой высоте z_{i+1} , для которой полагаем $|z_{i+1} - z_i| \leq \Delta z$, то по этим же формулам (13–15) можно вычислить сегменты профилей $T(z)$ и $u(z)$ и для соседнего слоя $(z_{i+1} - \Delta z, z_{i+1} + \Delta z)$. При этом для слоя между высотами z_i и z_{i+1} вычисленная пара сегментов $Q_i(z)$ и $Q_{i+1}(z)$ профиля одной и той метеорологической величины $Q(z)$ будет иметь общую область (z_i, z_{i+1}) значимости их аргумента z . В этой общей области (z_i, z_{i+1}) вычисленные значения сегментов профиля $Q_i(z)$ и $Q_{i+1}(z)$ при одном и том же значении z могут отличаться между собой. Эти отличия $Q_i(z)$ и $Q_{i+1}(z)$ могут быть обусловлены как зависимостью параметров турбулентности от высоты (см. для понимания (5) и (6)), так и индивидуальными значениями систематических погрешностей измерений применяемой здесь пары метеостанций.

Для определения окончательного вида профиля $Q(z)$ внутри области высот (z_i, z_{i+1}) с учетом ранее вычисленных перекрывающихся сегментов $Q_i(z)$ и $Q_{i+1}(z)$ нами рекомендуется использовать интерполяционный алгоритм (16). В этом алгоритме значимость данных измерений каждой из метеостанций убывает по мере ее удаления от точки интерполяции z в соответствии с установленными на их высотах z_i и z_{i+1} типами стратификации:

$$Q(z) = \{Q_i(z) \cdot |z_{i+1} - z| + Q_{i+1}(z) \cdot |z_i - z|\} / |z_{i+1} - z_i|. \quad (16)$$

На граничных высотах размещения метеостанций $z = z_i$ и $z = z_{i+1}$ в (16) имеем $Q(z) \equiv Q_i(z_i)$ и $Q(z) \equiv Q_{i+1}(z_{i+1})$. Т. е. вычисляемые из (16) значения u и T на этих высотах по-прежнему совпадают с их фактически измеренными значениями. Для средней высоты $z = (z_{i+1} - z_i)/2$ в (16) получается обычное усреднение в виде $Q(z) = (Q_i(z) + Q_{i+1}(z))/2$ значений профилей $u(z)$ и $T(z)$ на этой же высоте, вычисленных при обработке данных измерений на соседних высотах z_i и z_{i+1} по формулам (13–15).

Описанный математический алгоритм определения вертикальных профилей метеорологических величин допускает его обобщение на произвольное количество применяемых уровней измерений величин $\bar{u}(z_i)$, $\bar{T}(z_i)$, $T^*(z_i)$, $u^*(z_i)$ и $L^*(z_i)$.

4. Математический формализм определения вертикального переноса радиоактивных газов радона и торона и аэрозольных продуктов их распада

Перенос газов и аэрозолей в атмосфере осуществляется посредством молекулярной и турбулентной диффузии, ветровыми потоками воздуха. К механизмам удаления радиоактивных газов и аэрозолей из атмосферы можно отнести их радиоактивный распад, осаждение под действием силы тяжести или посредством диффузии на земную

поверхность и поверхности объектов окружающей среды, и вымывание осадками [Horvath, 2000]. На перенос радионуклидов также оказывает влияние резкая смена погодных условий [Baciu, 2005].

Продукты распада радона и торона находятся в приземной атмосфере в свободном (в виде кластеров) и связанном, т. е. присоединенном к нерадиоактивным аэрозолям, состояниях [Porstendörfer & Mercer, 1978; Porstendörfer et al., 1979; Porstendörfer, 1984; Porstendörfer & Reineking, 1992, 1999]. Согласно результатам работы [Porstendörfer & Reineking, 1999] в приземной атмосфере наблюдают 4 максимума в функции распределения радиоактивных аэрозолей по размерам, с разными фракциями: 0,8 нм (2 %), 40 нм (20 %), 350 нм (75 %) и 3000 нм (3 %). Среднее содержание аэрозольных частиц в городской атмосфере $(10-50) \cdot 10^3$ част./см³. От концентрации аэрозольных частиц в единице объема воздуха зависит скорость присоединения радионуклидов к аэрозолям. Диаметр ДПР радона при присоединении к аэрозольным частицам увеличивается, в среднем, на два порядка, и коэффициент диффузии снижается соответственно. Поэтому, присоединенные продукты распада радона и торона (ПРР и ПРТ) медленнее диффундируют и осаждаются на различные поверхности.

Суммируя вышесказанное можно подытожить, что характеристики переноса продуктов распада радона и торона в приземной атмосфере сильно зависят от их физического состояния, а также от состояния и изменчивости приземной атмосферы, литосферы и факторов космической погоды.

Для теоретического исследования динамики атмосферных полей рассмотрим перенос радона, торона и короткоживущих продуктов их распада в вертикальном направлении, вдоль оси z (ось z направлена вверх от поверхности земли). Существующие модели переноса учитывают следующие процессы рождения, переноса и удаления радионуклидов в атмосфере: 1) выход радиоактивных газов из грунта в атмосферу; 2) радиоактивный распад; 3) молекулярную и турбулентную диффузию; 4) осаждение под действием силы тяжести; 5) вымывание радионуклидов из атмосферы осадками.

Кроме перечисленных процессов, введем в уравнение переноса дополнительный, 6-й параметр, характеризующий ветровой перенос. Тогда изменение во времени и по координате z объемной активности (ОА) радона, торона и продуктов распада в приземной атмосфере можно представить системой из 11 дифференциальных уравнений с постоянными коэффициентами:

$$\begin{aligned} (D_{M_i} + D_T) \frac{d^2 A_i(z)}{dz^2} - v_w \frac{d}{dz} A_i(z) - \lambda_i A_i(z) &= 0 \text{ для } i=1 \text{ и } 6, \\ \dots \\ (D_{M_i} + D_T) \frac{d^2 A_i(z)}{dz^2} - v_d \frac{d}{dz} A_i(z) + \lambda_i A_{i-1}(z) - \lambda_i A_i(z) &= 0 \text{ для } i=2-5 \text{ и } 7-11. \end{aligned} \quad (17)$$

Система уравнений (17) дополнена краевыми условиями:

$$\begin{aligned} -(D_{M_i} + D_T) \frac{dA_i(z)}{dz} \Big|_{z=0} + v_w A_i(z) \Big|_{z=0} &= q_i \text{ для } i=1 \text{ и } 6, \\ \dots \\ (D_{M_i} + D_T) \frac{dA_i(z)}{dz} \Big|_{z=0} - v_d A_i(z) \Big|_{z=0} &= 0 \text{ для } i=2-5 \text{ и } 7-11, \\ A_i(z) \rightarrow 0, \quad z \rightarrow \infty. \end{aligned} \quad (18)$$

Здесь $A_i(z)$ – функция объемной активности i -го радионуклида, Бк/м³; индексы $i=1-5$ соответствуют радону ²²²Rn и продуктам его распада, соответственно, ²¹⁸Po (RaA), ²¹⁴Pb (RaB), ²¹⁴Bi (RaC) и ²¹⁴Po (RaC'); индексы $i=6-11$ соответствуют торону ²²⁰Rn и продуктам его распада, соответственно, ²¹⁶Po (ThA), ²¹²Pb (ThB), ²¹²Bi (ThC), ²¹²Po (ThC') и ²⁰⁸Tl (ThC''); q_i – плотность потока радона ($i=1$) и торона ($i=6$) с поверхности грунта, Бк м² с⁻¹; D_M – коэффициент молекулярной диффузии, м²/с; D_T – коэффициент турбулентности

атмосферы, m^2/c ; $v_d = v_W + v_F$; v_W – вертикальная составляющая скорости ветра, m/c ; v_F – скорость осаднения под действием силы тяжести, m/c ; $\lambda = \lambda_d + L$; λ_d – постоянная радиоактивного распада, c^{-1} ; L – коэффициент вымывания аэрозолей осадками, c^{-1} ; при отрицательных значениях v_W скорость ветра направлена к поверхности земли, при положительных – совпадает с направлением оси z .

Анализ аналитических решений уравнений системы (17) и (18) позволил определить рекуррентные соотношения для $A_j(z)$, где $j=1$ соответствует изотопу радона, а $j=2, 3, \dots$ – ДПР [Яковлева и др., 2011]:

$$\left\{ \begin{aligned}
 A_j(z) &= \sum_{i=1}^j B_i^j \exp\left(\frac{\mu_i}{(D_{Mj} + D_T)} z\right), \quad j = 1, 2, 3, 4, 5, \dots \\
 B_i^i &= C_i \\
 (\mu_j - v_j) C_j &= \sum_{i=1}^{j-1} B_i^j \left(v_j - \mu_i \frac{(D_{Mj} + D_T)}{(D_{Mi} + D_T)} \right) \\
 B_i^n &= (-1)^{n-i} C_i \prod_{j=i+1}^n \frac{\lambda_j}{\left[(D_{Mj} + D_T) \frac{\mu_i^2}{(D_{Mi} + D_T)^2} - v_j \frac{\mu_i}{(D_{Mi} + D_T)} - \lambda_j \right]}, \quad i \neq n \\
 \mu_i &= \frac{v_j - \sqrt{v_j^2 + 4\lambda_i(D_{Mi} + D_T)}}{2}, \quad i = 1, 2, 3, 4, 5, \dots \\
 C_1 &= -\frac{q_1}{(\mu_1 - v_1)}, \quad v_1 = v_W, \quad v_{2,3,\dots} = v_d.
 \end{aligned} \right. \quad (19)$$

Анализ данных численных расчетов показал, что изменение коэффициента турбулентности атмосферы сильно изменяет вертикальный профиль объемной активности радона, торона и продуктов их распада, особенно у земной поверхности.

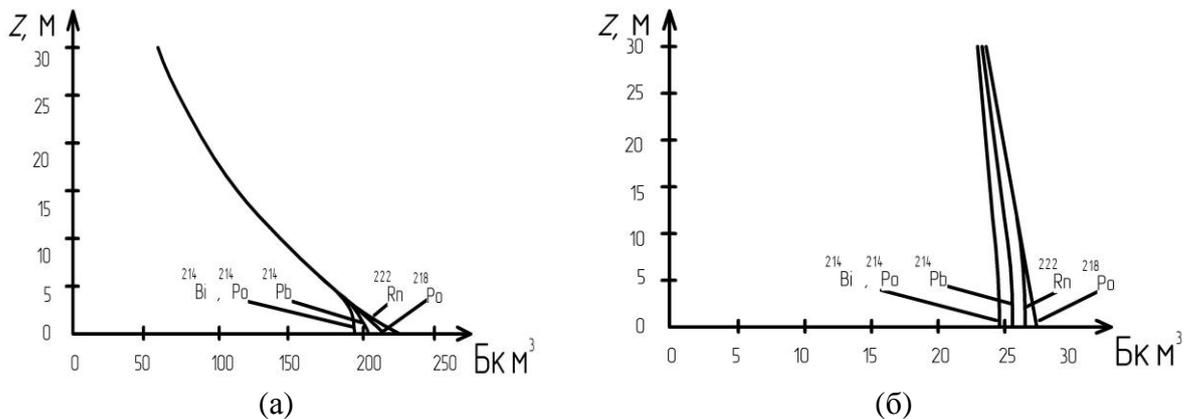
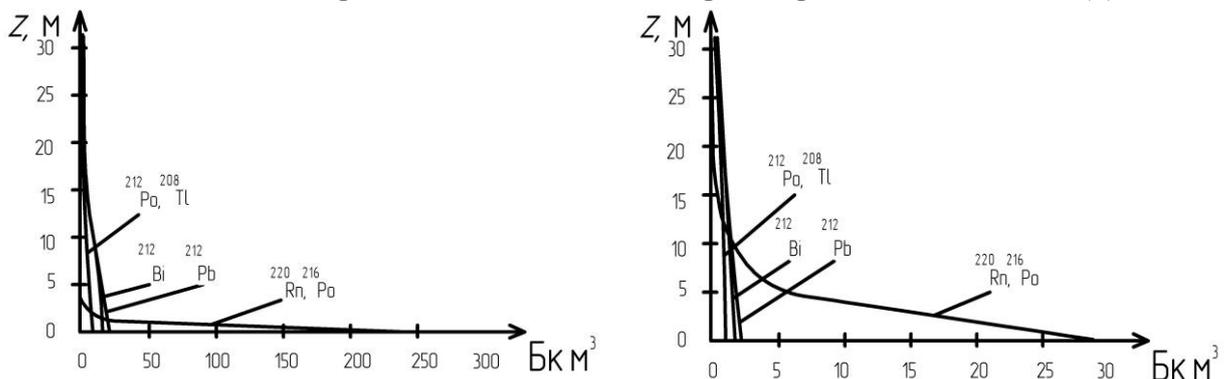


Рис. 1. Зависимость ОА радона и ДПР от высоты при D_T , равном 10^{-3} (а) и $0,1$ (б) m^2/c .



(а) (б)

Рис. 2. Зависимость ОА торона и ДПР от высоты при D_T , равном 10^{-3} (а) и $0,1$ (б) $\text{м}^2/\text{с}$.

Влияние изменения вертикальной скорости и направления ветра на вертикальные профили объемной активности изотопов радона и дочерних продуктов распада представлены на рис. 1 и 2. Численное моделирование ОА радона, торона и ДПР произведено по модели (17)–(19) при изменении вертикальной составляющей скорости ветра в диапазоне $0,001$ – $0,1$ $\text{м}/\text{с}$. Значения ППР и ППТ брали равными 20 и 1000 $\text{мБк м}^{-2}\cdot\text{с}^{-1}$, $D_T=0,5$ $\text{м}^2/\text{с}$. Направление скорости ветра при положительном значении совпадает с направлением оси z , отрицательные значения показывают, что ветер направлен к земной поверхности.

Анализ модельных расчетов показал, что ветер сильно изменяет вертикальный профиль ОА активности изотопов радона и продуктов распада. Ветер, направленный к поверхности земли снижает активность изотопов радона и ДПР на больших высотах и, наоборот, сильно увеличивает и сближает их активности у земной поверхности.

С усилением ветра, направленного вверх от поверхности земли происходит сильное снижение ОА изотопов радона и ДПР у поверхности земли и выравнивание концентрации радионуклидов по высоте. Например, увеличение силы ветра на порядок снижает активность радона также на порядок величины у земной поверхности, с ростом высоты эта зависимость становится нелинейной.

Получено, что объемные активности радона и ДПР практически одинаковые на любой высоте при отрицательных скоростях ветра, и сильно различаются, особенно у земной поверхности при положительных скоростях. Объемная активность аэрозольных ДПР радона у земной поверхности практически нулевая, и затем с ростом высоты начинает увеличиваться и сравниваться с ОА материнского радионуклида. Вертикальные распределения ОА торона и ДПР сильно различаются, при этом активность аэрозолей (кроме ^{216}Po) около земной поверхности практически нулевая.

В работе [Яковлева, 2010; Яковлева и др., 2010] было исследовано влияние размеров аэрозолей на их поведение в атмосфере, а также скорости вымывания аэрозолей. Выявлено, что изменение размеров аэрозолей в диапазоне от единиц нм до сотен мкм, приводящее к изменению скорости осаждения и коэффициента молекулярной диффузии практически не влияет на результат моделирования. Неучёт скорости осаждения в модели приводит к увеличению ОА радионуклидов не более чем на 2 %. Выпадение дождевых осадков сильно увеличивает ОА ДПР изотопов радона у земной поверхности.

5. Математический формализм определения вертикальных профилей характеристик полей бета- и гамма-излучений

Согласно устоявшемуся мнению, почвенные радионуклиды представляют источник «постоянной» компоненты атмосферных полей ионизирующих излучений. Это мнение основывается, в том числе, и на законах радиоактивного равновесия между материнскими и дочерними радионуклидами в природных семействах почвенных радионуклидов урана-238 и тория-232. Однако многочисленные экспериментальные наблюдения за динамикой радона в почвенном воздухе выявили, что на глубинах до 1 м активность радона может существенно изменяться во времени в зависимости от метеоусловий и состояния атмосферы, при этом нарушается радиоактивное равновесие в рядах после изотопов радона. Это является следствием «утечки» радона (и торона) из грунта в приземную атмосферу.

Моделирование вертикальных распределений в приземной атмосфере характеристик полей γ - и β -излучений, создаваемых почвенными радионуклидами, производят с помощью метода Монте-Карло, с использованием специализированных программ, а также среды программирования Geant 4.

Следует также отметить, что плотность потока β -излучения, так же как и

поглощенная доза в атмосфере, складывается из двух компонент: 1) β -излучение почвенных радионуклидов, образованное непосредственно в грунте; 2) вторичное β -излучение, образованное в воздухе при взаимодействии почвенного γ -излучения с атмосферой (рис. 3). Плотность потока β -излучения, образованного в грунте, быстро снижается с высотой и на высотах 4–5 м практически равна нулю. Поэтому, зависимость P_β от высоты более сложная, чем для γ -излучения, и ее можно представить в виде суммы двух экспонент.

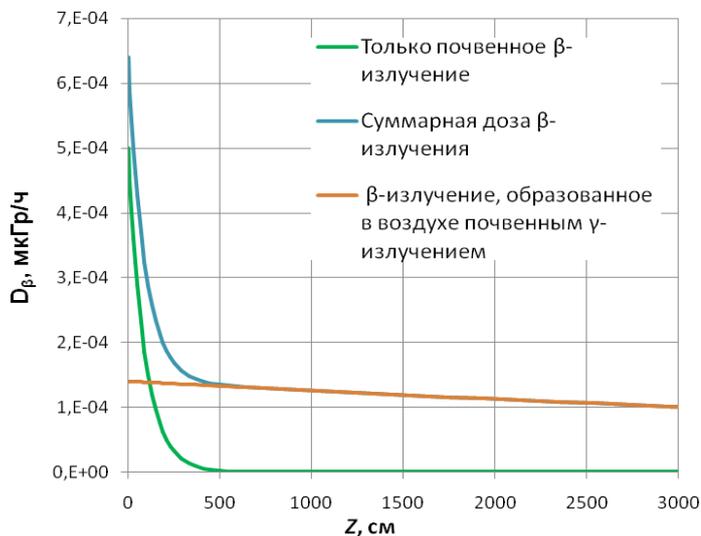
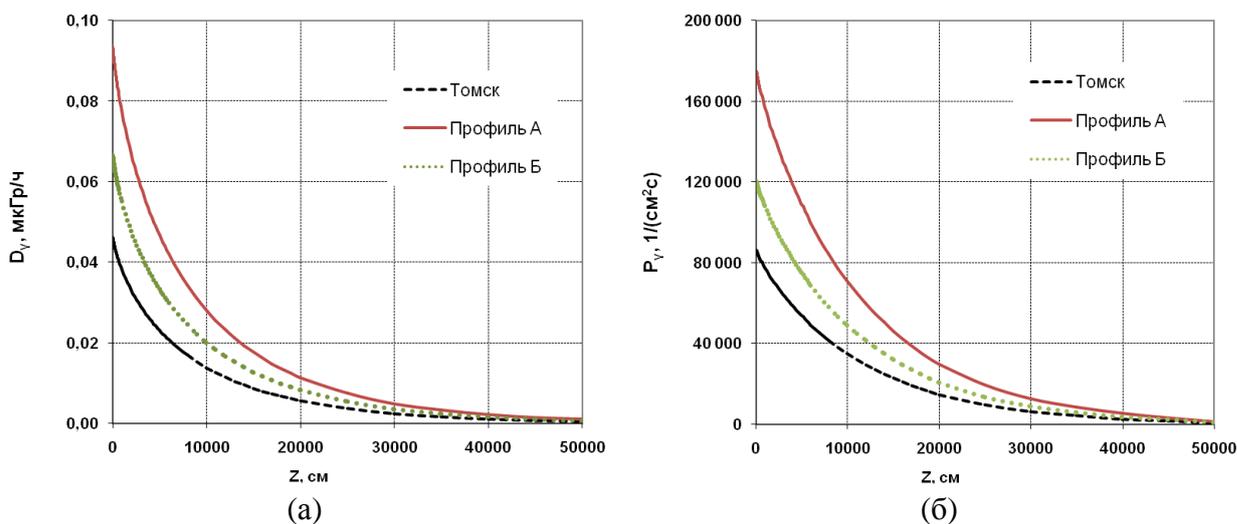


Рис. 3. Разделение плотности потока β -излучения на компоненты.

Построим вертикальные профили характеристик полей γ -излучения в приземной атмосфере. Изменения поглощенных доз и плотностей потоков β - и γ -излучения с высотой, рассчитанных на реальную удельную активность почвенных радионуклидов для двух участков на площадке ГО и для средних по г. Томску значений УА радионуклидов, показаны на рис. 4. Здесь расчеты произведены с учетом пороговой энергии.



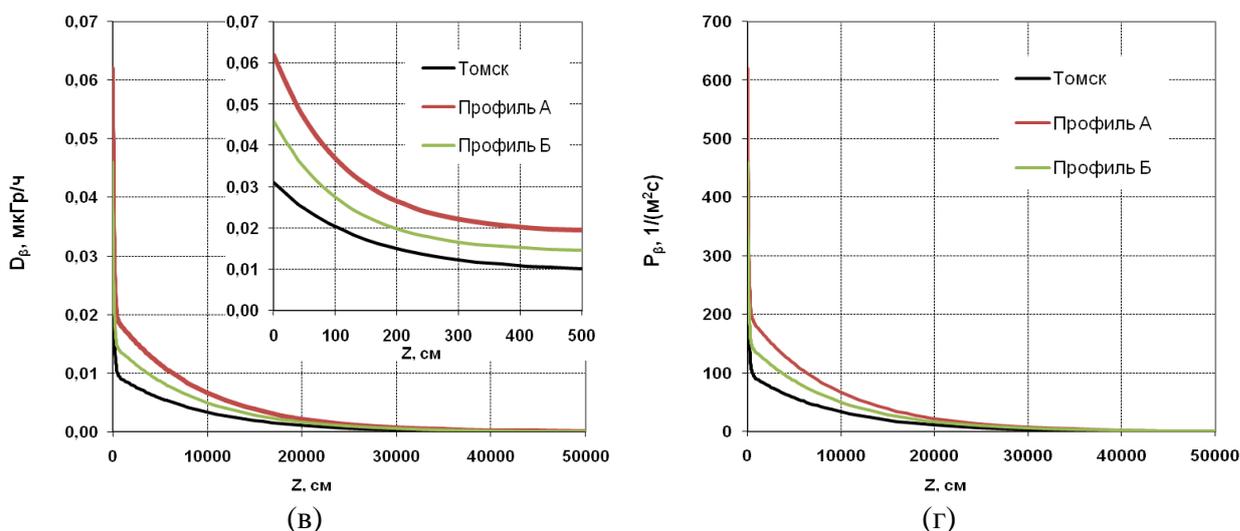


Рис. 4. Изменение с высотой D_γ (а), P_γ (б), D_β (в) и P_β (г), рассчитанных на реальную удельную активность почвенных радионуклидов.

Получено, что поглощенная доза γ -излучения у земной поверхности на высотах до ~ 1 м превышает дозу β -излучения почти в 2 раза, а на высотах от 4 до 130 м – приблизительно в 4 раза. При этом различие в потоках β - и γ -излучений составляет сотни раз. На высотах от 0 до 5 м отношение P_γ/P_β увеличивается с 300 до 800 раз. Выявлена пропорциональность между дозой в мкГр/ч и плотностью потока в $1/(m^2s)$ для β -излучения, что позволяет делать простой переход от одной характеристики излучения к другой. Коэффициент пропорциональности равен $\sim 10^4$, и не зависит от высоты, радионуклидного состава грунта и соотношения удельных активностей радионуклидов.

Сопоставление вкладов атмосферных и почвенных радионуклидов в суммарный радиационный фон приземной атмосферы показывает, что атмосферный γ -фон формируется, в основном (на 90–95 %), почвенными радионуклидами. Вклад атмосферного радона (ДПР изотопов радона) в суммарный γ -фон с усилением турбулентности атмосферы снижается и слабо зависит от высоты над земной поверхностью. Однако, при определенных метеорологических условиях (спокойная атмосфера) вклад атмосферного радона в γ -фон может достигать около 20 % на высотах до 5 м, и слабо увеличиваться с ростом высоты.

Вклады почвенных и атмосферных (ДПР изотопов радона) радионуклидов в атмосферный β -фон сильно зависят от погодных условий и высоты над земной поверхностью (рис. 5). При усилении турбулентности атмосферы вклад атмосферного радона в суммарный β -фон снижается, и может составлять менее 10 % на высотах до 1 м. В спокойной атмосфере вклад атмосферного радона в β -фон может достигать 60–70 % и выше на высотах от 2 м и выше. Таким образом получено, что атмосферный радон заметным образом влияет на поле β -излучения приземной атмосферы, причем вклады атмосферного радона и почвенных радионуклидов сопоставимы и их соотношение сильно зависит от метеоусловий и высоты над земной поверхностью.

Численными расчетами также подтверждено, что атмосферные радионуклиды (ДПР изотопов радона) при увеличении скорости ветра (его вертикальной составляющей) в направлении к земной поверхности или выпадении дождевых осадков будут еще сильнее влиять на суммарный радиационный фон приземной атмосферы.

(а) атмосферный γ -фон

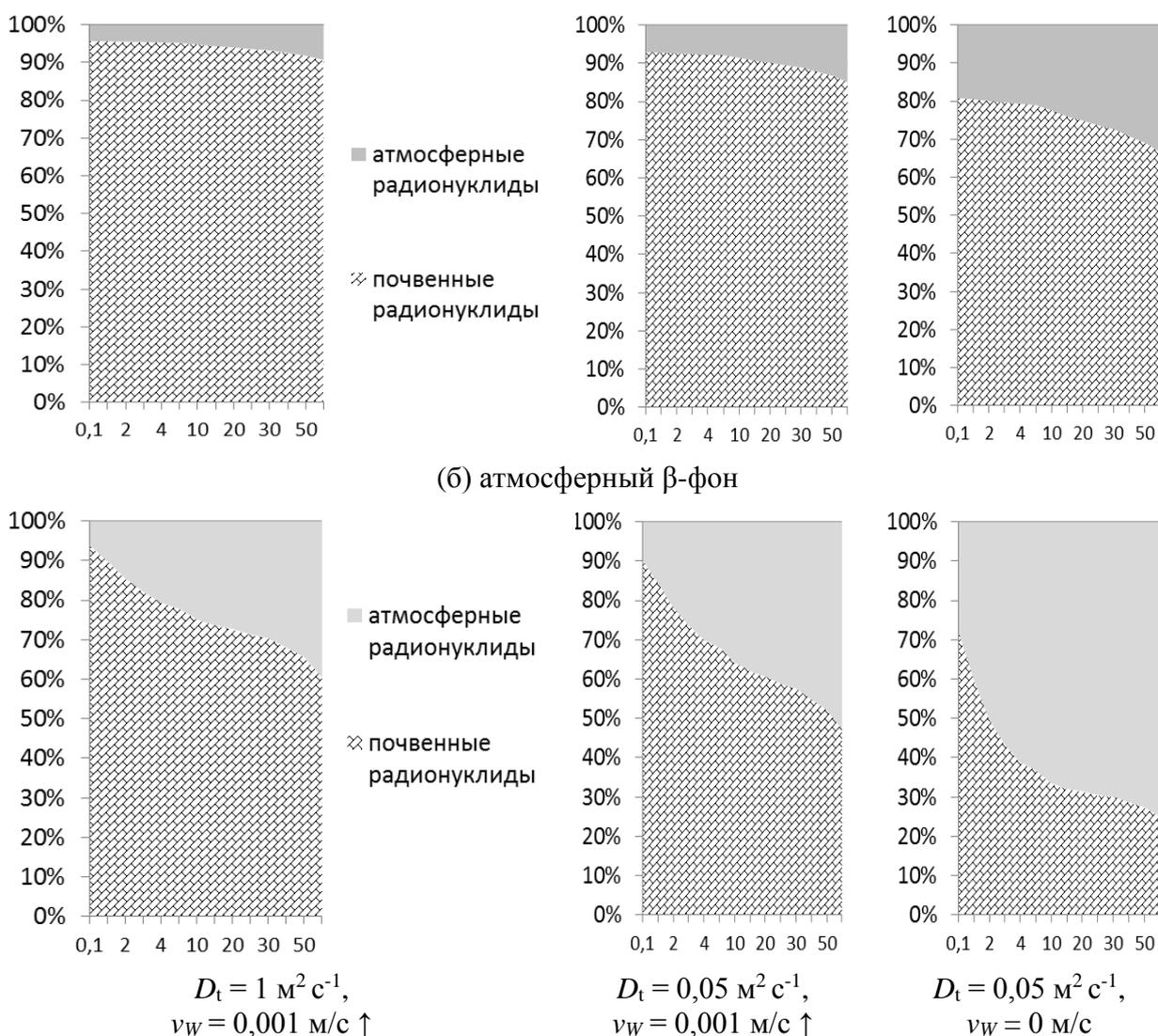


Рис. 5. Вклады атмосферных и почвенных радионуклидов в суммарный атмосферный γ -фон (а) и β -фон (б) в зависимости от высоты и погодных условий.

6. Состояние и возможности информационно-вычислительной системы ИМКЭС СО РАН

Созданная на основе новых подходов система для обработки и визуализации климатических и метеорологических данных «Климат» достаточно подробно описана в монографии [Гордов и др., 2013]. ИВС является комплексным веб-ГИС-приложением, реализующим необходимую для проведения климато-экологических исследований интеграцию результатов моделирования, наблюдений и функциональность ретроспективного анализа. Доступ к системе осуществляется через веб-портал <http://climate.scert.ru/>, который является связующим звеном, реализующим логику веб-приложений, связь с картографическими веб-сервисами, и обеспечивающим работу с хранилищем метаданных.

Система включает в себя структурированные архивы пространственно-привязанных геофизических данных, снабжённые соответствующими метаданными; вычислительное ядро, представляющее собой набор независимых модулей, реализованных на языках GDL (GNU DataLanguage, <http://gnudatalanguage.sourceforge.net>) и Python (<http://www.python.org>), а также графический интерфейс пользователя. Веб-портал предоставляет функциональность авторизации пользователей, подключение к базам данных, использование HTML-шаблонов, языковую локализацию, систему управления контентом и ряд других возможностей. Управляющие РНР-модули (контроллеры) веб-

портала организованы в пакетную структуру и обеспечивают серверный интерфейс для взаимодействия с графическим интерфейсом пользователя, вычислительным ядром, картографическими веб-сервисами и хранилищем геоданных. Разработка веб-портала была выполнена согласно общим принципам и стандартам в области создания программного обеспечения, предоставляющего картографические веб-сервисы, разработанным международной организацией Open Geospatial Consortium (<http://www.opengeospatial.org>). При этом благодаря использованию программного обеспечения Geoserver 2.1.0 была учтена современная тенденция переноса в веб не только простой визуализации пространственных данных, но и собственно их обработки и анализа.

Набор доступных для использования геофизических данных в настоящее время включает в себя первую и вторую редакцию реанализа NCEP-NCAR, реанализы JRA-25, JRA-55, ERA-40, ERA Interim, реанализ XX века NOAA-CIRES, реанализ MERRA, дванабора данных по осадкам APHRODITE и GPCC, а также результаты моделирования исторического климата и климатических проекций до 2100 г., полученные с помощью климатической модели Института вычислительной математики РАН [Dianskii et al., 2010]. Кроме того, в архиве размещены данные, полученные с помощью модели «PlanetSimulator» [Fraedrich et al., 2005], региональной модели WRF [Skamarock et al., 2008], отобранные спутниковые снимки Landsat 4-7, GlobalLandSurvey (GLS), MODIS, а также данные наблюдений с метеостанций, расположенных на территории Российской Федерации (<http://meteo.ru>).

Вычислительное ядро реализует базовую функциональность для работы с архивами геофизических данных (доступ, поиск, выборка, представление данных в форматах NetCDF, Shapefile и т. д.), а также вызывает вычислительные модули, реализующие процедуры анализа, обработки и визуализации данных. Функции ядра выполняются в среде GDL, а их вызов и управление производится PHP-модулями, выполняемыми в рамках специализированного веб-портала. Работа вычислительного ядра по обработке данных, передаче промежуточных результатов и записи окончательных результатов в файлы регламентируется заданием, формируемым веб-порталом на основе параметров, заданных пользователем в графическом веб-интерфейсе.

Программные модули обработки и анализа реализуют расчёт основных статистических характеристик (среднее значение, среднеквадратическое отклонение, наибольшее и наименьшее значения метеовеличины) и показателей временной структуры метеорологических рядов (повторяемость и непрерывная продолжительность атмосферного явления со значениями метеорологических величин выше или ниже заданных пределов в пределах выбранного периода времени), отражающих закономерности изменения случайных величин во времени и в пространстве. Кроме того, на основе индексов климатических изменений (<http://ccma.seos.uvic.ca/ETCCDMI/indices.shtml>) сформирован набор вычислительных модулей для получения сведений об экстремальных значениях суточной температуры и суточного количества осадков и их вероятностных характеристиках. Особенности временной динамики климатических показателей определяются долговременными составляющими временных рядов – трендами, позволяющими оценить тенденцию изменения метеорологической величины, оценкой статистической значимости выявленных тенденций, а также степенью корреляционных связей метеорологических явлений. Последовательность процедур, включающая вычисление климатических показателей и изучение их пространственной и временной динамики, позволяет получить наиболее полное представление об особенностях происходящих колебаний климатической системы изучаемого региона. Благодаря модульной организации, функциональные возможности разработанной веб-системы могут легко расширяться путем добавления новых модулей, созданных как разработчиками, так и пользователями системы.

По окончании расчётов модуль вывода и визуализации записывает, согласно заданиям, результаты в файлы форматов GeoTIFF, ESRI Shapefile, NetCDF или XML. Графические файлы передаются в GeoServer для представления пользователю в виде слоев на карте. Зарегистрированный пользователь может свободно получить результаты графического отображения как данных, так и результатов их обработки. Графический интерфейс веб-приложения при этом предоставляет возможность оперировать картографическими слоями и веб-сервисами.

Азбукин А. А., Богусевич А. Я., Ильичевский В. И., Корольков В. А., Тихомиров А. А., Шелевой В. Д. Автоматизированный ультразвуковой метеорологический комплекс АМК-03 // Метеорология и гидрология. 2006. № 11. С. 89–97.

Азбукин А. А., Богусевич 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. 42–52.

Атмосфера. Справочник. – Л.: Гидрометеиздат, 1991.

Браун Р. А. Аналитические методы моделирования планетарного пограничного слоя / Пер. с англ. – Л.: Гидрометеиздат, 1978.

Бызова Н. Л., Иванов В. Н., Гаргер Е. К. Турбулентность в пограничном слое атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1989.

Гордов Е. П., Лыкосов В. Н., Крупчатников В. Н., Окладников И. Г., Титов А. Г., Шульгина Т. М. Вычислительно-информационные технологии мониторинга и моделирования климатических изменений и их последствий. – Новосибирск: Наука, 2013.

Монин А. С., Яглом А. М. Статистическая гидромеханика. Ч. 1 и 2. – М.: Наука, 1965, 1967.

Обухов А. М. Турбулентность и динамика атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1988.

Татарский В. И. Распространение волн в турбулентной атмосфере. – М.: Наука, 1967.

Яковлева В. С. Методы определения объемной активности изотопов радона и продуктов распада в воздухе: Учебное пособие. – Томск: ТПУ, 2010.

Яковлева В. С., Вуколов А. В., Нагорский П. М., Гвай И. А., Нейман Д. А. Исследование сдвига радиоактивного равновесия между изотопами радона и продуктами их распада // АНРИ. 2011. № 3 (66). С. 43–51.

Яковлева В. С., Санников Ф. А., Лужанчук Я. В. Моделирование переноса изотопов радона и дочерних продуктов распада в приземной атмосфере // Известия ВУЗов. Физика. 2010. Т. 53. № 11/2. С. 79–85.

Baciu A. C. Radon and thoron progeny concentration variability in relation to meteorological conditions at Bucharest (Romania) // Journal of Environmental Radioactivity. 2005. № 83. P. 171–189.

Dianskii N. A., Galin V. Ya., Gusev A. V., Smyshlyaev S. P., Volodin E. M., Iakovlev N. G. The model of the Earth system developed at the INM RAS // Russ. J. Numer. Anal. Math. Modelling. 2010. V. 25. № 5. P. 419–429.

Esau I., Byrkjedal Q. Application of large eddy simulation database to optimization of first order closures for neutral and stably stratified boundary layers // Boundary Layer Meteorology. 2007. V. 125. P. 51–69.

Fraedrich K., Jansen H., Kirk E., Luksch U., Lunkeit F. The planet simulator: towards a user friendly model // Meteorologische Zeitschrift. 2005. V. 14. № 3. P. 299–304.

Horvath H. Aerosol – an introduction // Journal of Environmental Radioactivity. 2000. № 51. P. 5–25.

Porstendörfer J. Behaviour of radon daughter products in indoor air // Radiation Protection Dosimetry. 1984. № 7 (1–4). P. 107–113.

Porstendörfer J. Mercer T. T. Adsorption probability of atoms and ions on particle surfaces in submicrometer size range // J. Aerosol Sci. 1978. V. 9. P. 469–474.

Porstendörfer J., Reineking A. Indoor behaviour and characteristics of radon progeny // Radiation Protection Dosimetry. 1992. № 45 (1–4). P. 303–311.

Porstendörfer J., Reineking A. Radon: characteristics in air and dose conversion factors // Health physics. 1999. V. 76. № 3. P. 300–305.

Porstendörfer J., Robig G., Ahmed A. Experimental determination of the attachment coefficients of atoms and ions on monodisperse aerosols // J. Aerosol Sci. 1979. V. 10. P. 21–28.

Skamarock W. C., Klemp J. B., Dudhia J., Gill D. O., Barker D. M., Duda M. G., Huang X.-Y., Wang W., Powers J. G. Description of the advanced research WRF version 3. // Technical note NCAR/TN-475+STR, NCAR. 2008.

Zilitinkevich S. S., Esau I. Resistance and heat transfer laws for stable and neutral planetary boundary layers: old theory, advanced and re-evaluated // Q. J. Royal Meteorol. Soc. 2005. V. 131. P. 1863–1892.

В целом, организация и проведение в ГО метеорологических, аэрологических, спектрофотометрических, атмосферно-электрических, аэрозольных спектрометрических, газоаналитических, радиометрических наблюдений и хроматографического анализа газожидкостных проб регламентируются руководящими документами в области гидрометеорологии и мониторинга окружающей среды, а также технической документацией, прилагаемой к измерительному приборному оборудованию, содержащей технические описания и инструкции по эксплуатации, и методическими рекомендациями (методиками), изложенными в научных статьях.

Метеорологические наблюдения и аэрологическое зондирование ПСА

Всемирная метеорологическая организация: Руководство по метеорологическим приборам и методам наблюдений. Вып. 8. – Женева: ВМО, 2008.

Качурин Л. Г. Методы метеорологических измерений. – Л.: Гидрометеиздат, 1985.

Методические рекомендации по использованию данных профилемеров МТП-5. – М.: Росгидромет, 2010.

Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 3. Ч. 1. Метеорологические наблюдения на станциях. – Л.: Гидрометеиздат, 1985, 1997.

РД 52.04.562-96. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Выпуск 5. Часть 1. Актинометрические наблюдения на станциях.

РД 52.04.567-2003. Положение о государственной наблюдательной сети.

РД 52.04.576-97. Положение о методическом руководстве наблюдениями за состоянием и загрязнением окружающей природной среды. Общие требования.

РД 52.04.614-2000. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 3. Ч. 2. Обработка материалов метеорологических наблюдений.

[Http://metek.de/product/pcs-2000-64/#](http://metek.de/product/pcs-2000-64/#) (профилемер ветровой метеорологический МЕТЕК PCS.2000-64MF).

Спектрофотометрические наблюдения

Гущин Г. П. Методика, метрология и некоторые результаты измерения ультрафиолетовой радиации в спектральных диапазонах УФ-А и УФ-Б // Метеорология и гидрология. 1999. № 12. С. 102–110.

Озонометр М-124. Техническое описание и инструкция по эксплуатации. – Обнинск: ЦКБ ГМП, 1983.

Методические указания по производству и обработке наблюдений за общим содержанием атмосферного озона / Сост. Г. П. Гущин, 3-е изд., перераб. – Л.: Гидрометеиздат, 1981.

Методические указания по производству и обработке наблюдений за естественной ультрафиолетовой радиацией / Сост. Г. П. Гущин. – Л.: Гидрометеиздат, 1978.

Сакерин С. М., Кабанов Д. М., Ростов А. П., Турчинович С. А. Солнечный фотометр

SP-9 для аэрозольного мониторинга // Приборы и техника эксперимента. 2010. № 5. С. 165–166.

Dahlback A. Measurements of biologically effective UV doses, total ozone abundance and cloud effects with multi-channel moderate bandwidth filter instruments // Appl. Opt. 1996. V. 35. P. 6514–6521.

[Http://tsi-russia.ru/product/parent/2/products_id/1](http://tsi-russia.ru/product/parent/2/products_id/1) (нефелометр интегрирующий TSI мод. 3563).

Атмосферно-электрические наблюдения

РД 52.04.168-2016. Методические указания. Наблюдения за атмосферным электричеством.

[Https://ionization.ru/ru/katalog-npf-yantar/15-schetchik-aeroionov-sapfir-3m.html](https://ionization.ru/ru/katalog-npf-yantar/15-schetchik-aeroionov-sapfir-3m.html) (счётчик аэроионов «Сапфир-3М»).

[Https://www.campbellsci.com/cs110](https://www.campbellsci.com/cs110) (измеритель напряженности электрического поля атмосферы CS-110).

Аэрозольные спектрометрические наблюдения

[Http://www.tsi.com/Scanning-Mobility-Particle-Sizer-Spectrometer-3936](http://www.tsi.com/Scanning-Mobility-Particle-Sizer-Spectrometer-3936) (спектрометр аэрозольный сканирующий TSI мод. 3936NL86-N).

[Http://www.tsi.com/uploadedFiles/Product_Information/Literature/Spec_Sheets/3321.pdf](http://www.tsi.com/uploadedFiles/Product_Information/Literature/Spec_Sheets/3321.pdf) (спектрометр аэрозольный аэродинамический TSI мод. 3321).

Газоаналитические наблюдения

[Http://envsupport.licor.com/docs/LI-8100A_manual.pdf](http://envsupport.licor.com/docs/LI-8100A_manual.pdf) (ИК-газоанализатор LI-8100A).

Хроматографический анализ

Веретенникова Е. Э., Дюкарев Е. А. Суточные вариации эмиссии метана с поверхности болотных экосистем Западной Сибири в летний период // Метеорология и гидрология. 2017. № 5. С. 69–79.

[Https://www.agilent.com/cs/library/usermanuals/public/G3430-91011.pdf](https://www.agilent.com/cs/library/usermanuals/public/G3430-91011.pdf) (хроматограф газовый Agilent-7890A).

[Http://do-cu-cu.com/pdf/gas-chromatograph-gc-14b-user-s-manual-221757.pdf](http://do-cu-cu.com/pdf/gas-chromatograph-gc-14b-user-s-manual-221757.pdf) (хроматограф газовый Shimadzu GC-14B).