

НЕКОТОРЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ФАЗОВОЙ ПОВЕРХНОСТИ АКУСТИЧЕСКИХ ВОЛН ДЛЯ ЗАДАЧ РАДИОМЕТЕОРОЛОГИИ

Введение

Влажность атмосферного воздуха наряду с такими метеорологическими параметрами, как температура и давление воздуха, является основной характеристикой при исследовании хода показателя преломления радиоволн в тропосфере. В задачах радиометеорологии для УКВ-диапазона используется формула Дебая, хорошо совпадающая с эмпирической зависимостью. В то же время модель экспоненциально убывающей высотной зависимости стандартной радиоатмосферы характеризует только изменения показателя преломления в целом. Тонкая структура показателя преломления радиоволн в тропосфере создается ее неоднородностью: инверсионными слоями, аэрозолями, термиками, турбулентными движениями атмосферы, а также слоями повышенной влажности воздуха.

Опыт разработки и создания аппаратных комплексов дистанционного измерения влажности воздуха показывает, что при этом требуется решить проблему искажающего влияния атмосферной турбулентности [1,2]. В то время как амплитудные методы измерения многочастотными системами акустического (АЗ) [3], и радиоакустического (РАЗ) [2] зондирования требуют привлечения информации о структурных характеристиках температуры воздуха и скорости ветра, фазовые методы [1,4] согласно теоретическим расчетам позволяют избавиться от влияния турбулентности (в пределах аппаратной погрешности). Однако, фазовому методу свойственны трудности экспериментальной методики (поскольку должны измеряться очень малые разности фаз, создаваемые дисперсией скорости звука). Поэтому весьма важным является учет влияния вертикальной изменчивости параметров атмосферы.

1. Предварительный анализ задачи

Некоторые результаты расчета влияния градиентов основных метеорологических величин для измерений влажности воздуха двухчастотной системой АЗ были приведены в [4]. Важность задачи подтверждалась эмпирическими и расчетными оценками: при сухоадиабатическом градиенте температуры воздуха вариация скорости звука $\delta_c \approx 0,6 \text{ мс}^{-1}$, уже на высоте 100 м превышая дисперсионную разность скоростей звука $\Delta c \approx 0,12 \text{ мс}^{-1}$ (при температуре воздуха $+20^\circ \text{ С}$). Еще больше превышение может наблюдаться в неустойчиво стратифицированной атмосфере или при сильных температурных инверсиях. В данной статье дан последовательный вывод соотношений для фазовой поверхности акустических волн с учетом молекулярной релаксации и вертикальной изменчивости атмосферного пограничного слоя, пригодных для измерения влажности воздуха двухчастотными системами акустического (АЗ) и радиоакустического (РАЗ) зондирования с применением целочисленного преобразователя частоты [1,4].

2. Обоснование применимости геометро-акустических фазовых поверхностей в условиях молекулярной релаксации

При выводе дисперсионной формулы для разности акустических фаз сигналов, принимаемых системами АЗ и связанных с ними разностей фаз между доплеровскими сдвигами принимаемых радиочастот системы РАЗ, ранее [1,4] использовалось простейшее выражение для фазы плоской волны в изотермической атмосфере:

$$\varphi = 2\pi f \frac{z}{C}, \quad (1)$$

где f – акустическая частота; z – высота зондирования; C – фазовая скорость звука.

В условиях вертикальной изменчивости атмосферных параметров для строгого определения фазы волны требуется решение уравнений акустики движущейся неоднородной среды. Предложенный в классических работах подход [6] основан на предположении “беззвучности” воздушной среды (отсутствия нелинейного возбуждения пульсаций, звучания нестационарного потока), в результате чего действие среды сводится к сносу акустической волны ветром со средней скоростью потока и взаимо-

действию с турбулентными неоднородностями. При стандартных условиях применимости высоко-
частотного разложения по степеням $1/k = c_n / 2\pi f$, c_n – нормальная скорость звука,

системы уравнений акустики в первом приближении по $1/k$, названном в [6] геометрической
акустикой, рабочее уравнение для расчетов имеет вид уравнения эйконала Θ :

$$|\bar{\nabla}\Theta|^2 = \frac{q^2}{c^2}, \quad (2)$$

где $q = c_n - \left(\bar{v}, \bar{\nabla}\Theta\right)$; \bar{v} – скорость ветра; c – скорость звука в неподвижной среде. Значение эйко-
нала Θ связано с фазой Φ колебаний быстро осциллирующих атмосферных параметров при мед-
ленной изменчивости их амплитуд на протяжении длины волны:

$$\Phi = \omega t - k\Theta, \quad \varphi = k\Theta, \quad (3)$$

где $\omega = 2\pi f$; $k = \omega / c_n$.

Уравнение эйконала в акустике (2), полученное для адиабатических процессов [6], дает возмож-
ность оценить степень температурной или ветровой рефракции [3,6], а также изучить структуру фа-
зовой поверхности в зависимости от частоты.

Двухчастотные фазовые методы измерения атмосферной влажности системами АЗ и РАЗ, разра-
ботанные в Лаборатории зондирования атмосферы ХТУРЭ, опираются на явление дисперсии скоро-
сти звука во влажном воздухе, возникающее в результате молекулярной релаксации при распростра-
нении акустической волны [1,4]. В обзоре [7] доказано, что релаксационный процесс в акустической
волне является адиабатическим. Поэтому для изучения направляющих косинусов нормали к фазе
волны, характеризующих рефракцию, а также для изучения двухчастотных разностей акустических
фаз, требующихся данным методом, применимо эйкональное уравнение (2). Как известно, решение
нелинейного уравнения (2) относительно $\bar{\nabla}\Theta$ для случая, когда одна из осей направлена вдоль нор-
мали \bar{n} к поверхности постоянной фазы, превращает задачу в линейную [6]:

$$\frac{\partial\Theta}{\partial n} = \frac{c_n}{c + \bar{v}\bar{n}}, \quad \bar{C} = \left(c + \frac{\bar{r}\bar{r}}{\bar{v}\bar{n}}\right)\bar{n}. \quad (4)$$

При вертикальном излучении акустических волн в условиях вертикальной изменчивости метео-
параметров при горизонтальной однородности атмосферы можно исходить из постоянства градиен-
тов вдоль осей OX и OY ($\frac{\partial\Theta}{\partial x} = \cos\varphi_0$, $\frac{\partial\Theta}{\partial y} = \cos\psi_0$). В результате при $\varphi_0 = \psi_0 = \pi/2$ для на-
правляющих косинусов

$$\alpha = \frac{\partial\Theta}{\partial x} / |\bar{\nabla}\Theta|, \quad \beta = \frac{\partial\Theta}{\partial y} / |\bar{\nabla}\Theta|, \quad \gamma = \frac{\partial\Theta}{\partial z} / |\bar{\nabla}\Theta| \quad (5)$$

получим $\alpha = \beta = 0$, $\gamma = 1$, $|\bar{\nabla}\Theta| = \frac{\partial\Theta}{\partial z}$. Таким образом, в этом случае не происходит движения нор-
мали в плоскости ветра и вертикали, а также не влияет поворот ветра, причем этот вывод справедлив
для обеих частот.

3. Двухчастотные разности фаз с поправками на вертикальную изменчивость атмосферы

Переходя от эйконала к фазам (3), составим двухчастотную разность акустических фаз на высо-
те z на основании решения уравнения (4) в виде:

$$\Delta\varphi = 2\pi \left[f_1 \int_0^z \frac{dz'}{c_1 + w_1} - f_2 \int_0^z \frac{dz'}{c_2 + w_2} \right], \quad (6)$$

где $w = \bar{v}\bar{n}$ – вертикальная проекция скорости ветра. Соотношение (6) может считаться базовым для
получения регистрируемых разностей фаз при акустическом зондировании, когда отражателем явля-

ется турбулентность атмосферы, и, вообще говоря, при радиоакустическом зондировании, когда отражателем радиоволн является акустическая волна. Приведем последовательный вывод рабочих формул для аппаратуры двухчастотного акустического зондирования, комплексированной с одночастотной системой РАЗ для уточнения высотного хода температурных профилей [8]. При одновременном излучении акустических волн двух частот можно считать $w_1 = w_2 = w$. Учитывая применение целочисленного преобразователя частоты на выходе акустического приемника и возможность появления сравнимых по порядку градиентов скоростей ветра и звука при малости реально наблюдающихся в АПС скоростей вертикального ветра ($w/c_i \ll 1$), приведем соотношение для разности акустических фаз к виду:

$$\Delta\varphi = 4\pi f \int_0^z \frac{\Delta C}{C_1 C_2} dz', \quad (7)$$

где $\Delta C = C_2 - C_1$ – разность фазовых скоростей звука в движущемся воздухе; $f = f_2 = m f_1$; m – кратность частот.

Заменим все интегралы вида $J = \int_0^z C^{-1}(z') dz'$ суммой интегралов:

$$J = \sum_{i=1}^N \int_{z_i}^{z_{i+1}} C^{-1}(z') dz'. \quad (8)$$

Применим линейное разложение фазовой скорости внутри слоя при малых значениях толщин слоев Δz_i :

$$C(z') \approx C(z_i) + \left(\frac{\partial C}{\partial z} \right)_i (z' - z_i). \quad (9)$$

Подставив (8) и (9) в (7) и учитывая, что в этом случае интегралы (8) аппроксимируются выражениями:

$$J^{(1,2)} = \sum_{i=1}^N \frac{\Delta z_i}{C_i} \left(1 - \alpha_i^{(1,2)} \right),$$

где $\alpha_i^{(1,2)} = \frac{1}{C_i} \left(\frac{\partial C}{\partial z} \right)_i \frac{\Delta z_i}{2}$, можно привести разность фаз (7) к виду:

$$\Delta\varphi = 4\pi f \sum_{i=1}^N \frac{\Delta z_i \Delta C_i}{C_i^2} (1 - \beta_i), \quad (10)$$

где C_i – среднее геометрическое скоростей звука двух частот в слое.

Чтобы выразить коэффициенты β_i через $\alpha_i^{(1,2)}$, воспользуемся в (7) заменой:

$$\int_0^z \frac{\Delta C}{C_1 C_2} dz' = J^{(1)} - J^{(2)},$$

а в коэффициенты $\alpha_i^{(1,2)}$ подставим $\frac{\partial C}{\partial z} = \gamma_c + \gamma_w$. В результате вычислений получим:

$$\beta_i = \frac{\Delta z_i}{2} \left[\frac{2\gamma_c}{c} + \frac{2\gamma_w}{c} - \frac{\gamma \Delta c}{\Delta c} \right]_i. \quad (11)$$

Данная формула соответствует аппроксимации интегралов в (8) методом трапеций. При обработке результатов измерений удобно перейти от формулы (10) к рекуррентным соотношениям:

$$\Delta\varphi_{i+1} = \Delta\varphi_i + 4\pi f \frac{\Delta z_i}{C_i^2} (1 - \beta_i) \Delta C_i. \quad (12)$$

Тогда разность набегов акустических фаз между слоями равна:

$$\Delta\varphi_{i+1} - \Delta\varphi_i = 4\pi f \frac{\Delta z_i}{C_i^2} (1 - \beta_i) \Delta C_i. \quad (13)$$

4. О возможности уточнения результатов восстановления влажности воздуха градиентными измерениями метеопараметров

Исходя из полученных рабочих формул (12) и (13) нетрудно доказать, что для учета вертикальной изменчивости метеопараметров полученные ранее на основе упрощенной фазы акустической волны (1) формулы восстановления относительной влажности воздуха по данным зондирования следует видоизменить, произведя замену:

$$H = \frac{p}{e_0} F\left(\frac{\Delta\varphi}{z}, c\right) \rightarrow H_i = \frac{p}{e_0} F\left[\frac{\Delta\varphi_{i+1} - \Delta\varphi_i}{(1 - \beta_i)\Delta z_i}, c_i\right], \quad (14)$$

где p – атмосферное давление; e_0 – упругость насыщенного водяного пара; F – функциональная зависимость от измеряемых величин. Поскольку точность измерения скорости звука современной радиоакустической аппаратурой $\sigma_c \approx (0,06-0,17) \text{ мс}^{-1}$, что соответствует точности измерения температуры $\sigma_T \approx (0,1 - 0,3)^\circ \text{ К}$, не позволяет оценить дисперсионную разность скоростей звука $\Delta c \approx 0,12 \text{ мс}^{-1}$ в прямых измерениях, для численной оценки коэффициентов β_i необходимо в соотношении (11) перейти к градиентам метеорологических величин.

Исходя из явного выражения для Δc [5,7]

$$\Delta c = \varepsilon \frac{c_0^2}{2c} \left(\frac{f_2^2}{f_r^2 + f_2^2} - \frac{f_1^2}{f_r^2 + f_1^2} \right),$$

где f_r – релаксационная частота; $\varepsilon = (c_\infty^2 - c_0^2) / c_0^2$ – зависящая от температуры релаксационная сила; c_∞ и c_0 – скорости звука на частотах $f \gg f_r$ и $f \ll f_r$. Приведем градиент дисперсионной разности скоростей звука к виду:

$$\frac{\gamma_{\Delta c}}{\Delta c} \approx \frac{\gamma_\varepsilon}{\varepsilon} - \frac{2\gamma f_r}{f_r} B(f_r) + \frac{\gamma_c}{c}, \quad (15)$$

где коэффициент $B(f_r) \rightarrow 1$ при $f_r \gg f_1$, $f_r \gg f_2$ и произведена замена $\frac{2\gamma c_0}{c_0} - \frac{\gamma_c}{c} \approx \frac{\gamma_c}{c}$. На основе результатов теории молекулярной релаксации во влажном воздухе [7] и формулы Лапласа для скорости звука вычислим:

$$\frac{\gamma f_r}{f_r} \approx 1,3 \frac{\gamma h}{h}, \quad \frac{\gamma_\varepsilon}{\varepsilon} \approx \frac{\gamma T}{T} \left(\frac{\theta}{T} - 2 \right), \quad \frac{\gamma_c}{c} \approx \frac{\gamma T}{2T}, \quad (16)$$

где $\theta \approx 2230^\circ \text{ К}$ – характеристическая температура кислорода; T – абсолютная температура воздуха, и выразим коэффициенты β_i через градиенты метеорологических величин T, w, h :

$$\beta_i = \frac{\Delta z_i}{2} \left[\frac{\gamma_T}{2T} + \frac{2\gamma_w}{c} + 2,6B(f_r) \frac{\gamma_h}{h} - \frac{\gamma_T}{T} \left(\frac{\theta}{T} - 2 \right) \right], \quad (17)$$

где $h = (e/p) * 100\%$ – молярная концентрация водяного пара; e – его парциальное давление. Данная рабочая формула получена без каких-либо ограничений температурного и влажностного диапазона. В приземном слое удобной метеорологической характеристикой является относительная влажность $H = (p/e_0)h$. Поскольку упругость насыщенного водяного пара e_0 зависит от температуры воздуха [9], градиент γ_h , вносящий основной вклад в коэффициенты β_i на основе численных оценок, приведенных в п.6, можно выразить через градиенты γ_T и γ_H . При практическом восстановлении влажности воздуха на основе измерений скорости звука на двух соседних уровнях высоты (доплеровской системой РАЗ) может вычисляться γ_T , а по доплеровским измерениям АЗ – γ_w , в то время как градиент относительной влажности может вводиться в коэффициент β_i формулы (14) только как поправка, исходя из вычисленного начального значения влажности на верхнем уровне высоты.

5. Численные оценки в различных метеоусловиях

Для численной оценки влияния вертикальной изменчивости атмосферы на основе рабочей формулы (17) необходимы эмпирические данные о градиентах метеовеличин. По результатам многих сезонных наблюдений усредненная относительная влажность H часто медленно убывает с высотой в слое от 100 м до 1000 м [9]. В подобных ситуациях градиент молярной концентрации водяного пара возникает в результате вертикальной изменчивости температуры воздуха, поскольку $h = H(e_0/p)$, где e_0 – упругость насыщенного пара, зависящая от температуры воздуха. На основе эмпирических формул из [9]:

$$e_0 = 6,11 * 10^A, \quad A = \frac{7,63t}{241,9 + t}, \quad t = T - 273,15,$$

при температуре воздуха $t = +20^0 C$, например,

$$\frac{\gamma_h}{h} \approx 18,2 \frac{\gamma_T}{T}; \quad \frac{\gamma_{f_r}}{f_r} \approx 23,7 \frac{\gamma_T}{T}; \quad \frac{\gamma_\varepsilon}{\varepsilon} \approx 5,6 \frac{\gamma_T}{T}.$$

Сравнивая градиенты физических величин в (11) и учитывая, что градиенты усредненных скоростей вертикального ветра γ_w и звука γ_c сравнимы по порядку, можно убедиться, что основное влияние на коэффициенты β_i должна оказывать сильная зависимость релаксационной частоты от температуры воздуха, указанная еще в первоначальных исследованиях по молекулярной релаксации [7]. В результате, при температурах воздуха от $t = +20^0 C$ до $t = 0^0 C$ на основе (11) и (15) (либо (17)) получены численные оценки (при $\gamma_w \Rightarrow 0$)

$$\frac{\gamma_{\Delta c}}{\Delta c} \approx -(82,4K \ 90,6) \frac{\gamma_c}{c}, \quad \beta_i \approx (21...23) \frac{\gamma_T}{T} \Delta z_i, \quad (18)$$

где толщина зондируемого слоя $\Delta z_i \approx 17$ м [8]. В реальной атмосфере, например, при наблюдавшихся отклонениях от сухоадиабатических условий в инверсионных слоях и при содарных наблюдениях туманов можно установить пределы $\gamma_T \leq 3^0/100$ м,[9] в которых $|\beta_i| \leq 0,04$ в слое $\Delta z = 17$ м. Другие метеорологические условия нередко наблюдаются на низких высотах (до 50 м) при сильном испарении с поверхности земли, создающем сильное влияние градиента влажности. Например, на основании наблюдений суточного хода парциального давления водяного пара e в [9] приведены значения $\gamma_e \leq (0,065K \ 0,1)$ мб м⁻¹ на высотах до 20 м. Для этого случая на основе рабочей формулы (17) и $\gamma_h/h = \gamma_e/e$ получены численные оценки поправочных коэффициентов $|\beta_i| \approx 0,06-0,2$ в слое.

Численные оценки поправочных коэффициентов β_i можно применить для характеристики методической погрешности, возникающей в том случае, если они не учитываются. Так, на основе рекуррентной формулы (13) с ростом высоты зондирования должно происходить накопление методической линейной погрешности $\sigma_{\Delta\varphi} = \Delta\varphi - (\Delta\varphi)_{is}$, где $(\Delta\varphi)_{is}$ – разность фаз в изотермической атмосфере. При рассмотренных условиях $\sigma_{\Delta\varphi} / \Delta\varphi$ может меняться от 5% до (24...120)% на границе приземного слоя $z = 100$ м, достигая в предельных случаях (120...600)% в середине атмосферного пограничного слоя $z = 500$ м, что привело бы к значительной погрешности восстановления относительной влажности [4]. Для практических измерений метеорологических параметров (температура и влажность воздуха, скорость вертикального ветра) и их градиентов достаточно иметь аппаратуру двухчастотного АЗ, комплексированную с одночастотной системой РАЗ с точностью измерения $\sigma_T \approx 0,1^{\circ}$ К; $\sigma_w \approx 0,1$ мс⁻¹ и $\sigma_H / H \approx 3\%$, достижимой на основе расчета методической и аппаратурной погрешности.

О возможности появления градиентов температуры и влажности воздуха, значительно превышающих пороговый уровень их учета, создаваемый суммарной погрешностью измерения, может свидетельствовать ряд наблюдений изменчивости метеопараметров, не относящейся к воздействию турбулентных движений атмосферы. Так, в практических измерениях, проводившихся в ПНИЛ ЗА, отмечались колебания в температурных профилях до 1,5⁰/17 м [8], связывавшиеся со структурой приморского тумана. Можно предположить, что превышение в 4,5 раза фазовых сдвигов, измеренных двухчастотной системой АЗ на высотах до 50 м, над рассчитанными в изотермической атмосфере [4] соответствует температурному градиенту в указанных выше пределах и градиенту влажности, в несколько раз превышающему значение $\gamma_e \approx 1,7$ мб в слое 17 м.

Заключение

В данной статье на основе традиционных соотношений акустики движущейся вертикально-изменчивой атмосферы и теории молекулярной релаксации во влажном воздухе получены практически применимые соотношения, позволяющие дополнить дистанционные измерения высотного хода влажности фазовым методом [4] градиентными измерениями метеопараметров. Градиентные измерения, представляющие собой совокупность измерений метеовеличины на нескольких уровнях высоты, целесообразно проводить при заметных отклонениях, создающих достаточно сильную рефракцию радиоволны. Модернизация фазовых методов измерения влажности воздуха позволяет повысить точность измерений, что представляется важным при радиометеорологических исследованиях в движущейся неоднородной атмосфере.

Список литературы: 1. Babkin S.I., Delov I.A., Grusha G.V., Proshkin E.G., Slipchenko N.I. The possibility of radioacoustic sounding application for the remote measuring of the air humidity// Proc. 10th Intern.Sympos. on Acoustic Remote Sensing and Associated Techniques of the Atmosphere and Oceans. Auckland, 2000. New Zealand. P.296-298. 2. Babkin S.I., Grusha G.V., Proshkin E.G. The measurement of the air humidity by two-frequency radioacoustic sounding// 4th Intern.Sympos. on Tropospheric Profiling. Extended Abstracts. V.1.1998. Snowmass. Colorado. USA. P.25-27. 3. Красненко Н.П. Акустическое зондирование атмосферы. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1986. 166 с. 4. Babkin S.I., Delov I.A., Grusha G.V., Proshkin E.G. The influence of atmospheric parameters variability on the accuracy of air humidity measurement by the phase method// Proc. 10th Intern.Sympos. on Acoustic Remote Sensing and Associated Techniques of the Atmosphere and Oceans. Auckland, 2000. New Zealand. P.119-122. 5. Бабкин С.И., Груша Г.В. Оценка погрешности определения влажности в турбулентной атмосфере по разности фаз при радиоакустическом зондировании// Оптика атмосферы и океана. 1995. №4. С.60-66. 6. Блохинцев Д.И. Акустика неоднородной движущейся среды. 2 изд. М.: Наука, 1981. 206 с. 7. Кнезер Г. Релаксационные процессы в газах. В кн. Физическая акустика/ Под ред. У.Мэзона. М.: Мир, 1968. Т.2, ч.А. С.155-221. 8. Бабкин С.И., Делов И.А., Прошкин Е.Г. Комплекс аппаратуры для совмещенного зондирования пограничного слоя атмосферы электромагнитными и акустическими волнами// Радиотехника. 1998. Вып. 106-107. С. 23-28. 9. Хргиан А.Х. Физика атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 642 с.

Харьковский государственный технический университет радиоэлектроники

Поступила в редколлегию 26.03.2001