

А.Г. Горелик, С.Ф. Коломиец, Г.Г. Щукин

ИНФОРМАЦИОННЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ ВЕТРОВЫХ ПРОФАЙЛЕРОВ ПРИ ЗОНДИРОВАНИИ АТМОСФЕРЫ

A.G. Gorelic, S.F. Colomiets, G.G. Shchukin

WIND PROFILER INFORMATION CAPABILITY FOR MEANS OF ATMOSPHERE SOUNDING

Приводятся теоретические основы метода доплеровского радиозондирования ветра, классификация источников радиоэхо при различных состояниях атмосферы. Рассмотрена зависимость радиолокационной отражаемости от длины волны радиолокатора для различных метеообъектов и турбулентности атмосферы. Приведены характеристики действующих профайлеров, используемых в настоящее время в европейских странах, и дан анализ результатов измерений, полученных с их помощью.

Ключевые слова: радиолокатор, дистанционное зондирование, аэрология, доплеровское ветровое зондирование, профайлер.

Theoretical basics of Doppler wind sounding method, radioecho sources classification at different atmosphere states are presented. Radar reflectivity wavelength dependance for different meteorological objects and atmosphere turbulence is studied. Actual operating in Europe profiler data is presented and resulting analysis of measurements is given.

Key words: radar, remote sensing, aerology, doppler wind sounding, profiler.

Для многих отраслей народного хозяйства необходимы подробные и надёжные данные о ветре в атмосфере. Трудности разработки методов ветрового зондирования связаны с тем, что ветер является величиной быстроизменяющейся во времени и пространстве. Его скорость и направление могут варьироваться в широких пределах, изменяться с высотой, причем резкие изменения могут возникать в «тонких» слоях, составляющих всего несколько десятков метров.

С конца 50-х и первой половины 60-х годов берет начало разработка доплеровских радиолокационных систем, предназначенных для определения скорости и направления ветра в нижних слоях атмосферы. Для таких систем носителем информации о ветре в осадках являются капли дождя, снежинки, а в безоблачной атмосфере диэлектрические неоднородности воздуха, а также семена растений, мелкие насекомые, «крупные» аэрозольные частицы, которые присутствуют в атмосфере и хорошо увлекаются воздушным потоком [1, 2, 3, 4, 5].

Достоинства радиолокационных доплеровских систем определения ветра по сравнению с традиционными несомненны: не требуется выпуск шар-зондов, ветер V получается усредненный по пространству, существует возможность определения на различных высотах одновременно с ветром величины его пульсации (а следовательно, и порывистости), оперативность, возможность длительных непрерывных измерений ветра.

Первые радиолокационные ветровые системы были построены на базе мо-

дернизированных импульсно-когерентных станций [6, 7, 8].

С развитием электроники и вычислительной техники удастся существенно расширить арсенал радиолокационных станций, которые можно использовать для решения задач ветрового зондирования. То, что 20 лет назад казалось практически невыполнимым, сегодня становится реальным. Настало время применения новых радиолокационных средств и методов, позволяющих усовершенствовать методики измерений и автоматизировать процесс измерения ветра и обработку большого объема получаемой информации в реальном масштабе времени.

Использование для ветрового зондирования длинноволновой доплеровской радиолокации, а в последние годы локаторов, работающих в миллиметровом диапазоне длин волн, требует детального исследования комплекса проблем, связанных с их работой в реальной атмосфере при различных метеословиях.

Скорость и направление ветра $V(H)$ и $\alpha_0(H)$ являются только функциями высоты и времени. Значение $V(H)$ и $\alpha_0(H)$ могут изменяться на каждой высоте и во времени. Однако поле ветра, особенно на малых высотах, может быть неоднородным.

Линии «тока», характеризующие пространственные изменения воздушного потока, претерпевают существенные изменения в пространстве. Величины $\overline{V(x, y, H)}$ и $\overline{\alpha_0(x, y, H)}$ на заданной высоте характеризуют скорость и направление ветра на высоте H .

Основное соотношение, связывающее величину доплеровского сдвига частоты, направление зондирования и длину волны на которой работает радиолокатор с параметрами, характеризующими воздушный поток в некотором малом объеме пространства, находящегося на высоте H , принимает следующий вид:

$$\overline{F_d} = \frac{2}{\lambda} \left[V_\Gamma(x, y, H, t) \cos(\alpha_s - \alpha_0[x, y, H, t]) \right], \quad (1)$$

$$\left[\cos\beta \pm V_B(x, y, H, t) \sin\beta \right],$$

где V_Γ – горизонтальная составляющая ветра; V_B – величина вертикальной скорости движения рассеивателя; x, y – координаты рассеивающего объема на высоте H ; α_s – направление зондирования; β – угол места.

В объёме пространства, от которого получен отражённый сигнал, знак «+» в (1) соответствует нисходящему потоку V_B , «-» – восходящему. Если «датчиками» воздушного потока являются капли, имеющие собственную скорость гравитационного падения V_Γ , то вместо V_B необходимо внести $V_B = \pm V_B + V_\Gamma$, где V_B – скорость вертикального потока, а V_Γ – скорость гравитационного падения частицы.

В тех случаях, когда V_B можно пренебречь, то вместо V_B в соотношении (1) подставляется V_Γ .

Уравнение (1) справедливо для импульсного радиолокатора, имеющего игольчатую диаграмму направленности, «точечный» рассеивающий объем и длительность зондирующего импульса τ , близкую к нулю. В общем случае, если диаграмма направленности имеет конечную ширину $\Delta\theta$, пространственную протяженность зондирующего импульса $h = c\tau/2$, то под V_{Γ} и V_B следует понимать величины значений ветра, усреднённые по рассеивающему объему и скорости вертикальных потоков и гравитационного падения также усредненного по рассеивающему объему.

В уравнении (1) неизвестными величинами являются V_B , α_0 , V_{Γ} .

Проводя измерения при фиксированных значениях β (по крайней мере, в трех различных направлениях зондирования) можно обеспечить определение выше указанных величин.

Проблемы выбора оптимальных углов направления зондирования детально исследованы в [5] и положены в основу метода доплеровской томографии [9]. Этот метод, обеспечивающий «восстановление» ветрового поля по данным доплеровских измерений, выполненных при различных углах визирования α_z и β , в упрощенном виде используется практически во всех ветровых профайлерах, работающих в различных диапазонах длин волн [5, 10].

Атмосферные неоднородности, вызывающие рассеяние электромагнитных волн в широком интервале длин волн условно можно разделить на две группы (рис. 1): неоднородности поля, связанные с флуктуациями показателя преломления воздуха, и отдельные включения (гидрометеоры и аэрозоли), имеющие значения диэлектрической проницаемости, которые сильно отличаются от значения диэлектрической проницаемости окружающего их воздуха. Все перечисленные неоднородности увлекаются ветром, и поэтому отраженный сигнал от них несет информацию о ветре.



Рис. 1. Классификация атмосферных неоднородностей

подавляющее большинство метеообразований: облака, осадки и т.д. представляют собой объемную множественную цель. Поэтому, для того чтобы охарактеризовать отражающие свойства метеообъекта пользуются не величиной эффективного поперечника рассеяния (ЭПР) σ , а величиной удельного поперечника рассеяния η (радиолокационной отражаемостью единицы объема V):

$$\eta = \frac{\sigma}{V}. \quad (2)$$

В радиолокационной метеорологии используются и другие величины, которые являются эквивалентными характеристиками «множественной» цели: радиолокационная отражаемость Z [ммб/м³] для гидрометеоров, а для «чистой» турбулизированной атмосферы – величина C_n^2 [м^{-2/3}].

Параметр C_n^2 является коэффициентом связи между удельной радиолокационной отражаемостью η и длиной волны λ , на которой ведется зондирование, и интенсивностью турбулентности. Величина C_n^2 , как мера интенсивности флуктуаций показателя преломления, связана со структурной функцией $D_{\Delta n}$ показателя преломления n следующим соотношением [5, 8, 10]:

$$D_{\Delta n} = [\overline{n(r + \Delta r) - n(r)}]^2; \quad (3)$$

$$D_{\Delta n} = [C_n^2 (\Delta r)]^{\frac{2}{3}},$$

где Δr – масштаб пульсаций показателя преломления n .

В (3) усреднение ведется по всем масштабам пульсаций показателя преломления от минимального внутреннего масштаба турбулентности $\Delta r_{\min} = L_{\min}$, который соответствует переходу энергии турбулентных движений в тепло, до масштабов самых «крупных» вихрей $\Delta r_{\max} = L_{\text{ин}}$, которые определяются пространственными масштабами атмосферных течений.

Если флуктуации показателя преломления воздуха n обусловлены изотропной турбулентностью, то связь между удельной радиолокационной отражаемостью η и C_n^2 описывается соотношением [5, 10]:

$$\eta_1 = 0,38 C_n^2 \lambda^{-\frac{1}{3}}, \quad [\text{м}^{-1}] \quad (4)$$

где λ – длина волны, на которой ведется зондирование [м].

Величина C_n^2 может быть представлена соотношением:

$$C_n^2 = a^2 L_0^{\frac{2}{3}} \left(\frac{\overline{dn}}{dz} \right)^2, \quad \left[\text{м}^{-\frac{2}{3}} \right] \quad (5)$$

где a^2 – безразмерная константа; L_0 – масштаб вихря [м]; \overline{dn}/dz – вертикальный градиент показателя преломления воздуха.

Для сопоставления отражательных свойств различных метеообъектов и упрощения расчетов удобно заменить слабоотражающие метеообразования каплями воды с единичной концентрацией в 1/м³ объема, и имеющей радиолокаци-

онную отражаемость Z эквивалентную отражаемости от турбулизированной атмосферы. Для этого сопоставляем выражения для Z и C_n^2 и таким образом определяем связь между параметром C_n^2 и Z для конкретного значения длины волны λ , на которой ведется зондирование. Связь между параметром C_n^2 и радиолокационной отражаемостью Z определяется соотношением:

$$\frac{\pi^5}{\lambda^4} |K_w|^2 BZ = 0,38 C_n^2 \lambda^{-\frac{1}{3}}; \quad (6)$$

$$Z = \frac{0,38 \lambda^4}{\pi^5 B |K_w|^2} C_n^2 \lambda^{-\frac{1}{3}},$$

где $K_w = \left| \frac{n-1}{n+1} \right|^2$; B – размерный коэффициент, размерность: Z [ммб /мЗ], $B = 10-18$; λ [м]; C_n^2 [м^{-2/3}].

В [5, 11, 12] приведены расчётные зависимости, устанавливающие связь между C_n^2 и Z , которые представлены на рис. 4, 5 [12]. Использование материалов, приведенных на этих графиках, дает возможность сравнивать радиолокационную отражаемость от осадков или отдельных капель с ожидаемой радиолокационной отражаемостью турбулизированной безоблачной атмосферы для широкого диапазона длин волн. Степень турбулизированности приведена в единицах C_n^2 . Данными, приведенными на этих графиках, можно воспользоваться для оценки ожидаемой величины отраженного сигнала на рабочей длине волны радиолокатора и обоснования его технических параметров.

На рис. 2 представлены графики зависимости $Z(\lambda)$ для разных значений параметра C_n^2 . Также на рисунке представлены размеры капель (с единичной концентрацией) имеющих эквивалентное значение отражаемости Z . Например, для длины волны $\lambda = 8 \cdot 10^{-3}$ м и слабой турбулентности ($C_n^2 = 10-17 \dots 10-15$ м^{-2/3}) ожидаемые значения радиолокационной отражаемости Z для безоблачной атмосферы можно оценить в интервале $-80 \dots -50$ дБЗ. Это соответствует отражениям от аэрозоля средней и крупной фракций (30...100 мкм).

На рис. 3 представлена зависимость $\eta(\lambda)$ от длины волны для различных метеообразований, а именно для турбулентности с интенсивностями $C_n^2 = 10-16$, $= 10-15$ и $= 10-14$ [м^{-2/3}] и для отдельных одиночных капель диаметром 10 мкм, 30 мкм и 100 мкм с концентрацией одна капля в м³ и 500 капель в м³. На том же рисунке представлены уровни удельной радиолокационной отражаемости для различных облаков и слабых осадков.

Из данных, представленных на рис. 2 и 3, следует, что практически любая облачность, осадки и аэрозоли дают уровни удельной радиолокационной отра-

жаемости η значительно выше в сантиметровом и миллиметровом диапазонах длин волн, чем в метровом и дециметровом диапазонах [8, 12]. Сигналы, обусловленные турбулентными флуктуациями показателя преломления, хотя и растут с уменьшением длины волны, но в значительно меньшей степени. Отметим, что надежная регистрация сигналов от облаков неплохо обеспечивает получение профиля ветра в облачном слое, поэтому целесообразно стремиться к регистрации облаков всех типов, а также и аэрозольных частиц. Это возможно при использовании более коротких длин волн.

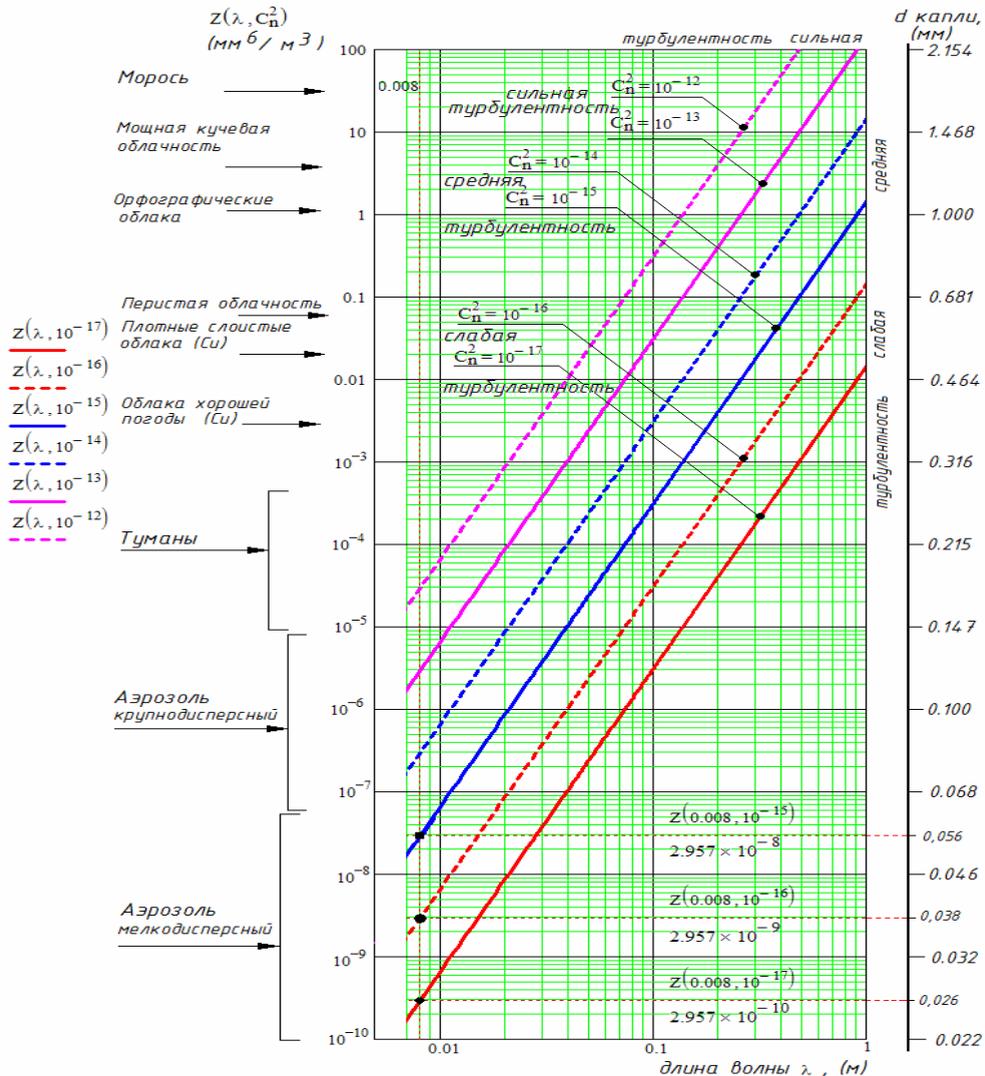


Рис. 2. Связь между радиолокационной отражаемостью Z [мм⁶/м³] и размерами капель d [мм] (при их концентрации в 1 м³) и интенсивностью атмосферной турбулентности в единицах C_n^2 [м^{-2/3}]

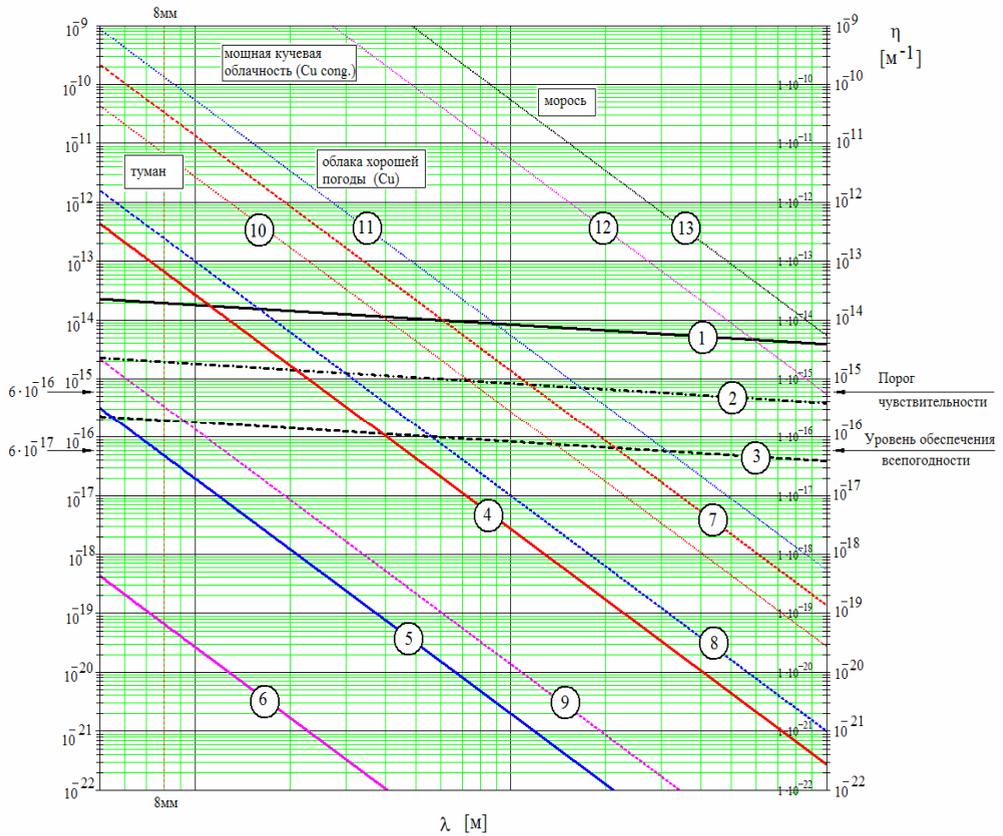


Рис. 3. Зависимости удельной радиолокационной отражаемости от длины волны для разных метеообъектов: 1, 2, 3 – турбулентность с $C_n^2 = 10^{-14}, 10^{-15}, 10^{-16}$ соответственно; 4, 5, 6 – для капли диаметром 100 мкм, 30 мкм, 10 мкм соответственно с концентрацией 1 капля в m^3 ; 7, 8, 9 – для концентрации 500 капель в m^3 диаметром 100 мкм, 30 мкм, 10 мкм соответственно; 10 – туман; 11 – облака хорошей погоды; 12 – мощная кучевая облачность; 13 – морозящий дождь

Если обозначить все технические параметры радиолокационной системы, влияющие на величину регистрируемого сигнала, как A^* , то основное уравнение метеорологической радиолокации, связывающее уровень принятого сигнала $P_{отр}(R)$ с η и дистанцией зондирования R примет вид:

$$P_{отр}(R) = A^* \frac{P_0}{R^2} \eta \exp\left(-\int_0^R \alpha(R) dR\right), \quad (7)$$

где R – расстояние между радиолокатором и рассеивающим объёмом; P_0 – мощность излучённого сигнала; α – ослабление на трассе.

Обратим внимание на то, что обычно используемое уравнение (7) справед-

ливо только в том случае, когда весь облучаемый рассеивающий объем практически полностью заполнен рассеивающими неоднородностями. Однако такая модель кажется достаточно простой и надо иметь в виду, что рассеивающий объем может быть лишь частично заполнен отражателями. В таких случаях зависимость от R будет иная, т.е. показатели R будут увеличиваться и могут достигать значения четырех. Это приведет к тому, что требуемый энергетический потенциал ветрового профайлера должен быть значительно выше и будет зависеть от удаления цели и её внутренней структуры.

В современной литературе широко представлены обширные материалы об отражающих свойствах различных метеообразований, полученные при использовании импульсных доплеровских радаров, работающих в широком диапазоне длин волн в облаках и осадках [5, 13, 14].

Интересные данные об отражающих свойствах безоблачной атмосферы были получены линейной частотой модуляции при помощи высокопотенциального 10 см непрерывного радиолокатора с ЛЧМ (рис. 4) [5, 15].

Этот радиолокатор, обладая высоким пространственным разрешением, был предназначен для исследования отражающих свойств нижних слоев атмосферы и ее связи с параметрами турбулентности. Измерения проводились круглосуточно и во все сезоны года вблизи города Боулдер (США). В РФ это соответствует широте Кавказа. Как следует из полученных данных, средняя величина C_n^2 для указанного географического положения изменяется в диапазоне от $3 \cdot 10^{-17}$ до $2 \cdot 10^{-15}$ [м^{-2/3}]. Максимальные значения C_n^2 были зарегистрированы в мае-июне, а минимальные в декабре-феврале (рис. 4, б). В течение суток отмечались значительные изменения величины C_n^2 . Эта величина изменялась более чем на порядок, достигая максимальных значений днем, а минимальных – в утренние часы (рис. 4, а). Изменения C_n^2 с высотой, полученные различными авторами [5, 10], представлены на рис. 5.

Анализ данных, приведенных в различных источниках, указывает на то, что C_n^2 зависит от высоты и для слабой турбулентности значения C_n^2 меняются от 10^{-17} до 10^{-16} [м^{-2/3}], для средней турбулентности – $C_n^2 = 10^{-15}$ [м^{-2/3}], а для интенсивной турбулентности C_n^2 варьируется от 10^{-14} до 10^{-12} [м^{-2/3}]. Таким образом в соответствии с (6) значения удельной радиолокационной отражаемости η для турбулентности меняются от $2 \cdot 10^{-17}$ до $2 \cdot 10^{-12}$ [м⁻¹].

На рис. 5 представлена средняя зависимость C_n^2 от высоты. Падение интенсивности турбулентности с высотой в десять раз происходит примерно на 5 километрах. В пограничном 1000 м слое, уменьшение C_n^2 составляет менее 2 дБ. Также отметим, что удельная радиолокационная отражаемость η турбулентности незначительно зависит от длины волны зондирования λ .

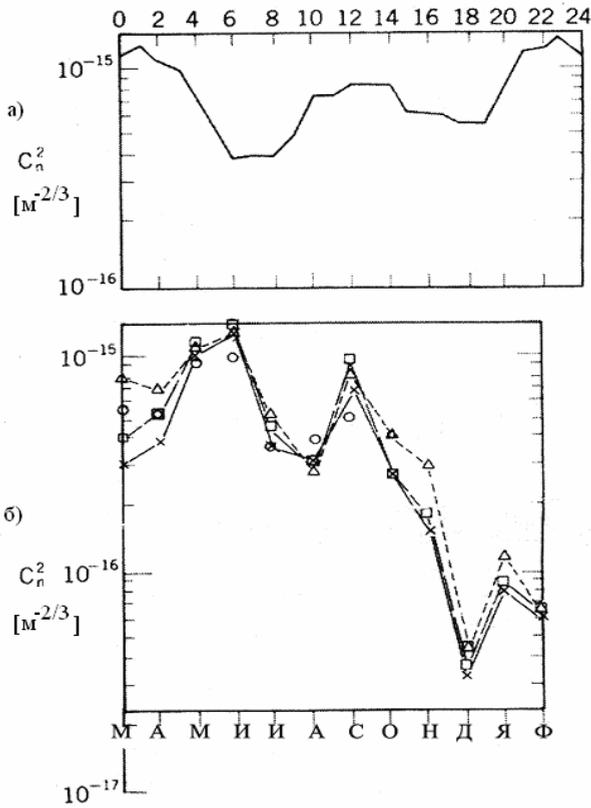


Рис. 4. Экспериментальные данные о C_n^2 : а – изменения усредненной за час величины C_n^2 в течение суток на высоте 805 м; б – сезонные вариации средних значений C_n^2 на различных высотах: □ – 160 м; × – 480 м; ○ – 950 м; △ – 1450 м

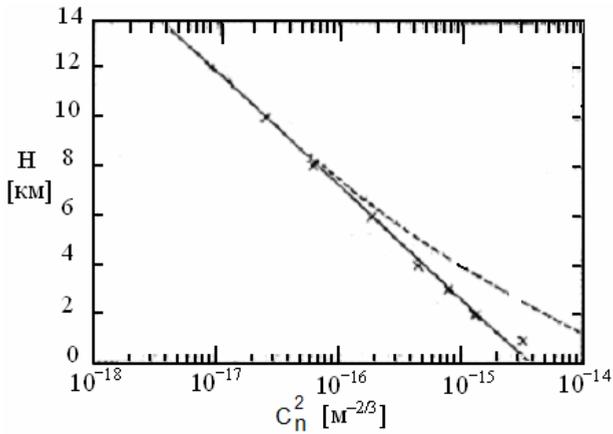


Рис. 5. Изменения с высотой средних значений C_n^2

Приведенные выше данные указывают на то, что основные проблемы при создании и эксплуатации всепогодных систем ветрового зондирования с применением доплеровских радиолокаторов связаны с тем, что величина отраженного сигнала незначительна особенно на больших высотах, в зимний сезон и при слабой турбулентности атмосферы.

Известно, что длина волны радиолокатора, предназначенного для определения рассеивающих свойств свободной атмосферы, в которой отсутствует гидрометеоры, должна превышать внутренний масштаб атмосферной турбулентности λ_c , который изменяется с высотой. У поверхности Земли λ_c может составлять несколько сантиметров, в то время как на высотах более 20 км он увеличивается до нескольких метров (рис. 6) [10, 15].

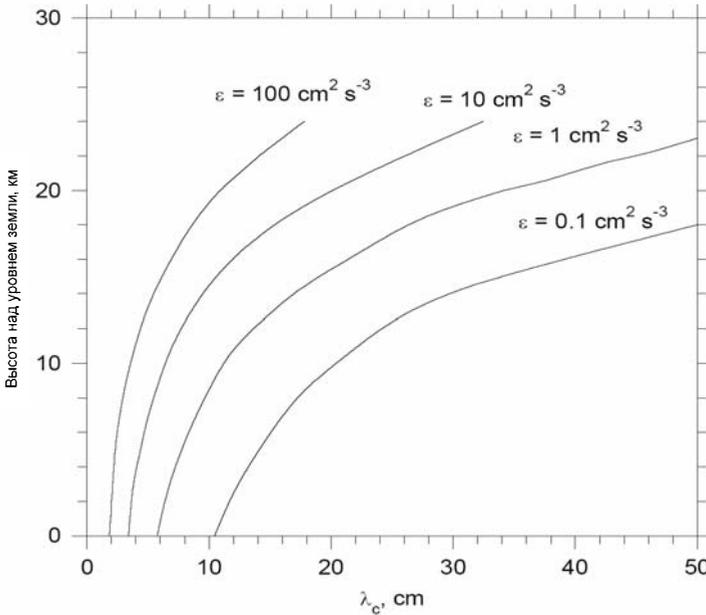


Рис. 6. График изменения брэгговской длины волны в условиях «ясного неба», позволяющий получить оценки изменения внутреннего масштаба турбулентности λ_c в диапазоне высот от поверхности земли до 30 км в интервале длин волн от 1 до 50 см при различной её интенсивности, выраженной в единицах скорости диссипации турбулентной энергии

Структура турбулентности задаётся функцией $D_{\Delta n}(\Delta Z)$ или пространственным спектром $S(K)$, где $K = \frac{2\pi}{\Lambda}$ – пространственный масштаб неоднородностей показателя преломления.

В литературе практически отсутствуют данные о возможных суточных и сезонных вариациях значений C_n^2 для высот, превышающих 2–3 км. Поэтому

некоторые оценки были сделаны нами с использованием материалов, содержащихся в открытой печати. Были получены данные о зависимости внутреннего масштаба турбулентности $\lambda_C(L_{\min})$ от её интенсивности, которые представлены в табл. 1. Эти данные получены для различных высот. Использование этих материалов позволяет приближенно оценить потенциальные возможности радаров, работающих на различных длинах волн. В частности, можно сделать вывод, что коротковолновые радары для зондирования свободной атмосферы использовать нецелесообразно, так как для получения отражённого сигнала и его интерпретации необходимо, чтобы внутренний масштаб турбулентности $\lambda_C(\ell_{\min}) > \lambda_P(\ell_{\min})$ превышал рабочую длину волны λ_P радиолокатора. Поэтому даже при очень высоком энергетическом потенциале РЛС и очень интенсивной турбулентности $\varepsilon > 100 \text{ см}^2/\text{с}^3$, высота зондирования с использованием радиолокаторов вряд ли превысит 2–3 км. Наблюдаемые иногда в миллиметровом и сантиметровом диапазоне отражения от ясного неба (ОЯН) (особенно в летний и осенний период) на несколько больших высотах, вероятно определяются иными объектами, занесёнными на эти высоты вертикальными воздушными потоками.

Таблица 1

Интервалы изменения внутреннего масштаба турбулентности в зависимости от высоты

| H , км | 0 | 2,5 | 5 | 10 | 15 | 20 | 25 |
|-------------------------------|-------|-------|--------|------|------|------|--------|
| $\lambda_C(\ell_{\min})$, см | 1–3,5 | 1,5–3 | 2,5–15 | 4–15 | 5–30 | 8–75 | 20–600 |

В табл. 2 приводятся данные о значениях минимальной рабочей длины волны, которая должна быть использована для радиолокационного зондирования свободной атмосферы на различных высотах.

Таблица 2

Минимальные длины волн, предназначенные для зондирования атмосферы в диапазоне высот 1–30 км, когда источником отражений являются диэлектрические неоднородности атмосферы

| H , км | 1 | 5 | 10 | 20 | 25 | 30 |
|-----------------------|---|----|----|----|----|------|
| λ_{\min} , см | 5 | 10 | 15 | 25 | 50 | >100 |

В ряде работ приведены некоторые данные измерений и получены значения скорости диссипации турбулентной энергии до высот 19–21 км [10]. Показано, что если среднее значение $\bar{\varepsilon} \approx 0,25 \text{ см}^2/\text{с}^3$, то реакции летательного аппарата типа высотного самолёта на воздействие турбулентности не наблюдается. Воздействие турбулентности на тяжёлый летательный аппарат не наблюдалось и в случае значений ε порядка нескольких единиц.

В [10] приводятся результаты обширных исследований связи между турбулизированностью атмосферы, выражаемой в значениях скорости диссипации турбулентной энергии ε и болтанкой летательных аппаратов. Так, при $\varepsilon < 1,5 \text{ см}^2/\text{с}^3$ болтанка отсутствовала, при значении $\varepsilon \approx 30 \text{ см}^2/\text{с}^3$ наблюдалась слабая болтанка, при $\varepsilon \approx 80\text{--}100 \text{ см}^2/\text{с}^3$ умеренная, а при ε превышающей $120\text{--}230 \text{ см}^2/\text{с}^3$ сильная и даже очень сильная.

Рекомендуемая длина волны, на которой должно осуществляться зондирование атмосферы существенно зависит также от направления визирования в угломестной плоскости β . Поэтому при оценке технических параметров радиолокационной техники необходимо учитывать предполагаемые углы визирования β . Кроме того, необходима априорная информация о степени турбулентности атмосферы на всех высотах предполагаемого ветрового зондирования, а также о минимальных значениях C_n^2 или ϵ , и об их распределении на разных высотах в различные сезоны года.

Повышение высоты зондирования требует увеличения энергетического потенциала радиолокатора и его рабочей длины волны. Однако при увеличении длины волны усложняется приём сигналов. Это происходит вследствие того, что «ложные» сигналы, поступающие в приемный тракт радиолокатора, создают помехи. Измерения на «малых» высотах характеризуются помехами, борьба с которыми очень сложна, а в большинстве случаев, при измерениях на «длинных» волнах, вообще невозможна. Поэтому в радиолокационные комплексы, составляющие систему ветровых измерений и работающие до высот 20–30 км, должны входить, по крайней мере, два или три радиолокатора, которые работают в различных диапазонах длин волн, каждый из этих радиолокаторов перекрывает свой интервал высот.

Радиолокаторы, предназначенные для измерения параметров радиоэхо в пограничном слое атмосферы, могут работать в 8 мм или коротковолновой части сантиметрового диапазона; для измерения ветра до высоты 8–10 км в дециметровом, а до высоты 20–25 км в длинноволновой области дециметрового и метрового диапазонов.

В упрощённом виде в качестве параметра, который определяет информационную возможность радиолокатора, будем использовать величину $\frac{\bar{P}_{\text{изл}} A_{\text{эф}}}{\bar{P}_{\text{min}}}$,

где $\bar{P}_{\text{изл}}$ – средняя излучаемая передатчиком мощность на фиксированной частоте; $A_{\text{эф}}$ – эффективная площадь антенны, а \bar{P}_{min} – минимальный обнаружимый сигнал радиоэхо, при котором радиолокатор способен выполнить свои измерительные функции. Естественно в \bar{P}_{min} входит как шумовые параметры приёмного тракта, так и время, в течение которого происходит накопление сигнала. Время некогерентного накопления сигнала для радиолокаторов, обеспечивающих зондирование до высот 20–25 км и работающих в области частот 50 МГц, может достигать несколько десятков минут. В этом случае уровень сигнала радиоэхо может быть почти на 20 ДБ ниже того, который обычно используется при выделении и обработке метеорологической информации [5, 10].

Анализ материалов, относящихся к энергетическому потенциалу радиоло-

каторов, позволяет сделать ряд важных выводов. Один из них состоит в том, что произведение эффективной площади антенны $A_{эф}$ на среднюю излучаемую мощность \bar{P} существенно зависит от их назначения. Так, для радиолокаторов, предназначенных для ветрового зондирования, работающих на высотах нижней мезосферы, произведение должно составлять 109–1010 Вт·м². Для тропосферно-стратосферных радиолокаторов оно составляет 107–108 Вт·м², а для тропосферных радиолокаторов 106–107 Вт·м².

Некоторые параметры радиолокаторов, предназначенных для исследования ОЯН, приведены в табл. 3, составленной по данным [5, 10, 15].

Как было показано выше (рис. 4, б), отражающая способность нижних слоёв атмосферы очень сильно зависит от сезона. Она максимальна для всех диапазонов длин волн в летний период и имеет ярко выраженный суточный ход (рис. 4, а), обычно достигая максимума в середине дня, и резко падает в ночные и предутренние часы. Обратим внимание на то, что возможные значения C_n^2 могут отличаться от средних более чем на 5–7 дБ.

Таблица 3

**Типовые технические параметры радиолокаторов,
предназначенных для исследования ОЯН**

| № | Параметр | $\lambda = 8$ мм | $\lambda = 300$ мм | $\lambda = 700$ мм | $\lambda = 6000$ мм |
|----|--|------------------|--------------------|--------------------|---------------------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| 1 | Высота зондирования, км | 3 | 7 | 16 | 25 |
| 2 | Пиковая мощность, кВт | 5 | 1000 | 30 | >1000 |
| 3 | Средняя мощность, кВт | 0,2 | 2 | 2 | 50 |
| 4 | Шум-фактор, Дб | <4 | <2 | <1 | <1 |
| 5 | Полоса приемника, МГц | 3 | 1 | 1 | 1,6 |
| 6 | Время накопления сигнала, с | 10 | 30 | 60 | 600 |
| 7 | Апертура, м ² | 2 | 70 | 100 | 8·103 |
| 8 | Ширина основного лепестка диаграммы, ° | 0,5 | 3,0 | 4,3 | 3,5 |
| 9 | Поляризация | лин. | лин. | лин. | лин. и кругов. |
| 10 | Уровень боковых лепестков, Дб | 50–60 | 30–40 | 20–40 | 20–40 |
| 11 | Угол зондирования (от вертикали), град | 45–90 (фикс.) | 0–25 (фикс.) | 0–15 (скан.) | 0–30 (скан.) |
| 12 | τ , мкс | 0,4 | 2 | 1–10 | 2–6 |
| 13 | f , МГц | 38 000 | 1000 | 400–436 | 46,5 |
| 14 | Частота следования импульсов, $F_{пов}$, Гц | 25 000 | 1000 | 3000 | 1000 |

Зимой же отражаемость атмосферы, особенно на малых высотах в пограничном слое атмосферы (ПСА), существенно падает и зарегистрировать ОЯН достаточно сложно по целому ряду причин, одна из которых состоит в том, что для малых удалений практически невозможно реализовать достигнутый потенциал радиолокатора.

Ниже приводятся результаты анализа материалов, полученных на нескольких пунктах радиолокационного зондирования в свободной атмосфере в странах

Западной Европы. Радиолокаторы, которые используются в системах ветровых профайлеров, работают на частотах 45, 52, 290, 482, 915, 1290 МГц. Эти радиолокаторы работают с длительностью зондирующих импульсов от 0,7 до 3,3 мкс [10].

На рис. 7, 8 и 9 приведены данные измерений, полученные при помощи радиолокаторов, работающих на частотах 915, 1290 МГц и 52 МГц. Излучаемый ими высокочастотный импульс имеет длительность 3,25 мкс, пространственное разрешение около 0,5 км.

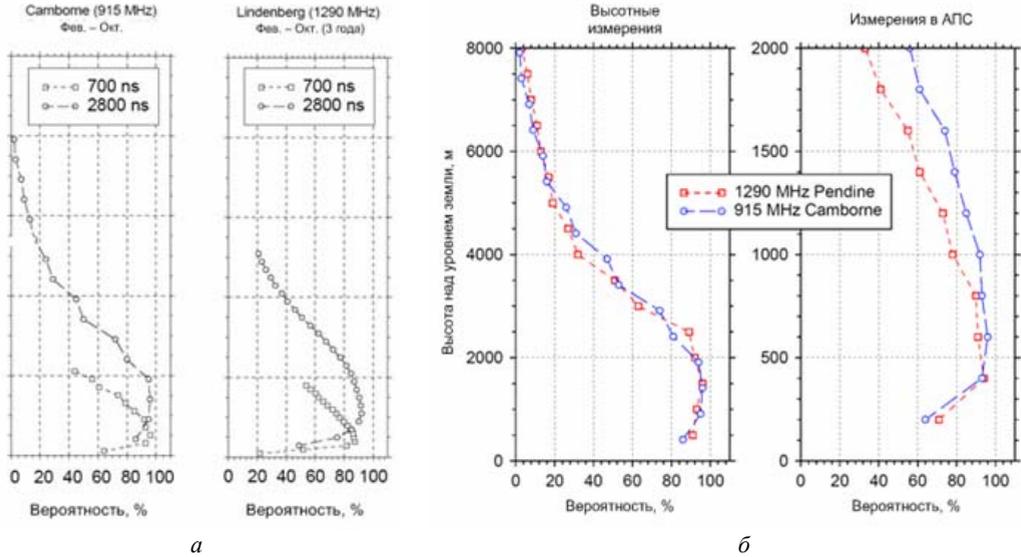


Рис. 7. Вероятность получения от радиолокатора сигнала радиоэха, достаточного для измерения ветра на различных высотах, работающего на частотах 1290 МГц и 915 МГц в осенний и зимний сезоны

Максимально высота, на которой можно регистрировать радиоэхо с использованием радиолокатора, работающего на частоте 52 МГц, в отдельных случаях составляет 20 км. Вероятность получения радиоэхо, достаточного для определения скорости и направления ветра, составляет 80% до высоты 17 км.

Радиолокаторы на частотах 915, 1290 МГц могут производить ветровое зондирование в диапазоне высот 1–12,5 км. Вероятность получения отраженного сигнала, достаточного для выделения информации о направлении и скорости ветра, для них ниже и составляет несколько более 60% времени. Все авторы отмечают, что на высотах около 10 км наблюдается минимум радиолокационной отражаемости, затрудняющий получение информации о ветре.

Обратим внимание на результаты сопоставления усреднённых (но не одновременных) измерений на частотах 915 и 1290 МГц. Они указывают на то, что вероятность возможного извлечения метеорологической информации из радиоэха для обеих рассматриваемых частот совпадают до высот около 7,5 км, а на больших высотах вероятность получения отражённого сигнала на более низкой

частоте (915 МГц) приблизительно на 10–15% выше, чем на более высокой частоте (1290 МГц). Начиная с высоты 1,5 км, вероятность получения сигнала, пригодного для дальнейшей обработки и выделения метеорологической информации, на обеих частотах зондирования падает. Однако на частоте 1290 МГц этот процесс происходит значительно быстрее, составляя на высоте 2 км в зимний сезон менее 40%.

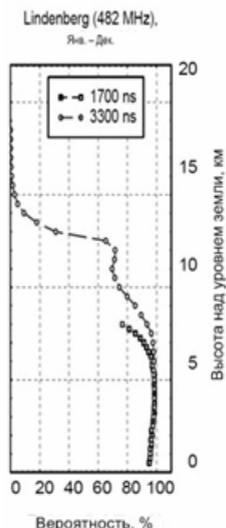


Рис. 8. Вероятность получения рабочего уровня эхосигнала по высотам для различных мест установки радиолокаторов, сезонов года и рабочих частот дециметрового диапазона (482 МГц)

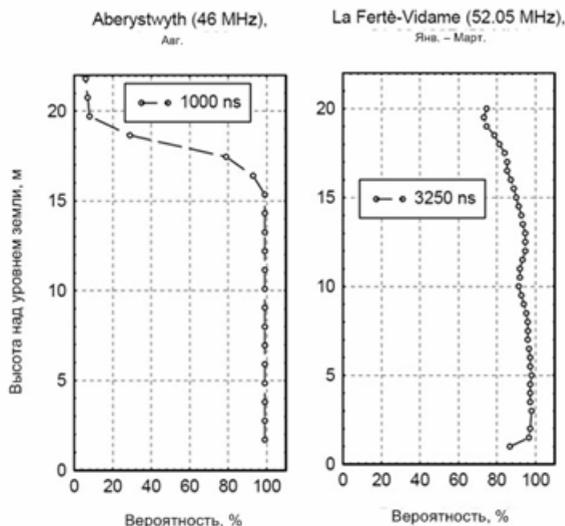


Рис. 9. Вероятность получения рабочего уровня эхосигнала по высотам для различных мест установки радиолокаторов, сезонов года и рабочих частот метрового диапазона

Применение ветрового профайлера, работающего на частоте 482 МГц при длительности зондирующего импульса 3,3 мкс, позволяет получить отражённый сигнал со значительно больших высот (рис. 8), чем на радиолокаторах, работающих на частоте 900–1300 МГц. В отдельных случаях на этой частоте могут наблюдаться устойчивые отражения до высоты 7–8 км.

Большой интерес представляет информация, полученная в двух режимах длительности зондирующего импульса для января и декабря при помощи ветрового профайлера, работающего на частоте 482 МГц. В одном эксперименте длительность импульса составляла 1,7 мкс, а в другом – 3,3 мкс (пространственное разрешение около 300 и 600 м, соответственно). Утверждается, что при излучении радиолокатором 3,5 мкс импульса возможно получать отражённый сигнал практически со 100% вероятностью до высоты приблизительно 6–6,5 км. При коротком импульсе вероятность получения необходимого уровня сигнала падала приблизительно на 10%, по отношению к вероятности полученной в режиме длинного импульса. Кроме того, обратим внимание на то, что в отдель-

ных случаях при помощи данного радара удавалось получить сигнал достаточный для работы системы цифровой обработки данных до высоты почти 12 км. Далее, вероятность получения рабочего уровня радиоэха резко падала и на высотах превышающих 15 км равнялась практически нулю.

Отметим, что использовать результаты, рассмотренные выше, нужно с осторожностью, так как неизвестно сохранялась ли средняя излучаемая мощность в течение рассматриваемых экспериментов. Вполне вероятно, что изменение длительности импульса приводило к соответствующему изменению средней излучаемой мощности. Не ясно также изменялась ли структура радиоэха при увеличении высоты зондирования и, если изменялась, то как именно? В отношении структуры регистрируемого сигнала следует указать также на отсутствие каких-либо сведений относительно того, как именно проводилась обработка эхо-сигнала. Существенное изменение структуры радиоэха на различных высотах может потребовать изменения алгоритмов обработки и выбраковки результатов измерений.

Отдельного внимания заслуживает анализ данных, приведённых на рис. 9. На этом рисунке представлена зависимость вероятности получения рабочего уровня радиоэха от высоты при использовании радиолокаторов, работающих в диапазоне 50 МГц. Отметим, что имеющиеся в литературе оценки средней высоты полученные с 95% вероятностью рабочего уровня радиоэха, в любое время года и суток, сильно расходятся между собой для различных географических районов. В табл. 4 приведены обобщённые данные, полученные в различные месяцы и на различных доплеровских радиолокаторах, работающих в частотном диапазоне 45–65,5 МГц.

Таблица 4

Сводные данные о высотах зондирования для радиолокаторов, работающих в диапазоне 45–65,5 МГц [10]

| Место установки радара | Рабочая частота, МГц | Длительность импульса, Мкс | Время измерений | Диапазон высот зондирования | Вероятность получения рабочего уровня радиоэхо |
|------------------------|----------------------|----------------------------|--------------------|-----------------------------|--|
| Aberystwyth | 46 | 1 | август | от 1,5 до 16 км | 95% |
| Rome | 65,5 | 1,5 | январь | от 2 до 8 км | 90–80% |
| La Ferte-Vidame | 52,05 52,00 | 3,25 | март | от 1,5 до 20 км | 100% до 10 км 80% до 20 км |
| Cremount | 45 | 2,5 | октябрь– ноябрь | от 2 до 15 км | 90% до 9 км 5% на 16 км |
| Kiruna | 52 | 2 | май–июнь | от 1,5 до 13 км | 30% на 1,5 км (диапазон высот 2,5–1,5 км) |

Все авторы отмечают, что наибольшие сложности возникают при применении длинноволновых радиолокаторов для определения параметров отражённого сигнала в нижних слоях атмосферы. Причины этого связывают с тем, что в пограничном слое происходят значительные вариации C_n^2 , а уровень сигнала,

определяемого отражениями от диэлектрических неоднородностей (особенно в зимний период) низок. Это требует полной реализации энергетического потенциала радиолокатора, реализовать который на этих высотах сложно, так как доплеровский сдвиг частоты при изменении скорости движения цели на 1 м/с составляет всего 0,33 Гц. А в режиме наклонного зондирования даже при скорости ветра 10 м/с составляет менее 3 Гц.

Существуют и иные причины, снижающие вероятность регистрации ОЯН в пограничном слое атмосферы. В частности, это может быть связано со сложностью выделения сигнала от атмосферных образований на фоне иных отражений, а именно отражений от «местных предметов», параметры которых могут изменяться в очень широких пределах, вызывая дополнительную фазовую и амплитудную модуляцию принятого сигнала. Этот сигнал поступает на вход приёмника за счёт боковых лепестков антенны. При применении управляемых многоэлементных антенн уровень сигнала радиоэха, поступающего на вход приемника за счет боковых лепестков, достаточно высок. Он ниже сигнала, поступающего от основного направления зондирования всего на 40 Дб.

Задержка во времени восстановления предельной чувствительности приемника, после излучения мощного зондирующего импульса, также затрудняет работу на малых высотах. Следует учитывать, что требуется время, чтобы выделить радиоэхо, обусловленное ОЯН, на фоне сложных помех, имеющих иное происхождение.

Ниже рассмотрим некоторые возможности исследования атмосферной турбулентности при помощи ветровых профайлеров.

Для оперативного определения интенсивности турбулентности в атмосфере с использованием радиолокатора имеются следующие методы:

Оценка C_n^2 с использованием измерений мощности радиоэха, получаемого с различных высот.

Оценка скорости диссипации турбулентной энергии по временным вариациям среднего доплеровского сдвига частоты, получаемого с различных высот.

Оценка скорости диссипации турбулентной энергии по ширине спектра интенсивности рассеянного поля или ширине доплеровского спектра.

Использование первого метода требует измерения и оперативного контроля энергетического потенциала радиолокатора. Необходимые соотношения, которые могут быть применены при интерпретации радиолокационных данных в дециметровом и метровом диапазонах в рамках рассматриваемого метода, приведены в [5, 10]. Миллиметровый и сантиметровый диапазоны длин волн характеризуются иными источниками отражений и требуют дополнительного исследования возможностей применения указанных соотношений. Для получения более полной информации о турбулентности на различных высотах можно проводить временное усреднение сигнала и расчет структурной функции атмосферной турбулентности. Подобные измерения следует проводить в каждом направлении зондирования.

Следует отметить, что большинство эксплуатируемых в настоящее время профайлеров работают без калибровки, так как для подобных крупномасштабных устройств она является достаточно сложной задачей, требующей применения специальных методик и оборудования. Поэтому применение первого метода оценки турбулентности связано с необходимостью разработки как эффективных методов надежной калибровки радиолокатора, так и контроля стабильности его параметров во времени.

Использование второго метода связано с проведением фурье-анализа сигнала, принимаемого с различных высот одновременно, с целью определения среднего доплеровского сдвига частоты на каждой высоте. Оценка скорости диссипации турбулентной энергии требует повторного применения фурье-анализа к большому массиву данных о вариациях среднего доплеровского сдвига частоты на различных высотах. Подобный массив необходимо специальным образом накапливать и статистически корректировать в процессе измерений и обработки информации.

В качестве информационного параметра при реализации третьего метода используется ширина спектра интенсивности рассеянного поля (сигнал с выхода квадратичного детектора), которая связана со скоростью диссипации турбулентной энергии. Однако на оценки существенно влияет форма и масштаб зондируемого объема. Поэтому для получения достоверной и точной информации о турбулентности с использованием рассматриваемого метода следует учитывать пространственные параметры рассеивающего объема на всех высотах зондирования, а также распределение мощности излучения по пространству этого объема.

Следует отметить, что два последних метода не требуют калибровки радиолокатора, но требуют иных дополнительных данных, которые в целом получить не менее сложно. Этот факт определяет необходимость дальнейшего усовершенствования каждого из этих методов в части совершенствования моделей, при помощи которых можно определить структуру и процесс формирования радиоэхо.

Проведенный анализ используемых в настоящее время технологий ветрового зондирования показывает, что для надёжного перекрытия диапазона высот от поверхности земли до 20–25 км необходим комплекс состоящий из трех радиолокаторов, которые работают на частотах 40 ГГц, 400 МГц и 50 МГц, или в крайнем случае, двух работающих на частотах 40 ГГц и 50 МГц. Однако в этом случае технические требования к аппаратуре 50 МГц радиолокатора существенно возрастают. К тому же на столь низких частотах принципиально недостижимо высокое разрешение по высоте, которое необходимо для контроля динамического режима низких слоёв атмосферы; а также существенно снижается оперативность получения информации, что негативным образом сказывается на возможности формирования достоверных оценок турбулентного режима.

При ограничении диапазона высот снизу уровнем 700 м целесообразно использовать два радиолокатора, работающих на частотах 400 МГц и 50 МГц, соответственно.

Точность измерений параметров ветра и турбулентности в значительной мере будет зависеть от энергетического потенциала радиолокатора и особенностей обработки сигнала, а достоверность измерений при этом определяется методиками статистической выбраковки данных, не содержащих информацию о ветре и турбулентности. В литературе отсутствуют сведения о существовании подобной методики, применимой для высотных измерений с использованием одного изолированного радиолокатора. Однако описываются отдельные элементы процедур выбраковки данных, получаемых на сети ветровых профайлеров различных типов и работающих на разных длинах волн зондирующего излучения [10]. В настоящее время для того, чтобы получить достоверные данные о ветровом поле на различных высотах должна использоваться многоэтапная схема выбраковки данных.

На первом этапе проводится анализ информации, поступающей непосредственно с пункта зондирования и её первичная обработка, направленная на исключение тех высот, на которых сигнал отсутствует или не достаточен для извлечения метеорологической информации. В отдельную группу заносятся те данные, которые при интерпретации могут вызывать сомнения и требуют дополнительного анализа. Например, следует отдельно анализировать измерения с аномально высоким уровнем отраженного сигнала или со специфическими спектральными особенностями, которые в большинстве случаев могут быть связаны с френелевским отражением от слоев. При френелевском рассеянии доплеровский сдвиг частоты и/или значительная амплитудная модуляция сигнала могут быть связаны с пространственно-временными изменениями границы отражающего слоя и не будут нести информацию о ветре.

На втором этапе следует осуществлять совместный анализ информации, полученной с 3–4 и более направлений зондирования. На этом этапе проводится анализ, на соответствие информации уравнениям метода VAD (метод круговых диаграмм), который заложен в качестве основного в методике измерений, используемых на ветровых профайлерах [5, 15, 16, 17].

Информация о ветре, получаемая от всех доступных источников, должна поступать в единый Центр, в котором осуществляется окончательная обработка, сопоставление с данными радиозондирования и данными, полученными с космических спутников.

Литература

1. *Friend A.W.* 1949: Theory and practice of troposphere sounding by radar. Proc. IEEE 37, 166-138.
2. *Plank A.* 1954: A meteorological study of radar angels. M.S. thesis, Massachusetts Institute of Technology, 133.
3. *Черников А.А., Шупяцкий А.Б.* Поляризационные характеристики радиолокационных отражателей от ясного неба // Изв. АН СССР, ФАО, 1967, вып. 2.
4. *Горелик А.Г., Мельников Ю.В., Черников А.А.* Связь статических характеристик радиолокационного сигнала с динамическими процессами и микроструктурой метеообъектов // Тр. ЦАО, 1963, вып. 48, с. 29-36.
5. *Atlas D.* Radar in Meteorology. Battan memorial and 40-th Anniversary Radar Meteorology confer-

- ence Met. Soc. Boston, 1990.
6. *Skolnik M.I.* Radar Handbook and edition. New York, McGraw-Hill. 1990, p. 257.
 7. *Горелик А.Г.* Доплеровская радиолокация в метеорологии // МГАПИ, 1996.
 8. *Довиак Р.Дж., Зрич Д.С.* Метеорологические доплеровские радиолокационные станции, ТИИЭР, т. 67, 1979, № 11.
 9. *Горелик А.Г., Стерлядкин В.В.* Доплеровская томография в метеорологии // Изв. АН СССР, ФАО, 1990, № 1, с. 47-54.
 10. Wind Profiler Assessment Report and Recommendations for future use. NOAA. 1994.
 11. *Татарский В.И.* Распространение волн в турбулентной атмосфере. – М.: Наука, 1968.
 12. *Кононов М.А.* Малогабаритная доплеровская РЛС, обеспечивающая ветровое зондирование пограничного слоя атмосферы: Автореф. дисс. ... канд. ..., 2010.
 13. *Щужин Г.Г., Булкин В.В.* Метеорологические пассивно-активные радиолокационные системы. – Муром, 2009.
 14. *Gossard, E.E., Strauch, R.G.* Radar Observation Clear Air and Clouds. Elsevier Amsterdam-Oxford-New York, 1983.
 15. *Горелик А.Г., Черников А.А.* Некоторые результаты радиолокационного исследования структуры поля ветра на высотах 50–700 м // Тр. ЦАО, 1964, вып. 57.
 16. *Горелик А.Г., Князев Л.В., Углова Л.Н.* Радиолокационные отражения от «ясного неба» в дециметровом диапазоне радиоволн // Изв. АН СССР, ФАО, т. IX, вып. 2, 1973.
 17. *Горелик А.Г., Пацаева В.А.* Измерение ветра в пограничном слое по радиолокационным отражениям от «ясного неба» // Метеорология и гидрология, 1967, № 3.