

УДК 537.876.23

Ф.Н. Захаров, С.Г. Госенченко, М.В. Крутиков

Оценка величины зенитной задержки радионавигационных сигналов в юго-восточной части Охотского моря по данным метеоизмерений вблизи навигационного приемника

Проведено количественное сравнение точности оценки зенитной тропосферной задержки навигационного сигнала с использованием модельных параметров высотного профиля индекса преломления и экспериментальных профилей, восстановленных по данным аэрологического зондирования атмосферы в юго-восточной части Охотского моря. В качестве моделей рассматривались экспоненциальная и трехэлементная модели. Показано, что использование трехэлементной модели позволяет получить оценки, более близкие к оценкам, полученным по экспериментальным профилям, чем с использованием экспоненциальной модели. Приведены соответствующие количественные значения СКО оценки задержки.

Ключевые слова: псевдодальность, задержка навигационного сигнала, тропосфера, индекс преломления, среднеквадратическая ошибка.

В статье рассматривается задача расчёта поправки за счёт влияния тропосферы при оценке псевдодальности в навигационных системах. При работе навигационного приёмника в автономном режиме одним из основных факторов, влияющих на точность определения координат, является задержка навигационного сигнала в тропосфере [1], которая возникает вследствие отличия скорости радиоволн в тропосфере от скорости света.

В случае, когда угол возвышения навигационного космического аппарата (НКА) над горизонтом составляет 90 град, а высота приёмника радионавигационного сигнала составляет h_s , для расчета тропосферной путевой задержки τ_T используется вертикальный профиль индекса преломления $N(h)$ [2]:

$$\tau_T = \int_{h_s}^H 10^{-6} N(h) dh, \text{ м,} \quad (1)$$

где H – высота над уровнем моря в метрах, на которой значение индекса преломления можно считать равным нулю. Задержка, вычисленная по формуле (1), называется зенитной. При меньших углах возвышения задержка увеличивается за счёт удлинения пути в тропосфере и определяется с помощью так называемой функции отображения [2, 3].

Известно [2, 3], что в практике использования навигационной аппаратуры потребителя (НАП) зенитная задержка сигнала оценивается по приземным значениям метеоэлементов (давление, влажность, температура) в месте расположения НАП. Алгоритмы оценивания зенитной задержки основаны на знании моделей вертикального профиля метеоэлементов [4] или профиля $N(h)$ [5–7]. Уточнение расчетов с их использованием ведет к усложнению моделей, прежде всего к увеличению их числа в соответствии с особенностями местных условий. Например, в численной модели распределения температуры и влажности для Северного полушария [8] для приемлемого описания случайных вариаций вертикальных профилей этих метеоэлементов применено 20 локальных статистических моделей зимой и 17 – летом [9].

Целью настоящего сообщения является оценка величины и флюктуаций зенитных задержек в нижнем слое атмосферы 0...100 км в юго-западной части Охотского моря, полученных расчетным путем по вертикальным профилям индекса преломления $N_j(h)$ (j – номер профиля в объеме экспериментальных данных), и задержек, рассчитанных по моделям $N(h)$ [6].

Экспериментальные данные. В качестве исходных данных для расчетов экспериментальных профилей $N_j(h)$ были взяты массивы результатов аэрологического зондирования трех расположенных выше 45° с.ш. аэрологических станций (АС) района Охотского моря – АС «Поронайск», АС «Уруп», АС «Южно-Курильск» – по 20 зондирований в каждом пункте, полученных как в летнее время (июнь–август), так и зимнее время (январь–февраль) в разные сроки зондирования в 1973, 1974 и 1975 гг. Высоты расположения АС h_s над уровнем моря составляли: для АС «Уруп» – 70 м, для АС «Поронайск» – 2 м, для АС «Южно-Курильск» – 40 м.

Для расчёта задержек во всей толще тропосферы τ_{Tj} и сопоставления результатов по данным различных АС был проведен пересчет измерений $N_j(h_s)$, выполненных на высотах расположения АС h_s , к значению на уровне моря N_0 .

В связи с отсутствием данных зондирования до высот 100 км оценки зенитных задержек в настоящей работе определяются суммированием задержек в слое 0...30 км, полученным по профилям $N_j(h)$ стандартного аэрологического зондирования, и задержки в слое 30...100 км, вычисленной в соответствии с Эталонными стандартами атмосферы [10].

Оценки задержек для слоя атмосферы 0–30 км. Экспериментально измеренный профиль $N_j(h_i)$ представляет собой ряд значений индекса преломления, вычисленных по формуле Смита–Вейнтрауба [11] с использованием метеовеличин, измеренных аэрологическим зондом на высотах h_i :

$$N_j(h_i) = \frac{77,6}{T(h_i)} \left[P(h_i) + \frac{4810 \cdot e(h_i)}{T(h_i)} \right], \quad (2)$$

где $T(h_i)$ – измеренное значение температуры на высоте h_i в градусах Кельвина; $P(h_i)$ – давление в мбар; $e(h_i)$ – влажность в мбар.

Расчёт задержки сигнала по экспериментальному профилю $N_j(h_i)$ осуществлялся по формуле (1) при линейно-ломаной аппроксимации промежуточных значений индекса преломления. Кроме того, расчеты τ_{Tj} с использованием формулы (1) проведены также для различных математических моделей вертикального профиля индекса преломления при условии измерений метеовеличин вблизи НАП. В качестве математического описания профиля можно рассмотреть модель профиля $N(h)$ в виде ряда гармоник [12]. Однако в этой модели нет привязки к наземным измерениям $N(h_s)$, а используются только многолетние усреднённые данные. Мы ограничимся в расчетах двумя наиболее распространёнными моделями вертикального профиля $N(h)$ из работы [6].

Экспоненциальная модель. Основная идея этой модели заключается в предположении о том, что в среднем вертикальный (высотный) профиль индекса преломления над земной поверхностью для всей толщи атмосферы описывается одной общей экспоненциальной зависимостью [6]:

$$N(h) = N_0 \cdot \exp[-bh], \quad (3)$$

где h – высота над уровнем моря.

Модель имеет два параметра: N_0 и $b = \ln(N_0/N_1)$, где N_0, N_1 – значения индекса преломления на уровне моря и на высоте 1 км соответственно. Распределение среднемесячного параметра N_0 по разным районам земного шара для разных сезонов года представлено в виде мировых карт [13]. Необходимые для расчетов таблицы соотношений между N_0, N_1 , и b приведены в [6].

Модель модифицированного эффективного радиуса Земли. Эта более сложная модель индекса преломления предполагает следующее [6].

1. В пределах высот до 1 км над поверхностью Земли соблюдается концепция эффективного радиуса Земли, при которой существует линейная высотная зависимость $N(h)$ до 1 км:

$$N(h) = N(h_s) + (h - h_s) \cdot \Delta N, \quad h_s \leq h \leq (1 + h_s), \text{ км}, \quad (4)$$

где $\Delta N = (N_s - N_1) = 7,32 \exp(0,005577 N_s)$ – разность значений индекса преломления у поверхности Земли и на высоте 1 км, определенная усреднением данных ежедневных наблюдений за 6–8 лет.

2. Выше 1 км индекс преломления изменяется по экспоненциальному закону до некоторого значения N_9 на высоте 9 км над уровнем моря

$$N(h) = N_1 \exp[-b(h - 1 - h_s)], \quad (1 + h_s) \leq h \leq 9, \text{ км}, \quad (5)$$

где $b = [(8 - h_s) \ln(N_1/N_9)]^{-1}$.

3. Выше 9 км N -профиль описывается единой экспонентой

$$N(h) = N_9 \exp[-0,1424(h - 9)], \quad h \geq 9, \text{ км}. \quad (6)$$

В соответствии с рекомендациями [10] при расположении НАП на широтах более 45° с.ш. значение N_9 составляет летом 103,2 Н-ед., а зимой 99,8 Н-ед.

Для удобства будем называть такую модель *трехэлементной* [6].

Расчет с использованием экспоненциальной модели. Для определения параметра b были использованы карты из [14] с изолиниями параметров N_0 и $N_0 - N_1$. В исследуемом районе для февраля и августа использовались значения параметров (в Н-ед.) $N_0 = 310$, $(N_0 - N_1) = 40$ и $N_0 = 340$, $(N_0 - N_1) = 50$ соответственно, в результате значения b составили $0,1382 \text{ км}^{-1}$ для зимы и $0,1591 \text{ км}^{-1}$ для лета.

Мгновенное значение N_{0j} каждого профиля должно быть найдено из условия принадлежности этого значения модельному вертикальному профилю $N(h)$ по формуле $N_{0j} = N(h_s) \exp(b \cdot h_s)$.

Расчет зенитной задержки от уровня моря до высоты $H = 30$ км по экспоненциальной модели проводился с использованием параметров N_{0j} и b и соотношения (1) по формуле:

$$\tau_T = 10^{-6} N_{0,j} \int_0^{30} \exp(-bh) dh = \frac{10^{-6} N_{0,j}}{b} [1 - \exp(-bH)]. \quad (7)$$

Расчет с использованием трехэлементной модели. Для применения трехэлементной модели (4)–(6) необходимо определить приповерхностное значение N_{0j} по значению N_s на некоторой высоте, из уравнения:

$$N_s = N_{0,j} + h_s \Delta N_{0,j},$$

где $\Delta N_{0,j} = -7,32h_s \exp(0,005577N_{0,j})$. Вычисления $\Delta N_{0,j}$, с учетом линейной связи $\Delta N_{0,j}$ и $N_{0,j}$ в интервале значений от 280 N -ед. до 350 N -ед., выполнялись по формуле

$$\Delta N_{0,j} = h_s (0,2375N_{0,j} - 32,108).$$

Отсюда

$$N_{0,j} = \frac{N_s - 32,108h_s}{1 - 0,2375h_s}. \quad (8)$$

Таким образом, расчет задержки τ_{Tj} с помощью трехэлементной модели сводится, во-первых, к приведению индекса преломления N_s к приповерхностному N_{0j} по формуле (8); во-вторых, к последующему интегрированию на трех участках толщи атмосферы от высоты уровня моря до высоты $H = 30$ км с использованием соотношений (4)–(5) по формулам:

$$\tau_{Tj} \tau_{Tj} = 10^{-6} \left(\int_0^1 N_j(h) dh + \int_1^9 N_j(h) dh + \int_9^{30} N_j(h) dh \right) = 10^{-6} (I_j + II_j + III), \quad (9)$$

где $I_j = 0,5(N_{0,j} + N_{1,j})$, $II_j = 8(N_{1,j} - N_9)/\ln(N_{1,j}/N_9)$, $III = N_9 \{1 - \exp[-0,1424(H - 9)]\}/0,1424$.

Результаты расчета задержек в слое 0–30 км. Для экспериментальных профилей и рассматриваемых моделей по полученным рядам значений τ_{Tj} рассчитывались среднее значение $\bar{\tau}_T$ и СКО. Результаты расчетов использовались для построения гистограмм (полигонов) τ_{Tj} . Кроме того, оценивались отклонения $\Delta\tau_{Tj}$ как разница между экспериментальными и модельными значениями τ_{Tj} .

Статистические характеристики зенитной задержки τ_{Tj} (среднее $\bar{\tau}_T$ и СКО флюктуаций σ_{τ_T}) и отклонений $\Delta\tau_{Tj}$ (среднее $\bar{\Delta\tau_T}$ и СКО флюктуаций $\sigma_{\Delta\tau_T}$) приведены в табл. 1 и 2 соответственно. Гистограммы τ_{Tj} представлены на рис. 1 и 2 для лета и зимы соответственно, а гистограммы $\Delta\tau_{Tj}$ для экспоненциальной и трехэлементных моделей – на рис. 3 и 4 для лета и зимы соответственно.

Таблица 1 показывает, что в слое 0–30 км экспериментальные данные о τ_{Tj} проявляют сезонную зависимость средней задержки, имеющей летом величину 246,4 см, зимой 231,7 см, и СКО флюктуаций задержки летом 5,6 см, а зимой 2,1 см. В соответствии с табл. 2 лучшей моделью вертикального профиля индекса преломления по критерию минимума полной ошибки $\sigma_{\text{ошибки}} = \sqrt{\Delta\tau_T^2 + \sigma_{\Delta\tau_T}^2}$ является трехэлементная модель с ошибкой $\sigma_{\text{ошибки}} 5,1$ см и 1,9 см летом и зимой соответственно.

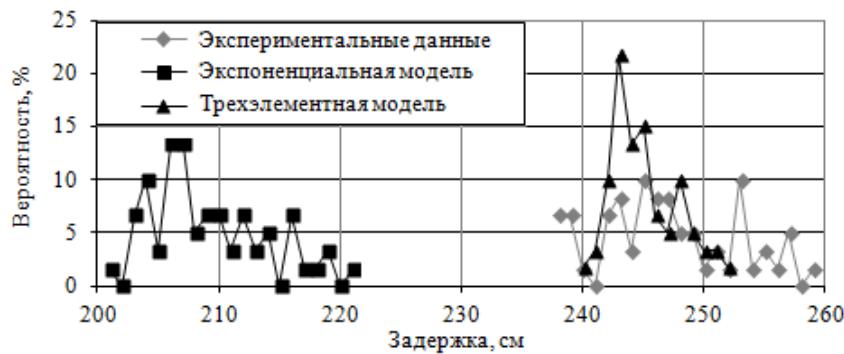
Таблица 1
Статистические характеристики зенитных задержек τ_{Tj} в слое 0–30 км

№ п/п	Форма представления вертикального профиля $N(h)$	Среднее значение $\bar{\Delta\tau_T}$, см		СКО σ_{τ_T} , см	
		лето	зима	лето	зима
1	Экспериментальная оценка по данным аэрометрического зондирования и линейно-ломаной аппроксимации профиля $N_j(h_i)$	246,4	231,7	5,6	2,1
2	Экспоненциальная модель	208,6	220,8	4,8	3,2
3	Трехэлементная модель	244,5	232,1	2,7	1,4

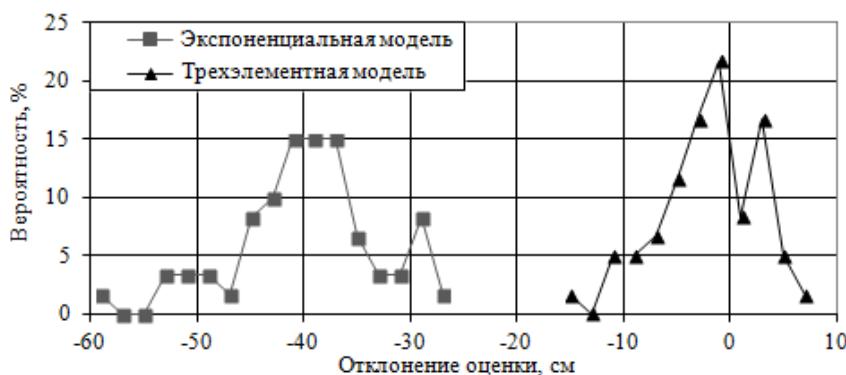
Таблица 2

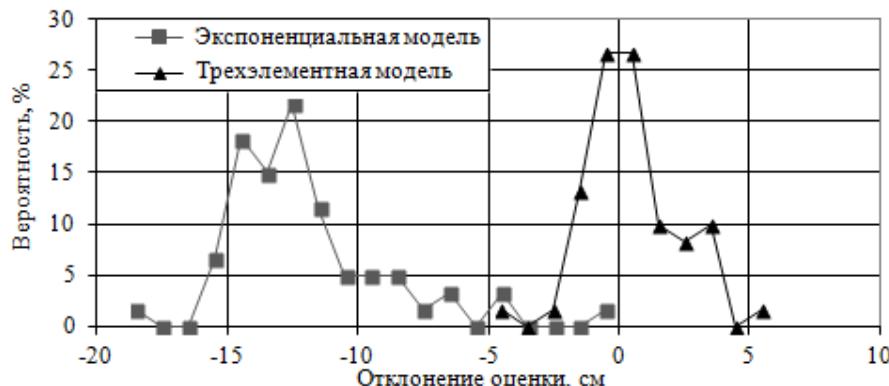
**Статистические характеристики отклонений $\overline{\Delta\tau_T}$ модельных оценок τ_T
от экспериментальных в слое 0–30 км**

№ п/п	Вертикальный профиль	Среднее значение $\Delta\tau_T$, см		СКО флуктуаций $\sigma_{\Delta\tau_T}$, см		Погрешность оценок модели, см	
		лето	зима	лето	зима	лето	зима
1	Экспоненциальная модель	-39,8	-11,9	6,6	3,2	40,3	12,3
2	Трехэлементная модель	-1,9	0,5	4,7	1,8	5,1	1,9

Рис. 1. Вероятность задержек τ_{Tj} в слое тропосферы 0–30 км, летоРис. 2. Вероятность задержек сигнала τ_{Tj} в слое тропосферы 0–30 км, зима

Гистограммы на рис. 1 и 2 поясняют указанные оценки. Так, экспериментальные значения задержки в летний сезон принимают практически равновероятно значения от 238 до 258 см, в то время как модельные оценки задержки по экспоненциальной модели имеют существенное смещение в область значений от 202 до 222 см с явным максимумом вероятности в области 205–207 см. Зимой смещение расчетов для экспоненциальной модели уменьшается, а значения задержек распределены в области 215–228 см. В то же время при трехэлементной модели вертикального профиля зимой и летом модельные оценки вписываются в пределы существования экспериментальных значений, отличаясь более узким распределением в сравнении с экспериментальными данными.

Рис. 3. Вероятность отклонений $\Delta\tau_{Tj}$ модельных и экспериментальных задержек в слое 0–30 км, лето

Рис. 4. Вероятность отклонений $\Delta\tau_{Tj}$ модельных и экспериментальных задержек в слое 0–30 км, зима

Распределения отклонений $\Delta\tau_{Tj}$ в летнем и зимнем сезонах (рис. 3 и 4) указывают на наибольшую близость расчетов по трехэлементной модели к экспериментальным данным.

Оценки задержек в слое атмосферы 30–100 км. С использованием приведенных в [10] значений метеовеличин и их градиентов были рассчитаны средние профили $N(h)$ для каждого сезона года. Затем задержки в слое атмосферы 30–100 км оценивались по формуле (1), в которой нижний предел интегрирования равнялся 30 км, а верхний – 100 км. В результате расчетов оказалось, что средняя задержка в этом слое атмосферы, по данным использованных для расчетов АС в широтах выше 45°с.ш. , составила 3,6 летом и 3,0 см зимой. В связи с тем, что указанная рекомендация не определяет флюктуации задержки, то они были оценены эмпирически величиной 10% от величины средней задержки и составили 0,36 и 0,30 см для лета и зимы соответственно. Заметим, что 95% средней задержки определяется нижним участком атмосферы до высоты 50 км, что подтверждается работой [15].

Результаты оценки зенитной задержки в слое 0–100 км для различных сезонов года приведены в табл. 3. Таким образом, в юго-восточной части Охотского моря среднее значение задержки летом может составлять 250 см, а зимой 234,7 см при СКО флюктуаций 5,61 и 2,12 см соответственно.

Таблица 3
Статистические характеристики зенитной задержки τ_T в слое 0–100 км, см

№ п/п	Форма представления вертикального профиля $N(h)$	Среднее значение $\bar{\tau}_T$		СКО σ_{τ_T}	
		лето	зима	лето	зима
1	Экспериментальная оценка по данным аэрологического зондирования и линейно-кусочной аппроксимации профиля $N(h)$ в слое 0–30 км	246,40	231,70	5,60	2,10
2	Расчетная оценка по данным модели эталонной атмосферы в слое 30–100 км	3,60	3,00	0,36	0,30
3	Ожидаемая задержка в слое 0–100 км	250,00	234,70	5,61	2,12

Погрешности экспериментальной оценки зенитной задержки складываются из аппаратурных ошибок измерения метеовеличин и наличия невыявленных выбросов в реальном профиле $N(h)$ вследствие слоистого строения нижнего слоя тропосферы.

Аппаратурная ошибка оценки зенитной задержки $\sigma_{\text{прибор}}$ в значительной мере зависит от качества аэрологических зондов и принятой методики измерений и при наличии предстартовой калибровки по наземным приборам может быть порядка $\sigma_{N \text{ прибор}} = 0,5 \text{ N-ед.}$ [16]. В работе [17] показано, что систематические составляющие погрешности измерений по совокупности зондов имеют нулевое значение. Поэтому аппаратурную погрешность оценки зенитной задержки τ_T можно оценить из

соотношения $\sigma_{\text{прибор}} = 10^{-6} \int_0^{30} \sigma_{N \text{ прибор}} dh$, из которого следует, что $\sigma_{\text{прибор}} = 1,5 \text{ см.}$

Для оценки влияния крупномасштабных неоднородностей вертикального профиля $N(h)$ на измерения τ_T воспользуемся результатами работы [18]. В этой работе приводятся параметры неоднородностей по результатам зондирований тропосферы самолетным рефрактометром в сезон март–

июнь, перечисленные в табл. 4 с указанием среднего числа неоднородностей \bar{q} в каждом из пяти почти одинаковых по толщине слоев нижней тропосферы до высот 5 км и среднеквадратического уклона σ_g (дополнительного отклонения относительно среднего градиента индекса преломления внутри неоднородностей). Там же представлены результаты расчетов среднеквадратического отклонения индекса преломления в слое $\sigma_N = \sigma_g l_\epsilon$, величины фазовых флуктуаций длины (задержки) трассы σ_ϕ в каждом километровом слое нижнего слоя тропосферы и суммарные флуктуации в слое тропосферы от 0 до 5 км σ_{0-5}^2 .

Таблица 4

Флуктуации зенитной задержки из-за влияния крупномасштабных неоднородностей, нижняя тропосфера до 5 км

№ п/п	Параметр	Значение				
1	Нижняя и верхняя границы слоя тропосферы над уровнем моря, км	0,2–1	1–2	2–3	3–4	4–5
2	Толщина слоя r , м	800	1000	1000	1000	1000
3	СКО градиента уклона σ_g , Н-ед./м	0,58	0,19	0,06	0,009	0,008
4	Среднее число неоднородностей \bar{q}	5,35	4,6	2,9	2,0	1,9
5	Средняя толщина неоднородности l_ϵ , м	149,5	217,4	344,6	500,0	526,3
6	СКО флуктуаций индекса преломления в слое $\sigma_N = \sigma_g l_\epsilon$, Н-ед.	86,7	41,3	20,7	4,5	4,2
7	СКО σ_ϕ фазовых флуктуаций в слое высот, см	2,4	1,5	0,9	0,3	0,2
8	СКО флуктуаций длины трассы (задержки) в слое высот 0–5 км $\sigma_{0-5} = \sqrt{\sigma_{0,2-1}^2 + \sigma_{1-2}^2 + \sigma_{2-3}^2 + \sigma_{3-4}^2 + \sigma_{4-5}^2}$	3,00 см				

СКО флуктуаций зенитной задержки радиоволн в неоднородностях рассчитывались по формуле [19]

$$\sigma_\phi^2 = \frac{\sqrt{\pi} r \sigma_N^2 10^{-12} l_\epsilon}{2\sqrt{2}}, \quad (10)$$

где r – толщина слоя тропосферы с крупными неоднородностями.

Например, для слоя высот 0,2–1 км флуктуации длины (задержки) трассы за счет неоднородностей составят

$$\sigma_{\phi,0,2-1}^2 = \frac{\sqrt{\pi} r \sigma_N^2 10^{-12} l_\epsilon}{2\sqrt{2}} = 100 \cdot \frac{\sqrt{\pi} \cdot 800 \cdot 86,7^2 \cdot 10^{-12} \cdot 149,5}{2\sqrt{2}} = 0,000563 \text{ м}^2 \text{ или } \sigma_{\phi,0,2-1} = 2,4 \text{ см.}$$

В работе [18] указывается, что при толщине крупномасштабных неоднородностей 200 м и менее отечественная система зондирования не измеряет их параметров, влияние таких слоев в конечный результат расчетов τ_{T_j} не вносится. Однако поскольку эти слои фактически влияют на распространение радиоволн, то возникает дополнительная ошибка в оценках τ_{T_j} . Как видно из табл. 4, не регистрируемые системой аэрологического зондирования слои располагаются на высотах до 2 км. Таким образом, дополнительные флуктуации в оценке задержки τ_{T_j} за счёт неучтённых крупномасштабных слоёв составляют примерно $\sigma_{\text{круп}} = 2,83$ см.

Влияние мелкомасштабных неоднородностей тропосферы на задержку определим по данным [19], где размер неоднородности (внешний масштаб турбулентных неоднородностей) принят равным 1 км, величина СКО флуктуаций индекса преломления $\sigma_N \approx (10^{-3} \dots 10^{-2})N$ или 0,3–3 Н-ед. Выполнив расчеты флуктуаций по формуле (10) для $\sigma_N \approx 3$ Н-ед., получим, что дополнительный вклад мелкомасштабных неоднородностей во флуктуации тропосферной задержки в слое 0–5 км составляет $\sigma_{\text{мелк}} = 0,5$ см и менее, этот вклад учитывается в ходе аэрологического зондирования, если длина

пути зонда внутри неоднородности более 200 м. В противном случае дополнительный вклад мелко-масштабных неоднородностей в флюктуации задержки σ_{τ_r} не превышает $\sigma_{\text{мелк}} = 0,1$ см.

Доля флюктуаций задержки радиосигналов вследствие наличия случайных крупно- и мелко-масштабных неоднородностей в нижнем слое тропосферы может составить летом $\sigma_{\text{неод}} = \sqrt{\sigma_{\text{круп}}^2 + \sigma_{\text{мелк}}^2} = \sqrt{2,83^2 + 0,1^2} \approx 2,83$ см и менее, а зимой порядка $\sigma_{\text{неод}} \approx \sigma_{\text{мелк}} = 0,1$ см.

Анализ результатов расчетов. Учёт дополнительных флюктуаций за счет тропосферных слоистых и мелкомасштабных неоднородностей и устранения аппаратурной погрешности позволяет дать оценки СКО флюктуаций задержки, более точно характеризующие флюктуации в тропосферном канале распространения радиоволн. Эти значения $\sigma_{\tau_T \text{PPB}}$ составляют 6,1 см летом и 1,5 см зимой и могут быть достигнуты при использовании более точной и менее инерционной аппаратуры зондирования.

Так как единственным измеряемым параметром при оценке величины зенитной задержки является приземное значение индекса преломления $N_s(h_s)$, то на ошибку определения зенитной задержки будут оказывать влияние как флюктуации реального профиля индекса преломления $\sigma_{\tau_T \text{PPB}}$, так и расхождение между моделями и реальным профилем $\sigma_{\Delta\tau_T}$. Таким образом, СКО оценки тропосферной задержки при расчетах с помощью моделей при наличии измерений только приземного значения индекса преломления определяется по формуле

$$\sigma_{\tau_T \text{мод}} = \sqrt{\sigma_{\Delta\tau_T}^2 + \sigma_{\tau_T \text{PPB}}^2}. \quad (11)$$

Результаты расчётов по формуле (11) без учёта постоянного смещения $\Delta\tau_T$ представлены в табл. 5.

Таблица 5

Результатирующие значения СКО оценок задержек, см

№ п/п	Вертикальный профиль	СКО оценки задержки	Сезон	
			лето	зима
1	Экспериментальный	Экспериментальное СКО σ_{τ_T} , см	5,6	2,1
		СКО флюктуаций задержки в тропосферном канале $\sigma_{\tau_T \text{PPB}} = \sqrt{\sigma_{\tau_T}^2 + \sigma_{\text{неод}}^2 - \sigma_{\text{прибор}}^2}$	6,1	1,5
2	Экспоненциальный	СКО оценки задержки относительно эксперимента $\sigma_{\Delta\tau_T}$	6,6	3,2
		СКО оценки задержки по модели $\sigma_{\tau_T \text{мод}} = \sqrt{\sigma_{\Delta\tau_T}^2 + \sigma_{\tau_T \text{PPB}}^2}$	9,0	3,5
3	Трехэлементный	СКО оценки задержки относительно эксперимента $\sigma_{\Delta\tau_T}$	4,7	1,8
		СКО оценки задержки по модели $\sigma_{\tau_T \text{мод}} = \sqrt{\sigma_{\Delta\tau_T}^2 + \sigma_{\tau_T \text{PPB}}^2}$	7,7	2,3

Выводы. Представленные выше результаты позволяют сделать следующие выводы.

1. Оценка тропосферной задержки по данным аэрологического зондирования в слое атмосферы 0–30 км в юго-восточной части Охотского моря показывает, что средняя зенитная задержка в слое атмосферы 0–30 км составляет 246 см летом и 232 см зимой, а в слое 0–100 км увеличивается до 250 см летом и 235 см зимой. СКО флюктуаций тропосферной задержки составляют 5,6 см летом и 2,1 м зимой, а в слое 0–100 км могут достигать значений 5,61 и 2,12 см соответственно.

2. СКО фактических флюктуаций тропосферной задержки с учетом того, что аэрологическая аппаратура не регистрирует слои менее 200 м, в слое 0–30 км должно быть увеличено на величину 2,83 см летом и 0,1 см зимой и уменьшено на 1,5 см за счет учета аппаратурных флюктуаций. В итоге СКО составит 6,1 см летом и 1,5 см зимой и может быть получено на безынерционной и точной аппаратуре.

3. Попытки описать вертикальные профили индекса преломления математической моделью указывают на наилучшее соответствие данным аэрологического зондирования трехэлементной модели вертикального профиля, при которой общая ошибка оценки тропосферной задержки относительно

экспериментальных данных составила 4,7 см летом и 1,8 см зимой. Среднее смещение при этом для трехэлементной модели составило –11,9 см летом и 0,5 см зимой.

4. Ошибка оценки тропосферной задержки без учёта постоянного смещения при расчетах с помощью моделей с привязкой к приземному значению индекса преломления для экспоненциальной модели равняется 9,0 см летом и 3,5 см зимой, для трехэлементной модели – 7,7 см летом и 2,3 см зимой. Приведённые значения СКО, по всей видимости, являются пределом точности оценки зенитной тропосферной задержки по описываемым моделям высотного профиля индекса преломления с привязкой к приземному значению, которое достигается при исключении аппаратурной погрешности.

Литература

1. Захаров Ф.Н. Сравнение точности оценки времени задержки навигационных сигналов при использовании различных моделей высотного профиля индекса преломления тропосферы / Ф.Н. Захаров, М.В. Крутиков // Доклады Томского государственного университета систем управления и радиоэлектроники. – 2014. – № 2(32). – С. 7–12.
2. Антонович К.М. Использование спутниковых навигационных систем в геодезии: в 2 т. – Т. 1. – М.: ФГУП «Картгекоцентр», 2005. – 334 с.
3. Перов А.И. ГЛОНАСС. Принципы построения и функционирования / А.И. Перов, В.Н. Харисов. – М.: Радиотехника, 2010. – 800 с.
4. Саастамойнен Ю. Тропосферная и стратосферная поправки радиослежения ИСЗ / Ю. Саастамойнен // Использование искусственных спутников в геодезии / под ред. С. Хенриксена, А. Манчини, Б. Човица. – М.: Мир, 1975. – С. 349–356.
5. Hopfield H.S. Two-quartic tropospheric refractivity profile for correcting satellite data / H.S. Hopfield // J. of Geophysical Research. – 1969. – Vol. 74, № 18. – P. 4487–4499.
6. Справочник по радиолокации / под ред. М. Сколника; пер. с англ. под общ. ред. К.Н. Трофимова: в 4 т. – Т. 1. Основы радиолокации / под ред. Я.С Ицхоки. – М.: Сов. радио, 1976. – 456 с.
7. Колосов М.А. Рефракция электромагнитных волн в атмосферах Земли, Венеры и Марса / М.А. Колосов, А.В. Шабельников. – М.: Сов. радио, 1976. – 221 с.
8. Комаров В.С. Справочник. Статистические характеристики полей температуры и влажности в атмосфере Северного полушария. – Ч. 5. – М.: Гидрометеоиздат, 1981. – 87 с.
9. Красюк Н.П. Влияние тропосферы и подстилающей поверхности на работу РЛС / Н.П. Красюк, В.Л. Коблов, В.Н. Красюк. – М.: Радио и связь, 1988. – 216 с.
10. Рекомендация МСЭ-R P.835-4. Эталонные стандарты атмосферы [Электронный ресурс]. – Режим доступа: www.itu.int/dms_pubrec/itu-r/rec/p/R-REC-P.835-4-200503-S!!PDF-R.pdf, свободный (дата обращения: 14.02.2014).
11. Бин Б.Р. Радиометеорология / Б.Р. Бин, Е.Дж. Даттон. – Л.: Гидрометеиздат, 1971. – 363 с.
12. Новиков А.В. Модель пространственно-временного поля индекса преломления приземного слоя атмосферы / А.В. Новиков, Ю.П. Акулиничев // Доклады Томского государственного университета систем управления и радиоэлектроники. – 2010. – № 1(21). – С. 36–44.
13. Рекомендация МСЭ-R P.453-10. Индекс рефракции радиоволн: его формула и данные о рефракции [Электронный ресурс]. – Режим доступа: http://www.itu.int/dms_pubrec/itu-r/rec/p/R-REC-P.453-10-201202-I!!PDF-R.pdf, свободный (дата обращения: 14.06.2014).
14. Радиоклиматический тропосферный атлас Тихого океана / под ред. Г.С. Шарыгина. – Томск: Томский гос. ун-т систем управления и радиоэлектроники, 2000. – 171 с.
15. Першин Д.Ю. Сравнительный анализ моделей тропосферной задержки в задаче определения местоположения высокой точности в спутниковых навигационных системах ГЛОНАСС/GPS // Вестник Новосибирского государственного университета. Серия: Информационные технологии. – 2009. – Т. 7. № 1. – С. 84–91.
16. Павлов Н.Ф. Аэрология, радиометеорология и техника безопасности. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 432 с.
17. Фридзон М.Б. Методология радиозондирования атмосферы и достоверность измерений вертикальных профилей температуры и влажности до высот 35–40 км: дис. ... д-ра техн. наук. – М., 2004. – 323 с.
18. Казаков Л.Я. Неоднородности коэффициента преломления воздуха в тропосфере / Л.Я. Казаков, А.И. Ломакин. – М.: Наука, 1976. – 164 с.

19. Рытов С.М. Введение в статистическую радиофизику. – Ч. II. Случайные поля / С.М. Рытов, Ю.А. Кравцов, В.И. Татарский. – М., 1978. – 464 с.

Захаров Фёдор Николаевич

Аспирант каф. радиотехнических систем (РТС) ТУСУРа

Тел.: (382-2) 41-38-89

Эл. почта: fzakharov89@gmail.com

Госенченко Сергей Григорьевич

Канд. физ.-мат. наук, ст. науч. сотр. НИИ РТС ТУСУРа

Тел.: (382-2) 41-38-89

Эл. почта: rwplab@sibmail.com

Крутиков Михаил Владимирович

Зав. лаб. распространения радиоволн НИИ РТС ТУСУРа

Тел.: (382-2) 41-39-69

Эл. почта: rwplab@sibmail.com

Zakharov F.N., Gosenchenko S.G. Krutikov M.V.

Estimation of zenith tropospheric delay time of navigation signals according to meteorological measurements near the navigation receiver at the South-Eastern area of Okhotsk Sea

In this paper corrections to the measured values of the tropospheric delay of a navigational signal are calculated using the refractive index height profiles obtained as a result of upper-air sounding of the atmosphere in the southeastern part of the Sea of Okhotsk, as well as two model profiles. It is shown that the three-element model is more consistent with the experimental profiles than the exponential one. Values of the tropospheric delay RMS for these two models are given.

Keywords: navigation signal delay, troposphere, refraction coefficient, mean-square error.
