

В. А. ПЕРВАГО, канд. техн. наук
Львовский сельскохозяйственный институт

П. Д. ДВУЛИТ, канд. техн. наук
Львовский политехнический институт

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ НА ИНДЕКС ПРЕЛОМЛЕНИЯ РАДИОВОЛН В ТРОПОСФЕРЕ

При измерении расстояний радиодальномерными системами одна из станций находится на значительной высоте от поверхности Земли, а измеряемые ею расстояния могут достигать нескольких сотен километров. Поэтому точность измерения расстояния в основном будет зависеть от того, с какой точностью мы сможем определить рабочую скорость распространения электромагнитных волн в атмосфере.

Поскольку в тропосфере сосредоточено более 4/5 всей массы воздуха, а наиболее существенные изменения метеорологических элементов как во времени, так и в пространстве происходят в пограничном слое, то учет его влияния на стратификацию индекса преломления Δn имеет важное практическое значение. Для установления влияния пограничного слоя на закономерности изменения Δn в тропосфере нами были использованы экспериментальные материалы радиозондирования атмосферы, полученные в 1971—1972 гг. аэрологическими станциями, расположенными в различных климатических зонах СССР [1]. Значения Δn от поверхности Земли до высот 26,3 км определяли на ЭВМ «Мир-1» по известной эмпирической формуле Смита—Вейнтрауба. В дальнейшем, используя методику, изложенную в работе [2], полученные значения Δn были распределены по группам по значению вертикальной разности индексов преломления τ между высотами от 2 м до 1,4 км.

В табл. 1 приведены средние значения Δn на различных высотах, разности $\delta \Delta n$ индексов преломления между высотами 2 м и другими высотами и значения τ .

В дальнейшем величины $\delta\Delta n$ были аппроксимированы кривой

$$\delta\Delta n = a \cdot h^n \quad (1)$$

и по способу наименьших квадратов определены коэффициенты a и n . Результаты этих вычислений, а также средние значения разностей τ для всех трех групп приведены в табл. 2, где даны не значения коэффициентов a , а их логарифмы. При анализе

Т а б л и ц а 1

Влияние вертикального градиента пограничного слоя
на изменения Δn в тропосфере

Группа	Δn на $h=2$ м	h , км									
		1,4	2,9	5,7	7,0	8,8	11,4	13,2	15,8	20,3	23,6

$$\tau = -46 \cdot 10^{-6}$$

I	315	270	218	156	129	102	70	53	35	17	10	7
$\delta\Delta n$	0	-45	-97	-159	-186	-213	-245	-262	-280	-298	-305	-308

$$\tau = -52 \cdot 10^{-6}$$

II	315	262	218	161	134	105	75	53	35	18	10	7
$\delta\Delta n$	0	-53	-97	-154	-181	-210	-240	-262	-280	-297	-305	-308

$$\tau = -57 \cdot 10^{-6}$$

III	316	259	218	159	132	104	71	53	36	18	11	7
$\delta\Delta n$	0	-57	-98	-157	-184	-212	-245	-263	-280	-298	-305	-309

результатов табл. 2 было установлено, что имеется линейная зависимость коэффициентов $\lg a$ и n от вертикальной разности индекса преломления τ . Поэтому коэффициенты $\lg a$ и n были представлены в виде следующих линейных функций:

$$\lg a = A + B\tau, \quad n = C + D\tau. \quad (2)$$

Коэффициенты A, B, C, D были определены по способу наименьших квадратов и приведены ниже: $A=1,0580$, $B=0,0120$, $C=1,1803$, $D=-0,0107$.

Таким образом, зависимость индекса преломления в тропосфере от высоты и вертикальной разности τ может быть представлена в виде

$$\lg \delta\Delta n = A + B\tau + (C + D\tau) \lg h. \quad (3)$$

Подставляя полученные коэффициенты в формулу (3), окончательно получаем зависимость $\delta\Delta n$ от τ :

$$\lg \delta\Delta n = 1,0580 + 0,0120 \tau + 1,1803 \lg h - 0,0107 \tau \lg h. \quad (4)$$

Для проверки точности определения индекса преломления Δn в тропосфере мы обработали метеорологические элементы, полу-

ченные на 20 аэрологических станциях, данные которых не были использованы при выводе эмпирической формулы (4). В дальнейшем были образованы разности между значениями Δl , полученными по формуле (4), и их значениями, определенными по эмпирической формуле Смита—Вейнтрауба. Затем по этим разностям вычисляли средние квадратические погрешности определения Δl для различных высот тропосферы. Результаты определений приведены в табл. 3.

Из таблицы видно, что средняя квадратическая погрешность определения Δl на высотах 7—11,5 км от поверхности Земли составляет $\pm 13,1$ — $\pm 15,7$ единиц шестого десятичного знака. Низкая точность определения Δl на указанных высотах объясняется отсутствием аэрологических данных в промежуточных точках атмосферы между высотами 3—7 км и 7—11,5 км, поэтому слои атмосферы в 4 и 4,5 км недостаточно характеризуют стратификацию индекса преломления на указанных высотах.

Таблица 2

Значение коэффициентов $lg a$ и n

Группа	$lg a$	n	τ
I	1,6014	0,6985	$-46 \cdot 10^{-6}$
II	1,7072	0,6012	$-52 \cdot 10^{-6}$
III	1,7313	0,5828	$-57 \cdot 10^{-6}$

Таблица 3

Средние квадратические погрешности определения Δl по эмпирической формуле (4)

$m\Delta l$			
1,5 км	3,0 км	7,0 км	11,5 км
$\pm 7,3 \cdot 10^{-6}$	$\pm 4,3 \cdot 10^{-6}$	$\pm 13,1 \cdot 10^{-6}$	$\pm 15,7 \cdot 10^{-6}$

Результаты исследований после их апробации на радиогеодезических измерениях могут быть использованы при расчете рабочей скорости распространения электромагнитных волн в атмосфере.

Список литературы: 1. Средние месячные аэрологические данные на изобарических поверхностях. Обнинск, 1973. 2. *Перваго В. А.* О точности определения модуля показателя преломления в приземном слое. — Геодезия, картография и аэрофотосъемка, 1971, вып. 14. 3. *Хижак Л. С., Перваго В. А.* К вопросу о репрезентативности метеорологических наблюдений при определении расстояний радиогеодезическими системами. — Геодезия, картография и аэрофотосъемка, 1972, вып. 15.

Работа поступила в редколлегию 22 декабря 1977 г. Рекомендована кафедрой геодезии Львовского сельскохозяйственного института.