

УДК 521.9

О влиянии средних наклонов атмосферных слоев равной плотности на астрономическую рефракцию

А. Ф. Канторов

По данным аэроклиматического справочника построены карты поверхностей равной плотности для свободной атмосферы над СССР и вычислены их наклоны. Сделана оценка влияния полученных таким образом «средних» наклонов на величину астрономической рефракции.

ON THE EFFECT OF MEAN INCLINATIONS OF EQUAL-DENSITY ATMOSPHERIC LAYERS ON THE ASTRONOMICAL REFRACTION, by Kantorov A. F.— Using the data from the aeroclimatic reference book the maps of equal-density surfaces are compiled for a free atmosphere over the USSR territory and the inclination of surfaces is determined. The effect of «mean» inclinations of surfaces on the astronomical refraction is estimated.

В теории атмосферной рефракции атмосфера обычно представляется состоящей из плоскопараллельных или сферически-концентрических слоев равной плотности. Но предположение о параллельности слоев равной плотности верно лишь до некоторой степени, так как в атмосфере всегда существуют горизонтальные градиенты температуры, а следовательно, и горизонтальные градиенты плотности. Горизонтальные градиенты температуры разной величины возникают в атмосфере по многим причинам: из-за соседства теплой и холодной воздушных масс, из-за соседства участков земной поверхности с различной подстилающей поверхностью (луг и пашня, берег и море, снег и скалы). Очевидно, что различие температур между полюсами и экватором, между дневной и ночной стороной Земли также должны вызывать наклоны атмосферных слоев равной плотности. Условимся в дальнейшем для краткости называть их просто наклонами.

Вопрос о наклонах между полюсом и экватором в общем виде уже рассматривался [1, 8]. В [8] сделана количественная оценка наклонов в тропосфере и стратосфере и их влияния на величину астрономической рефракции. Согласно этой оценке, на зенитном расстоянии 80° поправка в рефракцию за наклоны Δr может достигать $0.37''$.

В данной работе мы попытались, используя данные работ [5, 6, 7], рассмотреть этот вопрос конкретно для территории СССР. В [7] для 146 аэрологических станций СССР приведены среднемесячные значения плотности на 14 уровнях, на геопотенциальных высотах от 1.5 до 30 км. Нет разделения по времени суток, а также для ясного и пасмурного неба.

По этим данным для января и июля построены по 8 карт изопикнических (равной плотности) поверхностей на высотах приблизительно 1.5, 3, 5, 9, 12, 16, 20, 26 км. Для каждого месяца выбраны некоторые значения плотности ρ_i , $i=1, 2, \dots, 8$, приблизительно соответствующие указанным высотам, затем интерполированием кубическими сплайнами для каждой станции определены высоты изопикнических поверхностей $r=\rho_i$. Предварительно геопотенциальные высоты были переведены в высоты над уровнем моря. Учитывая малость горизонтальных градиентов плотности, для проведения изогипс (линий равных высот) использовалось линейное интерполирование между соседними станциями.

На картах для января (рис. 1, 2) форму изопикнических поверхностей над всей территорией страны определяет «холм» над Восточной Сибирью на высотах менее 9 км; на высотах 9 км и выше на месте «холма» образуется «ложбина», причем с высотой ее центр смещается

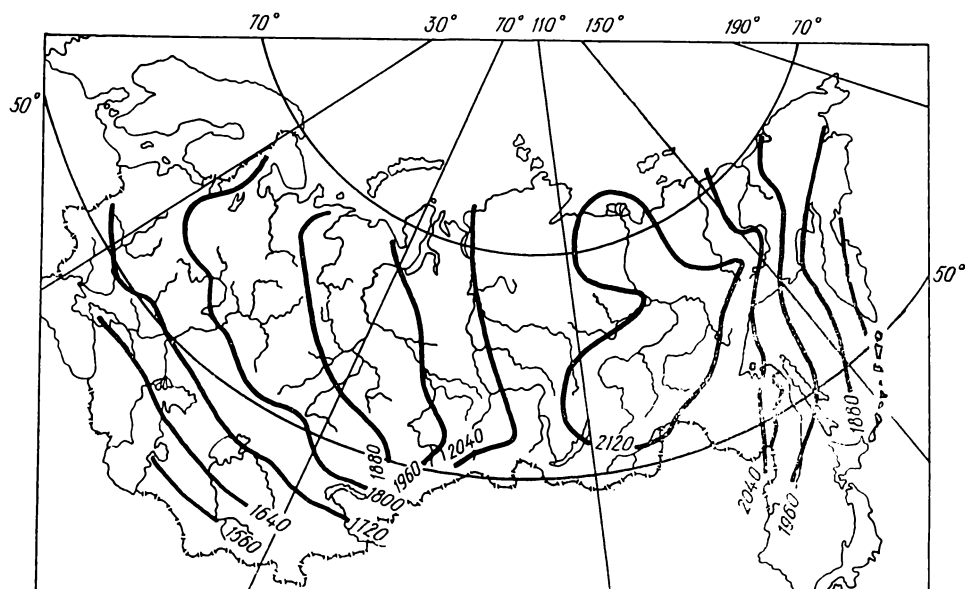


Рис. 1. Карта изопикнической поверхности $\rho=1075 \text{ г/м}^3$ в январе (высоты изогипс указаны в метрах)

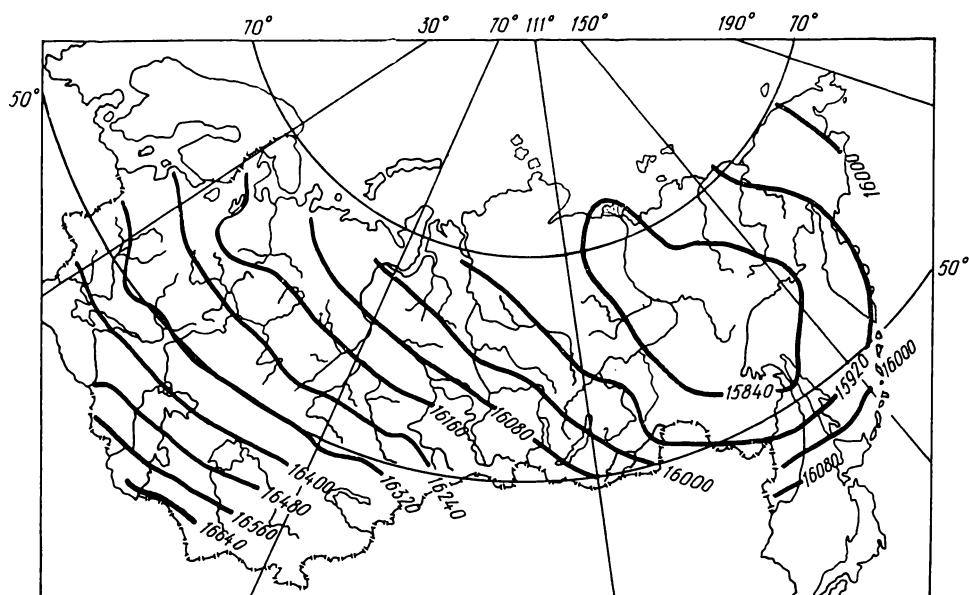


Рис. 2. Карта изопикнической поверхности $\rho=150 \text{ г/м}^3$ в январе

к северо-западу и на высоте 26 км он находится над Новой Землей. По карте $\rho=1075 \text{ г/м}^3$ (см. рис. 1) можно легко определить, что самые большие наклоны $\tau=1.8'$ бывают в районе Кызыла. Велики наклоны вдоль восточного побережья страны. В районе Оймякона они достигают $1.6'$, над Средней Азией и Казахстаном — $1'$. На высотах более 9 км над большей частью страны существуют наклоны около $1'$. Они

близки к меридиональным на всех высотах только над югом европейской части страны, над Средней Азией и Казахстаном.

В июле (рис. 3, 4) над большей частью территории страны наклоны близки к меридиональным, причем с высотой изогипсы все более

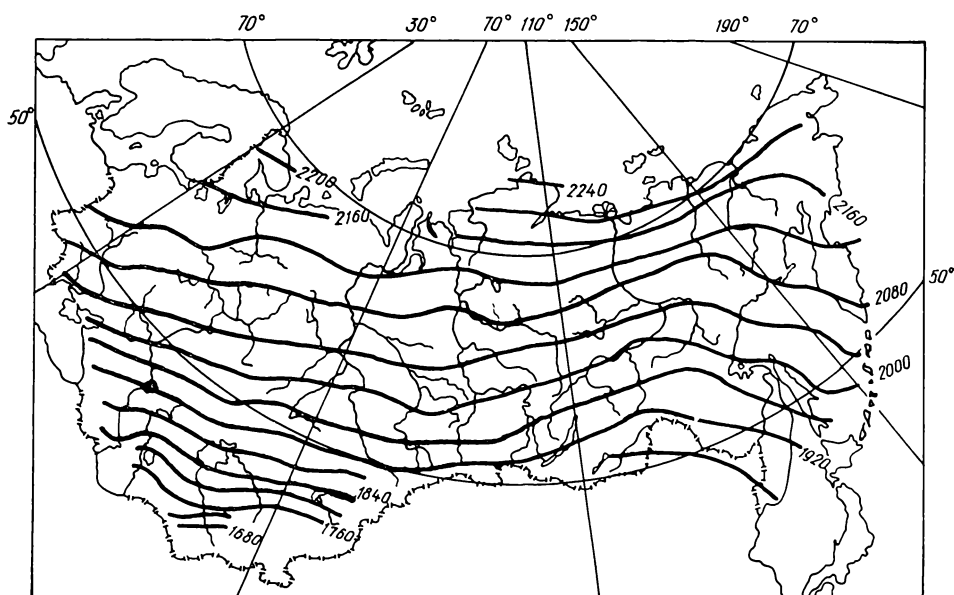


Рис. 3. Карта изопикнической поверхности $\rho = 980 \text{ г/м}^3$ в июле

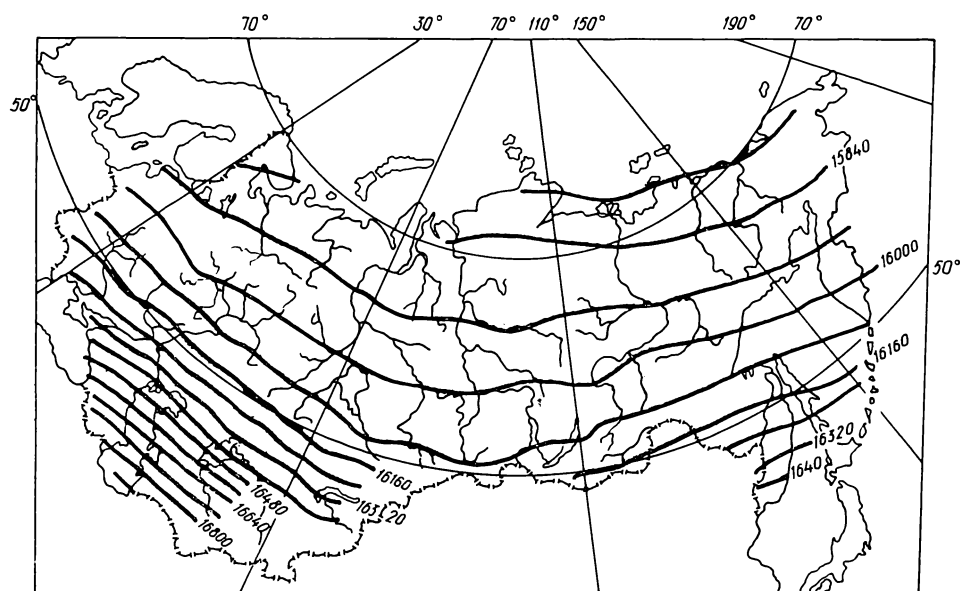


Рис. 4. Карта изопикнической поверхности $\rho = 170 \text{ г/м}^3$ в июле

точно следуют параллелям. В тропосфере наклоны направлены с севера на юг. Уменьшаясь с высотой, они практически исчезают на высоте 9 км, выше сменяются на противоположные, возрастают, затем вновь уменьшаются и опять исчезают на высоте 26 км. На всех высотах наклоны заметно уменьшаются с увеличением широты. Наибольшей величины они достигают над югом европейской части страны, над Средней Азией и Казахстаном. Изопикническая поверхность $\rho = 980 \text{ г/м}^3$

(рис. 3) над Средней Азией имеет наклон $1 \div 1.2'$, над остальной территорией страны — $0.5 \div 0.3'$. Поверхность $\rho = 170 \text{ г/м}^3$ (см. рис. 4) над Средней Азией имеет наклон до $1.8'$, над остальной территорией страны — $0.4 \div 0.1'$.

Сравнение карт для июля и января показывает, что для большинства районов страны наклоны в меридиане и первом вертикале испытывают большие сезонные изменения. Менее всего эти изменения заметны над Средней Азией.

Изопикнические поверхности имеют довольно сложную форму, но тем не менее на них можно найти участки, которые, не совершая большой ошибки, можно считать участками сферы или плоскости — в зависимости от того, какую модель атмосферы мы принимаем. Если в таком районе имеются три аэрологические станции, то по их данным можно вычислить наклоны без построения карт. Для этого удобно спроектировать сферу, концентричную сферической поверхности Земли и расположенную на одной высоте с изопикнической поверхностью, на плоскость.

Таблица 1. Азимуты средних наклонов и их величины в меридиане и в первом вертикале для пункта Тамды

H, км	Январь			Июль			H, км	Январь			Июль		
	Az	τ_M	τ_V	Az	τ_M	τ_V		Az	τ_M	τ_V	Az	τ_M	τ_V
1.5	351°	0.7'	-0.1'	359°	1.0'	0.0'	13	153	-0.4	0.2	149	-0.9	0.6
3	310	0.2	-0.3	351	0.7	-0.1	16	152	-0.6	0.3	153	-1.4	0.7
5	277	0.0	-0.2	323	0.3	-0.2	18	151	-0.5	0.3	154	-1.2	0.6
7	230	-0.2	-0.2	306	0.2	-0.3	20	142	-0.4	0.3	151	-0.6	0.4
9	204	-0.3	-0.1	327	0.4	-0.2	24	147	-0.4	0.3	69	0.1	0.2
10	187	-0.3	0.0	339	0.3	-0.1	26	138	-0.3	0.3	69	0.1	0.3
12	162	-0.4	0.1	145	-0.5	0.4	30	147	-0.5	0.3	69	0.2	0.5

Возьмем три соседних аэрологических станции с координатами (φ_i, λ_i) , $i = 1, 2, 3$, образующих треугольник, внутри которого находится пункт наблюдений с координатами (φ_0, λ_0) . Для каждой станции вычислим высоту H_{ik} изопикнической поверхности $\rho = \rho_k$. Построим декартову систему координат с началом в точке $(\varphi_0, \lambda_0, H_{1k})$. Ось абсцис направим по касательной к параллели с запада на восток, ось ординат — по касательной к меридиану с юга на север, ось Z — по отвесной линии снизу вверх. Спроектируем сферу радиусом $R_0 + H_{1k}$, где R_0 — радиус Земли, на плоскость XU . Для этого воспользуемся формулами для перевода экваториальных координат в тангенциальные [2], заменив α и δ на λ, φ , а единичный радиус на $R_0 + H_{1k}$:

$$X_{ik} = (R_0 + H_{1k}) \frac{\cos \varphi_i \sin (\lambda_i - \lambda_0)}{\sin \varphi_i \sin \varphi_0 + \cos \varphi_i \cos \varphi_0 \cos (\lambda_i - \lambda_0)},$$

$$Y_{ik} = (R_0 + H_{1k}) \frac{\sin \varphi_i \cos \varphi_0 - \cos \varphi_i \sin \varphi_0 \cos (\lambda_i - \lambda_0)}{\sin \varphi_i \sin \varphi_0 + \cos \varphi_i \cos \varphi_0 \cos (\lambda_i - \lambda_0)}.$$

Примем $Z_{ik} = H_{ik} - H_{1k}$ и запишем уравнение плоскости, проходящей через точки (X_{ik}, Y_{ik}, Z_{ik}) , $i = 1, 2, 3$:

$$\begin{vmatrix} X - X_{1k} & Y - Y_{1k} & Z - Z_{1k} \\ X_{2k} - X_{1k} & Y_{2k} - Y_{1k} & Z_{2k} - Z_{1k} \\ X_{3k} - X_{1k} & Y_{3k} - Y_{1k} & Z_{3k} - Z_{1k} \end{vmatrix} = 0.$$

Приведа его к каноническому виду $AX + BY + CZ + D = 0$, с помощью элементарных выкладок получим $\tau_m = -\text{arctg} \frac{B}{C}$, $\tau_v = -\text{arctg} \frac{A}{C}$, $Az = \frac{3}{2} \pi - \text{arctg} \frac{B}{A}$. Здесь τ_m — наклон в меридиане; τ_v — наклон в первом вертикале; Az — азимут наклона.

Учитывая, что изолинии на картах проводятся с некоторой погрешностью и что значения плотности в [7] изменяются от 1100 до 17 г/м³ в интервале 1.5—30 км и приводятся с точностью 0.1 г/м³, можно считать, что наклоны как по картам, так и «по трем точкам» вычисляются с точностью 0.1' до высоты 20 км и с точностью 0.2' ÷ 0.3' на высотах 20 ÷ 30 км. Сравнение наклонов, вычисленных по картам и «по трем точкам», показывает, что они согласуются удовлетворительно.

Таблица 2. Величины поправок в астрономическую рефракцию за средние наклоны для пункта Тамды

z	Январь		Июль	
	Δr_m	Δr_v	Δr_m	Δr_v
10°	0.001"	0.001"	-0.001"	0.000"
45	1	2	-3	1
60	2	4	-6	2
70	4	8	-13	4
80	7	33	-57	11
85	-60	150	-311	1
87	-452	441	-1.06	92
88	-1.58	948	-2.59	267
89	-15.40	3.85	-11.71	770

В табл. 1 приведены значения наклонов τ_m , τ_v и азимутов Az , вычисленные по трем станциям для пункта Тамды в Средней Азии для января и июля. В табл. 2 приведены поправки в астрономическую рефракцию за наклоны в меридиане и в первом вертикале Δr_m и Δr_v , вычисленные по этим наклонам. Поправки за наклоны вычислялись по формуле [9]:

$$\Delta r = - \int_1^{n_0} \frac{dn}{n} \tau \frac{1}{1 - \left[\frac{(R_0 + H_0) n_0}{Rn} \sin z \right]^2}, \quad (1)$$

где H_0 — высота пункта наблюдений над уровнем моря; n_0 — коэффициент преломления воздуха на высоте H_0 ; n — коэффициент преломления на высоте H ; $R = R_0 + H$; z — зенитное расстояние. Интеграл вычислялся от H_0 до 30 км по узлам $H_0, 1.5, 3, 5, 7, 9, 10, 12, 13, 16, 18, 20, 24, 26, 30$ км, причем плотность на высоте H_0 вычислялась по данным [5, 6], а наклон τ_0 на высоте H_0 был принят равным нулю. Интегрирование проводилось методом Гаусса с автоматическим выбором шага. Ниже приведены значения интеграла I_k для слоев $H_0 \div H_k, k = 1, 2, \dots, 14$, для меридиана на $z = 80^\circ$ для июля. Видим, что даже при условии $\tau_0 = 0$ поправка за «средние» наклоны на $z = 80^\circ$ достигает 0.06".

Значения интеграла I_k (Тамды, июль)

Слой, км	0 ÷ 1.5	0 ÷ 3	0 ÷ 5	0 ÷ 7	0 ÷ 9	0 ÷ 10	0 ÷ 12
$I_k \cdot 10^3$	-38	-94	-124	-139	-154	-162	-158
Слой, км	0 ÷ 13	0 ÷ 16	0 ÷ 18	0 ÷ 20	0 ÷ 24	0 ÷ 26	0 ÷ 30
$I_k'' \cdot 10^3$	-147	-100	-74	-60	-56	-57	-57

Отсюда видно, что основной вклад в величину Δr вносят нижние слои атмосферы.

Для сравнения укажем, что величина $\Delta r = 0.37''$ в работе [8] получена исходя из величины горизонтального градиента температуры в средних широтах 0.015 К/км при горизонтальных градиентах давления, равных нулю. Следовательно, наклон у земли $\tau_0 = 112''$. До высоты 10.4 км наклоны линейно убывают до $-27''$, выше, в стратосфере, остаются постоянными.

По данным [3], средний зональный горизонтальный градиент температуры на широтах $40 \div 50^\circ$ в январе равен 0.011 К/км , а в июле — 0.006 К/км . Кроме того, в атмосфере постоянно существуют зоны повышенного и пониженного давления. И если горизонтальные градиенты температуры обуславливают появление горизонтальных градиентов плотности, то горизонтальные градиенты давления частично компенсируют их влияние [1]. Таким образом, $\Delta r = 0.37''$ — оценка по максимуму.

Из изложенного следует, что влияние средних наклонов следует учитывать лишь при проведении длительных рядов наблюдений с осреднением результатов по месяцам или сезонам. Учет влияния средних на-

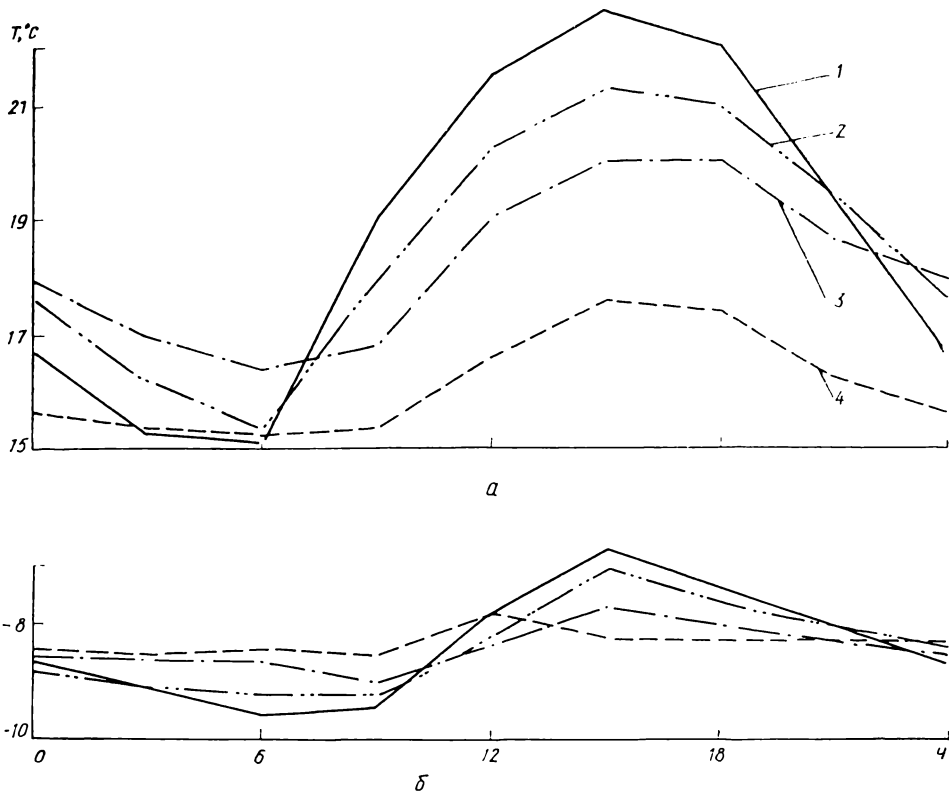


Рис. 5. Суточный ход температуры воздуха на различных высотах летом (а) и зимой (б) по наблюдениям на телевизионной башне в Останкино: 1, 2, 3, 4 — соответственно на высотах 15, 85, 253 и 503 м

клонов позволит выявить рефракционную составляющую годовых колебаний величины, получаемой из наблюдений.

В заключение рассмотрим вопрос о наклонах, возникающих из-за разницы температур между дневной и ночной стороной Земли. По литературным данным [3], суточные колебания температуры существуют во всей тропосфере, но уже выше 500 м их амплитуда не превышает 2 К. На рис. 5 [4] даются кривые суточного хода температуры летом и зимой, полученные по трехлетнему ряду наблюдений на телевизионной башне в Останкино. Видно, что летом наиболее быстрое изменение температуры происходит с 6 до 12 ч и с 18 до 24 ч. Считая широту $\varphi = 56^\circ$, по данным рис. 5 можно определить горизонтальные градиенты температуры, затем по формуле из [1] $\tau = 0.389 \frac{1}{\rho} G - 1.116 \Gamma$ (здесь ρ — плотность воздуха в г/м^3 ; G и Γ — горизонтальные градиенты давления и температуры в миллибарах и кельвинах на 112.2 км), приняв $G = 0$,

вычислим значения наклонов для лета. Получим на высоте 15 м наклон $10''$; 85 м — $6''$; 253 м — $3''$; 503 м — $3''$. Примем для слоя 503 м $\div 10$ км наклон $3''$. Возьмем профиль плотности для станции Москва за июль из [7] и вычислим Δr по формуле [1]. Получим на $z=80^\circ$ $\Delta r < 0.01''$. При этом мы не учитывали влияния горизонтального градиента давления, а также то обстоятельство, что изменения температуры запаздывают с высотой, т. е. наклоны достигают максимальных значений на разных высотах неодновременно.

Отсюда можно сделать вывод, что в случае однородной подстилающей поверхности вокруг пункта наблюдений влиянием «суточных» наклонов можно пренебречь.

1. *Зверев М. С.* К вопросу о вычислении рефракционных аномалий по данным аэрологических наблюдений.— Астрон. журн., 1946, 23, № 2, с. 97—110.
2. *Курс астрофизики и звездной астрономии* / Под ред. А. А. Михайлова.— М.: Наука, 1973.—608 с.
3. *Матвеев Л. Т.* Курс общей метеорологии. Физика атмосферы.— М.: Гидрометеониздат, 1976.—640 с.
4. *Новикова Э. Н.* Метеорологический режим нижнего 500-метрового слоя атмосферы по наблюдениям на телевизионной башне в Останкино.— Тр. ЦВГМО, 1976, вып. 7, с. 17—22.
5. *Новый* аэроклиматический справочник свободной атмосферы над СССР. Характеристики температуры воздуха.— М.: Гидрометеониздат, 1979.— Т. 1. 292 с.
6. *Новый* аэроклиматический справочник свободной атмосферы над СССР. Характеристики ветра и геопотенциала.— М.: Гидрометеониздат, 1980.— Т. 2. 584 с.
7. *Новый* аэроклиматический справочник свободной атмосферы над СССР. Характеристики влажности и плотности.— М.: Гидрометеониздат, 1980.— Т. 3. 584 с.
8. *Saastamoinen J.* Contributions to the theory of atmospheric refraction.— Bull. Geodes., 1972, N 106, p. 383—397.
9. *Teleki G.* A contribution into the research of astronomical refraction and its anomalies on the basis of aerological measurements carried out in Belgrad.— Publ. Observ. astron. Beograd, 1967, N 13, p. 1—147.

Ин-т оптики атмосферы СО АН СССР,
Томск

Поступила в редакцию
16.07.1984

РЕФЕРАТ ПРЕПРИНТА

УДК 530.12+539.12

Ю. А. Белецкий, А. И. Бугрий, А. А. Трушевский

О ЗАВИСИМОСТИ БАРИОННОЙ АСИММЕТРИИ ВСЕЛЕННОЙ ОТ УРАВНЕНИЯ СОСТОЯНИЯ

(Препринт ИТФ—84—77Е)

Показано, что барионная асимметрия Вселенной, возникшая в начале адронной эры, в процессе дальнейшей эволюции может изменять свою величину. Это изменение зависит от характера уравнения состояния и позволяет согласовать наблюдаемую барионную асимметрию с предсказаниями теории «Великого объединения». Исследовано поведение барионной асимметрии в случае, когда в веществе ранней Вселенной происходят фазовые переходы.