

УДК 528.41.027

В. В. КИРИЧУК

РАДИАЦИОННЫЙ БАЛАНС ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ И НАКЛОНЫ ИЗОДИОПТРИЧЕСКИХ ПОВЕРХНОСТЕЙ

Основной причиной возникновения рефракционных аномалий является наклон поверхностей равных значений коэффициента преломления, то есть наклон изодиоптрических поверхностей в атмосфере. Вопрос о существовании подобных наклонов и их влиянии на величину астрономической рефракции исследовался многими авторами [1, 4, 5, 6, 9, 10].

При учете влияния наклона изодиоптрических поверхностей на величину рефракции необходимо знать величину самого наклона, вычисление которой возможно лишь при правильном понимании механизма образования наклонов изодиоптрических поверхностей в атмосфере.

Можно считать установленным тот факт, что наклон изодиоптрических поверхностей эквивалентен наклону слоев воздуха равной плотности в атмосфере вследствие неравномерного распределения плотности на одних и тех же высотах по горизонтали. Вопрос же о причинах неравномерного горизонтального распределения плотности воздуха, на наш взгляд, излагается в астрономической литературе несколько односторонне. Так, например, М. С. Зверев [5], указывая, что наклоны слоев равной плотности в атмосфере происходят как от общих процессов (циклонической деятельности, движения воздушных масс), так и от местных причин микроклиматического характера, считает, что атмосферные процессы в тропосфере ($0,5 \text{ км} \leq H \leq 10 \text{ км}$) протекают как в свободной атмосфере, то есть не искажаются близостью поверхности Земли и вследствие аperiodичности этих процессов наклоны изодиоптрических поверхностей должны также носить аperiodический характер.

Но, как известно из физики атмосферы [8], в результате теплообмена между земной поверхностью и атмосферой существуют суточные (то есть периодические) колебания температуры и плотности воздуха. Благодаря турбулентному обмену эти периодические колебания температуры и плотности воздуха в приземном слое ($H = 0,2 \text{ км}$) распространяются на пограничный слой атмосферы. Установлено, что лишь с высоты 2 км [7] влияние суточных колебаний температуры земной поверхности перестает сказываться на изменениях температуры воздуха, и эти изменения становятся аperiodическими, обусловленными общими процессами в атмосфере.

Рассмотрим условия, при которых суточный ход теплообмена земной поверхности с приземным слоем воздуха может оказать влияние на формирование наклона изодиоптрических поверхностей в тропосфере.

Теплообмен земной поверхности с нижним слоем атмосферы зависит прежде всего от радиационного баланса земной поверхности, определяемого с помощью уравнения вида [8]

$$R = Q_0 + \delta B_A - B_0, \quad (1)$$

где Q_0 — суммарный поток солнечной радиации; δB_A — излучение атмосферы

ры; B_0 — излучение земной поверхности. Вследствие малости величины δB_A по сравнению с величинами Q_0 и B_0 [8] уравнение (1) можно аппроксимировать в виде

$$R = Q_0 - B_0. \quad (2)$$

Для определения суммарного потока солнечной радиации в актинометрии пользуются различными эмпирическими формулами. Воспользуемся формулой Т. Г. Берлянда [2]

$$Q_0 = \frac{I_0 \cdot \sin h_{\odot}}{(1 + f \cdot \operatorname{cosec} h_{\odot})}, \quad (3)$$

где I_0 — солнечная постоянная, а f — фактор, характеризующий степень ослабления потока солнечной радиации в результате рассеяния света в атмосфере, отражения его от подстилающей поверхности и других причин.

Излучение земной поверхности определяется по известной формуле физики

$$B_0 = \delta \cdot \sigma \cdot T_0^4, \quad (4)$$

где δ и σ — постоянные, характеризующие физические свойства излучающей поверхности, а T_0 — температура этой поверхности.

Из уравнений (3) и (4) следует, что радиационный баланс зависит от высоты Солнца над горизонтом, физического состояния атмосферы (ее прозрачности), отражательной и излучательной способностей подстилающей поверхности. Примем для простоты рассуждений, что величины f и B_0 есть постоянные. В отношении величины f это будет справедливо, если допустить, что подстилающая поверхность однородна по своим свойствам на большом протяжении и физическое состояние атмосферы неизменно в рассматриваемый отрезок времени; в отношении же величины B_0 это будет справедливо для небольших промежутков времени (1—2 часа) вследствие медленного изменения эффективного излучения земной поверхности с течением времени.

Тогда, очевидно, радиационный баланс земной поверхности будет функцией только высоты Солнца над горизонтом. А это означает, что радиационный баланс тем больше, чем больше суммарный поток солнечной радиации. Действительно, известно [8], что максимального значения радиационный баланс достигает около полудня ($R > 0$); переход радиационного баланса через нуль ($R = 0$) происходит дважды в сутки — в утренние и вечерние часы ($h_{\odot} = 10-15^\circ$); минимального значения радиационный баланс достигает около полуночи ($R < 0$), и в течение всей ночи при отсутствии облачности или при постоянной облачности остается практически неизменным.

С другой стороны, известно, что высота небесного светила (Солнца) над горизонтом есть функция координат (φ , λ — широты и долготы) места наблюдения [3]

$$\Delta h_{\odot} = \Delta \varphi \cos A_{\odot} + \Delta \lambda \cos \varphi \sin A_{\odot}, \quad (5)$$

где A_{\odot} — азимут Солнца, а $\Delta \varphi$ и $\Delta \lambda$ — изменения координат места наблюдений.

В свою очередь величины $\Delta \varphi$ и $\Delta \lambda$ являются функциями азимута и длины направления между двумя точками земной поверхности.

Если рассматривать Землю как сферу радиуса R , то эти функции могут быть представлены в виде

$$\left. \begin{aligned} \Delta \varphi &= \cos a \cdot \frac{S}{R}, \\ \Delta \lambda &= \frac{\sin a}{\cos \varphi} \cdot \frac{S}{R}, \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

где a и S — азимут и длина линии, $R = 6371$ км, средний радиус Земли.

Подставляя (6) в (5), получаем

$$\Delta h_{\odot} = \frac{S}{R} \cdot \cos(a - A_{\odot}). \quad (1)$$

Из уравнения (7) видно, что максимальное изменение высоты Солнца происходит при перемещении наблюдателя по поверхности Земли в азимуте Солнца, так как в этом случае $a = A_{\odot}$ и

$$\Delta h_{\odot} = \frac{S}{R}. \quad (8)$$

Тогда при принятых выше допущениях оказывается, что вследствие неравенства высот Солнца для различных точек земной поверхности в один и тот же физический момент времени суммарные потоки солнечной радиации, а следовательно, и радиационные балансы в этих точках будут различны. При этом, как вытекает из уравнений (2), (3) и (8), разность радиационных балансов двух точек земной поверхности в один и тот же физический момент времени будет тем больше, чем большее расстояние между ними (при условии, если эти точки лежат в створе с направлением на Солнце).

Если принять за одну из этих точек место наблюдения, а за другую — точку земной поверхности, лежащую под точкой входа светового луча от небесного светила, наблюдаемого на некотором зенитном расстоянии, в слой воздуха определенной толщины, то расстояние между ними может быть рассчитано для различных зенитных расстояний наблюдаемого светила и слоев воздуха различной толщины по обычным тригонометрическим формулам.

Таблица 1
Расстояние от пункта наблюдений до точек земной поверхности на различных зенитных расстояниях

z	H = 10 км	H = 2 км	H = 0,2 км
	S _z , км	S _z , км	S _z , км
0°	10	2	0,2
75	37	7	0,7
88	189	48	5,7
89	256	82	11,6
89,5	298	112	22,9
90	358	156	50,3

В табл. 1 представлены результаты подобных вычислений для трех слоев воздуха толщиной 10; 2 и 0,2 км. При вычислениях Землю принимали за сферу радиуса $R = 6371$ км; атмосферу представляли в виде концентрических сферических слоев воздуха с центром в центре Земли. Подставляя полученные значения S из табл. 1 в уравнение (8) для нахождения величин Δh_{\odot} и h_{\odot} и используя затем уравнения (3) и (2), мы нашли значения радиационных балансов для соответствующих точек земной поверхности при разных высотах Солнца над горизонтом. При вычислениях согласно [2] $f = 0,03$; $I_0 = 1,98$ кал/см² · мин; $B_0 = 0,30$ кал/см² · мин.

Результаты вычислений сведены в табл. 2. В ней показаны значения радиационного баланса в пункте наблюдений и точках земной поверхности, соответствующих точкам входа световых лучей в слои атмосферы высотой 0,2; 2 и 10 км при разных высотах Солнца над горизонтом в один и тот же физический момент времени. Ограничимся данными табл. 2 для точек земной поверхности, соответствующих точкам входа светового луча в слой воздуха высотой 2 км, поскольку, как уже отмечалось, выше 2 км распределение плотности воздуха не искажается влиянием земной поверхности.

Значения радиационного баланса R

h_{\odot}	R	$S_1 (H = 0,2 \text{ км})$		$S_2 (H = 2 \text{ км})$		$S_3 (H = 10 \text{ км})$	
		Δh_{\odot}	R	Δh_{\odot}	R	Δh_{\odot}	R
15°	+0,159	+0',4	+0,160	+3',8	+0,162	+19',5	+0,171
2	-0,263	+3,1	-0,261	+25,9	-0,250	+102,0	-0,212
1	-0,287	+6,3	-0,285	+44,3	-0,270	+138,0	-0,225
0,5	-0,296	+12,4	-0,293	+60,5	-0,276	+161,0	-0,227
0	-0,300	+27,2	-0,297	+84,3	-0,278	+193,0	-0,228

Анализируя эти данные, можно заметить, что при $h_{\odot} \geq 15^{\circ}$ радиационный баланс земной поверхности, лежащей под отрезком светового луча в слое 2 км, практически одинаков. При $h_{\odot} \leq 2^{\circ}$ величина радиационного баланса увеличивается в сторону Солнца и, очевидно, убывает в противоположную сторону. Увеличение же радиационного баланса эквивалентно увеличению температуры земной поверхности. А как показывают метеорологические исследования пограничного слоя воздуха ($H = 2 \text{ км}$) [7], увеличению температуры земной поверхности соответствует уменьшение плотности воздуха на одних и тех же уровнях в этом слое.

Отсюда следует, что при высотах Солнца $h_{\odot} \leq 2^{\circ}$ плотность воздуха на высоте 2 км над пунктом наблюдения больше плотности воздуха на этой же высоте над точкой, удаленной от пункта наблюдения в сторону Солнца, и меньше — над точкой, удаленной от пункта наблюдений в противоположную сторону. Таким образом, налицо наклон слоев воздуха равной плотности, а следовательно, и наклон изодиоптрических поверхностей, обусловленный неравенством радиационного баланса подстилающей поверхности. Нормаль к этим наклонным поверхностям, очевидно, будет отклоняться от нормали к земной поверхности в месте наблюдения в сторону наблюдаемого светила, то есть Солнца.

Итак, мы показали, что наряду с наклонами изодиоптрических поверхностей в свободной атмосфере $H > 2 \text{ км}$, причиной которых являются аperiodические физические процессы (циклоническая деятельность, движение воздушных масс), в пограничном слое воздуха могут возникать периодические наклоны этих поверхностей. Последние обуславливаются периодическими изменениями радиационного баланса подстилающей поверхности вследствие неравенства высоты Солнца над точками этой поверхности в один и тот же физический момент времени. При этом наклоны изодиоптрических поверхностей будут иметь ощутимую величину только при малых высотах Солнца над горизонтом ($h_{\odot} \leq 2^{\circ}$), в утренние и вечерние периоды суток. Так что при исследованиях в эти периоды астрономической рефракции на малых высотах ($h \leq 2^{\circ}$) необходимо учитывать, кроме наклонов изодиоптрических поверхностей в свободной атмосфере, возможность появления наклона изодиоптрических поверхностей в пограничном слое воздуха ($H = 2 \text{ км}$) в сторону Солнца, то есть в сторону увеличения радиационного баланса подстилающей поверхности.

Для качественной оценки влияния подобного наклона на величину астрономической рефракции воспользуемся формулой

$$\rho = \rho_0 - k \cdot \delta_0 \cdot \sec^2 z \cdot \sin \alpha, \quad (9)$$

где ρ_0 — табличное значение рефракции, α — угол наклона изодиоптрических поверхностей к горизонту.

Формула (9) означает, что в случае отклонения нормали к изодиоптрической поверхности от нормали к земной поверхности в точке наблюдения в сторону наблюдаемого светила истинная рефракция всегда меньше табличной и, следовательно, рефракционная аномалия должна быть

отрицательной, то есть

$$\rho - \rho_0 = \Delta\rho < 0. \quad (10)$$

Когда с целью исследования рефракции Солнце наблюдается на малых высотах ($h \leq 2^\circ$), то возможен именно такой наклон изодиоптрических поверхностей в пограничном слое воздуха высотой 2 км, а значит, мы вправе ожидать появления отрицательных значений рефракционных аномалий. И действительно, по результатам наших исследований в 1967—1968 годах рефракционные аномалии, определявшиеся по наблюдениям Солнца на малых высотах, во всех случаях были отрицательны.

До сих пор мы рассматривали изменения радиационного баланса земной поверхности и связанные с этими изменениями наклоны слоев воздуха равной плотности, обусловленные неравенством высот Солнца над различными точками подстилающей поверхности в один и тот же физический момент вследствие суточного вращения Земли вокруг своей оси.

Но, как известно, в результате наклона земной оси к плоскости ее орбиты высоты Солнца над горизонтом и продолжительность дневного периода суток в северных и южных широтах Земли различны. Годовые радиационные балансы земной поверхности в северных широтах значительно меньше, чем в тропических. Это видно хотя бы из сравнения суммарных годовых потоков солнечной радиации для двух даже не слишком сильно отличающихся широт: для $\varphi = 45^\circ$ — $Q_{\text{год}} = 179\,215 \text{ кал/см}^2$; для $\varphi = 55^\circ$ — $Q_{\text{год}} = 150\,380 \text{ кал/см}^2$. Естественно поэтому предположить существование наклона слоев воздуха равной плотности в атмосфере от полюсов к экватору в глобальном масштабе.

Подтверждением последнего может служить обнаруженная в 1922 году Харцером [11] асимметрия астрономической рефракции в горизонте ($h = 0^\circ$) по линии север—юг. Харцер получил для астрономической рефракции в горизонте в направлениях на север и юг соответственно $\rho_N = 34' 55''$; $\rho_S = 34' 27''$. Если сравнить эти величины со значением астрономической рефракции в горизонте, найденным по таблицам рефракции ПАО для соответствующих метеоусловий ($t = 7,5^\circ$; $C, P = 754,48 \text{ мм рт. ст.}$; $e = 4,22 \text{ мм рт. ст.}$; $\varphi = 54' 21''$; $H = 52 \text{ м}$), то получим следующие величины рефракционных аномалий: $\rho_N - \rho_{\text{пао}} = 34' 55'' - 34' 41'' = +14''$; $\rho_S - \rho_{\text{пао}} = 34' 27'' - 34' 41'' = -14''$, то есть $\rho_N - \rho_{\text{пао}} > 0$ в сторону убывания радиационного баланса и $\rho_S - \rho_{\text{пао}} < 0$ в сторону увеличения радиационного баланса земной поверхности.

Таким образом:

1. В пограничном слое воздуха высотой 2 км могут образовываться наклоны изодиоптрических поверхностей, обусловленные влиянием увеличения радиационного баланса однородной земной поверхности от места наблюдения в сторону Солнца и уменьшения его в противоположную сторону в утренние и вечерние периоды суток ($h \leq 2^\circ$).

2. В тропосфере ($H = 12 \text{ км}$) можно ожидать появления наклонов изодиоптрических поверхностей вследствие убывания величин годового радиационного баланса земной поверхности от экватора к полюсам.

3. Наклоны изодиоптрических поверхностей имеют место в сторону увеличения радиационного баланса земной поверхности.

4. Рефракционные аномалии, обусловленные только названными наклонами, должны быть положительными в сторону убывания и отрицательными в сторону возрастания радиационного баланса земной поверхности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Б е л я е в Н. А. Синоптические рефракционные аномалии в области антициклона на средней части европейской территории СССР. АЖ, т. 31, вып. 3, 1954.
2. Б е р л я н д Т. Г. Распределение солнечной радиации на континентах. Л., 1961.
3. Б л а ж к о С. Н. Курс сферической астрономии. М., 1954.

4. Глазенап С. П. Рефракционный уклон. СПб, 1881.
5. Зверев М. С. К вопросу о вычислении рефракционных аномалий по данным аэрологических наблюдений. АЖ, т. 23, вып. 2, 1946.
6. Крат В. К вопросу о рефракционных аномалиях. АЖ, т. 11, вып. 2, 1934.
7. Лайхтман Д. А. Физика пограничного слоя воздуха. Л., 1961.
8. Матвеев Л. Т. Основы общей метеорологии. Физика атмосферы. Л., 1965.
9. Семенов Л. И. Рефракционные аномалии. АЖ, т. 14, вып. 5—6, 1937.
10. Тютерев Т. С. Влияние наклона приземного слоя воздуха на определение широты и времени. «Вращение Земли», АН УССР, Киев, 1963.
11. Harzer P. Publikation der Sternwarte in Kiel. XIII, XIV, 1922—1924.

Работа поступила 10 мая 1971 года
Рекомендована кафедрой лесной таксации
Львовского лесотехнического института