

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЛАВНАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ОБСЕРВАТОРИЯ им. А. И. ВОЕЙКОВА

06
178

ТРУДЫ

ВЫПУСК 366

КОМПЛЕКСНЫЙ
ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЙ
ЭКСПЕРИМЕНТ

(КЭНЭКС-73)

Под редакцией

чл.-кор. АН СССР, доктора физ.-мат. наук К. Я. Кондратьева
и канд. физ.-мат. наук Н. Е. Тер-Маркарянц

Ленинградский
Гидрометеорологический ин-т
БИБЛИОТЕКА
Л-д 195196 Малоохтинский пр., 68



ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ

ЛЕНИНГРАД · 1975

285115

Сборник является пятым в серии, посвященной комплексному исследованию энергетики атмосферы. В нем представлены материалы наблюдений экспедиции, проведенной в районе Каспийского моря в августе 1973 г.

В статьях рассматриваются программа работ, составляющие радиационного баланса в свободной атмосфере, спектральные лучистые потоки и притоки тепла над морем, спектральная прозрачность атмосферы и содержание водяного пара в атмосфере, результаты аэрозольных исследований.

Сборник рассчитан на специалистов в области физики атмосферы.

These papers come fifth in the series dedicated to the complex investigation of atmospheric energetics.

They represent the observational data of the expedition carried out over the Caspian sea in August, 1973.

The papers treat the expedition activities program, the radiation flux divergence components in free atmosphere, the spectral radiation fluxes and flux divergencies over the sea, the atmosphere spectral transparency and water vapour content in the atmosphere, the results of aerosol investigations.

The papers are meant for the specialists in the field of atmospheric physics.

К. Я. КОНДРАТЬЕВ, В. Ф. ЖВАЛЕВ, Н. Е. ТЕР-МАРҚАРЯНЦ

ПРОГРАММА ЭКСПЕДИЦИИ КЭНЭКС-73

Экспериментальные исследования по программе КЭНЭКС, выполненные в течение последних лет, осуществлены в различных физико-географических и атмосферных условиях [1, 2]. В 1970—1971 гг. проведены экспедиции в условиях больших однородных поверхностей (пустыня, степь). В 1972 г. выполнены комплексные эксперименты в условиях городской атмосферы (Запорожье, Рустави), которые были, в основном, посвящены изучению особенностей метеорологического режима города.

Экспедиция 1973 г. преследовала цель — изучение радиационной энергетики атмосферы над Каспийским морем, т. е. над поверхностью, обладающей специфическими динамическими и физическими свойствами (альbedo, теплофизические характеристики, шероховатость и т. п.). Данную экспедицию можно рассматривать как подготовку к Атлантическому тропическому эксперименту ПИГАП (АТЭП).

В экспедиции участвовали сотрудники Главной геофизической обсерватории (ГГО) (отделы радиационных исследований, актинометрии и атмосферной оптики), Ленинградского государственного университета (ЛГУ), Управления гидрометеорологической службы Азербайджанской ССР (УГМС АзССР).

По техническим причинам в экспедиции не приняли участия группы Института физики атмосферы АН СССР, которые должны были проводить на эстакаде в море прямые измерения турбулентных потоков тепла, влаги и количества движения. В связи с этим представленная ниже программа выполненных наблюдений может рассматриваться, как часть программы Полного радиационного эксперимента (ПРЭ).

I. Надводные исследования (эстакада о. Артема, Нефтяные Камни):

- измерения составляющих радиационного баланса (ЛГУ, УГМС АзССР),
- метеорологические измерения — температура, влажность, ветер, волнение (УГМС АзССР),
- измерения спектральной прозрачности, влагосодержания атмосферы (ГГО),

- спектральные измерения восходящих и нисходящих потоков коротковолновой радиации (ЛГУ),
- определение счетной концентрации, распределения частиц по размерам и химического состава аэрозоля (ЛГУ).

II. Исследования в пограничном слое и в свободной атмосфере (самолет-лаборатория ИЛ-18):

- измерения вертикальных профилей составляющих радиационного баланса (ГГО),
- спектральные измерения потоков коротковолновой радиации (ЛГУ),
- измерения спектрального альbedo и угловой структуры поля отраженной радиации (ГГО),
- спектральные измерения угловых распределений коротковолновой и длинноволновой радиации (ГОИ),
- спектральные измерения прямой солнечной радиации (ГГО),
- аэрозольные измерения (ЛГУ, ГГО),
- измерения метеорологических параметров атмосферы (ГГО),
- радиозондирование атмосферы на ст. Маштага (УГМС АзССР).

Комплекс надводных измерений выполнялся в различных точках экспериментального полигона (см. рис. 1).

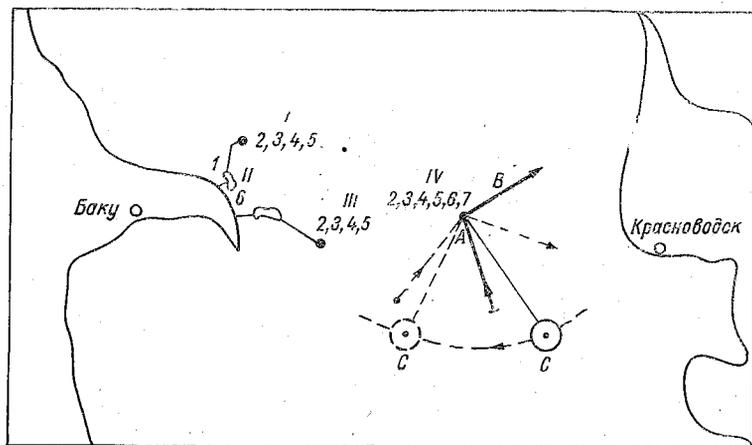


Рис. 1. Схема экспериментального полигона (КЭНЭКС-73):

I — эстакада о. Артема, II — о. Артема, III — Нефтяные Камни, IV — район работы самолета-лаборатории ИЛ-18, 1 — радиозондирование, 2 — актинометрические измерения, 3 — спектральные измерения, 4 — аэрозольные измерения, 5 — метеорологические измерения, 6 — измерения прозрачности атмосферы, 7 — измерения угловой структуры поля отраженной радиации и альbedo.

Интегральные актинометрические измерения проводились на эстакаде о. Артема и на Нефтяных Камнях нестандартными актинометрическими станциями через каждые три часа. Для того чтобы иметь более подробный временной ход радиационных потоков в течение дня (в особенности в период работы самолета-лаборато-

рии ИЛ-18), в этих же пунктах были организованы две экспедиционные группы. На экспедиционных станциях измерения велись в течение 10 мин через каждые полчаса в светлое время суток. Результаты этих измерений явились в дальнейшем опорными для построения графиков временного хода потоков радиации на различных уровнях в атмосфере. Преобразователи (пиранометры Янишевского и пиргеометры Козырева) устанавливались с эстакады над водой на трехметровой штанге. В тех же пунктах во время актинометрических измерений велись и метеорологические наблюдения.

Аэрозольные измерения проводились на эстакаде о. Артема, на о. Артема и на Нефтяных Камнях. Такое расположение пунктов исследования дало возможность получить одновременно с самолетными данными и пространственно-временные разрезы структуры аэрозоля над Каспийским морем.

Спектральные измерения потоков коротковолновой радиации осуществлялись с эстакады о. Артема. Спектрометр устанавливался на специальном выносном поворотном устройстве; с его помощью последовательно измерялись восходящие и нисходящие потоки радиации.

Наблюдения за спектральной прозрачностью и содержанием водяного пара в толще атмосферы велись на о. Артема.

Во время работы самолета-лаборатории с помощью всего комплекса аппаратуры велись наиболее интенсивные измерения с тем, чтобы получить полный „замкнутый” комплекс данных.

Район работы самолета-лаборатории был вынесен в центральную часть моря, так как предварительные полеты по трассе, которая связывала два пункта (эстакада о. Артема и Нефтяные Камни), проводивших надводные измерения, показали существенную неоднородность поверхности моря в радиационном смысле. Значительное количество отмелей, песчаных островов и влияние берега на больших высотах приводило к нерепрезентативности результатов самолетных и надводных измерений.

Схема выполнения самолетом горизонтальных площадок представлена на рис. 1. Горизонтальная площадка на каждой из высот зондирования состояла из двух частей продолжительностью по 6 мин. Одна часть ориентирована по направлению на Солнце справа под 90° , другая — под 170° . Изменение схемы выполнения площадок, в отличие от предыдущих лет [1], было вызвано конструктивными особенностями корпуса следящей системы спектрометра для измерения прямой солнечной радиации при высотах Солнца более 61° .

Детальный анализ после предварительных полетов угловых параметров положения самолета на горизонтальной площадке (углы крена и тангажа) привел к выводу о необходимости пилотирования самолета на площадках с большими, чем раньше это выполнялось, скоростями (~ 450 км/ч). Это в свою очередь привело к изменению ранее отработанной схемы полетов. Типичная схема проведения зондирования атмосферы в период КЭНЭКС-73

представлена на рис. 2. Она дает возможность построить временной ход потоков радиации на площадках зондирования и определить вертикальные профили составляющих радиационного баланса, отнесенные к единому моменту времени, и в то же время заполнить весь комплекс измерений.

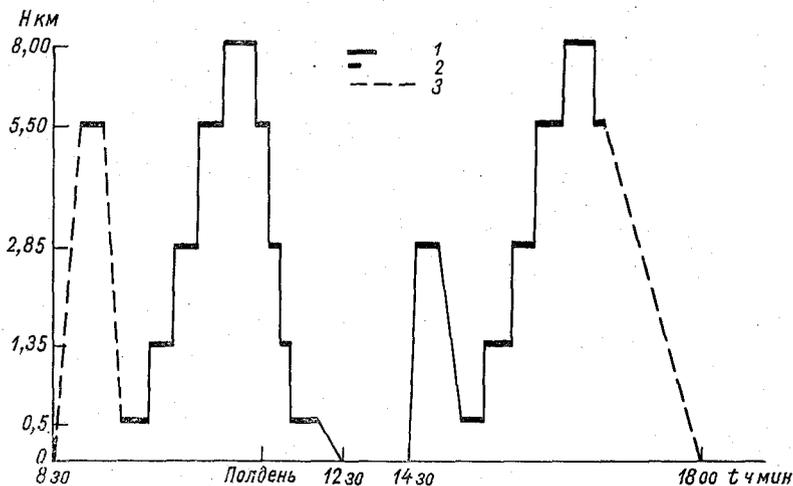


Рис. 2. Схема самолетного зондирования атмосферы (КЭНЭКС-73):
 1 — горизонтальные площадки продолжительностью 6 мин; работа всего комплекса аппаратуры, 2 — горизонтальные площадки продолжительностью около 1,5 мин; работа спектральной аппаратуры, 3 — подъем или спуск по спирали со скоростью 5–6 м/с; работа аэрозольного комплекса.

Схемы проведения отдельных видов наблюдений можно найти в статье Сборника, посвященных основным разделам исследований. Следует также заметить, что наиболее полный комплекс измерений при погодных условиях, соответствующих программе, осуществлен 18, 20, 21, 22 и 27 августа.

На заключительном этапе эксперимента (3 и 4 сентября) было выполнено сравнение результатов актинометрических измерений на двух летающих лабораториях — самолетах ГГО и ЦАО. Эти сравнения проведены над открытой акваторией Каспийского моря во время парного горизонтального полета рядом летящих самолетов. Основные результаты сравнений представлены в [3].

Экспедиционными работами в КЭНЭКС-73 руководил В. Ф. Жвалев (ГГО), ответственными за отдельные разделы работ являлись: В. И. Слапик (ЛГУ) — надводные актинометрические наблюдения, Э. О. Шульц (ЛГУ) — надводные спектральные измерения, Л. С. Ивлев (ЛГУ) — аэрозольные измерения, В. Ф. Жвалев, Б. А. Дерюгин — самолетные исследования ГГО.

За проведение самолетных сравнений ответственными являлись Н. В. Тер-Маркарянц, М. А. Прокофьев (ГГО), В. Ф. Белов (ЦАО).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Комплексный энергетический эксперимент (КЭНЭКС-71). Под ред. К. Я. Кондратьева, Л. Р. Орленко. Л., Гидрометеиздат, 1973, 279-с. (Труды ГГО, вып. 296).
2. Программа Каракумской экспедиции. Методика наблюдений.— «Труды ГГО», 1972, вып. 276, с. 5—16. Авт.: К. Я. Кондратьев, Л. Р. Орленко, Ю. И. Рабинович.
3. Составляющие радиационного баланса в свободной атмосфере по измерениям в экспедиции КЭНЭКС-73.— См. наст. сборник. Авт.: В. Ф. Жвалев, Н. Е. Тер-Маркарянц, М. А. Прокофьев, Л. А. Денежкина.

*В. Ф. ЖВАЛЕВ, Н. Е. ТЕР-МАРКАРЯНЦ,
М. А. ПРОКОФЬЕВ, Л. А. ДЕНЕЖКИНА*

СОСТАВЛЯЮЩИЕ РАДИАЦИОННОГО БАЛАНСА В СВОБОДНОЙ АТМОСФЕРЕ

Измерения интегральных радиационных потоков в свободной атмосфере в экспедиции КЭНЭКС-73 проводились с борта самолета-лаборатории ИЛ-18 (ГГО). Измерения у поверхности воды осуществлялись на стационарных метеостанциях островов Артема и Нефтяные Камни. В дополнение к сетевым актинометрическим измерениям на стационарных метеостанциях в тех же пунктах были организованы две экспедиционные станции для получения более подробных данных о суточном ходе составляющих радиационного баланса. Измерения на этих станциях проводились сотрудниками ЛГУ (кафедра физики атмосферы). Коротковолновые потоки у поверхности воды измерялись стандартными сетевыми пиранометрами Янишевского, а с борта самолета-лаборатории — пиранометрами системы ЛЭТИ. Длинноволновые потоки как у поверхности воды, так и в свободной атмосфере измерялись с помощью пиргеометров системы ЛЭТИ. Методика и схема подобных комплексных измерений подробно обсуждалась в работах [1, 2].

Схема работы всего комплекса надводной и самолетной аппаратуры в отдельных случаях незначительно менялась ото дня ко дню: программой работ было предусмотрено проведение эксперимента в условиях безоблачной погоды, надводные же измерения проводились непрерывно в течение всего периода экспедиции. За это время наиболее полный комплекс измерений был осуществлен 18, 20, 21, 22 и 27 августа.

Результатами надводных наблюдений явились значения потоков коротковолновой и длинноволновой радиации, осредненные за получасовые интервалы времени.

В соответствии со стандартной методикой зондировок по программе КЭНЭКС измерения радиационных потоков с самолета-лаборатории ИЛ-18 ГГО проводились при выполнении горизонтальных площадок на высотах 0,5, 1,35, 2,85, 5,5 и 8 км, что соответствует стандартным изобарическим поверхностям. Схема полета предусматривала выполнение двух-трех подъемов и спусков с проведением измерений на всех уровнях, что позволило восстановить с помощью интерполяции временной ход радиационных потоков

на высотах. Интерполяция проводилась между усредненными по площадкам значениями радиационных потоков (см. Приложение). С помощью графиков временного хода радиационных потоков далее были получены вертикальные радиационные разрезы атмосферы в единый момент времени (табл. 1). Такая методика обработки позволяет, в частности, проанализировать изменение со временем радиационных притоков в атмосфере [2].

Таблица 1

Полуденные значения потоков и притоков радиации на высотах.
Август 1973 г.

Дата	H км	Q	R	F^{\downarrow}	F^{\uparrow}	θ_K	θ_D	θ
16 VIII	0	1,144	0,046	—	—	0,258		
	0,5	1,222	0,064	0,665	0,680	0,160	0,042	0,202
	1,35	1,290	0,079	0,622	0,623	0,087	-0,067	0,020
	2,85	1,364	0,103	0,553	0,592	0,092	-0,105	-0,013
	5,5	1,436	0,111	0,394	0,506	0,157	-0,054	0,103
	8	1,570	0,134	0,310	0,460			
17 VIII	0	1,140	0,059	0,700	0,700	0,202	-0,014	0,188
	0,5	1,190	0,066	0,658	0,655	0,130	-0,053	0,077
	1,35	1,240	0,074	0,602	0,616	0,172	-0,068	0,104
	2,85	1,360	0,095	0,551	0,604	0,125	-0,120	0,005
	5,5	1,460	0,109	0,385	0,520	0,137	-0,109	0,028
	8	1,580	0,130	0,290	0,504			
18 VIII	0	1,124	0,060	0,690	0,680	0,324	0,000	0,324
	0,5	1,192	0,062	0,662	0,652	0,086	0,009	0,095
	1,35	1,242	0,077	0,610	0,623	0,163	-0,060	0,103
	2,85	1,370	0,107	0,557	0,580	0,127	-0,157	-0,030
	5,5	1,478	0,128	0,405	0,535	0,095	-0,118	-0,023
	8	1,562	0,145	0,312	0,525			
20 VIII	0	1,130	0,060	0,690	0,665	0,188	-0,039	0,149
	0,5	1,190	0,077	0,645	0,629	0,127	-0,066	0,061
	1,35	1,253	0,086	0,608	0,615	0,119	-0,059	0,060
	2,85	1,335	0,100	0,557	0,598	0,139	-0,106	0,033
	5,5	1,450	0,120	0,410	0,520	0,117	-0,124	-0,007
	8	1,547	0,134	0,310	0,508			
21 VIII	0	1,120	0,068	0,705	0,670	0,235	-0,118	0,117
	0,5	1,170	0,068	0,682	0,672	0,072	-0,030	0,042
	1,35	1,210	0,084	0,632	0,632			

Дата	H км	Q	R	$F \downarrow$	$F \uparrow$	θ_k	θ_d	θ
21 VIII	2,85	1,300	0,102	0,546	0,608	0,126	-0,108	0,018
	5,5	1,468	0,122	0,425	0,527	0,218	-0,059	0,159
	8	1,530	0,138	0,312	0,502	0,063	-0,121	-0,058
22 VIII	0	1,116	0,050			0,198	-0,057	0,031
	0,5	1,170	0,062	0,638	0,631	0,088	-0,033	0,203
	1,35	1,223	0,084	0,605	0,618	0,236	-0,122	-0,049
	2,85	1,376	0,100	0,554	0,586	0,073	-0,125	-0,028
	5,5	1,450	0,124	0,409	0,524	0,097		
	8	1,540	0,144	0,297	0,502			
27 VIII	0	1,150	0,060	0,686	0,663	0,438	0,005	0,443
	0,5	1,230	0,056	0,648	0,624	0,120	-0,048	0,072
	1,35	1,280	0,066	0,599	0,591	0,088	-0,060	0,028
	2,85	1,375	0,109	0,535	0,562	0,085	-0,104	-0,019
	5,5	1,440	0,117	0,398	0,495	0,062	-0,122	-0,060
	8	1,490	0,122	0,296	0,482			

Примечание. Q , R , $F \downarrow$, $F \uparrow$ даны в кал/(см²·мин), скорость радиационного нагревания за счет потоков коротковолновой и длинноволновой радиации (θ_k , θ_d) — в град/ч.

Перейдем теперь непосредственно к анализу полученных результатов. В качестве примера на рис. 1а и б представлен временной ход потоков коротковолновой радиации. Значение потока суммарной коротковолновой радиации определяется в основном высотой Солнца и высотой уровня наблюдений. Максимальное значение потока достигается на всех высотах в истинный полдень. Так, в 8 ч утра у поверхности воды суммарная радиация составляла 0,670 кал/(см²·мин), на высоте же 8 км — около 1,140 кал/(см²·мин). В 11 ч 40 мин (истинный полдень) соответствующие значения составили 1,130 и 1,550 кал/(см²·мин). Из рис. 1б видно, что значения потоков восходящей коротковолновой радиации невелики и мало изменяются со временем, что объясняется свойствами подстилающей поверхности (море), альбедо которой мало и незначительно изменяется в указанный период времени. В 9 ч утра поток отраженной коротковолновой радиации у поверхности составлял 0,037 кал/(см²·мин), в полдень достигал 0,060 кал/(см²·мин), а затем постепенно уменьшался и в 18 ч был равен 0,012 кал/(см²·мин). С увеличением высоты измерений увеличивается вклад в восходящий поток радиации, рассеянной атмосферой назад. За время измерений потоки восходящей коротковолновой радиации прак-

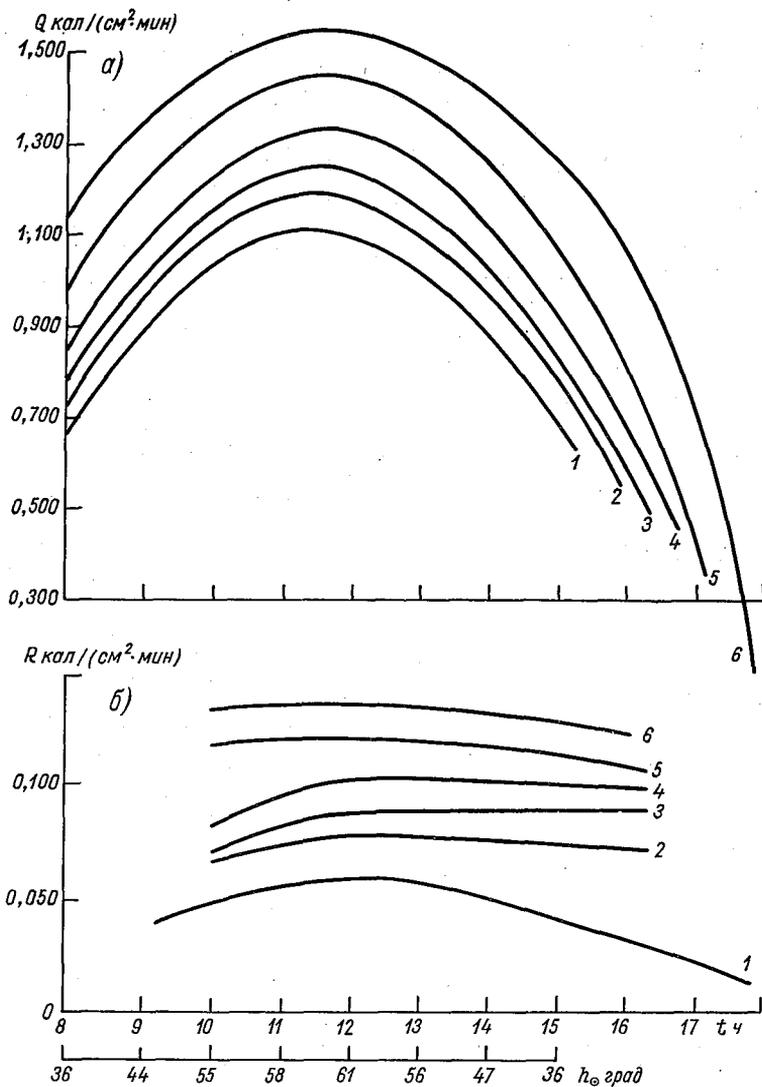


Рис. 1. Временной ход потоков коротковолновой радиации на различных уровнях в атмосфере. 20 VIII 1973 г.

a — падающая радиация, b — отраженная радиация. 1 — надводные измерения, 2 — $H=0,5$ км, 3 — $H=1,35$ км, 4 — $H=2,85$ км, 5 — $H=5,5$ км, 6 — $H=8$ км.

тически не менялись. В местный полдень значение потока на уровне моря составляло $0,060 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин})$, а на высоте 8 км достигало $0,134 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин})$. Это увеличение значений потока связано с вкладом рассеянной радиации в отраженный поток. Вертикальный ход коротковолновых потоков в истинный полдень

иллюстрируется рис. 2 а, б. Здесь же приведены средние профили, полученные за все дни измерений. Ослабление потока суммарной коротковолновой радиации составило в слое 0—8 км (рис. 2 а) 0,440 кал/(см²·мин). Это близко к среднему за все дни измерений. Поток восходящей коротковолновой радиации в этот день особенно резко увеличивался в нижнем 500-метровом слое. Ослабление суммарной радиации в этом слое также несколько больше среднего. Это указывает на наличие 20 августа 1973 г. в нижнем 500-метровом слое атмосферы влажной дымки, которая существенно влияла на перераспределение потоков коротковолновой радиации.

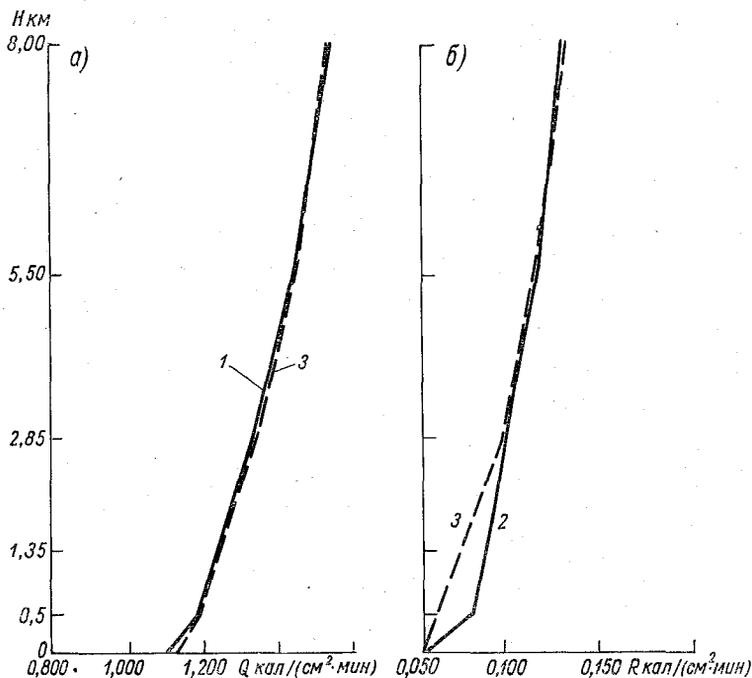


Рис. 2. Вертикальные профили потоков коротковолновой радиации в истинный полдень. 20 VIII 1973 г.

а — нисходящий поток, б — восходящий поток. 1 — падающая радиация, 2 — отраженная радиация, 3 — средние профили за все дни измерений.

За счет вклада рассеянной назад атмосферой части потока суммарной радиации с высотой растет альbedo системы поверхность — слой атмосферы. Наиболее резкий рост альbedo наблюдается также в нижнем 500-метровом слое. Значения альbedo, полученные по материалам измерений, приведены в табл. 2.

Перейдем теперь к рассмотрению потоков длинноволновой радиации. Все предварительные операции, необходимые для получения временного хода потоков по высоте, аналогичны описанным выше. В качестве примера рассмотрим также временной ход нисходящего и восходящего потоков длинноволнового излучения 20 августа 1973 г. (рис. 3).

Временной ход восходящего потока длинноволнового излучения на всех высотах выражен незначительно, что обусловлено

Таблица 2

Изменение альбедо системы с высотой

H	Q	R	A
0	1,110	0,060	0,054
0,5	1,190	0,085	0,071
1,35	1,250	0,092	0,074
2,85	1,340	0,103	0,077
5,5	1,450	0,120	0,083
8	1,550	0,134	0,087

Примечание. Q и R даны в кал/(см²·мин), H — в км.

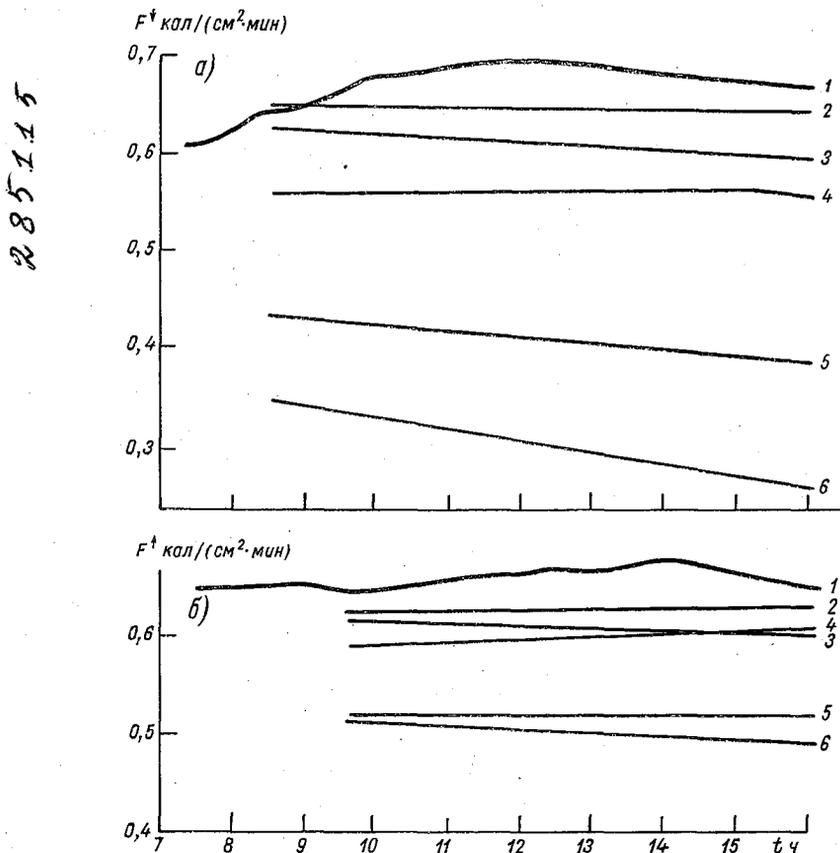


Рис. 3. Временной ход потоков длинноволновой радиации на различных уровнях в атмосфере
 а — нисходящий поток, б — восходящий поток. Усл. обозначения см. рис. 1.

практическим отсутствием суточного хода температуры подстилающей поверхности (моря) и стабильностью атмосферных условий.

Поток противоизлучения атмосферы имеет довольно пологий максимум, приходящийся на послеполуденные часы, когда атмосфера наиболее прогрета. Значение нисходящего потока длинноволновой радиации у поверхности значительно и составляет около $0,7 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин})$.

Поток противоизлучения растет во всем слое от 8 км до поверхности воды, составляя в истинный полдень $0,310$ и $0,690 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин})$ на верхнем и нижнем уровне соответственно. Наиболее интенсивное возрастание потока происходит в нижнем 500-метровом слое и в слое $5,5$ — $2,85$ км.

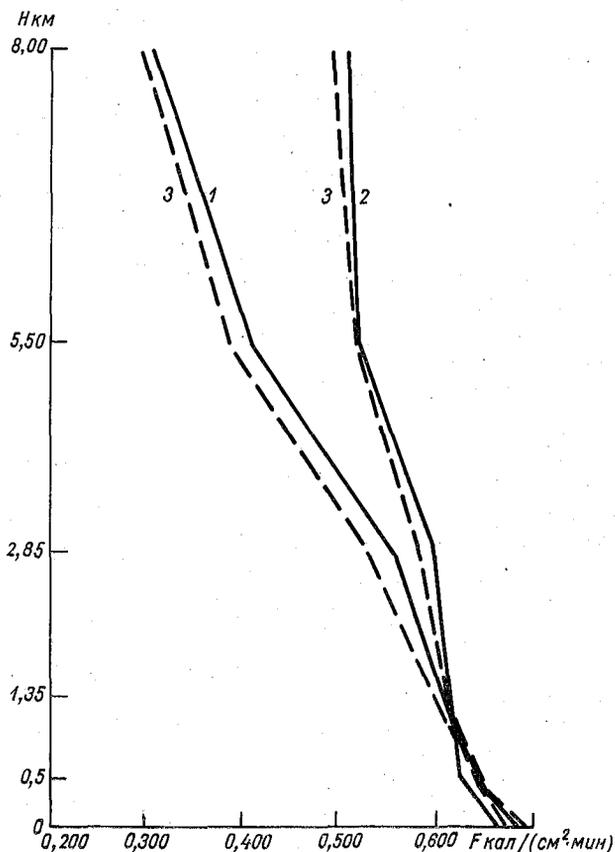


Рис. 4. Вертикальные профили потоков длинноволновой радиации в истинный полдень. 20 VIII 1973 г.
1 — нисходящий поток, 2 — восходящий поток, 3 — средние профили за все дни измерений.

Восходящий поток длинноволновой радиации с высотой убывает, в истинный полдень (рис. 4), уменьшаясь от 0,665 кал/(см²·мин) у поверхности воды до 0,510 кал/(см²·мин) на уровне 8 км.

Ослабление восходящего потока длинноволновой радиации также наиболее выражено в слоях 0—0,5 и 2,85—5,5 км.

Значения потоков длинноволновой радиации заметно менялись ото дня ко дню в зависимости от особенностей атмосферных условий и, как показывает сравнение со средними профилями за все дни измерений (рис. 4), в основном были ниже, чем 20 августа 1973 г. Вместе с тем основные особенности поведения потоков длинноволнового излучения с высотой сохранялись без изменений. Так, характерным является то, что максимальные градиенты потоков приходятся на слои 0—0,5 и 2,85—5,5 км. Это свидетельствует о том, что именно в этих слоях сосредоточены компоненты атмосферы, способствующие преобразованию длинноволнового излучения.

Характерной особенностью потоков длинноволновой радиации над морем, как показали результаты измерений, является изменение знака потока эффективного излучения в нижнем километровом слое, иначе говоря, превышение потока противозлучения над восходящим потоком вблизи поверхности моря в околополуденные и послеполуденные часы. Это обстоятельство четко выявляется на рис. 4 как на кривых 1 и 2, относящихся к 20 августа 1973 г., так и на средней кривой 3 за все дни наблюдений.

Как известно, температура морской поверхности в течение суток меняется практически незначительно. В то же время происходит существенный прогрев атмосферы, содержащей большое количество аэрозоля, что, по-видимому, и создает такой эффект. Однако для детального анализа необходимо привлечение синоптических данных, данных о температуре поверхностного слоя моря и воздуха, результатов забора аэрозольных проб.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Прокофьев М. А., Тер-Маркарянц Н. Е. Актинометрические измерения в свободной атмосфере в экспедиции КЭНЭКС-70.— «Труды ГГО», 1972, вып. 276, с. 43—61.
2. Радиационные потоки и притоки тепла в свободной атмосфере.— «Труды ГГО», 1973, вып. 296, с. 79—86. Авт.: И. П. Виноградова, В. Ф. Жвалев, М. А. Прокофьев, Н. Е. Тер-Маркарянц, Н. И. Федорова.

Дата	Время (от—до) ч мин.	H	h^{\odot}	Q	R	F^{\downarrow}	F^{\uparrow}	Метеоусловия	Волнение, баллы
18 VIII	9.30—9.40	0	50,5	—	—	0,647	0,661	0/0 Ясно	3 Умеренное Умеренное Умеренное
	9.31—9.35	1,35	50,5	1,044	0,077	0,601	0,621	=	
	9.57—10.02	2,85	54,6	1,268	0,107	0,555	0,579	=	
	10.00—10.08	0	55,5	—	—	0,673	0,677	0/0 Ci, Ac	
	10.30—10.34	5,5	59,7	1,438	0,128	0,404	0,534	Ниже =	
	11.00—11.06	0	61,5	—	—	0,669	0,677	8/0 Ci, Ac	
	11.22—11.26	8	63,4	1,560	0,145	0,312	0,523	Ниже =	
	12.00—12.10	0	62,9	—	—	0,626	0,684	1/0 Ac	
	12.10—12.12	0	62,4	1,120	0,060	—	—	0/0 Ясно	
	12.13—12.17	0,5	61,7	1,189	0,062	0,665	0,653	=, 1 St fr.	
	12.42—12.48	1,35	59,5	1,217	0,077	0,614	0,624	=	
	13.00—13.08	0	57,0	—	—	0,681	0,684	0/0 Ясно	
	14.02—14.10	0	47,9	—	—	0,669	0,685	0/0 Ясно	
20 VIII	15.10—15.15	0	37,2	0,700	0,050	—	—	0/0 Ясно	
	18.10—18.15	0	3,4	0,040	0,000	—	—	0/0 Ясно	
	6.06—6.11	0	13,4	0,200	0,010	—	—	5/0 Ac	
	7.30—7.41	0	30,8	—	—	0,610	0,648	Следы Ac	
	8.00—8.10	0	35,9	—	—	0,615	0,649	Следы Ac	
	8.30—8.41	0	41,8	—	—	0,640	0,650	Следы Ac	
	8.48—8.52	5,5	44,4	1,163	0,114	—	—	—	
	9.00—9.12	0	43,8	—	—	0,641	0,653	0/0 Ясно	
	9.06—9.11	0	46,8	0,900	0,040	—	—	2/0 Ac	

9.30—9.41	0	51,6	—	—	0,656	0,646	0/0 Ясно	3
9.40—9.45	0,5	52,6	1,068	0,062	0,677	0,662	=	
10.00—10.13	0	55,3	—	—	0,675	0,646	0/0 Ясно	3
10.06—10.12	1,35	56,2	1,161	0,073	0,616	0,617	=	
10.30—10.42	0	59,3	—	—	0,679	0,652	0/0 Ясно	Умеренное
10.33—10.38	2,85	59,4	1,282	0,090	0,557	0,594	=	
11.00—11.12	0	61,8	—	—	0,686	0,660	0/0 Ясно	Умеренное
11.04—11.09	5,5	61,8	1,438	0,118	0,413	0,532	Ниже =	Умеренное
11.49—11.54	8	62,9	1,542	0,134	0,307	0,509	Ниже =, 2 Су	Умеренное
12.00—12.14	0	61,3	—	—	0,691	0,668	0/0 Ясно	3
12.06—12.11	0	61,9	1,120	0,060	—	—	0/0 Ясно	
13.00—13.15	0	55,6	—	—	0,688	0,670	0/0 Ясно	Умеренное
14.00—14.13	0	46,9	—	—	0,654	0,678	0/0 Ясно	3
15.00—15.17	0	36,0	—	—	0,621	0,666	0/0 Ясно	3
15.16—15.21	2,85	34,4	0,876	0,099	0,557	0,606	0/0 =	Умеренное
15.06—15.11	0	37,0	0,700	0,040	—	—	0/0 Ясно	3
15.45—15.50	0,5	29,4	0,634	0,073	0,640	0,634	=	3
16.13—16.18	1,35	24,8	0,579	0,069	0,587	0,604	=	3
16.42—16.47	2,85	18,6	0,484	0,097	0,547	0,614	=	Умеренное
17.11—17.15	5,5	13,6	0,369	0,103	0,374	0,520	=	Умеренное
17.54—17.56	8	5,0	0,139	0,050	0,235	0,489	Ниже =	Умеренное
18.06—18.11	0	3,0	0,040	0,010	—	—	0/0 Ясно	3
6.06—6.10	0	13,3	0,120	0,020	—	—	4/4 Су	2
7.30—7.39	0	29,4	—	—	0,625	0,660	4/4 Су	
8.00—8.10	0	35,6	—	—	0,644	0,659	5/5 Су	
8.30—8.40	0	40,2	—	—	0,631	0,664	4/4 Су	

Дата	Время (от—до) ч мин.	H	h 	Q	R	F^+	F^+	Метеоусловия	Волнение, баллы
21 VIII	8.32—8.38	5,5	41,5	1,118	0,127	0,379	0,514	Ниже =, 2 St fr.	
	9.00—9.10	0	46,1	—	—	0,673	0,665	2/2 Cu	2
	9.06—9.10	0	46,5	0,730	0,030	—	—	1/0 As	3
	9.20—9.25	0,5	48,5	1,000	0,065	0,662	0,645	Ниже St на гор.	
	9.30—9.40	0	50,3	—	—	0,672	0,668	8/8 Cu	3
	9.45—9.51	1,35	52,3	1,093	0,082	0,625	0,623	=, ниже 1 St	
	10.00—10.09	0	55,3	—	—	0,700	0,662	6/6 Cu	
	10.12—10.25	2,85	57,0	—	—	0,537	0,606	=	Умеренное
	10.21—10.26	0	57,5	1,256	0,102	—	—	=	
	10.30—10.40	0	58,1	—	—	0,698	0,664	2/2 Cu	
	10.50—10.55	5,5	60,0	1,417	0,121	0,432	0,524	Ниже =	
	11.00—11.10	0	60,7	—	—	0,708	0,667	0/0 Ясно	
	11.30—11.35	8	62,3	1,527	0,138	0,313	0,501	Ниже =, 1—2 St fr.	Умеренное
	12.00—12.10	0	60,8	—	—	0,711	0,669	5/0 As	3
	12.11—12.15	0,5	60,8	1,157	0,069	0,698	0,676	=	2
	12.06—12.11	0	60,8	1,110	0,070	—	—	0/0 Ясно	
	13.00—13.09	0	55,7	—	—	0,699	0,665	Следы St	
14.00—14.08	0	47,0	—	—	0,681	0,662	Следы St		
15.00—15.10	0	37,2	—	—	0,635	0,654	Следы St	3	
15.10—15.14	0	36,4	0,700	0,040	—	—	2/2 Cu	3	
15.33—15.38	0,5	31,0	0,682	0,071	0,680	0,667	=	4	
16.05—16.10	1,35	25,6	0,590	0,088	0,650	0,652	=, ниже 1—2 St fr.		

16.35—16.40	2,85	19,4	0,507	0,100	0,555	0,611	=, ниже 1 St fr.	3
17.06—17.12	5,5	13,3	0,395	0,095	0,387	0,549	Ниже =, 1 St fr.	5
17.50—17.55	8	5,0	0,129	0,050	0,274	0,522	Ниже =, 1—2 St fr.	
18.10—18.15	0	2,6	0,030	0,000	—	—	3/3 Cu	
6.12—6.14	0	13,1	0,100	0,010	—	—	10 /6 Cu, Ac	
8.02—8.14	0	35,2	—	—	0,629	0,652	0/0 Ясно	
8.32—8.43	0	41,0	—	—	0,645	0,661	Следы Cu	
9.02—9.10	0	45,8	—	—	0,663	0,669	0/0 Ясно	
9.10—9.14	0	46,4	0,700	0,040	—	—	1/1 Cu	5
9.34—9.45	0	51,7	—	—	0,680	0,668	0/0 Ясно	
9.37—9.42	0,5	50,5	1,094	0,072	0,646	0,641	=	6
10.00—10.12	0	54,7	—	—	0,689	0,668	1/1 Cu	
10.06—10.12	1,35	55,4	1,191	0,086	0,606	0,617	=, выше 1 Ac	6
10.30—10.35	2,85	58,3	1,324	0,102	0,555	0,585	=, ниже 1 St fr.	
11.04—11.10	5,5	61,2	1,438	0,125	0,413	0,525	Выше =, ниже 1 St fr.	
11.50—11.54	8	62,4	1,524	0,122	0,299	0,501	Ниже =, 1—2 St fr.	
12.27—12.32	0,5		1,123	0,058	0,636	0,629	=, ниже St fr.	5
12.10—12.14	0	61,0	1,100	0,050	—	—	3/3 Cu	5
15.10—15.14	0	36,2	0,720	0,040	—	—	6/6 Cu	6
15.20—15.25	0,5	33,4	0,767	0,066	0,631	0,634	=, в стороне St fr.	
15.39—15.44	1,35	29,9	0,722	0,081	0,604	0,623	=, ниже 1—2 St fr.	
16.24—16.32	2,85	20,65	—	—	0,553	0,600	=, ниже 2 Cu	
16.51—16.59	5,5	15,5	—	—	0,387	0,524	выше =, ниже 1 St fr.	5
18.10—18.15	0	2,5	0,630	0,000	—	—	4/4 Cu	3
6.10—6.15	0	12,2	0,200	0,010	—	—	0/0 Ясно	

Дата	Время (от—до) ч. мин.	H	h_{\odot}	Q	R	F^{\downarrow}	F^{\uparrow}	Метеословия	Волнение, баллы
27 VIII	7.00—7.09	0	21,9	—	0,010	0,593	0,650	0/0 Ясно	3
	7.30—7.41	0	27,9	—	—	0,599	0,645	0/0 Ясно	
	8.00—8.09	0	33,1	—	—	0,619	0,657	0/0 Ясно	3
	8.30—8.39	0	39,2	—	—	0,643	0,663	1/0 Сл	
	9.00—9.09	0	43,6	—	—	0,645	0,660	0/0 Ясно	
	9.21—9.29	0,5	48,2	—	—	0,640	0,618	=, выше 1 Ас	
	9.10—9.15	0	45,2	0,940	0,040	—	—	0/0 Ясно	
	9.30—9.38	0	48,9	—	—	0,648	0,661	0/0 Ясно	
	9.44—9.54	1,35	51,4	—	—	0,594	0,591	Выше 1—2 Ас, =	
	10.00—10.10	0	53,5	—	—	0,675	0,662	0/0 Ясно	
	10.09—10.18	2,85	55,1	—	—	0,528	0,566	=, выше 2 Ас	
	10.30—10.37	0	56,4	—	—	0,679	0,655	0/0 Ясно	
	10.36—10.45	5,5	57,7	1,412	0,103	0,389	0,496	Выше 1 Ас	
	11.00—11.09	0	58,4	—	—	0,684	0,664	Ниже 1 Ас, Сл, =	
	11.18—11.27	8	59,8	1,486	0,122	0,295	0,482	0/0 Ясно	
	12.00—12.08	0	59,6	—	—	0,685	0,657	0/0 Ясно	
12.10—12.14	0	59,2	1,130	0,060	—	—	1/0 Ас		
12.32—12.39	0,5	57,6	1,198	0,056	0,658	0,627	=, выше 1 Ас		
13.00—13.07	0	56,5	—	—	0,670	0,661	0/0 Ясно		
13.01—13.10	2,85	54,7	1,270	0,086	0,543	0,560	0/0, = Выше 1 Ас		
13.25—13.35	5,5	51,3	1,308	0,114	0,416	0,495	0/0 Ниже =		
14.00—14.10	0	48,9	—	—	0,652	0,666	2/2 Сл		
14.15—14.21	0,5	43,7	1,012	0,074	0,712	0,686	=, выше 1 Ас		

Примечание. H — высота над уровнем моря (км), h_{\odot} — высота Солнца (град.), Q — суммарная радиация [кал/(см²·мин)], R — отраженная радиация [кал/(см²·мин)], F^{\downarrow} — восходящий поток длинноволнового излучения [кал/(см²·мин)], F^{\uparrow} — нисходящий поток длинноволнового излучения [кал/(см²·мин)], = — дымка.

СПЕКТРАЛЬНЫЕ ЛУЧИСТЫЕ ПОТОКИ И ПРИТОКИ В БЕЗОБЛАЧНОЙ АТМОСФЕРЕ НАД МОРЕМ В ДИАПАЗОНЕ 0,4—2,5 мкм

В исследованиях по программе комплексного энергетического эксперимента (КЭНЭКС-73) спектральный состав нисходящих и восходящих лучистых потоков в тропосфере над южной частью Каспийского моря на длинах волн от 0,4 до 2,5 мкм определялся с помощью спектрометра СПИ-2М, установленного на самолете ИЛ-18. Направленные вниз потоки прямой и рассеянной радиации рассчитывались через яркость освещенной Солнцем эталонной пластины, а восходящие потоки определялись по яркости водной поверхности с учетом ее анизотропии. Методики измерений и расчетов изложены в [3].

Надежные данные, позволяющие рассчитывать лучистые притоки в слоях тропосферы различной толщины, были получены в семи полетах во время околополуденных «скоростных» зондирований при стабильных атмосферных условиях и незначительных изменениях углов высоты Солнца h_{\odot} . Величины спектральных яркостей, измеренные в разное время на различных уровнях, приводились к одной высоте Солнца путем умножения на коэффициенты, пропорциональные массе атмосферы.

На рис. 1 представлены спектральные значения нисходящих потоков на высоте 8 км. Из рисунка следует, что значительное ослабление солнечной радиации вышележащими слоями атмосферы наблюдалось 18, 20 и 22 августа и 3 сентября, в то время как 17, 21 и 27 августа потоки вне полос поглощения были близки к их внеатмосферным значениям.

В табл. 1 для семи интервалов спектра в пределах от 0,4 до 2,55 мкм и для всего указанного диапазона представлены нисходящие потоки на высоте 8 км, а также абсолютные и относительные значения лучистых притоков в слоях атмосферы от 0,5 до 2,85 км и от 0,5 до 8 км, вычисленные путем интегрирования спектральных данных.

Данные табл. 1 позволяют проанализировать изменение роли нижней и верхней частей рассматриваемого слоя атмосферы в поглощении излучений с разными длинами волн. Излучения синей части видимого диапазона спектра поглощаются в основном в нижних слоях (в этом отношении наиболее характерно 27 августа), а поглощение инфракрасной радиации происходит преимущественно выше 2,85 км. Наибольшее значение лучистого притока соответствует полосе водяного пара 1,87 мкм.

Лучистые нисходящие потоки ($F \downarrow$, мВт/см²), притоки (ΔQ , мВт/см²) и относительные притоки ($b' = \Delta Q / F \downarrow$, %) над морем в различных интервалах спектра по измерениям с помощью СПИ-2М

Спектральные интервалы	Характеристики	Высоты и толщины слоев, км	Среднее									
			17 VII 10 ч 40 мин 12 ч 32 мин h = 60°	18 VIII 11 ч 59 мин 11 ч 59 мин h = 62°	20 VI 11 ч 50 мин 13 ч 27 мин h = 62,5°	21 VIII 11 ч 36 мин 12 ч 15 мин h = 62°	22 VII 11 ч 51 мин 12 ч 32 мин h = 60°	27 VIII 11 ч 19 мин 12 ч 15 мин h = 59°	3 IX 10 ч 00 мин 12 ч 09 мин h = 55°	Среднее 37 дней 11 ч 00 мин h = 60°		
0,4—0,52	$F \downarrow$	8	20	17,3	15,9	20,4	16,4	19,9	16,4	16,4	18,2	
	ΔQ	0,5—8 0,5—2,85	3,55 2,04	4,01 2,02	2,78 1,57	0,46 0,16	2,88 1,42	3,56 3,32	2,85 1,67	2,85 1,67	2,8 1,7	
	b'	0,5—8 0,5—2,85	17,7 10,2	23 11,7	17,4 9,9	2,3 0,8	17,6 8,6	17,9 16,7	17,4 10,2	17,4 10,2	15,4 9,3	
0,52—0,73	$F \downarrow$	8	33,6	26,7	25,7	33	26,6	32,8	26,6	26,6	29,2	
	ΔQ	0,5—8 0,5—2,85	3,68 2,62	4,05 2,3	4,4 1,44	2,76 0,69	3,67 1,46	5,3 2,52	5,4 3,04	5,4 3,04	4,23 1,97	
	b'	0,5—8 0,5—2,85	11,2 6	15,3 8,6	17 5,5	8,4 2,1	13,8 5,5	16,1 7,7	20,8 11,7	20,8 11,7	14,5 6,7	
0,73—1,07	$F \downarrow$	8	32	26,25	25,9	32,2	36,2	23,1	26,8	26,8	28,8	
	ΔQ	0,5—8 0,5—2,85	5,7 2,08	5,8 2,44	7,43 2,35	4,99 1,21	5,73 2,7	7,15 2,36	7,79 4,64	7,79 4,64	6,39 2,58	
	b'	0,5—8 0,5—2,85	17,8 6,5	22,1 9,3	22,7 9,1	15,5 3,8	21,8 10,3	21,6 7,1	29,2 17,3	29,2 17,3	22,1 8,9	

1,07—1,25	$F \dagger$	8	8,62	7,72	7,69	8,56	8,32	9,95	8,21	8,45
	ΔQ	0,5—8	2,18	2,9	2,94	2,5	2,92	3,44	3,31	2,9
	b'	0,5—2,85	0,77	1,29	0,78	0,3	1,66	1,09	0,75	0,951
1,25—1,05	$F \dagger$	8	9,8	8,25	8,13	9,67	8,65	10,15	8,65	9,05
	ΔQ	0,5—8	3,82	3,45	3,84	3,56	4,24	4,05	4,17	3,88
	b'	0,5—2,85	0,78	0,81	0,96	0,77	1,34	1,34	0,83	1,02
1,65—2,06	$F \dagger$	8	4,49	4,06	4,05	4,63	4,31	4,84	4,25	4,47
	ΔQ	0,5—8	2,52	2,42	2,62	3,26	2,84	2,84	2,46	2,77
	b'	0,5—2,85	0,47	0,5	0,56	0,39	0,71	0,71	0,51	0,67
2,06—2,55	$F \dagger$	8	2,6	2,44	2,42	2,94	2,62	2,84	2,35	2,63
	ΔQ	0,5—8	0,64	0,79	1,01	0,93	0,94	0,78	0,97	0,868
	b'	0,5—2,85	0,26	0,22	0,54	0,18	0,38	0,30	0,48	0,34
0,4—2,55	$F \dagger$	8	11,3	92,72	89,79	111,4	93,1	113,6	92,7	101
	ΔQ	0,5—8	21,9	23,42	25,02	18,46	23,22	27,12	26,95	23,80
	b'	0,5—2,85	8,44	9,57	7,82	3,7	9,62	10,95	12,94	9,09
	$F \dagger$	8	19,7	25,3	27,9	16,6	24,9	23,9	29	23,6
	ΔQ	0,5—8	7,6	10,3	8,7	3,7	10,3	9,6	13,9	9,0
	b'	0,5—2,85								

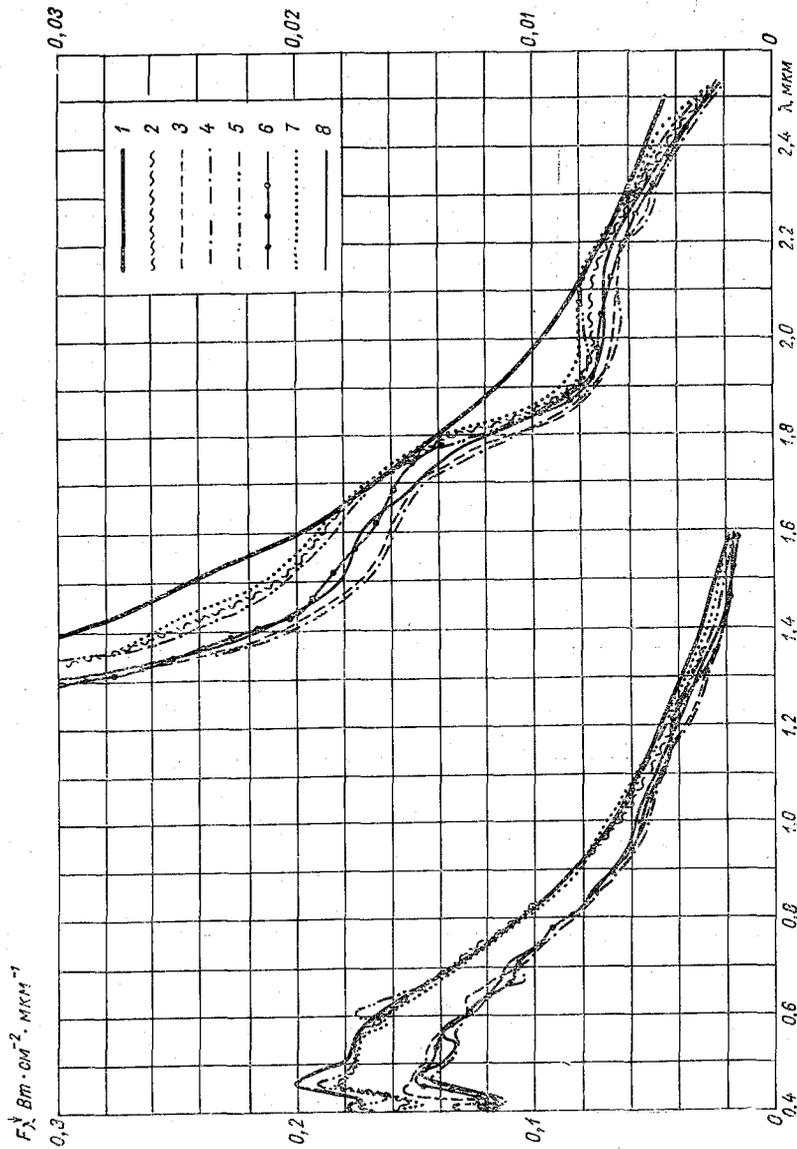


Рис. 1. Спектральные нисходящие потоки на границе атмосферы при $h_{\odot} = 63^{\circ}$ (1) и на уровне 8 км по измерениям 17 VIII (2), 18 VIII (3), 20 VIII (4), 21 VIII (5), 22 VIII (6), 27 VIII (7) и 3 IX 1973 г. (8)

Согласно данным СПИ-2М наибольшее значение относительного лучистого притока наблюдалось 3 сентября, однако максимальное нагревание за счет поглощения коротковолновой радиации отмечалось 27 августа. Наименьшие абсолютные и относительные значения лучистых коротковолновых притоков получены 21 августа за счет высокой прозрачности атмосферы, особенно для излучений видимого диапазона спектра.

Из рис. 1 и табл. 1 следует, что вариации значений интегральных потоков обусловлены в основном степенью ослабления радиации видимого диапазона спектра, однако большим значениям ослабления в видимом диапазоне спектра соответствуют большие значения ослабления в области ИК окон прозрачности.

В табл. 2 представлены нисходящие лучистые потоки в спектральном интервале 0,4—2,5 мкм на высоте 8 км и относительные притоки в слое 0,5—8 км, вычисленные по данным СПИ-2М, и аналогичные характеристики по данным синхронных измерений с помощью пиранометров (притоки по пиранометрам вычислены как разность нисходящих потоков на высотах 8 и 0,5 км).

Из табл. 2 следует, что одноименные величины, полученные с помощью различной аппаратуры, удовлетворительно согласуются между собой, за исключением данных о потоках за 18 и 20 августа и о притоках за 21 и 22 августа. Расхождения могут быть вызваны нестабильностью атмосферных условий и различным быстрым действием аппаратуры.

Таблица 2
Нисходящие лучистые потоки F_{\downarrow} и относительные притоки b'
по данным СПИ-2М и пиранометров

Характеристика	Аппаратура	Дата измерений							Среднее за 7 дней
		17 VII	18 VIII	20 VIII	21 VIII	22 VIII	27 VIII	3 IX	
F_{\downarrow} мВт/см ²	СПИ-2М	113	93	90	111	93	114	93	97
	Пиранометр	105	111	109	110	93	105	93	100
b' %	СПИ-2М	20	25	28	17	25	24	29	24
	Пиранометр	17	25	26	25	15	19,5	24	22

Спектральный ход максимальных, средних и минимальных значений относительных лучистых притоков в период экспедиции КЭНЭКС-73 представлен на рис. 2. На этом же рисунке для сравнения приведена кривая средних значений лучистых притоков над степью по измерениям 13, 16 и 18 июля 1971 г. в прогретом воздухе континентального происхождения. Следует отметить, что средние значения относительных лучистых притоков на участке спектра от 0,4 до 1,0 мкм по данным экспедиции КЭНЭКС-73 совпадают с аналогичными характеристиками, зарегистрированными летом 1971 г. над Каспийским морем в условиях замутненной атмосферы [2], а в диапазоне 1—2,5 мкм превышают их.

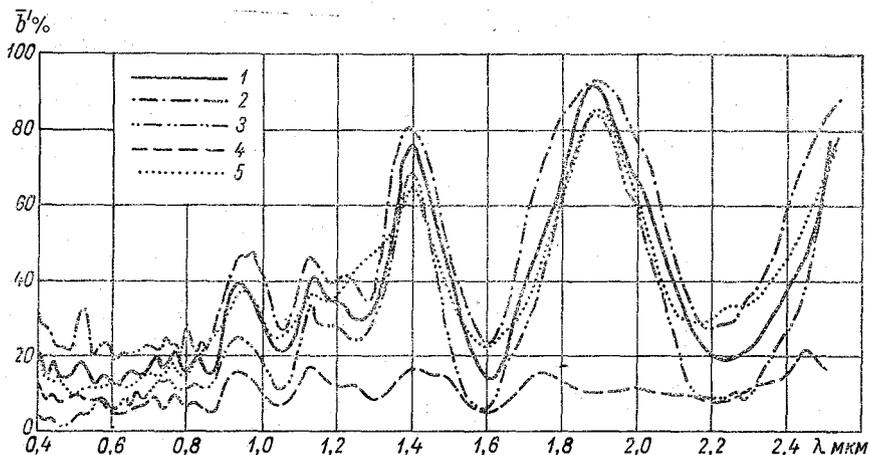


Рис. 2. Спектральное распределение относительных лучистых притоков
 1—4 — по измерениям над морем при $h_{\odot} = 60^{\circ}$ (КЭНЭКС-73); 5 — по измерениям над
 степью 13, 16 и 18 VII 1971 г.
 1 — средние, 2 — максимальные и 3 — минимальные притоки в слое 0,5—8 км; 4 и 5 —
 средние притоки в слоях 0,5—2,85 и 0,5—6 км соответственно.

Измерения, выполненные с помощью спектрометра СПИ-2М над морем в период экспедиции КЭНЭКС-73, показали, что в нижнем слое атмосферы от 0,5 до 2,85 км относительные лучистые притоки в интервале длин волн 0,4—2,5 мкм составляют в среднем 9,1%, в то время как по данным экспедиции КЭНЭКС-71 в прогретом воздухе над сушей эта величина равна 14%.

Из рис. 2 следует, что наибольшие вариации относительных лучистых притоков в период экспедиции КЭНЭКС-73 получены в видимом диапазоне спектра и в области атмосферных окон прозрачности, однако, эти вариации значительно меньше тех, которые характеризовали материалы экспедиции КЭНЭКС-70 и 71. Эта устойчивость обусловлена как однородной подстилающей поверхностью и, как следствие, большей стабильностью атмосферных условий, так и тем, что методика измерений предопределила получение надежных данных — измерения проводились в сжатые сроки; большое число спектрограмм позволило исключить материалы, явно содержащие ошибки (вызванные, например, наличием облаков или эволюциями самолета на измерительных площадках).

Полученные материалы, ввиду принятой методики выполнения полетов, не позволяют выполнить анализ суточного хода лучистых потоков и притоков, однако данные за 17 и 18 августа указывают на то, что после полудня наблюдалось «просветление» атмосферы: нисходящие потоки на высоте 0,5 км увеличились, с учетом изменения высоты Солнца, в 1,15—1,25 раза как в видимом, так и в ИК диапазонах спектра.

На рисунках Приложения 1 (рис. А—Ж) для каждого из семи дней представлены кривые спектрального хода относительных лучистых притоков в слоях атмосферы от 0,5 до 1,35, 2,85, 5 и 8 км. Эти

кривые позволяют определить вклад различных слоев в лучистое нагревание тропосферы, ограниченной уровнями 0,5 и 8 км, а также судить об особенностях спектрального хода поглощения, обусловленного газами и аэрозолями.

Четко выраженное увеличение лучистых притоков вблизи 0,4 мкм зарегистрировано во всех полетах, кроме полета 21 августа. Максимум вблизи 0,52 мкм наблюдался 20 и 27 августа, однако в остальные дни этой длине волны соответствовал минимум поглощения. Практически во всех данных, кроме данных за 27 августа, наблюдается максимум вблизи 0,55 мкм; максимум вблизи 1,25 мкм отсутствует только на данных за 21 и 27 августа. На всех кривых имеются максимумы притоков, связанные с поглощением кислородом, водяным паром, углекислым газом и другими постоянными компонентами атмосферы, однако их форма и амплитуды различны. В дни с высокой степенью помутнения они как бы маскируются нейтральным поглощением аэрозолей (см., например, ход кривых за 22 августа и 3 сентября).

Разность спектральных амплитуд между какими-либо двумя кривыми соответствует величине притока в слое, толщина которого определяется верхними границами двух исходных слоев.

В ряде случаев спектральные данные свидетельствуют о наличии сильно «поглощающих» или, наоборот, «прозрачных» слоев. Например, «высокая прозрачность» зарегистрирована 18 августа на высотах от 5 до 8 км, 21 августа — от 1,35 до 2,85, 3 сентября — от 2,85 до 5 км; сильное поглощение наблюдалось 18 августа в слое 2,85—5 км.

Указанные повышенные помутнения или прозрачности некоторых слоев прослеживаются не во всех интервалах спектра. Так, в слое от 2,85 до 5 км 27 августа и 3 сентября «высокая прозрачность» для излучений с длинами волн до 0,85 мкм сменяется значительным поглощением излучений всего ИК диапазона спектра.

Следует подчеркнуть, что к приведенным выше оценкам степени помутнения различных слоев надо относиться с некоторой осторожностью, так как эти аномалии могут быть вызваны нестабильностью условий атмосферы, в частности, наличием облачности, за счет которой при определенных взаимных положениях Солнца, облака и самолета может сильно варьировать доля рассеянной радиации в общем нисходящем потоке. Поэтому правильный анализ оптических свойств различных слоев атмосферы в разные дни может быть выполнен только с привлечением всего комплекса измерительной информации, в первую очередь — данных радиозондирования и результатов исследования аэрозолей.

Предварительно можно указать, что некоторые из указанных особенностей спектрального и высотного хода лучистых притоков могут быть связаны с изменениями общей синоптической обстановки. Так, после прохождения атмосферных фронтов относительно холодный воздух наблюдался 21 и 27 августа, при этом температуры в районе экспедиции в дневные часы снижались с 29—30 до

24—27° С, и именно в эти два дня зарегистрированы экстремальные притоки.

В период экспедиции над районом полетов преобладали размытые, малоградиентные барические образования. Атмосферные массы формировались вблизи южной части Каспийского моря, поэтому можно предполагать, что исследования выполнялись в условиях прогретого континентального воздуха субтропических широт, который несколько трансформировался над сравнительно небольшой по площади поверхностью моря.

Измерения индикатрис спектральной яркости подстилающей поверхности осуществлялись в полете 3 сентября. В Приложении 2 приведены относительные изменения спектральной яркости в зависимости от высоты измерения и угла сканирования от надира θ при наблюдении по двум азимутам относительно направления на Солнце φ_{\odot} . Из таблицы Приложения 2 следует, что максимальные яркости на высотах 0,5 и 1,5 км наблюдаются вблизи горизонта ($\theta = 75^\circ$), в то время как на высотах 3,5 и 8 км максимальные яркости в азимуте Солнца 0° получены при $\theta = 45^\circ$, т. е. при наблюдении под углом, близким к углу зеркального отражения. Индикатрисный эффект усиливается с ростом длины волны. На коротковолновом участке видимого диапазона спектра за счет сильного рассеяния в атмосфере этих излучений вытянутость индикатрисы морской поверхности убывает с высотой. Погрешность приведенных в Приложении 2 величин относительной яркости на малых высотах, особенно в ИК области спектра, достигают 100% в связи с тем, что амплитуды сигналов от водной поверхности только в 1,5—2 раза превышают собственные шумы прибора.

На самолете-лаборатории ИЛ-18, наряду с измерениями спектральных потоков и яркостей, осуществляются непосредственные измерения яркости диска Солнца с помощью спектрометра СИКС [1]. Эти измерения позволяют получать сведения о спектральной прозрачности атмосферы, являющейся определяющим параметром передаточной функции атмосферы. С использованием материалов, получаемых с помощью аппаратуры СИКС и СПИ-2М, можно рассчитывать спектральную яркость воздушной дымки.

Альбеда воздушной дымки $A_{D\lambda}$ в слое атмосферы от z_1 до z_2 ($z_1 < z_2$) можно определить по формуле:

$$A_{D\lambda}^{z_2} = \frac{F_{\lambda z_2}^\dagger - F_{\lambda z_1}^\dagger T_{\lambda z_1}^{z_2}}{F_{\lambda z_2}^\dagger}, \quad (1)$$

где F_{λ}^\dagger и F_{λ}^\ddagger — восходящий и нисходящий спектральные потоки на соответствующих уровнях; $T_{\lambda z_1}^{z_2}$ — спектральная прозрачность (функция пропускания) атмосферы толщиной от z_1 до z_2 .

Для приближенной оценки яркости и альбеда дымки прозрачность атмосферы в направлении на Солнце можно рассчитать по яркости B_{λ} эталонной пластины, измеренной с помощью СПИ-2М; $T_{\lambda z_1}^{z_2} = B_{\lambda z_1} / B_{\lambda z_2}$. Тогда вертикальная прозрачность определится

как

$$T_{\lambda z_1}^{z_2} = \exp \left[\ln \frac{B_{\lambda z_1}}{B_{\lambda z_2}} \sin h \odot \right]. \quad (2)$$

В табл. 3 для 20 и 27 августа представлены результаты расчетов по формулам (1) и (2) альbedo воздушной дымки, а также альbedo системы подстилающая поверхность — атмосфера при наблюдении с различной высоты. Эти данные весьма приближенно, особенно в ИК области спектра, характеризуют роль воздушной дымки в формировании восходящих лучистых потоков. Из табл. 3 следует, что на длине волны 0,4 мкм альbedo дымки максимально. Наименьшее рассеяние радиации атмосферой наблюдается вблизи 0,8 мкм. В области полос поглощения водяного пара выше 2,85 км поглощение может превалировать над рассеянием. Результаты оценок показывают, что при расчетах потоков в ИК области пренебрежение рассеянием дымки и ослаблением рассеянной радиации приводит к существенным ошибкам.

В дальнейшем данные о спектральных лучистых притоках, полученные с помощью СПИ-2М, целесообразно проанализировать в комплексе с материалами, полученными с помощью спектрометров К-2 и СИКС, аэрозольных импакторов и другой аппаратуры. Представленные в статье материалы могут быть использованы для оценки аэрозольного эффекта в лучистом нагревании атмосферы, а также при решении ряда теоретических и прикладных задач атмосферной оптики.

Таблица 3

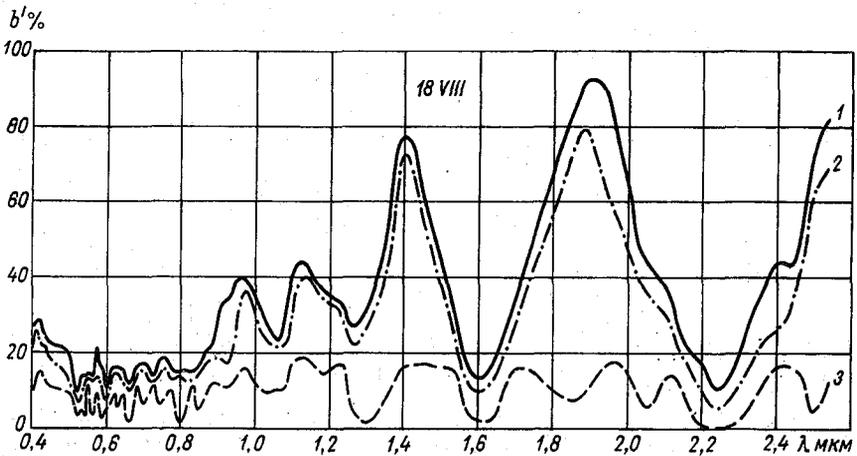
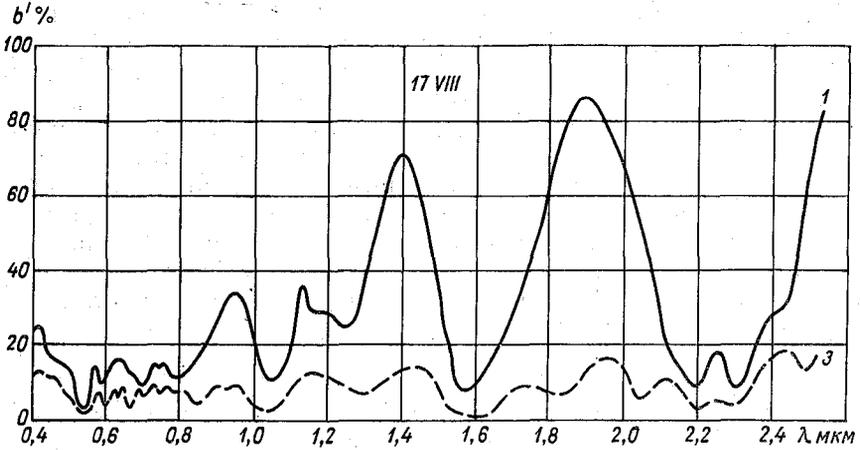
Спектральные альbedo моря и атмосферы (A_M) и воздушной дымки (A_D)

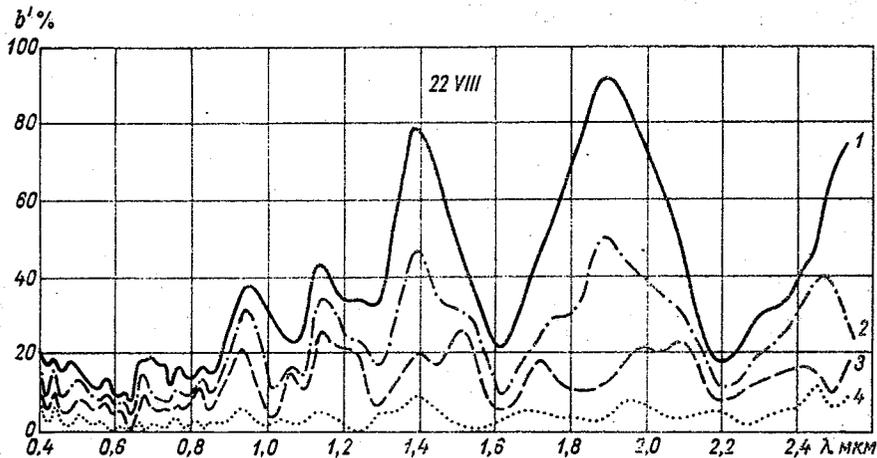
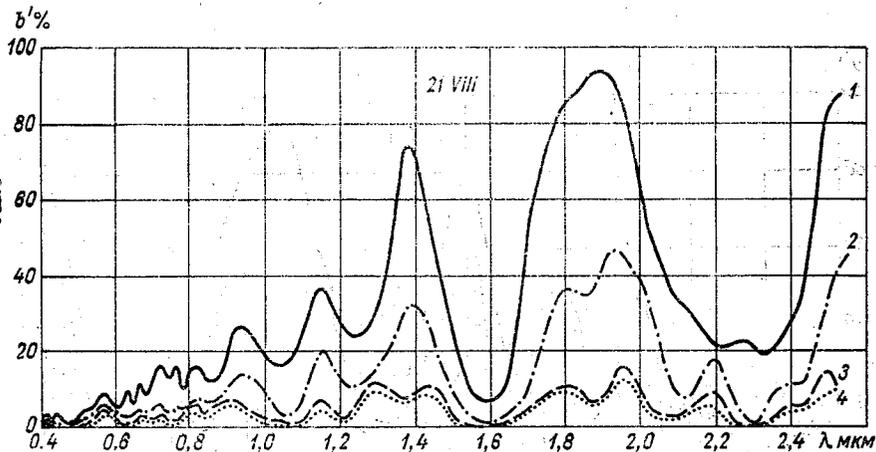
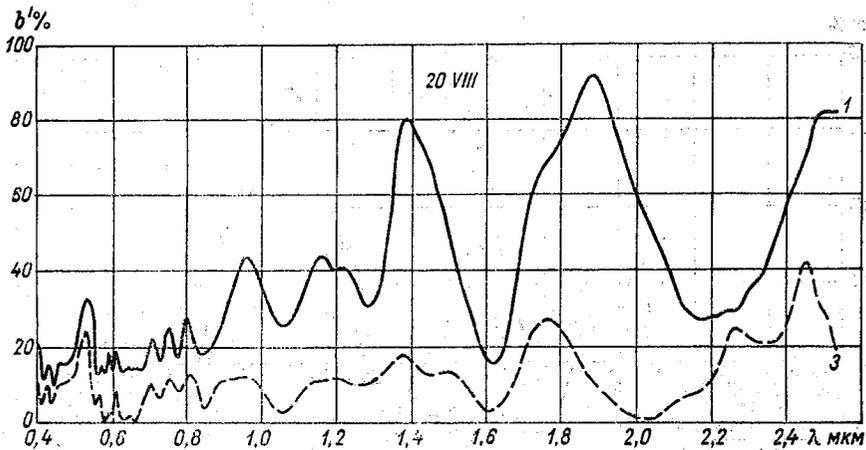
Длины волн, мкм	A_M		A_D		A_M					A_D				
	Высоты и толщины слоев, км													
	0,5	2,85	8,0	2,85- 0,5	8,0-0,5	0,5	1,35	2,85	5,5	8,0	1,35- 0,5	2,85- 0,5	5,5- 0,56	8,0- 0,5
	20 августа 1973 г.					27 августа 1973 г.								
0,4	7,6	12,5	14,5	11,3	11,4	6,0	6,3	7,3	15	19	2,2	3,0	14	16,5
0,5	5,3	7,0	9,8	2,6	3,7	5,0	5,2	5,6	10	11	0,3	0,4	5,6	8,0
0,6	4,2	5,7	5,7	3,4	2,9	5,4	5,5	5,8	7,3	8,0	0,6	0,8	3,5	5,1
0,8	4,0	4,0	4,0	1,2	1,7	4,8	5,0	5,8	5,8	7,0	0,1	1,4	1,8	3,0
1,0	4,0	4,2	4,3	1,6	3,5	4,5	4,5	5,2	5,3	5,4	0,1	1,8	2,4	3,2
1,14	1,8	3,8	4,2	3,7	4,1	3,6	4,8	4,9	5,4	5,0	1,5	2,2	3,1	2,9
1,25	1,2	2,9	4,7	2,2	4,2	3,8	4,3	4,1	4,0	3,5	1,0	1,0	1,8	1,9
1,4	4,0	6,3	3,0	1,5	2,5	6,5	4,0	3,8	4,2	4,9	-0,5	-0,2	3,0	4,2
1,65	1,5	3,3	4,5	3,2	4,2	3,5	4,0	4,0	6,0	6,2	0,7	0,8	3,3	3,5
1,9	3,0	5,3	5,2	3,5	5,2	2,8	8,0	3,5	3,5	2,5	5,4	6,4	3,3	2,4
2,2	4,0	4,5	7,0	2,5	5,5	3,2	5,0	5,5	5,7	6,0	3,0	3,1	3,2	3,5

Графики спектрального хода относительных лучистых потоков над морем в различных слоях атмосферы. Август 1973 г.

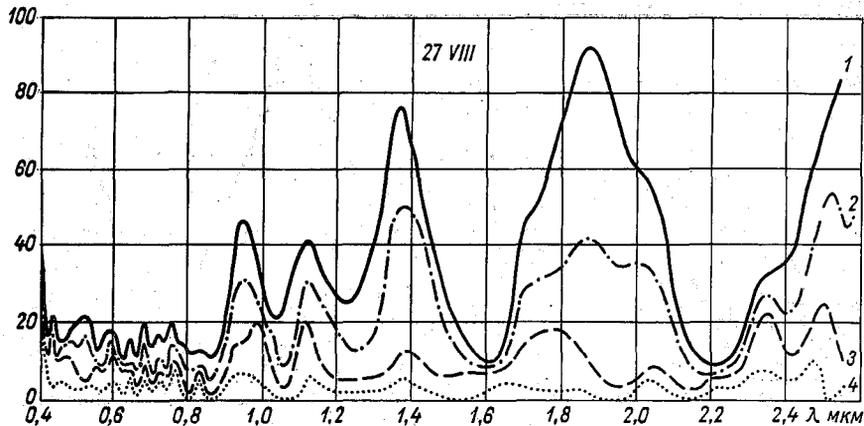
$$b'_\lambda = \frac{(F_\lambda^\downarrow - F_\lambda^\uparrow)_z - (F_\lambda^\downarrow - F_\lambda^\uparrow)_z(0,5 \text{ км})}{F_\lambda^\downarrow z(8 \text{ км})}$$

1— $H=0,5 \div 8$ км, 2— $H=0,5 \div 5,5$ км, 3— $H=0,5 \div 2,85$ км,
4— $H=0,5 \div 1,35$ км.

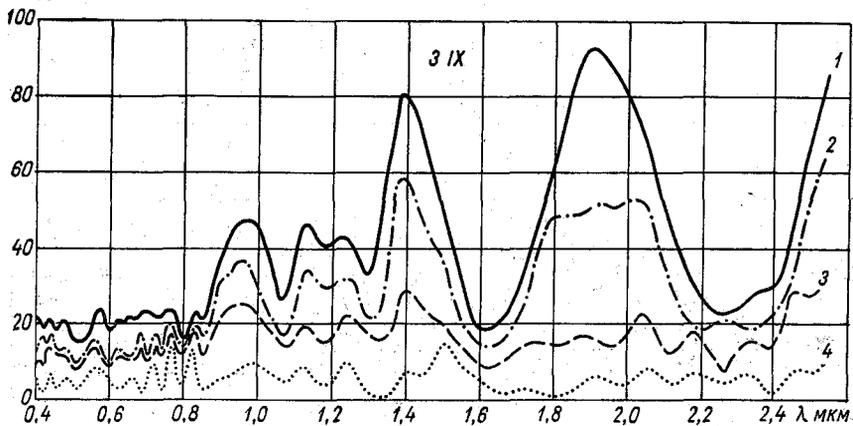




δ' %



δ' %



ПРИЛОЖЕНИЕ 2

Относительные изменения спектральной яркости моря и атмосферы
в зависимости от азимута Солнца φ и угла сканирования от нормали $\theta = 54 \div 56^\circ$

H км	φ град.	θ град.	Длины волн, мкм									
			0,4	0,6	0,8	1,0	1,13	1,25	1,4	1,6	1,9	2,2
0,5	0	45	1,7	2,0	2,3	6,0	4,6	5,0	10,0	7,0	—	—
		75	13	65	70	45	30	25	21	30	—	—
1,5	90	45	1	0,8	0,9	1	1,1	1	1,1	1	1	1
		75	1,2	1,2	1,3	1,4	1,3	1,2	1,3	1,2	1,2	1,2
1,5	0	45	2	2,8	4	4	4	3	6	4,5	1	3
		75	7	16	23	16	22	18	21	24	4	13
3	90	45	1,4	1,4	1,3	1,5	1,4	1,2	—	1	—	1,4
		75	2	1,9	1,7	2,2	1,9	1,4	—	1,1	—	1,7
3	0	45	2,6	10	16	9	10	13	7,5	22	14	14
		75	2,4	7,5	9	5,3	6,5	8,5	5,5	14	11	11
5,5	90	45	1	1	1	1	1,1	1	1	1,1	1,3	1,4
		75	1,2	1,3	1,1	1,1	1,2	1,1	1,1	1,2	1,9	1,8
5,5	0	45	2,6	7,5	13	9	9	11	6	19	2	6
		75	1,8	5,2	7	6	5	5,5	5	9	3	4
8	90	45	1,5	2,3	3	1,5	2,6	2,6	3,6	4,5	1,6	3,5
		75	1,4	1,4	2	1,2	1,7	2	2,4	2,9	1,5	2
8	0	45	1,7	4,5	13	11	12	13	11	12	3	13
		75	2,1	6,7	19	17	18	17	16	17	5	16

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кондратьев К. Я., Рабинович Ю. И., Решетников А. И. Некоторые результаты измерений спектральной прозрачности в свободной атмосфере в диапазоне 1—4 мкм.— «Труды ГГО», 1973, вып. 317, с. 48—52.
2. Совмещенный подспутниковый эксперимент.— «Труды ГГО», 1973, вып. 317, с. 105—114. Авт.: К. Я. Кондратьев, В. А. Иванов, В. Ф. Жвалев, М. А. Прокофьев, Н. Е. Тер-Маркарянц, Л. И. Чапурский.
3. Спектральные притоки лучистой энергии в тропосфере в диапазоне 0,4—2,5 мкм. Часть 1. Методика наблюдений и обработки.— «Труды ГГО», 1973, вып. 322, с. 12—23. Авт.: К. Я. Кондратьев, О. Б. Васильев, В. С. Гришечкин.

О. А. АВАСТЕ, Л. И. ЧАПУРСКИЙ,
А. С. ТРОФИМОВ, П. В. ЕФРЕМОВ

ЛУЧИСТЫЕ ПРИТОКИ НАД МОРЕМ ЗА СЧЕТ АЭРОЗОЛЯ В ПОЛОСАХ ПОГЛОЩЕНИЯ ВОДЯНОГО ПАРА НА УЧАСТКЕ СПЕКТРА ОТ 0,7 ДО 2,5 мкм

Материалы, полученные при экспериментальных исследованиях по программе КЭНЭКС [3], позволяют выполнять количественные оценки влияния различных факторов на радиационный режим атмосферы. При этом весьма актуальными представляются проблемы определения оптических свойств атмосферного аэрозоля в ближнем инфракрасном участке спектра и проверки теоретических моделей переноса лучистой энергии в атмосфере Земли.

Аэрозольное поглощение $a_{\Delta z, \Delta \lambda}$ в каком-либо слое атмосферы толщиной $\Delta z = z_1 - z_2$ в спектральном интервале $\Delta \lambda$ может быть определено как разность значений полных лучистых притоков $b_{\Delta z, \Delta \lambda}$, обусловленных совместным влиянием атмосферного аэрозоля, водяного пара, углекислого газа и других поглощающих субстанций атмосферы, и лучистых притоков, обусловленных только молекулярным поглощением $p_{\Delta z, \Delta \lambda}$:

$$a_{\Delta z, \Delta \lambda} = b_{\Delta z, \Delta \lambda} - p_{\Delta z, \Delta \lambda}. \quad (1)$$

Необходимо учитывать, что параметр $a_{\Delta z, \Delta \lambda}$ («аэрозольный остаток») отличается от функции поглощения аэрозоля $A_{\Delta z, \Delta \lambda}$ на коэффициент, равный обратной величине функции пропускания поглощающих газов $T_{\Delta z, \Delta \lambda} = T_{\Delta z, \Delta \lambda}(\text{H}_2\text{O}) T_{\Delta z, \Delta \lambda}(\text{CO}_2)$:

$$A_{\Delta z, \Delta \lambda} = T_{\Delta z, \Delta \lambda}^{-1} a_{\Delta z, \Delta \lambda}. \quad (2)$$

(В наших расчетах учитывается только поглощение водяного пара и углекислого газа.)

Напомним, что лучистый приток к слою Δz может быть определен как разность спектральных (или интегральных) лучистых балансов $B_{z, \Delta \lambda}$ на верхней z_1 и нижней z_2 границах этого слоя; баланс в свою очередь есть разность нисходящего $F_{z, \Delta \lambda}^\downarrow$ и восходящего $F_{z, \Delta \lambda}^\uparrow$ полусферических потоков:

$$b_{\Delta z, \Delta \lambda} = B_{z_1, \Delta \lambda} - B_{z_2, \Delta \lambda} = F_{z_1, \Delta \lambda}^\downarrow - F_{z_1, \Delta \lambda}^\uparrow - F_{z_2, \Delta \lambda}^\downarrow + F_{z_2, \Delta \lambda}^\uparrow. \quad (3)$$

В качестве исходных данных при определении аэрозольного поглощения использованы результаты самолетных измерений лучистых потоков и притоков с помощью спектрометра СПИ-2М [7], а также сведения о вертикальном распределении температуры и влажности по измерениям с помощью самолетного термогигрометра и радиозонда. Лучистые притоки за счет водяного пара (H_2O) и углекислого газа (CO_2) рассчитывались по методикам, описанным в работах [2, 4, 5, 8].

Сопоставление значений лучистых потоков, вычисленных или измеренных различными методами и с разным разрешением по спектру, удобно производить в сравнительно широких спектральных интервалах, например, в пределах полос поглощения H_2O , так как при этом отпадает необходимость приведения данных к одинаковому «спектральному» разрешению. В настоящей работе границами интегрирования по спектру, так же как и в [7], взяты длины волн 0,73, 1,07, 1,25, 1,65, 2,03 и 2,55 мкм, а в качестве границ слоев — высоты 0,5, 2,85 и 8 км.

Ввиду того что интегральное поглощение в пределах каждой полосы поглощения H_2O не подчиняется закону Бугера — Бэра, при сравнении экспериментальных и расчетных данных необходимо вычислять функции пропускания от верхней границы атмосферы до каждого из уровней, являющихся границами данного слоя. Кроме того, каждая полоса водяного пара подразделяется на поддиапазоны, соответствующие перекрещивающимся участкам поглощения двух или более газов; функции пропускания в данном поддиапазоне равны произведению функций пропускания каждого газа.

При расчетах не учитывалось аэрозольное и молекулярное рассеяние и отражение от морской поверхности. Согласно оценкам работы [8], в первом случае при вычислении потоков возникают ошибки, не превышающие 5%. Пренебрежение потоками, обусловленными отражением от моря, приводит к дополнительной ошибке, составляющей 2—3%. Как правило, эти допущения приводят к завышению значений лучистых притоков.

При сравнении экспериментальных и расчетных данных могут возникнуть дополнительные погрешности за счет ошибок абсолютной калибровки спектральной аппаратуры. В связи с этим выделение аэрозольного эффекта выполнено с использованием относительных характеристик поглощения, несмотря на то что при их вычислении были получены потоки и притоки в абсолютных энергетических единицах. Точность определения абсолютных значений нисходящих потоков по измерениям в период экспедиции КЭНЭКС-73 с помощью спектрометра СПИ-2М иллюстрируется табл. 1.

Из табл. 1 следует, что максимальное отклонение данных от их среднего значения составляет $\pm 10\%$.

Сопоставление результатов измерений вертикального распределения температуры воздуха t и температуры точки росы t_d , полученных с помощью самолетного термогигрометра и радиозондов, показало, что самолетные данные систематически завышены по

Таблица 1

Интегральные значения нисходящих потоков $F\downarrow$ на высоте 8 км в спектральном интервале 0,73—2,55 мкм по данным СПИ-2М и нисходящих потоков солнечного излучения I_{\odot}^{∞} на верхней границе атмосферы при различных зенитных расстояниях Солнца i

Дата измерений	$F\downarrow$ мВт/см ²	i	$\cos i$	$I_{\odot}^{\infty} \cos i$ мВт	$\frac{F\downarrow}{I_{\odot}^{\infty} \cos i}$
17 VIII 1973	57,51	30	0,8660	54,68	1,05
18 VIII	48,72	28	0,8829	55,75	0,87
20 VIII	48,19	27,5	0,8870	56,01	0,86
21 VIII	58,00	28	0,8829	55,75	1,04
22 VIII	50,10	30	0,8660	54,68	0,92
27 VIII	50,88	31	0,8572	54,13	0,94
3 IX	50,26	35	0,8192	51,73	0,97
Среднее	51,82			54,68	0,95

сравнению с данными радиозондов на 4—5° С. При этом по самолетным данным в пограничном слое тропосферы наблюдалась сильная температурная инверсия. Следует заметить, что время самолетного зондирования атмосферы не совпало со сроками выпуска радиозондов, поэтому для каждого из дней вычислены средние значения t и t_d по данным радиозондов за 9 и 15 ч. В качестве контрольных данных были использованы результаты измерений интегрального влагосодержания с помощью актиметра Фойснера с фильтрами, имеющими максимумы пропускания на длинах волн 0,952 мкм (полоса H₂O) и 0,998 мкм (окно прозрачности). Измерения выполнялись на о. Артема при участии Е. А. Поляковой. Методика определения количества «осажденной воды» по спектральным данным описана в работе [1].

В табл. 2 представлены количества осажденной воды ω , вычисленные по данным радиозондов с использованием формулы

$$\omega = 1,02 \cdot 10^{-3} \cdot \bar{q} \Delta p, \quad (4)$$

где \bar{q} — средняя удельная влажность, г/кг, в слое Δz ; Δp — давление слоя, мбар.

Из табл. 2 следует, что полученные двумя методами значения общего влагосодержания атмосферы удовлетворительно согласуются между собой. В связи с этим при расчетах лучистых притоков за счет H₂O использовались данные радиозондирования. Для высот более 16 км принималось стандартное распределение влагосодержания по модели Эльтермана [6].

Количество «осажденной воды» (в см) в слоях атмосферы различной толщины по данным радиозондов и актинометра Фойснера с фильтрами

Граница слоев, км	17 VIII	18 VIII	20 VIII	21 VIII	22 VIII	27 VIII	3 IX	Среднее за 7 дней
По данным радиозондов								
0—0,5	0,657	0,779	0,758	0,846	0,756	0,813	0,627	0,773
0,5—1,0	0,538	0,695	0,642	0,778	0,610	0,674	0,424	0,654
1,0—1,5	0,476	0,572	0,517	0,679	0,465	0,556	0,376	0,526
1,5—2,0	0,410	0,470	0,439	0,537	0,377	0,424	0,365	0,432
2,0—2,5	0,328	0,403	0,345	0,426	0,278	0,354	0,316	0,352
2,5—3,0	0,316	0,393	0,325	0,382	0,352	0,327	0,321	0,328
3,0—3,5	0,190	0,243	0,217	0,250	0,235	0,199	0,212	0,221
3,5—4,0	0,147	0,173	0,151	0,136	0,165	0,144	0,147	0,159
4,0—5,0	0,230	0,281	0,187	0,238	0,223	0,198	0,191	0,206
5,0—6,0	0,142	0,076	0,087	0,130	0,113	0,103	0,119	0,113
6,0—7,0	0,056	0,049	0,048	0,062	0,030	0,029	0,075	0,062
7,0—8,0	0,021	0,043	0,025	0,029	0,024	0,024	0,047	0,028
8,0—9,0	0,017	0,038	0,014	0,020	0,018	0,015	0,011	0,116
9,0—10,0	0,0086	0,035	0,008	0,011	0,006	0,006	0,006	0,009
10,0—12,0	0,0028	0,019	0,005	0,005	0,005	0,003	0,003	0,005
12,0—14,0	0,0013	0,0019	0,002	0,002	0,002	0,014	0,001	0,002
14,0—16,0	0,0006	0,0005	0,0007	0,0005	0,0005	0,0006	0,0005	0,0006
0—16,0	3,453	4,273	3,759	4,343	3,669	3,893	3,244	3,886

По данным актинометра

0—∞	—	3,9	3,5	4,4	—	—	—	—
-----	---	-----	-----	-----	---	---	---	---

По результатам радиозондирования были выполнены расчеты лучистых притоков за счёт H_2O и CO_2 с использованием трех различных методик.

При расчетах функций пропускания с использованием «спектральных» данных Н. И. Москаленко и Б. М. Голубицкого [2, 4] предполагается, что спектральное пропускание газа τ_λ удовлетворяет соотношению

$$\tau_\lambda = \exp(-\beta_\lambda \omega^{m_\lambda} p_\lambda^{n_\lambda}), \quad (5)$$

где ω — масса осажденного газа в ос. см (для H_2O) или в атмо см (для CO_2 , O_2 , CO и др. газов); p_λ — эффективное давление, определяемое как

$$p_\lambda = p_N + B_\lambda p_{\text{газа}}. \quad (6)$$

Коэффициент самоуширения B_λ , а также параметры m_λ , n_λ , β_λ определены из экспериментальных (лабораторных) данных.

Применительно к атмосфере, в частности, при расчете пропускания водяным паром, задача сводится к вычислению эффективного количества поглощающего газа W' :

$$W' = \sum_{i=1}^n W'_i = \sum_{i=1}^n \cdot 0,1 q_i \bar{p}_i^{\frac{n_\lambda}{m_\lambda}} \Delta l, \quad (7)$$

где W'_i — количество поглощающего газа в i -том слое; q_i — средняя абсолютная влажность i -того слоя, г/см³; p — среднее давление в i -том слое, мм рт. ст.; Δl — толщина i -того слоя, см.

В дальнейшем с использованием вычисленных функций спектрального пропускания τ_λ , данных о величине солнечной постоянной на границе атмосферы I_λ (с учетом увеличения массы атмосферы за счет наклонного падения солнечных лучей) рассчитывались значения нисходящих потоков F_λ^\downarrow и выполнялось суммирование по спектру в соответствии с выбранными границами участков.

Методика вычисления функций интегрального поглощения, описанная Н. И. Москаленко в работе [5], предусматривает расчет значения p_ω и количества осадочного газа ω ; в работе [5] представлены графики функций интегрального поглощения A_ω (см⁻¹) = $f[\omega]$ для фиксированных значений p_ω . Поглощение газа на участке длин волн $\Delta\lambda$ определяется как $A_{\Delta\lambda} = (v_1 - v_2)^{-1} A_\omega$, где v_1 и v_2 — границы спектрального интервала, выраженные в см⁻¹. При расчете $p_{\omega,z}$ значения p_{N_2} , $B_{\lambda,z}$ и p выбирались в соответствии с высотой, делящей пополам всю массу водяного пара, находящегося выше уровня z .

Согласно [8], поглощение газа $A_{\Delta\lambda}$ находится в зависимости от его эффективной массы x и параметров поглощения a и b :

$$A_{\Delta\lambda} = \frac{x}{ax + b}. \quad (8)$$

Эффективная масса газа x описывается формулой

$$x = \sqrt{\overline{w(p+e)}}^n, \quad (9)$$

где $n=0,3$ для H_2O и $n=0,4$ для CO_2 ; $\overline{w(p+e)}$ — взвешенное давление, w — количество поглощающего газа в слое. Расчет величины $\overline{w(p+e)}^n$ осуществляется с помощью выражения

$$\overline{w(p+e)}^n = \frac{\int_{z_1}^{z_2} \eta(p+e) dz}{\int_{z_1}^{z_2} \eta dz}, \quad (10)$$

где $\eta = \eta(z)$ и e — плотность и давление поглощающего газа.

Для средних условий и для каждого случая вертикального зондирования атмосферы [7] по методике, описанной в работе [8], были вычислены значения лучистых притоков $\Delta S_{\Delta\lambda}$ за счет поглощения водяным паром и углекислым газом в слоях толщиной 1 км на участках спектра, имеющих приведенные выше границы интегрирования и границы полос H_2O и CO_2 :

$$\Delta S_{\Delta\lambda} = I_0(\lambda)_{\Delta\lambda} \cos i \left\{ \exp \left[-\tau_{z_k}^{\infty}(\lambda) \sec i \right] \right\} \left[T(x_{i, \omega} |_{z_k}^{\infty}) T(x_{i, CO_2} |_{z_k}^{\infty}) - T(x_{i, \omega} |_{z_{k-1}}^{\infty}) T(x_{i, CO_2} |_{z_{k-1}}^{\infty}) \right], \quad (11)$$

где $I_0(\lambda)$ — солнечная постоянная; i — зенитное расстояние Солнца; T — функция пропускания водяного пара (ω) и CO_2 . С использованием значений $\Delta S_{\Delta\lambda}$ удобно выполнять расчеты лучистых потоков и притоков для различных уровней и слоев.

Погрешность вычисления величины аэрозольного остатка определяется погрешностями измерений и расчетов суммарных лучистых притоков по данным СПИ-2М ($\pm 20 \div 50\%$ в зависимости от длины волны), погрешностями измерений влагосодержания в атмосфере с помощью радиозондов ($\pm 5 \div 10\%$) и расчетов количества осаждаемой воды (до $\pm 20\%$), а также погрешностями расчетов функций поглощения водяного пара и углекислого газа по различным методикам (до $\pm 20\%$). В итоге ошибки определения величины аэрозольного остатка по формуле (1) могут достигать 100%.

Результаты расчетов значений относительных лучистых притоков за счет H_2O и CO_2 ($p'_{\Delta z, \Delta\lambda}$), выполненных по трем методам, а также значений полного относительного лучистого притока $b'_{\Delta z, \Delta\lambda}$ по измерениям над морем в период экспедиции КЭНЭКС-73 [7] и относительного аэрозольного остатка ($a'_{\Delta z, \Delta\lambda}$) представлены в табл. 3. Величины потоков нормированы по нисходящему потоку на высоте 8 км. Кроме того, в таблице приведены доли аэрозольного остатка в общем лучистом притоке $a_{H\Delta z, \Delta\lambda} = \frac{a'_{\Delta z, \Delta\lambda}}{b_{\Delta\lambda} |_{z=0,5 \text{ км}}}$ по

измерениям над морем и сушей, а также вычисленные с использованием работы [8] значения функций поглощения аэрозоля $A_{\Delta\lambda}$ и средние значения лучистых притоков в центрах атмосферных окон прозрачности (на границах спектральных участков) $\mathcal{E}_{a,0}$ по экспериментальным данным [7].

Результаты расчетов относительных лучистых притоков за счет аэрозоля над сушей по данным экспедиции КЭНЭКС-71 любезно представлены Л. Д. Краснокутской. Следует отметить, что в 1971 г. зондирование выполнялось в слое 0,5—6 км.

Анализ табл. 3 показывает, что расчеты значений лучистых притоков за счет поглощения углекислым газом и водяным паром, выполненные с использованием различных методов, дают разные результаты. Различие спектрального хода значений аэрозольного остатка, полученных в результате расчетов по методике [3 и 4],

Значения относительных лучистых притоков (в процентах) в различных интервалах спектра к слоям различной толщины за счет аэрозоля, а также водяного пара и углекислого газа, вычисленные с использованием экспериментальных данных, полученных с помощью спектрометра СНИИ-2М, радиозондов и расчетных моделей работ [3—6]

Δz км	Δλ мкм	b' Δz, Δλ		p' Δz, Δλ		a' Δz, Δλ			a _H (1973, море)			α _H (1971, суша) [3,4]	Э а. о	A _{Δλ} [6]	
		[3,4]	[5]	[6]	[3,4]	[5]	[6]	[3,4]	[5]	[6]					
0,5—2,85	0,73—1,07	8,9	—	5,9	—	—	—	—	—	—	—	14	41	5,0	3,2
0,5—8,0	—	22,1	—	10,4	—	—	—	—	—	—	—	53	75	15,0	13,0
0,5—2,85	1,07—1,25	11,3	12,5	14,0	14,0	8,6	-1,2	-2,7	2,7	-3,5	-24,0	7,7	2	8,0	2,9
0,5—8,0	—	34,4	22,6	32,0	32,0	16,5	11,8	2,2	17,9	34,0	6,4	52,0	6,0	25,0	21,0
0,5—2,85	—	11,3	4,3	11,0	11,0	10,5	7,0	8,3	0,8	16,0	17,0	1,9	23,0	8,0	0,9
0,5—8,0	—	42,9	43,0	38,0	38,0	33,6	-0,1	4,9	9,3	-8,0	11,4	21,7	28,0	22,0	14,0
0,5—2,85	—	12,3	4,0	10,0	10,0	11,5	8,3	3	0,8	13,2	3,6	1,3	31,0	7,0	30,0
0,5—8,0	—	62,0	59,0	45,0	45,0	41,0	2,3	17	21,0	4,8	28,0	34,0	53,0	17,0	35,0
0,5—2,85	—	10,0	—	—	—	8,5	—	—	1,5	—	—	5,0	37,0	7,0	1,6
0,5—8,0	—	31,0	—	—	—	20,0	—	—	11,0	—	—	36,0	58,0	18,0	13,8

вызвано различными пределами интегрирования: результаты расчетов притоков в полосах поглощения оказываются чрезвычайно «чувствительными» к ширине спектрального интервала за счет энергии, приходящейся на атмосферные окна прозрачности. Кроме того, для получения достоверных значений потоков на уровне 8 км в пределах полосы H_2O 1,87 мкм весьма важно выбрать модель распределения влаги в стратосфере на высотах, для которых отсутствуют данные радиозондирования. Разброс данных может быть также обусловлен погрешностями, вызванными различием числа слоев, на которые разбивалась атмосфера при расчетах.

Все это указывает на то, что при расчетах значений лучистых потоков и притоков в реальной атмосфере необходимо очень тщательно подходить к методике вычисления этих характеристик.

Несмотря на указанные различия полученных значений лучистых притоков, можно отметить, что вычисление интегральных относительных притоков $\rho'_{\Delta z, \Delta \lambda}$ по методикам работ [5, 8] дает весьма близкие результаты на участке спектра 1,25—1,65 и 1,65—2,06 мкм.

Аэрозольное поглощение в ИК области спектра практически отсутствует, если основываться на результатах, полученных с использованием методики работ [2, 4], однако расчет, выполненный по «интегральной» методике работы [8], указывает на убывание величины аэрозольного остатка с длиной волны. Результаты расчетов по методике [5], а особенно расчеты Л. Д. Краснокутской, указывают на возрастание аэрозольного эффекта в лучистом нагревании атмосферы.

Наиболее близкие значения функций поглощения аэрозоля и экспериментальных величин лучистых притоков в области атмосферных окон прозрачности получены при использовании методики работы [8] (в табл. 2 приводятся результаты расчетов только по этой методике).

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что в нижнем слое атмосферы лучистые притоки за счет аэрозоля над морем существенно меньше, чем над сушей: в первом случае на аэрозоль падает порядка 10% общего лучистого притока по всему слою, а во втором — около 20—30%.

В целом можно резюмировать, что над морем наблюдается возрастание аэрозольного поглощения с высотой (если не учитывать результаты расчетов по методике [2, 4]). Над морем аэрозольное поглощение лучистой энергии ИК диапазона спектра от 0,7 до 2,5 мкм составляет около 30% общего лучистого нагревания атмосферы этим излучением.

Результаты расчетов вертикального распределения лучистых притоков по методике [8] с использованием данных радиозондирования могут быть полезны при оценках и расчетах переноса лучистой энергии Солнца ИК диапазона спектра, в связи с этим некоторые из этих данных приводятся ниже.

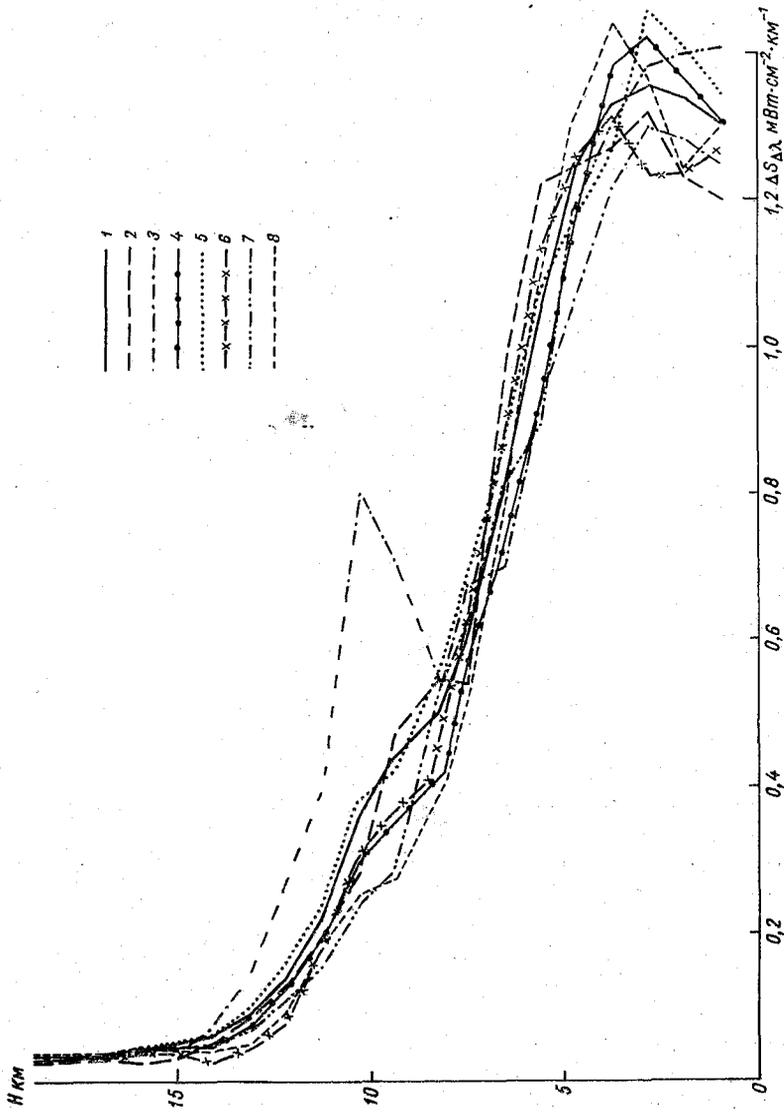


Рис. 1. Вертикальное распределение лучистых притоков за счет H_2O и CO_2 на участке спектра $0,7-3,0$ мкм среднее (1) и по измерениям 17 VIII (2), 18 VIII (3), 20 VIII (4), 21 VIII (5), 22 VIII (6), 27 VIII (7) и 3 IX (8).

На рис. 1 представлены кривые вертикального распределения лучистых притоков за счет H_2O и CO_2 на участке спектра от 0,7 до 3 мкм для каждого из семи дней и для средних условий при высоте Солнца 30° ($i=60^\circ$). Из рисунка следует, что максимум аэрозольного поглощения наблюдается в среднем на высоте 3 км, однако в зависимости от вертикального распределения влаги эта высота изменяется от 1 до 4 км. Обращает на себя внимание наличие второго максимума притоков на высоте 11 км 18 августа. В этот день в верхней тропосфере влаги содержалось почти в 2 раза больше, чем в остальные дни (см. табл. 1).

На рис. 2 представлены полученные в результате расчетов по формуле (11) кривые вертикального распределения лучистых притоков за счет H_2O и CO_2 в пяти спектральных участках при средних по влагосодержанию условиях и разных зенитных расстояниях Солнца. Из рисунка следует, что полоса поглощения 1,25—1,67 мкм дает наибольший вклад в лучистое нагревание атмосферы за счет солнечной энергии ближнего ИК диапазона спектра. Это вызвано

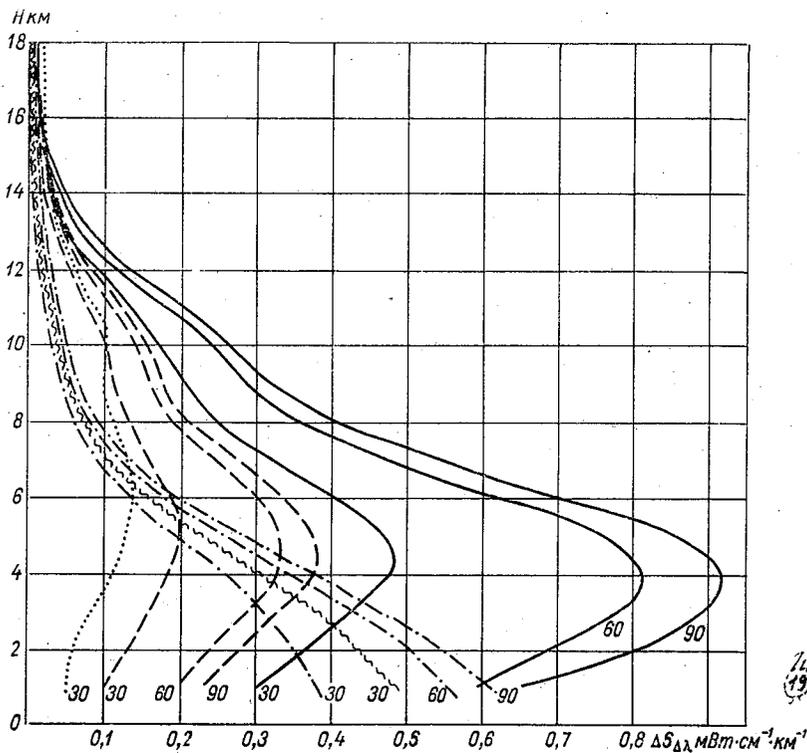


Рис. 2. Вертикальное распределение средних значений лучистых притоков за счет H_2O и CO_2 на различных участках спектра при высотах Солнца 30° , 60° и 90° :

1 — 0,73—0,99 мкм, 2 — 1,07—1,25 мкм, 3 — 1,25—1,67 мкм, 4 — 1,70—2,10 мкм, 5 — 2,27—3,0 мкм.

как характером распределения энергии в спектре Солнца, так и распределением интенсивности полос поглощения в разных участках спектра. Если в слабых полосах наблюдается убывание лучистых притоков с высотой, то в пределах более сильных полос поглощения с центрами вблизи 1,37; 1,87; 2,7 мкм наблюдается возрастание, а затем убывание притоков с высотой, причем чем сильнее полоса, тем выше положение максимума.

Данная работа является одной из первых попыток сопоставления результатов теоретических расчетов спектральных радиационных характеристик атмосферы в ближнем ИК участке спектра с экспериментальными данными, полученными в результате выполнения программы КЭНЭКС. В заключение можно указать на следующие основные результаты этого исследования.

1. В летнее время лучистое нагревание безоблачной тропосферы над морем за счет аэрозольного поглощения излучений ближнего ИК диапазона спектра примерно в 3 раза меньше лучистого нагревания за счет водяного пара и углекислого газа, причем величина аэрозольного поглощения мало зависит от длины волны. В пограничном слое атмосферы аэрозольное поглощение над морем существенно меньше, чем над сушей.

2. С учетом экспериментальных данных необходимо выполнить уточнение методик расчетов спектральных функций пропускания различных поглощающих субстанций применительно к реальной атмосфере.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бартенева О. Д., Никитинская Е. А., Полякова Е. А. О спектральной прозрачности и содержании водяного пара в атмосфере над Памиром.— «Тр. ГГО», 1969, вып. 273, с. 3—17.
2. Голубицкий Б. М., Москаленко Н. И. Измерения спектрального поглощения CO_2 в условиях искусственной атмосферы.— «Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана», 1968, т. 4, № 1, с. 85—89.
3. Комплексный энергетический эксперимент. Метеорология и гидрология, 1970, № 11, с. 51—57. Авт.: К. Я. Кондратьев, Л. Р. Орленко, Ю. И. Рабинович, Н. Е. Тер-Маркарянц, В. И. Шляхов.
4. Москаленко Н. И. Функции спектрального пропускания в полосах паров H_2O , O_3 , N_2O и N_2 компонент в атмосфере.— «Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана», 1969, т. 5, № 11, с. 1179—1190.
5. Москаленко Н. И. Экспериментальные функции интегрального поглощения в полосах паров H_2O , CO_2 , N_2O , CH_4 , CO , NO .— «Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана», 1971, т. 7, № 3, с. 344—348.
6. Радиационные характеристики атмосферы и земной поверхности. Под ред. К. Я. Кондратьева. Л., Гидрометеиздат, 1969. 564 с.
7. Чапурский Л. И., Черненко А. П. Спектральные лучистые потоки и притоки в безоблачной атмосфере над морем в диапазоне 0,4—2,5 мкм.— См. наст. сборник.
8. Шифрин К. С., Авасте О. А. Потоки коротковолновой радиации в безоблачной атмосфере.— В кн.: Исследования по физике атмосферы, № 2, Тарту, 1960, с. 23—66.

С. Д. АНДРЕЕВ, В. И. ДМОХОВСКИЙ,
В. А. ИВАНОВ, Л. С. ИВЛЕВ

АЭРОЗОЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ (г. Баку)

Аэрозольный комплекс исследований в экспедиции ҚЭНЭКС-73 был сходен с проведенными ранее комплексами исследований как по характеру поставленных задач, так и по объему проведенных измерений: наземные исследования проводились в основном с помощью забора проб на фильтры ФПП-15 с последующим анализом этих фильтров на оптическом и электронном микроскопах, а самолетные измерения проводились с помощью импактора и аэрозольных фильтров. Кроме того, некоторая информация о свойствах атмосферного аэрозоля была получена с помощью спектральной аппаратуры [1—4]. Основным отличием проведенного комплекса исследований от предыдущих является выбор места измерений — Каспийское море вблизи крупного промышленного центра (г. Баку). Такой выбор места был продиктован необходимостью проверки методики измерений и аппаратуры в условиях, близких к условиям экспедиции АТЭП-74 (Атлантический тропический эксперимент ПИГАП). Ставилась научная задача — выявить особенности структуры атмосферного аэрозоля над морем. Наличие вблизи места проведения экспедиции мощных естественных (пустыни Средней Азии и степи Закавказья) и искусственных (промышленные предприятия г. Баку) источников аэрозоля поставило новую задачу — определить роль всех трех факторов в образовании атмосферного аэрозоля в этом районе.

Объем проведенных исследований чрезвычайно велик и еще требует детального анализа. Так, в приводном слое получено более тысячи спектров аэрозольных частиц на трех пунктах измерений (о. Артема, Нефтяные Камни и Северная Эстакада), проведено несколько циклов измерений суточного хода содержания аэрозоля. Очень интересный и обширный материал получен с помощью самолетных измерений. Кратко рассмотрим основные результаты проведенных исследований.

Исследование структуры аэрозоля в приводном слое выявило следующие характерные особенности аэрозоля этого района. Дисперсность аэрозоля нижних слоев характеризуется относительно малым содержанием частиц радиусом $r \leq 0,3 \div 0,4$ мкм. Ход кривой плотности распределения частиц по размерам в данном диапазоне

размеров довольно пологий, что не встречалось в измерениях аэрозоля сугубо континентального происхождения (рис. 1). В то же время отмечается весьма низкая концентрация гигантских частиц радиусом $r > 5$ мкм по сравнению с концентрацией этих частиц в аналогичных измерениях континентальных аэрозолей. Эти оба

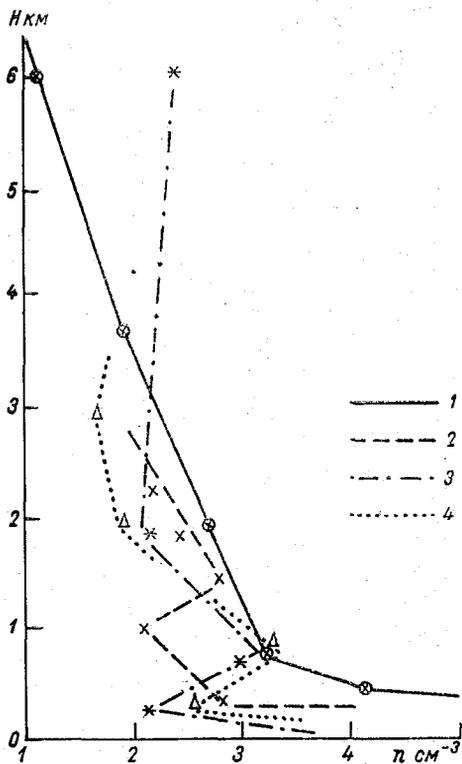


Рис. 1. Профили аэрозоля континентального происхождения, Северо-западный Казахстан (п. Анката), июль 1973 г.:

1 — 16 VII 10 ч 40 мин, 2 — 16 VII 12 ч,
3 — 16 VII 23 ч, 4 — 17 VII 0 ч 10 мин.

факта очень хорошо согласуются с результатами ранее проведенных измерений дисперсности морских аэрозолей [5]. В то же время электронная микроскопия аэрозольных проб не показывает наличия в пробах высокой доли частиц, которые можно было бы интерпретировать как солевые частицы. Основная доля частиц имеет овальную или близкую к овальной форму. Однако в отдельных измерениях наблюдается высокое содержание солевых частиц.

Отметим, что, несмотря на довольно большие различия значений счетной концентрации аэрозольных частиц на всех трех пунктах измерений дисперсность аэрозоля везде приблизительно одинакова. При измерениях поля концентрации аэрозоля в приводном слое четко обнаруживается определенная зависимость содержания частиц от времени суток и направления ветра. В данном случае оба

эти фактора весьма тесно связаны. Аккумулирование тепла морской водой днем приводит к известным явлениям конвекции воздушных масс над морем и бризовым явлениям в утренние и вечерние часы. Наиболее низкие значения счетной концентрации аэрозольных частиц наблюдались в утренние часы ($\sim 0,1-0,2$ см⁻³ для частиц $r \geq 0,22$ мкм), наиболее высокие значения концентрации таких частиц — в дневные часы ($\sim 15-20$ см⁻³). Несмотря на то что вариации счетной концентрации частиц были значительными, в большинстве случаев наблюдались довольно постоянные значения концентрации частиц $r \geq 0,22$ мкм, равные 3—10 см⁻³. Такие значения счетной концентрации аэрозольных частиц в континенталь-

ных условиях характерны для чистых незапыленных районов. В то же время самолетные измерения показывают обратную картину — весьма большую запыленность тропосферы в районе г. Баку. Это наглядно иллюстрируется данными, представленными в табл. 1 и на рис. 2. Наблюдающаяся в тропосфере концентрация аэрозольных частиц зачастую превосходит концентрацию частиц в приводном слое. Примерное содержание частиц $r \geq 0,22$ мкм в столбе тропосферы 0—5 км по нашим данным в этом районе варьирует от $2 \cdot 10^6$ до $1,5 \cdot 10^7$ частиц/см², а на весь столб атмосферы это значение, по-видимому, может быть вдвое больше. Такие высокие значения концентрации аэрозольных частиц в атмосфере обуславливают весьма сильную зависимость содержания аэрозоля в слое от величины и направления вертикальных воздушных токов, а следовательно, обуславливают и слоистость вертикальной структуры атмосферного аэрозоля.

Самолетные импакторные измерения также подтверждают данные надводных измерений дисперсности аэрозольных частиц с помощью фильтров в районе проведения экспедиции. По самолетным данным в атмосфере почти не наблюдаются гигантские аэрозольные частицы радиусом $r > 5$ мкм, а ход кривой плотности распределения аэрозольных частиц по размерам ($r \leq 0,5$ мкм) также весьма пологий. В ряде случаев наблюдается даже появление максимума в распределении частиц по размерам в области $r \approx 0,5$ мкм.

Электронная микроскопия самолетных аэрозольных проб также не показывает заметных отличий микроструктуры исследуемых аэрозолей от микроструктуры частиц аэрозольных проб, взятых в континентальных районах, хотя в некоторых пробах были обнаружены частицы, по микроструктуре сходные с частицами из проб, взятых в районе пустыни Каракумы. Можно также отметить относительно малое содержание в пробах частиц типа «цепочек». Не удалось обнаружить особенностей структуры аэрозоля в исследуемом районе и по данным элементного химического анализа. Элементный состав проб оказался также наиболее сходен с составом проб, взятых в районе пустыни Каракумы [1]. Ни с помощью химического анализа, ни с помощью электронной микроскопии нам не удалось обнаружить ни одного случая, где была бы четко

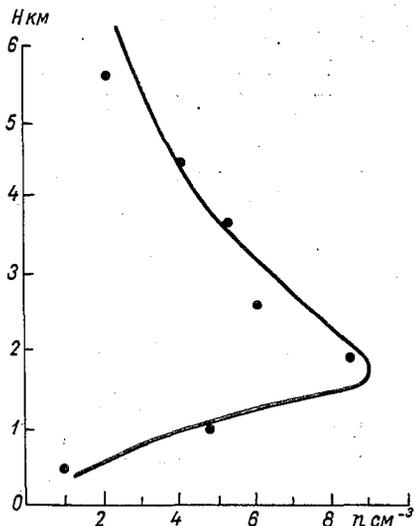


Рис. 2. Профиль аэрозоля в районе г. Баку

Таблица 1

Суточные изменения концентрации (см^{-3}) аэрозольных частиц
в приземном слое (о. Артема). Август 1973 г.

Дата	Время, ч	Размер частиц, мкм							Концентрация для $r > 0,22$ мкм (см^{-3})
		0,22— 0,5	0,5— 0,75	0,75— 1,0	1,0— 1,5	1,5— 2,2	2,2— 3,0	>3,0	
4 VIII	13	4,84	0,600	0,700	0,140	0,100	0,022	—	6,40
	15	0,93	0,160	0,134	0,075	0,012	0,022	—	1,33
	17	1,20	0,770	0,540	0,460	0,016	0,005	—	3,00
	19	2,40	1,03	0,260	0,050	0,060	—	—	3,80
	21	0,90	0,30	0,258	0,058	0,029	0,016	—	1,56
	22	1,45	0,40	0,200	0,034	0,008	0,034	0,025	2,15
	23	3,00	1,30	0,430	0,070	0,080	0,130	0,010	5,02
	5 VIII	0	1,02	0,08	0,090	0,035	0,028	0,007	—
3		1,40	0,125	0,192	0,077	0,044	0,016	—	1,85
5		2,43	0,270	0,250	0,042	0,039	0,006	—	3,04
9		3,00	0,920	0,100	0,032	0,018	0,003	—	4,07
11		5,00	0,650	0,300	0,086	0,014	0,028	0,014	6,10
12		1,30	0,600	0,130	0,150	0,120	0,040	0,020	2,36
13		0,95	0,350	0,028	0,032	0,067	0,055	0,003	1,48
14		0,90	0,280	0,260	0,008	0,003	0,008	—	1,46
15		0,51	0,460	0,180	0,120	0,060	0,022	—	1,35
17		0,30	0,070	0,025	0,023	0,00	0,008	—	0,43
8 VIII	18	0,50	0,210	0,210	0,140	0,050	0,020	—	1,12
	19	0,80	0,425	0,238	0,066	0,021	0,008	0,021	1,58
	10	0,69	0,220	0,160	0,060	0,049	0,004	—	1,18
	14	0,67	0,205	0,066	0,060	0,054	0,014	—	1,07
	16	2,20	0,900	0,320	0,120	0,100	0,060	—	3,70
	18	2,30	0,270	0,080	0,018	—	—	—	2,67
	22	0,44	0,120	0,038	0,006	0,003	0,013	0,019	0,64
9 VIII	6	3,70	1,03	0,260	0,030	0,010	0,080	0,060	5,20
	10	0,267	0,050	0,042	0,050	0,004	—	—	0,413
	14	2,10	0,740	0,490	0,130	0,058	0,014	—	3,53
	18	0,72	0,440	0,240	0,090	0,050	0,030	—	1,56
	22	0,80	0,880	0,050	0,035	0,072	0,020	—	1,06
10 VIII	10	0,57	0,130	0,120	0,060	0,040	0,020	—	0,94
	14	0,86	0,180	0,110	0,051	0,016	0,020	0,010	1,25
	18	2,20	0,420	0,138	0,031	0,006	0,024	0,016	2,46
	22	2,70	0,580	0,300	0,015	—	—	—	3,60

Дата	Время, ч	Размер частиц, мкм							Концентрация для $r \geq 0,22$ мкм (см^{-3})
		0,22- 0,5	0,5- 0,75	0,75- 1,0	1,0- 1,5	1,5- 2,2	2,2- 3,0	>3,0	
11 VIII	6	2,00	1,040	0,260	0,110	0,100	0,060	0,020	3,60
	10	1,31	0,330	0,260	0,096	0,006	0,015	0,010	2,03
	14	2,10	1,600	0,220	0,160	0,050	0,050	0,020	4,20
	18	4,84	1,920	0,560	0,090	0,047	0,034	0,015	7,50
12 VIII	6	2,12	1,580	0,370	0,100	0,060	0,030	—	4,26
	10	2,40	1,650	0,920	0,780	0,122	0,007	—	5,88
	18	0,45	0,100	0,096	0,046	0,054	—	—	0,75
13 VIII	10	0,84	0,240	0,141	0,021	—	0,008	0,004	1,25
	14	3,75	1,270	0,260	0,060	0,020	0,070	—	5,43
	18	0,633	0,358	0,158	0,125	0,062	0,042	0,004	1,48
14 VIII	6	1,11	0,390	0,200	0,034	0,017	0,036	0,035	1,82
	10	2,10	0,860	0,480	0,170	0,070	0,044	—	3,72
	14	1,00	0,270	0,220	0,088	0,062	0,029	0,012	1,69
	22	1,57	0,720	0,140	0,100	0,020	—	—	3,70
15 VIII	10	0,80	0,400	0,185	0,035	0,018	0,020	—	1,46
	18	0,60	0,080	0,005	0,010	0,005	—	—	0,76
	22	1,00	0,400	0,110	0,005	—	—	—	1,52
16 VIII	10	0,78	0,229	0,209	0,038	0,021	0,036	0,021	1,40
	14	2,03	0,630	0,250	0,040	0,030	0,015	0,008	3,00
	18	1,42	0,480	0,200	0,008	0,050	—	—	2,17
	22	1,02	0,510	0,084	0,004	—	—	—	1,62
17 VIII	7	0,51	0,230	0,290	0,071	0,071	0,033	0,006	0,70
	18	0,63	0,189	0,029	0,025	0,050	0,008	—	0,94
	22	3,45	1,130	0,320	0,040	—	—	0,020	5,32
18 VIII	6	1,43	0,300	0,270	0,036	0,005	—	—	2,04
	10	1,15	0,550	0,330	0,080	0,020	0,012	—	2,15
	14	1,12	0,380	0,340	0,150	0,024	—	—	2,01
	18	0,83	0,285	0,198	0,138	0,112	0,012	—	1,58
	20	0,65	0,230	0,062	0,018	—	—	—	0,96
19 VIII	10	0,73	0,240	0,204	0,013	—	0,020	0,010	1,22
	14	0,68	0,180	0,056	0,006	—	—	—	0,92
	22	0,34	0,073	0,046	0,016	0,015	0,008	—	0,50

Дата	Время, ч.	Размер частиц, мкм							Концентрация для $r > 0,22$ мкм (см ⁻³)
		0,22— 0,5	0,5— 0,75	0,75— 1,0	1,0—1,5	1,5—2,2	2,2—3,0	>3,0	
20 VIII	6	0,77	0,200	0,138	0,044	—	0,006	—	1,16
	10	1,20	0,667	0,088	0,055	0,022	0,005	0,010	2,05
	18	0,62	0,140	0,136	—	0,016	0,006	0,004	0,92
	22	4,92	0,740	0,460	0,027	0,022	0,022	0,027	6,22
21 VIII	10	0,50	0,120	0,080	0,004	0,030	0,014	0,010	0,76
	14	0,63	0,275	0,250	0,088	0,056	0,012	0,008	1,32
	18	1,52	0,700	0,430	0,140	0,100	0,060	0,050	3,00
	22	0,15	0,083	0,025	—	—	—	—	0,26
22 VIII	6	2,97	1,120	0,607	0,175	0,104	0,007	—	5,0
	10	3,74	0,460	0,480	0,242	0,125	0,058	—	5,1
	14	0,74	0,280	0,160	0,020	0,030	0,025	0,025	1,28
	18	0,49	0,054	0,075	0,054	0,044	0,038	0,005	0,76
	22	0,45	0,135	0,080	0,030	0,026	0,023	0,013	0,76
23 VIII	6	3,40	1,060	0,140	0,051	0,031	0,006	0,001	4,70
	14	1,38	0,240	0,191	0,021	0,050	—	—	1,88
	18	0,71	0,105	0,056	0,012	—	0,006	0,010	0,90
24 VIII	6	2,90	0,800	0,342	0,046	—	—	0,010	4,10
	10	8,44	1,720	0,470	0,100	0,020	—	—	11,0
	18	2,30	0,540	0,222	0,184	0,084	0,038	0,039	3,40
	22	1,65	0,430	0,330	0,160	0,070	0,005	—	2,65
25 VIII	6	6,00	3,730	0,610	0,590	0,170	0,015	0,010	11,1
	10	2,17	0,400	0,220	0,175	0,080	0,125	0,020	3,10
26 VIII	18	0,15	0,060	0,065	0,060	0,005	0,020	—	0,36
27 VIII	6	2,00	0,120	0,210	0,020	0,005	0,015	0,005	2,38
	8	1,25	0,500	0,125	0,004	—	—	—	1,88
	10	0,60	0,150	0,220	0,080	0,032	—	0,003	1,08
	14	1,03	0,167	0,146	0,033	0,066	0,028	0,046	1,52

выражена роль какого-либо из трех основных источников аэрозоля в этом районе. Складывается определенное впечатление: частицы от всех трех источников достаточно хорошо перемешаны. Их структура и дисперсность, конечно, в значительной мере определяются наличием подстилающей поверхности с высокой эффективностью захвата частиц, относительно высокой влажностью воздуха над морем и конвективными воздушными токами. Все это вместе приводит к образованию относительно специфической структуры аэрозоля над Каспийским морем. Этот аэрозоль нельзя назвать морским

с точки зрения источника аэрозольных частиц, так как именно морских (солевых) частиц в аэрозоле меньше всего, но его можно называть морским по процессам, регулирующим дисперсность частиц. Очевидно, площадь поверхности Каспийского моря недостаточно велика, чтобы над этим бассейном образовался истинно морской аэрозоль. Конечно, более детальная проработка всех имеющихся экспериментальных данных может дополнить вышеизложенную картину структуры аэрозоля над Каспийским морем, однако основные закономерности образования этой структуры представляются уже весьма отчетливо.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дмоховский В. И., Ивлёв Л. С., Иванов В. А. Самолетные измерения вертикальной структуры атмосферного аэрозоля по программе КЭНЭКС.— «Тр. ГГО», 1972, вып. 276, с. 103—109.
2. Ивлёв Л. С., Дмоховский В. И., Иванов В. А. Программа аэрозольных исследований в экспедициях КЭНЭКС в 1970—1971 гг.— «Тр. ГГО», 1973, вып. 317, с. 53—56.
3. Спектральные притоки лучистой энергии в тропосфере в диапазоне 0,4—2,4 мкм. Часть 1. Методика наблюдений и обработки.— «Тр. ГГО», 1973, вып. 322, с. 12—23. Авт.: К. Я. Кондратьев, О. В. Васильев, В. С. Гришечкин.
4. Спектральные притоки лучистой энергии в тропосфере в диапазоне 0,4—2,4 мкм. Часть 2. Результаты наблюдений.— «Тр. ГГО», 1973, вып. 322, с. 24—35. Авт.: К. Я. Кондратьев, О. В. Васильев, В. С. Гришечкин.
5. Юнге Х. Химический состав и радиоактивность атмосферы. М., «Мир», 1965. 423 с.

И. П. ВИНОГРАДОВА

**СОПОСТАВЛЕНИЕ ИЗМЕРЕННЫХ И РАССЧИТАННЫХ
ПОТОКОВ ТЕПЛОВОЙ РАДИАЦИИ
ПРИ БЕЗОБЛАЧНОМ НЕБЕ
(по материалам экспедиции КЭНЭКС-72)**

Программа КЭНЭКС предусматривает проведение систематических экспериментальных исследований в различных физико-географических условиях с целью изучения физических процессов, связанных с преобразованиями энергии в атмосфере, которые определяют изменения погоды и климата.

Одновременно с экспериментальными наблюдениями осуществляется проверка и детализация существующих расчетных схем радиационных потоков в атмосфере на основе комплексных измерений радиационных потоков и метеоэлементов, газовых и аэрозольных примесей, используемых в расчетных схемах [3, 5].

Измерение интегральных потоков длинноволновой радиации в свободной атмосфере и сопутствующие измерения вертикальных профилей температуры, давления, влажности позволяют провести одновременно численный эксперимент по проверке расчетных методик.

В статье приводятся некоторые результаты сравнения измеренных и рассчитанных интегральных потоков длинноволновой радиации при безоблачном небе по материалам экспедиции КЭНЭКС-72 в г. Запорожье.

Экспериментальные профили потоков длинноволновой радиации получены по данным актинометрических самолетных измерений, проведенных с помощью пиргеометра конструкции Козырева и радиометра МР-1.

Программа наблюдений предусматривала получение временно́го хода восходящих и нисходящих радиационных потоков на заданных уровнях, что дало возможность получить разрезы зондируемой толщи атмосферы в любой момент времени. Это позволило сравнить расчетные и экспериментальные профили радиационных потоков, отнесенные к единому моменту времени.

Расчет длинноволновых потоков производился по номограмме Ф. Н. Шехтер [6] (на ЭВМ реализована схема Р. Л. Кагана [2]) с использованием функций пропускания К. Я. Кондратьева и Х. Ю. Нийлиск [7].

В расчетах использовались таблица зависимости функции пропускания от масс поглощающего водяного пара и углекислого газа [2], а также экспериментальные значения температуры, давления, относительной влажности, наблюдаемые в городе (пункт Запорожье, метео) и за городом (пункт Бабурка).

Расчеты восходящих и нисходящих радиационных потоков проводились при следующих предположениях:

а) атмосфера безоблачна;
б) объемное содержание углекислого газа постоянно по высоте и составляет 0,03%;

в) излучательная способность подстилающей поверхности города равна 0,97; излучательная способность подстилающей поверхности за городом равна 1,0;

г) температура подстилающей поверхности равна температуре поверхностного слоя почвы;

д) значение нисходящих потоков на верхнем уровне равно нулю. При расчете погрешностей радиационных потоков в качестве эталонных принимались экспериментальные значения, для баланса — расчетные значения [4].

Результаты сравнения расчетных и экспериментальных значений длинноволновых потоков приведены в табл. 1. Соотношение рассчитанных и экспериментальных значений потоков изменяется в зависимости от типа приемника радиации, высоты уровня измерения и времени дня. Наблюдаемые восходящие потоки по пиргеометру и радиометру по своим значениям меньше, чем расчетные. Как видно из рис. 1, экспериментальные значения потоков по радиометру превышают рассчитанные на высоте $\geq 2,8$ км, а по пиргеометру — на высоте $\geq 5,7$ км. Расхождение между вычисленными и экспериментальными значениями потоков в среднем по профилю составляет по пиргеометру 2—9%, по радиометру 3—7%.

Для нисходящих потоков (рис. 2) расхождение между экспериментальными и рассчитанными значениями потоков до высот $\leq 2,8$ км в утренние часы не превышает 10%, а в полуденные — изменяется в пределах 10—20%.

На уровне 5,6 км расхождение резко возрастает до 20—30% утром и $\geq 50\%$ в полдень.

Расхождение между вычисленными и экспериментальными значениями радиационного баланса (рис. 3) по обоим приборам для утренних часов меньше, чем в полуденное время и составляет в среднем по всем уровням до высоты $\leq 2,8$ км 6—19% в 9—10 ч утра и 35—58% в 13 ч. На высоте 5,6 км расхождение резко возрастает до 67%.

Расхождение по радиометру меньше, чем по пиргеометру на всех уровнях. Максимальное расхождение между вычисленными и экспериментальными значениями баланса по радиометру

Расчитанные и экспериментальные значения восходящего и нисходящего потоков

21 VIII 1972 9 ч 30 мин

H км	p мбар	$F_{расч}$	$F_{эксп. пирг}$	$\Delta\%$	$F_{расч}$	$F_{эксп. пирг}$	$\Delta\%$	$F_{расч}$	$F_{эксп. рад}$	$\Delta\%$	$B_{расч}$
0,50	949	0,517	0,500	3,4	0,684	0,651	5,0	0,666	2,7	—	-0,167
1,48	849	0,418	0,430	2,8	0,646	0,623	3,7	0,644	0,3	—	-0,227
2,55	750	0,330	0,335	1,5	0,595	0,558	6,5	0,623	4,5	—	-0,265
5,70	500	0,163	0,159	2,5	0,508	0,493	3,0	0,547	7,1	—	-0,345
7,40	400	0,108	0,124	13,0	0,472	0,488	3,3	0,488	3,3	—	-0,364

Слой
0,5—7,4

21 VIII 1972 11 ч 00 мин

0,5	949	0,510	0,569	10,0	0,699	0,676	3,2	0,693	0,07	—	-0,188
1,48	849	0,413	0,501	17,5	0,657	0,636	3,3	0,655	0,03	—	-0,243
2,55	750	0,330	0,407	19,0	0,606	0,587	3,2	0,648	6,5	—	-0,276
5,70	500	0,161	0,283	43,0	0,517	0,503	2,8	0,586	12,0	—	-0,355
7,40	400	0,107	0,211	49,0	0,480	0,492	2,4	—	—	—	-0,374

Слой
0,5—5,7

22 VIII 1972 9 ч 30 мин г.

0,5	948	0,505	0,452	11,7	0,691	0,675	2,4	0,658	5,0	—	-0,186
1,19	872	0,444	0,370	20,0	0,668	0,624	7,1	0,675	1,4	—	-0,224
2,6	728	0,330	0,315	4,8	0,607	0,549	10,5	0,626	3,0	—	-0,277
5,6	501	0,174	0,224	22,4	0,531	0,488	8,8	—	—	—	-0,357
7,4	400	0,110	—	—	0,493	0,483	2,0	—	—	—	—

Слой
0,5—2,6

22 VIII 1972 12 ч 00 мин

0,5	948	0,504	0,446	13,0	0,737	0,706	4,4	0,726	1,5	—	-0,233
1,2	872	0,444	0,412	7,7	0,703	0,653	7,6	0,682	3,1	—	-0,259
2,6	728	0,328	0,392	16,3	0,634	0,583	8,7	0,652	2,7	—	-0,306
5,6	501	0,170	0,378	55,0	0,557	0,520	7,1	—	—	—	-0,387
7,4	400	0,108	—	—	0,518	0,512	1,2	—	—	—	-0,410

Слой
0,5—2,6

Таблица 1

длинноволновой радиации, баланса, скоростей радиационного выхолаживания

г. Запорожье, метео

$B_{\text{эксп. пирг}}$	$\Delta \%$	$B_{\text{эксп. рад}}$	$\Delta \%$	$\Delta B_{\text{расч}}$	$\Delta B_{\text{эксп. рад}}$	$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{\text{расч}}$	$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{\text{эксп. рад}}$	$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{\text{эксп. пирг}}$	$\Delta B_{\text{эксп. пирг}}$
-0,151	9,6	-0,166	0,6	-0,060	-0,048	-0,147	-0,117	-0,103	-0,042
-0,193	15,0	-0,214	5,7	-0,038	-0,074	-0,081	-0,178	-0,074	-0,030
-0,223	15,8	-0,288	8,7	-0,080	-0,100	-0,078	-0,098	-0,100	-0,111
-0,334	3,2	-0,388	12,5	-0,019	0,024	-0,046	0,059	-0,070	-0,030
-0,364	0	-0,364	0,0						
				-0,197	-0,198	-0,09	-0,09	-0,116	-0,213
г. Запорожье, метео									
-0,107	43,0	-0,124	34,0	-0,055	-0,030	-0,135	-0,073	-0,069	-0,028
-0,135	44,5	-0,154	36,6	-0,033	-0,087	-0,082	-0,215	-0,111	-0,045
-0,180	35,0	-0,241	12,7	-0,079	-0,062	-0,077	-0,061	-0,039	-0,040
-0,220	38,0	-0,303	14,6	-0,019		-0,046		-0,149	-0,061
-0,281	14,2	-	-						
				-0,167	-0,179	-0,091	-0,097	-0,062	-0,113
Запорожье									
-0,223	20,0	-0,206	10,7	-0,038	-0,099	-0,12	-0,32	-0,10	-0,03
-0,255	13,4	-0,305	36,0	-0,053	-0,090	-0,06	0,102	0,03	0,02
-0,235	15,5	-0,311	12,0					-0,03	-0,03
-0,264	26,0	-	-						
-	-	-	-						
				-0,09	-0,105	-0,10	-0,12	-0,01	-0,01
г. Запорожье									
-0,260	11,5	-0,280	20,0	-0,026	0,01	-0,084	0,032	0,061	0,019
-0,241	7,0	-0,270	4,2	-0,047	0,01	-0,080	0,017	0,085	0,050
-0,191	37,6	-0,260	15,2					0,053	0,049
-0,142	63,0	-	-						
-	-	-	-						
				-0,073	0,020	-0,081	0,022	0,077	0,069

H км	ρ мбар	$F_{расч}^{\downarrow}$	$F_{эксп. пирг}^{\downarrow}$	Δ %	$F_{расч}^{\uparrow}$	$F_{эксп. пирг}^{\uparrow}$	Δ %	$F_{расч}^{\downarrow}$	$F_{эксп. рад}^{\downarrow}$	Δ %	$V_{расч}$
22 VIII 1972 13 ч 00 мин											
0,5	948	0,503	0,425	18,3	0,747	0,718	4,0	0,754	0,9	—	-0,244
1,19	872	0,444	0,428	3,7	0,709	0,668	6,1	0,686	3,3	—	-0,265
2,60	728	0,327	0,425	23,0	0,640	0,600	6,6	0,663	3,5	—	-0,313
5,60	501	0,169	0,404	58,0	0,562	0,533	5,4	—	—	—	-0,393
7,4	400	0,108	—	—	0,524	0,520	0,8	—	—	—	—
Слой 0,5—2,6											
22 VIII 1972 10 ч 00 мин											
0,5	948	0,493	0,454	8,6	0,718	0,686	4,7	0,690	4,0	—	-0,225
1,2	872	0,446	0,406	9,9	0,685	0,638	7,4	0,681	0,6	—	-0,239
2,8	728	0,330	0,325	1,5	0,610	0,558	9,3	0,638	4,4	—	-0,280
5,7	507	0,171	0,248	31,0	0,535	0,516	3,7	—	—	—	-0,364
7,4	400	0,108	—	—	0,500	0,512	2,3	—	—	—	-0,392
Слой 0,5—2,8											
22 VIII 1972 12 ч 00 мин											
0,5	948	0,499	0,465	7,3	0,799	0,714	12,0	0,730	9,5	—	-0,300
1,2	872	0,441	0,428	3,0	0,739	0,672	10,0	0,702	5,3	—	-0,298
2,8	728	0,315	0,374	15,8	0,648	0,598	8,4	0,670	3,3	—	-0,333
5,7	507	0,169	0,351	52,0	0,578	0,533	8,4	—	—	—	-0,409
7,4	400	—	—	—	0,541	0,514	5,3	—	—	—	—
Слой 0,5—2,8											
22 VIII 1972 13 ч 00 мин											
0,5	948	0,505	0,470	7,5	0,823	0,727	13,2	0,750	9,7	—	-0,318
1,2	872	0,453	0,440	2,9	0,763	0,689	10,7	0,712	7,2	—	-0,310
2,8	728	0,315	0,404	22,0	0,658	0,617	6,6	0,687	4,2	—	-0,343
5,7	507	0,168	0,396	57,5	0,581	0,542	7,2	—	—	—	-0,413
7,4	400	0,108	—	—	0,549	0,515	6,6	—	—	—	—
Слой 0,5—2,8											

$B_{\text{эксп. пирг}}$	$\Delta \%$	$B_{\text{эксп. рад}}$	$\Delta \%$	$\Delta B_{\text{расч}}$	$\Delta B_{\text{эксп. рад}}$	$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{\text{расч}}$	$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{\text{эксп. рад}}$	$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{\text{эксп. пирг}}$	$\Delta B_{\text{эксп. пирг}}$
г. Запорожье, метео									
-0,293	20,0	-0,329	35,0						
-0,240	9,4	-0,258	2,6	-0,021	0,071	-0,068	0,229	0,170	0,053
-0,175	44,0	-0,238	24,0	-0,048	0,020	-0,082	0,034	0,111	0,065
-0,129	67,0	-	-						
-	-	-	-						
				-0,069	0,091	-0,076	0,101	0,051	0,046
п. Бабурка									
0,232	3,1	-0,236	4,9						
0,232	2,9	-0,275	1,5	-0,014	-0,039	-0,045	-0,126	0	0
-0,233	17,0	-0,313	12,0	-0,041	-0,038	-0,070	-0,065	-0,117	-0,01
0,268	1,1	-	-					-0,039	-0,035
-	-	-	-						
				-0,055	-0,077	-0,061	-0,085	-0,011	-0,01
п. Бабурка									
0,249	17,0	-0,265	11,6						
-0,244	18,0	-0,274	8,0	0,002	-0,009	0,006	-0,029	0,016	0,005
-0,224	33,0	-0,296	11,1	-0,035	-0,022	-0,060	-0,037	0,034	0,020
-0,182	55,0	-	-						
-	-	-	-						
				-0,033	-0,031	-0,037	-0,034	0,028	0,025
п. Бабурка									
-0,257	19,2	0,280	12,0						
-0,249	19,7	-0,272	12,0	0,008	0,008	0,026	0,026	0,026	0,008
-0,213	38,0	-0,283	17,5	-0,033	-0,011	-0,056	-0,019	0,012	0,036
-0,146	64,0	-	-						
-	-	-	-						
				-0,025	-0,003	-0,028	-0,003	0,049	0,049

составляет 12—47%. По данным за один день 22 августа 1972 г. расхождение между экспериментальными и теоретическими значениями баланса для п. Бабурка меньше, чем для городских условий.

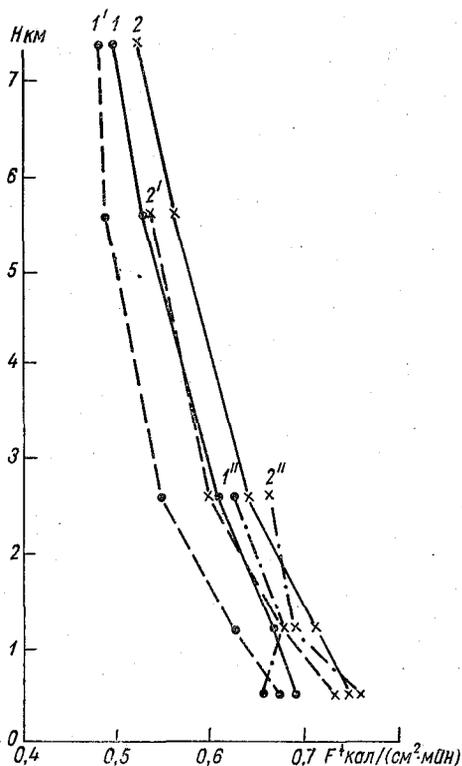


Рис. 1. Вертикальное распределение потоков восходящей длинноволновой радиации по экспериментальным и расчетным данным. 22 VIII 1972 г., г. Запорожье

По пиргеометру: 1' — за 9 ч 30 мин, 2' — за 13 ч, по радиометру: 1'' — за 9 ч 30 мин, 2'' — за 13 ч; по данным расчета: 1 — 9 ч 30 мин, 2 — 13 ч.

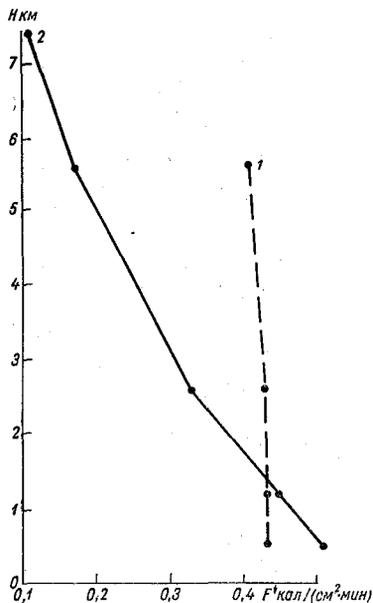


Рис. 2. Вертикальное распределение потоков нисходящей длинноволновой радиации по данным измерений пиргеометра (1) и расчета (2). 22 VIII 1972 г., 13 ч, г. Запорожье

Согласно расчетам по используемой методике, значения баланса для безоблачного неба увеличиваются с высотой, что соответствует теоретическому положению о выхолаживании атмосферы за счет длинноволновой радиации при безоблачном небе. При сильном перегреве подстилающей поверхности, когда разность температур подстилающей поверхности и прилегающего слоя воздуха достаточно велика, имеет место нагревание атмосферы за счет длинноволновой радиации, что соответствует уменьшению абсолютного значе-

ния баланса с высотой. При выполненных расчетах имели место слои с радиационным нагреванием в часы полдня и после полудня. Толщина расчетного слоя нагревания не превышала 1 км. По экспериментальным данным в сроки 12—13 ч радиационное нагревание имеет место во всей зондируемой толще 0,5—5,6 км.

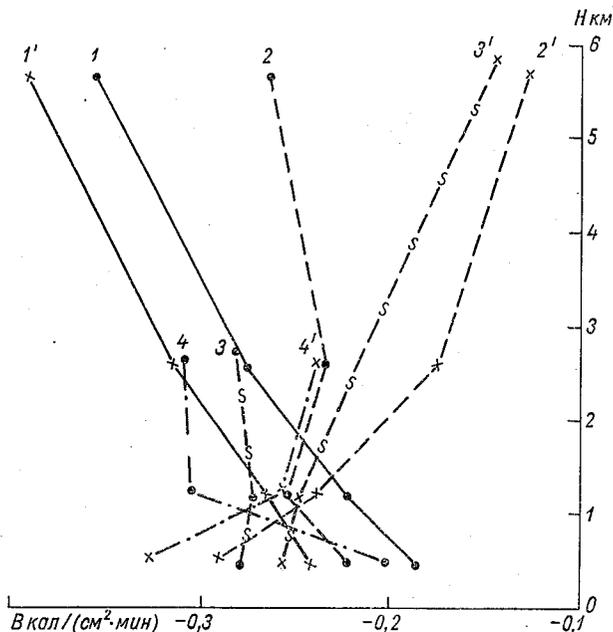


Рис. 3. Вертикальное распределение баланса длинноволновой радиации по данным измерений и расчета. 22 VIII 1972 г., г. Запорожье, метео (А) и п. Бабурка (Б):

А) по пиргеометру: 2—9 ч 30 мин, 2'—13 ч, по радиометру: 4—9 ч 30 мин, 4'—13 ч; Б) по пиргеометру: 3—9 ч 30 мин, 3'—13 ч, по данным расчета: 1—9 ч 30 мин, 1'—13 ч.

На основании рассмотренных случаев за 21 и 22 августа (г. Запорожье) и 22 августа (п. Бабурка) можно отметить, что в утренние часы (9—10) экспериментальные и вычисленные значения $(\partial T/\partial t)_d$ имеют более высокие значения по абсолютной величине, чем в 13 ч, экспериментальные и вычисленные значения в городе больше, чем в пригороде.

Однако эксперимент и расчетный метод не всегда характеризуют физический процесс однозначно.

22 августа над городом экспериментальные значения характеризуют нагревание во всей зондируемой толще до 5,6 км, а по

H км	p мбар	$F_{\text{расч}}^{\downarrow}$	$F_{\text{эксп. пирг}}^{\downarrow}$	Δ %	$F_{\text{расч}}^{\uparrow}$	$F_{\text{эксп. пирг}}^{\uparrow}$	Δ %	$F_{\text{эксп. рад}}^{\uparrow}$	Δ %	$V_{\text{расч}}$	$V_{\text{эксп. пирг}}$
21 VIII 13 ч 00 мин ⁰											
0,5	949	0,500	0,620	19,3	0,724	0,710	1,9	0,730	0,8	-0,223	-0,0
1,48	849	0,406	0,569	28,6	0,676	0,652	3,7	0,693	2,4	-0,270	-0,08
2,55	750	0,329	0,491	33,0	0,626	0,626	0	0,673	7,0	-0,296	-0,13
5,7	500	0,158	0,428	63,0	0,532	0,526	1,1	0,637	16,5	-0,374	-0,10
7,4	400	0,104	0,270	62,0	0,495	0,498	0,6	—	—	-0,391	-0,23
Слой 0,5—5,7											

расчетным значениям $(\partial T / \partial t)_{\text{д}} < 0$. Сравнение скоростей радиационного выхолаживания в слоях атмосферы с вертикальным ходом концентрации аэрозоля над городом за 21 августа показало, что наибольшему по экспериментальным данным значению $(\partial T / \partial t)_{\text{д}}$ в слое 1,48—2,55 км соответствует наибольшая концентрация частиц в диапазоне радиусов 0,3—0,5 мкм ($10,5 \text{ см}^{-3}$) выше уровня 1,48 км. По проведенным расчетам $(\partial T / \partial t)_{\text{д}}$ такая зависимость не обнаружена (табл. 1а).

Полученные в результате сопоставления расхождения между вычисленными и экспериментальными характеристиками длинноволновой радиации следует отнести за счет влияния поглощения длинноволновой радиации аэрозолем, которое в расчетах не учитывалось.

Таблица 1а

Δ %	$B_{\text{эксп. рад}}$	Δ %	$\Delta B_{\text{расч}}$	$\Delta B_{\text{эксп. рад}}$	$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{\text{расч}}$	$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{\text{эксп. рад}}$	$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{\text{эксп. пирг}}$	$\Delta B_{\text{эксп. пирг}}$	Аэрозоль		
									$n_{\text{см}}^{-3}$	$n_{(0,3-0,5 \text{ мкм})}^{-3}$	$H_{\text{км}}$
г. Запорожье, метео											
59,5	-0,11	50,7	-0,047	-0,014	-0,115	-0,034	0,017	0,007	12,7	7,8	0,50
69,0	-0,12	54,0	-0,026	-0,058	-0,063	-0,140	-0,129	-0,052	11,5	10,5	1,35
54,5	-0,18	38,5	-0,078	-0,027	-0,076	-0,026	0,036	0,037	8,4	7,5	2,85
74,0	-0,21	44,0	—	—	—	—	-0,032	-0,130	2,1	1,5	5,50
42,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
			-0,151	-0,099	-0,082	-0,054	-0,004	-0,008			

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барашкова Е. П., Виноградова И. П. Географическое распределение восходящего длинноволнового излучения при безоблачной атмосфере.— «Тр. ГГО», 1972, вып. 279, с. 11—23.
2. Каган Р. Л. О расчете потоков теплового излучения в безоблачной атмосфере.— «Тр. ГГО», 1965, вып. 174, с. 158—174.
3. Кондратьев К. Я. Комплексный энергетический эксперимент (КЭНЭКС). Обнинск, 1973. 73 с.
4. Костяной Г. Н., Нийлиск Х. Ю. Сравнение измеренных и рассчитанных значений потоков длинноволновой радиации в атмосфере.— «Тр. ЦАО», 1969, вып. 83, с. 56—67.
5. Опыт осуществления полного радиационного эксперимента.— «Тр. ГГО», 1973, вып. 296, с. 70—77. Авт.: К. Я. Кондратьев, В. Ф. Жвалев, М. А. Прокофьев, Н. Е. Тер-Маркарянц.
6. Шехтер Ф. Н. К вычислению лучистых потоков тепла в атмосфере.— «Тр. ГГО», 1950, вып. 22 (84), с. 38—51.
7. Kondratiev K. Y., Niilisk N. J. The new radiation chart.— «Geofisica Pura Applicata», 1961, vol. 49. p. 197—207.

Е. А. ПОЛЯКОВА

СПЕКТРАЛЬНАЯ ПРОЗРАЧНОСТЬ И СОДЕРЖАНИЕ ВОДЯНОГО ПАРА В АТМОСФЕРЕ ПО НАБЛЮДЕНИЯМ НА о. АРТЕМА

Программа экспедиции КЭНЭКС-73 включала наземные наблюдения над спектральной и интегральной прозрачностью атмосферы и содержанием в ней водяного пара, которые проводились параллельно с наблюдениями самолета-лаборатории ГГО ИЛ-18 в августе 1973 г. Полеты проходили над Каспийским морем. В соответствии с этим местом наземных наблюдений была выбрана северо-восточная оконечность о. Артема. Высота данного пункта наблюдения над уровнем моря — 26 м. Работа проходила на базе Института географии АН Азербайджанской ССР.

Вопросы методики, а также точности измерений были изложены ранее [1, 2] и поэтому в данной статье приводятся лишь краткие сведения, относящиеся к аппаратуре, применяемой в настоящее время. Основной методики является использование интерференционных светофильтров как для измерения спектральной прозрачности в интервале длин волн 0,35—1,0 мкм, так и для измерения содержания водяного пара в атмосфере методом оптической гигрометрии. Те и другие измерения осуществляются путем смены фильтров на актинометре Фойснера. Чувствительность актинометра 10,8 мВ/(кал·см⁻²·мин⁻¹). В качестве измерительной системы используется усилитель постоянного тока типа Ф-116/1. Применяется следующий набор интерференционных светофильтров (с ширинами порядка 10 нм) с длинами волн в максимуме пропускания (в нм): 352, 375, 404, 456, 503, 555, 672, 698, 746, 798, 952, 998. Все эти фильтры выбраны в участках спектра солнечной радиации вне полос поглощения, кроме фильтра с $\lambda_{\max} = 952$ нм в полосе поглощения $\rho_{\text{ст}}$ водяного пара. Отношение радиации, прошедшей сквозь фильтр 952 нм, к радиации, прошедшей сквозь фильтр 998 нм, является мерой содержания водяного пара в толще атмосферы, т. е. один и тот же прибор может выполнять роль как упрощенного спектрометра, так и оптического гигрометра. Измерение влагосодержания атмосферы представляет самостоятельный инте-

рес, а также облегчает задачу интерпретации результатов измерений прозрачности атмосферы.

Каждая серия измерений спектральной прозрачности сопровождалась измерениями интегрального потока прямой радиации Солнца для расчета интегральной прозрачности. Для этих измерений использовался сетевой актинометр АТ-50 с гальванометром ГСА. Как в данном пункте, так и в других осуществлялось сравнение прозрачности в отдельных спектральных участках с интегральной прозрачностью, поэтому в актинометре Фойснера использовалась та же геометрия, что и в сетевом актинометре, а именно: угол зрения того и другого прибора 10° . Наблюдения сопровождалась наземными психрометрическими измерениями.

Обработка спектральных измерений исходит из формулы Бугера, описывающей ослабление спектральных потоков прямой радиации (I_λ)

$$I_\lambda = I_{0\lambda} e^{-(\alpha\lambda^{-4} + \beta\lambda^{-n}) m}, \quad (1)$$

где $I_{0\lambda}$ — внеатмосферное значение радиации при длине волны λ ; $\alpha\lambda^{-4}$ — молекулярное (релеевское) ослабление; $\beta\lambda^{-n}$ — аэрозольное ослабление в форме, предложенной Ангстремом. Параметр n обусловлен размерами аэрозольных частиц, а параметр β , названный Ангстремом коэффициентом мутности, их концентрацией. Из формулы (1) следует, что β представляет собой значение показателя аэрозольного ослабления при $\lambda=1$ мкм. После получения по методу Бугера значений показателя ослабления по всем фильтрам для каждой серии наблюдений и после учета релеевского ослабления и поглощения озоном в полосе Шапюи, обработка завершается графическим осреднением путем проведения прямой по одиннадцати точкам, представляющим зависимость логарифма показателя аэрозольного ослабления от логарифма длины волны. При этом тангенс угла наклона прямой определяет n , а начальная ордината при $\lambda=1$ мкм представляет собой значение параметра β . Шюпп предложил в качестве характеристики прозрачности использовать значение десятичного показателя ослабления при длине волны 500 нм (B_{500}), поэтому находится также ордината при $\lambda=500$ нм, величина которой равняется B_{500} . Параметры β и B_{500} связаны друг с другом через параметр n

$$B_{500} = 0,434 \cdot 2^{n\beta}. \quad (2)$$

Радиация, прошедшая сквозь фильтр $\lambda_{\max}=952$ нм, при этой обработке не используется, а, как указывалось выше, используется в сочетании с фильтром $\lambda_{\max}=998$ нм для определения влагосодержания атмосферы.

Поскольку наблюдения ведутся при Солнце, не закрытом облаками, всего в период экспедиции КЭНЭКС-73 было девять дней наблюдений: 9, 15, 16, 18, 19, 20, 21, 23 и 24 августа. За все дни было 77 серий.

Наблюдения над интегральным потоком радиации позволяют сделать вывод о том, что прозрачность была пониженной. Интегральная прозрачность, характеризуемая коэффициентом прозрачности, приведенным к массе 2 по методике С. И. Сивкова, была в пределах 0,59—0,68. В 55% случаев наблюдений коэффициент прозрачности был 0,63—0,66; в 36% случаев был еще более низким — 0,59—0,63. Чтобы представить себе, насколько эта прозрачность ниже нормы, укажем, что С. И. Сивков [3] на основе обобщения измерений, выполненных на многих станциях Советского Союза, указывает в качестве нормальной прозрачность, характеризуемую значением коэффициента прозрачности 0,75 (фактор мутности 2,9).

В работе З. И. Пивоваровой [4] представлены вычисленные по той же методике характеристики прозрачности на материале свыше 200 станций Советского Союза за десятилетний период (1954—1963 гг.) и построены карты. В этой работе западное побережье Каспийского моря отмечается как одна из областей с минимальным коэффициентом прозрачности в течение всего года. В частности для о. Артема в июле и августе среднее значение коэффициента прозрачности 0,69 (см. табл. 6 в [4]). По-видимому, низкое значение коэффициента прозрачности атмосферы для данного пункта объясняется как влиянием пыли, которая может сюда проникать из районов Средней Азии (аналогично известному проникновению пыли из Сахары в атмосферу над прилежащими районами Атлантического океана в так называемое море Мрака), так и высокой влажностью. По данным климатического справочника, в табл. 1 пред-

Таблица 1

Средние месячные значения упругости водяного пара (в мбар) и относительной влажности (в %)

Станция	VII		VIII	
	<i>e</i>	<i>r</i>	<i>e</i>	<i>r</i>
Баку, обсерватория	19,4	58	20,8	63
Остров Артема	23,0	77	23,4	71
Нефтяные Камни	24,2	79	24,7	75

ставлены для июля и августа средние месячные значения упругости водяного пара *e* и относительной влажности *r* для трех станций: Баку, обсерватория, о. Артема и Нефтяные Камни.

По психрометрическим наблюдениям, выполненным нами, приземная влажность была $e = 22 \div 29$ мбар и $r = 57 \div 83\%$. На рис. 1, где дан ход во времени всех оптических и метеорологических параметров, которые измерялись с 9 по 24 августа на о. Артема, видно, что абсолютная и относительная влажность имели примерно один и тот же ход.

Измерение содержания водяного пара в толще атмосферы, которое осуществлялось методом оптической гигрометрии, показывает, что влагосодержание, характеризуемое слоем осажденной воды (ω в см), претерпевало значительные колебания в пределах 2,5—5,5 см. Колебания ω , вероятно, связаны с сильными ветрами, характерными для данного пункта, и тем, что о. Артема располо-

жен в районе границы суши и моря со значительными пространственными различиями по условиям влажности, что показывают, в частности, данные табл. 1.

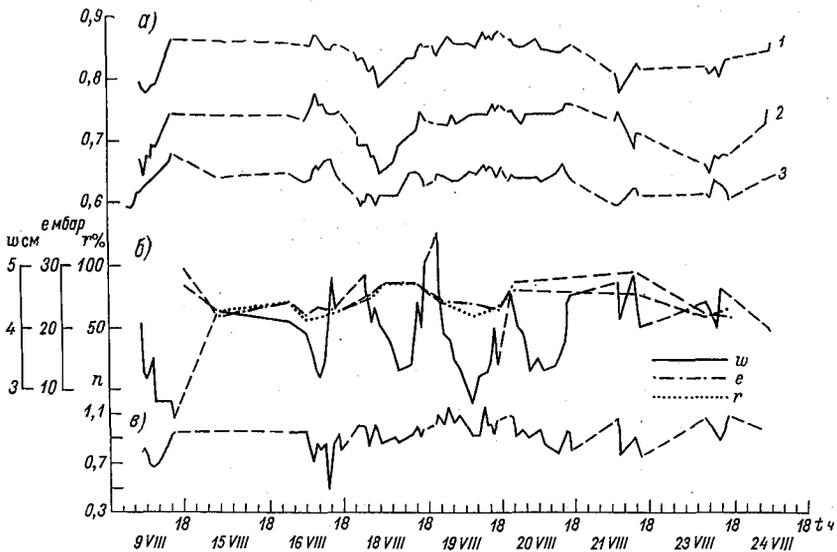


Рис. 1. Временной ход оптических и метеорологических параметров 9 VIII—24 VIII 1973 г., о. Артема

a — значения коэффициента прозрачности p : 1 — при $\lambda = 1$ мкм (p_1), 2 — при $\lambda = 500$ нм (p_{500}), 3 — интегральный коэффициент прозрачности ($p_{\text{инт}}$); *б* — значения метеорологических параметров: w — влагосодержание, e — упругость водяного пара, r — относительная влажность; *в* — значения параметра n (параметр Ангстрема).

Обработка измерений спектральной прозрачности с помощью фильтров позволила найти значения параметров Ангстрема (n и β) для каждой серии измерений. Значения параметра n представлены на рис. 1 *в*. Эти значения за период наблюдений менялись незначительно, и все лежат ниже значения 1,3, которое Ангстрем определил как среднее. Оно считается классическим и обычно принимается теоретиками при расчетах. В качестве наиболее вероятного значения параметра n в период наблюдений на о. Артема можно принять 0,9—1,0.

Как видно на рис. 1 *а*, ход трех кривых одинаков, т. е. интегральная прозрачность и прозрачность в отдельных участках спектра в той области, где определяющим механизмом ослабления является рассеяние света, связаны друг с другом, что еще раз свидетельствует о том, что в ослаблении коротковолновой радиации Солнца главную роль играет рассеяние света. Были найдены по материалам этих наблюдений коэффициенты корреляции между $p_{\text{инт}}$ и соответственно p_1 и p_{500} . Коэффициент корреляции между $p_{\text{инт}}$ и p_1 — $0,74 \pm 0,05$, между $p_{\text{инт}}$ и p_{500} — $0,83 \pm 0,04$. Более тесная связь между $p_{\text{инт}}$ и p_{500} , которая отмечалась уже в [1], обусловлена тем, что p_{500}

определяется с меньшей ошибкой, чем p_1 . Следовательно, если стоит задача выбора характеристики спектральной прозрачности, предпочтение должно быть отдано параметру p_{500} (или параметру Шюппа B_{500}).

Новым результатом является выявленная особенность параметра n — его пониженное значение по сравнению с ангстремовским значением 1,3. Чтобы проанализировать сделанный вывод, коротко рассмотрим результаты экспедиционных исследований 1971 г. на м. Пицунда. Целью исследований 1971 г. было выявление влияния повышенной влажности на прозрачность в изучаемой области спектра 0,35—1,0 мкм вне полос поглощения водяным паром. Место исследования (повышенное влагосодержание в атмосфере) и время наблюдений (июль — август) были выбраны удачно — приземная влажность за время наблюдений доходила до $e=30$ мбар, $r=87\%$ и $\omega=5,8$ см. В ходе метеорологических элементов интересным было также то, что высокая влажность атмосферы наступила не сразу, а постепенно в течение нескольких дней увеличивалась от значений $e=19$ мбар, $r=45\%$, $\omega=3,4$ см до довольно высоких значений $e \geq 22$ мбар, $r \geq 70\%$, $\omega \geq 4$ см, наблюдавшихся до конца периода. При этом параметр n от среднего значения 1,3 с ростом влажности уменьшался и при высоких значениях e , r и ω был меньше 1. Наиболее вероятное значение n при такой высокой влажности равно 0,9. Таким образом, при исследованиях на м. Пицунда удалось проследить динамику изменения параметра n в сторону уменьшения его за счет конденсационного роста частиц. Нельзя предполагать заметного влияния пыли в этом районе, отгороженном Черным морем и Кавказскими горами от пыльных районов. Поэтому мы вправе сделать вывод: эффект уменьшения показателя степени в формуле Ангстрема (параметра n) объясняется экстремально высокой влажностью.

Сходство результатов наблюдений спектральной прозрачности на о. Артема с результатами наблюдений в Пицунде убеждает в том, что пониженные значения n (0,9 вместо 1,3) объясняются высокой влажностью в районе западного побережья Каспийского моря. Однако влияние пыли, которое, как показывают данные по району пустынь [2], действует также в сторону уменьшения n , в районе экспедиции КЭНЭКС-73 не исключено.

Для более наглядного представления о значениях параметра n как для наблюдений в 1973 г. на о. Артема, так и для наблюдений в 1971 г. на м. Пицунда, на рис. 2 представлена повторяемость P значений n для каждого из этих пунктов при $e > 22$ мбар и $\omega > 3,5$ см и общая повторяемость, являющаяся результатом суммирования. При построении этих гистограмм учтены все наблюдения на о. Артема (75 серий), а из наблюдений на м. Пицунда взяты те, которые имели место после наступления условий высокой влажности (256 серий). Последняя гистограмма построена по суммированным данным 331 серии наблюдений. Гистограммы получаются с четкими максимумами при $n=0,9 \div 1,0$. Хотя статистический материал, полученный при условиях очень больших влажностей, не ос-

бенно велик, но и он позволяет сделать определенный вывод об уменьшении n при экстремально больших влажностях. Эти условия на территории СССР редки, они наблюдаются на сравнительно небольшой территории и лишь в летние месяцы; получение массового материала в этих условиях требует многих лет наблюдений.

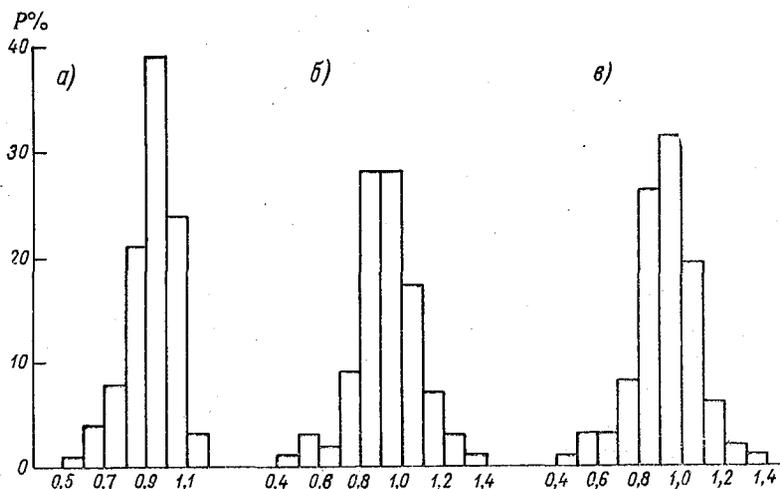


Рис. 2. Повторяемость P значений параметра n по данным наблюдений на о. Артема (а), м. Пицунда (б) и суммированным данным наблюдений (в)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бартенева О. Д., Никитинская Н. И., Полякова Е. А. Некоторые результаты экспериментальных исследований спектральной прозрачности сухой и влажной атмосферы.— Труды VII Всесоюз. совещания по актинометрии и атмосферной оптике. Л., Гидрометеониздат, 1969, с. 155—158.
2. Бартенева О. Д., Никитинская Н. И., Полякова Е. А. О спектральной прозрачности и содержании водяного пара в атмосфере над Памиром.— «Тр. ГГО», 1969, вып. 237, с. 3—17.
3. Сивков С. И. Методы расчета характеристик солнечной радиации. Л., Гидрометеониздат, 1968, с. 232.
4. Пивоварова З. И. Распределение коэффициента прозрачности атмосферы (для интегрального потока) по территории СССР.— «Тр. ГГО», 1968, вып. 213, с. 105—121.

К. Я. КОНДРАТЬЕВ, А. И. РЕШЕТНИКОВ,
В. Н. ЕМЕЛЬЯНОВА, В. А. СИДОРОВА

ИССЛЕДОВАНИЯ СПЕКТРАЛЬНОЙ ПРОЗРАЧНОСТИ АТМОСФЕРЫ С САМОЛЕТА В ДИАПАЗОНЕ 1,60—3,00 мкм

В августе 1973 г. нами были осуществлены на самолете-лаборатории ИЛ-18 полеты по исследованию спектральной прозрачности атмосферы спектрометром, основные технические характеристики и конструкция которого даны в [2, 3]. Было проведено шесть полетов: 20, 21 и 22 августа по два полета в день. В полетах 20 и 21 августа измерения проводились в спектральном диапазоне 1,60—3,00 мкм, а 22 августа — в диапазоне 2,98—5,60 мкм. Во всех полетах в качестве диспергирующего элемента использовались отражающие реплики 325 штриха/мм в диапазоне 1,60—3,00 мкм и 162,5 штриха/мм в диапазоне 2,98—5,60 мкм. Спектральная ширина щели $\Delta\lambda = 0,004$ мкм для первой реплики и $\Delta\lambda = 0,015$ мкм для второй. Схема измерений в полете представлена на рис. 1.

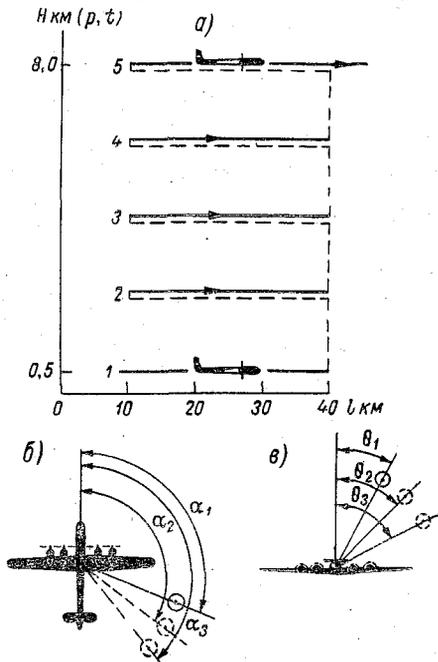


Рис. 1. Схема измерительного полета
6—8 км/мин и при значениях относительных атмосферных масс $m \leq 10$ позволяло считать все три записи идентичными). Сравнение трех записей позволяло, с одной стороны, уменьшить ошибку отсчета отклонения шлейфа регистрирующего устройства $n \sim F_{\text{ол}}^{\Delta\lambda} \tau_{\lambda}^{\Delta\lambda}$ (где $F_{\text{ол}}^{\Delta\lambda}$ — спектральный поток солнечной радиации

в интервале $\Delta\lambda$; $\tau_\lambda^{\Delta\lambda}$ — спектральная прозрачность атмосферы), а с другой — исключить случайные колебания изображения Солнца на входной щели монохроматора, связанные с тангажами и кренами самолета.

Рассмотрим кратко методику обработки измерений и способ представления результатов.

Как известно, спектральный поток, воздействующий на приемное устройство спектрометра, можно представить в виде

$$F_\lambda^{\Delta\lambda} = F_{0\lambda}^{\Delta\lambda} e^{-K_{\lambda i}^{\Delta\lambda} \omega_i^* \tau_{\text{пр}}(\lambda)}, \quad (1)$$

где $K_{\lambda i}^{\Delta\lambda}$ — среднее значение коэффициента атмосферного ослабления i -того газа; $\tau_{\text{пр}}(\lambda)$ — некоторая приборная функция, учитывающая ослабление потока прибором; ω_i^* — эффективное количество поглощающего i -того компонента.

При сканировании спектра наблюдаемое значение функции пропускания в момент времени t является результатом осреднения пропускания, обусловленного всеми линиями поглощения в интервале $\Delta\lambda$, а также его трансформацией аппаратной функцией монохроматора:

$$\bar{\tau}_\lambda = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} F_\lambda^{\Delta\lambda} A(\lambda - \lambda') d\lambda}{F_{0\lambda} \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} A(\lambda - \lambda') d\lambda}. \quad (2)$$

При постоянстве $F_{0\lambda}$ по λ в спектральном интервале $(\lambda_2 - \lambda_1)$ ошибка в определении τ_λ будет определяться соотношением полуширины аппаратной функции и степени изменения потока $F_\lambda^{\Delta\lambda}$ в интервале $(\lambda_2 - \lambda_1)$.

В работе [1] оценена максимальная ошибка $|\Delta\tau|$ в определении пропускания, при заданном отношении полуширины аппаратной функции $A(\lambda - \lambda')$ и интервала $\lambda_2 - \lambda_1$, в котором определяется пропускание. Ошибку в определении τ_λ в интервале $(\lambda_2 - \lambda_1)$ можно найти, если воспользоваться формулой

$$|\Delta\tau| \leq \frac{1}{3} \frac{\Delta\lambda}{\lambda_2 - \lambda_1}. \quad (3)$$

Таким образом, для полуширины аппаратной функции $\Delta\lambda = 0,005$ мкм $|\Delta\tau| \leq 6,6\%$ для τ_λ в интервале $0,025$ мкм и $|\Delta\tau| \leq 3,3\%$ для τ_λ в интервале $\lambda_2 - \lambda_1 = 0,05$ мкм. Соответственно для реплики $162,5$ штриха/мм такое же $|\Delta\tau|$ будет для $(\lambda_2 - \lambda_1) = 0,05$ мкм и $0,1$ мкм. Существует, однако, определенная уверенность, что настоящие оценки являются завышенными и реальная ошибка в $|\Delta\tau|$ будет значительно меньше.

В настоящей работе представлены результаты трех полетов по измерению τ_λ в диапазоне $1,60 - 3,00$ мкм.

Для получения значений $\bar{\tau}_\lambda$ необходимо было знать величины $F_{\text{ол}, \tau_{\text{пр}}}^{\Delta\lambda}(\lambda)$ в исследуемом спектральном диапазоне. Эти величины были получены при измерениях при малых относительных атмосферных массах на максимальной высоте полета 8 км для следующих длин волн λ : 1,65, 1,71, 1,75, 2,17, 2,24, 2,91 мкм.

Промежуточные значения были получены с помощью экстраполяции. Коррекция на аэрозольное ослабление осуществлялась на основании данных расчета по [6] для метеорологической дальности видимости (МДВ) ≥ 23 км. Спектры пропускания атмосферы строились в едином масштабе по τ для атмосферных масс, при которых проводились измерения. Причем атмосферные массы m для каждой из пяти высот полета рассчитывались на основании формулы секанса зенитного угла Солнца до зенитных углов 80° и формулы Бемпорада для $\theta \geq 80^\circ$.

Практически для всех случаев измерений в тропосфере (исключая чистые окна прозрачности) ослабление атмосферой потока радиации определяется, с одной стороны, числом молекул поглощающего газа на трассе, а с другой — давлением воздуха как уширяющего компонента. Влияние обоих факторов на пропускание проявляется в разной степени, причем в случае выполнения закона Бугера — Бэра $\ln \tau_\lambda^{\Delta\lambda} \sim \rho l$, а для случая приближения сильных линий

$$\ln \tau_\lambda^{\Delta\lambda} \sim (\rho l)^k (p)^n,$$

при $k \geq n$, но $k \leq 1$ и $n \leq 1$, где ρ — плотность газа; k, n — эмпирические коэффициенты.

Для того чтобы можно было пользоваться данными по спектральной прозрачности атмосферы, полученными при конкретных атмосферных массах для конкретных метеорологических ситуаций, необходимо произвести соответствующие калибровочные измерения в многоходовой кювете с реальными атмосферными газами, чтобы в результате определить показатели степени k и n и коэффициент поглощения $k^{\Delta\lambda}$. Поскольку в общем случае k и n зависят от λ , то калибровку и измерения необходимо проводить при одинаковых или близких полуширинах аппаратной функции монохроматора. Но так как к моменту проведения эксперимента нами не была осуществлена вышеуказанная калибровка, мы воспользовались данными по спектральной прозрачности $\tau_\lambda^{\Delta\lambda}$ [7], полученными для постоянного давления $p=1$ атм и изменяющегося в широких пределах количества поглощающего компонента H_2O и CO_2 для диапазона $\tau_\lambda^{\Delta\lambda}$ от 0,05 до 0,95, а также данными работы [4] для ряда других газов.

Использована методика для расчета прозрачности $\tau_\lambda^{\Delta\lambda}$, предложенная Грином и Григгсом [4], согласно которой для реальных атмосферных количеств поглотителя и давлений спектральное пропускание можно представить в виде

$$\tau_\lambda^{\Delta\lambda} = \exp(-W'/W^*)^n. \quad (4)$$

Используя метод наименьших квадратов для построения зависимости $\ln(-\ln \tau_{\lambda}^{\Delta\lambda})$ от $\ln W'$, мы можем получить как η , так и W^* . В формуле (4)

$$W' = W \frac{p_{\text{эфф}H}}{p_0}, \quad (5)$$

причем $W = \rho l$ — для горизонтальной трассы, а

$$p_{\text{эфф}H} = p_H + (B - 1) p_a, \quad (6)$$

где p_H — давление воздуха на данной высоте H ; p_a — парциальное давление поглощающего компонента. Поскольку, как правило, $B \leq 5-6$, а p_a для земной атмосферы никогда не превышает $0,01 p_H$, то можно считать, что $p_{\text{эфф}H} = p_H W^*$ — приведенное эффективное количество поглощающего компонента, которое необходимо, чтобы пропускание при стандартных условиях было равно $1/e$. Эта величина характеризует интенсивность поглощения в данном спектральном интервале для данного количества поглотителя. Показатель η определяет степень насыщения линий, а также степень их перекрытия.

При измерениях на наклонных трассах очевидно, что измеренная величина пропускания обратно пропорциональна m^{η} . Поэтому, для того чтобы привести измеренные $\tau_{\lambda}^{\Delta\lambda}(m)$ при разных массах к $\tau_{\lambda}^{\Delta\lambda}$ при $m=1$, необходимо исправить полученные значения $\tau_{\lambda}^{\Delta\lambda}(m)$ на $\tau_{\lambda}^{\Delta\lambda}(m=1)$.

Значения $\eta = f(\lambda)$, построенные нами для некоторых атмосферных газов, представлены на рис. 2. Достаточно медленные изменения η от λ позволяют использовать их для перехода от наклонных трасс к вертикальным для случая, когда в данном спектральном интервале $\Delta\nu$ поглощение в основном определяется одним компонентом. Графики функции пропускания $\tau_{\lambda}^{\Delta\lambda}$ в спектральном диапазоне $1,60-3,00$ мкм для относительных атмосферных масс $m = \varphi(\theta)$ для трех полетов представлены на рис. 3—5. В табл. 1 приведены количества водяного пара в мм осажденной воды в вертикальном столбе от уровня измерений до максимальной высоты радиозондирования. Количество водяного пара W_h рассчитывалось по следующей формуле

$$W_H = \sum_{i=1}^n 0,216 \frac{\bar{p}_i \Delta l}{\bar{T}}, \quad (7)$$

где i — номер слоя; \bar{p}_i — среднее парциальное давление водяного пара в слое (в мбар); \bar{T} — средняя температура в слое (в К); Δl — толщина слоя (в м).

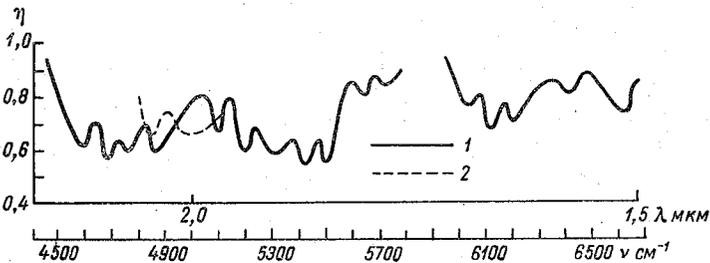
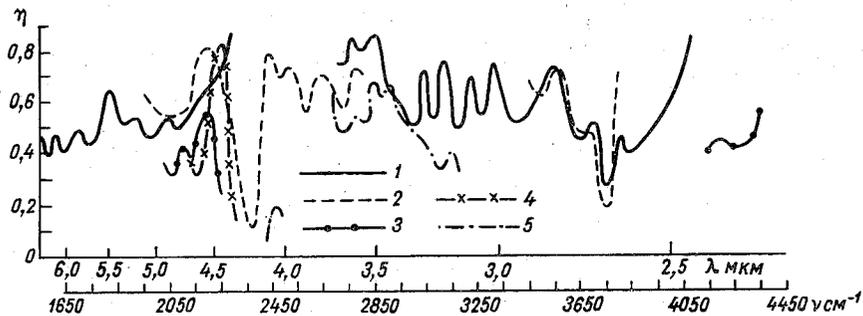


Рис. 2. График $\eta=f(\lambda, \nu)$ для H_2O (1), CO_2 (2), CO (3), N_2O (4) и CH_4 (5).
 $T=0,05 \div 0,95$.

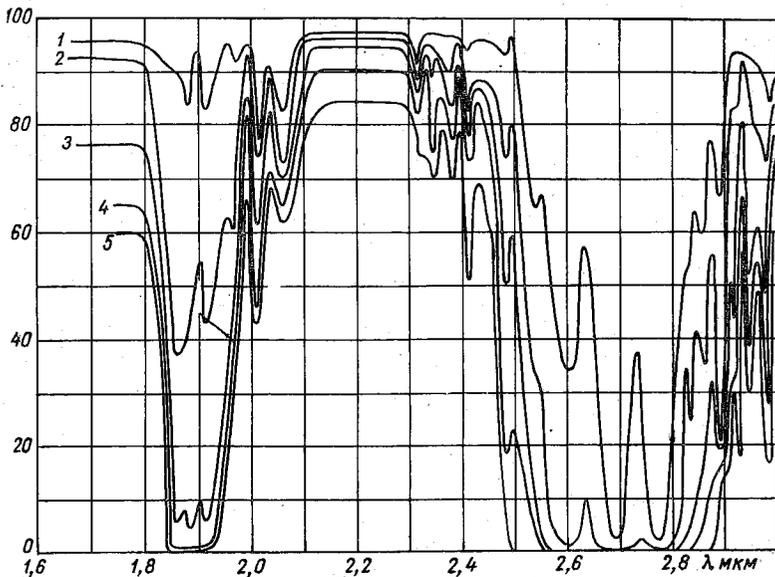


Рис. 3. График функции пропускания $\tau_{\lambda}^{\Delta\lambda}=f(\lambda, m, h)$ для полета 20 августа. Утро.

1 — $H=8$ км, $m=1,119$, 2 — $H=5,5$ км, $m=1,13$, 3 — $H=2,85$ км, $m=1,14$,
 4 — $H=1,35$ км, $m=1,21$, 5 — $H=0,5$ км, $m=1,27$.

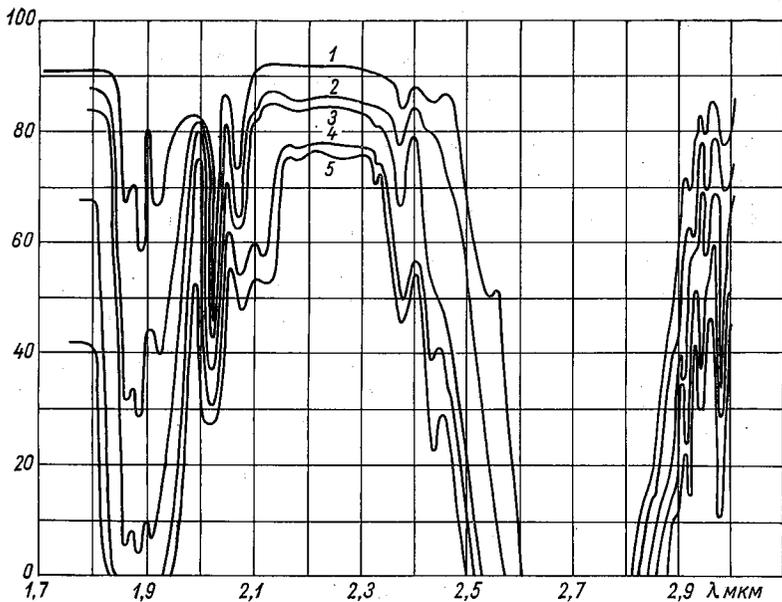


Рис. 4. График функции пропускания $\tau_{\lambda}^{\Delta\lambda} = f(\lambda, m, h)$ для полета 20 августа. Вечер.

1 — $H=8$ км, $m=6,5$, 2 — $H=5,5$ км, $m=4,06$, 3 — $H=2,85$ км, $m=2,79$,
4 — $H=1,35$ км, $m=2,27$, 5 — $H=0,5$ км, $m=1,99$.

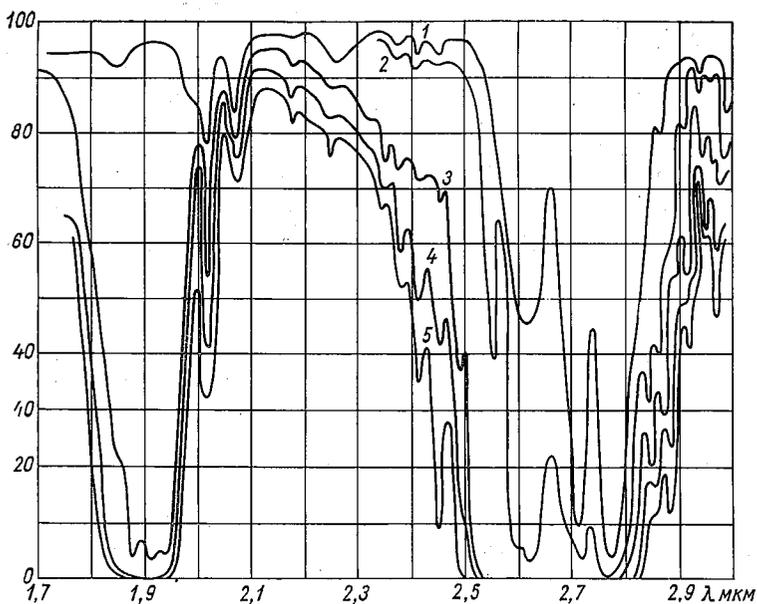


Рис. 5. График функции пропускания $\tau_{\lambda}^{\Delta\lambda} = f(\lambda, m, h)$ для полета 21 августа. Утро.

1 — $H=8$ км, $m=1,125$, 2 — $H=5,5$ км, $m=1,15$, 3 — $H=2,85$ км, $m=1,19$,
4 — $H=1,35$ км, $m=1,27$, 5 — $H=0,5$ км, $m=1,36$.

Зависимость количества водяного пара в вертикальном столбе
от уровня измерений до максимальной высоты радиозондирования

H км	19 VIII				20 VIII			
	утро		вечер		утро		вечер	
	W ос. воды мм	T К						
0,50	32,94	292,7	31,66	296,8	37,98	294,4	40,99	295,6
1,35	22,96	288,0	21,99	290,4	26,64	289,7	28,19	290,4
2,85	11,62	276,8	10,27	279,2	13,34	281,0	13,65	280,2
5,5	3,56	259,7	3,44	262,8	4,40	264,4	4,13	202,9
8	0,27	244,7	0,29	248,4	0,37	249,3	0,37	249,2

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Козлов В. П., Федорова Е. О. Влияние разрешающей способности прибора на точность определения интегрального пропускания.— «Оптика и спектроскопия», 1961, т. 10, вып. 5, с. 663—665.
2. Рабинович Ю. И., Решетников А. И. Самолетная установка для исследования спектральной прозрачности атмосферы.— Л., Гидрометеиздат, 1970. 171 с. (Труды ГГО. Вып. 235.)
3. Рабинович Ю. И., Решетников А. И., Мельничук В. Г. Некоторые вопросы выбора оптимальных параметров системы самолетного спектрометра.— «Труды ГГО», 1973, вып. 295, с. 108—123.
4. Burch D. E., Gruvnaк D., Williams D. Infrared absorption by minor atmospheric constituents. Geophysical Research Directorate Contract N AF 19(604)—2633. OSU 1960.
5. Green A. F., Lindenmeyer C., Griggs M. Molecular absorption in Planetary Atmospheres.— "Journ. Geophys. Res.", 1964, vol 69, N 3, p. 493—504.
6. McClatchey R. A., Fenn R. W., Selby I. E., Volz F. Optical properties of the Atmosphere ARGRL. 71. 0279. may 1971. Environmental research papers N 354.
7. Wyatt P., Stull V. R., Plass G. The infrared Absorption of CO₂ and Water Vapour. V. II, III. Report SSD-TDR p. 62—127 1962. Space Systems Division. Zos Angeles.

Л. И. ЧАПУРСКИЙ, А. П. ЧЕРНЕНКО, Н. И. АНДРЕЕВА

СПЕКТРАЛЬНЫЕ РАДИАЦИОННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АТМОСФЕРЫ ПРИ ПЫЛЬНОЙ БУРЕ

С помощью самолетного спектрометра СПИ-2М исследованы лучистые потоки и притоки в атмосфере на длинах волн от 0,5 до 2,5 мкм, а также пространственное распределение яркости и альбедо системы атмосфера — море в условиях пыльной бури. Согласно расчетам, функция поглощения аэрозоля, находящегося во всем исследованном слое тропосферы от 0,3 до 7,2 км, практически не зависит от длины волны и составляет около 55%, причем наиболее сильное аэрозольное поглощение наблюдается в нижнем километровом слое.

4 июня 1971 г. над южной частью Каспийского моря на самолете-лаборатории ГГО им. А. И. Воейкова ИЛ-18 проводились исследования по программе КЭНЭКС [1, 2]. Полет выполнялся в условиях пыльной бури (афганца), связанной с влиянием фронтальной зоны. В утренние часы погода в районе работы летной экспедиции была малооблачной, скорость ветра у земли составляла 4—6 м/с, атмосфера была прозрачной. Однако к полудню условия изменились. Дальность видимости у земли снизилась до 2 км, скорость ветра составила 10—12 м/с, в атмосфере наблюдалась мгла. Диск Солнца имел красный оттенок, и на него можно было смотреть незащищенным глазом. Четко выраженная верхняя граница пылевого слоя находилась на высоте 4 км. Концентрация аэрозолей в атмосфере была настолько высокой, что после этого полета во всех наружных негерметичных датчиках научной аппаратуры, особенно в зазорах и пазах, толстым слоем осела мельчайшая пыль желтовато-серого цвета.

Выполнение комплексных исследований радиационных, микрофизических и термодинамических характеристик в условиях пыльной бури позволило получить надежные и уникальные данные об оптических свойствах аэрозолей и их влиянии на радиационный баланс атмосферы.

В состав бортовой аппаратуры входил спектрометр СПИ-2М, позволяющий регистрировать пространственное распределение плотности спектральной яркости атмосферы и подстилающей

поверхности, а также эталонной молочно-матовой пластины в спектральном интервале 0,4—2,5 мкм. С использованием данных СПИ-2М по методикам, описанным в работах [4, 6], рассчитаны спектральные и интегральные нисходящие и восходящие лучистые потоки и притоки, альbedo и относительные изменения яркости в зависимости от углов и высоты наблюдения.

Основные данные, касающиеся условий выполнения эксперимента 4 июня 1971 г., представлены в табл. 1.

Таблица 1

Условия выполнения измерений и погрешности приведения данных к одной высоте Солнца

Номер моментов времени измерений	Высота полета, км	Время, ч мин	Высота Солнца, град.	Погрешность приведения значений потоков к моментам № 1 и 6 (в скобках), %
1	7,2	24 07	53,0	0
2	0,3	14 33	48,5	± 3
3	1,35	14 58	44,0	± 6
4	2,85	15 17	40,5	± 10
5	3,5	15 40	36,7	± 15
6	7,2	16 44	24,5	± 30 (0)
7	0,3	17 10	19,2	± 40 (13)

Как следует из таблицы, зондирование выполнялось по схеме: «площадка — спуск — площадка — набор с промежуточными площадками — площадка — спуск — площадка». На каждой из горизонтальных площадок с целью измерения характеристик углового распределения яркости полеты выполнялись по замкнутому правильному шестиугольнику таким образом, что в одном из положений азимут Солнца по отношению к курсу самолета составлял 90° .

Приведение полученных в разное время результатов измерений к единому моменту времени осуществлялось путем умножения значений яркости на коэффициент, пропорциональный изменению массы атмосферы. Ошибки такого приближенного способа пересчета данных обусловлены тем, что при этом не учитывается изменение прозрачности атмосферы с изменением высоты Солнца. В последнем столбце табл. 1 представлены величины этих ошибок, рассчитанные по данным работы [5] для случая сильно замутненной атмосферы. Как следует из таблицы, приведение данных моментов 6 и 7 измерений к условиям момента 1 нецелесообразно. С учетом этого, а также с целью получения сведений о дневной изменчивости лучистых притоков данные моментов 2—5 измерений приведены к условиям момента 1, а данные момента 7 приведены к условиям момента 6.

В отличие от работы [4] вычисление лучистых потоков и притоков осуществлялось только по данным СПИ-2М, без привязки их к результатам измерений с помощью спектрометра К-2. Опыт исследований по программе КЭНЭКС 1970—1973 гг. показывает, что при выполнении ряда условий, касающихся, прежде всего, построения пространственно-временного профиля полета, данные СПИ-2М позволяют осуществлять расчеты лучистых потоков и притоков с точностью, достаточной для сравнительной оценки оптических свойств различных воздушных масс [6]. Относительные лучистые притоки b в слое атмосферы от уровня z_1 до $z_2 < z_1$ рассчитывались через нисходящие $F_{z_n}^\downarrow$ и восходящие $F_{z_n}^\uparrow$ потоки по формуле:

$$b = (F_{z_1}^\downarrow - F_{z_1}^\uparrow - F_{z_2}^\downarrow + F_{z_2}^\uparrow) (F_{z_1}^\downarrow)^{-1}.$$

Погрешность определения величины b составляет $\pm 20 \div 50\%$ (соответственно на участках максимальной и минимальной спектральной чувствительности аппаратуры).

Измерения индикатрис яркости системы море — атмосфера с помощью СПИ-2М в полете 4 июня были выполнены в азимутальных углах Солнца $\varphi_\odot = 30, 90$ и 150° (считая, что индикатриса симметрична). На основании полученных материалов сделан вывод о том, что угловой ход яркости системы море — атмосфера при пыльной буре соответствует индикатрисам яркости суши, поэтому при расчетах восходящих потоков через яркости в надире использовались коэффициенты анизотропии из работы [4]. Представление об угловом и высотном изменении спектральной яркости 4 июня 1971 г. дает табл. 2.

Таблица 2

Спектральные яркости атмосферы и моря в азимутальных углах Солнца 90° в зависимости от угла визирования θ , нормированные по яркости в надире ($\theta=0$) на данной высоте при высоте Солнца 53°

Длина волны, мкм	$H=0,3$		$H=2,85$ км		$H=3,5$ км		$H=7,2$ км	
	$\theta=45^\circ$	$\theta=160^\circ$	$\theta=45^\circ$	$\theta=160^\circ$	$\theta=45^\circ$	$\theta=160^\circ$	$\theta=45^\circ$	$\theta=160^\circ$
0,50	1,13	3,57	1,11	1,82	—	1,33	1,18	—
0,80	1,16	3,12	1,33	2,00	—	1,23	1,00	—
1,00	1,17	2,96	1,22	1,82	—	1,12	1,14	—
1,22	1,20	3,36	1,31	2,02	—	1,09	1,21	—
1,38	1,30	3,76	1,38	2,21	—	1,26	1,22	—
1,60	1,16	3,82	1,26	2,55	—	0,90	1,16	—
1,87	1,33	3,80	1,24	2,08	—	1,07	1,20	—
2,20	1,10	3,20	1,38	2,25	—	0,86	1,00	—

Во время пыльной бури за счет наличия сильно поглощающего слоя на высоте от 0,3 до 1,35 км получен весьма необычный ход

спектральной яркости в надире и альbedo системы море — атмосфера (см. табл. 3 и рис. 1).

Таблица 3

Относительные изменения спектральной яркости в надире
в зависимости от высоты наблюдений H

Длина волн, мкм	$H=0,3$ км	$H=1,35$ км	$H=2,85$ км	$H=3,5$ км	$H=7,2$ км
0,5	1	0,72	1,41	1,46	1,83
0,8	1	0,52	1,10	1,30	1,58
1,0	1	0,43	0,93	0,99	1,26
1,22	1	0,49	0,98	1,07	1,35
1,38	1	0,69	1,02	1,12	1,66
1,60	1	0,36	1,08	1,12	1,22
1,87	1	0,44	1,72	1,87	1,65
2,2	1	0,75	0,92	1,00	1,25

Согласно таблице и рисунку, спектральные яркости и альbedo начиная с высоты 0,3 км убывают до минимальных значений на уровне 1,35 км, а затем растут с высотой на всех длинах волн. Исключение составляют области полос поглощения водяного пара 1,38 и 1,87 мкм, в пределах которых примерно с 3 км снова наблюдается убывание яркости и альbedo за счет сильно выраженного эффекта поглощения водяным паром именно на этих высотах. При уменьшении высоты Солнца от 53 до $24,5^\circ$ альbedo системы

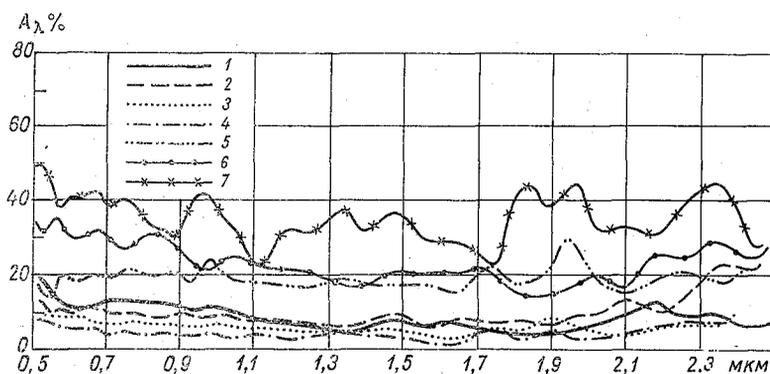


Рис. 1. Спектральное распределение альbedo моря и атмосферы в условиях пыльной бури при зенитных расстояниях Солнца 37° (1—5) и $65,5^\circ$ (6 и 7) при наблюдении с различных высот.

1 и 6 — $H=7,2$ км, 2 — $H=3,5$ км, 3 — $H=2,85$ км, 4 — $H=1,55$ км, 5 и 7 — $H=0,3$ км.

море — атмосфера увеличилось примерно в 1,5—2 раза, однако общая тенденция вертикального хода этой величины сохранилась.

На рис. 2 представлены кривые спектрального хода лучистых притоков к слоям различной толщины, отнесенных к нисходящему потоку на высоте 7,2 км. Из рисунка следует, что на длинах волн от 0,5 до 0,9 мкм и в области ИК окон прозрачности атмосферы лучистая энергия, поглощенная слоем 0,3—1,35 км, составляет 80—90% лучистого притока к слою 0,3—7,2 км. Полученное на отдельных длинах волн превышение значений относительных притоков к слоям 0,3—2,85 и 0,3—3,5 км над притоком ко всему исследованному слою связано с ошибками, обусловленными нестабильностью во времени радиационных свойств атмосферы. Эти ошибки при данной методике измерений не могут быть учтены.

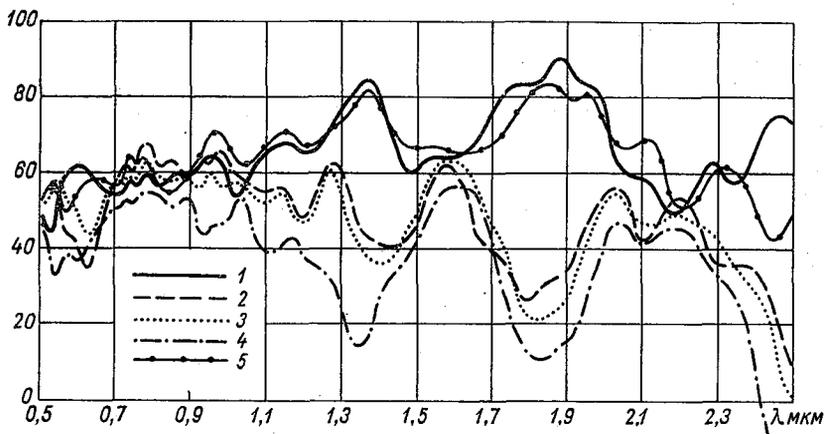


Рис. 2. Спектральные лучистые притоки, нормированные по нисходящему потоку на высоте 7,2 км, над морем при пыльной буре при зенитных расстояниях Солнца 37° (1—4) и $65,5^\circ$ (5) в слоях атмосферы от 0,3 до 7,2 км (1 и 5), 3,5 км (2), 2,85 км (3) и 1,35 км (4).

Кривая спектрального хода лучистого притока к слою 0,3—1,35 км на длинах волн 0,93; 1,13; 1,38; 1,87 мкм имеет минимумы, связанные с эффектом поглощения солнечной радиации водяным паром в вышележащих слоях атмосферы. Это мощное поглощение хорошо прослеживается на кривых лучистых притоков по сдвигу максимумов с увеличением толщины слоя. Графики относительных лучистых притоков к слою 0,3—7,2 км при высотах Солнца 53 и $24,5^\circ$ имеют весьма близкий спектральный ход.

В табл. 4 представлены рассчитанные по спектральным данным интегральные значения лучистых нисходящих потоков на высоте 7,2 км ($F_{\Delta\lambda, 7,2}^{\downarrow}$) и притоков к слоям атмосферы различной толщины ($\Delta b_{\Delta\lambda, \Delta z}$) полученных как разности балансов на границах этих слоев.

Таблица 4

Нисходящий поток на высоте 7,2 км ($F_{\Delta\lambda, 7,2}^{\downarrow}$) и лучистые притоки ($\Delta b_{\Delta\lambda, \Delta z}$) к слоям различной толщины на разных участках спектра ($\Delta\lambda$), мВт/см²

Спектральный интервал, мкм	$F_{\Delta\lambda, 7,2}^{\downarrow}$		$\Delta b_{\Delta\lambda, \Delta z}$				
	$H_{\odot} = 53^{\circ}$	$H_{\odot} = 24,5^{\circ}$	$H_{\odot} = 53^{\circ}$			$H_{\odot} = 24,5^{\circ}$	
			А	Б	В	Г	Д
0,5—0,7	14,90	7,96	5,88	7,82	6,90	8,10	4,29
0,7—1,03	13,90	8,99	6,86	8,24	8,64	8,18	5,41
1,03—1,24	7,37	4,88	3,19	3,88	3,94	4,64	2,90
1,24—1,67	6,88	3,86	2,38	3,54	3,44	4,70	2,71
1,67—2,08	2,50	1,25	0,75	1,03	0,99	1,96	0,91
2,08—2,5	1,22	0,70	0,37	0,50	0,48	0,73	0,40
0,7—2,5	31,67	19,68	13,56	17,19	17,50	20,21	12,33
0,5—2,5	46,57	27,64	19,44	25,01	24,40	28,31	16,62

Примечание. Границы слоев: А — 0,3—1,35 км, Б — 0,3—2,85 км, В — 0,3—3,5 км, Г и Д — 0,3—7,2 км.

Следует отметить, что измеренный нисходящий лучистый поток на высоте 7,2 км составляет 71% от величины солнечной постоянной на верхней границе атмосферы при той же высоте Солнца. Возможно, что абсолютные значения потоков имеют систематическую ошибку, приводящую к занижению данных на 10—15%, однако при вычислении относительных спектральных и интегральных характеристик радиационного баланса атмосферы она исключается автоматически.

В табл. 5 представлены относительные лучистые притоки по слоям, $\varepsilon = \Delta b_{\Delta\lambda, \Delta z} / F_{\Delta\lambda, 7,2}^{\downarrow}$, вычисленные с использованием данных табл. 4, относительные значения лучистых притоков за счет водяного пара и углекислого газа, ρ , и остаточное аэрозольное поглощение, $a = \varepsilon - \rho$. Расчет лучистых притоков за счет молекулярного поглощения осуществлялся с использованием данных радиозондирования по методике, изложенной в работе [7], причем рассеяние радиации в атмосфере и отражение от поверхности моря не учитывались. Такое допущение дает ошибку, не превышающую 5%. Кро-

ме того, в табл. 5 представлены функции поглощения аэрозоля $A_{\Delta\lambda, \Delta z} = aT_{\Delta\lambda, \Delta z}(p)$, где $T_{\Delta\lambda, \Delta z}(p)$ — функция пропускания водяного пара и углекислого газа.

Таблица 5

Экспериментальные (э), расчетные (р) значения лучистых притоков, аэрозольный остаток (а), нормированные по нисходящему потоку на $z=7,2$ км (в процентах) и функция поглощения аэрозоля $A_{\Delta\lambda, \Delta z}$, при высоте Солнца 53°

Спектральный интервал, $\Delta\lambda$, мкм	Относительная характеристика	Границы слоев (Δz), км				$A_{\Delta\lambda} (\Delta z=0,3 \div 7,2 \text{ км})$
		0,3—1,35	0,3—2,85	0,3—3,5	0,3—7,2	
0,5—0,7	э	39	52	46	54	0,54
0,7—1,03	э	49	59	62	59	0,54
	р	3	6	7	11	
1,03—1,24	а	46	53	55	48	0,55
	э	43	53	53	63	
1,24—1,67	р	5	9	11	17	0,54
	а	38	44	42	46	
1,67—2,08	э	35	53	52	70	0,62
	р	6	11	15	34	
2,08—2,5	а	29	42	37	36	—
	э	30	41	40	78	
0,7—2,5	р	5	12	18	42	0,55
	а	26	29	22	36	
0,5—2,5	э	30	41	41	73	—
	р	4	10	15	35	
0,5—2,5	а	26	31	26	38	—
	э	43	54	55	64	
0,5—2,5	р	6	11	13	19	0,55
	а	37	43	42	45	
0,5—2,5	э	42	54	52	61	—

Вклад аэрозоля и поглощающих газов в общее лучистое нагревание всего исследованного слоя атмосферы от 0,3 до 7,2 км иллюстрируется табл. 6.

Из табл. 5 и 6 следует, что в слое от 0,3 до 7,2 км в условиях пыльной бури остаточное аэрозольное поглощение в инфракрасной области спектра от 0,7 до 2,5 мкм более чем в 2 раза превышает молекулярное поглощение, а в нижнем километровом слое эффект аэрозоля является определяющим (молекулярное поглощение здесь не превышает 15%). С увеличением длины волны интенсивность полос поглощения водяного пара возрастает, при этом вклад аэрозоля в лучистое нагревание атмосферы уменьшается, но все же он остается очень высоким. Так, в пределах полосы поглощения с цент-

ром 1,87 мкм почти половина лучистого притока приходится на аэрозоли. Вертикальный ход аэрозольного поглощения характеризуется быстрым убыванием его с высотой.

Таблица 6

Относительные лучистые притоки (в процентах) к слоям различной толщины за счет аэрозоля (a_n) и водяного пара + углекислого газа (p_n), нормированные по величинам суммарных (экспериментальных), относительных лучистых притоков к слою 0,3—7,2 км и к данному слою (цифры в скобках)

Спектральный интервал, мкм	Величины	Границы слоев, км			
		0,3—1,35	1,35—2,85	2,85—7,2	0,3—7,2
0,7—1,03	a_n	78 (94)	12 (70)	—8 —	82
	p_n	5 (6)	5 (30)	8 —	18
1,03—1,24	a_n	60 (88)	10 (60)	3 (20)	73
	p_n	8 (12)	6 (40)	13 (80)	27
1,24—1,67	a_n	41 (83)	19 (72)	—9 (—35)	51
	p_n	9 (7)	7 (18)	23 (35)	49
1,67—2,08	a_n	32 (83)	5 (64)	9 (19)	46
	p_n	6 (17)	9 (36)	39 (81)	54
0,7—2,08	a_n	57 (84)	10 (55)	3 (20)	70
	p_n	9 (16)	8 (45)	13 (80)	30

Как следует из табл. 5, при пыльной буре функции поглощения аэрозоля на всех выделенных участках спектра превышают значения лучистых притоков за счет водяного пара и в пределах погрешности метода определения относительных характеристик лучистого нагревания равны лучистым притокам в центре атмосферных окон прозрачности (см. рис. 2): среднее значение лучистых притоков для окон прозрачности в ИК диапазоне равно 0,57, а функция поглощения аэрозоля, рассчитанная для участка спектра 0,7—2,5 мкм, составляет около 0,55.

Таким образом, с помощью СПИ-2М измерены величины, характеризующие оптические свойства мощного аэрозольного слоя при пыльной буре. Комплексный анализ материалов, полученных в этом полете с помощью спектрометров СПИ-2М и К-2, аэрозольного комплекса, фотографической, радиометрической и другой аппаратуры самолета-лаборатории ИЛ-18, позволит составить более полное представление об этом необычном атмосферном явлении. Приведенные в настоящей статье данные могут быть использованы при разработке теоретических моделей атмосферы Земли и других планет.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кондратьев К. Я. и др. Комплексный энергетический эксперимент (КЭНЭКС).— «Метеорология и гидрология», 1970, № 11, с. 51—57.
2. Кондратьев К. Я. и др. Программа Каракумской экспедиции. Методика наблюдений.— «Тр. ГГО», 1971, вып. 276, с. 5—16.
3. Кондратьев К. Я. и др. Совмещенный подспутниковый эксперимент.— «Тр. ГГО», 1973, вып. 317, с. 105—114.
4. Кондратьев К. Я. и др. Спектральные притоки лучистой энергии в тропосфере в диапазоне 0,4—2,4 мкм.— «Тр. ГГО», 1973, вып. 322, с. 12—35.
5. Сивков С. И. Методы расчета характеристик солнечной радиации. Л., Гидрометеиздат, 1968. 231 с.
6. Чапурский Л. И., Соколов Е. М., Андреева Н. И. Результаты измерения спектральных и угловых характеристик в интервале длин волн 0,4—2,5 мкм.— «Тр. ГГО», 1972, вып. 276, с. 78—83.
7. Шифрин К. С., Авасте О. А. Потоки коротковолновой радиации в безоблачной атмосфере.— В кн.: Исследования по физике атмосферы, № 2. Тарту, 1960, с. 23—66.

*Л. Р. ДМИТРИЕВА-АРРАГО,
Г. В. ПАРШИНА, Л. В. САМОИЛОВА*

УПРОЩЕННАЯ СХЕМА РАСЧЕТА ПОТОКОВ РАДИАЦИИ В ОБЛАСТИ СПЕКТРА 0,29—0,7 мкм

Разработка упрощенных вариантов радиационных схем является важным моментом при построении моделей общей циркуляции в связи с большим объемом всей задачи в целом и ограниченными возможностями ЭВМ, которые используются при решении подобных задач.

Упрощенный вариант радиационного блока не должен быть, однако, по своей точности грубее всех остальных блоков модели. Поэтому при разработке упрощенных вариантов должна оцениваться его точность.

Вопрос о точности отдельных блоков модели общей циркуляции атмосферы не входит в рамки данной работы. Здесь можно только отметить, что прогноз облачности, которая является основным регулятором радиационного режима атмосферы, не находится еще на должном уровне. В то же время не все параметры облачности требуется знать с большой точностью. Наибольшее значение имеет правильный прогноз закрытости небосвода [3].

Для оценки точности упрощенного варианта радиационной схемы проводится сравнение с методом, который является более точным.

В качестве такого метода использован разработанный ранее метод, в котором выполняется интегрирование по отдельным спектральным интервалам и используются спектральные коэффициенты поглощения или функции пропускания [5, 6].

Упрощение расчетов коротковолновой радиации в инфракрасной области 0,7—5,0 мкм, где основную роль в трансформации поля излучения играют водяной пар и углекислый газ, произведено с точностью, лежащей в основном в пределах 10% для потоков суммарной радиации на различных уровнях [5].

В области спектра 0,29—0,7 мкм, где большое значение имеют эффекты рассеяния и поглощения озоном, также представляет интерес такое упрощение.

Поток суммарной радиации Q в спектральном варианте схемы рассчитывался по формуле:

$$Q_z = \int_{0,29}^{0,7} I_0(\lambda) B^*(\lambda) T(\omega_z, \lambda) d\lambda, \quad (1)$$

где

$$B^* = \frac{2R(\lambda, z) \cos i}{4 + (3 - \kappa_1)(1 - A)\tau_z^\infty},$$

$$R(\lambda, z) = 1 + 3/2 \cos i + (1 - 3/2 \cos i) e^{-\tau_z^\infty \sec i},$$

$$\tau_z^\infty = \tau_{0p} e^{-0,125 z} + \tau_{0a} e^{-0,898 z}$$

$$T(\omega_z, \lambda) = e^{-k_\lambda \omega_z \sec i}.$$

Здесь τ_z^∞ — оптическая толщина атмосферы для условий средней прозрачности при $\tau_0(\lambda_0) = 0,3$ [7] ($\lambda_0 = 0,55$ мкм), A — альbedo подстилающей поверхности, ω_z — содержание озона в столбе атмосферы от верхней границы атмосферы до уровня z , κ_1 — вытянутость индикатрисы рассеяния, i — зенитное расстояние Солнца, k_λ — коэффициент поглощения вигру.

Было рассмотрено несколько вариантов упрощения первоначальной схемы.

Вариант 1. В выражении (1) за знак интеграла выносятся функция пропускания рассеяния B_{cp}^* при некотором значении λ . Тогда имеем

$$Q_1 = B_{\lambda_{cp}}^* \int_{0,29}^{0,7} I_0(\lambda) T(\omega_z, \lambda) d\lambda. \quad (2)$$

Для того чтобы оценить, при каком значении λ следует взять значение $B_{\lambda_{cp}}$, чтобы была допущена наименьшая погрешность при вычислении Q_1 по формуле (2) по сравнению с (1), был выполнен анализ изменчивости функции B^* при различных значениях альbedo и зенитного расстояния Солнца.

В табл. 1 представлены рассчитанные значения этой функции для интервала изменений альbedo от 0,2 до 0,8 и изменений зенитного расстояния от 10 до 85°. Здесь представлены относительные отклонения значений функции B^* на концах спектрального интервала по отношению к выбранному значению $B_{\lambda_{cp}}$ в середине интервала. В табл. 1 $\Delta B_\lambda^* - B_\lambda^* = 0,37$ мкм. Оценки показывают, что в пределах 10% расхождений для высот Солнца $i = 10$ и 30° и $A = 0,2; 0,4; 0,6; 0,8$ в качестве среднего значения функции B^* можно взять B^* при $\lambda = 0,37$ мкм. Это значение было использовано для всех $i \leq 45^\circ$.

Для зенитных расстояний $i = 50, 70, 85^\circ$ при всех значениях альbedo оказывается необходимо разбить рассматриваемый спектральный интервал на 2 части: $\lambda = 0,29 \div 0,44$ и $\lambda = 0,44 \div 0,7$.

Значение функции B^* при различных значениях альbedo и зенитного расстояния Солнца

λ мкм	$i=10^\circ$							
	$A=0,2$		$A=0,4$		$A=0,6$		$A=0,8$	
	B^*	$\frac{\Delta B^*}{B^*_{\lambda=0,37}}$	B^*	$\frac{\Delta B^*}{B^*_{\lambda=0,37}}$	B^*	$\frac{\Delta B^*}{B^*_{\lambda=0,37}}$	B^*	$\frac{\Delta B^*}{B^*_{\lambda=0,37}}$
0,30	0,766	12	0,838	9	0,924	5,5	1,031	1
0,31	0,787		0,856		0,937		1,036	
0,33	0,822		0,884		0,956		1,040	
0,35	0,850		0,905		0,968		1,041	
0,37	0,871	0	0,921	0	0,977	0	1,040	0
0,39	0,888		0,933		0,982		1,038	
0,42	0,906		0,945		0,987		1,034	
0,46	0,923		0,956		0,991		1,029	
0,50	0,935		0,963		0,992		1,024	
0,54	0,943		0,967		0,993		1,020	
0,58	0,949		0,970		0,993		1,016	
0,62	0,953		0,972		0,993		1,014	
0,66	0,957		0,974		0,992		1,012	
0,69	0,959	9	0,975	6	0,992	1,5	1,010	3

$i=30^\circ$

λ МКМ	$A=0,2$				$A=0,4$				$A=0,6$				$A=0,8$			
	B^*		$\frac{\Delta B^*}{B^*_{\lambda=0,37}}$		B^*		$\frac{\Delta B^*}{B^*_{\lambda=0,37}}$		B^*		$\frac{\Delta B^*}{B^*_{\lambda=0,37}}$		B^*		$\frac{\Delta B^*}{B^*_{\lambda=0,37}}$	
0,30	0,638	14	0,698	10	0,770	7	0,859	2,5								
0,31	0,658		0,715		0,783		0,865									
0,33	0,690		0,742		0,803		0,874									
0,35	0,717		0,764		0,817		0,878									
0,37	0,738	0	0,780	0	0,828	0	0,881	0								
0,39	0,755		0,793		0,835		0,883									
0,42	0,774		0,807		0,843		0,883									
0,46	0,792		0,820		0,850		0,883									
0,50	0,805		0,829		0,854		0,886									
0,54	0,814		0,835		0,857		0,880									
0,58	0,821		0,839		0,859		0,879									
0,62	0,826		0,843		0,860		0,878									
0,66	0,830		0,845		0,861		0,878									
0,69	0,832	13	0,847	6,7	0,862	4	0,877	0,5								

λ ммк	$t=50^\circ$													
	$A=0,2$				$A=0,4$				$A=0,6$				$A=0,8$	
	B^*	$\frac{\Delta B^*}{B^*_{\lambda=0,42}}$	$\frac{\Delta B^*}{B^*_{\lambda=0,5}}$	$\frac{\Delta B^*}{B^*_{\lambda=0,5}}$	B^*	$\frac{\Delta B^*}{B^*_{\lambda=0,42}}$	$\frac{\Delta B^*}{B^*_{\lambda=0,35}}$	$\frac{\Delta B^*}{B^*_{\lambda=0,5}}$	B^*	$\frac{\Delta B^*}{B^*_{\lambda=0,37}}$	B^*	$\frac{\Delta B^*}{B^*_{\lambda=0,37}}$	B^*	$\frac{\Delta B^*}{B^*_{\lambda=0,37}}$
0,30	0,415	22	13		0,454	18	11		0,502	10		0,550	7,5	
0,31	0,430			0,468					0,512			0,566		
0,33	0,456			0,491					0,531			0,577		
0,35	0,479		0	0,510		0			0,546			0,586		
0,37	0,497			0,526					0,558		0	0,594	0	
0,39	0,512			0,539					0,567			0,599		
0,42	0,531	0	11	0,554		0	9	5	0,579			0,606		
0,46	0,550			0,570					0,590			0,613		
0,50	0,564			0,581				0	0,598			0,617		
0,54	0,574			0,589					0,604			0,621		
0,58	0,582			0,595					0,609			0,624		
0,62	0,588			0,600					0,613			0,627		
0,66	0,593			0,604					0,616			0,627		
0,69	0,596	12		0,607	9,5			4	0,617	10,5		0,629	6	

λ МКМ	i=70°											
	A=0,2					A=0,4						
	B^*	$\frac{\Delta B^*}{B^*_{\lambda=0,42}}$	$\frac{\Delta B^*}{B^*_{\lambda=0,35}}$	$\frac{\Delta B^*}{B^*_{\lambda=0,5}}$	B^*	$\frac{\Delta B^*}{B^*_{\lambda=0,42}}$	$\frac{\Delta B^*}{B^*_{\lambda=0,35}}$	$\frac{\Delta B^*}{B^*_{\lambda=0,5}}$	B^*	$\frac{\Delta B^*}{B^*_{\lambda=0,42}}$	$\frac{\Delta B^*}{B^*_{\lambda=0,35}}$	$\frac{\Delta B^*}{B^*_{\lambda=0,5}}$
0,30	0,171	26	15		0,187	22			0,187	22	12	
0,31	0,177				0,192				0,192			
0,33	0,189				0,203				0,203		0	
0,35	0,200		0		0,213				0,213			
0,37	0,209				0,221				0,221			
0,39	0,218				0,229				0,229			
0,42	0,230	0	15	9	0,240	0	13	8	0,240	0	13	8
0,46	0,243				0,252				0,252			
0,50	0,254			0	0,262				0,262			0
0,54	0,263				0,270				0,270			
0,58	0,270				0,276				0,276			
0,62	0,276				0,282				0,282			
0,66	0,281				0,286				0,286			
0,69	0,284	23		12	0,289	20			0,289	20		10

λ мм	$t=70^\circ$											
	$A=0,6$					$A=0,8$						
	B^*	$\frac{\Delta B^*}{B^*_{\lambda=0,42}}$	$\frac{\Delta B^*}{B^*_{\lambda=0,35}}$	$\frac{\Delta B^*}{B^*_{\lambda=0,5}}$	B^*	$\frac{\Delta B^*}{B^*_{\lambda=0,42}}$	$\frac{\Delta B^*}{B^*_{\lambda=0,35}}$	$\frac{\Delta B^*}{B^*_{\lambda=0,5}}$	B^*	$\frac{\Delta B^*}{B^*_{\lambda=0,42}}$	$\frac{\Delta B^*}{B^*_{\lambda=0,35}}$	$\frac{\Delta B^*}{B^*_{\lambda=0,5}}$
0,30	0,206	18	9		0,153	25			0,153	12		
0,31	0,211				0,156				0,156			
0,33	0,220				0,164				0,164			
0,35	0,228		0		0,172				0,172	0		
0,37	0,235				0,179				0,179			
0,39	0,242				0,187				0,187			
0,42	0,251	0	10	7	0,203	0			0,203	18	11	
0,46	0,261				0,218				0,218			
0,50	0,270			0	0,229				0,229			
0,54	0,277				0,238				0,238			0
0,58	0,283				0,244				0,244			
0,62	0,287				0,254				0,254			
0,66	0,292				0,260				0,260			
0,69	0,294	17		9	0,263	30			0,263			15

Продолжение

$t=0,85^\circ$

λ мм	$A=0,85^\circ$												
	$A=0,2$				$A=0,4$				$A=0,6$				$A=0,8$
	B^*	$\frac{\Delta B^*}{B^*_{\lambda=0,42}}$	$\frac{\Delta B^*}{B^*_{\lambda=0,35}}$	$\frac{\Delta B^*}{B^*_{\lambda=0,5}}$	B^*	$\frac{\Delta B^*}{B^*_{\lambda=0,42}}$	$\frac{\Delta B^*}{B^*_{\lambda=0,35}}$	$\frac{\Delta B^*}{B^*_{\lambda=0,5}}$	B^*	$\frac{\Delta B^*}{B^*_{\lambda=0,37}}$	B^*	$\frac{\Delta B^*}{B^*_{\lambda=0,37}}$	
0,30	0,334	22	13		0,366	18	10		0,403	10	0,459	5,5	
0,31	0,346				0,376				0,412		0,455		
0,33	0,367				0,394				0,426		0,464		
0,35	0,384		0		0,409		0		0,438		0,471		
0,37	0,399				0,421				0,447	0	0,476	0	
0,39	0,411				0,432				0,455		0,480		
0,42	0,426	0	12	9	0,444	0	9	5	0,464		0,486		
0,46	0,442				0,458				0,474		0,492		
0,50	0,456			0	0,469		0	0	0,484		0,499		
0,54	0,468				0,481				0,493		0,507		
0,58	0,481				0,492				0,503		0,515		
0,62	0,493				0,503				0,513		0,524		
0,66	0,504				0,514				0,523		0,533		
0,69	0,513	20		13	0,522	17,5		11	0,530	10	0,540	11	

В первой половине интервала ($\lambda = 0,29 \div 0,44$ мкм) с погрешностью 10% можно выбрать $B_{\text{ср}}^* = B_{\lambda=0,35}^*$, во второй половине ($\lambda = 0,44 \div 0,7$ мкм) $B_{\lambda\text{ср}}^* = B_{\lambda=0,5}^*$.

Таким образом, в зависимости от зенитного расстояния Солнца имеем:

$$\text{при } i \leq 45^\circ \quad B_{\lambda\text{ср}}^* = B_{\lambda=0,37}^*, \quad 0,29 \leq \lambda \leq 0,7 \text{ мкм}, \quad (3)$$

$$B_{\lambda\text{ср}}^* = B_{\lambda=0,35}^*, \quad 0,29 \leq \lambda \leq 0,44 \text{ мкм}, \quad (4)$$

$$\text{при } i > 45^\circ \quad B_{\lambda\text{ср}}^* = B_{\lambda=0,5}^*, \quad 0,44 < \lambda \leq 0,7 \text{ мкм}. \quad (5)$$

В а р и а н т 2. В этом варианте за знак интеграла выносится функция пропускания озонем, т. е. используется интегральная функция пропускания [2]. Поток суммарной радиации вычисляется в виде:

$$Q_z = T_0^{0,7}(\omega_z) \int_{0,29}^{0,7} I_0(\lambda) B^*(\lambda) d\lambda, \quad (6)$$

где $T_0^{0,7}(\omega_z)$ — интегральная функция пропускания.

В работе [6] построена интегральная функция пропускания озона для участка 0—0,9 мкм. Преобразование ее в функцию для участка 0—0,7 мкм дает следующую формулу:

$$T(\omega_z) = 1 - k(1 - e^{-0,091 \sqrt{\omega_z \sec i}}), \quad (7)$$

где

$$k = \frac{\int_0^{0,9} I_0(\lambda) d\lambda}{I_0^{0,7} I_0(\lambda) d\lambda} = 1,28. \quad (8)$$

В а р и а н т 3. В этом варианте используется интегральная функция пропускания $T_0^{0,7}$ по [2] и среднее значение функции B^* в соответствии с условиями (3)—(5). Формула для расчета суммарной радиации тогда принимает вид:

$$Q_3 = B_{\lambda\text{ср}}^* T_0^{0,7}(\omega_z) M, \quad (9)$$

где

$$M = \int_{0,29}^{0,7} I_0(\lambda) d\lambda = 0,9627 \text{ кал/см}^2\text{мин}. \quad (10)$$

Формулы для потока отраженной радиации строятся аналогичным образом при следующих дополнительных предположениях:

1) в пренебрежении зависимостью яркости отраженной радиации B от угла визирования θ ; при этом поток равен $R = \pi B$;

2) в пренебрежении зависимостью яркости B от азимута ϕ .

Для сопоставления используется формула для потока отраженной радиации, предложенная в [3], с использованием спектральной функции пропускания и зависимости яркости от угла визирования:

$$R = 2\pi \sum_{k=1}^4 B(\theta_k, i) d_k. \quad (11)$$

Значения α_k и θ_k приведены в табл. 2.

Таблица 2

k	α_k	θ_k
1	0,125	20
2	0,169	40
3	0,147	60
4	0,059	80

Выражение для яркости B имеет вид:

$$B(\theta, i) = \frac{A}{\pi} \int_{\lambda} I_0(\lambda) B^*(\lambda) T(\theta, i, \lambda) d\lambda. \quad (12)$$

В рассмотренных нами трех упрощенных вариантах формулы для потока отраженной радиации представляются в виде:

$$R_1 = \frac{A}{\pi} B_{\lambda_{\text{ср}}}^* \int_{0,29}^{0,7} I_0(\lambda) e^{-k\lambda} (\omega_0^{\infty} \sec i + 1,66 \omega_0^z) e^{-\tau_0^z \sec \theta} d\lambda, \quad (13)$$

$$R_2 = \frac{A}{\pi} T_0^{0,7} \left(\omega_0 + \frac{1,66}{\sec i} \omega_0^z \right) \int_{0,29}^{0,7} I_0(\lambda) B^*(\lambda) e^{-\tau_0^z 1,66} d\lambda, \quad (14)$$

$$R_3 = \frac{A}{\pi} B_{\lambda_{\text{ср}}}^* T_0^{0,7} \left(\omega_0^{\infty} + \frac{1,66}{\sec i} \omega_0^z \right) \int_{0,29}^{0,7} I_0(\lambda) e^{-\tau_0^z 1,66} d\lambda. \quad (15)$$

По формулам (2), (6), (9), (13)—(15) были выполнены расчеты при различных значениях альbedo и зенитного расстояния Солнца.

В табл. 3 представлены отношения потока суммарной радиации и радиационного баланса $F=Q-R$, рассчитанных для трех вариантов, к «точным» значениям этих величин [формулы (1), (11), (12)] на различных высотах в атмосфере.

Отношение потока суммарной радиации и радиационного баланса к «точным» значениям этих величин

z км	$\frac{Q_1}{Q}$	$\frac{Q_2}{Q}$	$\frac{Q_3}{Q}$	$\frac{F_1}{F}$	$\frac{F_2}{F}$	$\frac{F_3}{F}$	$\frac{Q_1}{Q}$	$\frac{Q_2}{Q}$	$\frac{Q_3}{Q}$	$\frac{F_1}{F}$	$\frac{F_2}{F}$	$\frac{F_3}{F}$
$A=0,8, i=83^\circ$												
0	0,971	0,949	0,976	0,971	0,949	0,977	0,987	0,953	0,978	0,989	0,954	0,979
0,08	0,969	0,947	0,976	0,970	0,944	0,973	0,984	0,954	0,978	0,993	0,956	0,981
1,24	0,948	0,925	0,976	0,952	0,949	1,000	0,986	0,954	0,978	1,012	1,003	1,037
2,68	0,938	0,915	0,975	0,944	0,957	1,019	0,992	0,958	0,979	1,020	1,032	1,055
5,05	0,940	0,916	0,973	0,944	0,970	1,031	0,998	0,965	0,981	1,030	1,059	1,078
8,4	0,952	0,926	0,973	0,956	0,991	1,043	1,006	0,973	0,984	1,040	1,084	1,098
10,9	0,956	0,930	0,968	0,957	0,996	1,039	1,010	0,978	0,987	1,046	1,095	1,106
14,7	0,968	1,065	0,966	0,967	1,020	1,038	1,016	0,984	0,990	1,052	1,108	1,115
$A=0,21, i=68^\circ$												
0	0,954	0,920	0,960	0,954	0,920	0,960	0,928	0,906	0,971	0,909	0,906	0,971
0,08	0,954	0,920	0,960	0,954	0,920	0,960	0,929	0,907	0,971	0,913	0,909	0,973
1,24	0,959	0,924	0,960	0,969	0,927	0,963	0,948	0,925	0,972	0,943	0,946	0,994
2,68	0,964	0,930	0,960	0,964	0,937	0,967	0,960	0,937	0,973	0,959	0,968	1,005
5,05	0,972	0,938	0,961	0,972	0,948	0,971	0,972	0,949	0,974	0,973	0,988	1,015
8,4	0,980	0,947	0,963	0,980	0,959	0,975	0,982	0,959	0,975	0,985	1,005	1,022
10,9	0,985	0,952	0,964	0,984	0,965	0,978	0,987	0,964	0,976	0,990	1,013	1,026
14,7	0,990	0,959	0,967	0,990	0,973	0,981	0,992	0,970	0,977	0,996	1,022	1,029

Из рассмотрения таблицы следует, что погрешность упрощенных методов в основном не превосходит 5%. В отдельных случаях она достигает 10%. Наиболее простой метод (вариант 3) дает отклонения 4—5%. Исключения составляют случаи больших альбедо и высот Солнца на высотах более 5 км (при $A=0,8$ и $i=68^\circ$).

Таким образом, наиболее экономичным методом счета в участке 0,29—0,72 мкм можно считать вариант 3.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авасте О. А. Приток тепла солнечной радиации в атмосфере и поток суммарной радиации на поверхности моря.— В кн.: Исследования радиационного режима атмосферы. Тарту, 1967, с. 5—42.
2. Вишнякова О. Н. Интегральная функция пропускания озона для облачности спектра 0—0,9 мкм.— «Тр. ГГО», 1973, вып. 315, с. 92—93.
3. Дмитриева-Арраго Л. Р., Самойлова Л. В. К расчету поля коротковолновой радиации в схеме общей циркуляции атмосферы.— «Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана», 1970, т. 6, № 1, с. 29—36.
4. Дмитриева-Арраго Л. Р., Кондратьев К. Я., Никольский Г. А. О схеме расчета потоков коротковолновой радиации в атмосфере.— «Метеорология и гидрология», 1970, № 8, с. 16—22.
5. Дмитриева-Арраго Л. Р., Самойлова Л. В. Упрощенная схема расчета потока коротковолновой радиации для применения в задаче общей циркуляции атмосферы.— «Тр. ГГО», 1972, вып. 276, с. 209—214.
6. Дмитриева-Арраго Л. Р., Самойлова Л. В., Паршина Г. В. Зависимость поля радиации от радиационных и метеорологических параметров.— «Тр. ГГО», 1973, вып. 315, с. 61—75.
7. Шифрин К. С., Пятовская Н. П. Поле коротковолновой радиации над типичными подстилающими поверхностями.— «Тр. ГГО», 1964, вып. 166, с. 3—23.

СОДЕРЖАНИЕ

К. Я. Кондратьев, В. Ф. Жвалев, Н. Е. Тер-Маркарянц. Программа экспедиции КЭНЭКС-73	3
В. Ф. Жвалев, Н. Е. Тер-Маркарянц, М. А. Прокофьев, Л. А. Денежкина. Составляющие радиационного баланса в сво- бодной атмосфере	8
Л. И. Чапурский, А. П. Черненко. Спектральные лучистые потоки и притоки в безоблачной атмосфере над морем в диапазоне 0,4—2,5 мкм	23
О. А. Авасте, Л. И. Чапурский, А. С. Трофимов, П. В. Ефре- мов. Лучистые притоки над морем за счет аэрозоля в полосах погло- щения водяного пара на участке спектра от 0,7 до 2,5 мкм	36
С. Д. Андреев, В. И. Дмоховский, В. А. Иванов, Л. С. Ивлев. Аэрозольные исследования (г. Баку)	47
И. П. Виноградова. Сопоставление измеренных и рассчитанных пото- ков тепловой радиации при безоблачном небе (по материалам экспе- диции КЭНЭКС-72)	54
Е. А. Полякова. Спектральная прозрачность и содержание водяного пара в атмосфере по наблюдениям на о. Артема	64
К. Я. Кондратьев, А. И. Решетников, В. Н. Емельянова, В. А. Сидорова. Исследования спектральной прозрачности атмосфе- ры с самолета в диапазоне 1,60—3,00 мкм	70
Л. И. Чапурский, А. П. Черненко, Н. И. Андреева. Спектраль- ные радиационные характеристики атмосферы при пыльной буре	77
Л. Р. Дмитриева-Араго, Г. В. Паршина, Л. В. Самойлова. Упрощенная схема расчета потоков радиации в области спектра 0,29—0,7 мкм	86

Труды ГГО, вып. 366
**КОМПЛЕКСНЫЙ ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЙ
ЭКСПЕРИМЕНТ
(КЭНЭКС-73)**

Редактор Л. В. Ковель
Техн. редактор Н. Ф. Грачева
Корректор Г. Н. Рима н т

Сдано в набор 3/III 1975 г. Подписано к печати 1/X 1975 г. М-17333.
Формат 60×90^{1/16}. Бумага тип. № 1. Печ. л. 6,5. Уч.-изд. л. 6,73
Тираж 700 экз. Индекс МЛ-254. Заказ 1912. Цена 47 коп.
Гидрометеиздат. 199053, Ленинград, 2-я линия, д. 23

Типография им. Анохина
Управления по делам издательств, полиграфии и книжной торговли
Совета Министров Карельской АССР
Петрозаводск, ул. «Правды», 4.

УДК 551.501 : 551.506.5

Программа экспедиции КЭНЭКС-73. Кондратьев К. Я., Жвалев В. Ф., Тер-Маркарянц Н. Е. Труды ГГО, 1975, вып. 366, с. 3—7.

Излагается программа комплексного энергетического эксперимента (КЭНЭКС-73); проведенного над акваторией Каспийского моря в августе 1973 г. Дается описание некоторых изменений методики наблюдений по сравнению с предыдущими экспедициями КЭНЭКС.

Илл. 2. Библ. 3.

УДК 551.521.32.575

Составляющие радиационного баланса в свободной атмосфере. Жвалев В. Ф., Тер-Маркарянц Н. Е., Прокофьев М. А., Денежкина Л. А. Труды ГГО, 1975, вып. 366, с. 8—22.

Приводятся основные результаты измерений интегральных радиационных потоков на различных уровнях в атмосфере в экспедиции КЭНЭКС-73. Проводится анализ особенностей вертикальных профилей составляющих радиационного баланса различных слоев атмосферы.

Табл. 2. Илл. 4. Библ. 2.