

**И. К. Коваль, А. В. Мороженко**

Монохроматическое альbedo полярных областей Марса определялось неоднократно, и в настоящее время можно утверждать, что контраст, создаваемый полярными шапками с примыкающей марсианской поверхностью, быстро возрастает к фиолетовому концу спектра и около  $0.4 \mu$  составляет в среднем 40—50% против 20% у  $0.65 \mu$ . В то же время коэффициент яркости шапок, получаемый непосредственно из наблюдений, имеет обратный ход по спектру и для тех же длин волн равен в среднем 0.25 и 0.45.

Спектральные значения альbedo шапок существенно меняются в зависимости от сезона в данном полушарии планеты, однако ход альbedo по спектру остается практически неизменным.

Можно указать ряд периодов, когда в длинноволновом участке спектра полярная шапка находилась на пределе обнаружения (контраст около 0.05), в то время как в синих лучах она была довольно яркой. Как пример, можно назвать противостояние 1961 г., а также 1956 г. (после середины сентября).

В другие периоды, например в июне—августе 1956 г., полярная шапка хорошо выделялась на планетном диске во всех спектральных участках интервала  $0.36—0.84 \mu$ .

Эти наблюдательные факты должны лежать в основе любой гипотезы, касающейся природы марсианских полярных шапок.

В настоящей работе приводятся сведения об изменении размеров полярных шапок Марса в зависимости от гелиоцентрической долготы планеты, основанные главным образом на многолетних фотографических наблюдениях, а также фотометрические характеристики шапок, полученные для ряда противостояний. На основании последних рассматривается вопрос о возможной природе шапок Марса при некоторых предположениях относительно их строения.

*Изменение размеров полярных шапок.* Полярные шапки Марса благодаря их относительно большим размерам являются наиболее доступными для наблюдений деталями планетного диска. За многие десятилетия наблюдатели, используя микрометрические измерения непосредственно у телескопа или по

фотографическим изображениям, накопили обширный материал, позволяющий проследить за изменением размеров полярных шапок Марса на протяжении практически полного сезонного цикла для всех гелиоцентрических долгот планеты.

Так как во время одного противостояния планеты период наблюдений ограничен несколькими месяцами и позволяет произвести измерения только для наибольшего интервала гелиоцентрических долгот, полный цикл изменений размеров марсианских шапок удастся проследить только по многолетним наблюдениям, выполненным разными наблюдателями с различными наблюдательными средствами при различных состояниях земной атмосферы. Это приводит к значительному разбросу точек на сводных графиках изменения размеров полярных шапок.

Как правило, изменение размеров марсианских шапок дается в виде графика изменения широты средней границы шапки в зависимости от гелиоцентрической долготы Марса.

В видимой области спектра контраст полярной шапки с прилегающими материковыми областями планеты как правило составляет 30—40% и визуальные измерения видимой высоты шапки могут быть выполнены с ошибкой около  $1''$ , что для широты  $60^\circ$  при нулевом ареоцентрическом склонении Земли в момент великого противостояния ( $d\delta = 25''$ ) эквивалентно ошибке в широте границы шапки около  $4^\circ$ , для широты  $70^\circ$  — около  $6^\circ$ . Очевидно, что с увеличением расстояния Земля — Марс эти ошибки соответственно увеличиваются и, например, для  $d\delta = 15''$  равны  $5$  и  $8^\circ$  для тех же значений ареографической широты.

Однако обычно размер полярной шапки определяется в периоды, когда соответствующий полюс наклонен к Земле на несколько градусов, поэтому ошибка измерений на самом деле будет меньше указанных значений.

При измерении размеров полярных шапок по фотографическим изображениям ошибку в определяемое значение широты вносит фотографическая иррадиация, возникающая вследствие значительного контраста шапка — материк, а также дрожание изображения, вызванное беспокойством земной атмосферы.

Для того чтобы оценить ошибку, вносимую фотографической иррадиацией, мы провели следующий опыт. Две примыкающие друг к другу полосы, покрытые веществом с различной специально подобранной отражательной способностью, фотографировались таким образом, чтобы их общее изображение по

ширине не превосходило 2 мм (что близко к диаметру изображения Марса), а перепад фотографических плотностей был близок к перепаду плотностей между шапкой и примыкающими к ней материками. Было найдено, что для эмульсии Agfa ISS увеличение ширины более светлой полосы, имитирующей полярную шапку Марса, при нормальной фотографической плотности (1,2) составляет около 5% масштабной ширины макета. Для диаметра изображения Марса, равного 2 мм и полученного в момент великого противостояния, это превышение составляет 1".2 и сравнимо с ошибкой, вносимой дрожанием изображения при удовлетворительном турбулентном состоянии атмосферы Земли.

Таким образом, фотографическая иррадиация, как и дрожание изображения, приводит к систематическому занижению определяемой по фотографическим изображениям широты границы полярных шапок Марса. Это занижение прогрессирует с удалением планеты от Земли и при неизменном обычно масштабе изображения в течение всего периода наблюдений в эпоху противостояния совместно с дрожанием изображения может привести к значительным ошибкам в определении границы шапки Марса.

На рис. 1 приведены графики, иллюстрирующие ход ошибки определения положения границы полярной шапки с видимой широтой  $\varphi_1$  для различных линейных значений размытости  $\Delta y$  истинной границы  $\varphi_2$ , выраженных в долях радиуса планеты. Расчеты велись по формуле

$$\sin \varphi_2 = \frac{\Delta y}{2} + \sin \varphi_1.$$

Для определения  $\varphi_2$  полярных шапок Марса в период противостояний 1950, 1952, 1954, 1956, 1958 и 1960—1961 гг. был

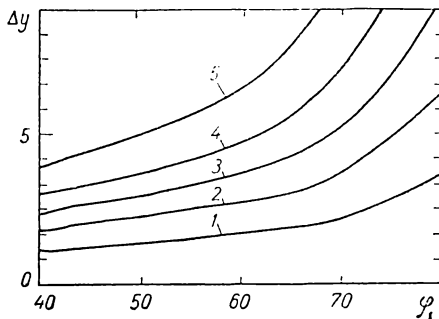


Рис. 1. Ошибки в определении видимой широты  $\varphi$  полярной шапки при линейном размытии истинной границы  $\Delta y$ , вызванном фотографической иррадиацией и дрожанием изображения ( $\Delta y = 0,01$  (1); 0,03 (2); 0,05 (3); 0,07 (4); 0,10  $R_{\oplus}$  (5)).

использован фотографический материал, полученный Н. П. Барабашовым и его сотрудниками на 20-сантиметровом рефракторе и 27-сантиметровом рефлекторе АО ХГУ. Исключение представляет период 1960—1961 гг., когда измерения проводились по материалу, полученному в ГАО АН УССР с помощью 70-сантиметрового рефлектора. Все микрометрические измерения были проведены для синей и зеленой области спектра. Материал АО ХГУ был использован нами в 1965 г. Измеренные «высоты» полярных шапок были грубо исправлены за указанные выше эффекты со значениями  $\Delta y = 0.05 \div 0.08 R \delta$  в зависимости от расстояния Земля—Марс и при  $\Delta y = 0.05 R \delta$  — для момента великого противостояния. Это значение соответствует размытости границы шапки в  $1''.2$  и, по нашему мнению, близко к истине. Полученные результаты измерений приведены в табл. 1 и хорошо согласуются с наблюдениями других авторов.

Таблица 1

1950		1954			1956		1958			1958		
$\eta^\circ$	$N$	$\eta$	$S$	$N$	$\eta$	$S$	$\eta$	$S$	$N$	$\eta$	$S$	$N$
200	82	264	66	69	285	57	16	69	69	38		68
207	83	285	69	67	290	58	17		68	39	78	68
216	82	305	72	64	300	59	19		69	40		71
220	81	321	76	64	310	62	21		70	41		70
227	81	1960—1961			320	70	25		68	44	80	71
229	82	85	69	67	330	77	26		69	45	77	69
236	84	108	68	70	340	83	28	74	71	49	76	69
238	78	135	62	76	350		29	74	71	53	77	70
	1952				0	75	32	76	67			
208	80				10	71	35	73	73			
216	80				20	81	36	79	73			
221	78				30	78	37		70			

На рис. 2 представлен полный цикл изменения размеров обских полярных шапок Марса, полученный как по нашим измерениям, так и по данным, опубликованным другими наблюдателями [1, 2, 3 и др.]. Следует отметить, что материал по определению размеров полярных шапок, основанный на визуальных наблюдениях и опубликованный в литературе, очень велик и нанести все измерения на сводные графики не представляется возможным, поэтому на рис. 2 отмечены только те точки, которые характеризуют средний ход  $\varphi_2$  во всем диапазоне гелиоцентрических долгот.

Из рис. 2 следует, что южная шапка Марса в максимуме занимает площадь в 1.5 раза большую, чем северная. Максимальная скорость таяния (увеличения) южной шапки  $\frac{d\varphi}{d\eta}$  составляет 0.35, в то время как для северной шапки она равна 0,25.

Представленные на рис. 2 сводные графики изменения размеров полярных шапок Марса с гелиоцентрической долготой

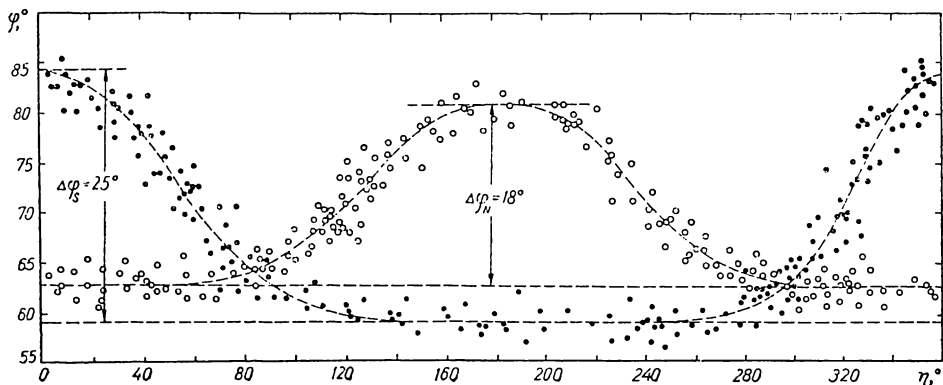


Рис. 2. Изменение размеров полярных шапок Марса в зависимости от гелиоцентрической долготы  $\eta$  (сводные графики) ( $\varphi$  — ареографическая широта границы шапки, ● — S, ○ — N).

совместно с данными о температурном режиме на планете могут быть использованы для различного рода расчетов количества годичного круговорота воды на Марсе. Некоторые расчеты по этому поводу мы находим в работах [4, 5].

*Строение и возможная природа полярных шапок.* Фотометрические данные показывают, что контраст шапка — материка монотонно возрастает к фиолетовому концу спектра. Абсолютные измерения не оставляют сомнения в том, что коэффициент яркости шапок убывает в том же направлении. Только в отдельных случаях спектральный ход коэффициента яркости для полярных шапок в интервале  $0.4\text{--}0.65\ \mu$  оказывается близким к нейтральному. Возможно, что в эти периоды полярные шапки состоят из одной только атмосферной компоненты и в красной области спектра измерений коэффициент яркости относится к поверхности Марса.

Вопрос о строении полярных шапок в различные сезонные периоды в литературе обсуждается давно. Инфракрасные спектры шапок [6, 7], а также поляризационные наблюдения [8] говорят в пользу водяной природы полярного покрова (иной или тонкий слой снега). Об этом же свидетельствуют фотографические наблюдения, показавшие реальность темной каймы у границы шапки, отчетливо видимой в зеленых и красных лучах, в период максимальной скорости таяния. Наблюдения, проведенные в течение четырех месяцев 1956 г. [9], зафиксировали существование темной каймы у границы южной полярной шапки только в период с 30 июля по 20 августа, что соответствует гелиоцентрической долготе Марса около  $330^\circ$  и максимальной скорости таяния южной полярной шапки.

Обширные визуальные наблюдения полярных шапок указывают на изменчивость не только их размеров, но также цвета и яркости. Ранние фотографические наблюдения со светофильтрами [10] показали, что в некоторые периоды в фиолетовых лучах полярные шапки имеют большие размеры, чем в красных. Райт справедливо отмечает, что этот эффект может быть вызван существованием у полярной шапки атмосферной компоненты, хотя заметную роль здесь может играть фотографическая иррадиация и дрожание изображения, влияние которых может привести к ложному увеличению фотографического размера шапки в фиолетовых лучах, в которых контраст шапка — примыкающие материки близок 0.5 против 0.2 в красных лучах. Более веским аргументом, говорящим в пользу существования над полярными областями Марса атмосферной дымки, хорошо рассеивающей фиолетовые лучи, является отмеченная некоторыми наблюдателями при визуальных наблюдениях различная яркость полярной шапки в период, предшествующий ее таянию, и в период таяния. В 1956 г., например, яркость южной полярной шапки Марса в период таяния (июль, август) заметно возросла по сравнению с другими сезонными периодами и была отчетливо видна как в синих, так и в ИК лучах (0.43 и 0.84  $\mu$  [11]). Фотометрирование полученных снимков показало, что в этот период все наблюдательные данные, относящиеся к полярной шапке, вполне объяснимы, если предположить, что полярное вещество располагалось полностью на поверхности планеты и наблюдалось сквозь однородную для всего видимого полушария марсианскую атмосферу. Во второй половине сентября 1956 г. и позже, после почти полного исчезновения южной полярной шапки во всем спектральном интервале 0.36—0.84  $\mu$ ,

над полярной областью снова появилось светлое пятно, но уже с другими спектральными значениями альbedo.

Коэффициенты яркости южной полярной шапки Марса, полученные в июне—октябре 1956 г. со светофильтрами, имеющими максимумы пропускания 0.36; 0.43; 0.53; 0.65 и 0.75  $\mu$ , приведены на рис. 3.

На рис. 4 представлена зависимость коэффициента яркости южной полярной шапки Марса от гелиоцентрической долготы по наблюдениям 1954 [12] и 1956 гг. [9]. В периоды этих двух противостояний были проведены абсолютные фотометрические наблюдения, которые наиболее пригодны для сопоставления яркости шапки в красных и синих лучах. Наблюдения проводились с широкополосными фильтрами с несколько различными максимумами пропускания, поэтому коэффициенты яркости, полученные в 1956 г., предварительно были приведены к длинам волн 1954 г. по среднему ходу яркости шапки, приведенному в табл. 2, с длиной волны. Приведенные на рис. 4 данные относятся к длинам волн 0,46 и 0.65  $\mu$ . Горизонтальными линиями отмечены значения коэффициентов яркости для красных и синих лучей, относящиеся к участкам планеты, расположенным на расстоянии  $0,8 R_{\delta}$  от центра (измерения проводились в период противостояния).

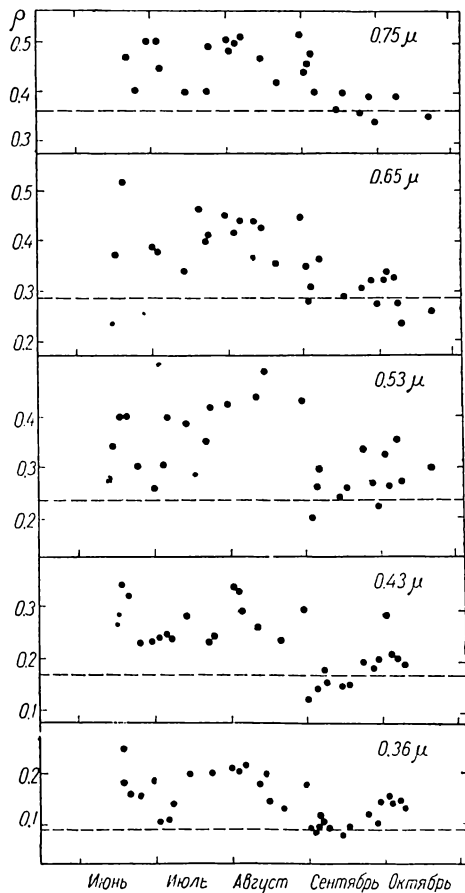


Рис. 3. Коэффициенты яркости  $\rho$  для южной полярной шапки Марса по наблюдениям в 1956 г.

Как видно из рисунка, для значения  $\eta=330^\circ$  при общем значительном разбросе измеренных точек, который объясняется скорее всего ошибками измерений и неравномерной яркостью шапки на различных ареографических долготах, яркость шапки оставалась постоянной в обоих участках спектра.

Этот результат может быть объяснен тем, что в течение марсианской весны и начала лета в южном полушарии Марса

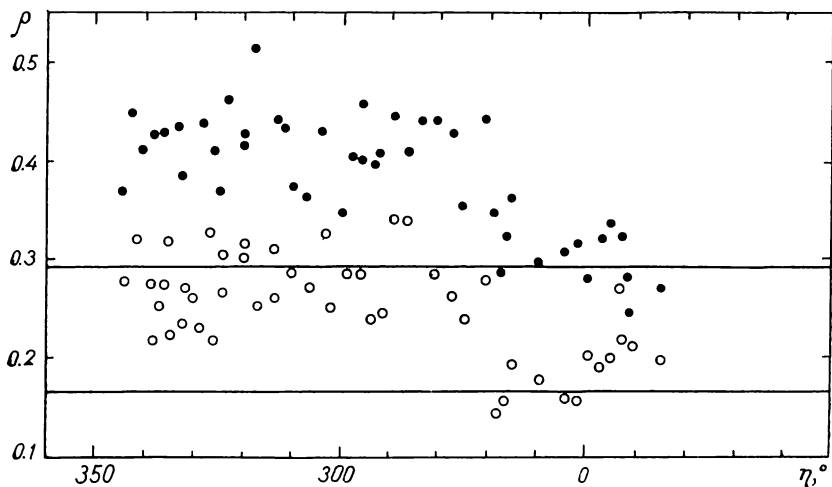


Рис. 4. Изменение коэффициента яркости для южной полярной шапки Марса по наблюдениям 1954 [12] и 1956 г. [9] (● — 0,65  $\mu$ , ○ — 0,46  $\mu$ ).

до периода резкого уменьшения размеров шапки в синих и красных лучах наблюдалось одно и то же образование, расположенное скорее всего на поверхности планеты. Более или менее плавное уменьшение яркости шапки на участке максимальной скорости ее таяния ( $\eta=340^\circ$ ) вряд ли соответствует действительности. Скорее всего здесь в значительной степени проявляется влияние атмосферного дрожания изображения, размывающего небольшое в этот период полярное пятно и понижающее его поверхностную яркость.

Начиная с середины сентября 1956 г. ( $\eta \approx 15^\circ$ ) появившаяся снова полярная шапка в синих лучах достигла почти прежней яркости (коэффициент яркости в среднем равен 0.2 вместо 0.28 до исчезновения шапки) и составляет с яркостью примыкающей поверхности контраст 0,2. В красных лучах коэффи-



циент яркости шапки уменьшается от 0,42 до 0,31, а контраст снизился до 0,08 при пределе обнаружения около 0,05.

В период противостояния 1961 г. проведенные в ГАО АН УССР спектрофотометрические наблюдения Марса [13] при ориентации щели спектрографа вдоль центрального меридиана планеты привели к такому же результату. Фотометрические разрезы спектра (рис. 5) показывают, что для обеих полярных шапок контраст шапка—материк плавно уменьшается от 0,45 (0,4  $\mu$ ) до 0,07 (0,65  $\mu$ ). Фото-снимки Марса, полученные в этот период со светофильтрами, также не обнаруживают полярных шапок в красных лучах при отчетливой их видимости в синих.

Т а б л и ц а 2

$\lambda, \mu$	Спектральные значения контраста шапка—материк			
	1950—1961 гг. (среднее)		1956 г. июнь—август	1960—1961 гг. (среднее)
	S	N	S	S и N
0.36	0.44	0.42	0.52	
0.40	0.41	0.40	0.43	0.45
0.45	0.37	0.35	0.39	0.35
0.50	0.32	0.29	0.36	0.27
0.55	0.28	0.24	0.33	0.20
0.60	0.22	0.19	0.31	0.07
0.65	0.18	0.15	0.28	0.07
0.70	0.15	0.12	0.25	
0.75	0.11	0.09	0.22	
0.80	0.10		0.19	
0.84	0.09		0.17	

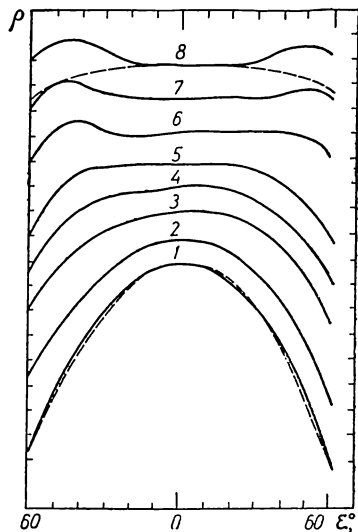


Рис. 5. Распределение яркости вдоль центрального меридиана Марса по наблюдениям 6—7 января 1961 г. ( $\Delta Q=0,02$ ;  $\epsilon$  — угол отражения: 1—0,65; 2—0,60; 3—0,57; 4—0,55; 5—0,54; 6—0,49; 7—0,45; 8—0,42  $\mu$ ). Распределение яркости вдоль экватора интенсивности на материках показано пунктирной линией.

Этот период наблюдений соответствует равноденствию на Марсе. Полярные области находились в симметричных сезонных режимах: южная шапка испытывала процесс формирования, а северная находилась накануне процесса таяния. Отмеченная выше фотометрическая особенность полярных шапок Марса относится к определенным периодам их эволюции, в эти периоды

полярные шапки представляют собой в основном атмосферные образования, близкие по оптическим свойствам к облакам Райта, наблюдавшимся иногда на утреннем и вечернем лимбах.

Рассмотрим вопрос о строении и природе полярных шапок, когда они расположены на поверхности планеты. Было предложено несколько гипотез относительно вещества, образующего полярную шапку. Одна из них — гипотеза льда — завоевала в свое время популярность благодаря специфическим отражательным свойствам льда. В длинноволновом участке спектра лед прозрачен, поэтому в этих лучах яркость полярных районов определяется главным образом коэффициентом отражения истинной поверхности Марса. С уменьшением длины волны коэффициент отражения льда увеличивается и вблизи  $0.43 \mu$  достигает 53% [14]. Однако эта гипотеза не согласуется с тем фактом, что в отдельные периоды полярные шапки прекрасно видны во всем наблюдаемом спектральном интервале. В этом случае для объяснения природы шапок необходимо привлечь вещество с более нейтральным коэффициентом отражения. Таким веществом является снег или иней. Гипотеза сплошного снежного покрова сталкивается с той трудностью, что коэффициент отражения снега практически не зависит от длины волны и близок к 80%. Тот факт, что наблюдаемый коэффициент яркости полярной шапки всегда значительно меньше 0,8, некоторые авторы объясняют или ослаблением яркости полярной шапки атмосферой Марса, или тем, что слой снега не сплошной.

Поляризационные наблюдения полярной шапки и лабораторные измерения поляризационных свойств инея, выполненные Дольфюсом [8], а также расчеты, проведенные Лебединским и Саловой [5], показывают, что вещество, устилающее полярные районы Марса, представляет собой иней или несплошной снежный покров.

По нашему мнению, гипотеза несплошного снежного покрова или инея является правдоподобной и способна объяснить спектральные свойства полярной шапки. Наличие или отсутствие шапки в длинноволновом участке спектра может полностью определяться соотношением между площадями участков, занятых снегом и свободных от него.

Попытаемся подтвердить сказанное расчетами.

В грубом приближении предположим, что на Марсе отсутствует атмосфера. Обозначим через  $\beta$  площадь полярного района, занятую снегом. Тогда коэффициент яркости шапки  $q_{ш}$  можно

выразить через коэффициенты яркости материка  $\rho_m$  и снега  $\rho_c$  следующим образом:

$$\rho_{ш} = (1 - \beta)\rho_m + \beta\rho_c. \quad (1)$$

Для контраста материк—шапка

$$K'_0 = \frac{\rho_m - \rho_{ш}}{\rho_m}. \quad (2)$$

Для удобства в дальнейшем под контрастом материк—шапка в отличие от обычно принимаемого отношения будем понимать величину

$$K_0 = \frac{\rho_{ш} - \rho_m}{\rho_m} = \beta \left( \frac{\rho_c}{\rho_m} - 1 \right). \quad (3)$$

Так как  $\rho_c$  в области  $0.36-0.84 \mu$  близок к 0.8, а  $\beta$  также не зависит от длины волны, то изменение контраста с длиной волны будет целиком определяться спектральным ходом коэффициента яркости материка. В табл. 3 приведены вычисленные значения контраста для нескольких значений  $\beta$  в зависимости от длины волны. Коэффициенты яркости материка взяты из каталога [9].

Т а б л и ц а 3

$\beta$	$\lambda$ м $\mu$					
	840	750	647	530	429	360
0.03	0.028	0.043	0.065	0.107	0.188	0.358
0.10	0.095	0.142	0.218	0.357	0.627	1.190
0.30	0.280	0.430	0.650	1.070	1.880	3.580

Как видно из этой таблицы, при малых  $\beta$  контраст в длинноволновом участке спектра очень мал и при существующей точности фотографической фотометрии может остаться обнаруженным или приписан ошибкам измерений. Так, например, утверждается в работе [13], где указано, что кривые распределения яркости вдоль экватора интенсивности и центрального меридиана совпадают, хотя, как увидим ниже, 6—7 января 1961 г. у  $0.64 \mu$  контраст достигал 7%.

Эти расчеты качественно объясняют спектральные свойства полярных шапок, поэтому попытаемся определить значения  $\beta$  на примере наблюдений Марса в 1956 и 1960--61 гг.

Для планет, окруженных атмосферой, измеренный контраст  $K_{\text{н}}$  связан с истинным контрастом  $K_0$  выражением

$$K_{\text{н}} = K_0 \left( 1 - \frac{\rho}{\rho_{\text{м}}} \right), \quad (4)$$

где  $\rho$  — коэффициент яркости атмосферного столба над полярной шапкой. Для приближенных расчетов не будем учитывать влияние марсианской атмосферы. Это приближение является не очень грубым, если придерживаться концепции, согласно кото-

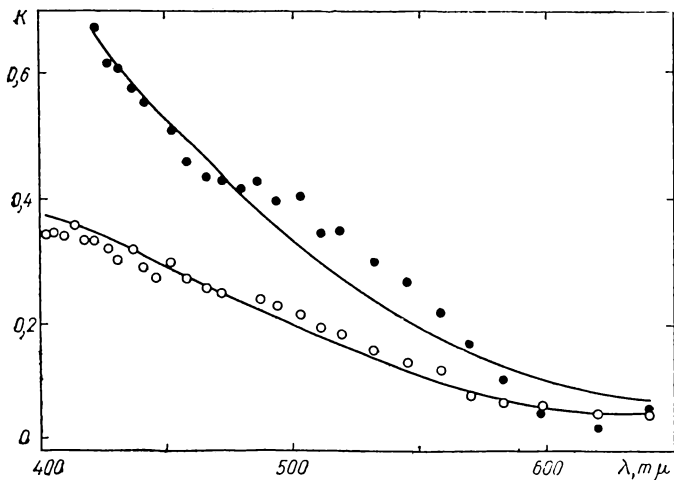


Рис. 6. Зависимость контраста полярных шапок Марса от длины волны (● — 5—6 декабря 1960 г., ○ — 6—7 января 1961 г.). Сплошные кривые — ход контраста, вычисленного при  $\beta = 0,061$  (верхняя) и  $0,038$  (нижняя).

рой марсианская атмосфера в наблюдаемых обычно участках спектра является оптически тонкой ( $\tau \leq 0,1$ ). В этом случае выражение (4) превращается в выражение (3).

На рис. 6 показан ход контраста материк—шапка с длиной волны для наблюдений в период противостояния 1960—61 гг. Для обеих дат приведены средние значения контраста, полученные из наблюдений южной и северной полярных шапок. Для этих двух дат наблюдений были получены средние значения  $\beta$ , равные соответственно  $0,061 \pm 0,005$  и  $0,038 \pm 0,002$ . Сплошные кривые на рис. 6 представляют ход контраста, вычисленного по полученным  $\beta$  с длиной волны. Как видно, раз-

ногласия между вычисленными и наблюдаемыми контрастами незначительны и могут быть объяснены ошибками наблюдений и вуалирующим действием марсианской атмосферы.

Для 1956 г. воспользовались средними значениями контраста для южной полярной шапки по наблюдениям в июне—августе. Значение контраста  $K_n$ , среднеквадратический разброс контраста  $\Delta K$  и значения  $\beta$  приведены в табл. 4. Данные этой таблицы показывают, что в длинноволновом участке спектра (0.53—0.75  $\mu$ ) величина  $\beta$  практически не зависит от длины волны, в то время как к ультрафиолетовому концу спектра она уменьшается. Это уменьшение может быть вызвано вуалирующим действием марсианской атмосферы. Поэтому в качестве среднего значения  $\beta$  приняли 0.25 и с этим значением вычислили истинный контраст материк—полярная шапка  $K_0$  (см. табл. 4). Зная

Т а б л и ц а 4

$\lambda$ $\mu$	$K_n$	$\Delta K$	$\beta$	$K_0$	$\tau$	$K'_n$
750	0.29	0.03	0.24	0.30	(0.019)	0.29
647	0.44	0.04	0.25	0.44	(0.026)	0.42
530	0.59	0.07	0.25	0.59	(0.040)	0.54
429	0.75	0.06	0.19	0.96	0.060	0.75
360	0.89	0.09	0.11	1.97	0.090	0.89

$K_n$  и  $K_0$ , по формуле (4) оценили оптическую толщину  $\tau$  атмосферы Марса в 0.36 и 0.43  $\mu$ . Следует отметить, что найденные значения могут рассматриваться как нижний предел, так как при вычислении  $K_0$  принимали для коэффициента отражения материка в коротковолновом участке спектра значения наблюдаемых коэффициентов яркости, которые могут быть несколько большими коэффициента отражения марсианской поверхности. В предположении чистого рассеяния и сферической индикатрисы рассеяния оптическая толщина оказалась равной 0.09 и 0.06 для 0.36 и 0.43  $\mu$  соответственно. Приняв, что ход оптической толщины с длиной волны для красного участка спектра подчиняется тому же закону, что и в области 0.36—0.43  $\mu$ , нашли значения  $\tau$  во всех участках спектра и грубо оценили, каким должен был бы быть измеренный контраст  $K'_n$ , если бы истинный был таким же, как в колонке  $K_0$  (значения  $\tau$  и  $K'_n$  приведены в табл. 4). Как видим, вуалирующее действие атмосферы Марса в длинноволновом участке спектра мало и находится в пределах ошибок определения среднего значения контраста.

Теперь попытаемся приближенно оценить то количество воды  $M$ , которое необходимо для образования полярной шапки. Принятое нами значение коэффициента отражения снега, равное 0.8, может иметь слой любой толщины, но, по-видимому, не меньше нескольких сантиметров. Для оценки нижней границы количества воды, образующей полярную шапку, приняли толщину снежного покрова равной 2 см, а плотность снега  $d=0.1—0.01$  г/см<sup>3</sup>. Полученные данные для двух значений  $\beta$  приведены в табл. 5. В двух последних строчках для сравнения приведены данные о количестве воды на Марсе, найденные по скорости таяния полярной шапки [5] и по спектроскопическим наблю-

Таблица 5

$\beta$	$\alpha$	$M$ , г/см <sup>2</sup>
0.04	$10^{-1}$	0.008
	$10^{-2}$	0.0008
0.25	$10^{-1}$	0.050
	$10^{-2}$	0.005
	0.010	0.010
	0.0014	0.0014

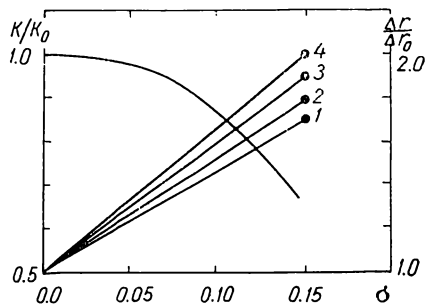


Рис. 7. Зависимость величины  $\Delta r/\Delta r_0$  от  $\sigma$  и от  $K_0$  (1 —  $K_0=0,5$ ; 2 —  $K_0=1,0$ ; 3 —  $K_0=1,5$ ; 4 —  $K_0=2,0$ ).

дениям [15]. Как видим, рассмотренная нами модель полярных шапок не противоречит спектроскопическим определениям количества воды в марсианской атмосфере.

Таким образом, проведенные выше расчеты показывают, что в принятой нами модели полярная шапка Марса представляет собой несплошной снежный покров, занимающий до 25% общей площади.

Как было показано в работах [16, 17], турбулентное дрожание изображения искажает истинное распределение яркости по диску планеты. Очевидно, что и контраст материк—шапка также будет подвержен такого рода искажениям. Так как при расчетах пользовались наблюдаемыми (искаженными) значениями контраста, то для определения возможной ошибки в  $\beta$  замывание контраста материк—шапка считали следствием дрожания изображения. Расчеты выполнены для значений контраста 0,5; 1,0; 1,5; 2,0 при размере полярной шапки  $\Delta r_0=0.3 R \delta$  и для значений параметра  $\sigma$ , характеризующего турбулентное состояние земной

атмосферы, 0,05; 0,075; 0,10 и 0,15. Так как эти расчеты носят сугубо оценочный характер, то мы приняли, что вдоль центрального меридиана потемнение к краю отсутствует, а полярная шапка имитировалась прямоугольником.

Вычисления показали следующее:

1) при одних и тех же значениях  $\sigma$  отношения искаженного контраста к истинному  $K_n/K_0$  не зависит от  $K_0$ ;

2) турбулентное дрожание изображения, помимо замывания контраста, увеличивает размер шапки, а величина  $\Delta r/\Delta r_0$  зависит как от  $\sigma$ , так и от  $K_0$  (рис. 7). В качестве границы полярной шапки при определении ее искаженного размера принималась точка, в которой измеренный контраст равен 5%.

Так как величина  $\beta$  пропорциональна  $K$ , то приведенные в табл. 4 значения  $\beta$  следует рассматривать как нижний предел. Из рис. 7 видно, что уже при  $\sigma=0,15 R \delta$  измеренный контраст, а следовательно, и  $\beta$ , составляет 0,67 от истинных значений.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Antoniadis. La planete Mars. Paris, 1930.
2. Miyamoto S. — Contribs. Inst. Astrophys. and Kwasan Observ. Univ. Kyoto, 1963, 124—125.
3. Бронштэн В. А. Результаты наблюдений Марса во время великого противостояния 1956 г. в СССР. Изд-во АН СССР, М., 1959.
4. Geneslay E. — Astronomie, 1959, 73.
5. Лебединский А. И., Салова Г. И. — АЖ, 1962, 39, 2.
6. Атмосферы Земли и планет. Сб. под ред. Кейпера Д. П. ИЛ, М., 1951.
7. Мороз В. И. Физика планет. «Наука», М., 1967.
8. Dollfus A. — Ap. d'Astrophys., Suppl. 1957, 4.
9. Барабашов Н. П., Коваль И. К. Фотографическая фотометрия Марса со светофильтрами в 1956 г. Изд-во ХГУ, 1959.
10. Wright W. H. — Lick Observ. Bull., 1925, 366.
11. Барабашов Н. П., Коваль И. К. — АЖ, 1958, 36, 3.
12. Коваль И. К. — АЖ, 1957, 34, 3.
13. Дидыченко Е. И., Коваль И. К., Мороженко А. В. — Изв. ГАО АН УССР, 1963, 5, 1.
14. Шаронов В. В. — Циркуляр ГАО в Пулково, 1941, 32.
15. Kaplan L. D., Munch G., Springad H. — Ap. J., 1964, 139, 1.
16. Бугаенко Л. А., Бугаенко О. И., Коваль И. К., Мороженко А. В. — В кн.: Физика Луны и планет. «Наукова думка», К., 1964.
17. Бугаенко Л. А., Бугаенко О. И., Коваль И. К., Мороженко А. В. — В кн.: Физика Луны и планет. «Наукова думка», К., 1966.

# ON THE NATURE OF THE POLAR CAPS OF MARS

I. K. KOVAL, A. V. MOROZHENKO

## Summary

The data are given on the change of the size of the Martian polar caps with a heliocentric longitude, taken from the photographic and visual observations (Fig. 2). On the basis of durable photometric investigations, the structure and nature of the polar caps were discussed.

Estimation of quantity of the Martian water is given. The substance formed a polar cap is assumed to be concentrated on the Martian surface and looks as a broken layer of snow with neutral albedo equal to 0.8. In this assumption the snow layer occupies approximately 25% of the cap's surface. Taking 2 cm for the thickness of the layer, one obtains the amount of precipitable water to be 0.005—0.05 g/cm<sup>2</sup>.