

А. Д. СЫТИНСКИЙ

**МЕХАНИЗМ ВЛИЯНИЯ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ
НА ЦИРКУЛЯЦИЮ НИЖНЕЙ АТМОСФЕРЫ**

(Представлено академиком М. А. Садовским 13 VI 1975)

Получено большое количество данных, доказывающих влияние солнечной активности (с.а.) на циркуляцию нижней атмосферы (¹, ¹¹). С помощью спутниковых и ракетных наблюдений установлено, что усиление с.а. приводит к расширению атмосферы за счет увеличения ее внутренней энергии (⁹, ¹⁰). Эти данные позволяют построить механизм влияния с.а. на процессы в нижней атмосфере, не выходя из рамок известных физических законов (²).

Очевидно, при расширении атмосферы в связи с усилением с.а. не будет возникать дополнительного момента сил относительно ее оси вращения. Поэтому для случая, когда солнечная энергия поглощается непосредственно в толще атмосферы, должен выполняться закон сохранения момента количества движения ее (L_a):

$$L_a = I_a \omega_a = \text{const}, \quad (1)$$

где I_a — момент инерции, ω_a — угловая скорость.

Нетрудно показать, что при $L = \text{const}$ между кинетической K и потенциальной Π энергиями атмосферы имеет место соотношение

$$dK = -A d\Pi, \quad (2)$$

где $A = \omega^2 r / g$ — отношение центростремительного ускорения к ускорению силы тяжести.

С расширением атмосферы при усилении с.а. происходит увеличение I_a и Π и соответственно на основании (1) и (2) — уменьшение ω_a и K всей атмосферы, в том числе и тропосферы. Но поскольку ω_a определяется в общем градиентом температуры между экватором и полюсом (³, ⁴), в этом случае будет нарушаться установившееся движение в атмосфере, обусловленное температурными градиентами в тропосфере, что в свою очередь, приведет к нарушению равновесия (к неустойчивости) в тропосфере, к усилению циклогенеза. Таким образом, представляется возможным рассматривать влияние с.а. на атмосферную циркуляцию как некое возмущение квазистационарного движения атмосферы, приводящее в конечном итоге к усилению макротурбулентного обмена, к меридиональным процессам в атмосфере, к преобразованию термобарического поля. Это хорошо согласуется с данными о характере влияния с.а. на процессы в нижней атмосфере (¹, ¹¹). Указанные возмущения должны носить планетарный характер (⁵, ⁶).

Энергия возмущения циркуляции атмосферы E_n на основании (2) будет выражаться как

$$E_n \leq K_1 - K_2 = A (\Pi_2 - \Pi_1), \quad (3)$$

где индексы 1 и 2 соответствуют невозмущенной и возмущенной атмосфере. При этом $\Pi_2 - \Pi_1 = \Delta \Pi \leq E_a$, где E_a — энергия, поступающая в атмосферу за счет с.а. Величина $\Delta \Pi$ однозначно определяется изменением вы-

соты центра тяжести атмосферы Δh_0 :

$$\Delta \Pi = M_0 g_0 \Delta h_0, \quad (4)$$

где M_0 — масса всей атмосферы, g_0 — ускорение силы тяжести на уровне моря.

С другой стороны, увеличение потенциальной энергии $\Delta \Pi$ будет определяться смещением высоты центра тяжести Δh слоя верхней атмосферы

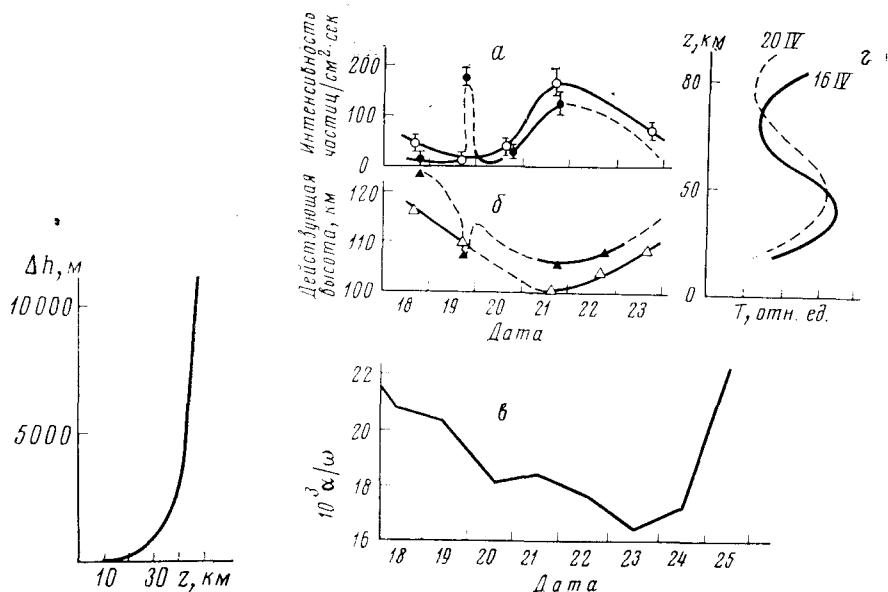


Рис. 1

Рис. 2

Рис. 1. Зависимость $\Delta h = f(z)$ для $\Delta \Pi = 5 \cdot 10^{27}$ эрг

Рис. 2. Изменение интенсивности корпускулярного излучения на высоте 86 км (а), действующей высоты отражения радиоволн (б) и индекса зональной циркуляции $10^3(\alpha/\omega)$ на поверхности 700 мбар (в) за период с 18 по 25 апреля 1969 г. Светлые точки дневное время, темные — вечернее. г — схема сдвига температурного профиля

с высотой основания z , до которой проникает энергия, поступающая в атмосферу за счет с.а., т. е.

$$\Delta \Pi = M g \Delta h, \quad (4a)$$

где M — масса слоя атмосферы с высотой основания z , g — ускорение силы тяжести на высоте z . Пренебрегая различием площадей поверхности Земли S и поверхности S_1 сферы с радиусом $R+z$, где R — радиус Земли, на основании (4) и (4a) имеем

$$\Delta h_0 = (P/P_0) \Delta h, \quad (5)$$

где P_0 и P — атмосферное давление на уровне моря и высоте z соответственно.

Принимая, что в (3) $\Delta K = K_1 - K_2$ или $E_{\text{ц}}$ будут равны энергии образовавшихся циклонов, т. е. $E_{\text{ц}} = 10^{25} - 10^{26}$ эрг (7), и что для атмосферы $A \approx 1/200$, находим $E_a \leq \Delta \Pi = 2 \cdot 10^{27} - 2 \cdot 10^{28}$ эрг. Это совпадает с результатом оценки $\Delta \Pi$ в (2). Соответственно на основании (4) получим $\Delta h_0 = 4 - 40$ м. Изменения h_0 от зимы к лету составляют $\Delta h_0 \approx 300$ м и на 1–2 порядка превышают полученные значения Δh_0 .

График зависимости $\Delta h = f(z)$ с учетом изменения атмосферного давления с высотой (8) для $\Delta \Pi = 5 \cdot 10^{27}$ эрг приведен на рис. 1. Данные рис. 1 показывают, что с увеличением z после 45–50 км величина Δh начинает

быстро расти и ее значения (при учете измеренных вариаций плотности на разных уровнях в атмосфере ⁽⁹⁾) становятся нереальными. Поэтому следует считать, что для срабатывания рассматриваемого механизма необходимо, чтобы энергия с.а. проникала в атмосферу по крайней мере до высот $z=35-40$ км. По-видимому, здесь определенную роль играет слой в стратосфере, где наблюдается рост температуры с высотой. Вообще говоря, полученные значения $\Delta\Pi$ и z представляются несколько преувеличенными. Однако наблюдения показывают, что с увеличением с.а. действительно имеют место значительные расширения атмосферы. Так, на рис. 2г приведена схема сдвига температурного профиля в атмосфере с 16 по 20 IV 1969 г. во время увеличения солнечной активности. При этом, в частности, обнаружено увеличение высоты стратопавзы с 46 до 48 км, а высоты мезопавзы с 72 до 80 км. (В ⁽¹⁴⁾ приведены данные, указывающие на вариации высоты стратопавзы до 11 км.) На рис. 2 приведены также графики зональной циркуляции, где α — угловая скорость вращения атмосферы относительно Земли ^(3, 4, 12), ω — угловая скорость вращения Земли. Кривые a , b и g рис. 2 построены на основании материалов наблюдений комплексного ракетного эксперимента «Солнце — атмосфера» ⁽¹⁰⁾.

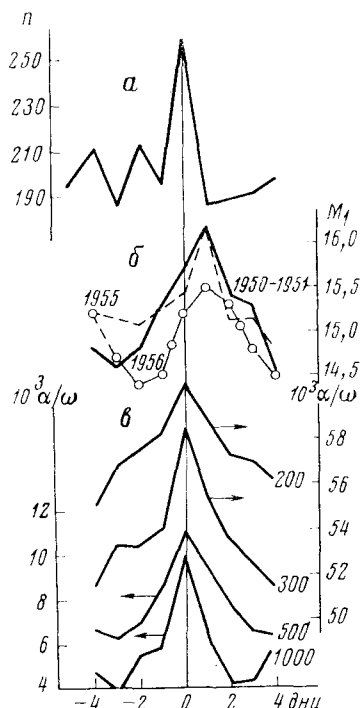
Данные рис. 2г являются прямым доказательством расширения всей атмосферы с увеличением с.а. Принимая грубо высоту h центра тяжести слоя атмосферы (с основанием $z=40$ км) равной 46–48 км, из (4) и (5) имеем $\Delta h_0=6$ м, $\Delta\Pi=3,2 \cdot 10^{27}$ эрг. Полученные значения Δh_0 и $\Delta\Pi$ хорошо подтверждают реальность предложенного механизма.

С другой стороны, полученное значение $\Delta\Pi$ дает основания для размышлений об источнике энергии, реализуемой в рассматриваемом механизме. Если рассматривать корпускулярное излучение Солнца, то имеются трудности в объяснении путей трансформации его энергии в атмосферу. Не менее трудно объяснить проникновение энергии до $z=35-40$ км, так как мало вероятно, чтобы до этих высот могло проникать корпускулярное излучение. Поток энергии высокоэнергичных частиц, которые могли бы проникать до этих уровней, мал и, по нашему мнению, не может играть заметной роли. Поскольку на этих высотах располагается слой озона, то можно полагать, что некоторую роль играет ультрафиолетовое излучение. Интенсивность последнего, по-видимому, может возрастать за счет излучения возбужденных атомов верхней атмосферы, образующихся при вторжении солнечных корпускул ⁽⁹⁾. Возможно, главную роль играет инфракрасное излучение, полный поток энергии которого, направленный из верхней атмосферы вниз к Земле, как показано Э. Р. Мустелем ⁽¹¹⁾ по данным наблюдений М. Н. Маркова, составляет $2 \cdot 10^{27}$ эрг и соответствует величине $\Delta\Pi$, необходимой для срабатывания рассматриваемого механизма.

В связи с изложенным представляет интерес с учетом (1)–(3) рассмотреть особенности поведения ω_a и K . Для этой цели может быть использован индекс зональной циркуляции α ; фактически использовали индекс $10^3(\alpha/\omega)$ ^(3, 4, 12). Известно, что интенсивность зональной циркуляции зависит в общем от градиента температуры между экватором и полюсом, т. е. $\alpha=f(\partial t/\partial \varphi)$ ^(3, 4). Однако при увеличении I_a и Π с усилением с.а., если справедливо (1) и (2), уменьшения и ω_a и K (или в рассматриваемом случае α) будут происходить независимо от $\partial t/\partial \varphi$ и, более того, уменьшение α , на основании изложенного, должно приводить к нарушению теплового равновесия в атмосфере, т. е. изменение интенсивности циркуляции будет являться причиной, а изменение $\partial t/\partial \varphi$ — следствием.

Для доказательства существования такой именно последовательности событий из таблиц ежедневных значений индекса $10^3(\alpha/\omega)$ на поверхности 700 мбар ^(3, 4, 12) выбирали даты максимальных его значений ^(0^d). Затем относительно 0^d осредняли значения этого индекса на уровнях поверхностей 1000, 500, 300, 200 мбар, а также индекса M_1 , определяющего разность температур между полюсом и экватором, т. е. $\partial t/\partial \varphi$ ⁽³⁾. Графики рис. 3

Рис. 3. Статистические кривые распределения числа проходов n солнечных активных областей через центральный солнечный меридиан (1950–1952, 1955, 1961–1966 гг. ⁽¹³⁾, 523 случая) (а), средних значений индекса M_1 (1950–1961 гг. — 70 случаев, 1955 г. — 50 случаев, 1956 г. — 50 случаев) (б), средних значений индекса $10^3(\alpha/\omega)$ на уровнях поверхности 1000, 500, 300, 200 мбар (1955 г. — 50 случаев) (в) относительно дат (0^h) максимальных значений индекса $10^3(\alpha/\omega)$ на поверхности 700 мбар



показывают, что уменьшения α происходят синхронно на всех приведенных поверхностях и наступают в среднем на сутки раньше, чем уменьшения M_1 и, следовательно, изменения температурных градиентов полюс — экватор в рассматриваемом случае не могут служить причиной изменения циркуляции атмосферы. Кривая n на рис. 3 говорит о том, что одной из причин таких уменьшений α является с.а. (см. также рис. 2). Так, применяя критерий согласия χ^2 при сравнении полученного распределения n (рис. 3) с равномерным при 9 степенях свободы, находим $\chi^2=24,0$ ($P \leq 0,01$) и, следовательно, с уровнем значимости около 0,99 можно утверждать, что уменьшения α не случайным образом связаны с моментами прохождения активных областей через центральный солнечный меридиан.

Все это находится в хорошем согласии с изложенным физическим механизмом влияния с.а. на циркуляцию нижней атмосферы. Кроме того, представленные данные позволяют считать, что процессы в нижней атмосфере в связи с с.а. имеют следующую последовательность: 1) возмущение — нарушение теплового равновесия, 2) релаксация — восстановление теплового равновесия. Далее опять следует возмущение. Поскольку при этом происходит смена термобарического поля, то можно полагать, что так называемые естественные синоптические периоды определяются с.а.

Все рассмотренные выше материалы позволяют утверждать, что с.а. влияет на физические процессы не только верхней, но и нижней атмосферы и при построении объективной физической модели атмосферы необходимо учитывать все виды солнечного излучения.

Арктический и антарктический
научно-исследовательский институт
Ленинград

Поступило
2 XII 1974

ЛИТЕРАТУРА

- ¹ Б. М. Рубашев, Проблемы солнечной активности, М., «Наука», 1964. ² А. Д. Сытинский, Геомагнетизм и аэрономия, т. 6, № 4, 726 (1966). ³ Е. Н. Блинова, ДАН, т. 39, № 7 (1943). ⁴ С. А. Машкевич, Е. М. Добрышман, Я. М. Хейфец, Характеристики зональной циркуляции М., Гидрометеониздат, 1958. ⁵ А. Д. Сытинский, Информ. бюлл. сов. антарктич. эксп., № 44, 22 (1963). ⁶ А. Д. Сытинский, ДАН, т. 155, № 1, 79 (1964). ⁷ Е. П. Борисенков, Вопросы энергетики атмосферных процессов, Гидрометеониздат, 1960. ⁸ П. Н. Тверской, Курс метеорологии, М., 1962. ⁹ В. И. Кравцовский, Штили и штормы в верхней атмосфере, М., «Наука», 1971. ¹⁰ Г. С. Иванов-Холодный, Т. В. Казачевская, Вестн. АН СССР, № 11, 50, (1971). ¹¹ Э. Р. Мустель, Научные информации Астрономического совета АН СССР, в. 10, 98 (1968). ¹² П. П. Смирнов, Л. Л. Казакова, Тр. мирового метеорол. центра, в. 5, 55, (1965); в. 12, 43 (1966); Тр. гл. метеорол. центра, в. 31, 64 (1967). ¹³ Р. С. Гневышева, Каталог солнечной деятельности. Тр. гл. астроном. обсерв. в Пулковке, Л., 1950–1966. ¹⁴ В. И. Задвернюк, В. В. Михневич, Метеорология и гидрология, т. 9, 40 (1973).