

УДК 551.558.21:551.576

Н. Н. Зидлев

ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ КАРТИНА ОБТЕКАНИЯ СЕВЕРНОГО УРАЛА ПРИ УЧЕТЕ УСТОЙЧИВОЙ АТМОСФЕРЫ

Рассмотрены свойства орографических возмущений при обтекании протяженного Уральского хребта с учетом влияния устойчивой стратосферы на основе решения нелинейной двумерной задачи для двухслойной атмосферы. Проведено сравнение с результатами экспериментальных наблюдений для данного района. Выявлены некоторые особенности орографических возмущений над горным массивом.

При натекании невозмущенного воздушного потока с устойчивой стратификацией температуры по высоте на заметное искривление рельефа в атмосфере возникают орографические возмущения, исследование характеристик которых ведется достаточно давно как теоретическими, так и экспериментальными методами (см., например, [1—3]). На первых порах теоретическое моделирование этого явления проводилось почти исключительно для тропосферы. При этом существовало два подхода в выборе верхнего граничного условия такой задачи. В первом случае атмосфера на уровне тропопаузы полагалась ограниченной сверху твердой поверхностью [4, 5], во втором случае рассматривалась неограниченная среда [6, 7]. Физически первое предположение означает, что стратосфера не пропускает возмущения вверх, а отражает их полностью обратно. В случае неограниченной среды энергия возмущений из тропосферы беспрепятственно распространяется вверх, причем свойства верхних слоев атмосферы в этих теоретических моделях искажаются. Рассмотрение такого класса задач не давало возможности достаточно правильно учесть влияние верхних слоев атмосферы на распространение орографических возмущений в тропосфере.

В работе [8] был предложен метод более аккуратного учета влияния верхних слоев атмосферы на тропосферу; для этого рассматривалась двухслойная модель атмосферы с учетом изменения скорости ветра по высоте. В верхнем слое атмосферы предполагалось, что возмущения затухают с высотой по экспоненциальному закону.

На основании анализа этого решения была показана возможность наличия больших амплитуд возмущений в тропосфере, если параметр Скорера

$$R^2 = \frac{g(\gamma_a - \gamma)}{T_1 U^2} - \frac{U''}{U}$$

уменьшался достаточно быстро с высотой; здесь g — ускорение силы тяжести; γ_a — сухоадиабатический градиент температуры, γ — градиент температуры в натекающем потоке, T_1 — средняя температура, U — скорость невозмущенного натекающего потока, U'' — вторая производная скорости по вертикальной координате z . Попытки оценить влияние

как границы, так и изучить свойства орографических возмущений в верхних слоях были сделаны в работах [9—12] при рассмотрении линейризованных задач с использованием многослойных моделей. На основании анализа решения, проведенного в работе [9] на примере двух- и четырехслойных моделей, было показано, что свойства основных волновых компонентов, присутствующих в решении, как для среды, ограниченной сверху твердой поверхностью, так и для неограниченной среды, не изменяются, при этом решение представлялось в виде суммы волн, амплитуда которых уменьшалась с высотой. Учет верхних слоев атмосферы [см. 10, 11, 12] позволил выявить некоторые особенности в характеристике подветренных волн. Так, в [10] на основании использования экспериментального материала наблюдений и теоретических расчетов установлено, что подветренные волны могут иметь форму, заметно отличную от гармонической, а в [11, 12] сделан вывод о возможности излучения длинных волн в стратосферу и заметном усилении амплитуды волн в стратосфере, когда параметр Скорера в нижнем слое больше четырех единиц длины (за единицу длины берется глубина тропосферы). Основным недостатком моделей [8—12] является то, что в них используется предположение о малости всех возмущений. Нелинейная модель [5] показала, что при постановке твердой границы на высоте тропопаузы возмущения в потоке могут иметь существенную амплитуду и даже возможно возникновение резонанса. Это показало, что при изучении свойств орографических возмущений с учетом верхних слоев атмосферы существенное значение должны иметь нелинейные модели. В [13, 14] проблема взаимодействия тропосферы с верхними слоями атмосферы изучается в рамках нелинейного подхода [5, 7] путем рассмотрения двухслойной модели жидкости аналогично [9, 10]. Система уравнений термогидродинамики атмосферы при условии постоянства скорости и градиента температуры в натекающем невозмущенном потоке приводится к уравнению Гельмгольца для возмущения функций тока $\psi'(x, z)$. Стратосфера на высоте $z=H_2$ ограничена горизонтальной поверхностью. В результате анализа решения [14] установлено новое свойство дробления длинных подветренных волн на ряд коротких, показано, что спектр подветренных волн в стратосфере шире, чем в тропосфере, а также сделан важный вывод о существенном вкладе в решение экспоненциальных слагаемых. Рассмотрение свойств подветренных волн в работах [8—10, 14] проводилось при теоретическом моделировании обтекания рельефа в форме единичного гребня. Реальные горные массивы представляют собой, как правило, рельеф сложного профиля, имеющий длину по горизонтали от нескольких десятков до сотен километров. В работах [15, 16] в рамках нелинейного подхода [7] без учета отражения энергии от стабильных слоев стратосферы (неограниченная среда) было рассмотрено обтекание протяженного рельефа на примерах Крыма и Северного Урала. Учет действия стабильной стратосферы при обтекании единичного гребня был сделан в работе [14]. Данная работа является обобщением [15], в ней изучается обтекание протяженного хребта (на примере рельефа Северного Урала [16]) при учете действия стабильной стратосферы. Решение нашей задачи обтекания для двухслойной атмосферы аналогично [15] можно представить в виде следующей суперпозиции решений, полученных в [14]; для тропосферы

$$\Psi_1'(x, z) = \sum_{i=1}^M a_i \sum_{n=N+1}^{150} \frac{a_n}{2\sqrt{l_n}} e^{\sqrt{l_n}(x-x_i)} \sin \omega_{1n} z \text{ при } x \leq x_i$$

$$\Psi'_1(x, z) = \sum_{i=1}^M a_i \left\{ - \sum_{n=1}^N \frac{\alpha_n}{\sqrt{-l_n}} \sin \sqrt{-l_n}(x - x_i) \sin \omega_{1n} z + \right. \\ \left. + \sum_{n=N+1}^{150} \frac{\alpha_n}{2\sqrt{l_n}} e^{-\sqrt{l_n}(x-x_i)} \sin \omega_{1n} z \right\} \text{ при } x > x_i \quad (1)$$

для стратосферы

$$\Psi'_2(x, z) = \sum_{i=1}^M a_i \sum_{n=N+1}^{150} \frac{\alpha_n}{2\sqrt{l_n}} e^{\sqrt{l_n}(x-x_i)} (\beta_n \sin \omega_{2n} z + \delta_n \cos \omega_{2n} z) \\ \text{при } x \leq x_i \\ \Psi'_2(x, z) = \sum_{i=1}^M a_i \left\{ - \sum_{n=1}^N \frac{\alpha_n}{\sqrt{-l_n}} \sin \sqrt{-l_n}(x - x_i) (\beta_n \sin \omega_{2n} z + \right. \\ \left. + \delta_n \cos \omega_{2n} z) + \sum_{n=N+1}^{150} \frac{\alpha_n}{2\sqrt{l_n}} e^{-\sqrt{l_n}(x-x_i)} (\beta_n \sin \omega_{2n} z + \delta_n \cos \omega_{2n} z) \right\} \quad (2) \\ \text{при } x > x_i.$$

В (1) и (2) применяются следующие обозначения: a_i — амплитуда отдельных слагаемых суперпозиции, x_i — фаза отдельного слагаемого суперпозиции, (x, z) — текущие горизонтальная и вертикальная координаты, l_n — собственные значения задачи, α_n — коэффициенты, суммирование по которым воспроизводит обтекание резкого выступа, рассмотренного в [14];

$$\omega_{jn} = \sqrt{k_j^2 + l_n}, \quad k_j^2 = \frac{g(\gamma_a - \gamma_j)}{T_1 U^2},$$

k_j — коэффициенты уравнения Гельмгольца ($j=1$ или 2 и $j=1$ для тропосферы), γ_j — градиент изменения температуры в невозмущенном натекающем потоке;

$$\beta_n = - \frac{\sin \xi \cos(m+1) \sqrt{\sigma^2 + \xi^2}}{\sin m \sqrt{\sigma^2 + \xi^2}}, \quad \delta_n = \frac{\sin \xi \sin(m+1) \sqrt{\sigma^2 + \xi^2}}{\sin m \sqrt{\sigma^2 + \xi^2}},$$

$$\sigma^2 = H_1^2 (k_2^2 - k_1^2), \quad mH_1 = H_2 - H_1, \quad \xi = \omega_{1n} H_1 = H_1 \sqrt{k_1^2 + l_n}.$$

H_1 — высота верхней границы тропосферы.

Коэффициент k_j определяет собственную длину волны задачи, введенную и проанализированную впервые в [6], согласно формуле

$$\lambda_{cj} = \frac{2\pi}{k_j}.$$

Значения определяющих параметров состояния атмосферы были как и в [14]: $V=15$ м/с; $T_1=260^\circ$ К; $\gamma_1=6$, $\gamma_2=-1,5$, $\gamma_a=9,86^\circ$ /км, $H_1=10$ км; $H_2=40$ км; $k_1^2=0,648$ км⁻², $k_2^2=1,903$ км⁻²; $\sigma^2=125,5$; $m=3$; $\lambda_{c1}=7,8$ км; $\lambda_{c2}=4,6$ км.

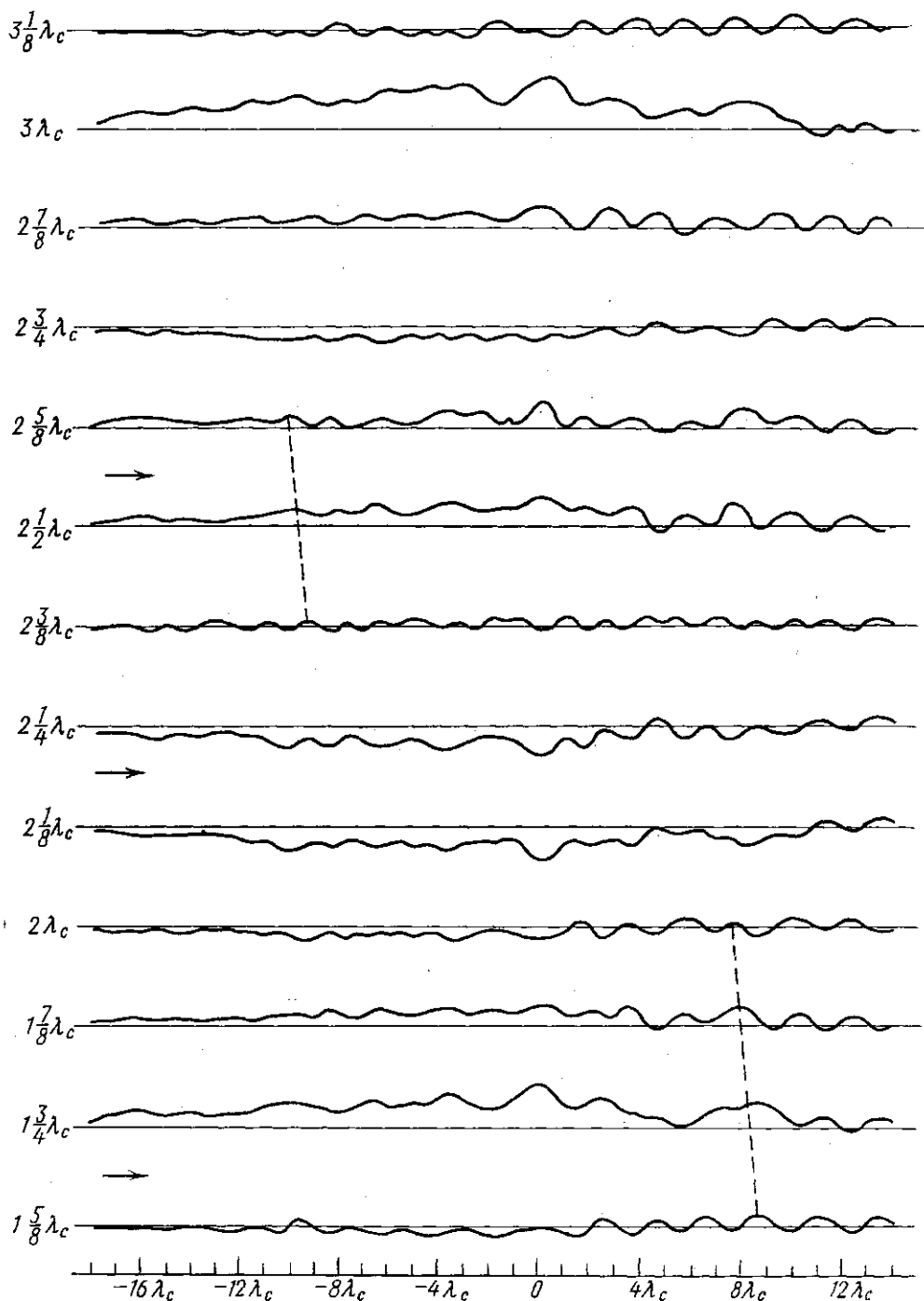
В решении (1), (2) значения амплитуд a_i подбираются таким образом, чтобы на выбранном фиксированном уровне z (в нашем случае

это $\lambda_{c1}/16$) линия тока воспроизводила заданную форму рельефа. Рельеф, представленный на рис. 1, *a* сплошной линией с точностью 1,5%, воспроизводит средний рельеф местности в районе г. Североуральска. Пунктирной линией здесь же изображен рельеф, используемый в расчетах по теоретической модели в работе [16]. Нетрудно видеть, что в нашем случае рельеф имеет более плавный характер, причем на нем хорошо выражены 12 отдельных вершин, главный или водораздельный хребет расположенный в окрестности точки $X=0$ имеет высоту $h=1,05$ км. Расчеты поля $\Psi'(x, z)$ по формулам (1), (2) проводились на ЭВМ БЭСМ-6, при этом оказалось достаточным использовать 224 амплитуды a_i (М-224) с шагом по x_i , равным $\lambda_{c1}/8$. Область расчетов по координатам x, z определялась в следующих пределах: $-18\lambda_{c1} \leq x \leq 14\lambda_{c1}$, $\lambda_{c1}/16 \leq z \leq 3^{1/8}\lambda_{c1}$. В указанной области значения $\Psi'(x, z)$ вычислялись вдоль фиксированных уровней z с шагом по x , равным $\lambda_{c1}/8$, при этом величина шага по z до высоты $\lambda_{c1}/4$ была равна $\lambda_{c1}/16$, а выше $-\lambda_{c1}/8$. На рис. 1, *a* и *b* приведено поле возмущений функций тока для тропосферы и стратосферы, полученное при обтекании выборного рельефа. Анализ представленных результатов позволяет отметить ряд особенностей волнообразования как непосредственно над препятствием, так и в подветренной зоне.

1. Сравнивая данные результаты обтекания протяженного рельефа с [15, 16], видим, что, как и в указанных работах, в потоке по высоте существуют широкие зоны, где смещения частиц с их исходного уровня в натекающем потоке систематически либо положительны, либо отрицательны. На этот факт также указывалось в работе [8]. Чередование положительных и отрицательных смещений происходит с периодом, приблизительно равным λ_{c1} в тропосфере, а в стратосфере носит менее регулярный характер и имеет период $(0,86 \div 1,27)\lambda_{c2}$. Между формой возмущений и формой рельефа прослеживается определенное подобие, правда возмущения чаще несколько более сглажены. Факт наличия таких протяженных по горизонтали зон, очевидно, определяется протяженностью рельефа (сравни с [9, 10, 14]).

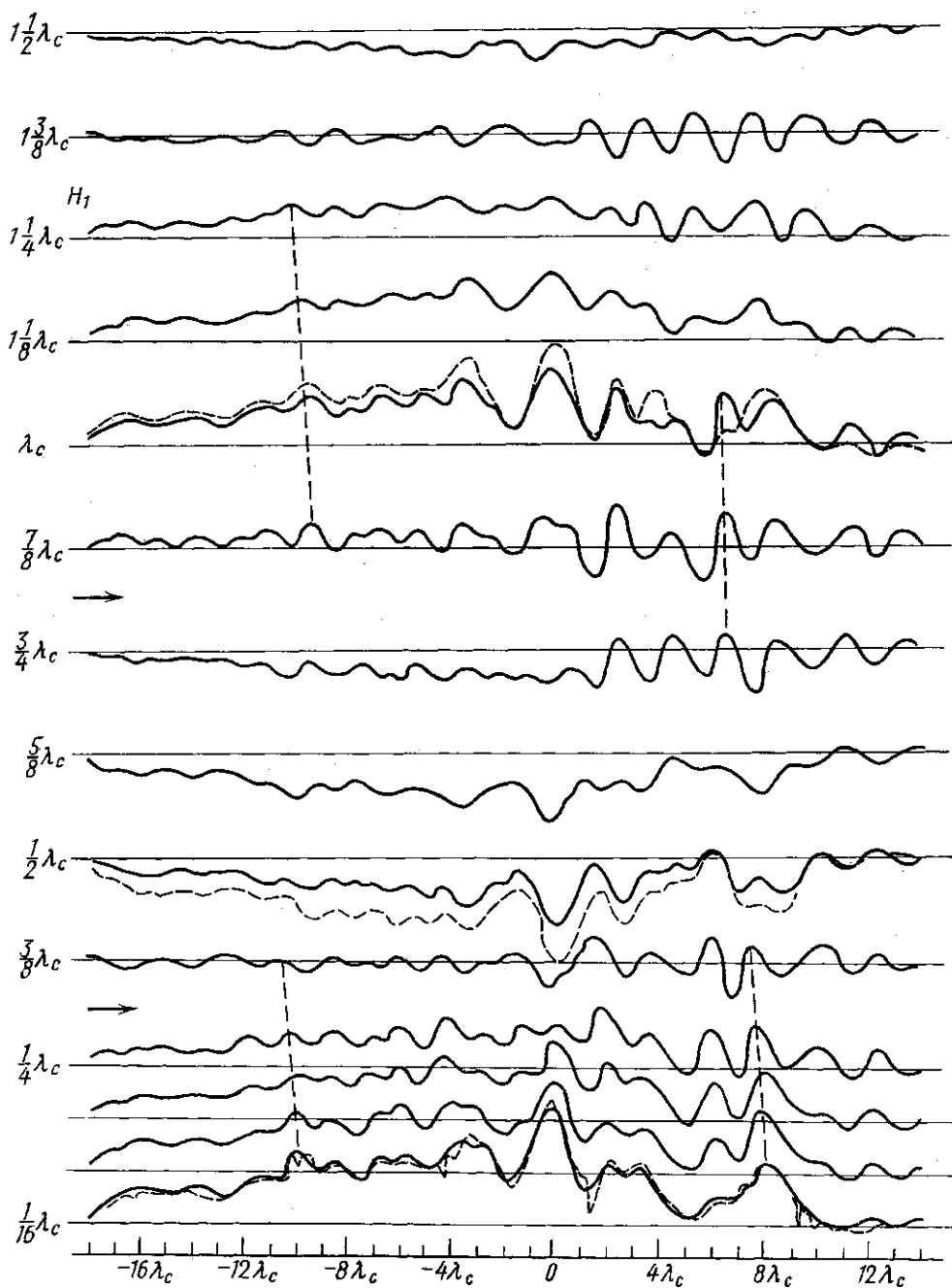
Сравнивая эти широкие зоны возмущений по высоте с аналогичными зонами [16], отмечаем, что вблизи рельефа в приземной области существуют зоны положительных смещений, которые в данной модели достигают уровня $z=2,9$ км, а в модели [16] $\sim 1,5$ км. Эти зоны положительных смещений сменяются зонами отрицательных смещений, простирающихся соответственно до уровней $\sim 6,82$ км в данной модели и $\sim 4,82$ км в модели [16], и выше которых смещения становятся положительными вплоть до границы тропопаузы. Чередование зон положительных и отрицательных смещений в данной модели и [16] в пределах тропосферы происходит с периодом, равным собственной длине волны задачи λ_c . На отдельных уровнях в пределах этих зон траектории движения частиц могут совпадать с аналогичными траекториями модели [16], в частности такими уровнями являются $1/2\lambda_{c1}$ и λ_{c1} .

На рис. 1, *a* пунктирной линией представлены форма возмущений вдоль траекторий и их исходный уровень в натекающем потоке для модели [16]. Сравнивая эти возмущения, можно видеть, что характер изменения амплитуды, а также периодичность чередования ложбин и гребней вдоль траекторий на данных высотах близко соответствует друг другу, но при этом имеется небольшое различие в величине самих амплитуд, которые в модели [16] больше соответствующей приблизительно в 1,5 раза над главным хребтом.



а

Поле возмущений линий тока: а — в тропосфере и нижней стратосфере, б — в области тиром представлена форма возмущения



δ

стратосферы. Стрелками указывают направление движения воздушного потока. Пунктир вдоль траекторий, полученная в [16]

2. Обтекаемый рельеф имеет сложную конфигурацию, вследствие этого суперпозиция волн в итоге дает сложный профиль смещения частиц. Опираясь на горизонтальное расстояние между отдельными гребнями или ложбинами, периодичность возмущений вдоль траекторий частиц рис. 1 можно описать длинами волн, лежащими в тропосфере в пределах $(1 \div 2,5)\lambda_{c1}$ при наиболее типичном значении, равном $2\lambda_{c1}$. В стратосфере профиль смещений более плавный, а соответствующая длина волны по горизонтали лежит в более широких пределах $(1 \div 6)\lambda_{c1} \approx (1,7 \div 10,2)\lambda_{c2}$. Тенденция к дроблению длинных волн на более короткие, которая хорошо наблюдалась в модели [14], теперь выражена менее заметно.

3. В результате анализа решения, проведенного в работе [6], было установлено, что линии одинаковых фаз ложбин и гребней имеют наклон навстречу потоку, в [14] наблюдался наклон как навстречу, так и в сторону потока. В нашем примере обтекания протяженного препятствия линии одинаковых фаз наклонены навстречу потоку, при этом линии одинаковых фаз, проведенные пунктиром на рис. 1, имеют разную величину наклона в зависимости от высоты.

4. Характер измерения амплитуды возмущений потока зависит от «возмущающей способности» рельефа. Это можно видеть из рассмотрения различных областей по x на рис. 1. В диапазоне изменения $-18\lambda_{c1} \leq x \leq -12\lambda_{c1}$ рельеф имеет очень плавный характер, и амплитуда возмущений в этой области с высотой изменяется монотонно, оставаясь по абсолютной величине меньше высоты возмущающего рельефа. В области $-12\lambda_{c1} \leq x \leq -3\lambda_{c1}$ рельеф имеет несколько четко выраженных вершин, в этой области характер возмущений при смещении вверх изменяется по более сложному закону, но амплитуда возмущений также остается меньше высоты рельефа. Самые большие изменения амплитуды возмущений наблюдаются в области $-3\lambda_{c1} \leq x \leq 10\lambda_{c1}$. В этой области мы имеем зоны, где амплитуды возмущений могут изменяться в несколько раз. Так, например, в окрестности $x = -6\lambda_{c1}$ гребень рельефа имеет высоту $0,025\lambda_{c1}$, на высоте $1/4\lambda_{c1}$ амплитуда возмущений над гребнем возрастает вдвое. Пример неизменности амплитуды возмущений наблюдается в окрестности $x = -1,75\lambda_{c1}$, где амплитуда смещений остается постоянной до высоты $\lambda_{c1}/4$. На возможность заметного усиления амплитуды подветренных волн сложного профиля указывается в работе [3].

5. Если сравнить результат наших расчетов поля возмущений функций тока с материалами экспериментальных наблюдений для данного района [16], то можно отметить следующие зоны образования облачности. В представленной модели до высоты $z = 2,9$ км существует зона положительных смещений. В этой области высот в гребнях смещений линий тока могут образоваться облака. Результаты наблюдений [16] показывают, что образование облаков в отдельных случаях возможно вблизи уровня 3 км, но наиболее организованы они в слое от 3,9 до 4,5 км. В нашей модели в этой области высот имеется зона нисходящих движений, что не дает возможности объяснить наличие этого слоя облачности. Следующим уровнем, наиболее благоприятным для образования облачности, согласно рис. 1, a является уровень $z = 7,8$ км.

Если предположить, что для образования облачности необходимо смещение частицы от своего начального уровня порядка 0,5 км, то на этой высоте может располагаться три облачных вала. Наиболее мощным среди них является вал непосредственно над основной вершиной

рельефа, а два других сдвинуты навстречу потока на расстояния примерно $3,4\lambda_{c1}$ и вниз по потоку $2,5\lambda_{c1}$. Область положительных смещений от уровня $z=\lambda_{c1}$ распространяется до уровня тропопаузы, и на высоте $z=9,75$ км амплитуда смещений над главным хребтом может иметь значение $\sim 0,36$ км. Это говорит о возможности образования облачности на уровне тропопаузы. Наблюдениями в [16] установлено, что волновые облака наблюдаются на этих высотах.

6. Возмущения в стратосфере заметно отличаются от возмущений в тропосфере. Это отличие выражается прежде всего в том, что гребни смещений в тропосфере более резкие и максимальная величина амплитуды смещений больше, чем в стратосфере: соответственно эти величины составляют $0,65h$ и $0,47h$. Последняя величина максимального смещения в стратосфере наблюдается на уровне $\sim 3\lambda_{c1}$ и составляет величину $\sim 0,49$ км. Этот уровень представляет наибольший интерес, поскольку согласно [17] именно на этих высотах наблюдаются перламутровые облака, которые исследователи объясняют действием орографии. Среди других уровней в стратосфере с заметными амплитудами можно выделить уровни $1,75\lambda_{c1}$ и $2,5\lambda_{c1}$, где максимальные смещения соответственно равны $\sim 0,36$ км и $\sim 0,285$ км.

7. В ближней подветренной зоне, т. е. в области $10\lambda_{c1} \leq x \leq 14\lambda_{c1}$, максимальная амплитуда возмущений составляет $\sim 0,15h$ для тропосферы и $\sim 0,085h$ для стратосферы. В области $x > 14\lambda_{c1}$, как показывают расчеты, амплитуда возмущений уменьшается до величины $\sim 0,09h$ для тропосферы и $\sim 0,06h$ для стратосферы. Это уменьшение обуславливается отсутствием вклада экспоненциальных слагаемых решений (1), (2), при этом в этой области становятся главными волновые члены. Малость амплитуды возмущений в подветренной стороне хребта показывает, что зона главных возмущений и их общая энергия сосредоточена непосредственно над горной системой.

Приведенное исследование обтекания протяженного горного массива с учетом действия на тропосферу устойчивой стратосферы позволяет подчеркнуть следующее.

Подтверждается вывод [15, 16] о том, что наиболее важной областью орографических возмущений является не подветренная зона, а область, расположенная непосредственно над горным массивом.

Над главным хребтом существует зона максимальных смещений, которая наблюдается вплоть до больших высот. Однако величина амплитуды возмущений существенно меньше максимальной высоты рельефа.

В пределах стратосферы форма орографических возмущений более сглажена, чем в тропосфере. При этом не наблюдается заметного затухания возмущений ни в тропосфере, ни в нижней половине стратосферы, что подтверждает вывод [12] о возможности распространения орографических возмущений до больших высот.

В заключение благодарю В. Н. Кожевникова за полезные советы и консультации при обсуждении данной работы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гутман Л. Н. Введение в нелинейную теорию мезометеорологических процессов. М., 1969.
2. Кожевников В. Н. — «Труды ЦАО», 1970, вып. 98.
3. Vergener I. — QJRMS, 1971, 97.
4. Дородницын А. А. — «Труды ГГО», 1938, вып. 23 (6).
5. Long R. P. — «Tellus», 1953, 5.
6. Luga G. — «Z. angew. Math. und Mech.», 1943, 23, Н 1.

7. Кожевников. — «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1963, № 7.
8. Scorer R. S. — QJRMS, 1949, 75, 1949.
9. Corby G. A., Sawyer I. S. — QJRMS, 1958, 84.
10. Danielsen E. F., Beck R. — JAS, 1970, 27, N 5.
11. Berkshire F. H., Warren F. W. — QJRMS, 1970, 96.
12. Berkshire F. H. — QJRMS, 1975, 101.
13. Кожевников В. Н. — «Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана», 1975, 9.
14. Кожевников В. Н., Зидлев Н. Н. — «Астрон. журн.», 1977, № 3, 47.
15. Кожевников В. Н., Козодеров В. В. — «Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана», 1970, 4, № 10.
16. Кожевников В. Н., Бибикова Т. Н., Журба Е. В. «Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана», 1977, 1.
17. Хргиан А. Х. Физика атмосферы. М., 1969.

Поступила в редакцию
25.4 1977 г.
Кафедра
физики атмосферы