

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

ПРОВЕРЕНО
1980 г.

06
ГГО 51

Т Р У Д Ы ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ

имени А. И. Воейкова

ВЫПУСК 54 (116)

ВОПРОСЫ АЭРОЛОГИИ И ФИЗИКИ ОБЛАКОВ

Под редакцией
докт. физ.-мат. наук
Н. С. ШИШКИНА

БИБЛИОТЕКА
ЛЕНИНГРАДСКОГО
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО
УПРАВЛЕНИЯ



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1955

АННОТАЦИЯ

Сборник посвящен исследованиям некоторых вопросов аэрологии и физики облаков, проводившимся в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова. В четырех статьях П. А. Воронцова излагаются результаты исследований конвекции в приземном слое с помощью уравновешенных шаров, исследований вертикальных пульсаций в свободной атмосфере с помощью самолетного акселерографа и описываются некоторые виды местных циркуляций воздуха.

В статьях И. И. Честной и М. П. Чуриновой приводятся результаты самолетных исследований нижней границы слоистых облаков и результаты подсчета чисел Ричардсона в свободной атмосфере в дни со слоистыми облаками.

Статьи Н. С. Шишкина посвящены вопросам расчета размера дождевых капель и прогноза вертикальной мощности конвективных облаков.

СОДЕРЖАНИЕ

| | Стр. |
|---|------|
| Воронцов П. А. О конвективных движениях в приземном слое атмосферы . . . | 3 |
| Честная И. И. О колебании высоты нижней границы слоистых облаков | 24 |
| Чуринова М. П. Некоторые характеристики турбулентности в дни со слоистыми облаками | 31 |
| Воронцов П. А. Вертикальные пульсации в атмосфере по наблюдениям с самолета | 44 |
| Воронцов П. А. Некоторые вопросы местных циркуляций воздуха | 59 |
| Шишкин Н. С. Влияние вида распределения облачных капель по размерам на величину капель дождя | 78 |
| Воронцов П. А. Бризы Цимлянского водохранилища | 81 |
| Шишкин Н. С. Использование метода слоя для прогноза вертикальной мощности конвективных облаков. | 96 |

О КОНВЕКТИВНЫХ ДВИЖЕНИЯХ В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

В работе приведены некоторые количественные характеристики вертикальных движений воздуха в приземном слое при конвекции, установленные на основании наблюдений за движением уравновешенных шаров-пилотов и данных подъема метеорографа и прибора с регистрацией структуры ветра на привязном аэростате. Эти характеристики получены для ряда подстилающих поверхностей в различных географических районах СССР. Метод уравновешенного шара с подвеской при тщательном соблюдении всех правил подготовки шара, наблюдений за ним и обработки данных позволяет весьма детально исследовать траектории движения частичек воздуха в нижнем 300—400-метровом слое. Он применим для измерения пульсаций воздушного потока с полупериодами от 15—20 сек. и выше, при минимальном диаметре струй 50—60 см и имеет точность измерения вертикальной скорости около ± 10 см/сек. [1]. В дальнейшем пульсации такого большого периода будем относить к упорядоченным вертикальным движениям воздуха.

Метод уравновешенных шаров не может дать ответа на важные для выяснения механизма конвекции вопросы о горизонтальных размерах конвективных образований, форме конвекции и т. п.

Измерения вертикальных движений с помощью уравновешенных шаров можно проводить с уровня 1—2 м от земной поверхности, который и принят нами за исходный для развития конвективных токов. Конвективные потоки возникают вследствие подъема перегретых частиц воздуха. Ускорение перегретой частицы при адиабатическом подъеме определяется из равенства

$$\frac{d^2Z}{dt^2} = g \frac{T_0' - T_0}{T} + g \frac{\Gamma - \gamma_a}{T} h,$$

где Γ — фактический вертикальный градиент температуры в слое воздуха, γ_a — адиабатический градиент температуры, h — высота подъема нагретой частички воздуха, T_0' и T_0 — температура частицы и окружающего воздуха у земной поверхности, T — средняя температура слоя окружающего воздуха, толщиной h .

Таким образом, вертикальное ускорение частичек воздуха, а следовательно, и уравновешенного шара будет определяться начальным перегревом частицы воздуха $\Delta t = T_0' - T_0$ и стратификацией температуры. Будем считать, что более легкая перегретая масса воздуха прорывается вверх от земной поверхности или близких к ней слоев в виде отдельных струй или пузырей. Эти струи, поднимаясь в условиях турбулентной атмосферы, быстро переходят в вихри. Одновременно возникает более медленное компенсирующее движение окружающего воздуха сверху вниз и с боков.

Высота поднятия частичек воздуха при конвекции будет определяться рядом факторов, в частности, условиями перемешивания вихря с окружающим воздухом. Нельзя представить в приземном слое атмосферы с его интенсивной турбулентностью длительного существования поднимающихся струй или вихрей изолированно от окружающего воздуха. При подъеме такие вихри должны более или менее быстро перемешиваться с окружающим воздухом и дробиться на более мелкие образования.

В дальнейшем струи или вихри будем характеризовать через вертикальную скорость W см/сек., вертикальную составляющую длины пути частички воздуха в вихре — L м (эту величину будем также называть — путь смещения вихря), время подъема перегретой частички воздуха до ее перемешивания с окружающим воздухом — T сек., частоту возникновения конвективных струй — N на 1 км пути, наконец, время прохождения вихря через данный уровень — τ сек. Последняя характеристика была приведена по записям структуры ветра, прибором, поднимаемым на привязном аэростате. Распределение основных метеорологических элементов по высоте в сроки выпуска уравновешенных шаров приводится по записям аэростатного метеорографа.

В дальнейшем будем указывать только общий характер подстилающей поверхности, над которой перемещался шар; Каменную Степь Воронежской области назовем „массив лесных полос в степи“, хлопковый совхоз Пахта-Арал Южно-Казахстанской области — „орошаемый оазис“, район Голодной Степи — „полупустыня“, совхоз им. Нансена Саратовской области — „степь с лесными полосами“, район Косовской опытно-мелиоративной станции в Полесье — „осушенное болото и суходол“, район на северо-западе Европейской территории Союза ССР — „ровный луг в радиусе 0,5 км, далее слегка пересеченная местность“, и, наконец, наблюдения над теплой водной поверхностью зимой с температурами воды около 0° и температурами воздуха порядка -12 — -18° — „водная поверхность“. Ниже иногда будем употреблять термин „термик“, понимая под ним вертикальный поток термического происхождения.

ОБРАЗОВАНИЕ ТЕРМИК

Как известно, можно выделить два состояния атмосферы при образовании термик: одно при устойчивом состоянии атмосферы с величинами вертикального градиента температуры $\gamma < 1^\circ$ и другое — при неустойчивом состоянии с $\gamma > 1^\circ$.

В первом случае термики начинают образовываться над отдельными перегретыми участками земной поверхности. Здесь время от времени образуется серия струй с температурами более высокими, чем окружающий воздух, причем, как мы уже отмечали, эти струи быстро переходят в вихрь. На место поднявшегося воздуха опускается или приходит со стороны более холодный воздух, который после нагревания через некоторое время снова поднимается вверх и т. д.

Во втором случае наиболее интенсивно развиваются термики при сверхадиабатических градиентах над пересеченной и неоднородной по тепловым свойствам подстилающей поверхностью. При неустойчивом состоянии атмосферы, но над ровной и однородной поверхностью почвы образование термик должно быть связано с наличием разного рода препятствий типа мелких возвышенностей, зданий, кустарников и т. п., создающих толчок к подъему воздуха. Например, при выпусках уравновешенных шаров в полупустыне шар обычно некоторое время перемещался горизонтально, несмотря на наличие больших сверхадиабатических градиентов, пока не достигал бровки сухого арыка высотой всего около 1,5 м. Над ней шар сразу же начинал быстро подниматься вверх. Таким образом, небольшое препятствие на пути движения воздуха часто вызывало образование интенсивных вертикальных потоков, распространяющихся иногда на большие высоты. Примеры такого рода движений шара приведены на рис. 1 и других аналогичных рисунках, где изображена траектория движения уравновешенного шара с указанием вертикальных (по оси ординат) и горизонтальных (по оси абсцисс) удалений шара от точки выпуска, вида подстилающей поверхности и распределения по высоте фактической температуры воздуха. Пунктиром дана линия сухой адиабаты. Числа над траекторией уравновешенного шара дают вертикальную скорость в см/сек. При допущении, что подъем струи совершается адиабатически, на верхней границе подъема уравновешенного шара приведена величина ΔT — необходимый перегрев частиц воздуха у земной поверхности для подъема ее на данный уровень.

На рис. 1 приведены две траектории: одна до высоты 150 м и вторая — до наибольшей из измеренных в полупустыне высоты, равной 800 м. При адиабатическом подъеме вихря необходимый перегрев воздуха у земной поверхности

для наших случаев должен быть равен 0,4 и 1,3°. Эти величины вполне реальные в часы летом над полупустыней и близки к измеренным Альбрехтом [6].

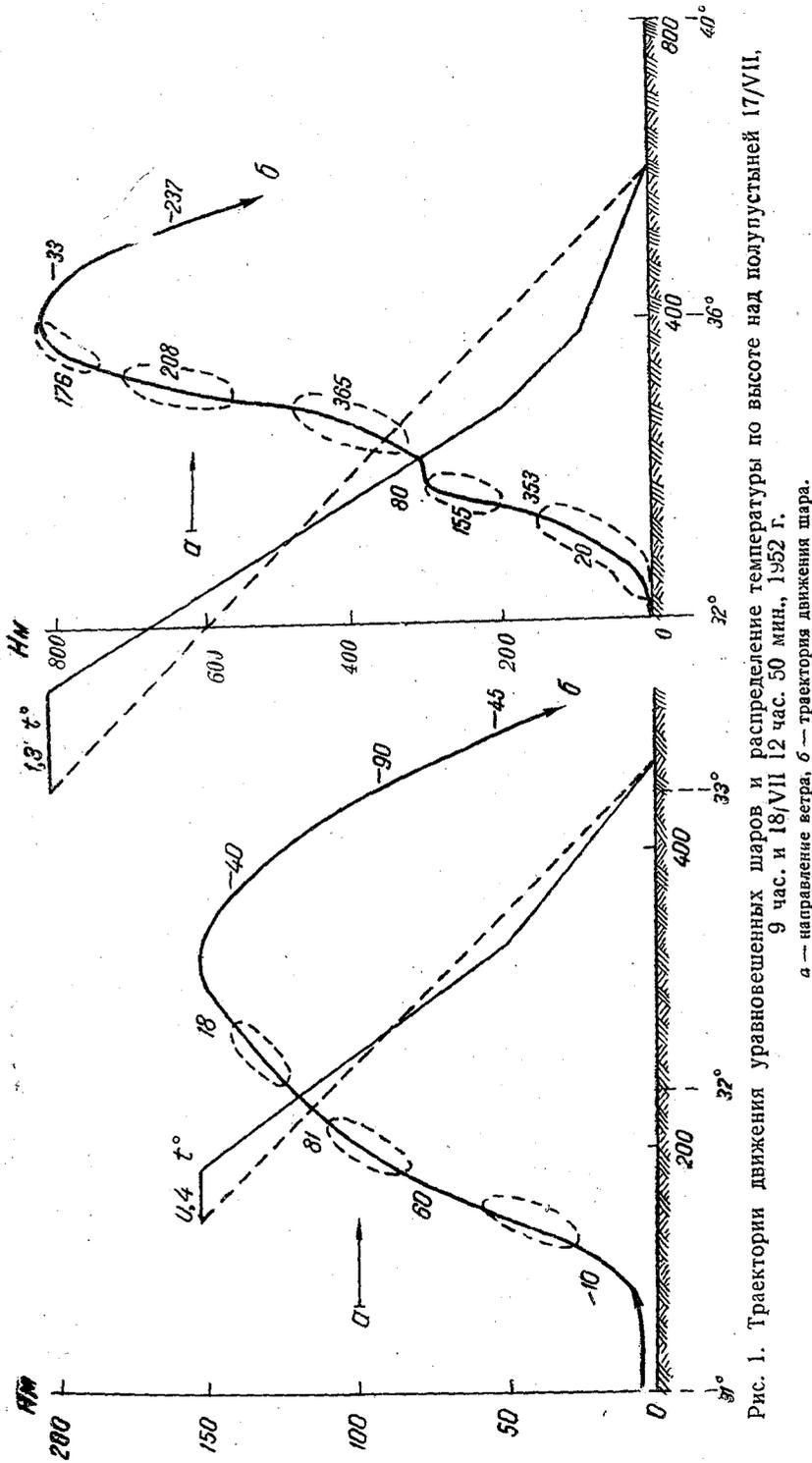


Рис. 1. Траектории движения уравновешенных шаров и распределение температуры по высоте над полупустыней 17/VI, 9 час. и 18/VI 12 час. 50 мин., 1952 г.
 а — направление ветра, б — траектория движения шара.

Характерным является движение уравновешенных шаров над хлопковыми полями совхоза Пахта-Арал. Благодаря интенсивному поливу и испарению влаги почвой

и растительностью в дневные часы над хлопком наблюдалась устойчивая приземная инверсия до высоты 50—100 м. Приземная инверсия, казалось бы, должна бы исключить интенсивные вертикальные смещения воздуха. Между тем днем уравновешенные шары после более или менее длительного движения вдоль хлопковой поля почти без изменения высоты часто начинали неожиданно совершать подъем на относительно большие высоты. Как показали наблюдения, такие подъемы часто начинались над оголенными участками типа грунтовых дорог, засоленных площадей, канав и т. п. Очевидно, над такими участками, несмотря на наличие приземной инверсии, создавался перегрев воздуха над почвой и образовывались отдельные прорывы перегретого воздуха с пробиванием слоя инверсии.

На рис. 2 приведен пример движения двух уравновешенных шаров 30/VII в 14 час. 50 мин. и 31/VII в 8 час. 50 мин. с подъемом на высоту 80 и 125 м в условиях приземной инверсии. Необходимый начальный перегрев воздуха для

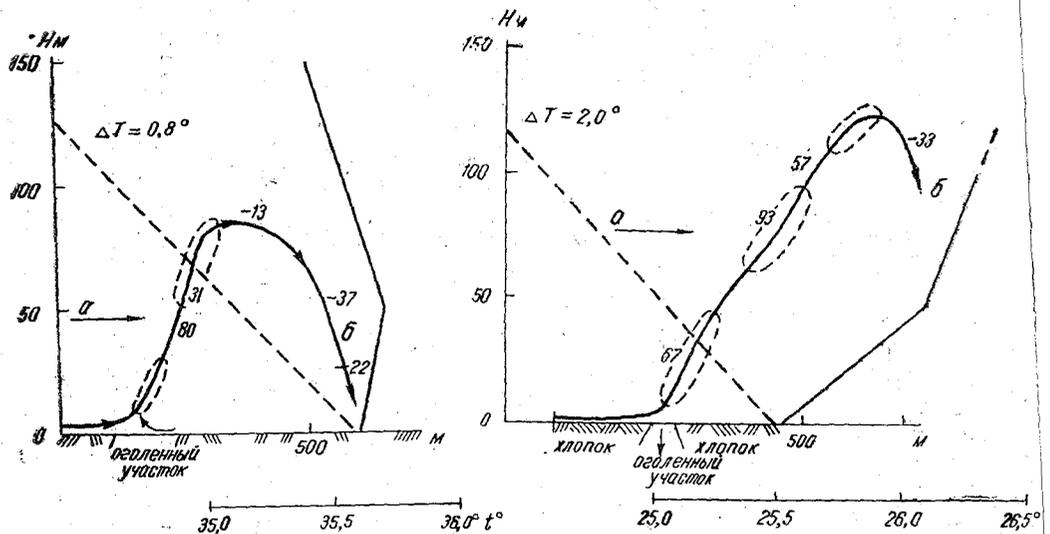


Рис. 2. Траектория движения уравновешенного шара и распределение температуры над хлопковым полем 30/VII, 14 час. 50 мин. и 31/VII, 8 час. 50 мин. 1952 г.

а — направление ветра, *б* — траектория движения шара.

подъема на данную высоту в первом случае должен составлять $0,8^\circ$ и во втором — $2,0^\circ$.

По данным наблюдений за движением уравновешенных шаров над осушенным болотом и суходолом отмечено, что наиболее благоприятные условия для образования термик наблюдались над суходолом среди осушенных болот.

На рис. 3 приведен пример движения двух уравновешенных шаров выпущенных один за другим через 20 мин. из одного и того же пункта. При первом выпуске шар над суходолом описал траекторию, соответствующую вихрю с горизонтальной осью, со скоростями восходящих и нисходящих потоков до 70—90 см/сек. и высотой подъема до 80 м. Второй шар, выпущенный через 20 мин., прошел тот же участок над суходолом уже без всякого вертикального подъема. Часть пути вдоль суходола оба шара прошли без подъема, и только при переходе на черный пар был отмечен резкий подъем шаров со скоростью до 3 м/сек. Интенсивность развития конвективных токов на границах участков с резкими различиями в тепловых свойствах почвы в дневные часы летом в 3—4 раза больше, чем над ровной и почти однородной поверхностью.

Нами была проведена серия наблюдений за уравновешенными шарами над незамерзающей водной поверхностью в зимнее время. Здесь при переходе холод-

воздуха с суши на теплую водную поверхность наблюдается интенсивный рефлекс воздуха, приводящий к уничтожению приземной инверсии и образованию жемчужного слоя сверхадиабатических градиентов. Почти все уравновешенные шары, мешавшиеся над открытой водной поверхностью, обычно через некоторое время после горизонтального полета над водой начинали быстро подниматься вверх. Над ровной и однородной теплой водной поверхностью в холодном воздухе постоянно образовывались струи, вертикальные скорости в которых часто доходили до 1 м/сек., а в одном случае W была равна 2 м/сек., т. е. наблюдались такие величины W , как и над суходолом в летнее время. Причина образования струй в этих условиях, очевидно, связана с весьма интенсивным вертикальным перемешиванием воздуха. Обычно в воздухе над водной поверхностью наблюдалась инверсия температуры на высоте до 25 м и выше. Как правило, подъемы уравновешенных шаров прекращались перед началом слоя инверсии температуры. На рис. 4 приведены примеры подъемов нескольких уравновешенных шаров над водной поверхностью с указанием величин вертикальных скоростей и распределения температуры воздуха в слое до 200 м.

В первом случае уравновешенный шар дошел до слоя начала инверсии на высоте 50 м и совершил несколько подъемов и спусков около этого уровня, не пройдя все же слоя инверсии. Более интересным является движение уравновешенных шаров в другой день в 12, 14 и 16 час. Распределение температуры воздуха приложено только за один срок — 13 час., так как оно мало менялось со временем.

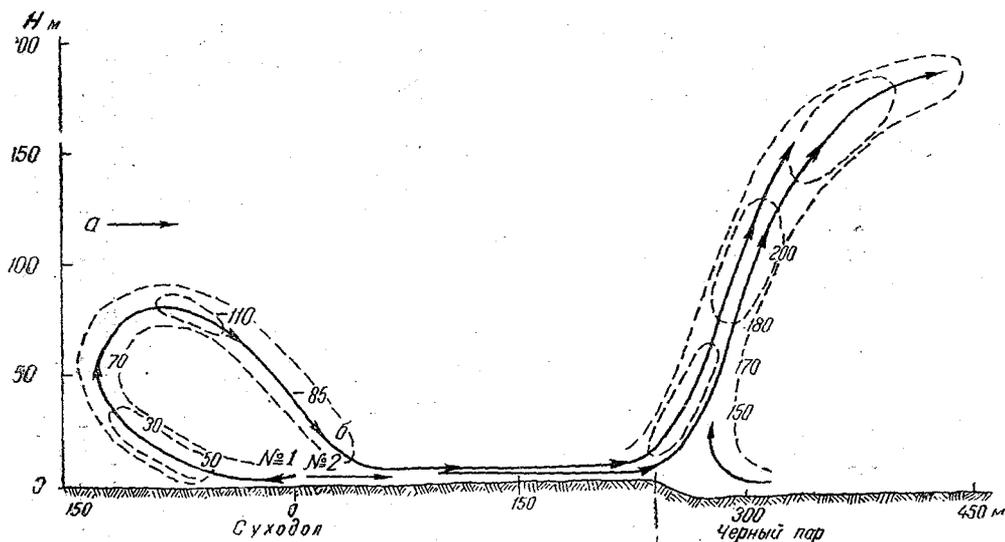


Рис. 3. Траектория уравновешенных шаров над суходолом и черным паром 13/VII, 12 час. 15 мин. и 12 час. 37 мин., 1953 г.

a — направление ветра, b — траектория шара.

Инверсия температуры начиналась с 25 м, в слое от водной поверхности до 25 м наблюдался сверхадиабатический градиент. Все уравновешенные шары пробивали в этот день нижнюю границу инверсии и поднимались в слое инверсии от 20 до 50 м. Движение уравновешенного шара, а следовательно, и отдельных частиц воздуха, можно представить в виде пульсаций с вертикальными скоростями до 50 см/сек., причем характерно, что максимальный подъем в слое инверсии в 12 и 14 час. происходил до высоты, на которой $\Delta T = 0$, т. е. струя поднималась до такой высоты, где ее температура равнялась температуре окружающего воздуха и начального перегрева не требовалось. Необходимый перегрев частиц воздуха для подъема на высоте 2 м должен быть около $0,5^\circ$.

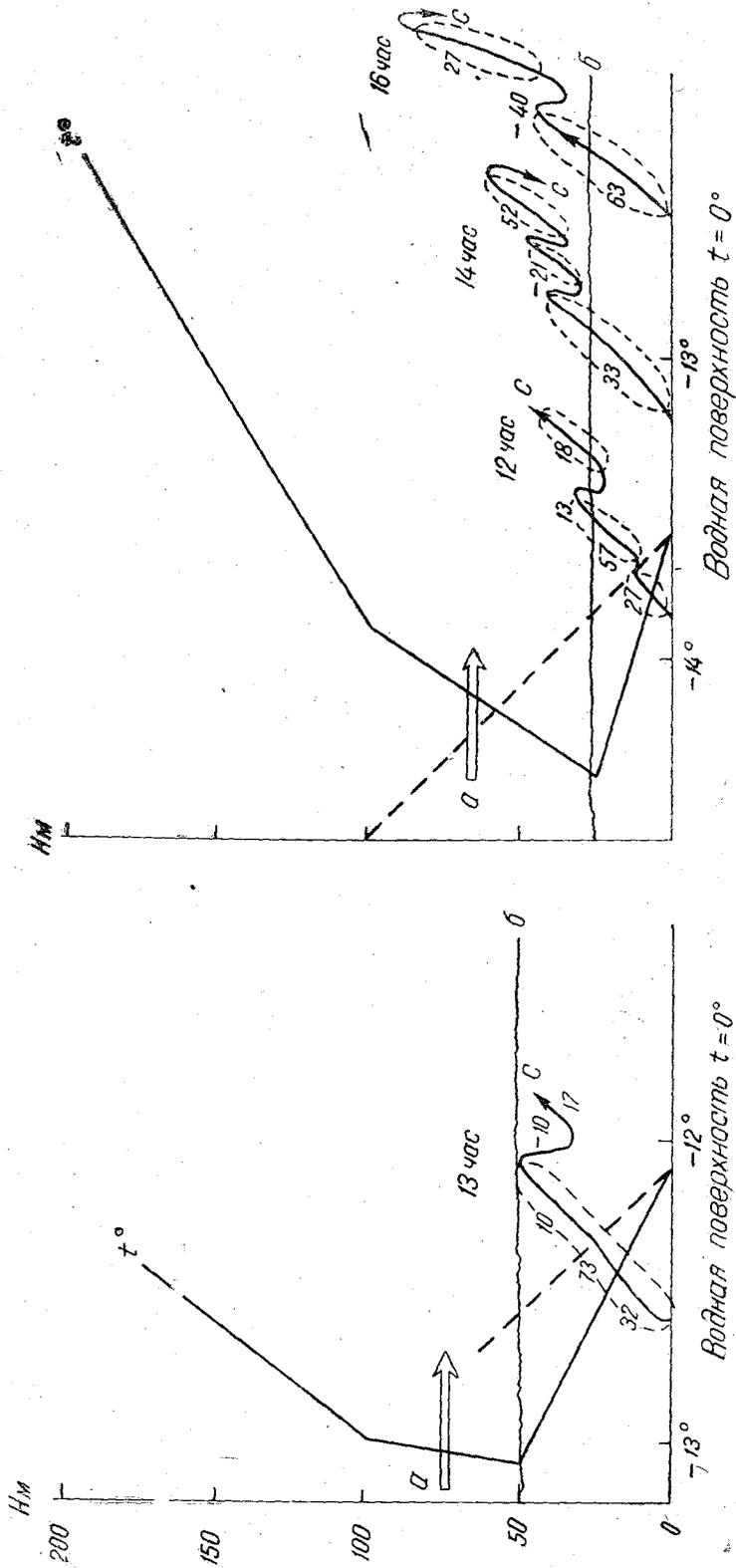


Рис. 4. Траектории уравновешенных шаров над водной поверхностью 11/IV и 15/II 1954 г.
 a — направление ветра, b — начало слоя инверсии, c — траектории уравновешенных шаров.

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ВОЗДУХА НАД РОВНОЙ И СЛЕГКА ПЕРЕСЕЧЕННОЙ МЕСТНОСТЬЮ

Серия выпусков уравновешенных шаров-пилотов, проведенная в июле 1953 г. северо-западе Европейской территории Союза ССР, над ровной поверхностью показала, что уравновешенный шар, а следовательно, и воздушный поток днём проходить относительно большие участки по горизонтали и только в случае шероховатостей типа кустарников, домов или участков с оголенной почвой может вызвать образование термик. В табл. 1 приведены условия движения воздуха над лугом.

Таблица 1

длительность горизонтального движения воздуха над ровной поверхностью
луга в июле 1953 г.

| Часы | Среднее расстояние горизонтального движения, м | Средняя продолжительность горизонтального движения, мин. | Средняя скорость ветра, м/сек. | Процент повторяемости горизонтального движения |
|-------|--|--|--------------------------------|--|
| 7—9 | 400 | 2,1 | 3 | 89 |
| 9—11 | 285 | 1,5 | 3 | 100 |
| 11—13 | 285 | 2,8 | 4 | 57 |
| 13—15 | 610 | 3,0 | 4 | 80 |
| 15—17 | 790 | 3,3 | 5 | 86 |
| 17—19 | 690 | 3,9 | 3 | 83 |

В среднем более или менее длительные горизонтальные движения воздуха над ровной и однородной поверхностью луга в дневные часы наблюдались почти 80% всех случаев. Для выяснения влияния небольших препятствий на интенсивность вертикальных смещений воздуха вблизи земли приведем приrost вертикальной скорости при переваливании воздушного потока через лесные полосы наблюдениям в Каменной Степи, совхозах им. Нансена и Пахта-Арале (I — отношения W с наветренной стороны к W над клеткой и II — такие же отношения к L).

| | I | II |
|-----------------|------|------|
| Утро | 2,03 | 3,66 |
| День | 1,23 | 1,81 |
| Вечер | 1,63 | 1,85 |

Таким образом, даже в дневные часы всякого рода шероховатости вызывают значительные дополнительные смещения воздуха. На наветренной стороне лесных полос днём наблюдается рост вертикальных скоростей W на 30%, а высоты пути смещения вихря L почти на 80%. В утренние и вечерние часы относительное влияние препятствий на развитие вертикальных смещений становится еще больше.

ЗАВИСИМОСТЬ МЕЖДУ ВЕРТИКАЛЬНОЙ СКОРОСТЬЮ (W) И СКОРОСТЬЮ ВЕТРА (V)

В работах ряда авторов, например Альбрехта [6], есть указания, что конвективные движения имеют наибольшее развитие при слабых и умеренных скоростях ветра. Этот факт подтверждается и данными наблюдений за уравновешенными шарами.

На рис. 5 приведен график зависимости между средними величинами вертикальной скорости W и скоростью ветра V в слое от 2 до 25 м для Каменной Степи, Пахта-Арала и Голодной Степи. Из рис. 5 следует, что как днём, так и утром средние значения W достигают максимума в Голодной Степи и Каменной Степи при скорости ветра около 3—4 м/сек., в Пахта-Арале при 1,5—2 м/сек.

При дальнейшем росте скорости ветра наблюдается некоторое уменьшение вертикальных скоростей как для восходящих, так и для нисходящих движений.

Очевидно, это обстоятельство вызвано тем, что ветер, имеющий большую скорость, разбивает крупные вихри на более мелкие и в результате этого дроблен уменьшаются как размеры вихрей, так и их вертикальные скорости.

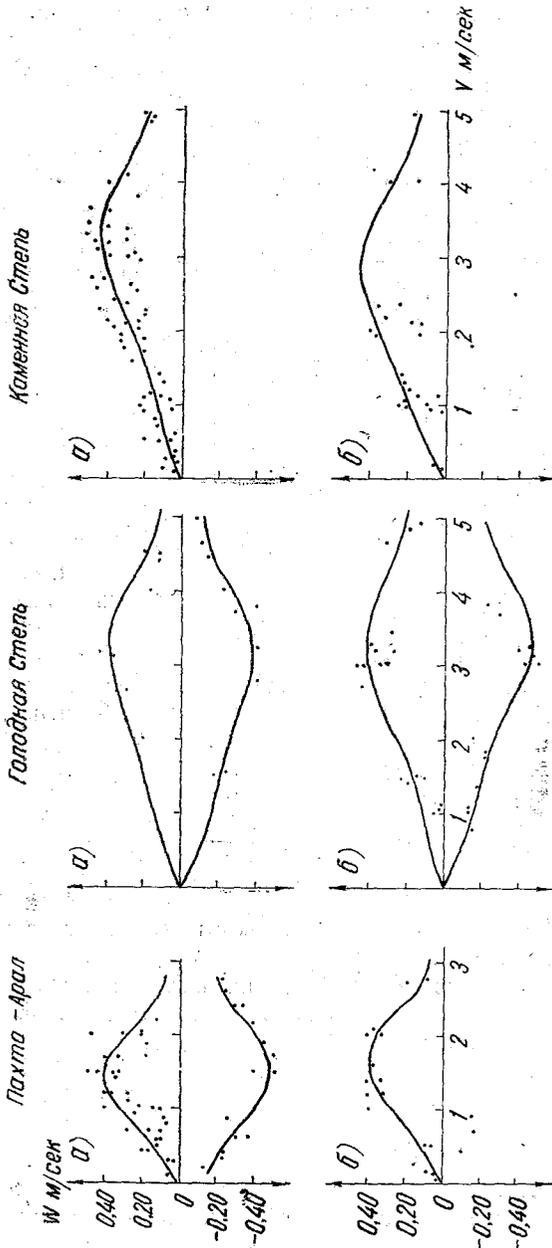


Рис. 5. Зависимость между W и V .

ПУЛЬСАЦИИ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА

По данным подъемов аэростатного метеорографа было отмечено несколько случаев с пульсациями температуры, которые очевидно, связаны с образованием конвективных движений в атмосфере. Часто эти явления наблюдались летом над орошаемым хлопковым оазисом и иногда зимой над теплой водной поверхностью. К сожалению, в нашем распоряжении не оказалось записей аэростатного метеорографа над полупустыней, где температурные пульсации должны быть наиболее значительны.

Ввиду относительно большой инерционности приемника температуры аэростатного метеорографа и медленного вращения барабана, температурные пульсации отмечались сравнительно редко, а полученные нами величины пульсаций поэтому являются ориентировочными.

Пульсации температуры над орошаемым оазисом взяты из работы [3], там же рассмотрены условия их образования.

Над водной поверхностью зимой могут наблюдаться весьма большие пульсации температуры, достигающие до $1,1^\circ$. Эти пульсации возникают у водной поверхности и постепенно распространяются вверх. То обстоятельство, что они были обнаружены только в слое от 140 до 280 м, с временем существования в 17 мин., вызвано, вероятно, тем, что распространялись эти пульсации в виде наклонной струи от очага образования над водной поверхностью

и захватили зону подъема аэростатного метеорографа в слое от 140 до 280 м. Интересным здесь является то, что струя перегретого воздуха обнаружена в слое инверсии температуры при больших скоростях ветра до 15 м/сек., с горизонтальными вихрями размером 850—1800 м и относительно слабой порывистостью ветра. Над орошаемым оазисом скорости ветра при пульсациях температуры были,

Величины температурных пульсаций

| Высота, м | | 2 | 50 | 100 | 150 | 200 | 300 | 400 |
|--|---|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|
| аемый оазис VII 1952 до 16 час. | Средние величины пульсаций температуры $\pm \Delta t^\circ$ | 0,28 | 0,16 | 0,14 | 0,13 | 0,18 | 0,13 | 0,14 |
| | Средняя температура t° | 33,9 | 33,5 | 33,3 | 32,6 | 31,8 | 30,8 | 29,8 |
| | Средний период T сек. | 105 | 71 | 61 | 80 | 92 | 90 | 72 |
| | Средняя скорость ветра V м/сек. | 0,4 | 1,0 | 1,1 | 1,0 | 1,0 | 1,5 | 2,0 |
| ная поверхность 11/II 1954 17 час. | Высота, м | 2 | 50 | 100 | 140 | 190 | 280 | 400 |
| | Средние величины пульсаций температуры $\pm \Delta t^\circ$ | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,6 | 0,6 | 1,1 | 0,0 |
| | Период T сек. | — | — | — | 85 | 75 | 120 | — |
| | Вертикальный температурный градиент γ град/100 м | — | 2,2 | 0,0 | -1,8 | -2,4 | -1,7 | -1,8 |
| | Температура t° | -12,7 | -13,8 | -13,8 | -13,0 | -11,8 | -10,3 | -8,1 |
| | Скорость ветра V_1 м/сек. | 9 | 8 | 8 | 10 | 12 | 13 | 15 |
| | Порывистость ветра ΔV м/сек. | — | 1,0 | 0,9 | 0,8 | 0,8 | 1,4 | 1,1 |
| | | | | | | | | |

оборот, значительно меньше средних для данного периода. При росте скорости пульсации прекращались.

Если считать, что в данном случае имел место подъем перегретых масс воздуха в виде конвективных токов, то вместо амплитуды для величины перегрева нужно взять ее удвоенную величину, т. е. всю величину пульсаций. Тогда над шаемым оазисом среднее значение $\Delta t = 0,6^\circ$ с колебаниями до 1° , а над тепводной поверхностью Δt может доходить иногда до $2-2,2^\circ$.

В работе Н. И. Вульфсона [2] приведены величины Δt для отдельных струй измерениям на самолете. Наиболее вероятная величина Δt на высоте 100 м составляет около $0,3^\circ$ и в общем близка к полученным нами величинам для орошаемого оазиса.

УСЛОВИЯ ДВИЖЕНИЯ ТЕРМИК В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТИ НА РАЗНЫХ УЧАСТКАХ ПУТИ ВИХРЯ

Наблюдения за движением уравновешенных шаров позволили выявить некоторые особенности подъема вихрей термического происхождения.

На рис. 6 приведено распределение вертикальной скорости W на разных участках пути вихря, полученной по наблюдениям в дневные часы в Каменной Степи, хта-Арале и совхозе им. Нансена над хлопком, а на рис. 6б то же для полустепи (Голодная Степь).

На рис. 6 весь путь вихря, независимо от его размеров, разделен на 10 отрезков. Распределение дано для нескольких диапазонов размеров вихря. Из этих данных следует, что чем меньше путь смещения вихря, тем меньше и его вертикальная скорость, и, наоборот, вихри, поднимающиеся на большие расстояния, имеют и большие скорости подъема. Мелкие вихри быстро смешиваются с окружающим воздухом уже на небольших отрезках пути подъема. На начальной стадии существования вихря наблюдается нарастание вертикальной скорости примерно $\frac{2}{3}$ его пути, и только на последней трети пути вихря происходит спад вертикальной скорости и вихрь кончает свое существование, т. е. перемешивается с окружающим воздухом. Среднее значение вертикальной скорости достигается примерно на 0,4 пути вихря. Максимальные значения вертикальной скорости примерно на $20-30\%$ больше ее средних значений.

Следует отметить, что при одном и том же пути смещения вихря величины вертикальных скоростей могут сильно отличаться в зависимости от термодинамического состояния нижнего слоя атмосферы, например, при длине пути смещения

вихря 200 м максимальные значения W над хлопковым полем Пахта-Арала составляли 60 см/сек., а над Голодной Степью 150 см/сек., т. е. величина W над Голодной Степью в 2,5 раза больше. Это, очевидно, обусловлено интенсивностью начального перегрева и стратификацией нижнего слоя атмосферы.

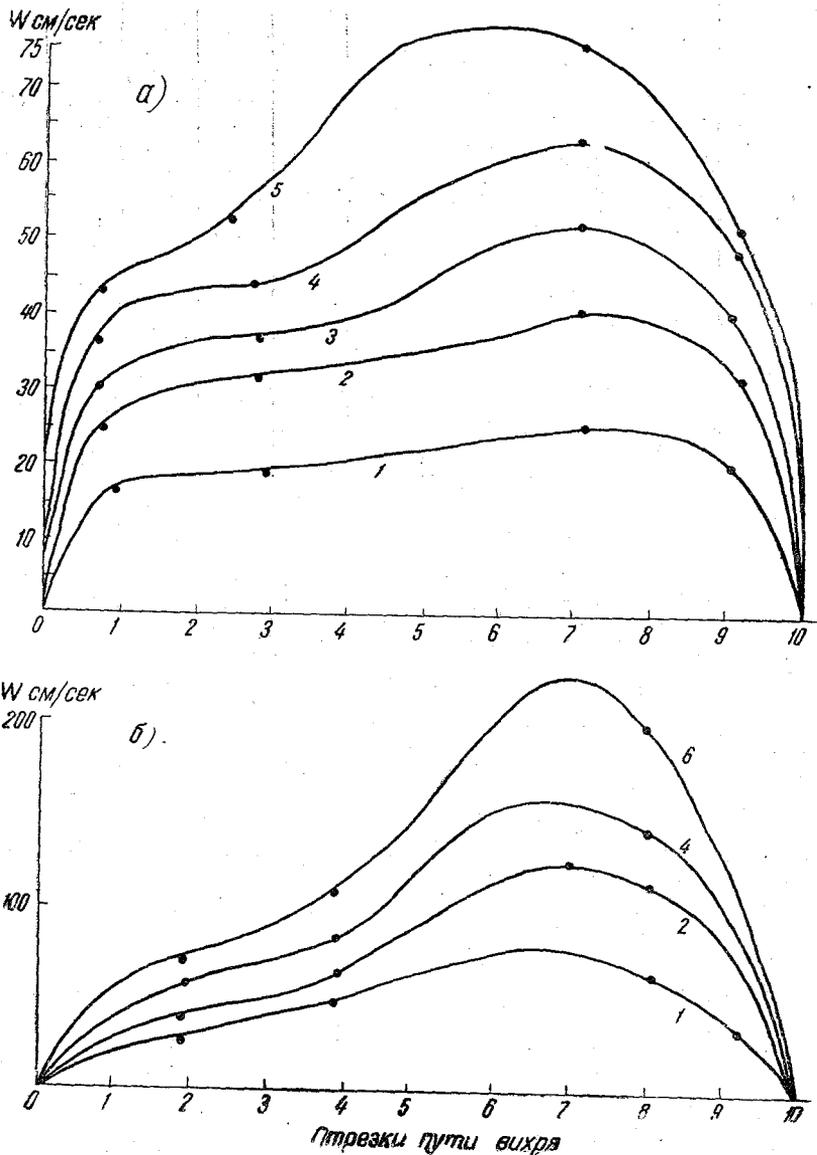


Рис. 6. Распределение W на различных отрезках пути вихря за день для восходящего потока.

a — над хлопком, b — над полупустыней.
Путь вихря: 1 — до 20 м, 2 — 21 — 6 м, 3 — 61 — 90 м, 4 — 101 — 200 м, 5 — 201 — 400 м, 6 — 401 — 700 м.

ЗАВИСИМОСТЬ ВЕРТИКАЛЬНОЙ СКОРОСТИ (W) ОТ ВЕРТИКАЛЬНОГО ГРАДИЕНТА ТЕМПЕРАТУРЫ (γ) И ВЕРТИКАЛЬНОГО ГРАДИЕНТА СКОРОСТИ ВЕТРА ($\frac{dU}{dz}$)

Скорости вертикальных движений в атмосфере в основном определяются вертикальным температурным градиентом γ и вертикальным градиентом вектора скорости ветра $\frac{dU}{dz}$. Как известно, число Ричардсона, включая в себя оба эти выра-

я, может служить показателем состояния атмосферы, благоприятным или неблагоприятным для развития вертикальных движений воздуха. На рис. 7 нанесены фактические значения средних величин вертикальных скоростей в слое 2—25 м. Точки поставлены на пересечении абсцисс и ординат, соответственно значениям $\frac{dU}{dz}$ и γ в слое. Как видно, можно ориентировочно провести изолинии равных W в зависимости от значений γ и $\frac{dU}{dz}$. На рис. 7 проведены пунктирные линии равных величин Ri , линия б-б для $Ri=1$ и линия б'-б' для $Ri=0,5$ при средней температуре слоя $T=283^\circ$. Линия а-а проведена по $\gamma=1$.

Вертикальные движения вективного типа практически начинаются при значениях $Ri < 1$, т. е. в условиях термодинамической неустойчивости, причем чем больше неустойчивость, тем интенсивнее вертикальные движения восходящих потоков. Образование W от см/сек. и выше будет только при $\gamma > 1^\circ$, т. е. при радиабатических градиентах в слое до 25 м.

ЗАВИСИМОСТЬ МЕЖДУ ВЕРТИКАЛЬНЫМИ РАЗМЕРАМИ ВИХРЕЙ И ВЫСОТОЙ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

По движению уравновешенных шаров можно было бы установить зависимость между вертикальными размерами вихрей L и высотой их образования Z . Для случая постоянной температурой атмосфере должна выполняться данная Прандтлем зависимость в виде

$$L = \alpha Z,$$

где L — размер вихря, Z — высота образования вихря, α — постоянная Кармана, равная для изотермической атмосферы 0,38.

В работе [6] приведен суточный ход величины α' в слое 300 м. Эти данные представлены на рис. 8. Во всем 300-м слое хорошо заметен суточный ход величины α' . Максимальные величины $\alpha' = 0,90$ отмечены в 13 час. в слое 40—100 м, выше и ниже α' уменьшается. Здесь же пунктиром нанесен ход $\alpha = 0,38$.

Как видно, летом в 300-м слое величина $\alpha' = 0,38$ может быть применена в весьма ограниченный период времени: утром около 8—9 час. и вечером около 7—18 час., что примерно совпадает с высотой солнца в 10—15°. В полуденные часы в слое 100 м вертикальный температурный градиент $\gamma > 1$ град/100 м и в этом слое создаются наиболее благоприятные условия для развития вертикального перемешивания масс воздуха.

ПОВТОРЯЕМОСТЬ УРОВНЕЙ КОНЦА ПОДЪЕМА ВИХРЕЙ

По движениям уравновешенных шаров, выпускаемых от земной поверхности, можно найти суточный ход повторяемости: 1) числа случаев, когда шар перемещался параллельно земной поверхности без подъема, т. е. когда отсутствовали

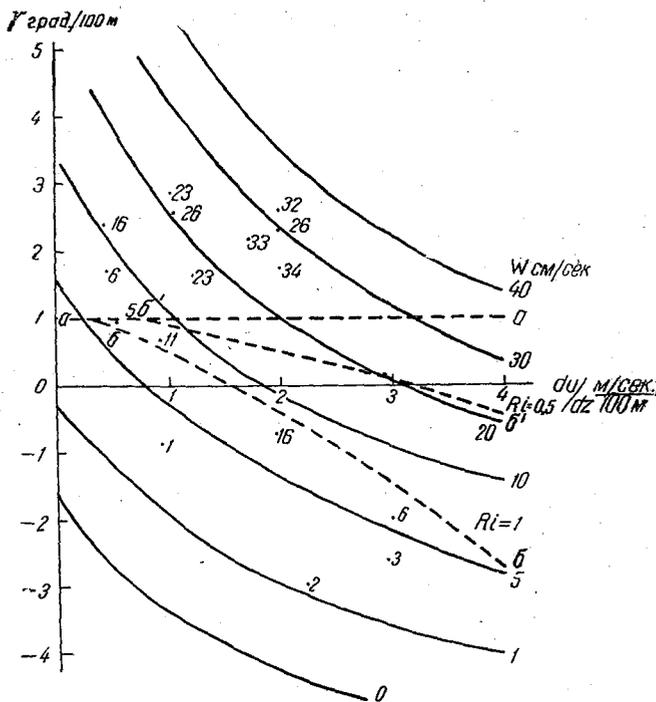


Рис. 7. Зависимость W от γ и $\frac{dU}{dz}$ в слое 2—25 м над хлопком.

вертикальные смещения частиц воздуха, 2) уровней начала подъема шаров, 3) уровней конца подъема шаров.

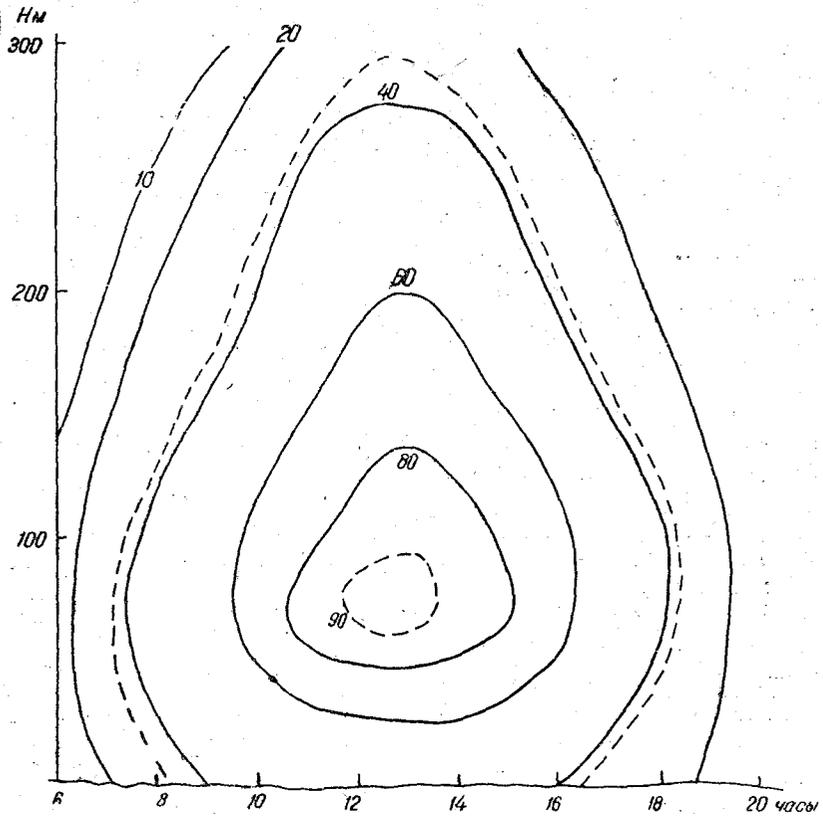


Рис. 8. Суточный ход распределения величин $x' \cdot 10^3$ по высотам.

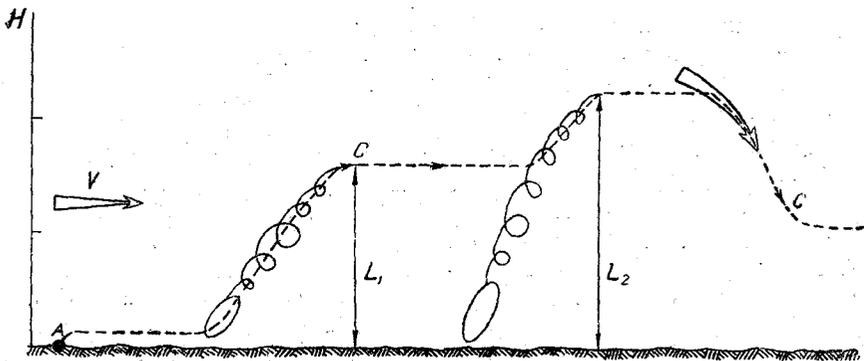


Рис. 9. Движение уравновешенного шара.

A — точка выпуска шара, C — траектория движения шара, L_1 , L_2 — путь смещения вихря, V — направление градиентного ветра.

Уровни начала подъема шаров не соответствуют уровням начала подъема воздуха, так как шар начинает свой подъем от того уровня, где шар находился в конце движения вихря, с которым он смещался раньше, а подъем частиц воздуха начинается от земли (рис. 9).

о же самое можно сказать относительно уровней начала нисходящих движений воздуха, которые не будут характеризовать действительные высоты начала нисходящих движений воздуха. Высоты же конца подъемов и опускания шаров сны дать вполне надежные характеристики уровней конца подъема струй и а нисходящих движений воздуха. Случаи, когда шар двигался вдоль земной рхности, будут характеризовать условия отсутствия конвекции на пути дви- я шар.

3 табл. 3 дано число случаев и повторяемость уровней конца восходящих и одящих движений воздуха в процентах для нескольких слоев. Подсчет сделан всех видов подстилающих поверхностей. В виде примера приведены резуль- и подчета за 2 срока из 10, при общем числе случаев — 484. Как видно из ицы, несмотря на резкие различия в строении подстилающей поверхно- сти и ографических условиях районов, общая картина вертикальных движений кон- ивных потоков получается весьма близкой над каждым участком. Поэтому альнейшем будут рассматриваться средние величины для всех подстилающих ерхностей.

Таблица 3

Повторяемость уровней конца восходящих и нисходящих движений воздуха

| Подстилающая поверх- ность | Восходящий поток | | | | | | | Нисходящий поток | | | | | | |
|----------------------------|------------------|-------|--------|---------|---------|---------|-----|------------------|-------|--------|---------|---------|---------|-----|
| | высота слоев, м | | | | | | | высота слоев, м | | | | | | |
| | 2—10 | 11—40 | 41—100 | 101—200 | 201—300 | 301—400 | 401 | 2—10 | 11—40 | 41—100 | 101—200 | 201—300 | 301—400 | 401 |
| Массив лесных полос | — | 13 | 1 | 2 | 1 | 2 | 5 | 4 | 5 | — | 1 | 2 | — | 1 |
| Орошаемый оазис | — | 3 | 3 | 3 | — | — | — | — | 3 | 1 | 1 | — | — | — |
| Полупустыня | — | — | 1 | 1 | — | 2 | — | — | 1 | — | 1 | — | 1 | — |
| Степь с лесными по- лосами | — | 1 | 2 | 4 | — | 2 | — | 1 | 2 | 1 | 1 | — | — | — |
| Осушенные болота | — | 2 | 4 | 2 | 2 | 1 | 1 | 6 | — | — | 1 | — | 1 | — |
| Водная поверхность | — | 1 | 5 | 3 | 2 | — | — | 1 | — | 1 | — | — | — | — |
| Ровный луг | 1 | 3 | 1 | 2 | 4 | — | 2 | 2 | 2 | — | — | 1 | — | — |
| Среднее, в процентах | 1 | 28 | 21 | 21 | 12 | 8 | 9 | 34 | 32 | 8 | 12 | 7 | 5 | 2 |
| Массив лесных полос | — | 3 | 2 | 2 | 2 | — | 2 | — | 1 | — | — | 2 | — | 1 |
| Орошаемый оазис | 1 | 5 | 8 | 1 | 2 | 1 | 1 | 7 | 2 | 3 | — | — | — | — |
| Полупустыня | — | — | — | — | 1 | — | — | 1 | — | — | — | — | — | — |
| Степь с лесными по- лосами | — | 5 | 4 | — | — | — | — | — | 4 | — | — | — | — | — |
| Осушенное болото | — | 2 | — | — | — | — | 1 | 1 | 1 | — | — | — | — | — |
| Водная поверхность | — | 3 | 8 | 2 | 1 | — | — | 5 | 1 | 3 | 1 | — | — | — |
| Ровный луг | 1 | — | 3 | 2 | — | — | — | 2 | 1 | — | 1 | — | — | — |
| Среднее, в процентах | 3 | 29 | 40 | 11 | 10 | 2 | 6 | 43 | 27 | 16 | 5 | 5 | — | 3 |

На рис. 10 дана повторяемость средних величин уровней конца восходящей и нисходящих конвективных потоков. Конец подъема вихрей обнаруживает два максимума — один на уровне 30—70 м и второй с малым числом случаев в зоне 10—500 м.

Вечером часты случаи, когда в атмосфере наблюдается горизонтальное движение воздуха без подъема, например, в период 18—20 час. почти половина всех наблюдений приходится на случай с отсутствием заметных вертикальных движений. Наибольшая повторяемость уровней конца восходящих потоков в эти периоды суток приходится на значительно меньшие высоты, в основном до уровня 100—200 м.

На рис. 11 приведен суточный ход начала вертикальных движений шара относительной характеристики частоты возникновения струи. Все случаи за данный срок приняты за 100% и приведен суточный ход повторяемости каждой зоны. В ночные часы полет уравновешенного шара совершается чаще всего без каких-либо вертикальных смещений. С 5 час. утра, почти сразу же после восхода солнца, повторяемость чисто горизонтальных движений шара начинает ре-

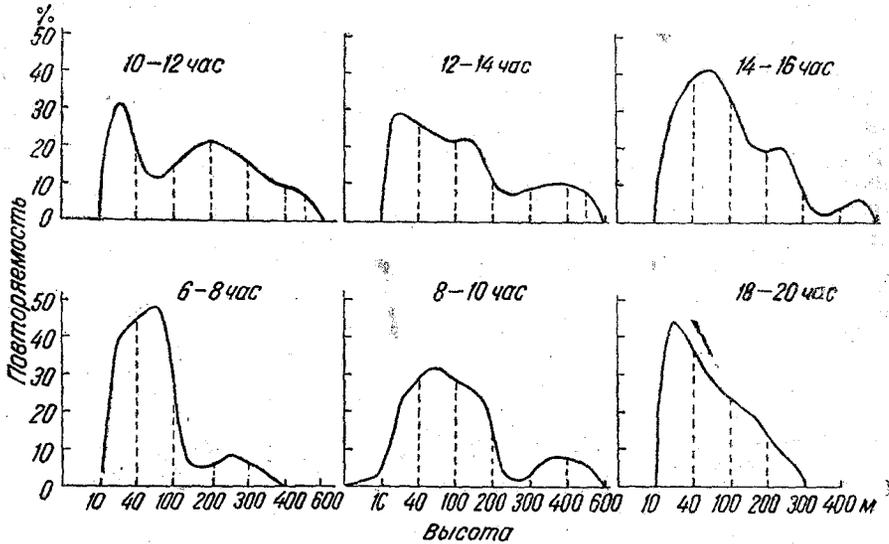


Рис. 10. Повторяемость уровней конца восходящих потоков.

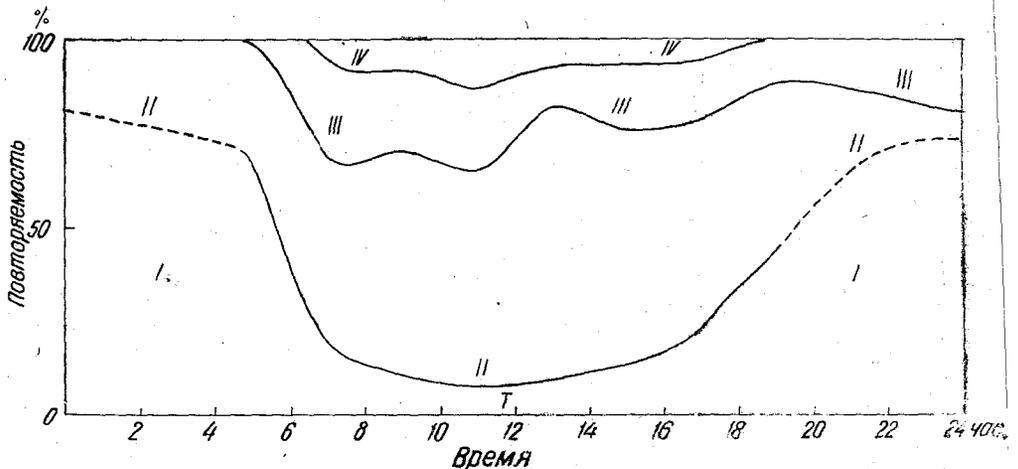


Рис. 11. Повторяемость уровней начала восходящих потоков.
I — от 0 до 1 м, II — от 2 до 10 м, III — от 11 до 100 м, IV — выше 100 м.

падать и достигает минимума около полудня, к вечеру снова наблюдается увеличение горизонтальных движений шара. Вторая зона на рис. 11 дает повторяемость подъема шаров в слое 2—10 м. Как видно, этот слой начала вертикальных движений от земли является преобладающим в дневные часы. Зона подъема шаров от 100 м и выше наблюдается только в дневные часы с максимумом числа случаев около 11 час.

На рис. 12 приведен суточный ход уровней начала и конца восходящих и нисходящих потоков как среднее для всех пунктов наблюдений. Для сравнения приведены крайние значения конца восходящих потоков над Голодной Степью и Пахта-

юм. Из рис. 12 следует, что наблюдается хорошо выраженный суточный ход этих высот конца восходящих и нисходящих потоков с максимумом в полуденные часы. Разность высот между уровнем земли и концом подъемов дает среднюю высоту смещения вихрей. Как видно, средние высоты восходящих потоков — 3 раза больше высот нисходящих потоков. Средний уровень конца подъема конвективных потоков колеблется от 50 м в 7 час. до 155 м в полуденные часы. от нисходящих движений шара начинаются весьма близко от уровня конца вихрей. Между отдельными видами подстилающих поверхностей также имеется некоторое различие в условиях развития конвективных движений, пример, над орошаемым оазисом средняя высота конца восходящих потоков

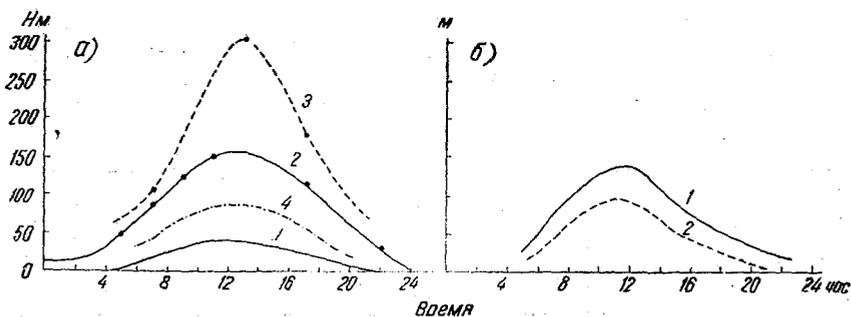


Рис. 12. Суточный ход средних уровней начала и конца восходящих и нисходящих потоков.

а — восходящий поток, *б* — нисходящий поток. 1 — высота начала движения, 2 — высота конца движения в Голодной Степи, 3 — высота конца подъемов в Пахта-Арале, 4 — высота конца подъемов в Пахта-Арале.

ставляет в полуденные часы 82 м, а над полупустыней — 308 м; эти колебания являются крайними, для других пунктов они значительно меньше и практически сползаются очень близко около кривой средних высот для всех видов подстилающей поверхности.

СРЕДНЕЕ ВРЕМЯ ПРОХОЖДЕНИЯ КОНВЕКТИВНЫХ СТРУЙ

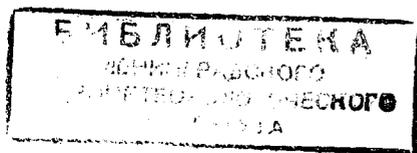
По записям прибора с регистрацией вертикальных и горизонтальных пульсаций скорости ветра, поднимаемого на привязном аэростате, можно получить данные времени прохождения струй на той или иной высоте. Это время соответствовало продолжительности пульсаций одного знака. Хотя применяемый нами прибор регистрировал как короткопериодные, так и длиннопериодные пульсации вертикальной скорости, но считая, что короткопериодные пульсации вызваны в основном динамическими причинами, далее рассмотрим только величины длиннопериодных пульсаций (табл. 4).

Таблица 4

Среднее время сохранения пульсаций одного знака τ и значения V и γ

| Высота, м | Орошаемый оазис | | | Водная поверхность | | |
|-----------|-----------------|------------|--------------------|--------------------|------------|--------------------|
| | τ сек. | V м/сек. | γ град./100 | τ сек. | V м/сек. | γ град./100 |
| 2 | — | 2,4 | -0,8 | 33 | 4,2 | 1,4 |
| 100 | 81 | 2,7 | 0,9 | 47 | 5,8 | -0,8 |
| 200 | 77 | 2,7 | 1,6 | 44 | 6,2 | -0,4 |
| 300 | 79 | 2,6 | 1,0 | 38 | 5,6 | -0,3 |

Продолжительность прохождения струй колеблется от 80 сек. (над орошаемым оазисом) до 40—45 сек. (над водной поверхностью). Приведенных данных слишком мало, чтобы сделать какие-либо обобщающие выводы, но можно считать, что



на продолжительность прохождения струи большое влияние в числе прочих факторов оказывает скорость ветра: чем больше скорость ветра, тем мельче получаются струи, происходит их дробление. Связь τ с γ пока не намечается.

ЧАСТОТА ВОЗНИКНОВЕНИЯ КОНВЕКТИВНЫХ СТРУЙ

Метод уравновешенных шаров дает возможность, хотя и весьма ориентировочно, определять частоту возникновения конвективных струй. Если, согласно рис. 9, считать вертикальные смещения шара за попадание его в струю, идущую от земной поверхности, то можно частоту возникновения струй определять через среднее число подъемов N шара на пути в 1 км. Для учета скорости смещения шара при этом как дополнительная характеристика приводится среднее время в секундах между двумя соседними попаданиями шара в струю при движении его вдоль земной поверхности. Величины N и t можно подсчитать, допуская, что высота подъема струй будет все время различной (табл. 5).

Таблица

Частота возникновения конвективных струй

| Вид подстилающей поверхности | Часы | | | | | | | | | | | |
|------------------------------------|------|-----|-----|-----|------|-----|------|-----|-----|-----|-----|-----|
| | 8 | | 10 | | 12 | | 14 | | 16 | | 18 | |
| | N | t | N | t | N | t | N | t | N | t | N | t |
| Оазис лесных полос | 3,8 | 150 | 6,4 | 96 | 12,5 | 84 | 12,5 | 96 | 8,4 | 108 | 5,0 | 162 |
| Орошаемый оазис | 3,6 | 270 | 4,0 | 246 | 5,5 | 270 | 8,3 | 312 | 7,6 | 240 | 5,0 | 250 |
| Полупустыня | 1,9 | 150 | 2,0 | 120 | 2,1 | 114 | 2,1 | 132 | 1,8 | 180 | 1,6 | — |
| Степь с лесными полосами | 3,4 | 150 | 3,7 | 108 | 4,0 | 108 | 3,8 | 114 | 3,2 | 126 | 2,7 | 180 |
| Осушенное болото | 1,2 | 204 | 2,4 | 168 | 3,8 | 120 | 4,1 | 96 | 4,0 | 132 | 2,5 | 228 |
| Водная поверхность | — | — | 1,4 | 210 | 1,9 | 162 | 2,0 | 144 | 1,4 | 156 | — | — |
| Ровный луг | 1,0 | 204 | 1,4 | 168 | 1,6 | 120 | 1,8 | 96 | 1,4 | 132 | 0,7 | 228 |
| Среднее | 2,5 | 188 | 3,1 | 158 | 4,5 | 140 | 4,9 | 142 | 4,0 | 153 | 2,9 | 210 |

Частота образования струй имеет суточный ход с максимумом в полуденные часы. Над пересеченной, термически неоднородной местностью струи образуются чаще, над равной, однородной подстилающей поверхностью — реже. Особенно редко возникают струи над ровным лугом и водной поверхностью.

ИЗМЕНЕНИЕ ВЕРТИКАЛЬНОГО ТЕМПЕРАТУРНОГО ГРАДИЕНТА (γ) И ВЛАГОСОДЕРЖАНИЯ (q) ПРИ КОНВЕКЦИИ

Конвекция сопровождается переносом тепла и влаги от земной поверхности в верхние слои. Поэтому, рассматривая суточный ход некоторых из метеорологических элементов по высоте, можно также получить данные об условиях распространения конвективных токов в приземном слое.

На рис. 13 в виде примера приведено изменение вертикального температурного градиента γ в Каменной Степи за 12/VII. В слое 0—100 м отмечен рост γ до 8 час., затем наблюдается резкое уменьшение γ и далее снова некоторый рост γ . В слое 100—180 м рост γ отмечен уже до 9 час., а после — резкий спад. Передача тепла, очевидно, в этот день шла постепенно к 8 час. до 100 м и к 9 час. до 200 м. Аналогичный ход γ можно было бы привести почти для всех наблюдений в дневные часы летом в данном пункте.

Постепенный перенос конвективными токами тепла и влаги может быть прослежен также и по данным суточного хода влагосодержания (q) по слоям. В виде примера на рис. 14 приведен суточный ход влагосодержания в слое от земли и до 300 м над полупустыней и орошаемым оазисом в кг/м³.

До 10 час. утра влагосодержание в слое растет вследствие притока влаги от земли, к 10 час. конвекция развивается до высоты 300 м, и далее идет быстрый

ад влагосодержания во всем слое над орошаемым оазисом до 14 час., а над лупустыней до 16 час., что указывает на весьма интенсивное развитие конвективного переноса водяного пара в приземном слое. Постепенность развития кон-

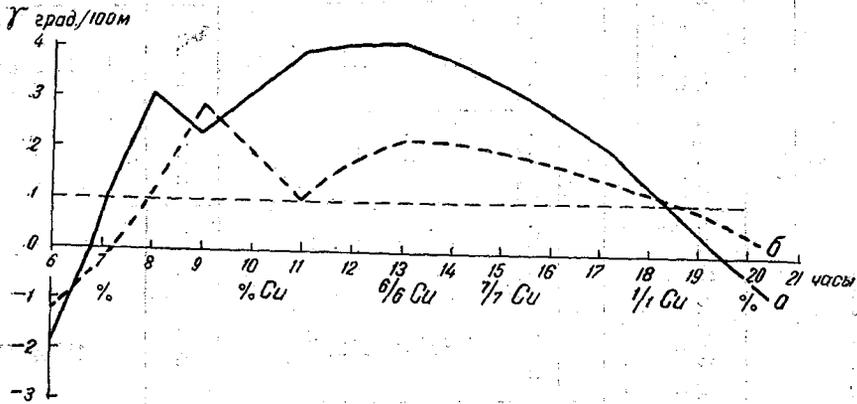


Рис. 13. Изменение вертикального температурного градиента.
а — в слое от 0 до 100 м, б — в слое от 100 до 180 м.

векции в приземном слое подтверждается также запаздыванием с высотой времени наступления суточного максимума температуры и других метеорологических элементов.

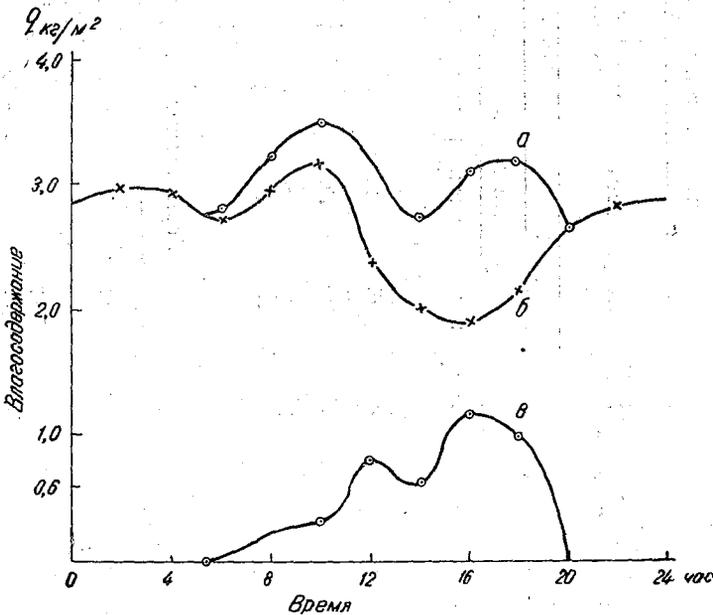


Рис. 14. Суточный ход величины влагосодержания слоя 0—300 м.
а — над оазисом, б — над полупустыней, в — разность «оазис — полупустыня».

СРЕДНИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ПОТОКОВ НАД РАЗЛИЧНЫМИ ПОДСТИЛАЮЩИМИ ПОВЕРХНОСТЯМИ ПРИ КОНВЕКЦИИ

По наблюдениям за движением уравновешенных шаров вычислены некоторые характеристики вертикальных движений воздуха над различными подстилающими поверхностями. Наибольший интерес представляет суточный ход скорости восходящих и нисходящих движений воздуха.

В табл. 6 приведены средние величины скорости и размеров восходящих и нисходящих потоков над различными подстилающими поверхностями. Минимальные

Средние величины скорости и размеров восходящих и нисходящих потоков над различными подстилающими поверхностями

| | | Вид подстилающей поверхности | | | | | | | | | | | | |
|---|-----------------------------|------------------------------|----------|-------------|----------|--------------------------|---------------|----------------------------|---------|--------------------|-------|--|-------|-------|
| Период наблюдений, часы | Массив лесных помос в степи | Орошаемый оазис в пустыне | | Полупустыня | | Степь с лесными погосами | | Осушенное болото и суходол | | Водная поверхность | | Ровный луг в г = 0,5 км, далее слегка пересеченная местность | | |
| | | VI - VII 1951 | VII 1952 | VII 1952 | VII 1952 | VI 1952 | VI - VII 1953 | II 1954 | VI 1953 | | | | | |
| Скорости вертикальных потоков W см/сек. | | | | | | | | | | | | | | |
| | восх. | нисх. | восх. | нисх. | восх. | нисх. | восх. | нисх. | восх. | нисх. | восх. | нисх. | восх. | нисх. |
| 6 | 29 | 10 | 15 | 11 | 32 | 13 | 31 | 10 | 16 | 10 | — | — | — | — |
| 8 | 37 | 13 | 25 | 19 | 67 | 22 | 37 | 28 | 21 | 18 | — | — | 28 | 18 |
| 10 | 61 | 36 | 34 | 33 | 73 | 55 | 54 | 19 | 39 | 16 | — | — | 41 | 19 |
| 12 | 96 | 50 | 49 | 20 | 157 | 132 | 75 | 28 | 79 | 23 | — | — | 41 | 27 |
| 14 | 63 | 25 | 30 | 24 | — | — | 54 | 24 | 40 | 30 | — | — | 22 | 9 |
| 16 | 46 | 27 | 14 | 13 | 59 | 50 | 28 | 17 | 52 | 14 | — | — | 21 | 12 |
| 18 | 27 | 9 | 10 | 3 | — | — | 19 | 13 | 17 | 11 | — | — | 21 | 3 |
| 20 | 9 | 6 | 2 | 2 | — | — | — | — | 10 | 9 | — | — | — | — |
| Вертикальные размеры потоков L м | | | | | | | | | | | | | | |
| | восх. | нисх. | восх. | нисх. | восх. | нисх. | восх. | нисх. | восх. | нисх. | восх. | нисх. | восх. | нисх. |
| 6 | 20 | 3 | 9 | 9 | 17 | 5 | 18 | 4 | 16 | 5 | — | — | — | — |
| 8 | 29 | 5 | 31 | 10 | 67 | 15 | 23 | 9 | 45 | 11 | — | — | 34 | 10 |
| 10 | 47 | 8 | 30 | 21 | 122 | 58 | 35 | 6 | 89 | 6 | — | — | 114 | 13 |
| 12 | 103 | 18 | 47 | 13 | 288 | 115 | 64 | 12 | 130 | 28 | — | — | 119 | 13 |
| 14 | 42 | 10 | 23 | 20 | — | — | 28 | 7 | 96 | 9 | — | — | 32 | 9 |
| 16 | 18 | 8 | 8 | 5 | 68 | 45 | 16 | 6 | 89 | 14 | — | — | 63 | 8 |
| 18 | 13 | 3 | 2 | 1 | — | — | 15 | 7 | 45 | 7 | — | — | 61 | 1 |
| 20 | 4 | 2 | — | — | — | — | — | — | 9 | 6 | — | — | — | — |

Суточный ход продолжительности восходящих и нисходящих потоков и отношения W/V над различными подстилающими поверхностями

| | | Вид подстилающей поверхности | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------|--|--|---------------------------|-------|-------------|-------|--------------------------|-------|------------------|-------|--------------------|-------|---|-------|-------|
| | | Массив лесных полос в степи | Орошаемый оазис в пустыне | | Полупустыня | | Степь с лесными полосами | | Осушенное болото | | Водная поверхность | | Ровный луг, в $r = 0,5$ км, далее слегка пересеченная местность | | |
| Период наблюдений, часы. | | восх. | нисх. | восх. | нисх. | восх. | нисх. | восх. | нисх. | восх. | нисх. | восх. | нисх. | восх. | нисх. |
| | | Продолжительность вертикальных движений 7 сек. | | | | | | | | | | | | | |
| 6 | | 68 | 30 | 62 | 109 | 53 | 45 | 55 | 42 | 116 | 69 | — | — | 108 | — |
| 8 | | 78 | 38 | 125 | 47 | 98 | 57 | 61 | 30 | 190 | 60 | — | — | 214 | 49 |
| 10 | | 76 | 88 | 31 | 51 | 165 | 105 | 65 | 31 | 178 | 52 | — | — | 155 | 78 |
| 12 | | 107 | 36 | 96 | 62 | 183 | 87 | 86 | 44 | 147 | 65 | — | 57 | 111 | 49 |
| 14 | | 66 | 41 | 76 | 82 | — | — | 42 | 27 | 160 | 45 | — | — | 124 | 25 |
| 16 | | 30 | 25 | 59 | 40 | 113 | 90 | 55 | 27 | 162 | 66 | — | — | 249 | 54 |
| 18 | | 47 | 23 | 50 | 46 | — | — | 81 | 55 | 133 | 49 | — | — | — | 30 |
| 20 | | 42 | 24 | 22 | 15 | — | — | — | — | 93 | 85 | — | — | — | — |
| | | Отношение W/V | | | | | | | | | | | | | |
| | | восх. | нисх. | восх. | нисх. | восх. | нисх. | восх. | нисх. | восх. | нисх. | восх. | нисх. | восх. | нисх. |
| 6 | | 0,12 | — | 0,23 | 0,13 | 0,12 | 0,08 | 0,14 | 0,05 | 0,08 | 0,05 | — | — | 0,08 | — |
| 8 | | 32 | — | 19 | 19 | 26 | 08 | 17 | 08 | 05 | 03 | — | — | 14 | 0,05 |
| 10 | | 38 | — | 29 | 20 | 25 | 06 | 25 | 06 | 19 | 07 | — | — | 09 | 05 |
| 12 | | 38 | — | 34 | 10 | 53 | 12 | 28 | 09 | 32 | 07 | — | 0,05 | 06 | 06 |
| 14 | | 34 | — | 31 | 38 | — | — | 16 | 08 | 13 | 09 | — | — | 06 | 03 |
| 16 | | 17 | — | 13 | 68 | 16 | 09 | 13 | 08 | 18 | 07 | — | — | 04 | 03 |
| 18 | | 15 | — | 07 | 04 | — | — | 16 | 07 | 08 | 06 | — | — | 07 | 05 |
| 20 | | 06 | — | 04 | 07 | — | — | — | — | 05 | 04 | — | — | — | — |

вертикальные скорости в летний период наблюдались над орошаемым хлопковым оазисом в условиях постоянной приземной инверсии и над ровной и однородно поверхностью луга, за границами которого была слегка пересеченная местность. Вертикальный температурный градиент в слое от 2 до 100 м над лугом был обычно меньше адиабатического.

Наибольшие величины W наблюдались над полупустыней в 12—14 час. в среднем около 1,5 м/сек. при значительных сверхадиабатических градиентах температуры (см. работу автора [4]). Весьма большие величины W отмечались также в массиве лесных полос среди степи. Здесь сочетание высоких значений с динамическим эффектом от лесных полос и обусловило относительно высокие скорости вертикальных смещений воздуха. Над лугом и орошаемым оазисом в приземном слое вертикальные скорости значительно меньше, чем над другими участками.

Средние высоты подъема частиц воздуха в вихрях имеют всюду хорошо выраженный суточный ход с минимумом утром и вечером и максимумом в полуденные часы. Особенно большие значения L , достигающие почти до 300 м, отмечены над полупустыней, над остальными пунктами они меняются в сравнительно небольших пределах. Величины W и L для нисходящих потоков всюду значительно меньше тех же величин для восходящих потоков, а отсюда можно сделать вывод, что упорядоченной конвективной циркуляции типа ячеек Бенара в приземном слое не существует или они наблюдаются очень редко. Очевидно, подъем воздуха осуществляется более активно, чем его опускание, перегрев масс воздуха происходит на отдельных ограниченных участках, площади которых будут значительно меньше общей площади района, пополнение поднимающегося воздуха идет не только за счет опускания его сверху, но и за счет притока по горизонтали с боков.

Продолжительность подъема частиц воздуха в термиках не имеет хорошо выраженного суточного хода, но в среднем можно отметить некоторое возрастание величины T около 8—10 и 18—20 час. с последующим уменьшением и далее небольшим ростом в полуденные часы.

Перегрев частички сохраняется около 80 сек., и струя поддерживается от источника образования также в течение 80 сек.; над водной поверхностью нагретая частичка поднимается в течение около 150 сек., а струйки образуются примерно через 35—40 сек., т. е. за время перемешивания вихря успеет образоваться 3—4 струйки. Для характеристики угла наклона поднимающихся струй приведены отношения W/V . Как видно из табл. 7, отношение W/V имеет хорошо выраженный суточный ход с максимумом в полуденные часы и минимумом вечером, причем характерно, что отношение W/V для всех подстилающих поверхностей, кроме полупустыни, водной поверхности и луга, имеет примерно одинаковые значения, меняющиеся в полдень в пределах от 0,28 до 0,38. Над полупустыней отношение W/V увеличивается до 0,53, что дает средний угол подъема конвективной струи около 50°. Над водной поверхностью и лугом отношение W/V в полдень составляет всего 0,09 из-за значительных скоростей ветра и малых W .

ВЫВОДЫ

1. Конвективные потоки образуются в виде отдельных струй или пузырей более нагретого воздуха, время от времени прорывающихся от земной поверхности вверх; непрерывного чередования восходящих и нисходящих потоков от земной поверхности, типа ячеек Бенара, нами не обнаружено.

2. Средняя высота конца подъема перегретых частичек воздуха в конвективной струе имеет хорошо выраженный суточный ход с колебаниями от 40—50 м утром и вечером и до 150—170 м днем, причем эта высота несколько меняется в зависимости от строения и шероховатости подстилающей поверхности, достигая, например, в полуденные часы над полупустыней до 300 м и над орошаемым оазисом с наличием приземной инверсии температуры всего 80 м. Отдельные редкие вихри в полуденные часы могут подниматься от земной поверхности на сравнительно большие высоты до 600—800 м. Намечается второй слой развития конвекции с высоты 250—300 м.

3. Средний перегрев массы воздуха на высоте 2 м над орошаемым оазисом являлся $0,4-0,6^\circ$ с отдельными значениями Δt до 1° , над-водной поверхностью в отдельных случаях величина перегрева доходила до 2° . Подъем перегре- воздуха в слое атмосферы со сверхадиабатическими градиентами может про- одить с нарастающей разностью температур поднимающегося и окружающего уха, тогда струя или вихрь будет подниматься с ускорением. При подъеме я происходит его непрерывное перемешивание с окружающим воздухом, при л наблюдается дробление вихря, вследствие чего разность температур Δt умень- тся и вихрь затухает, перемешивается с окружающим воздухом. Максимальная рость подъема частичек воздуха в вихре наступает на $\frac{2}{3}$ высоты его подъема, д скорости до нуля происходит быстрее на оставшейся $\frac{1}{3}$ его пути смещения.

4. Примерно в $60-70\%$ всех случаев в дневные часы частички воздуха в вихре ходят путь не более $40-50$ м. Подъем частиц происходит часто до верхней ницы слоя со сверхадиабатическими градиентами температуры. В летнее время м средние высоты подъема конвективных струй над различными подстилающими ерхностями в общем оказались мало отличающимися друг от друга. Наиболее енсивные конвективные струи образуются на границе участков с резко различ- ми тепловыми свойствами подстилающих поверхностей. Наиболее благоприятны образование крупных термик при прочих равных условиях скорости ветра 4 м/сек.; при дальнейшем росте скорости ветра вертикальные потоки начи- от дробиться на более мелкие, вследствие чего величина вертикальной скорости чинает уменьшаться. С ростом γ и $\frac{dU}{dz}$ вертикальные скорости в термических руях растут. Вхождение термик в слой инверсии обычно вызывает их быстрое гухание.

5. Наряду с восходящими термическими потоками в атмосфере всегда наблю- ется компенсирующее нисходящее движение, но оно выражено значительно сла- е, так как перегрев воздуха происходит, в общем, на относительно небольших) площади участках.

6. В суточном ходе величин W , L и W/V имеется хорошо выраженный макси- д в полуденные часы и минимум утром и вечером. Средняя продолжительность шествования в приземном слое перегретой частички составляет $80-150$ сек. и иеет в суточном ходе два максимума в $8-10$ час. и в $18-20$ час. Время суще- гования конвективной струи меняется от 80 сек. (над орошаемым оазисом) до $3-45$ сек. (над теплой водной поверхностью). Частота возникновения конвектив- ых струй имеет хорошо выраженный суточный ход с максимумом в полуденные асы, причем по нашим измерениям в полдень на 1 км пути может возникать от дной до двенадцати струй с максимумом над пересеченной и термически неодн- одной подстилающей поверхностью. Время между двумя соседними струями олеблется от 80 до 270 сек.

7. Начальный перенос тепловой энергии от земной поверхности в рассмотрен- ых нами случаях распространяется на сравнительно небольшие высоты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воронцов П. А. О точности метода уравновешенных шаров. Труды ГГО, вып. 32 (94), 1952.
2. Вульфсон И. Н. Метод изучения конвективных движений в свободной атмосфере. Д. АН, № 2, 1953.
3. Воронцов П. А. Аэрологические исследования структуры воздушного потока над хлопковым полем и полупустыней. Труды ГГО, вып. 39 (101), 1953.
4. Воронцов П. А. Микроаэрологические исследования термического режима в нижнем 400-метровом слое. Труды ГГО, вып. 39 (101), 1953.
5. Воронцов П. А. Применение уравновешенных шаров для исследования вертикаль- ных движений воздуха. Труды ГГО, вып. 47 (109), 1953.
6. Albrecht F. Die thermische Konvektion in der freien Atmosphäre und ihre Bedeutung für den Wärmeumsatz zwischen Erdoberfläche und Luft. Wissenschaft. Abhandl. Bd. IX, № 5, 1942.

О КОЛЕБАНИИ ВЫСОТЫ НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ СЛОИСТЫХ ОБЛАКОВ

Одной из важнейших для практики характеристик облаков является высота характер их нижней границы.

Как упоминается в работах ряда авторов, разные методы определения различных значений высот облаков. Особенно четко это показано в работе Е. Г. За и О. В. Марфенко [1], посвященной вопросу изучения структуры нижней границы облачности и являющейся результатом специально поставленных наблюдений. Различие в высотах облаков, полученных разными методами, вызвано использованием разных критериев для определения нижней границы (потеря вертикальной видимости при методе шаров-пилотов или привязного аэростата, потеря горизонтальной видимости при наблюдениях с самолета и т. д.).

Так как высоты оснований облаков представляют практический интерес главным образом для авиации, то, повидимому, где это возможно, следует ориентироваться на самолетный метод и приводить к нему все другие методы, вводя соответствующие поправки на метод.

В связи с работой в ГГО по изучению слоистых облаков в осенне-зимний сезон 1951/52 г. в Ленинградской обл. проводилось детальное изучение нижней границы слоистых облаков нижнего яруса. Наблюдения велись с борта самолета ПО-2, который совершал полеты по нижней кромке облаков. Эти полеты и были использованы для изучения ее структуры, высоты и изменения во времени и пространстве.

Режим полетов был следующий: самолет поднимался над аэродромом до уровня основания облаков и шел, оставаясь все время на нижней кромке, на восток-юго-восток, подходил к Неве, проходил над первым контрольным пунктом и затем, слегка изменив курс, шел на восток ко второму контрольному пункту. Над ним самолет делал несколько кругов и затем возвращался на аэродром тем же маршрутом. В отдельных случаях пилот, сохраняя основные пункты маршрута, несколько менял путь между этими пунктами.

Расстояние между конечными пунктами маршрута по прямой линии составляет около 70 км, а по приведенному выше маршруту около 85—90 км. Длительность всего полета от взлета до посадки колебалась от полутора до двух часов. Высота местности над уровнем моря менялась от 10 до 70 м. Характер подстилающей поверхности также был разнообразен, но в рассматриваемый период времени (поздняя осень—зима) земля была покрыта снегом, что, конечно, затушевывало различия подстилающей поверхности и ее связь с нижней границей облаков.

Проведенные полеты показали, во-первых, что для рассматривавшихся низких слоистых облаков очень трудно определить высоту нижней границы. Чаще всего резкого перехода в облачные слои не было заметно. Переход к ним настолько постепенен, что очень трудно сказать, когда они начинаются. При наборе высоты самолетом видно, что с некоторого момента земля начинает как бы „туманиться“. Но отметить этот момент весьма трудно, так как видимость земли ухудшается также очень постепенно. В таких случаях между самолетом и землей существует как бы слабая дымка, которая с некоторой высоты становится ощутимой для глаз наблюдателя.

ногда в этих полетах отмечалось, что под самолетом на разных высотах се дымки проплывали отдельные слабо различимые сгущения дымки с не-ми расплывчатыми краями, более светлые на фоне темной земли, и трудно эт сверху решить, что это за образования: отдельные ли First, проходящие основным облачным покровом, или отдельные неоднородности структуры ниж-кромки облаков.

ледует отметить, что в рассмотренных случаях ход относительной влажности метеорограмме также не давал возможности отметить вход самолета в облач-слой, так как обычно в эти дни наблюдалась высокая влажность у земли, и метеорограмме, где все перья писали довольно плоские кривые, пожалуй, и плоской бывала часто именно линия влажности. Случаев с низкими сло-и облаками при низких значениях влажности у земли не удалось подобрать и имевшихся материалов. Поэтому трудно сказать, что считать в имевшихся аях высотой нижней границы облаков. Говоря о различных принципах опре-ния высоты нижней границы облаков, Е. Г. Зак и О. В. Марфенко в своей те [1] указывают, что при наблюдениях с самолета нижняя граница облаков эделяется по потере горизонта. В рассмотренных же нами случаях бывали дни, аа горизонта не было видно уже у самой земли при облачном покрове, нахо-немся на некоторой высоте над землей. Поэтому руководствоваться при само-ых наблюдениях только потерей горизонта еще недостаточно.

Кроме того, несомненно, что, как указывают Е. Г. Зак и О. В. Марфенко, ния граница облаков не является какой-то определенной двухмерной поверх-гью, а представляет собой трехмерный слой толщиной в несколько десятков, нога и сотен метров. Причем это не застывший, неподвижный, установившийся времени и пространстве слой, а слой очень подвижный и меняющийся как во мени, так и в пространстве. Вышеназванные авторы на основании нескольких ий специальных наблюдений за нижней кромкой облаков с борта привязного остана и базисных наблюдений за привязным шаром-пилотом, проводившихся нтервалом 7—12 мин., установили, что, не говоря уже о расхождении высот, гученных разными методами, даже при определении высоты одним и тем же одом, обычно наблюдаются скачки отдельных отсчетов. Эти скачки доходят некоторых случаях до двухсот метров в зависимости от формы облаков, их зещенности, высоты, времени суток и т. д.

Кроме этих скачков, вызванных нерепрезентативностью отдельных наблюдений, работе [1] указывается на существование периодических колебаний высоты всей жней кромки облачного слоя в целом с амплитудой 50—100 м и периодом 1 до 3 час.

Представляло интерес попутно проверить заключения Центральной аэрологи-ской обсерватории на материале самолетных полетов по маршруту.

Всего с этой целью было обработано 56 полетов, для которых имелись визуаль-ие наблюдения бортаэролога и метеорограммы полетов по всему маршруту, работанные по времени, с указанием моментов прохождения самолета над отдель-ми пунктами местности.

Изменение высоты нижней кромки облаков за время полетов, в которых высоты жно было привязать к определенным точкам, показано на рис. 1, 2, 3 и 4.

Полеты были разбиты на четыре группы:

Первая группа, когда высота основания облаков оставалась неизменной ии менялась мало. Сюда отнесены случаи, когда изменение высоты на протяжении зего полета не превосходило 50—60 м. Эта величина взята потому, что она мермерно соответствует той точности, с которой можно было определять высоту ижней границы. Примеры полетов этой группы приведены на рис. 1.

Вторая группа — высота облаков менялась в пространстве. Сюда отнесены лучаи, когда высоты облаков над различными точками маршрута отличались ольше, чем на 50—70 м, в то время как высота облаков над одним и тем же унктом менялась мало за время полета (рис. 2).

Третья группа — высота облаков менялась во времени. В эту группу ключены случаи, в которых высота облаков мало менялась от одного места

к другому, но над одним и тем же пунктом изменялась за время полета бол-
 чем на 50—70 м (рис. 3). Основными пунктами, рассматриваемыми в этой гру-
 являлись главным образом аэродром и первый контрольный пункт, для кото-
 промежуток времени между отдельными определениями высот составлял 1—2 ч

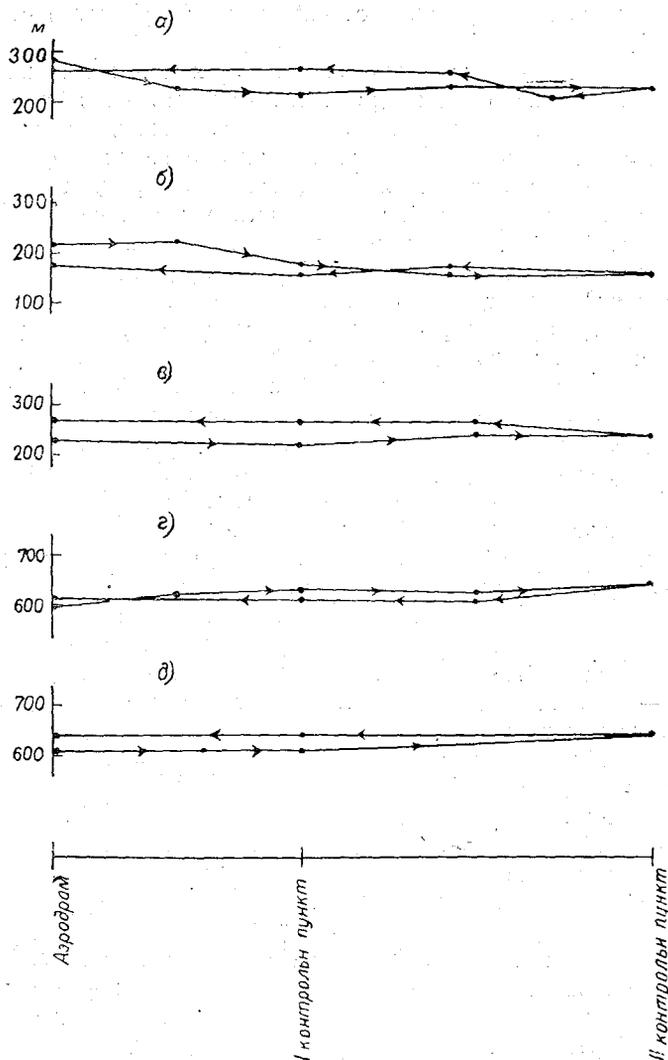


Рис. 1.

а — 8/II 1952 г. 12 час. 15 мин. — 14 час. 5 мин., б — 6/II 1952 г.
 10 час. 30 мин. — 11 час. 43 мин., в — 25/XII 1951 г. 10 час. 35 мин. —
 12 час. 5 мин., г — 24/XII 1951 г. 13 час. 43 мин. — 15 час. 25 мин.,
 д — 17/XII 1951 г. 13 час. 20 мин. — 14 час. 50 мин.

Наконец, четвертая группа — высота облаков менялась и во времени
 и в пространстве (рис. 4).

Из 56 отобранных подъемов 12 случаев попало в первую группу, 12 случаев
 во вторую, 14 случаев в третью и 8 случаев в четвертую группу.

По предварительному анализу синоптических ситуаций имелось:

в первой группе — 7 случаев внутримассовой облачности; 3 случая, когда
 облачность могла быть связана с фронтами, проходившими в эти дни над рассма-
 триваемым районом, и 2 случая, когда трудно сказать что-либо определенное,
 так как фронты в эти дни проходили, но время прохождения фронта и время
 подъема самолета позволяют считать, что связь рассмотренных в этих случаях
 облаков с фронтами маловероятна;

второй группе — 6 случаев внутримассовой облачности и 6 случаев, в ко-
 облачность могла быть связана с прохождением фронтов через район.
 в;
 третьей группе — 11 случаев внутримассовой облачности и 3 случая облач-
 в дни с прохождением фронтов через Ленинградскую область;
 четвертой группе, когда высота облаков менялась во времени и простран-
 имелось 6 случаев внутримассовой облачности и 2 случая, в которых воз-
 связь с проходившими фронтами.

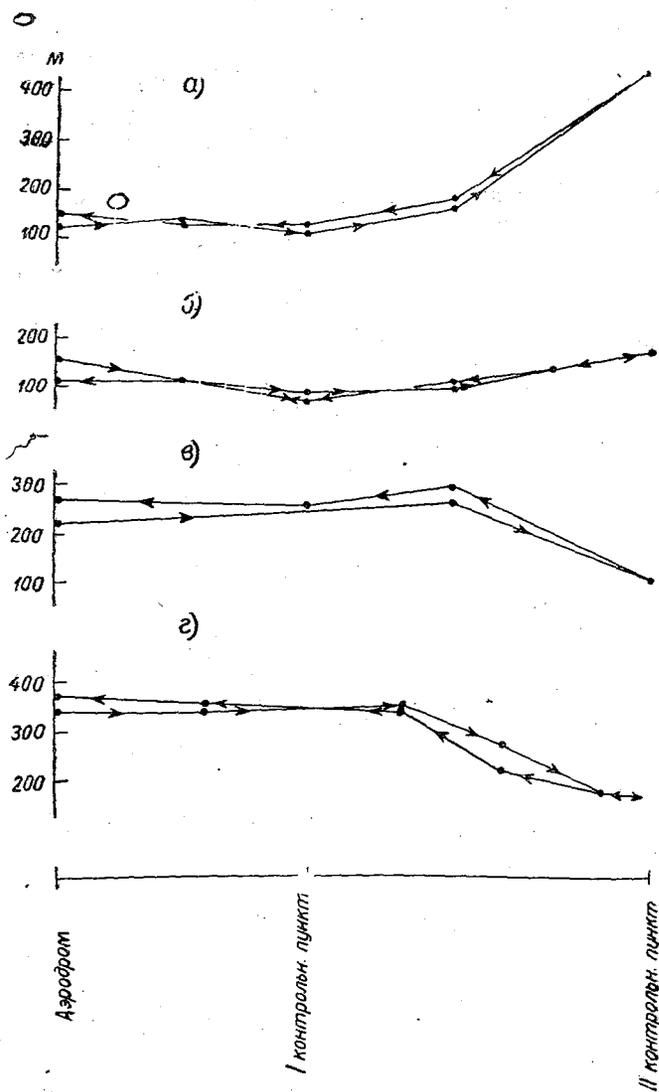


Рис. 2.

а — 5/II 1952 г. 15 час. 6 мин. — 16 час. 30 мин., б — 5/II 1952 г.
 12 час. 31 мин. — 14 час., в — 18/II 1952 г. 11 час. 50 мин. —
 13 час. 50 мин., г — 9/I 1952 г. 10 час. 32 мин. — 12 час. 10 мин.

По формам облаков получено следующее распределение внутри групп:
 в первой группе — 6 случаев St, 5 случаев Sc, причем в одном из них за-
 емя полета Sc перешли в Ns с выпадением снега, но высота облаков при этом
 почти не изменилась, и 1 случай Ns со снегом (внутримассовые);

во второй группе — 1 случай St, перешедших к концу полета в Ns (не осадков), 9 случаев Sc, из них в трех случаях за время полета Sc перешли с понижением высоты нижней границы облаков и один раз с выпадением осадков и 2 случая Ns;

в третьей группе — 4 случая St, 3 случая Sc, 4 случая Ns и в трех случаях отмечены одновременно и St и Sc. Причем в 6 случаях в этой группе, кроме основных облаков, зафиксированы еще и облака Frсu или Frst;

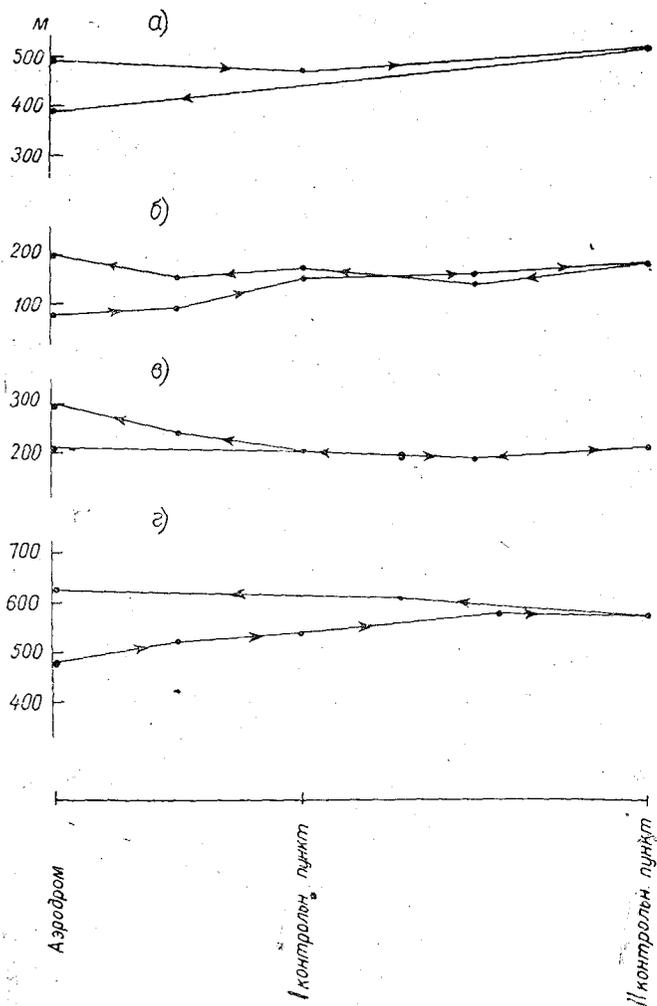


Рис. 3.

а — 24/I 1952 г. 14 час. 19 мин. — 15 час. 56 мин., б — 21/I 1952 г. 14 час. 12 мин. — 15 час. 50 мин., в — 12/I 1952 г. 10 час. 15 мин. — 11 час. 50 мин., г — 24/XII 1951 г. 10 час. 14 мин. — 11 час. 47 мин.

в четвертой группе — 3 случая St, 3 случая Sc и 2 случая Ns. В 3 случаях кроме основной массы облаков, были Frst или Frnb.

Была сделана попытка оценить, какого порядка могут быть изменения высоты нижней границы одних и тех же облаков во времени и в пространстве. Получены следующие данные:

В первой группе, как сказано выше, отклонения не превышали 70 м.

второй группе, куда вошли облака, высота которых заметно менялась в пространстве, это изменение достигало в среднем 176 м, в отдельных случаях высота доходила до 350 м, причем для внутримассовых и фронтальных облаков получается один и тот же порядок изменения высоты, а именно: для внутримассовых в среднем 163 м и для фронтальных — 188 м.

Для третьей группы среднее изменение высоты за время полета над аэродромом составляло 113 м и над первым контрольным пунктом — 61 м (промежуток времени между отдельными определениями высоты для первого контрольного пункта

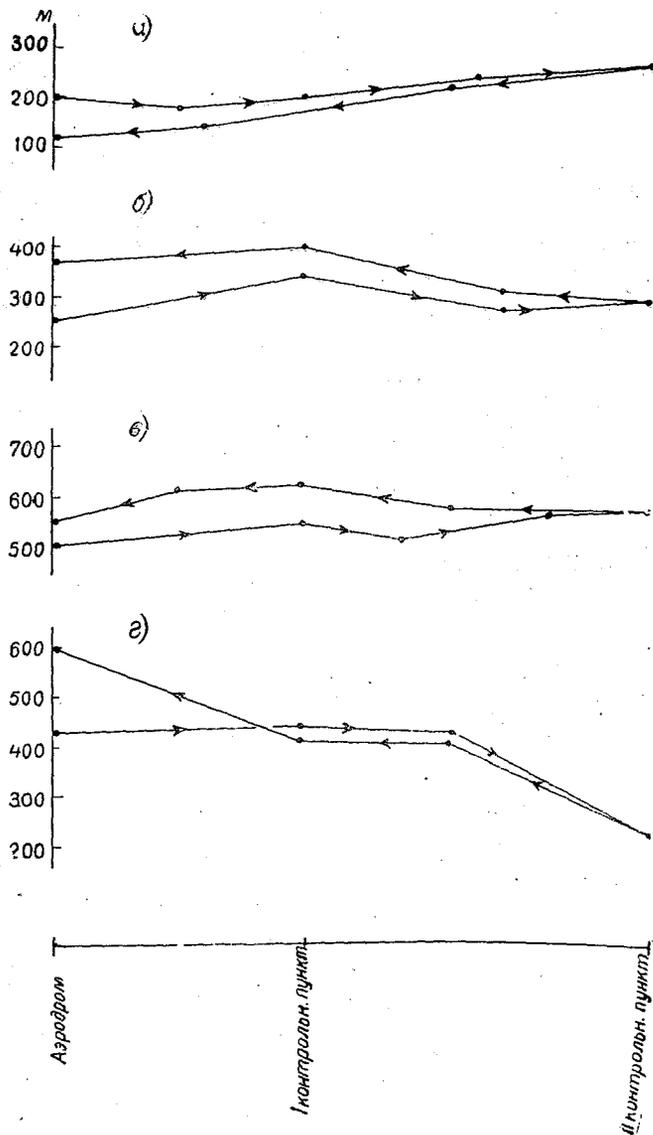


Рис. 4.

а — 31/I 1952 г. 10 час. 25 мин. — 12 час. 4 мин., *б* — 30/I — 1952 г. 10 час. 57 мин. — 12 час. 29 мин., *в* — 18/I 1952 г. 10 час. 15 мин. — 12 час. 9 мин., *г* — 17/XII 1951 г. 10 час. 58 мин. — 12 час. 25 мин.

значительно меньше, чем для аэродрома). Для внутримассовой облачности в этой группе получено для аэродрома 105 м, для первого контрольного пункта — 41 м. В случае же фронтальных облаков, которых в этой группе было мало, получено для аэродрома 200 м, для первого контрольного пункта — 150 м.

По четвертой группе получено: среднее изменение высоты в пространстве 114 м, а во времени для аэродрома — 84 м и для первого контрольного пункта — 61 м. В этой группе изменения высоты получены меньшие, чем во второй и третьей группе, где она менялась либо во времени, либо в пространстве.

Связать изменение высоты основания облаков с подстилающей поверхностью или найти какие-либо другие закономерности не удалось.

Порядок величины изменений высоты основания облаков совпадает с данными у Е. Г. Зак и О. В. Марфенко [1]. Что же касается периодичности колебаний нижней кромки, о которой они говорят в своей работе, то имеющийся материал не подтверждает этого. Правда, применявшаяся методика (полет по маршруту), дававшая только две отметки высот над проходимыми пунктами, могла бы уловить этих колебаний во времени над данным местом. Зато методика могла бы зафиксировать колебания высоты нижней кромки в пространстве. Но в этом отношении также не получено ничего достаточно убедительного. В некоторых отдельных полетах намечается подобие волны, но, во-первых, бывало довольно редко и, во-вторых, ход высот, имеющий минимум между двумя повышениями в пространстве, еще не означает волну. Может быть выделенный маршрут был недостаточно длинен или скорость самолета мала для того, чтобы уловить такие колебания высоты. Во всяком случае имевшийся материал не давал еще возможности подтвердить существование таких колебаний.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зак Е. Г. и Марфенко О. В. Структура нижней кромки облачного покрова. Труды ЦАО, вып. 7, 1952.

НЕКОТОРЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ТУРБУЛЕНТНОСТИ В ДНИ СО СЛОИСТЫМИ ОБЛАКАМИ

Исследования турбулентного состояния атмосферы в дни со слоистыми облаками почти отсутствуют. В имеющейся литературе по слоистой облачности приводятся лишь качественные оценки турбулентности атмосферы, основанные на наблюдениях боргаэрологов. В протоколах зондирования обычно записывается зень болтанки самолета в трех градациях (слабая, средняя, сильная). Из таких данных Е. Г. Зак [1] нашла, что болтанка наблюдается в St и 26%, в Sc 9% случаев. Отсюда можно сделать вывод, что болтанка наблюдается в Sc раза чаще, чем в St. В работах Е. Г. Зак [1], А. М. Боровикова [2] и их приводятся сведения о вертикальных температурных градиентах в дни со слоистыми облаками. По их величине можно, хотя и очень приближенно, судить о степени устойчивости атмосферы. Исследованиями установлено, что внутри Sc фактические температурные градиенты несколько выше, чем в St.

В данной работе приводятся некоторые количественные характеристики турбулентности в дни со слоистой облачностью. Одной из таких характеристик может быть число Ричардсона:

$$Ri = \frac{g(\gamma_a - \gamma)}{\bar{T} \left(\left(\frac{dU}{dz} \right)^2 + \left(\frac{dV}{dz} \right)^2 \right)}, \quad (1)$$

g — ускорение силы тяжести, \bar{T} — средняя абсолютная температура слоя, γ_a — адиабатический градиент, γ — фактический вертикальный градиент температуры, U и V — горизонтальные составляющие вектора ветра.

В дальнейшем для сокращения будем обозначать числитель в правой части

$$\frac{g}{\bar{T}} (\gamma_a - \gamma) = \tau,$$

знаменатель

$$\left(\frac{dU}{dz} \right)^2 + \left(\frac{dV}{dz} \right)^2 = \sigma,$$

тогда вместо производных возьмем конечные разности составляющих вектора ветра.

Согласно критерию Ричардсона, турбулентность будет возрастать при $\tau < \sigma$ и уменьшаться при $\tau > \sigma$. Величина $Ri = \frac{\tau}{\sigma}$ может меняться от $-\infty$ при τ отрицательном (т. е. при сверхадиабатическом градиенте температуры) и $\sigma = 0$ (т. е. в отсутствие изменений ветра с высотой) и до $+\infty$, когда τ положительно и $\sigma = 0$. Составляющие вектора U и V определяются довольно неточно. Поэтому в случае малых изменений ветра с высотой, не улавливаемых в измерениях, число Ri может быть очень велико, что скажется на его средних значениях. Если исключить такие числа величины Ri находились по средним значениям τ и σ . Значения Ri , вычисленные для отдельных случаев, приводятся только в данных по повторяемости.

Материалом для вычисления τ и σ послужило самолетное зондирование и роупилотные наблюдения за два года вблизи г. Ленинграда. Пункт самолетного

зондирования находился на расстоянии 20—25 км от пункта шаропилотных наблюдений. Такой подбор материала для дней со слоистыми облаками, имеющими большую горизонтальную протяженность, повидимому, вполне допустим, более того, полеты самолета при зондировании происходят в радиусе нескольких десятков километров.

Обычно при вычислении каких бы то ни было аэрологических характеристик подсчеты производятся по определенным стандартным уровням. Высоты же нижней и верхней границ облаков в каждом отдельном случае были различные, поэтому расчеты не были ограничены стандартными высотами, а производились слоями: под облаками, в облаках и выше облаков. Если облачность была многослойная, то все вычисления проводились для каждого слоя и между облачными слоями.

Следует отметить, что при полете в облаках вместо γ_a для вычисления бралось γ_b , влажно-адиабатический градиент, который зависит от температуры воздуха и давления в слое.

Все вычисленные значения τ и σ , а также и γ сгруппированы по форме облаков. Подсчитав средние значения τ и σ , мы находим \overline{Ri} для каждого слоя.

ХАРАКТЕРИСТИКИ ТУРБУЛЕНТНОСТИ В ХОЛОДНОЕ ВРЕМЯ ГОДА

Для St расчеты проведены для 31 случая утренних зондирований (3—4 утра) и для 27 наблюдений при вечерних зондированиях (в 15—16 час.).

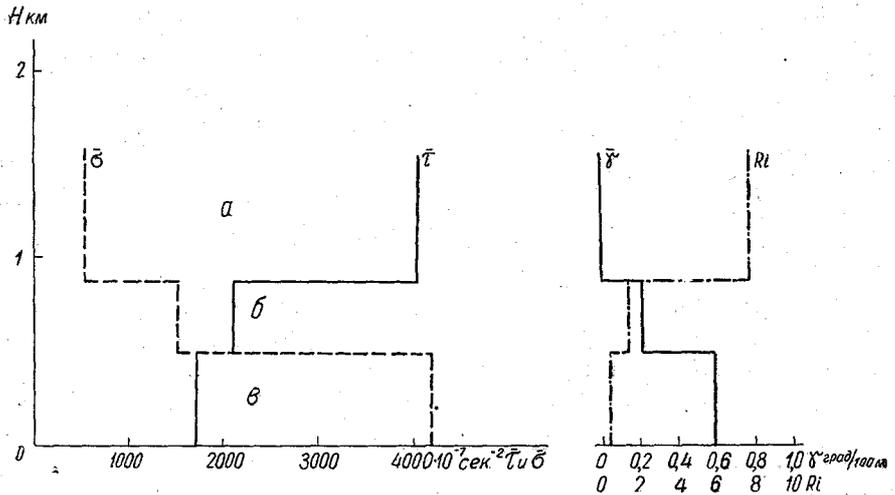


Рис. 1. Распределение τ , σ , γ и Ri в дни с облаками St (58 случаев).
а — над облаками; б — в облаках; в — под облаками.

как суточный ход в холодное полугодие (сентябрь, апрель) при слоистой облачности невелик, то оба срока наблюдений были объединены в одну группу. Для Sc обработаны данные 49 случаев, для Ns, верхняя граница которых достигнута самолетом, — 26 и для Ns, верхняя граница которых не достигнута, —

Первоначально рассмотрим распределение τ и σ , которое представляет самостоятельный интерес, и вычисленные по ним значения \overline{Ri} для St. На рис. 1 нанесены послойные значения τ и σ .

За границу верхнего надоблачного слоя бралась ближайшая высота, до которой заметно изменялся вертикальный градиент температуры. Если же градиент изменялся мало, то за границу последнего слоя бралась ближайшая стандартная высота, но так, чтобы толщина слоя была не меньше 200 м.

В правой части графика нанесены значения $\overline{Ri} = \frac{\tau}{\sigma}$ и γ для тех же слоев.

На рис. 1 видно, что под облаками $\tau < \sigma$, $\overline{Ri} = 0,4$, а в облаках и выше

ков $\tau > \sigma$. Средний вертикальный градиент температуры $\bar{\gamma}$ равняется: под облаками 0,58, в облаках 0,14, над облаками 0,02. Наибольшее значение $\bar{\gamma}$ дается, следовательно, под облаками. Облачные слои и особенно слои над ними отличаются наибольшей устойчивостью.

На рис. 2 приведена повторяемость чисел Ri , вычисленных по данным отдельных наблюдений. Повторяемость вычислялась по следующим градациям величин

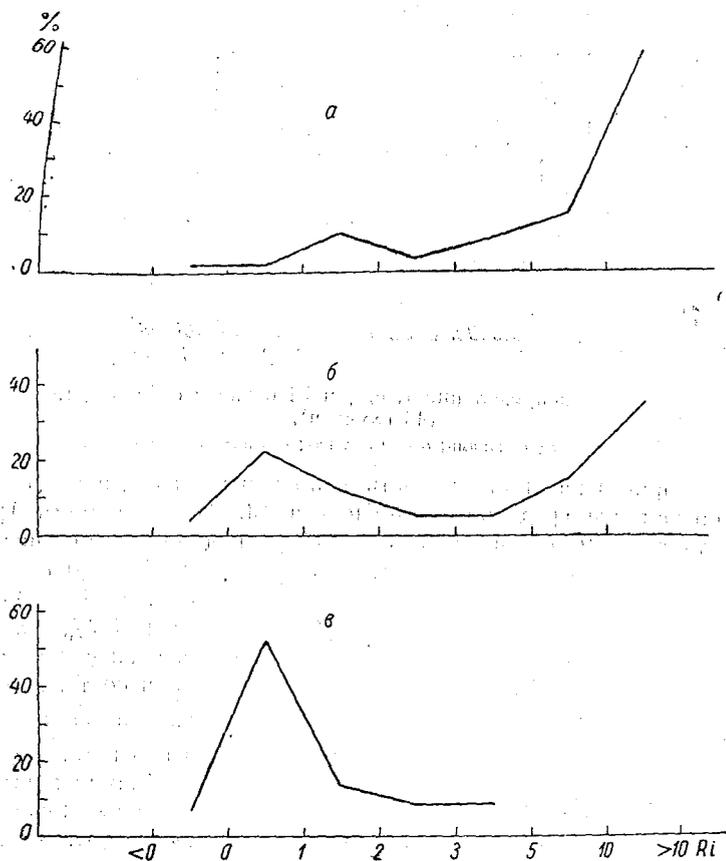


Рис. 2. Повторяемость Ri в дни с облаками St (58 случаев).
 а — над облаками; б — в облаках; в — под облаками.

$Ri < 0$, от 0 до 0,99, от 1,0 до 1,99, от 2,0 до 2,99, от 3,0 до 4,99, от 5 до 10,0 и дальше все $Ri > 10,0$.

Рассматривая кривые распределения повторяемости по слоям, видим, что под облаками в 58% случаев $Ri < 1,0$, из них 7% за счет термической неустойчивости ($\tau < 0$) и 51% за счет динамической неустойчивости ($0 < \tau < \sigma$). В облаках процент повторяемости $Ri < 1,0$ уменьшается до 26%, а выше слоя облаков количество случаев с $Ri < 1,0$ равно только 3,5%, тогда как повторяемость $Ri > 10,0$ наблюдается в 60%.

Это связано главным образом с инверсиями, которые при слоистой облачности чаще всего расположены над облаками.

Рассмотрим теперь те же характеристики для дней с Sc. На рис. 3 приведено, как же как и для St, распределение τ , σ , Ri и $\bar{\gamma}$ по слоям. В среднем для Sc

$\bar{\tau} > \bar{\sigma}$ на всех высотах, среднее число Ri под облаками равно 1,2, в обл 1,3, а над Sc $Ri = 6,2$. Таким образом, наиболее устойчивый слой, как и при наблюдается над верхней границей облаков.

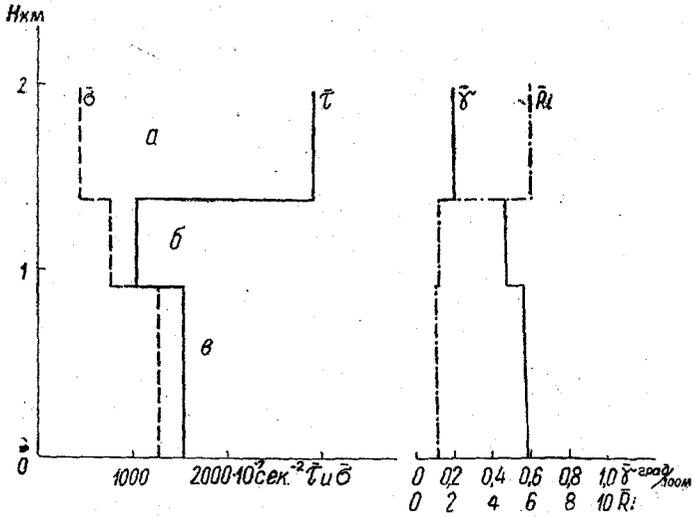


Рис. 3. Распределение τ , σ , γ и Ri в дни с облаками Sc (48 случаев).

а — над облаками; б — в облаках; в — под облаками.

На рис. 4 приведена повторяемость в процентах значений Ri в дни с Sc вычисленная по тем же градиациям, как и для St. Повторяемость $Ri < 1,0$ под облаками составляет 29%, в облаках — 28%; над облаками число случаев

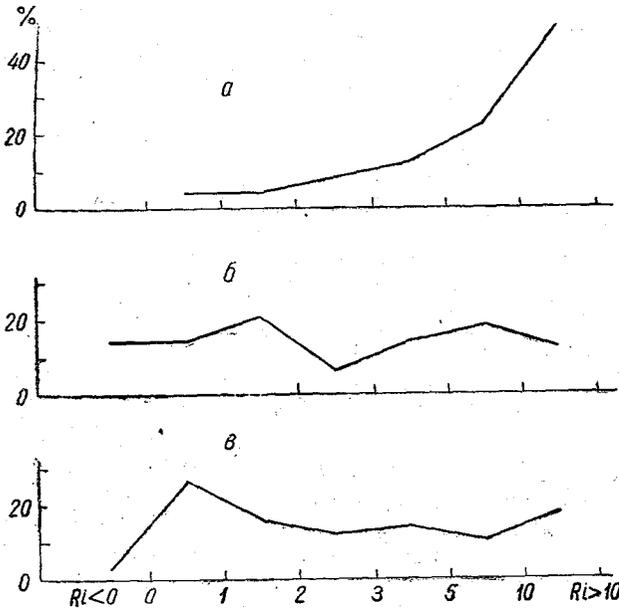


Рис. 4. Повторяемость Ri в дни с облаками Sc (49 случаев).

а — над облаками, б — в облаках, в — под облаками.

$\bar{\tau} < \bar{\sigma}$, а над ними $\bar{\tau} \gg \bar{\sigma}$. Повторяемость $Ri < 1,0$ в 41% случаев, а в облаках — в 39%.

с $Ri < 1,0$ составляет все 8%, а $Ri > 10,0$ встречается в 50% случаев. Среднее значение γ над облаками составляет 0,21, тогда как в самих Sc $\bar{\gamma} = 0,4$, а под ними $\bar{\gamma} = 0,57$ град/м.

Так как высота нижней границы Sc сильно изменяется, от нескольких сот метров до двух километров и выше, то наблюдения для Sc мы разделили на две группы. Первая — случаи нижней границей до 1 км включительно — 29 наблюдений, вторая — с нижней границей выше 1,0 км — 20 наблюдений.

На рис. 5, на графике приведено распределение τ , σ , Ri и γ для слоя Sc с нижней границей до 1,0 км. Для этой группы Sc под облаками и в облаках под облаками наблюдается

на графике II приведено распределение $\bar{\tau}$, $\bar{\sigma}$, \bar{Ri} и $\bar{\gamma}$ для Sc с нижней границей более 1 км. Здесь $\bar{\tau} > \bar{\sigma}$ на всех высотах. Повторяемость $Ri < 1,0$ под ними и в облаках всего 16,5%. Отсюда можно сделать вывод, что в случае

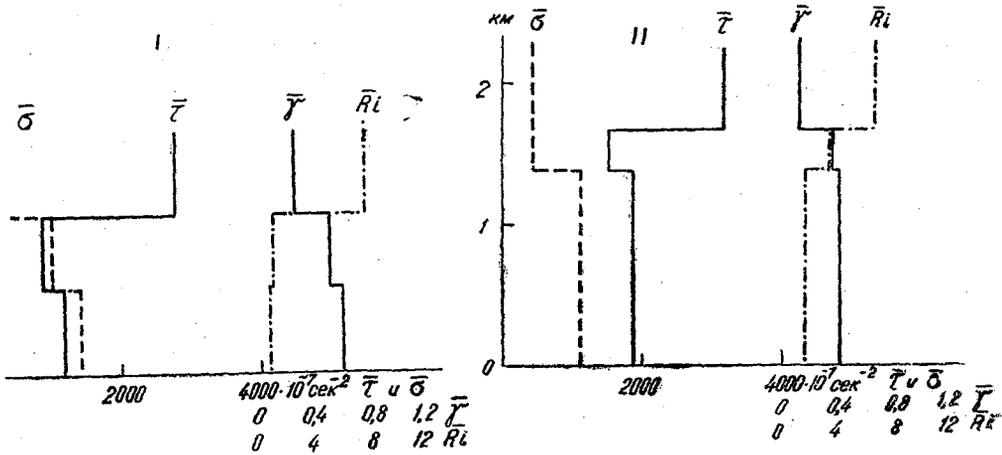


Рис. 5. Распределение τ , σ , γ и Ri в дни с облаками Sc (холодный период).

I — нижняя граница до 1 км, II — нижняя граница выше 1 км.

в этих Sc турбулентность в облаках и под ними развита слабее, чем в низких Sc.

На рис. 6 приведено распределение $\bar{\tau}$, $\bar{\sigma}$, \bar{Ri} и $\bar{\gamma}$ по слоям в дни с облаками

Оказывается, что под облаками $\bar{\tau} < \bar{\sigma}$, при этом $\bar{Ri} = 0,65$, в Ns $Ri = 1,5$, над облаками $Ri = 1,6$. Значение γ над Ns больше, чем над St и Sc ($\gamma = 0,49$), Ri значительно меньше. Повидимому, для Ns наличие задерживающего слоя из верхней границы облаков совсем не обязательно.

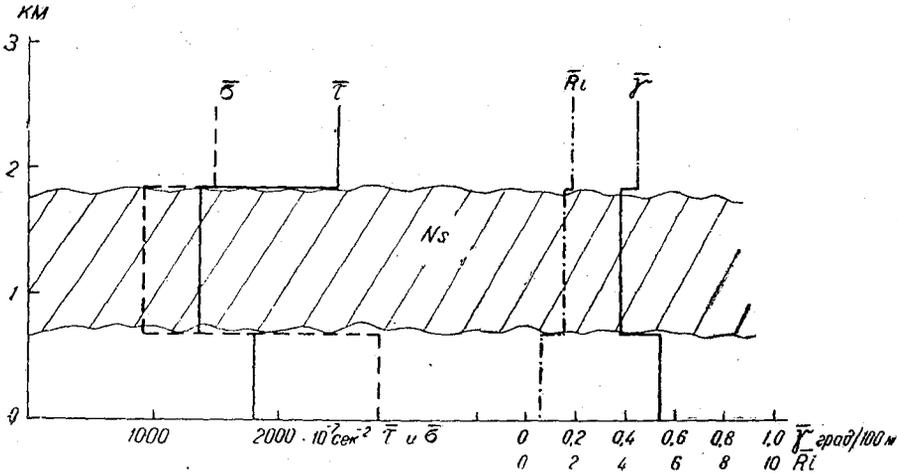


Рис. 6. Распределение τ , σ , γ и Ri в дни с облаками Ns.

На рис. 7 приведена повторяемость в процентах чисел Ri , вычисленных по отдельным случаям.

Максимум повторяемости $Ri < 1,0$ наблюдается под Ns (50%). В самих Ns повторяемость $Ri < 1,0$ составляет 22%, а над Ns $Ri < 1,0$ наблюдается в 26% случаев, так же как и $Ri > 10,0$.

На рис. 8 приведены распределения $\bar{\tau}$, $\bar{\sigma}$, \bar{Ri} и $\bar{\gamma}$, полученные при осреднении наблюдений с непробитыми Ns, которые чаще всего имеют фронтальное про-

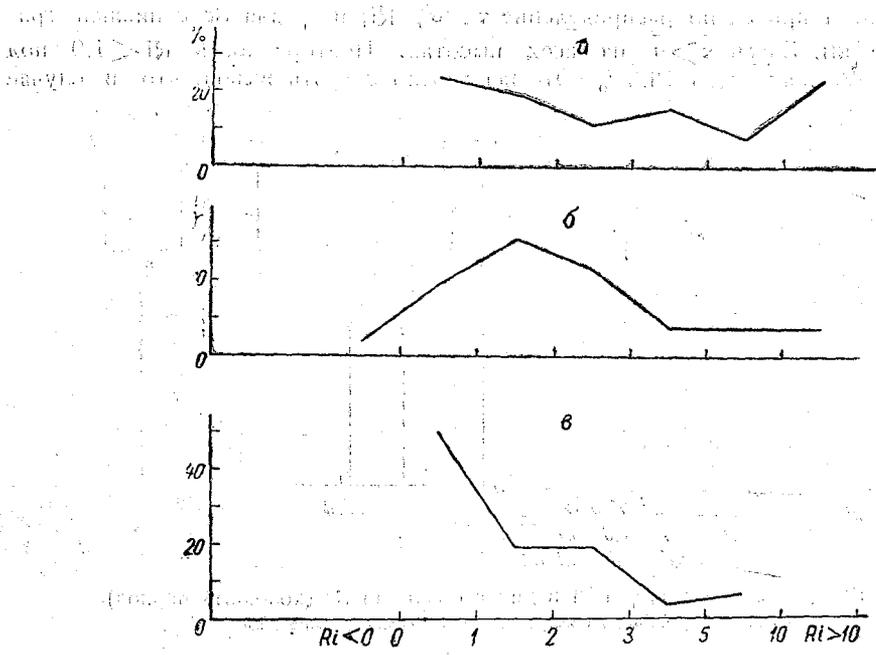


Рис. 7. Повторяемость Ri в дни с облаками Ns (26 случаев).
 а — над облаками, б — в облаках, в — под облаками.

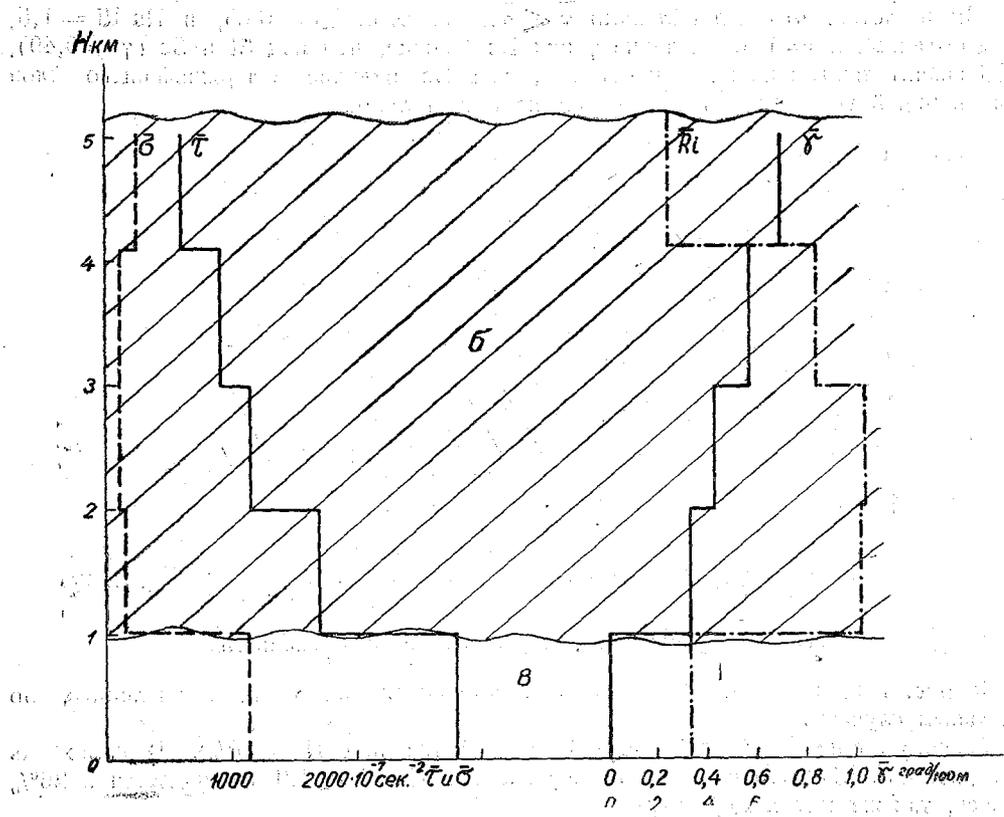


Рис. 8. Распределение τ , σ , γ и Ri в дни с „непробитыми“ Ns .
 б — в облаках, в — под облаками.

дение. Так как верхняя граница не достигнута, то слои для вычисления τ брались через 1 км. Во всем облачном слое вместо γ_a брали γ_b . В таких случаях N_s на всех высотах $\tau > \bar{\sigma}$, а $\bar{\gamma}$ растет с высотой, имея наименьшее значение под облаками ($\bar{\gamma} = 0,01$).

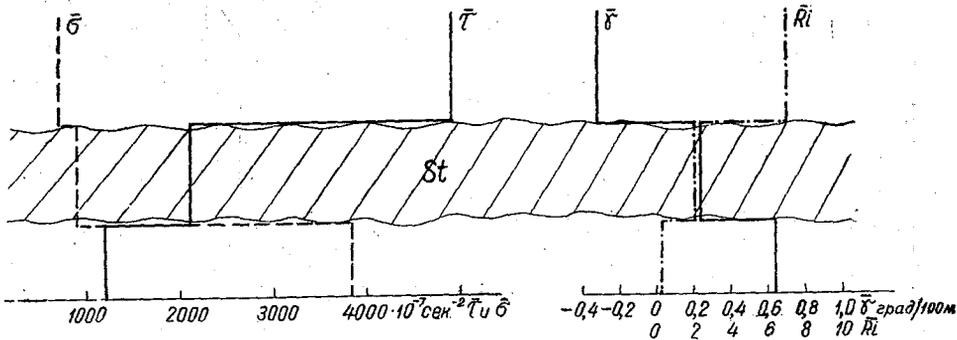


Рис. 9. Распределение τ , σ , γ и Ri в дни с однослойными St (33 случая).

До сих пор мы рассматривали слоистые облака нижнего яруса независимо от того, были ли они однослойные или многослойные. Рассмотрим теперь наблюдения только с однослойными облаками нижнего яруса. Эти облака обычно внутритропические и имеют незначительную мощность. Оба срока наблюдений, как и прежде, объединены. На рис. 9 приведено распределение τ , σ , Ri и $\bar{\gamma}$ по высоте однослойных St. Кривые имеют такой же вид, как на рис. 1.

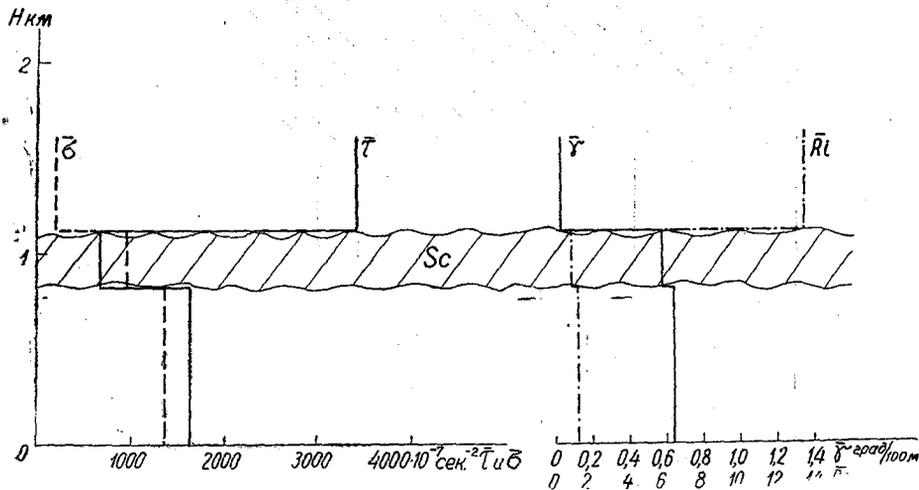


Рис. 10. Распределение τ , σ , γ и Ri в дни с однослойными Sc (21 случай).

Под облаками $\tau < \bar{\sigma}$, $Ri = 0,3$, в облаках $Ri = 2,4$, а над St $Ri = 7,0$. $\bar{\gamma}$ убывает с высотой и над облаками имеет отрицательное значение.

На рис. 10 приведено распределение τ , σ , Ri и $\bar{\gamma}$ в дни с однослойным Sc. Под облаками $\tau > \bar{\sigma}$, $Ri = 1,2$, в Sc $Ri = 0,7$, над Sc $Ri = 13,5$, а $\bar{\gamma} = 0,05$. Таким образом, для этой группы облаков наиболее устойчивым является слой над облаками, а наиболее развитая турбулентность наблюдается в самих облаках.

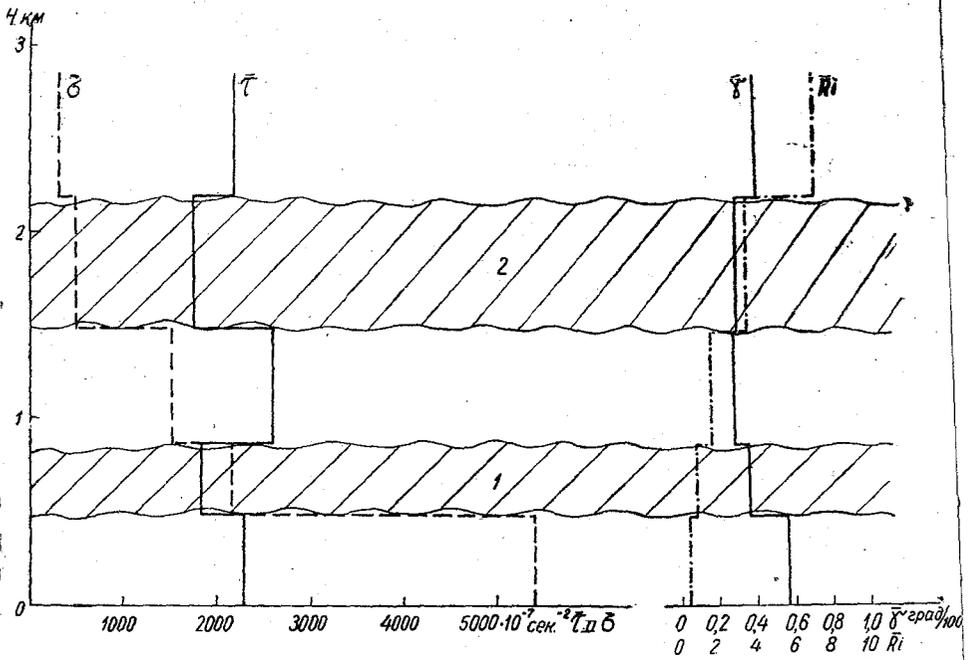


Рис. 11. Распределение τ , σ , γ и Ri при двухслойной облачности (24 случая).
1, 2 — слои облаков.

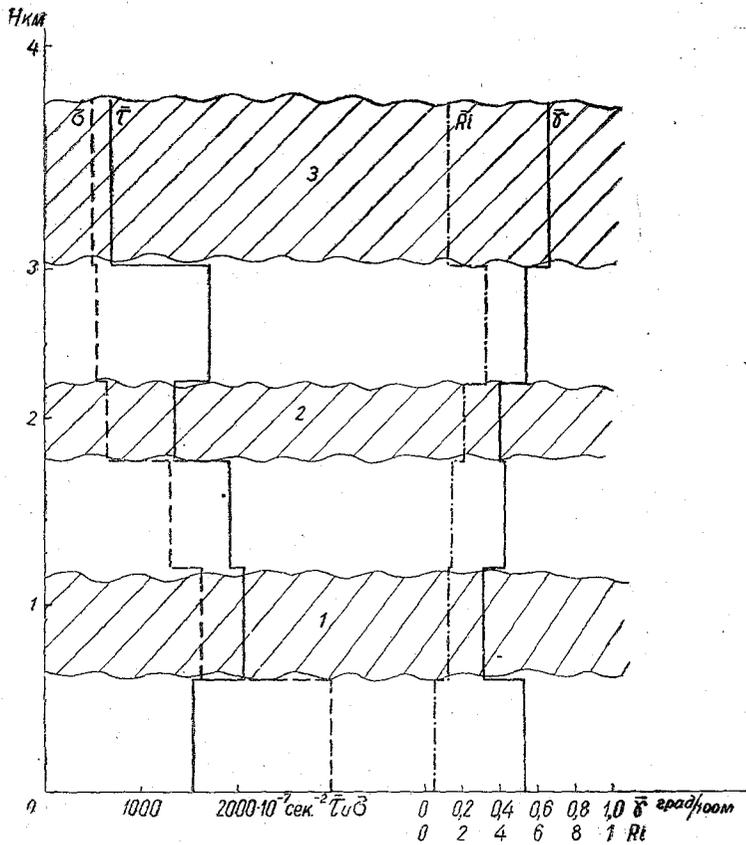


Рис. 12. Распределение τ , σ , γ и Ri при трехслойной облачности (11 случаев).
1, 2, 3 — слои облаков.

аблюдения с двухслойными облаками сгруппированы независимо от формы той облачности, для них значения $\bar{\tau}$, $\bar{\sigma}$, \bar{Ri} и $\bar{\gamma}$ представлены на рис. 11. том рисунке видно, что $\bar{\sigma} < \bar{\gamma}$ под облаками и в облаках первого слоя. е первого слоя \bar{Ri} уже не так велико, как для однослойных облаков ($\bar{Ri} = 1,7$), гором слое $\bar{Ri} = 3,6$ и только выше 2-го слоя $\bar{Ri} = 7,3$, т. е. достигает такой величины, как и над однослойными облаками.

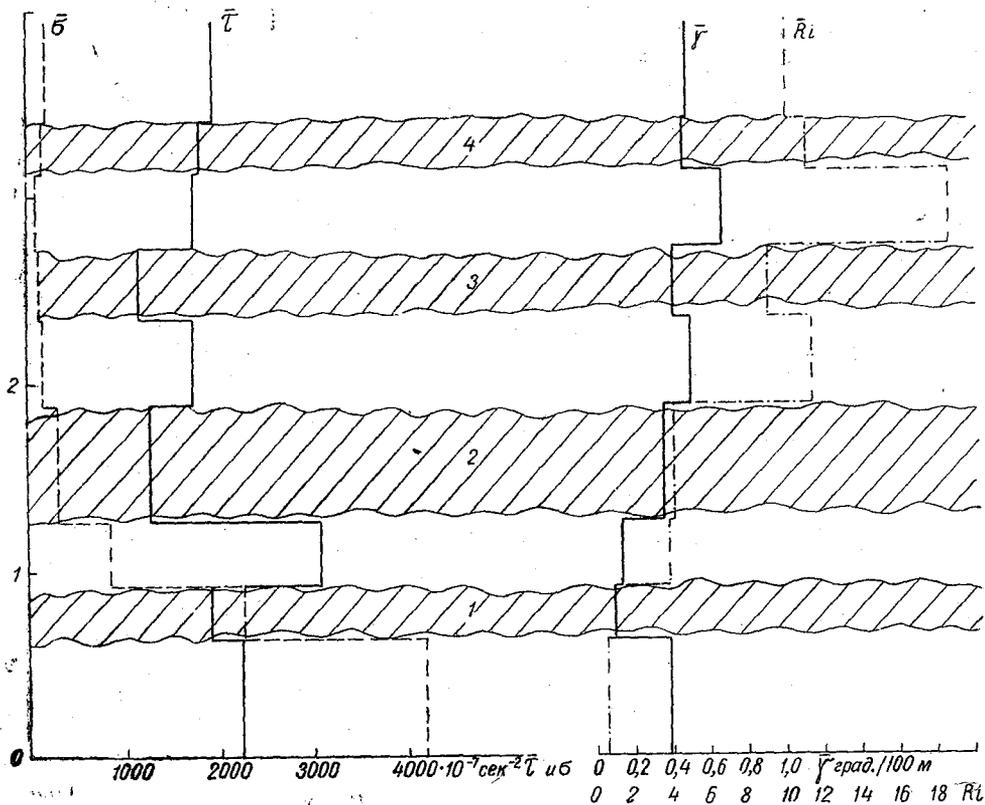


Рис. 13. Распределение τ , σ , γ и Ri при четырехслойной облачности (6 случаев).
1, 2, 3, 4 — слой облаков.

Случаев с трехслойной облачностью выбрано 11. На рис. 12 приводятся вычисленные значения τ , σ , Ri и γ . Здесь так же, как и на предыдущем рисунке, $\bar{\sigma} < \bar{\tau}$ под облаками и в первом слое облаков, а выше \bar{Ri} меняется незначительно, что говорит об отсутствии значительных задерживающих слоев.

Случаев с четырехслойной облачностью оказалось лишь 6 (рис. 13). Под первым слоем облаков и в облаках $\bar{\tau} < \bar{\sigma}$, выше первого слоя в облаках и в межоблачных прослойках $\bar{\tau} > \bar{\sigma}$ на всех имеющихся высотах.

Для сравнения турбулентного состояния атмосферы в разных условиях проведены вычисления тех же характеристик для безоблачных дней. На рис. 14 приведено распределение $\bar{\tau}$, $\bar{\sigma}$, \bar{Ri} и $\bar{\gamma}$ по стандартным слоям, до 2 км — через 0,5, выше — через 1 км. Сравнивая этот рисунок с предыдущими, видим, что наибольшая разница в распределении вышеуказанных характеристик наблюдается до 1,5 км. В безоблачные дни на всех высотах $\bar{\tau} > \bar{\sigma}$. В слое от земли до 0,5 км $\bar{\gamma} = 0,30$, а $Ri = 2,0$. Такое устойчивое состояние не дает возможности переноса влаги из нижних слоев в верхние, что, повидимому, является одной из причин отсутствия облаков в такие дни.

На рис. 15 приведены повторяемости Ri в процентах, вычисленные по отдельным случаям для безоблачных дней. Значения $Ri < 1,0$ до 0,5 км наблюдаются в 35% случаев, а в слое от 0,5 до 1,0 км всего в 14%, повторяемость $Ri > 10,0$ в этом слое 50%. С высотой процент повторяемости $Ri > 10,0$ растет до 100%, а $Ri < 1,0$ убывает до 0.

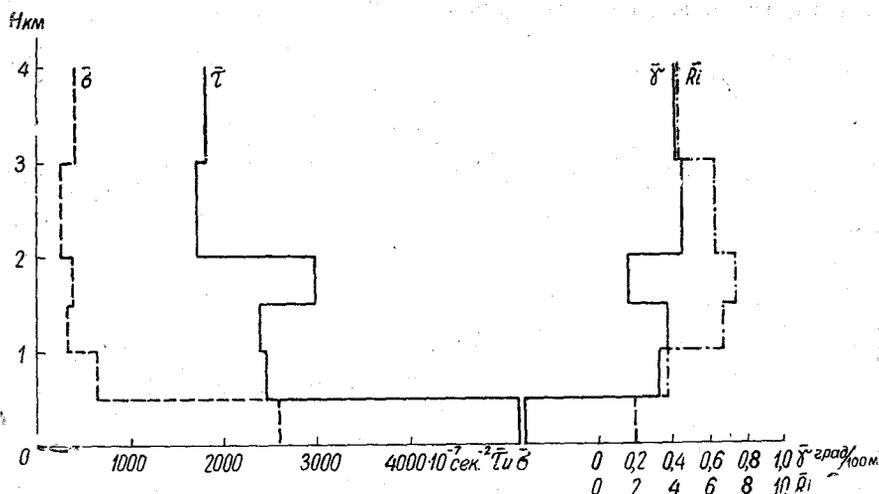


Рис. 14. Распределение τ , σ , γ и Ri в безоблачные дни (28 случаев).

ХАРАКТЕРИСТИКА ТУРБУЛЕНТНОСТИ В ТЕПЛОЕ ВРЕМЯ ГОДА

Те же характеристики мы подсчитали для 47 случаев со слоистой облачностью в теплый период (май — август). Деления на группы по видам слоистой облачности мы не производили, так как случаев с St и другими разновидностями слоистых облаков было мало, в основном были объединены наблюдения с Sc. Так как высота нижней границы облаков (Sc) может быть, как указано выше, от нескольких сот метров до 2 км и выше, то все имеющиеся наблюдения сгруппировали по высоте нижней границы облаков. В первую группу *a* вошли наблюдения для облаков с нижней границей до 1 км, во вторую *b* — с нижней границей от 1 до 2 км и в третью *в* — выше 2 км. В первой группе подсчеты велись так же, как и раньше, а во второй и третьей группах, ввиду того, что нижняя граница облаков высока, подоблачный слой делился еще на полукилометровые слои, а выше верхней границы облаков — на километровые слои.

На рис. 16 приведены результаты подсчета τ и σ для трех вышеупомянутых групп. В группе *a* $\tau < \sigma$ как под облаками, так и в облаках. Повторяемость $Ri < 1,0$ под облаками 50%, а в слое облаков 75%. Выше облаков $\tau > \sigma$, повторяемость $Ri < 1,0$ 20%. В группах *b* и *в* под облаками $\tau > \sigma$, а в облаках $\tau < \sigma$, повторяемости $Ri < 1,0$ в облаках в группе *b* 82,5%, а в *в* 60%. На этом же рисунке приведено распределение τ и σ в безоблачные дни за теплый период и видно, что $\tau > \sigma$ на всех рассматриваемых высотах. Повторяемость $Ri < 1,0$ до 2,0 км — 18 — 20%, а выше — от 6% до 0, т. е. турбулентность в безоблачные дни в теплый период так же слабо развита, как и в холодный период. На рис. 17 приведены распределения Ri и γ для тех же групп.

Из рассмотрения характеристики турбулентности за теплый и холодный периоды можно прийти к заключению, что турбулентность сильнее развита под низкими слоистыми облаками (с уровнем нижней границы до 1 км), чем под более высокими облаками. Если сравнить распределение τ и σ в дни со слоистыми облаками с распределением тех же характеристик в дни с кучевыми облаками,

ые рассматривались ранее [3] и [4], то можно заметить, что при кучевых
 ах среднее состояние атмосферы таково, что $\tau < \sigma$ до основания Sc, тогда
 при слоистых обла-
 это соотношение
 одается лишь при
 гах с нижней грани-
 ю 1 км.

з сравнения распре-
 шя τ , σ , Ri и γ в дни
 с в холодный и
 й период можно
 гь, что турбулент-
 ь внутри Sc сильнее
 ита в теплый период.
 объясняется главным
 зом тем, что влаж-
 адиабатический гради-
 в теплый период бли-
 к среднему градиенту
 град/100 м, тогда
 в холодный период
 счет низких темпе-
 р γ_v приближается
 сухоадиабатическому
 $-0,9$ град/100 м).

Характеристикой тур-
 ентности может также
 жить коэффициент
 булентности — K . По-
 мы не имеем надежного
 ода определения K по
 ельным слоям. Огра-
 нимся средним коэф-
 циентом в слое меха-
 нического перемешивания
 уровня геострофиче-
 го ветра). Этот коэф-
 циент вычисляется по
 году Д.Л. Лайхтмана [5].

Материалом для вы-
 сления K послужили
 нные наблюдений за
 гром на станции тем-
 пературного и ветрового
 ндирования за тот же
 риод, как и для вы-
 сления Ri . Выбиралась
 е наблюдения с правым
 воротом ветра и ростом
 о скорости с высотой
) 2—3 км. Отобранные
 блюдения группирова-
 лись по трем формам
 блаков: St, Sc и Ns.
 роме того, для сравне-
 я была взята группа с
 зоблачными днями.

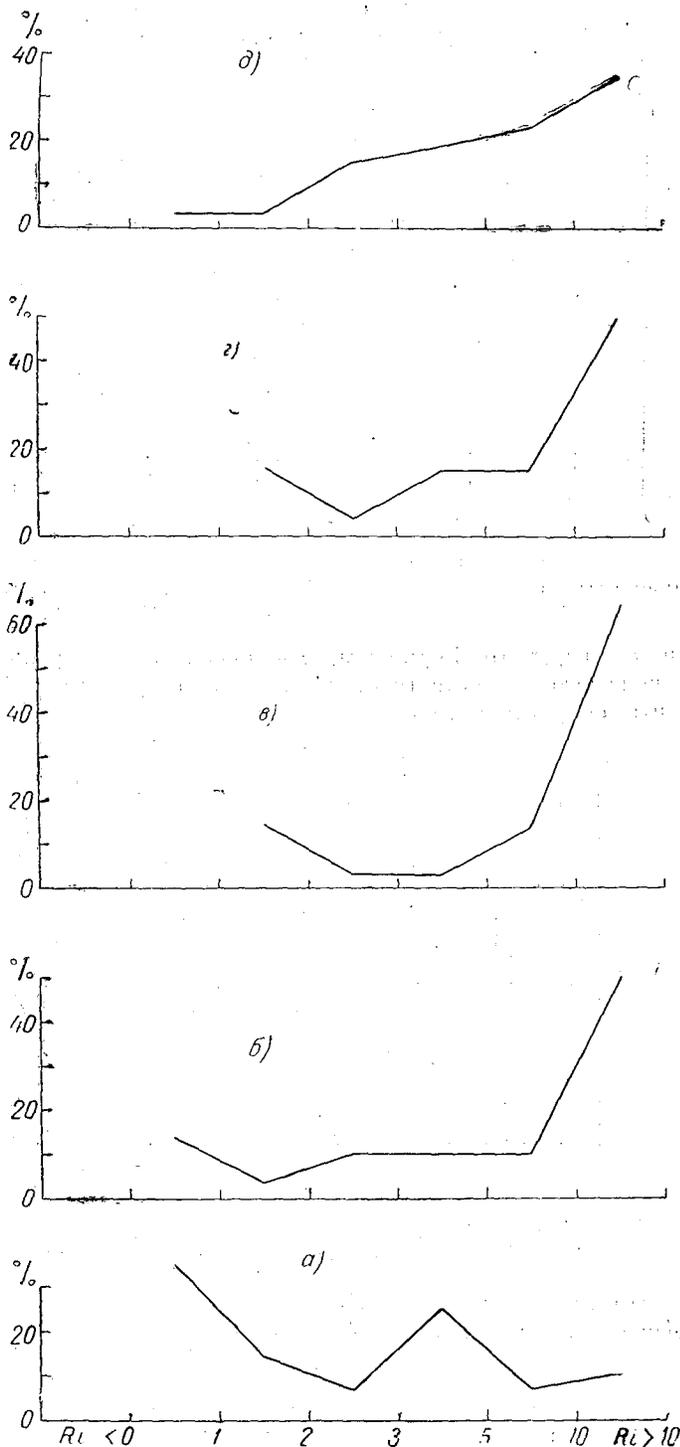


Рис. 15. Повторяемость Ri в безоблачные дни.
 Слон: а — от 0,02 до 0,5 км, б — от 0,5 до 1 км, в — от 1 до 2 км, г — от 2
 до 3 км, д — от 3 до 4 км.

По средним направлениям и скоростям ветра вычислялся коэффициент каждой группы облаков по формуле Д. Л. Лайхтмана

$$K = \frac{2l(\lg e)^2}{\frac{a}{dZ} \lg [(U_g - U)^2 + V^2]}$$

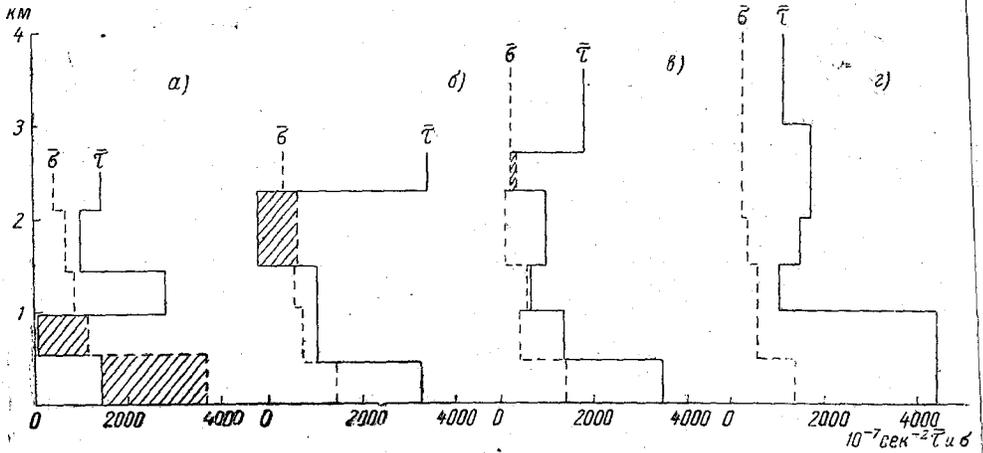


Рис. 16. Распределение τ и σ в дни с облаками Sc (теплый период).

Высота нижней границы: а — до 1 км (19 случаев); б — от 1 до 2 км (18 случаев); в — выше 2 км (10 случаев); г — безоблачно (17 случаев).

где l — параметр Кориолиса, e — основание натуральных логарифмов, U_g — составляющая скорости геострофического ветра, U и V — горизонтальные компоненты скорости ветра.

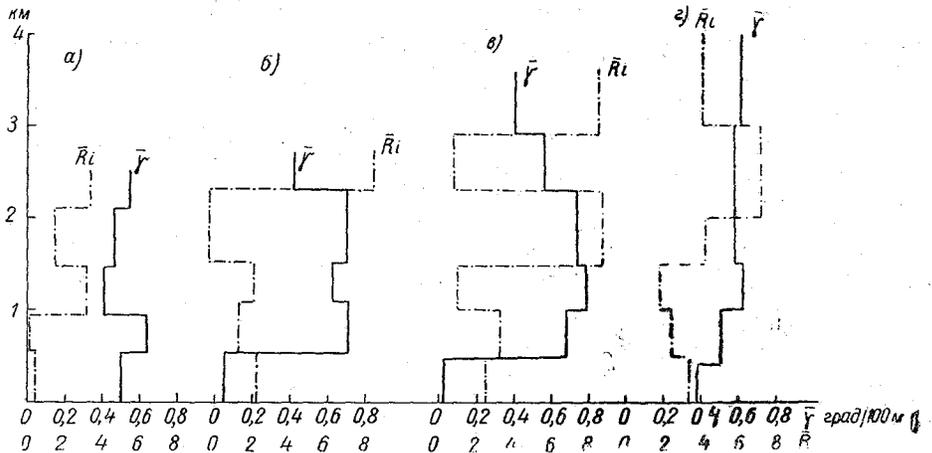


Рис. 17. Распределение γ и Ri в дни с облаками Sc (теплый период).

Высота нижней границы: а — до 1 км, б — от 1 до 2 км, в — выше 2 км, г — безоблачно.

Полученные результаты вычисления приводим ниже, где наряду с K выписаны значения U_g м/сек. и n — число случаев.

Холодный период

| Облака | K м ² /сек. | U_g м/сек. | n |
|------------|--------------------------|--------------|-----|
| St | 21,2 | 10,5 | 28 |
| Sc | 20,9 | 13,0 | 111 |
| Ns | 18,3 | 13,5 | 43 |
| Безоблачно | 17,8 | 13,5 | 56 |

Теплый период

| Облака | K м ² /сек. | U м/сек. | n |
|--------------|--------------------------|------------|-----|
| Sc | 28,2 | 10,0 | 25 |

3 теплый период случаев с St и Ns с соответствующим распределением ветров очень мало. Поэтому ограничили только одной группой Sc (оба срока).

ВЫВОДЫ

1. Наиболее развитая турбулентность в дни со слоистыми облаками наблюдается под облаками.
2. В слое облаков Sc турбулентность сильнее, чем в St, особенно в теплую половину года.
3. Наиболее слабая турбулентность при однослойной слоистой облачностилюдается над верхней границей облаков, а при многослойной облачности — верхними слоями облаков.
4. Коэффициент турбулентности до уровня геострофического ветра в безоблачные дни (холодное полугодие) несколько меньше, чем в дни с облаками.

ЛИТЕРАТУРА

- Зак Е. Г. Характеристика внутримассовой инверсионной облачности по материалам самолетных подъемов. Метеорол. и гидрол., № 5, 1938.
- Боровиков А. М. Характеристика облачных слоев над Москвой по данным самолетных подъемов. Труды ЦАО, вып. 2, 1947.
- Чуринова М. П. О турбулентности в некоторые дни с кучевой облачностью. Труды ГГО, вып. 24 (86) 1950.
- Чуринова М. П. Некоторые характеристики турбулентности в дни с кучевыми облаками. Труды ГГО, вып. 13 (75), 1948.
- Лайхтман Д. Л. Новый метод определения коэффициента турбулентной вязкости в пограничном слое атмосферы. Труды ГГО, вып. 37 (99), 1952.

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ПУЛЬСАЦИИ В АТМОСФЕРЕ ПО НАБЛЮДЕНИЯМ С САМОЛЕТА

В работе приводятся численные характеристики вертикальных пульсаций воздуха — W' над некоторыми подстилающими поверхностями, полученные по записям установленного на самолете акселерографа. Нами использованы измерения по акселерографу, проведенные в экспедициях Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова в основном в летний период: в Каменной Степи Воронежской обл. над степью и массивом лесных полос, в Пахта-Арале Южно-Казахстанской обл. над орошаемым хлопковым оазисом, полупустыней и пустыней Кызыл-Кумы, над ровной и пересеченной местностью на северо-западе Европейской территории СССР, а также над разными пунктами при полете по маршруту Ленинград — Горький — Саратов.

Несмотря на трудоемкость, обработка всех лент акселерографа была проведена в соответствии с методикой, разработанной А. С. Дубовым и изложенной им в статье [1]. Поэтому опубликованные ранее в работах автора [2, 3] величины вертикальных пульсаций — W' , приведенные как ориентировочные, здесь несколько уточнены и даны уже окончательно подсчитанными. Данная работа является продолжением работы автора [4].

СРЕДНИЕ ВЕЛИЧИНЫ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ПУЛЬСАЦИЙ — W' НАД РАЗЛИЧНЫМИ ПОДСТИЛАЮЩИМИ ПОВЕРХНОСТЯМИ

На рис. 1 приведено распределение средних значений вертикальных пульсаций — W' в м/сек. над орошаемым оазисом, полупустыней и пустыней по наблюдениям в июле 1952 г.

Приведем краткое описание вертикального строения атмосферы в этот период. Над орошаемым оазисом в дневные часы в слое от земли и до 0,1 км образуется инверсия испарения; в слое 0,55—0,70 км наблюдается инверсия температуры, разделяющая две воздушные массы, причем сверху располагается воздух, идущий из пустыни и имеющий относительно большую турбулентность. Между двумя инверсионными слоями величины вертикального температурного градиента — γ близки к 1 град/100 м. Утренние данные относятся к периоду 8—9 час. местного солнечного времени. В это время наблюдалось разрушение ночной радиационной инверсии, распространявшейся рано утром примерно до высоты 300—350 м. Развитие порывистости ветра в утренние часы обычно шло как снизу вверх, так и сверху вниз; в результате инверсия уничтожалась и от земли и сверху. В 8—9 час. следы инверсии обычно еще сохранялись в слое 150—300 м.

Скорости ветра над оазисом днем были не велики и имели максимум в слое до 1 км ночью и минимум в полуденные часы, причем днем изменения скорости ветра с высотой были очень малы.

Над орошаемым оазисом из восьмидесяти полетов с записью акселерографа в пятидесяти пяти полетах перегрузок самолета не было обнаружено, в двадцати пяти записях прибор зарегистрировал перегрузки, по ним были подсчитаны значения W' . Поэтому численные значения W' над орошаемым оазисом характеризуют только случаи с заметной болтанкой самолета. Эти данные приведены на рис. 1.

Над орошаемым оазисом и утром и днем в распределении W' по высоте отметить два максимума. Утром развитие вертикальных пульсаций начинается снизу, и, как видно из рис. 1, на высоте 0,1 км величина W' достигает минимума 0,60 м/сек., резко уменьшаясь к уровню 0,3 км, где еще имеется слой изрушающейся инверсии. Выше значения W' растут и достигают второго максимума $W' = 0,62$ м/сек. в слое 0,5—0,75 км, и только с 0,75 км намечается уменьшение W' . Днем происходит некоторый рост W' почти по всему километровому слою, причем первого максимума — 1,12 м/сек. вертикальные пульсации достигают на уровне 0,2—0,3 км. Далее наблюдается быстрое уменьшение величины W' , и на 0,5 км под слоем инверсии W' достигает минимума. Выше инверсии в сильно турбулизированном воздухе из пустыни величина W' резко возрастает, достигая на высоте 0,75 км максимального значения 4 м/сек.

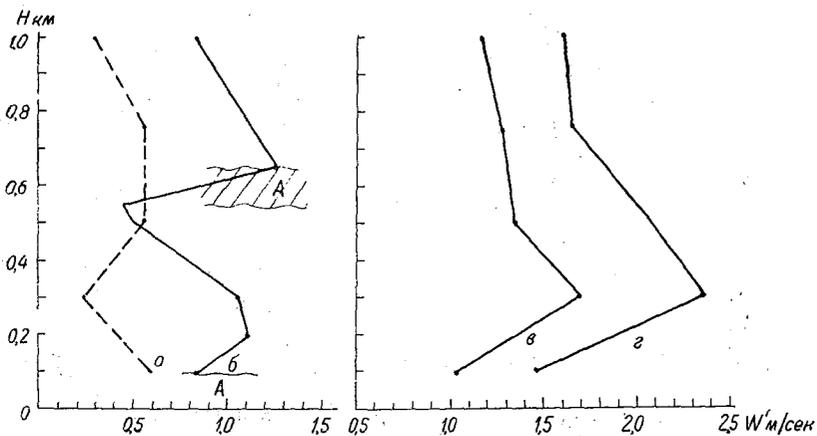


Рис. 1. Распределение вертикальных пульсаций.

a — над орошаемым оазисом утром, *б* — над орошаемым оазисом днем, *в* — над полупустыней, *г* — над пустыней. А — слой инверсии.

Над полупустыней в дневные часы величина вертикального температурного адияента в слое до 0,3—0,4 км больше 1 град/100 м и примерно до этой высоты отмечен рост W' . Очевидно, вследствие больших величин γ и скорости тра над полупустыней и еще больших значений тех же величин над пустыней скорости вертикальных пульсаций достигают максимальных значений по сравнению со всеми другими подстилающими поверхностями. На высоте 0,3 км над полупустыней $W' = 1,7$ м/сек., над пустыней $W' = 2,36$ м/сек. С уровня 0,3 км начинается уменьшение W' , отмеченное до высоты 1 км.

Следующие измерения W' приведены на рис. 2. Здесь первая группа относится к значениям W' над степью и массивом лесных полос по наблюдениям в июле 1951 г. Величины γ , которые в дальнейшем всюду будем выражать в градусах на 100 м, над степью и массивом лесных полос практически с уровня 1 км одинаковы, а абсолютные значения $\gamma > 1^\circ$ наблюдаются примерно до высоты 0,5 км. Над массивом лесных полос величины вертикальных пульсаций до высоты 0,4—0,5 км больше, чем над степью, очевидно, вследствие большей шероховатости подстилающей поверхности. С уровня 0,4 км различия величин W' над степью и массивом лесных полос практически находятся в пределах точности метода и их можно считать одинаковыми. На высоте 0,1 км над степью $W' = 0,62$ м/сек., над лесными полосами $W' = 1,2$ м/сек., причем следует отметить, что часто из-за сильной болтанки над лесными полосами летчик отказывался лететь на высоте 0,1 км в неуправляемом полете, поэтому приведенные значения W' несколько занижены. Максимальные вертикальные пульсации отмечены на высоте 0,2 км и составляют над степью 0,92 м/сек., над массивом лесных

полос — 1,20 м/сек., далее намечается некоторое уменьшение W' к уровню 0,5 и выше снова небольшой рост к высоте 1,0 км, что, очевидно, связано с кучевой облачностью, довольно часто развивавшейся в период работ экспедиции.

Вторая группа значений W' на рис. 2 относится к полетам над лесом и полем в марте, апреле и июле 1953 г. Над лесом вертикальные пульсации больше, над полем и выравниваются на высоте 0,4—0,5 км. Максимальные значения наблюдаются на высоте 0,1 км и составляют над полем 0,88 м/сек. и над лесом 1,14 м/сек., к уровню 1 км величина W' уменьшается до 0,4 м/сек. Летом над полем, очевидно, вследствие уменьшения скорости ветра на высоте 0,1 км величина W' будет равна 0,68 м/сек. и растет с высотой, достигая максимума в слое 0,2—0,3 км около 0,9 м/сек. Таким образом, можно отметить, что в дни

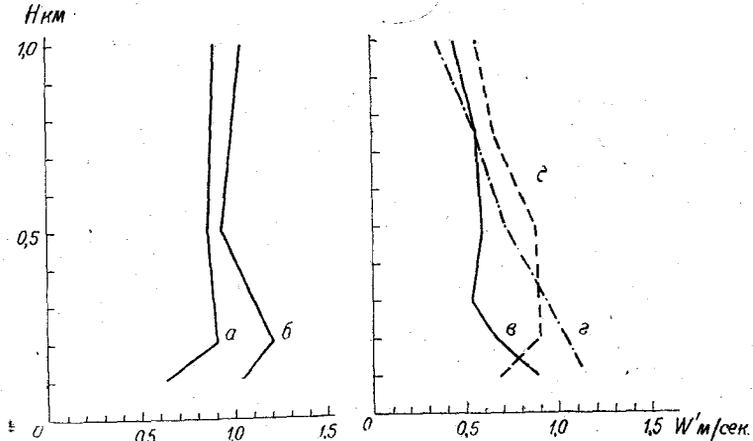


Рис. 2. Распределение вертикальных пульсаций.

a — над степью, *б* — над массивом лесных полос, *в* — над полем весной, *г* — над лесом весной, *д* — над полем летом.

летом величина вертикальных пульсаций растет с высотой, достигая максимума на уровне 0,2—0,3 км. Зимой и весной при наличии умеренного или сильного ветра максимум вертикальных пульсаций будет наблюдаться вблизи земной поверхности и с высотой величина их уменьшается.

По приведенным на рис. 1 и 2 данным можно подсчитать изменение вертикальных пульсаций при переходе от одной подстилающей поверхности на другую. Мы подсчитали эти изменения в относительных величинах, приняв за единицу величину W' над основной, характерной для района подстилающей поверхности (табл. 1).

При полетах над районом Пахта-Арала такой характерной подстилающей поверхностью будет полупустыня типа Голодной Степи — относительно ровная, однородная поверхность; при полетах над Каменной Степью такой поверхностью будет степь и на северо-западе Европейской территории Союза ССР — поля.

Таблица

Относительные значения W' над некоторыми подстилающими поверхностями

| Вид подстилающей поверхности | Высота, км | | | | | | Характерная для района поверхность |
|-------------------------------|-----------------------------|------|------|------|------|------|------------------------------------|
| | 0,1 | 0,2 | 0,3 | 0,5 | 0,75 | 1,0 | |
| | относительные значения W' | | | | | | |
| Орошаемый оазис | 0,81 | — | 0,70 | 0,41 | 0,78 | 0,70 | полупустыня |
| Пустыня | 1,40 | — | 1,38 | 1,54 | 1,22 | 1,34 | |
| Массив лесных полос | 1,65 | 1,31 | 1,17 | 1,09 | — | — | степь поле |
| Лес | 1,29 | 1,72 | 1,73 | 1,17 | 1,00 | 1,00 | |
| Поле летом | 0,77 | 1,40 | 1,73 | 1,43 | 1,40 | 1,27 | весной |

ад орошаемым оазисом на всех высотах величины W' меньше, чем над степью, и особенно большие различия в W' наблюдаются на уровне $0,1$ км, над пустыней величины W' больше в слое до 1 км, и максимум различия в W' будет на $0,5$ км. Над массивом лесных полос рост W' особенно велик на высоте $0,1$ км и постепенно уменьшается до нуля к уровню $0,4—0,5$ км. В переходных зонах с поля на лес весной максимальные различия в вертикальных пульсациях получаются на высоте $0,2—0,3$ км и быстро выравниваются над обеими зонами на уровне $0,5$ км. Летом над полем, кроме самого нижнего слоя, величины W' будут значительно больше, чем весной над тем же участком. Таким образом, различия в W' при переходах с одной подстилающей поверхности на другую получаются весьма значительными.

МАКСИМАЛЬНЫЕ ВЕЛИЧИНЫ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ПУЛЬСАЦИЙ

Помимо средних значений вертикальных пульсаций, приведем распределение максимальных значений W' по высотам над теми же подстилающими поверхностями.

На рис. 3 приведено распределение средних максимальных значений W' при измерениях над орошаемым оазисом, над полупустыней и пустыней в дневное время.

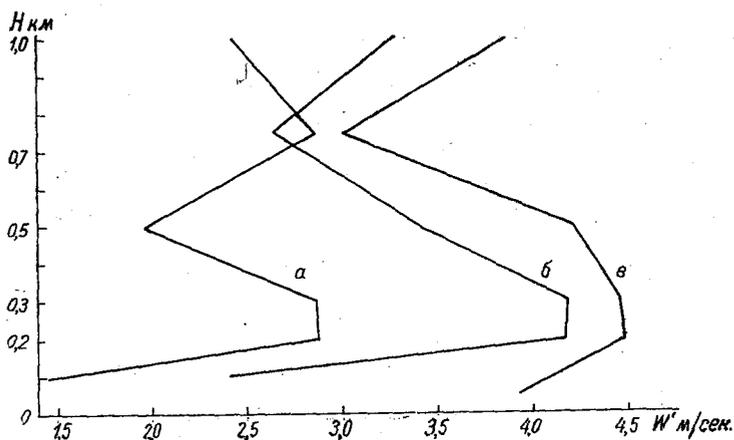


Рис. 3. Максимальные величины вертикальных пульсаций.
а — над орошаемым оазисом, б — над полупустыней, в — над пустыней.

Эти и аналогичные данные получены следующим образом: на каждой площадке бралась максимальная величина W' и находились средние значения из всех записанных W'_{\max} .

Над пустыней наблюдаются наибольшие значения вертикальных пульсаций по сравнению с другими подстилающими поверхностями, причем на рис. 3 всюду максимум W' приходится на слой $0,2—0,3$ км, над орошаемым оазисом для зарегистрированных случаев с перегрузкой, кроме того, наблюдается рост W'_{\max} на уровне $0,75$ км.

На рис. 4 приведено распределение W'_{\max} над степью и массивом лесных полос, над полем и лесом. Как средние, так и максимальные величины W' над пересеченной местностью резко возрастают, причем наибольший рост W' наблюдается в нижних слоях, с величинами W'_{\max} над лесными полосами и лесом до 5 м/сек., над ровной местностью (степь и поле) до $1,5—2,0$ м/сек.

На рис. 5 приведена зависимость между средними и максимальными W' для синхронных измерений. В общем, отдельные максимальные значения W' примерно в 2,2 раза больше средней W' , причем эта зависимость как будто бы получается над всеми рассматриваемыми подстилающими поверхностями в слое $0,1$ км.

ПОВТОРЯЕМОСТЬ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ПУЛЬСАЦИЙ

Поскольку одни средние величины не являются достаточно полной характеристикой особенностей распределения вертикальных пульсаций, приведем под повторяемостью средних значений \bar{W}' по высотам для каждого района.

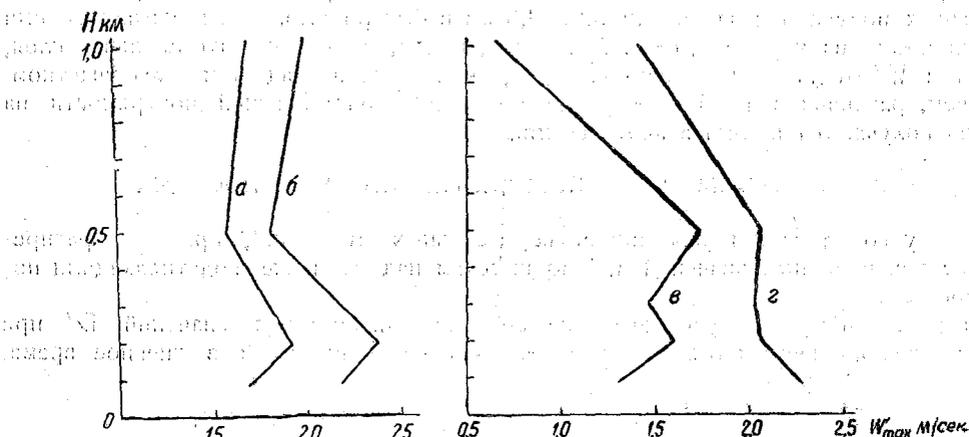


Рис. 4. Максимальные величины вертикальных пульсаций.

a — над степью, *b* — над массивом лесных полос, *v* — над полем, *g* — над лесом.

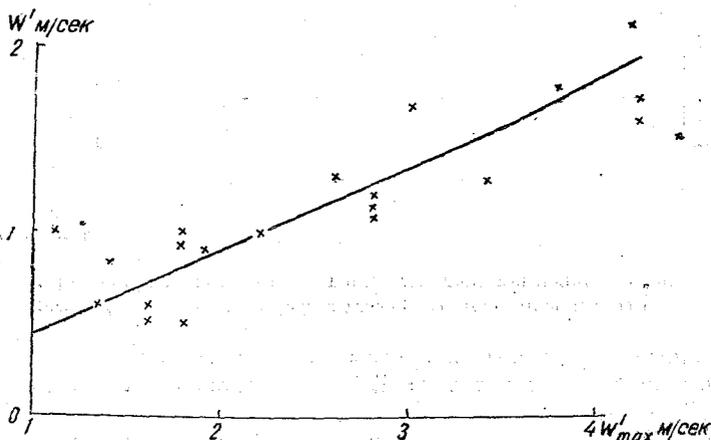


Рис. 5. Зависимость между \bar{W}' и \bar{W}'_{max} .

В табл. 2 ввиду малого числа случаев объединены в одну группу измерения над полупустыней и пустыней, над полем весной с измерениями над полем летом а также данные на высотах 100 и 150 м, 200 и 300 м, 750 и 1000 м. Повторяемость различных градаций W' включает случаи с $W' = 0$, т. е. когда отсутствовали регистрируемые акселерографом перегрузки при наличии в атмосфере слаборазвитой турбулентности.

Повторяемость W' на уровне 0,1 км приведена несколько заниженный для больших значений W' , ввиду того, что летчик на этой высоте из-за сильной болтанки иногда не мог совершать неуправляемого полета, это чаще всего наблюдалось над такими районами, как пустыня и полупустыня, лесные полосы и лес. При полетах над степью и массивом лесных полос в Каменной Степи акселерограф включался только при наличии болтанки. Поэтому здесь отсутствуют данные с $W' = 0$. По данным визуальных наблюдений за болтанкой над степью

Повторяемость (в процентах) средних величин W'

| сота, м | Величины W' | | | | | | | | | | | | число случаев | | | | |
|------------------|--------------------|---------|-----------|----------|---------|------------------|----|---------|----------|----------------------------|----------|----------|------------------|---------|---------|---------|------------------|
| | 0 | 0,0—0,5 | 0,51—1,00 | 1,01—1,5 | 1,5—2,0 | число случаев | 0 | 0,1—0,5 | 0,51—1,0 | 1,01—1,5 | 1,51—2,0 | 2,01—2,5 | | 2,5—3,0 | 3,0—4,0 | 4,0—5,0 | число случаев |
| Повт ряемость, % | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | орошаемый оазис | | | | | | | | | пустыня и полу- пустыня | | | | | | | |
| 100 | 37 | 21 | 21 | 21 | — | 14 | — | — | 41 | 33 | 18 | 8 | — | — | — | 12 | |
| 300 | 65 | 5 | 25 | 5 | — | 20 | — | 6 | 22 | 15 | 15 | 6 | 14 | 6 | 6 | 13 | |
| 500 | 69 | 4 | 9 | 9 | 9 | 23 | — | — | 5 | 55 | 10 | 10 | 10 | 5 | 19 | | |
| 000 | 83 | 4 | 10 | 3 | — | 29 | 19 | — | 14 | 38 | 19 | 5 | — | — | 5 | 21 | |
| | степь | | | | | | | | | массив лесных полос | | | | | | | |
| 100 | — | 25 | 63 | 13 | 12 | 8 | — | 20 | 33 | 33 | 8 | 7 | — | — | — | 15 | |
| 300 | — | 22 | 67 | 11 | — | 18 | — | 23 | 32 | 18 | 23 | 4 | — | — | — | 22 | |
| 500 | — | 8 | 58 | 17 | 17 | 12 | — | 28 | 72 | — | — | — | — | — | — | 7 | |
| 000 | — | 10 | 60 | 20 | 10 | 10 | — | — | 100 | — | — | — | — | — | — | 4 | |
| | поле | | | | | | | | | лес | | | | | | | |
| 100 | 15 | 35 | 42 | 3 | 5 | 62 | — | 21 | 50 | 17 | 5 | 5 | 2 | — | — | 42 | |
| 300 | 18 | 35 | 38 | 9 | — | 60 | 2 | 17 | 44 | 23 | 12 | 2 | — | — | — | 43 | |
| 500 | 47 | 16 | 23 | 12 | 2 | 43 | 33 | — | 40 | 13 | 7 | 7 | — | — | — | 15 | |
| 000 | 70 | 18 | 12 | — | — | 34 | 60 | 27 | 7 | 6 | — | — | — | — | — | 15 | |

дневное время повторяемость спокойных условий полета на 0,1 км была 23%, 0,3 км — 29%, на 0,5 км — 46% и на 1,0 км — 43%, над массивом лесных юс соответственно 14, 18, 31 и 39%.

Над орошаемым оазисом большое количество полетов совершалось при отсутствии перегрузок т. е. в условиях слабо турбулизированного потока; над полустыней такие условия наблюдаются очень редко и только на высоте от 1 км. д орошаемым оазисом в слое до 0,5 км наиболее часто встречаются величины W' в пределах от 0,5 до 1,0 м/сек., над полупустыней от 1 до 1,5 м/сек. и переходе со степи на массив лесных полос в том же слое наблюдается рост W' до 2,5 м/сек. На уровне 1,0 км (возможно из-за малого числа случаев) все ачения W' лежат в пределах 0,5—1,0 м/сек.

Над полем в слое до 0,3 км значительный процент случаев приходится на слабо турбулизированный поток, над лесом же в этом слое болтанка наиболее сильная со значениями W' до 3 м/сек. С высоты 500 м различия болтанки над лесом и полем исчезают.

ЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ПУЛЬСАЦИЙ ЗА ГДЕЛЬНЫЕ ДНИ ПРИ ПЕРЕХОДЕ ОТ ОДНОЙ ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ НА ДРУГУЮ

В данном разделе приведем несколько примеров распределения над различными одстилающими поверхностями на одном уровне.

В первую очередь рассмотрим данные полета по маршруту.

В период 26—27/III 1954 г. на самолете ЛИ-2 был совершен полет на высоте около 500 м над поверхностью земли по маршруту Ленинград — Горький — Саратов — Горький. При полете над некоторыми участками регистрировались пере-рузки по акселерографу, по которым и были вычислены величины вертикальных пульсаций.

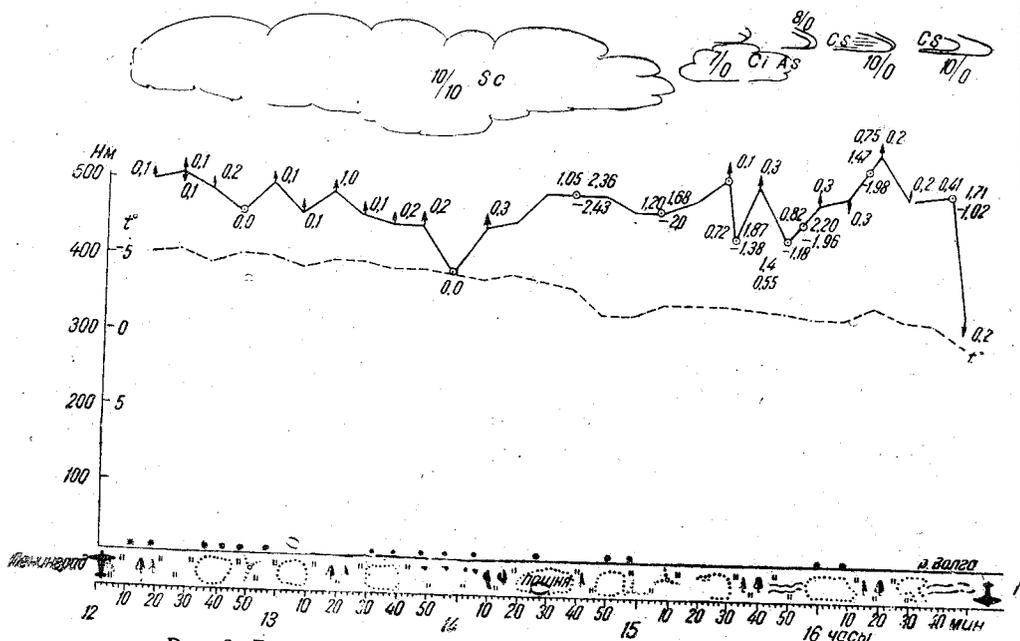


Рис. 6. Данные наблюдений по трассе полета Ленинград — Горький.

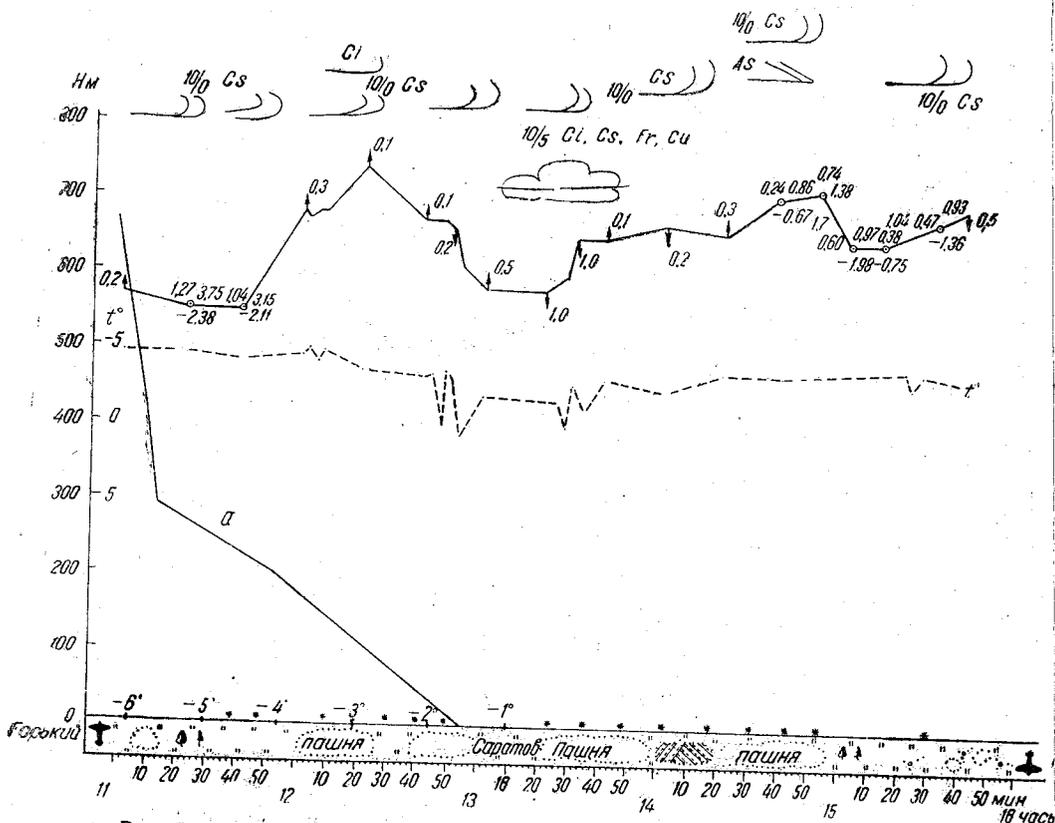


Рис. 7. Данные наблюдений по трассе полета Горький — Саратов — Горький.
 а — распределение температур при зондировании (Горький, 8 час. 53 мин.).

На рис. 6 приведены данные наблюдений на трассе полета по маршруту инград — Горький и на рис. 7 по маршруту Горький — Саратов — Горький. Этих рисунках схематически показан вид подстилающей поверхности, над которой совершался полет, время полета, несколько спрямленная высота полета, азимут вариометра, т. е. направление и величина вертикальной скорости /сек., распределение температуры воздуха на высоте полета. Кружки с длинными стрелками вверх и вниз указывают точку, над которой произведено измерение величины вертикальных пульсаций по акселерографу. Слева от стрелки показана средняя величина W' в м/сек., справа максимальные значения W' , рху — положительные, внизу — отрицательные. В верхней части рисунка указана форма облачности, под которой совершался полет. Полет происходил на высоте 500 м над поверхностью земли, поэтому разность между высотой полета и 100 м дает ориентировочную отметку точки над высотой аэродрома. В период полета местами снежный покров уже исчезал, наличие снега на отдельных участках трассы показано на рисунке значком сверху трассы. На рисунке приведено также распределение температуры воздуха по данным самолетного зондирования. Распределение температуры воздуха по высоте указывает на то, что 28/III Горьком в слое от 400 до 800 м наблюдался уменьшенный вертикальный температурный градиент, а следовательно, и устойчивое состояние атмосферы. К сожалению, более детальной характеристики состояния атмосферы по маршруту полета сделать нельзя ввиду отсутствия наземных измерений.

Следует отметить, что показания вариометра и величины вертикальных пульсаций, подсчитанных по показаниям акселерографа, как правило, не совпадают между собой, очевидно, отчасти из-за различной инерционности этих приборов. На участках со снежным покровом вертикальные пульсации значительно меньше, а над оголенной от снега поверхностью, над лесом величины W' больше, чем над полем.

В дополнение к средним данным в табл. 3 приведено несколько примеров наличием изменений величины вертикальных пульсаций при переходе от одной подстилающей поверхности на другую для отдельных случаев.

В табл. 3 приведены данные некоторых одновременных измерений вертикальных пульсаций над различными, близко расположенными подстилающими поверхностями

Таблица 3

Величины вертикальных пульсаций над различными подстилающими поверхностями

| Дата | Часы | Высота, м | Подстилающая поверхность | Вертикальные пульсации, м/сек. | Подстилающая поверхность | Вертикальные пульсации, м/сек. | |
|--------|-----------|-----------|--------------------------|--------------------------------|--------------------------|--------------------------------|------|
| 27/VII | 8,8—9,6 | 300 | Орошаемый оазис | 0,23 | Пустыня | 1,79 | |
| | | 500 | | 0,60 | | 1,37 | |
| 30/VII | 13,0—13,6 | 1 000 | " " | 0,96 | " | 2,67 | |
| 1/VIII | 12,3—13,4 | 100 | " " | 0,58 | " " | 1,05 | |
| | | 300 | | 0,51 | | 1,75 | |
| 31/VII | 15 | 100 | " " | 0,42 | " " | 1,50 | |
| 23/III | 10 | 200 | | 0,52 | | Лес | 1,54 |
| 29/VII | 14,5 | 300 | " " | 0,41 | " " | 1,30 | |
| | | 300 | | 0,55 | | Черный пар | 0,84 |
| | | 300 | | — | | Лес | 0,69 |
| 3/VII | 11,5 | 100 | Степь | 0,34 | Начало лесных полос | 1,29 | |
| | | 100 | " " | — | Центр лесных полос | 0,91 | |
| | | 300 | " " | 0,93 | Начало лесных полос | 1,64 | |
| | | 300 | " " | — | Конец лесных полос | 1,33 | |
| | | 300 | " " | — | Конец лесных полос | 1,33 | |

стями. Все синхронные измерения относятся к одинаковым высотам. Особо резко изменяется величина W' при переходе от орошаемого оазиса на пустыни (расстояние между участками 30—40 км). Переход с поля на лес сопровождается значительным ростом W' . Над черным паром днем в летнее время отмечается рост W' по сравнению с полем. При переходе от степи к массиву лесных полос в случае полета по ветру значительный рост W' наблюдается на их границе; к центру и концу массива лесных полос величина несколько уменьшается.

НЕКОТОРЫЕ ЗАВИСИМОСТИ ВЕЛИЧИНЫ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ПУЛЬСАЦИЙ ОТ СОСТОЯНИЯ АТМОСФЕРЫ

Состояние атмосферы при $W' = 0$. При исследовании вертикальных пульсаций большой интерес представляют случаи со слабо выраженной турбулентностью в атмосфере, когда $W' = 0$. Судя по данным наблюдений, случаи со слабо выраженной турбулентностью по вертикали можно разделить на два вида: первый, когда во всем исследуемом километровом слое наблюдалось слабо выраженное турбулентное состояние ($W' = 0$), и второй, когда значения $W' = 0$ наблюдались в атмосфере лишь в отдельных слоях; по горизонтали такие случаи могут быть при переходе от одной подстилающей поверхности к другой. Иногда наблюдается резкое ослабление турбулентного состояния на одном уровне при переходе от шероховатой поверхности к ровной и однородной в тепловом отношении.

Как известно, одним из выражений, определяющих турбулентное состояние атмосферы, является критерий Ричардсона — Ri

Таблица 4

| Дата, час | Характеристики | Высота, м | | | |
|--------------|----------------|---------------------|---------|---------|---------|
| | | 0 | 200 | 500 | 1 000 |
| 25/VII 17 | d / V | — / 0 | 353 / 1 | 30 / 3 | 11 / 4 |
| | γ | 1,1 1,1 1,0 | | | |
| | Ri | —1,27 —5,34 0 | | | |
| 28/VII 17 | d / V | 292 / 2 | 300 / 2 | 286 / 3 | 164 / 2 |
| | γ | 1,0 1,0 1,0 | | | |
| | Ri | 0 0 0 | | | |
| 30/VII 8 | d / V | — / 0 | — | 123 / 9 | 138 / 9 |
| | γ | —0,7 | | 0,3 | |
| | Ri | — | | 1,8 | 11,4 |
| 30/VII 17 | d / V | 45 / 1 | — | 61 / 2 | 334 / 3 |
| | γ | — | 1,0 | 0,8 | |
| | Ri | — | 0 | 1,2 | |

$$Ri = \frac{g}{T} \frac{(\gamma_a - \gamma)}{\left(\frac{\partial U}{\partial Z}\right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial Z}\right)^2}$$

где γ_a и γ — сухоадиабатический и фактический вертикальный температурный градиенты, U и V — горизонтальные составляющие скорости ветра, T — средняя абсолютная температура слоя, g — ускорение силы тяжести, Z — высота.

Турбулентность должна затухать при $Ri > 1$ и возрастать при $Ri < 1$. Ниже на отдельных примерах попытаемся связать состояние атмосферы при $W' = 0$ величинами Ri .

Чаще всего, как видно из табл. 2, отсутствие вертикальных пульсаций в атмосфере наблюдалось над орошаемым оазисом; здесь в слое от 0,3 до 1,0 км 65—85% всех полетов происходили при спокойном состоянии атмосферы. Все

случаи с отсутствием вертикальных пульсаций во всем слое от 0,1 до 1,0 км, как правило, приходились на утренние и вечерние часы. Такие случаи наблюдались при полетах над орошаемым оазисом в 1952 г. 25/VII в 9 и 17 час., 28/VII

час., 29/VII в 16 час., 30/VII в 9 и 17 час., 1/VIII в 9 час. В эти сроки
 чины Ri даны в табл. 4.

В таблице приведены направление d , скорость ветра V м/сек. и значения вер-
 тельного температурного градиента $-\gamma$ град/100 м.

В дни со слабо развитой турбулентностью при $W' = 0$ величины $\gamma >$ град/100 м
 величина $Ri < 1$, но в этих случаях всегда в слое до 1,0 км наблюдаются
 с небольшими и почти постоянными во всем слое скоростями. При
 чии больших скоростей ветра, как это имело место в 8 час. 30/VII, величина
 1° , а $Ri > 1$.

При полетах над полем с $W' = 0$ в слое 0,1—1,0 км наблюдались в июле
 в 4 часа — 1 раз, в 5 час. — 1 раз, в 6 час. — 1 раз, в 7 час. — 3 раза
 16 час. — 1 раз, т. е. так же, как и над орошаемым оазисом были в утрен-
 и вечерние часы. Величины Ri по вычислениям за 5 и 17 час. в слое 0,2—
 км были в пределах от 1,6 до 7,5, со средними значениями для слоя 0,2—
 км — 3,8 и в слое 0,5—1,0 км — 3,9, т. е. значительно больше 1.

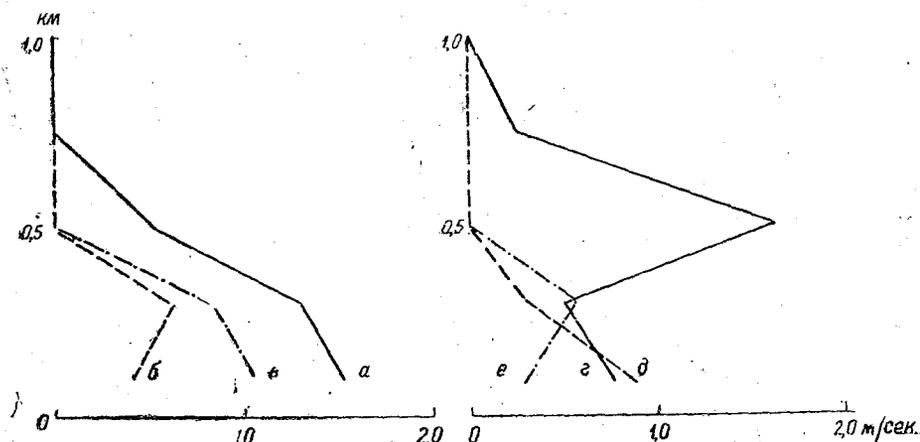


Рис. 8. Примеры распределения вертикальных пульсаций по высоте при на-
 личии слоя с $W' = 0$

а — 31/VII, 9 час., б — 1/VIII, 12 час. 20 мин., в — 2/VIII, 12 час., г — 14/VII, 11 час. 20 мин.,
 д — 21/VII, 7 час. 30 мин., е — 20/VII, 19 час.

Для степи и массива лесных полос, как мы уже отмечали, нет случаев
 $W' = 0$, ввиду того, что наблюдатель не включал акселерографа при спокой-
 ном полете без болтанки. По отметкам бортаэролога как над степью, так и над
 массивом лесных полос 27/VI в 14 час. 20 мин. во всех слоях до 1 км болтанка
 отсутствовала.

Величина вертикального температурного градиента от земли и до 1 км со-
 ставляла 1,2 град 100 м, т. е. создавались условия, благоприятные для развития
 турбулентности. Скорость же ветра в слое от 0,1 до 2 км была постоян-
 ной и равной 3 м/сек., направление ветра мало менялось с высотой. Величина Ri
 была равна бесконечности, случаи с наличием отдельных слоев, в которых $W' =$
 $= 0$ наблюдались как над орошаемым оазисом, так и над полем, но значительно
 реже. Распределение вертикальных пульсаций для этих условий в виде примера
 приведено на рис. 8.

Все зарегистрированные случаи этого типа, с наличием слоя с $W' = 0$, при-
 ходят в дневные часы на зоны от 0,5 км и выше. На этих высотах вертикаль-
 ные пульсации часто уменьшаются до нуля, в то время как в приземных слоях
 наблюдаются вертикальные пульсации относительно небольшой величины.

Зависимость W' от Ri и составляющих его членов. Величины верти-
 кальных пульсаций должны зависеть от термодинамического состояния атмосферы,
 частности, от вертикального температурного градиента γ град/100 м и верти-

кального градиента скорости ветра β м/сек 100 м. На рис. 9 приведена с W с γ и β при $W \geq 0,7$ м/сек. для поля и леса.

Следует отметить, что далеко не всегда можно найти даже ориентировочную зависимость между величиной W' и значениями γ и β , характеризующими состояние атмосферы. Это обстоятельство, очевидно, вызвано тем, что самолет совершал полет по относительно большому радиусу около пункта взлета, причем значения W' на одном уровне, но над разными подстилающими поверхностями могли меняться в относительно больших пределах, величины же γ и β вычислялись только для одной точки по самолетным и шаропилотным наблюдениям. Поэтому приведенная на рис. 9 зависимость величины $W' \geq 0,7$ м/сек. является ориентировочной. Можно отметить для летнего периода большую роль β в развитии вертикальных пульсаций — с ростом β быстро возрастает и величина W' . При малых β большое значение для развития вертикальных пульсаций будут иметь величины вертикального температурного градиента γ . Но в атмосфере сравнительно редко встречаются большие значения β и основное влияние все же будет иметь величина вертикального температурного градиента и абсолютная величина скорости ветра. О зависимости W' от β отмечено у Н. З. Пинуса [5].

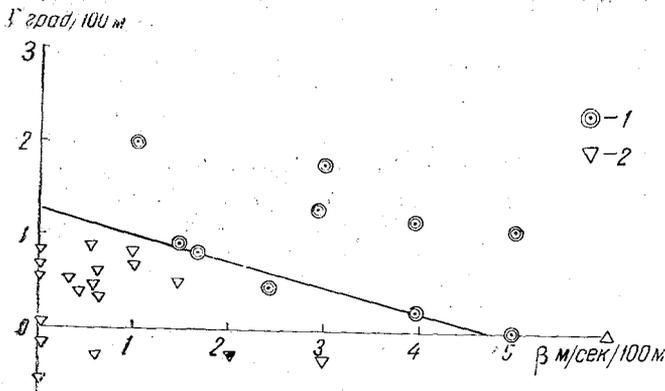


Рис. 9. Зависимость W' от γ и β .
1 — $W' > 0,7$ м/сек., 2 — $W' < 0,7$ м/сек.

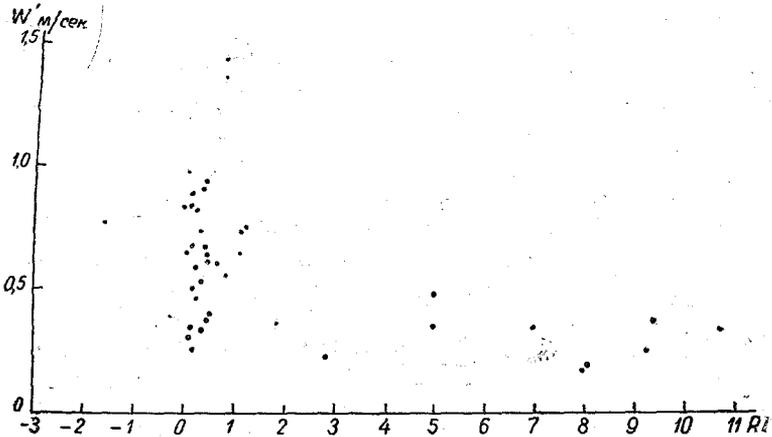


Рис. 10. Зависимость между Ri и W' .

На рис. 10 приведена зависимость числа Ричардсона — Ri от величины вертикальных пульсаций W' для летнего периода над полем и лесом. Как видно из рисунка, четкой зависимости W' от Ri не наблюдается. При $Ri < 1$ величины W' колеблются в весьма больших пределах от 0,3 до 1,3 м/сек. Но следует отметить, что при $Ri > 5$ величины W' , в общем, не достигают больших значений и держатся в пределах всего от 0,2 до 0,4 м/сек.

Связь W' с величинами перегрузок. В настоящее время на самолетах-зондировщиках установлены акселерометры — приборы, измеряющие перегрузки,

ываемые самолетом в долях g . Метеорологов больше интересуют не вели-
перегрузок, а хотя бы ориентировочные величины вертикальных пульсаций
(анных перегрузках.)

а рис. 11 приведена зависимость между средними величинами перегрузки —
средней величиной вертикальных пульсаций — W' для орошаемого оазиса и
пустыни, лес? и поля.

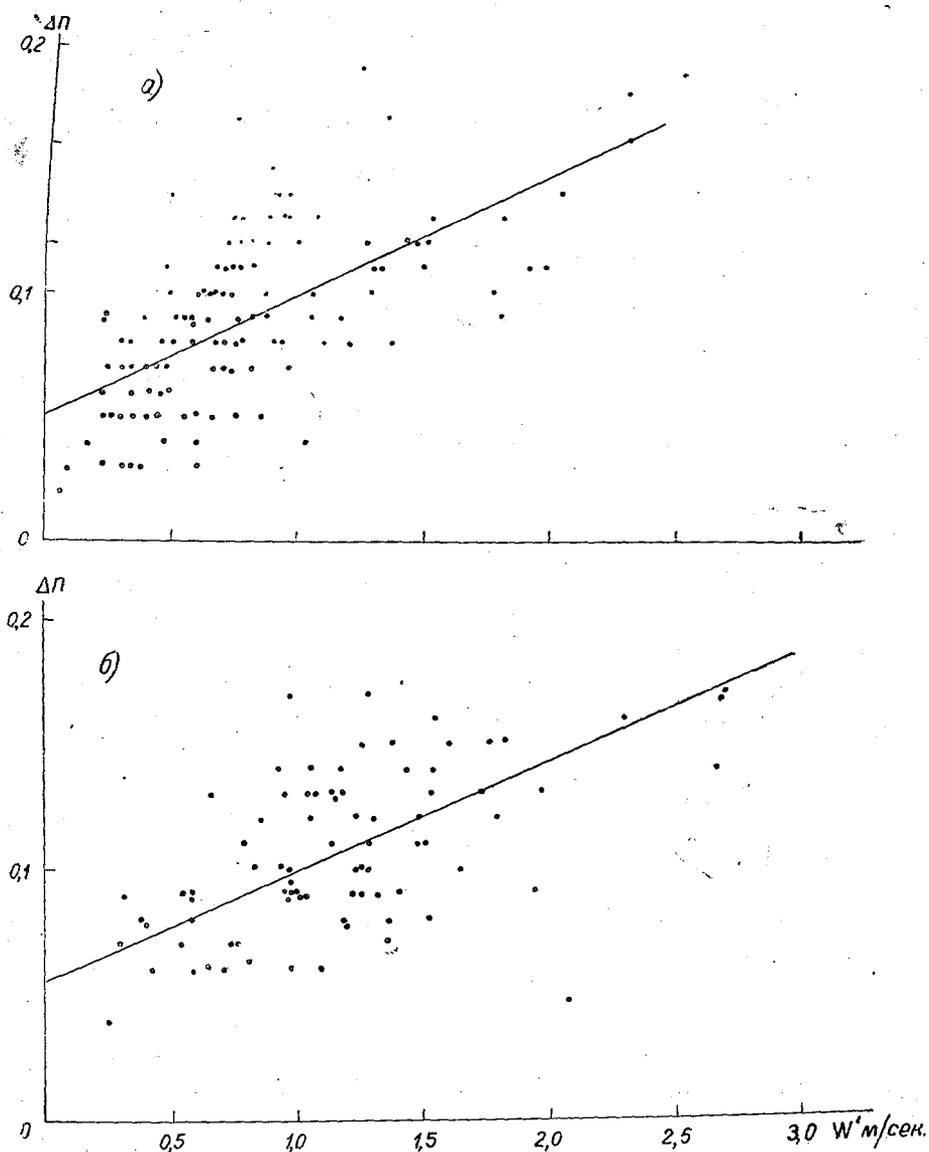


Рис. 11. Зависимость между Δn и W' .

а — над полем и лесом, б — над орошаемым оазисом и полупустыней.

Как видно из рис. 11, разброс точек около средней линии весьма велик; но
се же намечается ориентировочная зависимость между этими величинами для са-
ых различных подстилающих поверхностей. Для самолета ПО-2 нижеследующим

перегрузкам соответствуют примерно следующие средние величины вертикальных пульсаций:

| Δn | W' | Δn | W' |
|-------------------|------------|------------------|------------|
| 0,075 g | 0,5 м/сек. | 0,14 g | 2,0 м/сек. |
| 0,1 " | 1,0 " " | 0,16 " | 2,5 " " |
| 0,12 " | 1,5 " " | 0,18 " | 3,0 " " |

Во время наших измерений проводились по возможности синхронные отсчеты бортаэрологом баллов болтанки самолета с записью акселерографа.

Несмотря на относительную грубость определения интенсивности болтанки ощущениям бортаэролога, все же оказалось возможным провести некоторое сравнения записей бортаэролога с результатами измерений по акселерографу. Этих сравнений следует, что: а) значения Δn для 1 балла болтанки не начинаются от нуля, б) для каждого балла болтанки значения W' и Δn находятся в некоторых пределах, причем верхние и нижние пределы этих величин для соседних баллов перекрываются, в) наряду со средними значениями W' и Δn такие же особенности наблюдаются и для максимальных величин W' и Δn , г) все величины для очень сильной болтанки — 4 балла, в верхних пределах, очевидно, значительно занижены, так как неуправляемый полет в этих условиях на самолете ПО-2 обычно прекращался.

На основании табл. 2 из работы автора [4] и данных рис. 11 нами выделены ориентировочные пределы средних и максимальных значений W' и Δn для баллов болтанки различной интенсивности.

Наличие слабых перегрузок при отсутствии болтанки (0 баллов), очевидно, связано с особенностями работы прибора.

Таблица

Ориентировочная связь баллов болтанки с величинами W' и Δn для самолета ПО

| Интенсивность болтанки | Балл болтанки | Вертикальные пульсации — W' м/сек. | | Перегрузка Δn в долях | |
|----------------------------------|---------------|--------------------------------------|--------------|-------------------------------|--------------|
| | | средние | максимальные | средние | максимальные |
| Отсутствует | 0 | 0 | 0 | 0,0—0,04 | 0,00—0,04 |
| Слабая болтанка | 1 | 0,0—0,5 | 0—1,2 | 0,04—0,08 | 0,04—0,12 |
| Умеренная " | 2 | 0,50—1,5 | 1,2—3,3 | 0,08—0,12 | 0,12—0,28 |
| Сильная " | 3 | 1,5—2,3 | 3,3—5,0 | 0,12—0,16 | 0,28—0,44 |
| Очень сильная болтанка | 4 | > 2,3 | > 5,0 | > 0,16 | > 0,44 |

Пользуясь табл. 5, можно, хотя и весьма ориентировочно, судить о вертикальных пульсациях в атмосфере по интенсивности болтанки самолета ПО-2 либо по величинам средних перегрузок по акселерографу или максимальным перегрузкам по данным акселерометра.

РАСЧЕТ КОЭФФИЦИЕНТА ТУРБУЛЕНТНОГО ОБМЕНА

По данным акселерографа можно подсчитать коэффициент обмена, используя структурную формулу Ляпина

$$K = \frac{W'^2 TV}{2\Delta V},$$

где W' — вертикальные пульсации скорости ветра в м/сек., ΔV — горизонтальные пульсации скорости ветра в м/сек., T — время сохранения W' пульсации одного знака в сек., V — скорость самолета в м/сек.

примем отношение $\frac{W'}{\Delta V} = 1$, тогда структурная формула будет иметь вид

$$K = \frac{W' TV}{2}$$

се величины в формуле известны, и можно подсчитать величину K (табл. 6).

Таблица 6

Средние величины коэффициента обмена K м²/сек.

| одстиляющая поверхность | Высота, км | | | | | |
|---------------------------|------------|-----|-----|-----|-----|-----|
| | 0,1 | 0,2 | 0,3 | 0,5 | 0,7 | 1,0 |
| оазис | 47 | — | 92 | 45 | 101 | 109 |
| пустыня | 71 | — | 242 | 130 | — | 84 |
| ыня | 116 | — | 663 | 460 | 180 | 368 |
| ь | 55 | 118 | 151 | 138 | — | 87 |
| ив лесных полос | 72 | 178 | 167 | 119 | — | 90 |
| | 63 | 54 | 99 | 146 | — | 85 |
| | 101 | 96 | 84 | — | — | 67 |

Как видно, значения K получились сильно завышенными. Вызвано это или тем, что структурная формула дает вообще несколько завышенные значения K , вероятнее всего тем, что нами в расчет взяты только пульсации весьма большого периода, с длинами волн порядка 400—600 м. Уточнение отношения $\frac{W'}{\Delta V}$ не дает значительного изменения величины K .

Если исходить из приведенных значений K как относительных, то некоторые закономерности турбулентного обмена все же проявляются достаточно отчетливо. Заметно намечается рост величины K до уровня 0,3 км и только над массивными лесными полосами и лесом — до 0,2—0,1 км; далее наблюдается некоторое уменьшение коэффициента обмена. Над пустыней и полупустыней турбулентный обмен более интенсивный, над орошаемым оазисом и полем — наименьший.

ВЫВОДЫ

1. Величины вертикальных пульсаций в слое до 1 км в летний период в дневные часы

а) достигают наибольших значений над пустыней — 2,4 м/сек. и над полупустыней — 1,7 м/сек. (на уровне 0,3 км);

б) обычно от земной поверхности и до уровня 0,2—0,3 км вертикальные пульсации растут, выше несколько уменьшаются;

в) весной максимум величины вертикальных пульсаций находится около уровня 0,1 км;

г) две соседние близкие подстилающие поверхности, отличающиеся степенью шероховатости и тепловыми свойствами, имеют и различные W' , причем обычно различия наблюдаются до высоты 0,4—0,5 км; усиление W' может достигать здесь до 60—70%;

д) ход максимальных значений W'_{\max} подобен изменению средних W' и превышает эти значения примерно в 2,2 раза.

2. Величина вертикальных пульсаций, в общем, пропорциональна величине вертикального температурного градиента и разности скоростей ветра по вертикали, о четкой зависимости между ними не намечается, очевидно, отчасти из-за некоторых особенностей методики измерений.

3. В утренние и вечерние часы над многими участками наблюдаются слои слабой турбулентностью и значениями $W'' = 0$; в этих случаях часто отмечаются небольшие скорости ветра, мало меняющиеся по высоте. При значительных порывах ветра число Ричардсона $Ri > 1$. Днем слои с $W'' = 0$ обычно наблюдаются от 0,5 км и выше, здесь $Ri > 1$.

4. Вычисление коэффициента обмена по структурной формуле Ляпина в наших примерах завышенные значения, очевидно, из-за того, что учитываются вихри только больших периодов. Общая закономерность распределения K по высоте все же наблюдается.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дубов А. С. Определение скорости вертикальных порывов ветра при самолетном зондировании с помощью акселерографа. Труды ГГО, вып. 16 (78), 1949.
2. Воронцов П. А. Исследование порывистости ветра над лесными полосами. Труды ГГО, вып. 38 (100), 1953.
3. Воронцов П. А. Аэрологические исследования структуры воздушного потока над хлопковым полем и пустыней. Труды ГГО, вып. 39 (101), 1953.
4. Воронцов П. А. Некоторые вопросы инструментальных наблюдений над болтами самолетов. Труды ГГО, вып. 47 (109), 1954.
5. Пикус Н. З. Особенности вертикальных движений воздуха в свободной атмосфере. Труды ЦАО, № 6, 1952.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МЕСТНЫХ ЦИРКУЛЯЦИЙ ВОЗДУХА

Местные циркуляции воздуха широко развиты почти на всей территории Советского Союза, но особенно часто они наблюдаются в горных и приморских районах. Развитие в этих районах местных ветров обычно сопровождается резкими изменениями условий погоды. Причины возникновения и существования местных ветров, известно, заключаются или в различии тепловых свойств близко расположенных подстилающих поверхностей, вследствие чего степень нагревания их в течение дня и охлаждения лучейспусканием ночью не одинакова, или вследствие механического влияния орографических условий на ветер обычно в связи с некоторыми циркуляционными процессами, или, наконец, вследствие сочетания тепловых и орографических условий подстилающей поверхности.

В данной работе по материалам аэрологических наблюдений описывается только несколько новых видов местных циркуляций, выявленных экспедициями Главной физической обсерватории, а также приведены некоторые дополнительные сведения о горно-долинных, бризовых и феновых ветрах.

При рассмотрении механизма образования местных ветров будем считать, что наиболее развитая местная циркуляция должна иметь примерно следующие признаки:

1. Наличие достаточно большого температурного контраста как двух соседних подстилающих поверхностей, так и слоев воздуха над ними.
2. Наличие двух слоев воздуха по высоте, направление ветра в которых при переходе из одного слоя в другой резко меняется, иногда на 180° (в высоких районах обратного потока может и не наблюдаться).
3. Частое наличие в переходном слое инверсии температуры с ослаблением скорости ветра.
4. Барическое поле с малыми горизонтальными градиентами давления при скорости ветра в дневное время в нижнем слое не больше 4—5 м/сек.

МЕСТНАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ „ПОЛЕ—ЛЕС“

В литературе имеются неоднократные указания на возможность существования местных ветров между такими участками, как поле и лес. Как известно, наблюдается разность температур воздуха между лесом и полем: летом в дневное время воздух над полем нагревается несколько больше, чем над лесом, ночью — наоборот. Ввиду того, что различия в температурах воздуха не велики, то и интенсивность местной циркуляции между этими участками не наблюдается. Очевидно, поэтому в литературе не было приведено ни одного фактического примера, иллюстрирующего по материалам аэрологических наблюдений строение этой циркуляции, да и различными шаропилотными наблюдениями ее нельзя обнаружить.

Нами при исследовании траекторий движения воздуха над заболоченными участками различной степени осушки применялись уравновешенные шары-пилоты как в дневные часы, так и ночью.

Некоторые пункты наблюдений располагались вблизи лесных массивов. В условиях малых горизонтальных градиентов давления при слабых, почти штилевых порывах ветра, в устойчивом малоподвижном антициклоне иногда удавалось наблюдать довольно отчетливую циркуляцию между полем и лесом, особенно

хорошо заметную рано утром. Лес располагался на западе и северо-западе от пунктов наблюдений.

В виде примера циркуляции „поле—лес“ приведем данные одного уравненного шара, выпущенного с дикого болота на расстоянии около 130—140 м от большого лесного массива (табл. 1).

Таблица
Характеристика движения уравненного шара в 6 час. 30 мин. 27/VI 1953

| Характеристики | Время, мин. | | | | | | | | | | | | |
|-------------------|-------------|------|-----|------|------|------|-----|------|------|------|------|------|------|
| | 0,50 | 1,50 | 2,0 | 2,50 | 3,0 | 4,0 | 5,0 | 6,0 | 6,75 | 7,50 | 7,75 | 8,50 | 9,00 |
| L м | 64 | 83 | 113 | 129 | 141 | 136 | 153 | 189 | 191 | 147 | 127 | 135 | 123 |
| H м | 0 | 8 | 7 | 8 | 16 | 22 | 17 | 35 | 76 | 74 | 59 | 56 | 68 |
| d | 320 | 350 | 340 | 360 | 320 | 205 | 265 | 285 | 35 | 170 | 115 | 220 | 135 |
| V м/сек. | 0,5 | 1,2 | 1,2 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,9 | 0,6 | 0,3 | 1,2 | 1,3 | 0,6 | 0,7 |
| W см/сек. | 0 | 13 | -3 | 3 | 27 | 10 | -8 | 30 | 91 | -4 | -100 | -7 | 40 |
| ΔV м/сек. | -0,3 | 0,4 | 0,4 | -0,3 | -0,3 | -0,3 | 0,1 | -0,2 | -0,5 | 0,4 | 0,5 | -0,2 | -0,1 |

В таблице введены следующие условные обозначения: L — горизонтальное удаление шара в метрах от 1 пункта базы, H — высота шара в метрах, d — азимут направления ветра, V — скорость ветра в метрах в секунду (м/сек.), W — вертикальная скорость шара в сантиметрах в секунду (см/сек.), ΔV — пульсация горизонтальной составляющей скорости ветра от $V = 0,8$ м/сек.

Несколько спрямленная траектория движения этого шара дана на рис. 1. Шар был выпущен в 6 час. 30 мин. по местному солнечному времени, спустя 1

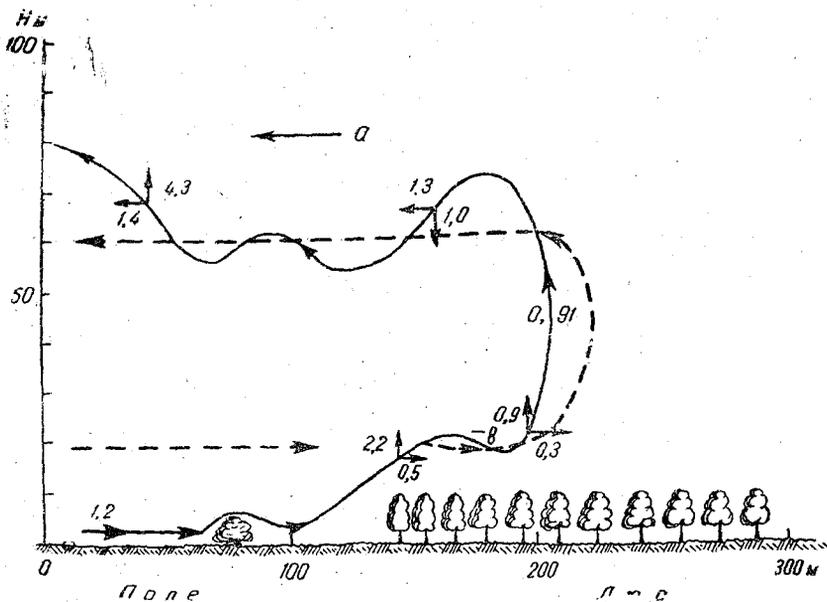


Рис. 1. Схема циркуляции „поле—лес“.

a — направление общего переноса воздуха.

имерно 1,5—2 часа после восхода солнца. В это время еще сохранилось при-
сущее ночному времени различие температур между полем и лесом и началось
усиленное нагревание воздуха на опушке леса. Движение воздуха вниз от
поля к лесу.

Нижняя ветвь циркуляции „поле—лес“ имела высоту 25—30 м, т. е. распро-
странялась по вертикали примерно на двукратную высоту деревьев леса. Верхняя
обратная ветвь циркуляции начиналась с 50—55 м и примерно совпадала с на-

нием ветра на высоте 0,3—0,5 км. Как видно из рис. 1, далеко вглубь массива эта циркуляция не распространяется.

Следует отметить малые величины скорости ветра на всем пути шара, в средние 0,8 м/сек., и ее пульсационный характер, хорошо заметный по ходу

ΔV . Рост горизонтальных пульсаций почти всегда сопровождался уменьшением вертикальной скорости, т. е. отрицательными величинами вертикальных пульсаций. Особенно большие пульсации вертикальных скоростей появляются над ми полосами и в зоне начала верхней ветви циркуляции. Уменьшение скорости ветра до 0,5 м/сек. отмечено в переходном слое с одновременным ростом вертикальной скорости до 0,9 м/сек. В верхнем потоке также наблюдались отдельными волнообразные движения воздуха с вертикальными скоростями 0,3—0,4 м/сек. длинами волн около 100—150 м. Хотя в момент выпуска уравновешенного шарографического зондирования не было, но обычно при данных условиях погоды в утренние часы в слое до 250—300 м наблюдалась инверсия температуры, начинающаяся с 6—7 час. постепенно разрушаться.

МЕСТНАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ НАД НЕЗАМЕРЗАЮЩИМИ ФИОРДАМИ ЗИМОЙ

В зимнее время над незамерзающими фиордами создаются весьма большие контрасты температур водной поверхности фиорда и моря и окружающей суши. Эти контрасты вызывают различия и в температурах воздуха. Средние значения разности температур воздуха над незамерзающей водной поверхностью и суши по данным автора [1] в период январь—февраль доходили на уровне 2 м до $+4^\circ$ и уменьшались почти до 0° на высоте около 300 м.

Обычно все фиорды имеют вид относительно узких и глубоких бухт, длиной в десятки км, с боков которых расположены гряды холмов или невысоких горных хребтов. Большие контрасты в температурах водной поверхности и суши особенно резко заметны в зимний период, и характер рельефа — узкие, длинные, глубокие бухты — создает благоприятные условия для развития над фиордами местных циркуляций воздуха типа весьма слабых муссонов.

Местная циркуляция зимой имеет следующее строение: внизу, над водной поверхностью, воздушный поток направлен вдоль фиорда к морю, наверху поток обратного направления — от моря на сушу. Местная циркуляция в фиордах зимой наблюдается далеко не всегда, в основном при относительно слабых скоростях ветра внизу, над водной поверхностью, до 5—6 м/сек. Усиление скорости ветра до 6—7 м/сек. вызывает прекращение местной циркуляции. Диапазон температур воздуха, при которых наблюдается местная циркуляция по нашим измерениям, был от -5° до -22° . В период январь—февраля местная циркуляция над фиордами наблюдалась в 18% всех случаев вертикального зондирования атмосферы.

Следует заметить, что в районе наблюдений бухта фиорда имела ширину 2—3 км и высоту боковых гряд холмов 120—150 м.

На рис. 2 приведены для примера три вертикальных разреза атмосферы для зимних дней при наличии местных циркуляций над фиордом. Направление потока воздуха вдоль оси фиорда по высотам дано сплошными линиями со стрелкой, параллельными водной поверхности. На этом рисунке хорошо выделяются слои двумя потоками: нижний — вдоль фиорда, направленный к морю, толщиной 0—150 м и верхний поток противоположного направления, начинающийся с высоты 250—300 м. Зона перехода от нижней ветви циркуляции к верхней совпадает с верхней границей гряды холмов и характеризуется резкой сменой направления ветра. Толщина переходной зоны около 150 м.

Распределение проекции вектора скорости ветра и распределение температуры воздуха по высоте на плоскость, направленную по оси фиорда, приведено на рис. 2 для всех трех зондирований. Скорости ветра при местной циркуляции значительно не велики, проекция скорости переходит через нуль на высоте 100—200 м, т. е. совпадает с верхней границей гряды холмов.

Ход температуры воздуха в самом нижнем слое показывает, что здесь наблюдается падение температуры часто со сверхадиабатическими значениями вертикального температурного градиента $\gamma > 1^\circ$, вызванными прогревом воздуха при его

движении вдоль теплой волной поверхности. В слое, переходном от нижней к верхней, часто начинается инверсия температуры с очень большими отрицательными значениями γ , но с уровня начала обратной ветви местной циркуляции выше инверсия температуры, хотя и сохраняется, но рост температуры с высотой идет медленнее.

На рис. 2 приведено также распределение направления и скорости ветра в почти рядом расположенных пунктах над фиордом (А) и над сушей (Б) за 14/II. Как видно из рисунка, над сушей в те же сроки практически не

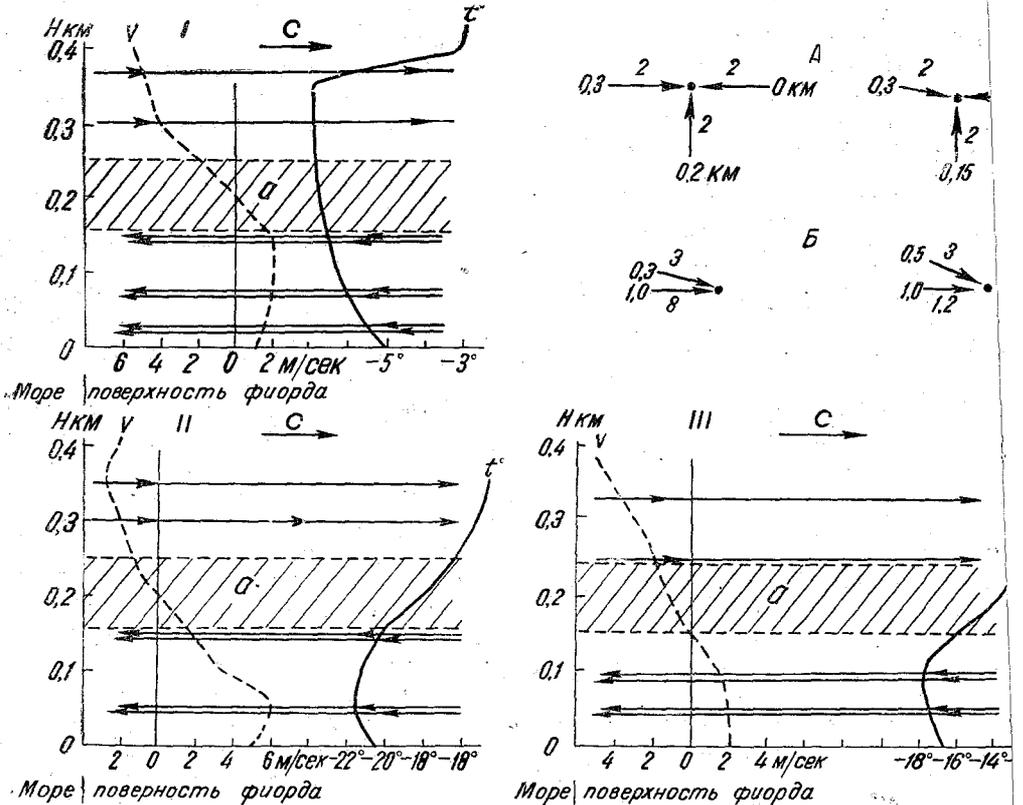


Рис. 2. Примеры циркуляции над фиордами.

I — 26/II — 6 час., II — 14/II — 11 час., III — 6/II — 9 час. а — переходная зона. А — скорость и направление ветра над фиордом, Б — то же над сушей, С — направление градиентного ветра.

чено никакого поворота ветра по высоте, что подтверждает чисто местное образование циркуляции над фиордами. Характерно также, что при фиордовой циркуляции направление градиентного ветра близко совпадает с направлением верхнего компенсационного течения.

При этой циркуляции, подобно горно-долинным ветрам, существует интенсивный сток холодного воздуха со склонов возвышенностей к фиорду, который иногда можно проследить, наблюдая за уравновешенным шаром.

На рис. 3 приведена траектория одного из уравновешенных шаров. Ввиду наличия сверхадиабатических градиентов в нижнем слое местной циркуляции, здесь часто наблюдаются значительные восходящие и нисходящие движения воздуха под действием которых уравновешенный шар поднимался на высоту до 100—150 м и попадал в промежуточный слой. В этом слое он перемещался к верхним склонам гряд холмов и иногда у склона попадал в нисходящий поток холодного воздуха и вместе с ним опускался по склону до уровня водной поверхности. Боковые склоны фиорда, затрудняя обмен масс воздуха по горизонтали, создают здесь своего рода аэродинамическую трубу, скорость воздушного потока в кот

очевидно, будет определяться, помимо величины горизонтального градиента, еще поперечным сечением фиорда и интенсивностью стока воздуха со склонов холмов.

Схема циркуляции над незамерзающими фиордами зимой приведена на рис. 4. На этой схеме высота нижнего потока должна быть не выше уровня гряды холмов, расположенных по берегам фиорда. При повышении высоты гряды холмов,

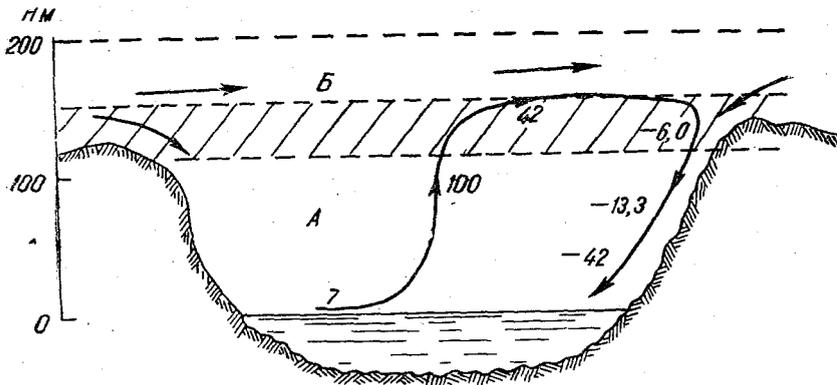


Рис. 3. Сток холодного воздуха со склонов в фиорд, 9/II — 15 час.

А — нижний поток, Б — верхний поток.

идно, должна возрастать и толщина нижнего потока. Примерно с верхней части гряды холмов начинается промежуточный слой между нижним и верхним течениями воздуха, в котором наблюдается поворот ветра почти на 180°.

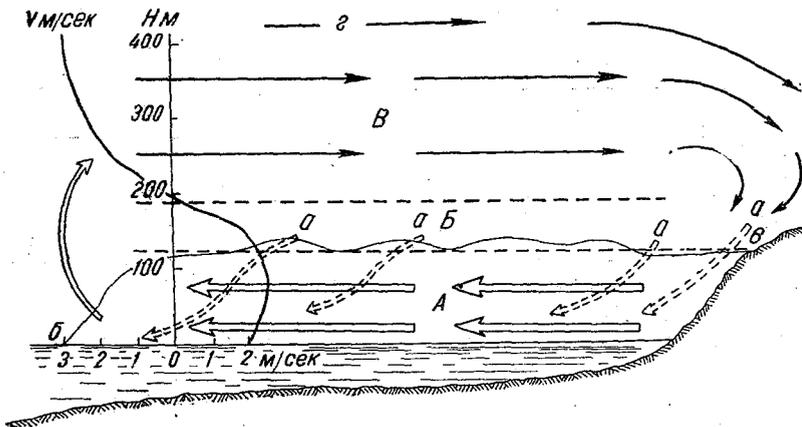


Рис. 4. Схема циркуляции над незамерзающим фиордом зимой.

А — нижний поток, Б — промежуточный слой, В — верхний поток. а — сток воздуха по склонам фиорда, б, в — высота гряды холмов по берегам фиорда, г — направление градиентного ветра, V — скорость ветра.

промежуточного слоя создается дополнительный нисходящий поток холодного воздуха по склонам к водной поверхности. Сток воздуха вниз по склонам показан на рис. 4 пунктирными стрелками а. Здесь же приведено примерное распределение скорости ветра V по высоте. Образуется фиордовая циркуляция при относительно слабых скоростях градиентного ветра в нижнем километровом слое, причем направление градиентного ветра примерно совпадает с направлением верхнего потока фиордового ветра. Данная циркуляция в зимнее время имеет ночью днем одно и то же направление воздушного потока — вниз — к теплому морю.

ФЕНЫ РИОНСКОЙ ДОЛИНЫ

Фен — это непериодический местный сухой и теплый ветер, обычно опускающийся с гор в долины. Таким образом, одним из основных признаков фена является наличие в нем нисходящих движений воздуха. В опубликованных работах автора [2, 3, 4] фены рассматривались с точки зрения их суховеяного эффекта у земной поверхности.

Как известно, наибольшее количество дней с фенами у нас в СССР наблюдается на Кавказе в Рионской долине. Так, в Кутаиси в среднем за год бывает до 114 дней с фенами [4], причем наибольшее количество их приходится на осень и весну. Продолжительность феновой погоды в Западной Грузии об-

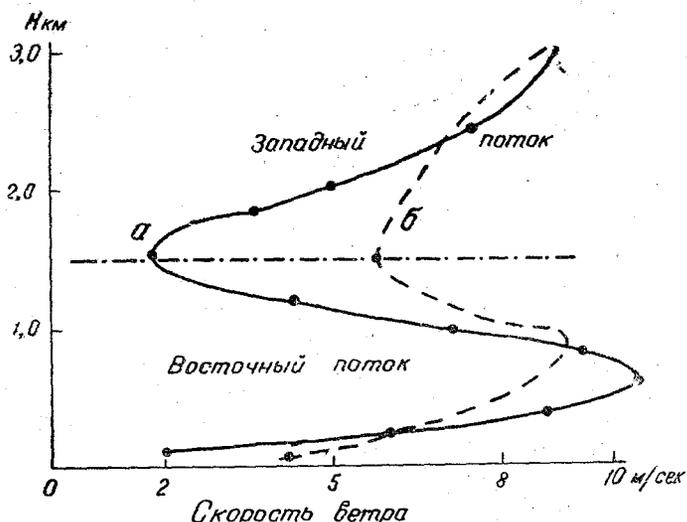


Рис. 5. Распределение скорости и направления ветра при фенах.
а — весенний фен, б — осенний фен.

не велика — чаще всего около 1 дня, реже 2—3 дня и только в отдельных случаях до 5 дней. Материалов по аэрологическим исследованиям фенов опубликовано пока еще мало. По ряду причин автору пришлось вновь пересмотреть весь материал аэрологических наблюдений при фенах Рионской долины, проведенных в 1919 и 1936 гг., и сделать некоторые дополнительные исследования; часть из них и приводится в данной работе.

В работах автора [2 и 3] указано, что при фенах Рионской долины наблюдаются восточные ветры в слое от земли и до 1—1,5 км, а иногда до 2—3 км над восточным потоком всегда сверху располагается западный поток.

На рис. 5 в виде примера дано типичное распределение скорости ветра для двух подъемов шара-пилота при осеннем и весеннем фенах. Здесь характерным является в обоих случаях значительный рост скорости восточного ветра с высотой при максимуме на уровне 600—700 м. Выше наблюдается уменьшение скорости ветра до слоя перехода к западному потоку и дальше снова рост скорости, причем при весенних и осенних фенах строение воздушного потока почти одинаково.

Пример типичного распределения температуры и относительной влажности в нижнем слое атмосферы при фенах в дневные часы приведен в табл. 2.

Характерным является наличие при фенах в полуденные часы в слое 0,2—0,3 км больших сверхадиабатических значений вертикального температурного градиента, минимальных значений относительной влажности у земной поверхности и рост ее с высотой, при малых изменениях удельной влажности с высотой. Распределение γ и q указывает на интенсивный турбулентный обмен в нижнем слое и перенос

Таблица 2

Распределение t , γ , f , d и q при фене в 13 час. 25/X 1935 г. в Цулукидзе

| Характеристики | Высота, м | | | | | | |
|--|-----------|------|------|------|------|------|------|
| | 2 | 25 | 50 | 100 | 150 | 200 | 300 |
| температура t° | 25,6 | 24,5 | 23,7 | 22,6 | 21,7 | 20,1 | 19,1 |
| температурный градиент γ град/100 м | 4,4 | 3,2 | 2,2 | 1,8 | 1,2 | 1,0 | — |
| относительная влажность f % | 29 | 31 | 35 | 35 | 36 | 38 | 40 |
| дефицит влажности d мб | 23,4 | 21,4 | 18,9 | 17,5 | 16,2 | 14,5 | 13,2 |
| абсолютная влажность q г/кг | 6,1 | 5,9 | 6,3 | 6,2 | 5,9 | 5,9 | 5,9 |

в это время суток от земной поверхности вверх. Дефицит влажности уменьшается с высотой, поэтому наибольший феновый эффект будет у земной поверхности.

При фенах в ночное время, особенно в низинах, иногда наблюдаются так называемые феновые паузы, когда под влиянием процессов ночного излучения, особенно интенсивного благодаря безоблачному небу и сухому воздуху, может образоваться инверсия температуры с низкой температурой воздуха и высокой относительной влажностью у земной поверхности. В табл. 3 приведен пример распределения хронологических элементов в тот же день, но в ночные часы.

Таблица 3

Распределение t , γ , f , q и d в 24 часа 25/X 1935 г. в Цулукидзе

| Характеристики | Высота, м | | | | | | |
|---------------------|-----------|------|------|------|------|------|------|
| | 2 | 25 | 50 | 100 | 150 | 200 | 300 |
| t° | 14,2 | 14,8 | 15,0 | 15,2 | 15,3 | 15,4 | 15,7 |
| γ град/100 м | -2,4 | -0,8 | -0,4 | -0,2 | -0,2 | -0,3 | — |
| f % | 70 | 69 | 69 | 69 | 69 | 68 | 68 |
| q г/кг | 7,1 | 7,5 | 7,5 | 7,5 | 7,8 | 7,9 | 8,0 |
| d мб | 4,9 | 5,3 | 5,3 | 5,3 | 5,5 | 5,6 | 5,7 |

Как видно, в это время наблюдался сравнительно большой суточный ход температуры воздуха, высокая относительная влажность ночью и резкое уменьшение дефицита влажности в нижнем слое. При фене, продолжавшемся в течение всего 25/X, феновый эффект у земли ночью ослаб и наступила феновая пауза. Утром 26/X фен снова усилился. Обычно при фенах можно отметить и суточный ход скорости ветра в нижнем слое с максимумом ночью и минимумом днем. В примере на рис. 6 приведен дневной ход скорости ветра за 21/X 1935 г. на высотах.

Очевидно, в полуденные часы в Рионской долине имеется тенденция к развитию долинного ветра, направленного вниз в противоположную феновому потоку сторону. В результате взаимодействия этих двух потоков и наблюдается уменьшение скорости ветра в полуденные часы. Наоборот, ночью направление горного ветра и фена совпадают, скорость ветра увеличивается.

Наряду с длительными фенами, в некоторых случаях могут наблюдаться отдельные весьма кратковременные прорывы феновых потоков. Это явление обычно наблюдается в полуденные часы, когда может развиваться долинный ветер. В этом случае поток долинного ветра заглушает фен и только в отдельные моменты фен может проявиться. Например, 26/X 1935 г. в Цулукидзе наблюдался с утра фен, усилившийся в период с 10 до 17—18 час. долинным ветром. Но около 13 час. снос до 250 м появился восточный феновый поток, продержавшийся всего 30—мин., и затем снова установился долинный ветер. В 13 час. был выпущен

уравновешенный шар-пилот, который и зарегистрировал эту смену циркуля. Траектория движения уравновешенного шара (I) и распределение скорости доного ветра по высоте за 10 час. (II) изображены на рис. 7.

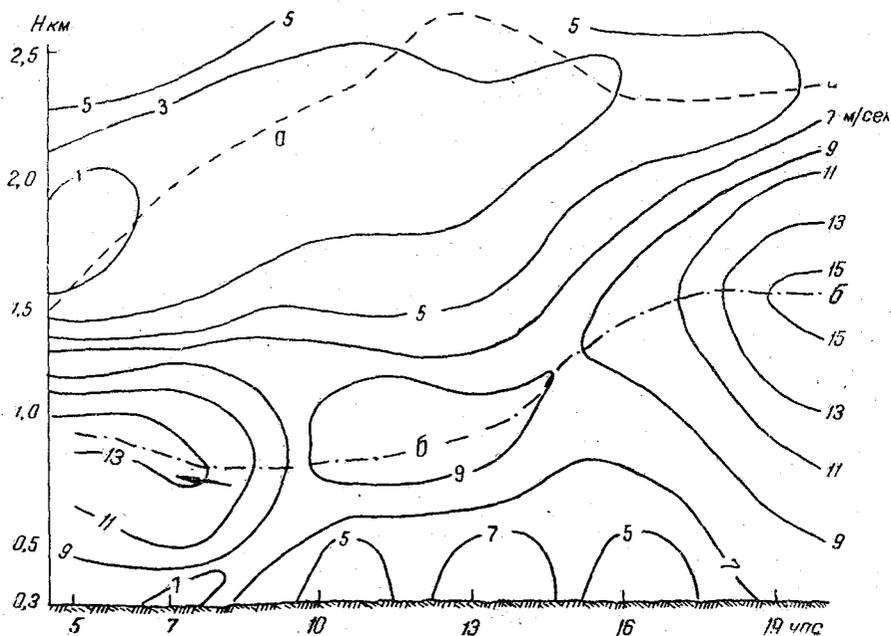


Рис. 6. Пример суточного хода скорости ветра при фене в Рионской долине, 21/X 1935 г.

а — граница восточного потока, *б* — слой максимума скорости ветра.

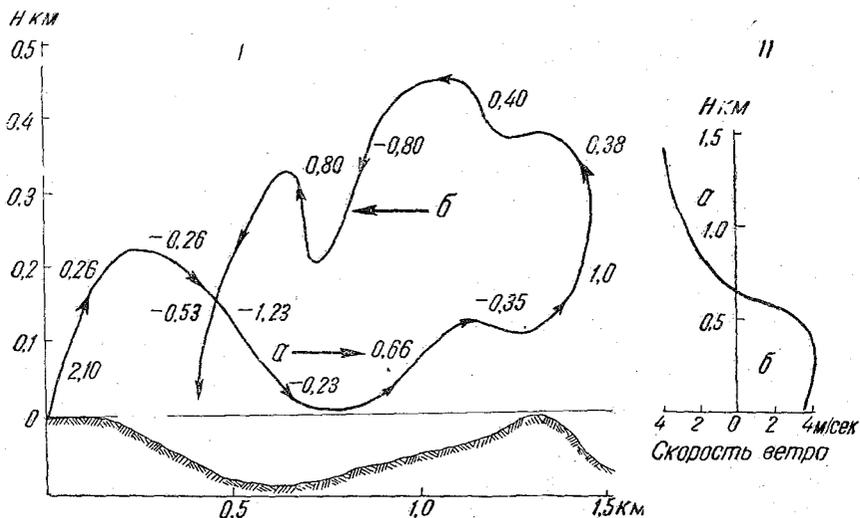


Рис. 7. Пример кратковременного фена, 26/X 1935 г.

I — траектория движения уравновешенного шара, *II* — распределение скорости ветра по высоте.
а — восточный поток, *б* — западный поток.

На рисунке приведены величины вертикальных составляющих скоростей ветра в м/сек., а также распределение проекции вектора скорости ветра (II) на плоскость вдоль оси долины по наблюдениям в 10 час. Примерно такое же распределение скорости по высоте было в 16 час.

Вертикальные движения воздуха при фенах

Для выяснения механизма развития фенов вообще и фенов Рионской долины в частности, весьма важной является количественная характеристика нисходящих слоев воздуха, как одного из основных признаков фена.

К сожалению, применявшиеся нами в тот период методы исследования фенов могли дать полного ответа на данный вопрос. Около десятка уравновешенных шаров, выпущенных с земной поверхности в дневные часы, из-за малой высоты фена не могли характеризовать слои выше 250—300 м, и их движение в большинстве случаев зависело от условий перемещения потока воздуха под влиянием фена, который в районе наблюдений имел пересеченный вид.

Некоторые представления о величинах нисходящих движений воздуха можно получить, рассматривая движение обычного шара-пилота. Все наблюдения за шаро-пилотами проводились с двух пунктов и поэтому было возможно проследить изменение вертикальной скорости шара-пилота по высоте. При фенах можно отметить случаи с отрицательными отклонениями вертикальной скорости шара от ее

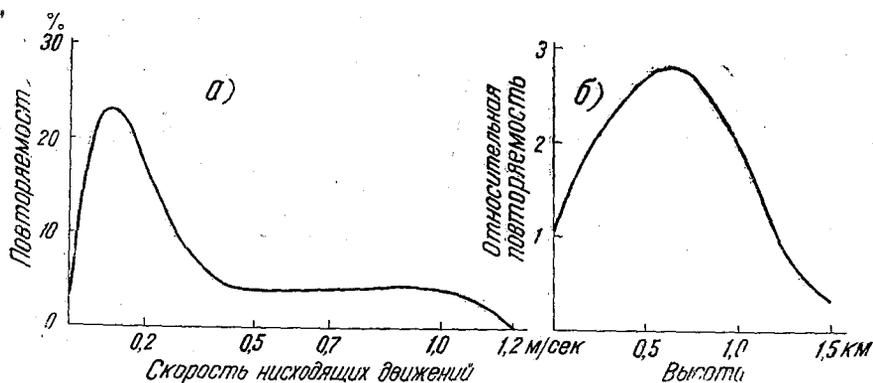


Рис. 8. Повторяемость нисходящих движений при фенах.

а — повторяемость по величине в процентах, б — относительная повторяемость по высоте.

различных значений. Будем считать, что эти случаи вызваны нисходящими движениями воздуха. Если исходить из такого положения, то легко найти и величины вертикальных движений и их распределение по высотам.

Величина нисходящих движений W определяется как разность вертикальной скорости шара-пилота, вычисленной по таблице (W_T) и вертикальной скорости данным базисных наблюдений (W_0).

На рис. 8 приведено распределение полученных таким образом величин нисходящих движений. 46% случаев приходится на скорости снижения порядка 0,01—2 м/сек. и 12% — на скорости от 0,2 до 0,3 м/сек., наибольшие величины нисходящих потоков доходят до 1,2 м/сек. Скорости нисходящих движений при фенах больше 1,0 м/сек. наблюдаются сравнительно редко. На этом же рисунке приведена относительная повторяемость нисходящих движений по высотам. Наиболее часто нисходящие движения при фенах над Цулукидзе наблюдаются в зоне 1 км с максимумом на уровне 0,6—0,7 км. Следует отметить, что при анализе движения шаров-пилотов при фенах нельзя выделить опускания масс воздуха одновременно по всей толще; очевидно, нисходящие движения развиваются отдельными частями, а не сплошным слоем.

По движению уравновешенных шаров при фенах можно исследовать траектории движения воздуха в приземном слое и определить величины вертикальных скоростей (табл. 4).

В низинах преобладали нисходящие движения воздуха с относительно слабыми скоростями. Восходящие потоки чаще всего наблюдались в слое 0—100 м со средними скоростями 58 см/сек., нисходящие движения наблюдаются в этом слое реже и скорости их меньше. В слое 100—200 м и выше вероятность восходящих

Распределение \bar{W} по слоям при фенах в дневные часы

| Высота слоя, м | —50—0 (низина) | | 0—100 | | 100—200 | | 200— |
|--|-------------------|-------|-------|-------|---------|-------|-------|
| | восх. | нисх. | восх. | нисх. | восх. | нисх. | восх. |
| Вид вертикального движения . . . | | | | | | | |
| Средняя вертикальная скорость (см/сек.) | 2 | 19 | 58 | 33 | 92 | 50 | 36 |
| Число случаев | 2 | 5 | 13 | 8 | 6 | 8 | 7 |

и нисходящих потоков примерно одинакова, но в слое 100—200 м еще преобладают восходящие потоки довольно значительной величины, в среднем 92 см/сек. и почти в два раза более слабые нисходящие движения. В слое 200—300 м скорости восходящих и нисходящих потоков имеют примерно одинаковые значения. Максимальные величины скорости восходящих потоков в слое 0—100 м были 215 см/сек., в слое 100—200 м — 165 см/сек. и в слое 200—300 м — 80 см/сек. Скорости нисходящих движений в слое 0—200 м значительно меньше скорости восходящих потоков. Можно считать, что в дневные часы при фенах, примерно до высоты 200 м, будут наблюдаться значительные термические воздействия настилающей поверхности с преобладанием восходящих потоков.

Высоты опускания масс воздуха при фенах

Для выяснения механизма образования фенных Рюонской долины было желательно, хотя бы ориентировочно, определить высоту начала опускания масс воздуха.

Как показывают подъемы радиозондов и змеев, при фенах часто наблюдается инверсия температур, разрушающаяся иногда только в полуденные часы. Можно считать, что наличие инверсии спустя 3—4 часа после восхода солнца в относительно большом слое при фенах будет являться следствием не только процесса интенсивной затраты тепла на испарение, но частично и эффектом фенового опускания масс воздуха и образования антициклональной инверсии сжатия. Исходя из этого предположения, можно подсчитать высоту, с которой началось опускание масс воздуха.

Если обозначим H_1 — высоту слоя, с которого началось опускание воздуха в метрах, H_2 — высоту слоя растекания, т. е. высоту конца инверсии, в метрах, γ_1 — первоначальный до фена вертикальный температурный градиент в слое H_1 , который для морского воздуха можно принять равным 0,6 град/100 м, γ_2 — вертикальный градиент в слое H_2 м в град/100 м, t_0 — температуру воздуха у земли, t_1 — температуру воздуха на высоте H_1 , t_2 — температуру воздуха на высоте H_2 , то

$$t_1 = t_0 - \frac{H_1 \gamma_1}{100}$$

и

$$t_2 = t_0 - \frac{H_2 \gamma_2}{100},$$

для опускающегося воздуха с уровня H_1 до H_2

$$t_2 = t_0 - \frac{H_1 \gamma_1}{100} + \frac{H_1 - H_2}{100}.$$

Приравнивая t_2 , получим

$$t_0 - \frac{\gamma_2 H_2}{100} = t_0 - \frac{\gamma_1 H_1}{100} + \frac{H_1 - H_2}{100},$$

$$H_1 = \frac{(\gamma_2 - 1)}{(\gamma_1 - 1)} H_2$$

Подставляя в формулу соответствующие значения γ_1 , γ_2 и H_2 , можно определить H_1 , с которой началось опускание масс воздуха при фенах.

Высота над уровнем моря слоя опускания при фенах в Цулукидзе в 1936 г. (в метрах):

| | |
|----------------|-------|
| 20/X | 1 850 |
| 21/X | 1 620 |
| 22/X | 2 460 |

Высота слоя опускания получилась в пределах 1,6—2,5 км, т. е. очень близка к максимальному уровню распределения восточного потока и начала слоя западным ветром.

Условия образования фенов Рионской долины

Проф. А. И. Воейков [5] в 1912 г. дал в основном правильное объяснение общих условий образования фенов Рионской долины, указав, что они возникают между горным хребтом, проходящим по Черному морю, и антициклоном, расположенным в районе южной Азии.

Наши наблюдения при осенних фенах (сентябрь, октябрь) подтверждают эту точку зрения. В холодную половину года образование антициклона связано с гребнем высокого давления Восточносибирского антициклона, а в теплую половину — с опусканием антициклона из полярных бассейнов на низовья Волги и север Каспийского моря с гребнем со стороны моря на восточные районы Закавказья. Горизонтальные градиенты давления, особенно при движении циклонов по Черному морю на юго-западной периферии антициклона, могут оказаться весьма значительными, что вызовет образование восточного или юго-восточного потока иногда с большими скоростями, захватывающего слои атмосферы до 2—2,5 км.

Таким образом, можно считать, что фены Рионской долины, по имеющимся у нас материалам, образуются преимущественно при наличии гребня или отрога области повышенного давления, создающих над Закавказьем поток воздуха восточного или юго-восточного направления. На фоне антициклональных условий погоды можно выделить примерно три типа развития фенов Рионской долины с условным разделением их на: 1) фены орографические, 2) фены двусторонней дивергенции и фены отраженные.

Нисходящие движения воздуха при всяком типе фена являются результатом взаимодействия общециркуляционных, в нашем случае — антициклональных, процессов и орографии местности. Интенсивность же фенов у земной поверхности может определяться еще рядом дополнительных факторов, а именно: физическими свойствами воздушной массы, стратификацией атмосферы до начала фена и при этом, условиями увлажнения подстилающей поверхности, мощностью растительного покрова и другими факторами.

Ниже приводятся несколько схем образования разных типов фенов Рионской долины.

Орографические фены. Как известно, классическим примером образования фенов являются орографические фены. Судя по толщине слоя восточного потока и направлению его движения, подъем и опускание воздуха происходит без сравнительно невысокий Сурамский перевал. В наших условиях этот вид фена имеет свои особенности, обусловленные тем, что воздух, вызывающий фен, уходил из антициклона и был уже прогретым и относительно сухим. Путь движения воздуха при этом типе фена вначале был вдоль долины р. Куры. Уменьшение облачности в юго-восточном потоке над Тбилиси при последующем появлении фена в Рионской долине указывает на то, что этот воздух был относительно сухим и прогретым уже в долине р. Куры. Обычно толщина антициклонального юго-восточного потока над долиной р. Куры небольшая, всего 1,5—2,0 км, со скоростями до 6—8 м/сек. После перехода воздуха через Сурамский перевал и

опускания его вдоль западного склона воздух приобретает феновые свойства, меняет направление на восточное, вдоль Рионской долины. Вертикальная мощность восточного потока примерно та же, что и над Тбилиси, скорость же его в долине Риона резко возрастает, так как долина Риона, особенно в ее начале, значительнее долины Куры. Типовая схема начала фена этого типа приведена на рисунке, где на графике I представлена первая стадия. Переваливающий через Сурамский хребет восточный поток не сразу опускается до земли, а постепенно вытес-

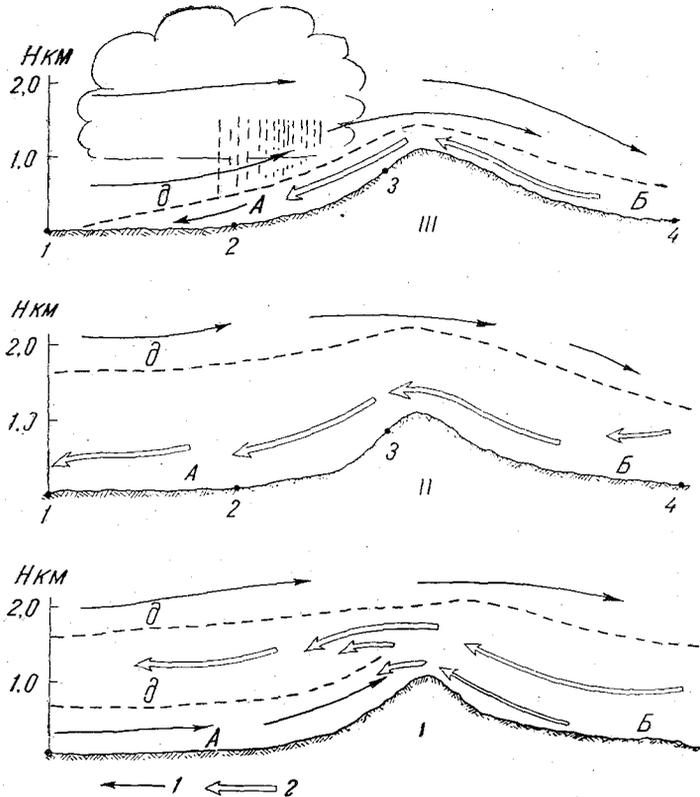


Рис. 9. Схема орографического фена.

I — градиентный ветер, 2 — феновый поток. I — начало фена, II — фаза наибольшего развития фена, III — затухание фена. А — долина Риона, Б — долина Куры, θ — зона раздела потоков, 1, 2, 3, 4 — пункты наблюдений.

западный поток. Вторая стадия соответствует развитому фену и приведена на графике II и, наконец, стадия затухания фена с наличием в некоторых случаях облаков нижнего яруса с осадками в западном потоке дана на графике III.

Иногда орографический тип фена может наблюдаться в массах тропического воздуха, пришедших с юго-востока или востока. Например, согласно наблюдениям Н. Н. Калитина, близ г. Кутаиси 29/VIII 1927 г. была отмечена следующая смена погоды при начале фена.

Таблица

| Время наблюдений | Температура воздуха, град. | Относительная влажность, % | Скорость ветра, м/сек. | Число пылинок в 1 см ³ | Примечание |
|------------------|----------------------------|----------------------------|------------------------|-----------------------------------|-------------|
| 7 час. 32 мин. | 22,9 | 94 | 1 | 500 | Начало фена |
| 11 час. 10 мин. | 37,0 | 18 | 19 | 50 000 | |

была перенесена издалека, так как в долине Риона пыли нет. Начало иногда сопровождается ухудшением горизонтальной видимости. Фен двусторонней дивергенции. Вторая группа случаев указывает на образование фена вследствие опускания и двустороннего растекания воздуха склонам гор из антициклона. Опускание воздуха частично начинается уже в свободной атмосфере, а частично — по обоим склонам Сурамского хребта. Самым существенным отличием этого типа фена от предыдущего является одновременное образование фена по обоим сторонам хребта и почти противоположное направление движения в нижних слоях в долинах Куры и Риона. Типовая схема такого рода фенов приведена на рис 10.

Отраженный фен. Последний вариант образования фенов Рионской долины может быть вызван отражением западного потока от Главного Кавказского хребта

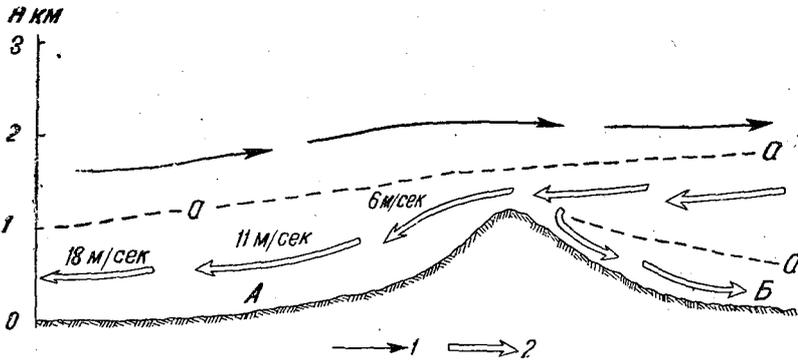


Рис. 10. Фен двусторонней дивергенции, 14/X 1936 г., 14 час.
 1 — градиентный ветер, 2 — феновый поток. А — долина Риона, Б — долина Куры,
 а — граница восточного потока.

Сурамского перевала при слабых скоростях ветра внизу. В этом случае раздается своеобразный вихрь с горизонтальной осью. В условиях антициклонального типа погоды фены такого рода могут явиться следствием нисходящих течений склонам гор при горно-долинной циркуляции. Схема отраженных фенов приведена на рис. 11. При фенах этого типа не наблюдается значительного повышения

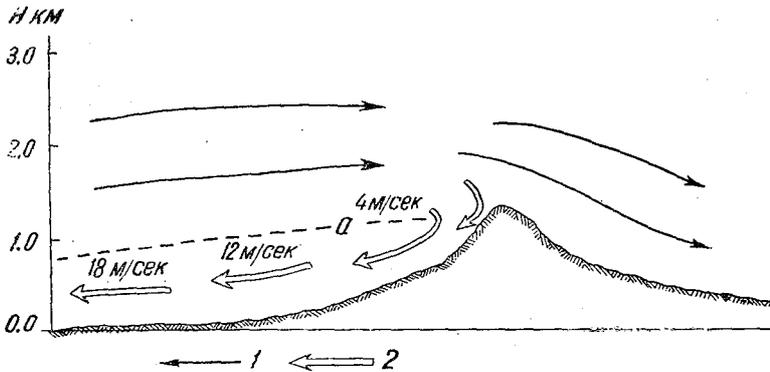


Рис. 11. Отраженный фен, 9/X 1936 г., 8 час.
 1 — градиентный ветер, 2 — феновый поток. а — граница восточного потока.

температуры воздуха у земной поверхности, так как высота опускания воздуха относительно небольшая. Горно-долинная циркуляция в Рионской долине усиливает феновые эффекты у земной поверхности ночью и несколько ослабляет их днем.

ГОРНО-ДОЛИННАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ

В работах автора [6 и 7] рассмотрены некоторые данные по аэрологическим условиям образования горно-долинных циркуляций в долинах Риона и Бако. Нами вновь проведен анализ материалов и сделаны некоторые выводы, дополняющие ранее опубликованные материалы.

Периодические ветры Западной Грузии

Из работы автора [6] на рис. 12 и 13 дано распределение скорости и направления горно-долинных ветров Западной Грузии, построенное по нескольким случаям для Цулукидзе, Анасеули и Зугдиди. График долинного ветра обозначен сплошной линией, горного ветра — пунктирной.

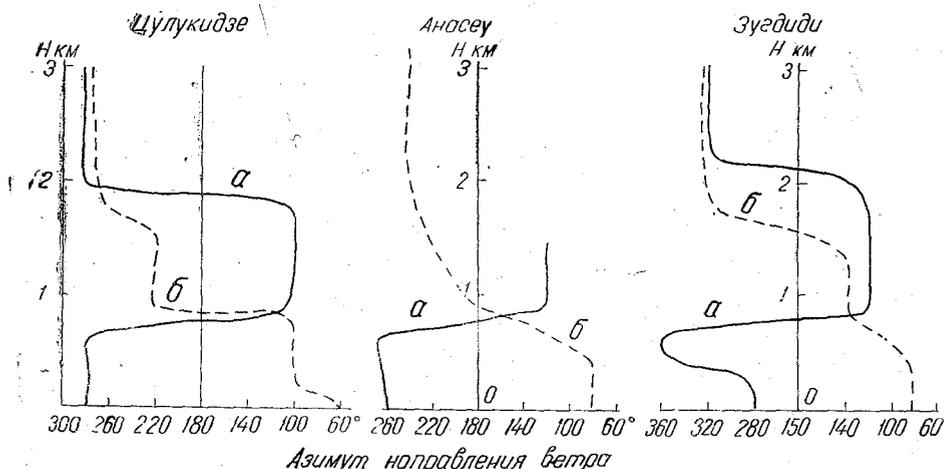


Рис. 12. Изменение направления горно-долинного ветра с высотой.
а — долинный ветер, б — горный ветер.

Во всех трех пунктах высота нижнего потока долинного ветра составляет днем 0,6—0,7 км. Начинается долинный ветер спустя 2—3 часа после восхода

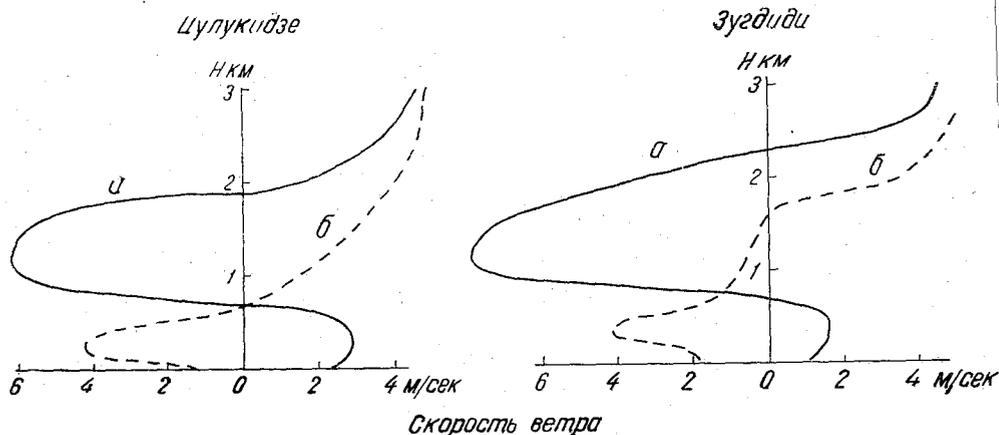


Рис. 13. Проекция скорости горно-долинного ветра на продольную ось долины.
а — долинный ветер, б — горный ветер.

солнца. Высота долинного ветра имеет слабо выраженный суточный ход с максимумом в полуденные часы.

Некоторой особенностью долинных ветров Западной Грузии является относительно большая скорость и большая вертикальная мощность обратного потока

внению с нижним потоком. Во всех трех пунктах верхнее компенсирующее переносит значительно большие (примерно в 2—2,5 раза) массы воздуха, нижний поток. Такое явление может быть вызвано только тем, что горный г., расположенный на пути ветров общей циркуляции, отражает часть воздуха и циркуляции и тем самым усиливает верхнюю ветвь долинного ветра. Схема циркуляции приведена на рис. 14.

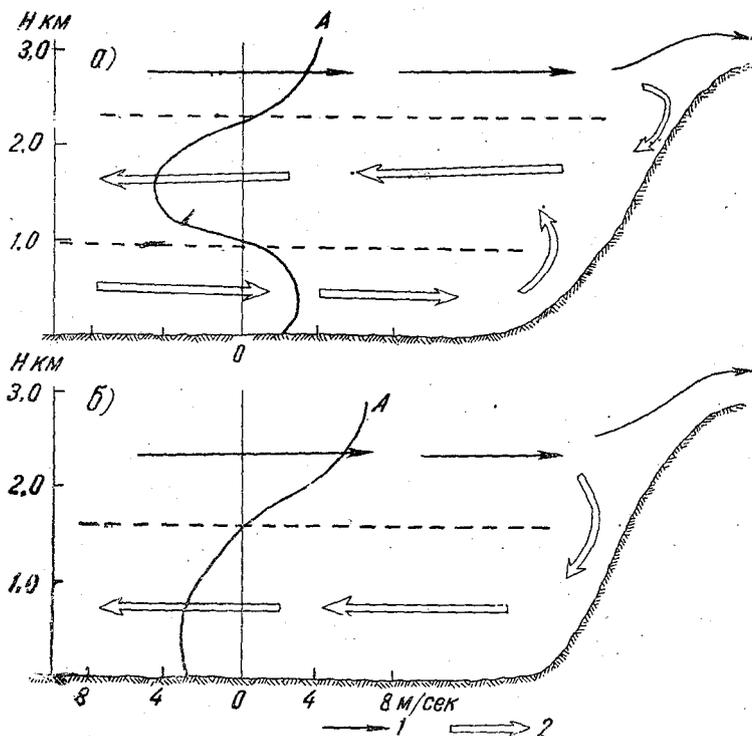


Рис. 14. Схема влияния высоких горных склонов на горно-долинную циркуляцию.

a — день, *b* — ночь, 1 — градиентный ветер, 2 — местный ветер. *A* — проекция вектора ветра на ось долины.

Ночью экранирующее действие гор усиливает поток воздуха с гор. Из рис. 14 видно, что высота с максимальной скоростью долинного ветра составляет при-

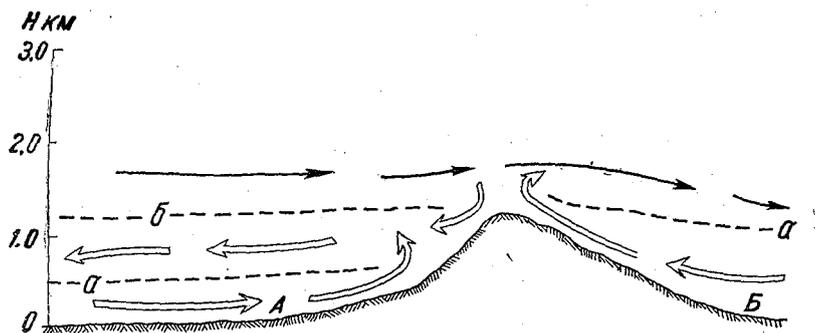


Рис. 15. Пример горно-долинной циркуляции, 3/X 1936 г., 14 час.

a — граница нижней ветви долинного ветра, *b* — граница верхней ветви долинного ветра. *A* — долина Риона, *B* — долина Куры.

мерно $\frac{1}{4}$ высоты уровня смены направления ветра, что хорошо согласуется с теорией Прандтля. Отсутствие вблизи пунктов наблюдений высоких боковых горных

склонов и наличие широких долин делает мало заметным присутствие в склонах, поэтому здесь отчетливо, почти в чистом виде, выявляется циркуляция „равнина—горы“.

Пример горно-долинной циркуляции, наблюдающейся одновременно в соседних долинах Куры и Риона, приведен на рис. 15.

На рисунке дано распределение по высоте направления ветра за 14 3/X 1936 г. Над долиной Куры верхний поток долинного ветра непосредственно переходит в градиентный ветер, поскольку их направления почти совпадают в то время как над Рионской долиной обратный поток долинного ветра виден вполне отчетливо. Высота слоя нижней ветви долинного ветра над долиной Куры больше, чем над долиной Риона. Очевидно, на вертикальное строение горно-долинной циркуляции большое влияние оказывает соотношение направления скорости местного и градиентного ветра. Если верхнее компенсирующее течение совпадает с направлением градиентного ветра, как это имеет место в долине Куры при долинном ветре или в Рионской долине при горном ветре, то можно выделить только два течения, и если оно не совпадает с направлением градиентного ветра, — то три, как это имеет место при долинном ветре в Рионской долине.

Горно-долинная циркуляция в долине Азау-Баксана. Распределение температуры и относительной влажности по высоте

За период июля—августа 1940 г. в Терсколе было выпущено 23 радиозонда в дневные и вечерние часы, из них при долинных ветрах 3 радиозонда, при ветрах со склонов — 8 и при горных ветрах — 10. Под ветром склонов мы понимаем ветер, направленный под углами больше 45° к оси долины.

Для образования горно-долинного ветра необходима разность температур воздуха на одном уровне над долиной и на склоне горы, или над долиной и равниной. Можно сделать ориентировочный подсчет разности температур „долина—склон“, сравнив показания радиозонда на высоте 800 м над Терсколом с величинами температуры воздуха на метеостанции Старый Кругозор, расположенной на 800 м выше точки выпуска радиозондов в Терсколе. Разности температур воздуха $\Delta t = t_{p,z} - t_{кр}$ получились: для долинного ветра $\Delta t = -1,5^\circ$, для ветра со склонов $\Delta t = -0,5^\circ$ и для горного ветра $\Delta t = -0,1^\circ$. Приемник температуры радиозонда обладает относительно большой инерцией, и показания радиозонда при отсутствии инверсии температуры всегда отстают от фактических значений температуры воздуха в слое до 1—1,5 км примерно на $0,5-0,6^\circ$. Принимая величину поправки на инерцию $+0,5^\circ$, получим исправленные значения Δt :

| | |
|-------------------------------|--------------|
| для долинного ветра | $-1,0^\circ$ |
| „ ветра склонов | 0,0 |
| „ горного ветра | 0,4 |

Такой ход величины Δt для горно-долинной циркуляции нам кажется близким к действительности. Для обеспечения нормальной горно-долинной циркуляции должно наблюдаться изменение знака Δt при переходе от долинного ветра к горному и наоборот.

К сожалению, в 1940 г. выпуски радиозондов в Терсколе производились, как правило, один раз в сутки и не всегда за ними велись теодолитные наблюдения. Поэтому в дальнейшем, при анализе горно-долинных ветров, будем исходить из наземных наблюдений. При долинном ветре, несмотря на некоторый подъем воздуха по дну долины, у земной поверхности значения температуры воздуха в полуденные часы весьма высоки, а относительная влажность иногда уменьшается до $20-30\%$.

В табл. 6 приведено распределение температуры воздуха и относительной влажности по подъемам радиозондов при долинном ветре в 13 час. 7/VIII и при аномальном долинном ветре типа „Молоджда“ в 15 час. 22/VIII в Терсколе.

В обоих случаях в нижнем километровом слое наблюдаются адиабатические, или близкие к адиабатическим, вертикальные температурные градиенты, особенно

Результаты радиозондирования в Терсколе

| Дата, время | Метеоролог. элементы | Высота, км | | | | | | | | | |
|--------------------|-------------------------|------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| | | 2,15 | 2,35 | 2,65 | 3,0 | 3,15 | 3,5 | 4,0 | 4,5 | 5,0 | 6,0 |
| VII час. Ас | t° | 26,4 | 24,0 | 19,4 | 16,8 | 15,8 | 11,8 | 7,1 | 1,8 | -2,2 | -9,4 |
| | γ | 1,20 | 1,53 | 0,74 | 0,67 | 1,14 | 0,92 | 1,06 | 0,8 | 0,72 | — |
| | f % | 22 | 21 | 19 | 17 | 16 | 13 | 13 | 14 | 15 | 17 |
| | q г/кг | 6,1 | 5,2 | 3,6 | 2,9 | 2,6 | 1,7 | 1,3 | 1,0 | 0,8 | 0,6 |
| VIII час. Су | t° | 24,4 | 22,4 | 19,9 | 16,7 | 15,4 | 11,4 | 7,1 | 3,0 | -1,4 | -7,0 |
| | γ | 1,00 | 0,83 | 0,50 | 0,90 | 0,11 | 0,86 | 0,82 | 0,88 | 0,56 | — |
| | f % | 33 | 33 | 32 | 31 | 29 | 21 | 16 | 18 | 27 | 36 |
| | q г/кг | 8,0 | 7,3 | 6,2 | 5,3 | 4,5 | 2,7 | 1,6 | 1,4 | 1,5 | 1,5 |

шие в слое 0,2—0,5 км при долинном ветре. Величины относительной влажности как у земной поверхности, так и на высотах малы. Особых различий эмического режиме долинного и аномально-долинного ветра в этих двух подъемах не обнаружено, возможно потому, что разделение ветров проведено по наземным наблюдениям.

А. Х. Хргиан [8, 9] привел эмпирическую формулу для расчета высоты обращения ветра

$$H_{06} = 1,67 - 1,67 (\gamma_a - \gamma) \text{ км},$$

γ и γ_a — адиабатический и наблюдаемый вертикальный температурные градиенты.

Если брать полученную нами при радиозондировании величину γ , то высота обращения ветра составит около 1,7 км, что не соответствует действительности наших условий. Как по измерениям Е. С. Селезневой [10], так и по нашим измерениям [7] высота обращения ветра составляет в среднем около 0,7 км и отдельных случаях до 1,0 км. Следует также отметить, что величина γ имеет ясно выраженный суточный ход, а следовательно, должна иметь суточный ход. Высота обращения ветра, что также противоречит положению А. Х. Хргиана. Далее остановимся на особенностях распределения температуры и относительной влажности при образовании слоистых облаков в долине Азау. В той же работе С. Селезневой и по наблюдениям автора около 18—20 час. в долине Азау и затухании долинного ветра часто появляется тонкий слой слоистых облаков, когда переходящий в туман, причем обычно через 2—3 часа после образования и облака рассеиваются.

На рис. 16 приведены данные зондирования за 3/VIII „А“ и 20/VIII „Б“ при наличии слоя St в долине Азау. При этом наблюдалась инверсия температуры воздуха, начало которой было в нашем примере на высоте 0,45—0,50 км, т. е. ниже отметки Старого Кругозора, под инверсией начинался слой St толщиной 0,25—0,30 км и высотой над пунктом наблюдений в Терсколе 0,15 и 0,25 км. Стрелками показано направление ветра. Относительная влажность в облаках равнялась 100%. Быстро уменьшалась выше слоя St. Направление ветра у земной поверхности на метеостанциях Старый Кругозор и Терскол с расстоянием около 6 км было противоположное. На Терсколе еще продолжалась, хотя и слабая, тяга долинного ветра, а на Старом Кругозоре уже появился горный ветер. Образование инверсии в вечерние часы, очевидно, было вызвано наличием двух потоков воздуха: внизу — воздуха, движущегося вверх по дну долины, а наверху — потока воздуха с гор, нисходящими движениями. Прекращение долинного ветра и переход во всем слое к ветру с гор вызывает рассеивание слоистой облачности и, очевидно, унич-

тожение температурной инверсии. В табл. 7 приведено распределение метеорологических элементов по высоте ночью по данным радиозондирования.

Ночью вертикальные температурные градиенты γ меньше 1 град/100 м, но дует отметить в наших примерах отсутствие как в этот срок, так и при зондировании рано утром приземной инверсии температуры. Вызвано это обстоятель

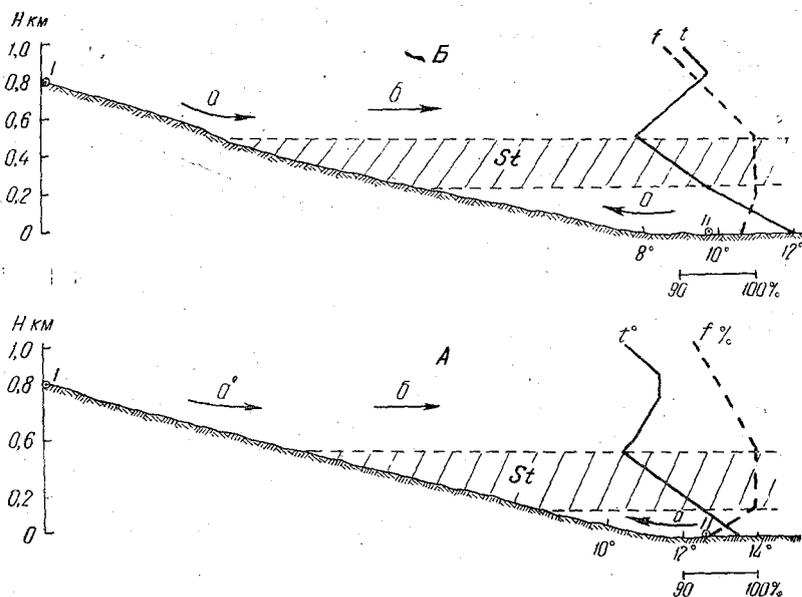


Рис. 16. Распределение температуры t и относительной влажности f по высоте при образовании слоя St.

a — направление ветра у склона, b — направление ветра выше инверсии.
I — Старый Кругозор, II — Терскол

как наличием нисходящих движений при горном ветре, так, возможно, и интенсивным перемешиванием масс воздуха. По сравнению с дневными зондированиями величина относительной влажности повышена, но в большинстве случаев она все же меньше, чем при наличии слоистой облачности.

Таблица

Данные радиозондирования в ночные часы

| Дата, час, облачность | Метеорологические элементы | Высота, км | | | | | | | | |
|-----------------------------|----------------------------|------------|------|------|------|------|------|------|------|-------|
| | | 2,15 | 2,35 | 2,65 | 3,15 | 3,50 | 4,0 | 4,5 | 5,0 | 6,0 |
| 30/VII 23 часа 2/2 St | t° | 13,8 | 12,2 | 10,2 | 6,4 | 5,4 | 3,2 | -0,6 | -3,8 | -12,2 |
| | γ | 0,80 | 0,67 | 0,76 | 0,33 | 0,44 | 0,76 | 0,56 | 0,84 | |
| | $f\%$ | 63 | 73 | 85 | 100 | | | | | |
| | q | 7,9 | 8,5 | 9,0 | 8,6 | 8,3 | 7,6 | 6,2 | 5,0 | 2,7 |
| 22/VII 22 часа 3/3 St | t° | 12,5 | 10,5 | 7,7 | 5,5 | 3,1 | -0,7 | -4,7 | -7,8 | -17,2 |
| | γ | 1,0 | 0,93 | 0,44 | 0,72 | 0,73 | 0,80 | 0,62 | 0,94 | |
| | $f\%$ | 100 | 100 | 82 | 77 | 68 | 68 | 61 | 56 | 58 |
| | q | 11,6 | 10,3 | 7,2 | 6,2 | 5,2 | 3,8 | 2,7 | 2,0 | 1,0 |

ВЫВОДЫ

1. Летом, при наличии барического поля с малыми скоростями ветра и малооблачной погодой, может развиваться циркуляция „поле—лес“. Часто эта циркуляция в утренние часы усиливается циркуляцией, „поле—опушка леса“. Этот местный ветер по нашим измерениям развивается в слое 0,1—0,2 км и распространяется по горизонтали над лесом на 0,2—0,3 км.

Зимой над водной поверхностью фиордов при различии температур „вода—суша“ от $5-6^{\circ}$ и выше и при слабых скоростях ветра возникает местная циркуляция, направленная вниз от фиорда к морю. Высота нижнего потока обычно равна высоте вершин холмов, идущих вдоль фиорда. Направление верхнего обратного потока обычно близко совпадает с направлением градиентного ветра.

Феновые ветры Рионской долины по условиям развития ориентировочно делятся нами на 3 типа: а) фены орографические, б) фены двусторонней дивергенции и в) фены отраженные.

При фенах Рионской долины наблюдается:

1) ветер восточного направления, обычно до $1,5-2$ км, иногда до 3 км, переносит влагу выше в западный ветер;

2) в слое $0,2-0,3$ км в полуденные часы сверхадиабатические значения вертикального температурного градиента с преобладанием у земной поверхности восходящих потоков и интенсивным турбулентным обменом;

3) нисходящие потоки со скоростью в среднем около $0,2$ м/сек., иногда до $0,5$ м/сек., с наибольшей повторяемостью на высоте $0,5-0,6$ км;

4) уровень начала опускания масс воздуха примерно с $1,5-2$ км.

5) Горно-долинная циркуляция в Рионской долине:

а) переносит верхним обратным потоком долинного ветра массу воздуха примерно в $2-2,5$ раза большую, чем нижний поток. Вызвано это обстоятельство вынужденным действием горной цепи, создающей отраженный поток. Ночью экранирующее действие гор усиливает поток воздуха с гор;

б) выявляется почти в чистом виде как циркуляция „равнина—горы“ ввиду большой ширины долины и малозаметного влияния ветров склонов;

в) имеет максимальные скорости в нижнем потоке долинного ветра примерно $1/4$ от высоты смены направления ветра.

6) При горно-долинной циркуляции в долине Азау наблюдается:

а) по данным радиозондов разность температур воздуха „долина—склон“ на высоте 800 м при долинном ветре $-1^{\circ},0$, при горном $0^{\circ},4$, т. е. днем воздух на склоне теплее воздуха над долиной;

б) образование местной подинверсионной облачности в вечерние часы и ее исчезновение через $3-4$ часа. Эта облачность, очевидно, образуется в период затишья долинного ветра.

6. На вертикальное строение горно-долинной циркуляции большое влияние оказывает соотношение в направлениях долины и градиентного ветра. Если направление долины, а следовательно, и долинного ветра совпадает с направлением градиентного ветра, то развиваются, как правило, два потока местной циркуляции. Если же они направлены в противоположные стороны, то отчетливо будет выражено только одно нижнее течение, а верхний поток совпадает с градиентным ветром.

ЛИТЕРАТУРА

Воронцов П. А. О трансформации масс воздуха над ограниченной водной поверхностью в зимнее время. Труды ГГО, вып. 49 (111), 1954.

Воронцов П. А. Роль подстилающей поверхности в развитии суховея. Уч. зап. ЛГУ, № 60, 1940.

Воронцов П. А. Приземные инверсии температуры при суховеях Западной Грузии. Метеорол. и гидрол., № 11, 1940.

Берг Л. С. Основы климатологии. Учпедгиз, 1938.

Воейков А. И. Горные и степные суховеи. Метеорол. вестн. 1912.

Воронцов П. А. Горно-долинные ветры Зап. Грузии. Уч. зап. ЛГУ, серия географ., вып. 2, 1940.

Воронцов П. А. Особенности местных ветров в районе Эльбруса. Труды ГГО, вып. 32 (94), 1952.

Хргиан А. Х. Аэрологическое исследование горно-долинных ветров. Труды ЦАО, вып. 2, 1949.

Хргиан А. Х. Физика атмосферы. Гос. изд. техн.-теорет. литер., М., 1953.

Селезнева Е. С. Местные периодические ветры в горах. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 4-5, 1939.

ВЛИЯНИЕ ВИДА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОБЛАЧНЫХ КАПЕЛЬ ПО РАЗМЕРАМ НА ВЕЛИЧИНУ КАПЕЛЬ ДОЖДЯ

В 1952 г. А. Х. Хргианом и И. П. Мазиным [1] на основании анализа экспериментального материала получена формула для распределения облачных капель по размерам

$$n(r) = ar^2 e^{-br},$$

где $a = \frac{\left(\frac{5}{2}\right)^5 q_w}{\pi \rho r_m^6}$, $b = \frac{5}{r_m}$, q_w — водность облака, ρ — плотность воды, r_m — радиус капель, дающих максимум в спектре водности.

Рассчитаем, пользуясь этой формулой, рост капель в облаке за счет конденсации водяного пара и слияния капель друг с другом (коагуляции).

Скорость роста радиуса при одновременном действии обоих процессов может, как известно, представить в виде суммы

$$\frac{dR}{dt} = \left(\frac{dR}{dt}\right)_{\text{конд}} + \left(\frac{dR}{dt}\right)_{\text{коаг}}.$$

Конденсационная скорость роста имеет вид

$$\left(\frac{dR}{dt}\right)_{\text{конд}} = \frac{\varepsilon D}{R},$$

где ε — пересыщение в безразмерных единицах, D — коэффициент диффузии водяного пара в воздухе.

Скорость роста за счет гравитационной коагуляции представляется интегралом

$$\left(\frac{dR}{dt}\right)_{\text{коаг}} = \int_{r_0}^{r_1} E S n(r) \Delta V \Delta R dr, \quad (5)$$

где E — коэффициент коагуляции, $S = \pi(R+r)^2$ — эффективное сечение столкновения капель радиусов R и r , ΔV — разность скоростей падения этих капель, ΔR — увеличение радиуса R крупной капли при слиянии с каплей радиуса r .

Пределы интегрирования определяются из неравенства [2]

$$\frac{R}{\sqrt{2}} \sqrt{1 - \sqrt{1 - \frac{R_0^3}{R^3}}} \leq r \leq \frac{R}{\sqrt{2}} \sqrt{1 + \sqrt{1 - \frac{R_0^3}{R^3}}}, \quad (6)$$

где R_0 — минимальный радиус капель, участвующих в гравитационной коагуляции с более мелкими каплями ($R_0 \approx 15 \mu$).

Коэффициент коагуляции приближенно дается формулой

$$E = \left(\frac{k - 1,214}{k}\right)^2, \quad (6)$$

$= \frac{\lambda}{R} \geq 1,214$, $\lambda = g\tau_r(\tau_R - \tau_r)$ — длина инерционного пути капли радиуса r ительно капли радиуса R , $\tau_R = \frac{2}{9} \frac{\rho}{\eta} R^2$ — время релаксации инерционного ния капли радиуса R , τ_r — аналогичная величина для капли радиуса r , η — рициент вязкости воздуха.

одставляя в (4) значения величин, входящих в подинтегральное выражение, егрируя, мы получаем для скорости коагуляционного роста:

$$\begin{aligned} \left(\frac{dR}{dt}\right)_{\text{коаг}} = & \frac{1}{2^8} \left(\frac{5}{3}\right)^3 \frac{g}{\eta} \rho r_m^2 \left\{ \left(\frac{2}{5}\right)^4 \left[\frac{R^2}{r_m^2} \gamma(6, y) + \frac{2}{5} \frac{R}{r_m} \gamma(7, y) - \right. \right. \\ & \left. \frac{2}{5^3} \frac{r_m}{R} \gamma(9, y) - \frac{1}{5^4} \frac{r_m^2}{R^2} \gamma(10, y) \right] - \frac{2^3}{5^2} \frac{R}{r_m} \frac{R_0^3}{r_m^3} \left[\gamma(4, y) + \frac{2}{5} \frac{r_m}{R} \gamma(5, y) + \right. \\ & \left. \left. + \frac{1}{5^2} \frac{r_m^2}{R^2} \gamma(6, y) \right] - \frac{R_0^6}{r_m^6} \left[50 \frac{R^2}{r_m^2} e^{-\frac{5R}{r_m}} E_i \left(\frac{5R}{r_m} - y \right) - \right. \right. \\ & \left. \left. - \left(10 \frac{R}{r_m} + 1 + y \right) e^{-y} \right] \right\} \frac{5r_1}{r_m} \frac{5r_0}{r_m}, \end{aligned} \quad (7)$$

$\gamma(p, y)$ — неполная гамма-функция, $E_i \left(\frac{5R}{r_m} - y \right)$ — интегральная показатель-

функция, $y = \frac{5r}{r_m}$.

Рост капель с высотой в облаке со скоростью восходящего потока U рассчитыается по формуле

$$\frac{dZ}{dR} = \frac{U - V}{\left(\frac{dR}{dt}\right)_{\text{конд}} + \left(\frac{dR}{dt}\right)_{\text{коаг}}}, \quad (8)$$

V — скорость падения капель относительно воздуха. Для мелких капель можно ьзоваться формулой Стокса $V = \frac{2}{9} \frac{\rho g}{\eta} R^2$, для крупных капель следует вво- ь поправочный множитель $\frac{24}{C_D Re}$, где C_D — коэффициент сопротивления, Re — ло Рейнольдса.

Результаты расчета для облака со средней скоростью вертикального развития $= 10$ см/сек. и $U = 100$ см/сек. (выполненного с учетом изменения водности спектра облачных капель с высотой) приведены на рис. 1. По оси абсцисс тожен радиус капель, а по оси ординат — высота над основанием облака.

Пересыщение, зависящее от скорости восходящего потока, принималось таким , как в статьях [2, 3].

Для сравнения на рис. 1 нанесены пунктиром кривые, рассчитанные нами [3] и предположении, что распределение облачных капель по размерам описывается формулой Смолуховского

$$n(r) = Ar^2 e^{-Br^3}. \quad (9)$$

Мы видим, что рассчитанные двумя способами радиусы капель дождя отли- ются на 0,03 мм (9%) при $U = 10$ см/сек. и на 0,10 мм (6%) при $U = = 100$ см/сек.

Некоторое возрастание размера капель дождя при использовании формулы (1) язано с тем, что на начальной стадии коагуляции распределение по Хргиану и азиину (сплошная кривая на рис. 2) дает менее благоприятные условия для коагу- ционного роста, чем распределение по Смолуховскому (пунктирная кривая).

Рост капли за счет гравитационной коагуляции начинается по достижении радиусом значения $R_0 \approx 15 \mu$. При этом она коагулирует с каплями, имею радиус $r = 7 \mu$; увеличение радиуса капли приводит к расширению интер

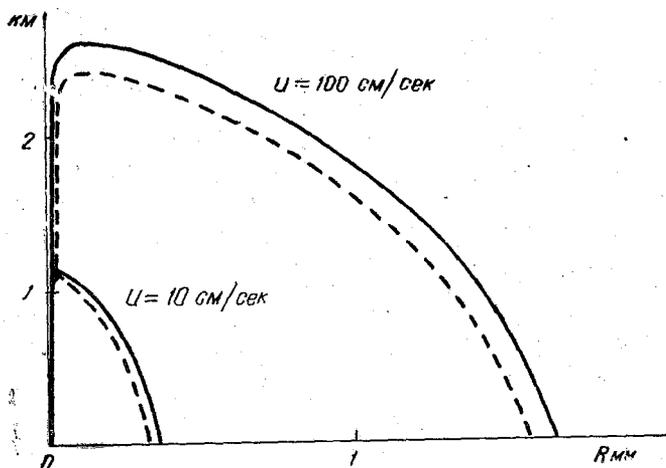


Рис. 1. Рост радиуса капель дождя в облаках.
— по Хргиану и Мазину, — — по Смолуховскому.

размеров облачных ка с которыми она коагули [1, 2]. Поэтому сп ная кривая на рис. 1, лученная при расчете формуле А. Х. Хргиан И. П. Мазина, прох выше, чем пунктирная вая, рассчитанная по рас делению Смолуховского

Крупные капли ради $R \geq 100 \mu$ коагулир практически со всеми об ными каплями, и вид е деления оказывает значительное влияние рост этих капель. В э области сплошная и пу тирная кривые на рис. 1 и практически параллельно

Для времени образования осадков разница, связанная с переходом от формулы (9) к формуле (1), также очень невелика. Если для облака со скоростью восходящего потока $U = 10$ см/сек. дождь, при расчетах по формуле (9), может выпасть через 6 час. 12 мин. после образования облака, то соответствующее время при расчетах по формуле (1) составляет 6 час. 25 мин. (увеличение 3^0). Для облака с $U = 100$ см/сек. разница составляет лишь 1 мин.

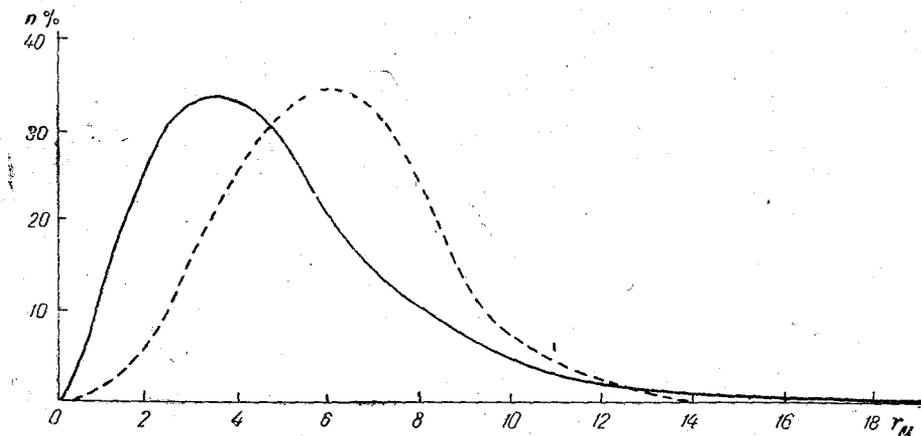


Рис. 2. Вид распределения капель по размерам (при $r_m = 8 \mu$).
— по Хргиану и Мазину, — — по Смолуховскому.

Эти результаты дают основание сделать заключение, что все выводы об условиях образования осадков из водяных облаков, которые даны нами ранее [2, 3] на основании использования формулы (9), сохраняют свою силу и при пользовании формулой (1), по крайней мере, для облаков со скоростью вертикального развития $U \geq 10$ см/сек.

ЛИТЕРАТУРА

1. Хргиан А. Х. и Мазин И. П. Труды ЦАО, вып. 7, 1952.
2. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозное электричество. Гостехиздат, 1954.
3. Шишкин Н. С. О размере капель дождя. ДАН СССР, т. ХС, № 2, 1953.

БРИЗЫ ЦИМЛЯНСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

Проводимые в нашей стране грандиозные работы по строительству мощных оузов с обширными искусственными водоемами, орошению засушливых земель, лению больших заболоченных площадей вызывают в этих районах целый ряд нений физико-географических условий, в том числе и изменение климата на ших пространствах. В результате мелиорации климата в некоторых случаях юдается образование местных циркуляций воздуха.

З работах автора уже были отмечены местные циркуляции воздуха, образуя- ся в районах с мелиорацией климата, например, среди лесных полезащит- полос [1] и над большими орошаемыми оазисами, расположенными среди ынь [2].

Большой научный интерес представляет исследование бризовых ветров над ь создаваемыми водохранилищами, поскольку бризы в значительной степени яют климатические условия береговой полосы.

В период с 30/VI по 28/VII 1954 г. Главной геофизической обсерваторией А. И. Воейкова была проведена экспедиция в район Цимлянского водохрани- ца, где совместно с Цимлянской гидрометеорологической обсерваторией был олен ряд научно-исследовательских работ, в том числе и изучение ветрового има района.

Аэрологические исследования ограничились по ряду условий только базисными опилотными наблюдениями и наблюдениями за движениями уравновешен- с шаров.

По принятой методике все виды наблюдений проводились по местному солнеч- му времени в синхронные сроки по циклам в 3 суток, из них 1 сутки велись углосуточные наблюдения через 2 часа, следующие 2 суток наблюдения прово- ись с 6 до 18 час. через 3 часа. Ввиду того, что аэрологическая группа имела го одну смену наблюдателей, были установлены следующие сроки: кругл- очная серия начиналась в 18 час., далее наблюдения проводились в 20, 24, 6, 8, 10, 12, 14, 16 и 18 час., ночью — отдых, следующий день — обработка наблю- ний, на третьи сутки наблюдения начинались в 6 час. утра и проводились через часа, т. е. в 9, 12 и 15 час., далее с 18 час. начиналась следующая серия.

В общие синхронные сроки проводились выпуски шаров-пилотов, продолжи- льность наблюдений была ограничена 20—22 минутами, затем сразу же выпу- ался уравновешенный шар. В темное время суток наблюдений за уравновешен- ми шарами не производилось.

Для решения поставленных экспедицией задач одновременные наблюдения про- дились на берегу в юго-восточной части Цимлянского водохранилища, в точке, зываемой в дальнейшем береговой, и на острове, примерно в средней части дохранилища. Кроме того, регулярные метеорологические наблюдения проводи- сь на площадке Цимлянской гидрометеорологической обсерватории. Расположе- е пунктов наблюдений приведено на карте-схеме рис. 1.

Береговая точка была расположена на расстоянии 500—900 м к востоку от берега Цимлянского моря, на незатопляемом, совершенно ровном и слегка покатою морю участке степи, покрытой плотным, высохшим травянистым покровом.

Островная точка была расположена сразу же у уреза воды, на одном из многочисленных мелких песчаных островов. При высокой воде эти острова покрывались водой, а в период наблюдений они представляли довольно значительный участок поднимающейся из воды группы отдельных мелких островов, разделенных небольшими протоками. Все острова были лишены растительности и представляли слегка всхолмленные участки чистого песка.

Аэрологические наблюдения вначале проводились на береговой точке в период с 1 по 18/VII и затем на острове с 19 по 23/VII. За этот период было проведено

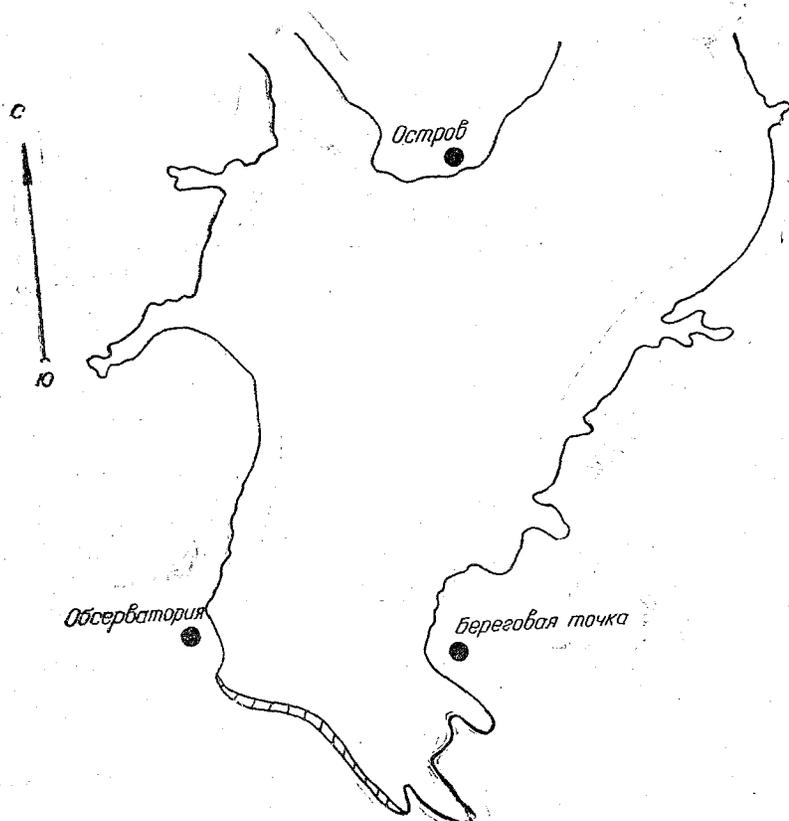


Рис. 1. Расположение пунктов наблюдений в южной части Цимлянского водохранилища.

на береговой точке семьдесят два базисных шаропилотных наблюдения и шестьдесят два наблюдения за уравновешенными шарами; на острове тридцать девять базисных шаропилотных наблюдений и восемнадцать наблюдений за уравновешенными шарами.

На береговой точке было разбито две базы, имевшие длину $L_1 = 321$ м и $L_2 = 320$ м и азимуты $A_1 = 29^\circ$ и $A_2 = 111^\circ$. На острове была одна база длиной $L_1 = 376$ м и с азимутом $A = 33^\circ$.

Далее перейдем к описанию бризовой циркуляции на Цимлянском водохранилище.

ПЕРИОДЫ С БРИЗОВЫМИ ВЕТРАМИ

Признаком хорошо развитой бризовой циркуляции в дневное время мы будем считать (при достаточном контрасте температур „вода—суша“) наличие вниз по потоку воздуха с моря, постепенный или быстрый переход наверху на поток обратного направления (с суши), ослабление почти до штиля скорости ветра в переход

е. Наличие в переходном слое инверсии температуры проверить нам не удалось. Скорости ветра при бризах, как правило, должны быть небольшие — 1—2 м/сек.

В соответствии с этим в полуденные часы на береговой точке морской бриз имеет внизу северо-западное направление, на острове южное или юго-западное и на площадке обсерватории — восточное. В различные часы светлого суток направление морского бриза может несколько меняться.

Поскольку бризовый поток имеет сравнительно небольшие скорости ветра, то, очевидно, что он может развиваться преимущественно в малоподвижных или стационарных антициклонах и в некоторых других барических ситуациях со слабым барическим полем, а следовательно, и небольшими градиентными ветрами, близкими к штилю. Ослабление температурных контрастов воздуха над морем и суши из-за появления облачности или усиления градиентного ветра, но при прохождении фронтальных разделов, ведет к нарушению и даже к прекращению бризовой циркуляции.

Период наблюдений экспедиции Главной геофизической обсерватории на Цимлянском водохранилище в июле 1954 г. был, в общем, неблагоприятным для развития устойчивых бризов. В это время из-за высокой активности барических процессов в Цимлянском районе наблюдалась весьма быстрая смена различных типов бризов, часто с большими скоростями ветра и значительной облачностью. Судя по пилотажным наблюдениям, слабо развитые бризовые ветры на береговой площадке были отмечены в июле: 2/VII в 9 час., 6/VII в 5, 8, 10 и 12 час., 7/VII в 11 час. (в другие сроки наблюдений не было), 11/VII в 15 и 18 час., 12/VII в 10 и 13/VII в 18 и 20 час. 10 и 13/VII наблюдения не проводились.

Таким образом, из 72 наблюдений слабый бриз наблюдался только при 11 наблюдениях, т. е. примерно в 15%.

На острове бризы были: 24/VII в 12 и 16 час., 25/VII в 6 час. Из 32 наблюдений бризы были отмечены только в 3 наблюдениях, т. е. примерно в 10% всех наблюдений. Следовательно, несмотря на то, что в большинстве случаев шаропилотажные наблюдения проводились в течение всего светлого времени суток, а иногда круглосуточно, бризовые ветры и притом слабо развитые, как правило, наблюдаются только в отдельные сроки. Особенно редко было развитие ночного бриза, являющегося обычно рано утром, когда уменьшалась скорость ветра общей циркуляции.

Отсутствие длительной устойчивой бризовой циркуляции в июле было, очевидно, также обусловлено почти ежедневным образованием, обычно во вторую половину дня, внутримассовых тепловых гроз с кратковременным усилением ветра и развитием иногда пыльных смерчей.

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ СИНОПТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ В ПЕРИОДЫ РАЗВИТИЯ БРИЗОВ

Поскольку развитие бризов в значительной степени зависит от синоптических условий, ниже приведено краткое описание барической обстановки в дни с развитием бризов. Как видно из перечня сроков наблюдений с бризами, наиболее благоприятный период для их развития был с 6 по 15/VII. В период с 6 по 15/VII синоптические процессы были, в общем, малоактивными и барическое поле слабо выражено. Антициклонное поле пониженного давления размещалось над восточными районами Каспия и Черного моря. Отрог высокого давления захватывал юго-восточные районы Каспия и Черного моря. Наиболее интенсивные процессы в этот период наблюдались 10/VII, когда утром через Цимлянский район проходил холодный фронт, в результате которого наблюдалось усиление отрога высокого давления над Черным морем. Ложбина низкого давления была ориентирована с северо-запада на юго-восток и проходила через Цимлянский район. При прохождении фронта в утренние часы 10/VII ветер был западной четверти до 12 м/сек. и удерживался всего 3 часа. Днем 10/VII до 17—18 час. ветер был западный 7—10 м/сек. В остальные дни данного периода синоптические процессы были почти стационарными.

Барическое поле было размытое, с давлением 1008—1009 мб. Ветер переменных направлений 2—4 м/сек.

В отдельные дни с наличием бризовых ветров были следующие синоптические ситуации. 2/VII погода обуславливалась слабым барическим полем с низким давлением восточнее Цимлянского района, правда, это низкое давление отличалось от давления над Цимлянским районом всего на 1—1,5 мб. Через район Цимлянской проходила изобара 1008 мб. Вблизи не наблюдалось никаких фронтальных разделов. Около 15 час. было отмечено образование Сб 5—8 баллов.

6/VII Цимлянский район находился в полосе пониженного давления, ориентированной с северо-запада на юго-восток, с наличием слабо выраженного поляризованного фронта, имевшего несколько небольших волновых возмущений, проявляющихся только в поворотах ветра. Этот фронт проходил через Цимлянский район в 9 час. Ветер в этот день был со скоростями 2—4 м/сек. Облачность в течение всего дня 5—8 баллов типа Сс, Ас и Sc, к 18 час. перешедшая в 10/10 баллов Frst, Ас.

7/VII утром в районе Морозовской располагался центр слабого циклона с давлением в центре 1009 мб. Цимлянский район находился в тыловой части данного циклона, который, заполняясь, отходил к северо-западу. Весь день в районе Цимлянской была малооблачная погода.

11/VII погода в Цимлянском районе характеризовалась слабо выраженным барическим полем высокого давления, располагавшегося над всей Украиной, Кавказом и Поволжьем с давлением над этой территорией 1011—1013 мб. Ни фронтальных разделов, ни циклонических возмущений в этот день над районом Цимлянской не наблюдалось. Ветер 2—4 м/сек. Облачность 2—4 балла Сi и Ас и до 2 баллов — Сs.

12/VII погода обуславливалась слабым барическим полем с давлением в 1008 мб. В районе Таганрога наблюдалось слабое ядро пониженного давления, образовавшееся на полярном фронте, перемещавшемся к востоку. До 11 час. ветер переменных направлений, 2—5 м/сек. При подходе слабо выраженного полярного фронта ветер усилился до 7 м/сек., западного-юго-западного направления, после прохождения фронтом Цимлянского района в 15 час. ветер повернул на западное направление. Облачность весь день была небольшой (1—2 балла Сs), в 18 час. до 5 баллов типа Сi.

14/VII барическое поле слабо выражено, на Украине, Кавказе и Поволжье давление было одинаково — 1008—1009 мб. Фронтальных разделов не наблюдалось. Ветер слабый, 1—4 м/сек. Облачность весь день небольшая, 1—2 балла Сs.

24/VII слабое барическое поле, не наблюдалось никаких фронтов. Давление мало меняющееся — 1013,4 мб. Барические градиенты весьма небольшие. Ветер слабый, 1—3 м/сек. Облачность в течение почти всего дня 1—2 балла, кучевая.

Таким образом, все случаи с наличием бризовых ветров на Цимлянском водохранилище наблюдались при барических ситуациях с малыми горизонтальными градиентами давления и, следовательно, небольшими скоростями ветра. Развитие внутримассовой мощной конвективной облачности типа Сб обычно вызывало прекращение бризовой циркуляции. Усиление скорости ветра у земли до 5—7 м/сек. и образование значительной облачности также вело к прекращению бризовых ветров.

ВЕТРОВОЙ РЕЖИМ НА МЕТЕОСТАНЦИЯХ В СРОКИ С БРИЗОВЫМ ВЕТРОМ

Наличие бризовых ветров было нами установлено по шаропилотным наблюдениям на береговой точке или на острове. Поэтому представляет большой интерес проверить, как распределяется направление и скорость ветра у земли на трех метеоплощадках за те же сроки.

На рис. 2 приведено распределение скорости и направления ветра у земли за 8 сроков по трем пунктам, расположенным по разным участкам южной части Цимлянского водохранилища. Из 8 сроков с наличием бризового ветра 6 приходилось

на случаи с морским бризом и 2 с береговым бризом — за 6 час. 12/VII и час. 14/VII.

видно, почти во все сроки распределение направления и скорости ветра ает на наличие хорошо заметного бризового ветра. Направление ветра на всех пунктах различное и ориентированное в дневные часы, в общем, с моря на сушу, вечером и утром — с суши на море. Скорости ветра не велики и обычно ся в пределах от 2 до 4 м/сек.

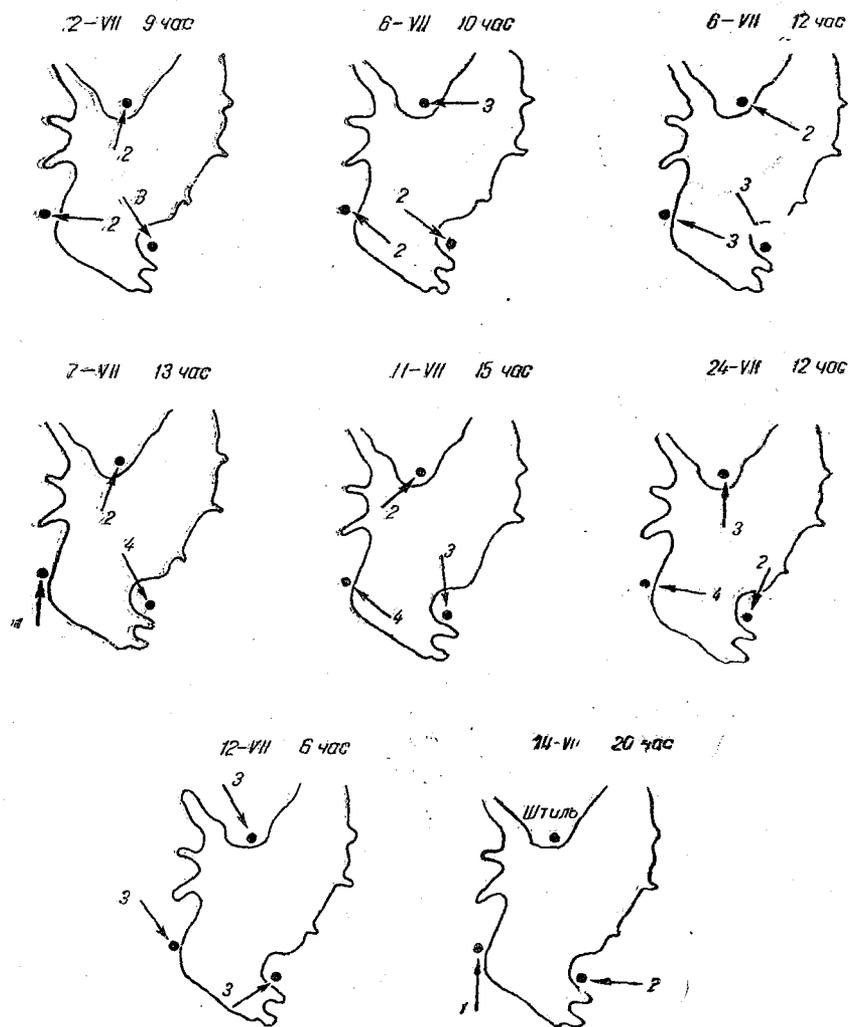


Рис.. 2 Распределение скорости и направления бризовых ветров на высоте 2 м, июль 1954 г.

На рис. 3 приведено еще 6 случаев с распределением направления и скорости за на тех же точках. Здесь наличие бриза иногда выражено менее четко, но дует заметить, что большая часть случаев приходится на переломные в ходе вития бриза сроки, когда еще не сформировался четко выраженный бризовый ок. Скорости ветра в утренние и вечерние часы всюду очень слабые, чаще го 1—2 м/сек.

На рис. 4 приведены розы ветров за июль 1954 г. для утренних и полуден- с сроков по данным тех же трех пунктов. Как видно, преобладающие направ- ия ветра на всех пунктах: в дневные часы с моря на сушу, утром — с суши море. На площадке Цимлянской обсерватории утром преобладают ветры запад-

ного направления, днем — восточные, дующие с моря. На береговой точке максимальная повторяемость приходится на северо-западные и северные также дующие с моря. На острове в дневные часы резко возрастает преобладающих ветров, направленных с моря.

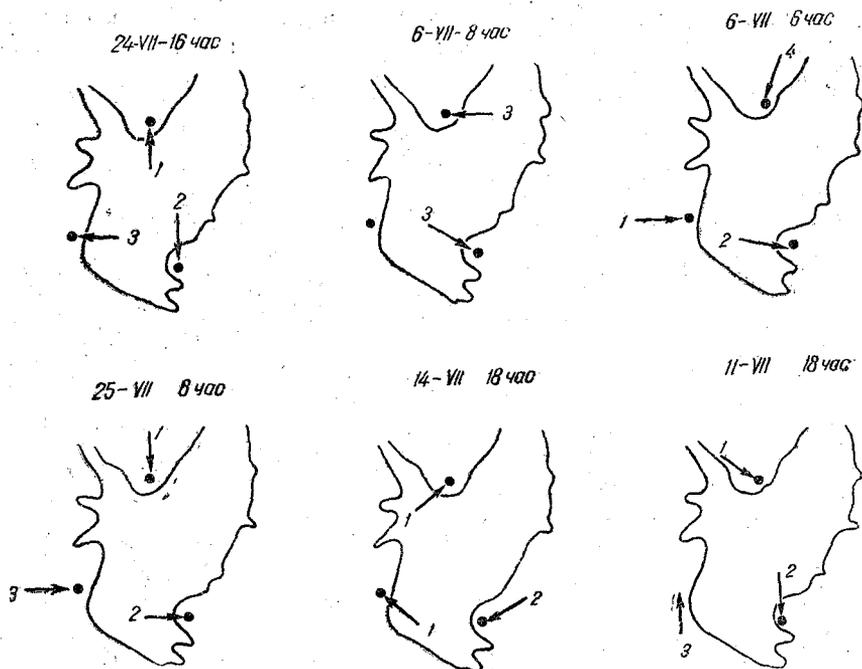


Рис. 3. Распределение скорости и направления бризовых ветров на высоте 2 м, июль 1954 г.

ХАРАКТЕРИСТИКА ВОЗДУШНЫХ ПОТОКОВ С СУШИ И МОРЯ

Бризовая циркуляция, как известно, вызывается разностью температур воздуха следовательно, и давления воздуха над водной поверхностью и сушей, при наибольшие контрасты температур должны наблюдаться в береговой полосе.

В период работы экспедиции И. С. Борушко на береговой точке была проведена серия измерений горизонтальной изменчивости температуры и влажности воздуха и скорости ветра в прибрежной зоне на разных расстояниях от уреза воды. В виде примера в табл. 1 приведем результаты одного измерения за 15 ч 10/VII при облачности 10/0 баллов Cs, с расстояниями между пунктами наблюдений по 900 м.

Следует отметить, что температура воды в море была около 26—27°, а мелкой воде значительно выше, например, в 12 час. 19/VII у берега температуру воды 35°, в 100 м от берега 28°,4 и на расстоянии 200 м от берега 27°.

Таблица
Горизонтальная изменчивость метеорологических элементов

| Характеристики | Место наблюдений | | | | | |
|--------------------------------------|------------------|------|---------------|------|-------|------|
| | урез воды | | метеоплощадка | | степь | |
| Уровень измерения, см | 20 | 150 | 20 | 150 | 20 | 150 |
| Температура | 29,9 | 30,2 | 32,8 | 32,0 | 35,1 | 33,2 |
| Относительная влажность, % | 62 | 55 | 41 | 42 | 31 | 36 |
| Абсолютная влажность, мб | 26,0 | 23,7 | 20,3 | 20,2 | 17,8 | 18,5 |
| Скорость ветра, м/сек. | — | 6,7 | — | 5,1 | — | 5,3 |

видно, все метеорологические элементы испытывают значительную трансацию при переходе воздуха с водной поверхности на сушу с быстрым его вом и высушиванием.

береговой точке в двухкилометровой прибрежной зоне на высоте 150 см онтальные градиенты на 1 км расстояния будут по температуре примерно лять $1,5-2^{\circ},0$, по относительной влажности около 10% , по абсолютной

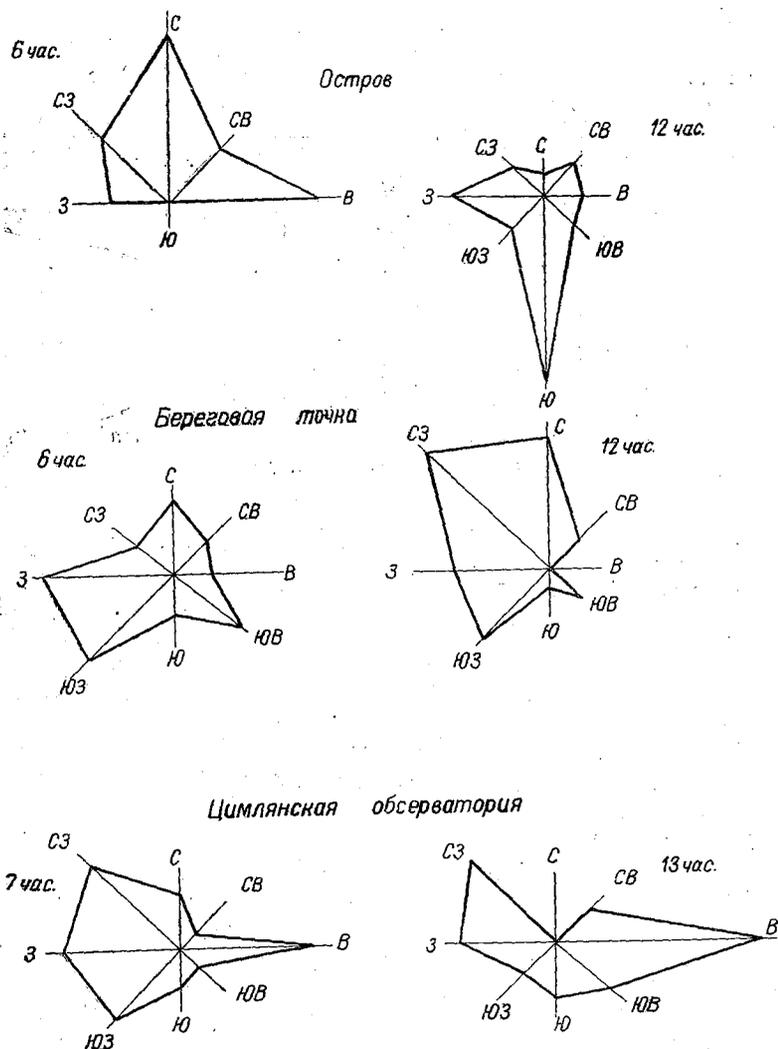


Рис. 4. Розы ветров для острова, береговой точки и Цимлянской обсерватории, июль 1954 г.

ажности примерно 2 мб. Скорость ветра наибольшая около уреза воды. Велины абсолютной и относительной влажности вблизи водной поверхности наибольшие на уровне 20 см и уменьшаются к высоте 150 см. На расстоянии 900 м от уреза моря на этих высотах они примерно одинаковы, а на расстоянии 1,8 км аксимальная влажность будет уже на высоте 150 см, уменьшаясь к земной поверхности; разности температур $\Delta t = t_{20} - t_{150}$ для уреза воды составляют $0^{\circ},3$, а метеостанции $0^{\circ},8$ и в степи $1^{\circ},9$. Таким образом, вблизи водной поверхности аблюдается инверсия температуры, в степи — большие сверхадиабатические градиенты температуры воздуха.

Для выяснения различий в характеристиках масс воздуха при ветрах с и ветрах с суши нами были использованы наблюдения на метеоплощадках острова и береговой точки (табл. 2). Метеоплощадка острова располагалась у самого устья воды, а береговая точка на расстоянии около 800—900 м от берега водохранилища. Путь движения воздуха над водной поверхностью Цимлянского водохранилища будет для острова при южном ветре и береговой точки при северо-западном ветре примерно одинаковым и равным 15—20 км.

Таблица

Средние значения температуры и влажности воздуха при ветрах с моря и суши

| Место наблюдений | Остров | | | Береговая точка | | | | | |
|----------------------------|-------------|--------|-------|-----------------|--------|-------|-------------|--------|-----|
| | 12 | | | 12 | | | 6 | | |
| Время, часы | | | | | | | | | |
| Метеорологические элементы | t° | l мб | f % | t° | l мб | f % | t° | l мб | f |
| Ветер с моря | 25,3 | 21,8 | 59 | 29,8 | 19,7 | 47 | 22,2 | 19,3 | 72 |
| Ветер с суши | 29,3 | 18,3 | 49 | 31,4 | 18,6 | 42 | 22,3 | 18,5 | 66 |

При морском бризе в июле температура воздуха на острове в 12 час. повышается на 4° , относительная влажность увеличивается на 10% и абсолютная влажность на 3,5 мб. На береговой точке в те же часы понижение температуры при ветре с моря будет $-1^{\circ},6$, относительной влажности на 5% и абсолютной влажности на 1,1 мб, по сравнению с теми же данными для ветра с суши.

Учитывая трансформацию воздуха при движении его от водной поверхности метеоплощадки на береговой точке, получим примерно те же значения разности температуры и влажности воздуха, идущего с моря и с суши, что и на острове. Таким образом, на пути 15—20 км трансформация воздуха для 12 час. июля вызовет понижение температуры воздуха примерно на 4° , увеличение относительной влажности на 10% , абсолютной влажности на 3—3,5 мб и рост скорости ветра на 1—1,5 м/сек. или на 15—25%. Эти же величины могут служить характеристиками улучшения климатических условий на берегу моря при бризах в полуденные часы июля.

Утром в 6 час., при потоках воздуха с суши и с моря, на береговой точке различий в температурах воздуха не получилось, очевидно, вследствие меньшего абсолютного значения этих разностей и трансформации воздуха при его движении вдоль степи. Различия во влажностях воздуха этих двух потоков более заметны.

ВЕРТИКАЛЬНОЕ СТРОЕНИЕ БРИЗА

В период работы экспедиции вертикальная структура бризовой циркуляции на Цимлянском водохранилище в ее классическом виде наблюдалась очень редко. Даже в приведенных выше сроках аэрологических наблюдений с бризовым ветром он в большинстве случаев не имел всех типичных особенностей бризовой циркуляции. Поэтому для выявления вертикального строения бриза пришлось идти несколькими путем.

На рис. 5 для береговой точки приведены розы ветров за 6 и 12 час. на высотах 0,1 и 0,5 км. Ввиду малого числа случаев, всего по 11 наблюдений за каждый срок, эти данные не могут характеризовать действительного распределения ветра по высотам в районе, но они могут быть использованы как ориентировочные величины. Как видно, в полуденные часы на высоте 0,1 км преобладающими ветрами будут северо-восточные, на высоте 0,5 км — ветры восточной половины. Утром в 6 час. преобладающими ветрами на высотах 0,1 и 0,5 км будут юго-восточные.

На рис. 6 приведены направления преобладающего ветра на высотах 0,0 (2 м), 0,1 и 0,5 км на береговой точке за 6 и 12 час. Эти направления получены путем геометрического сложения векторов каждого из наблюдаемых румбов розы ветров с учетом его повторяемости. Как видно, в 12 час. на уровне 2 м (0,0 км) пре-

дающим будет ветер, направленный с моря, примерно северо-западного направления; на высоте 0,1 км преобладающим уже будет ветер, близкий к северо-

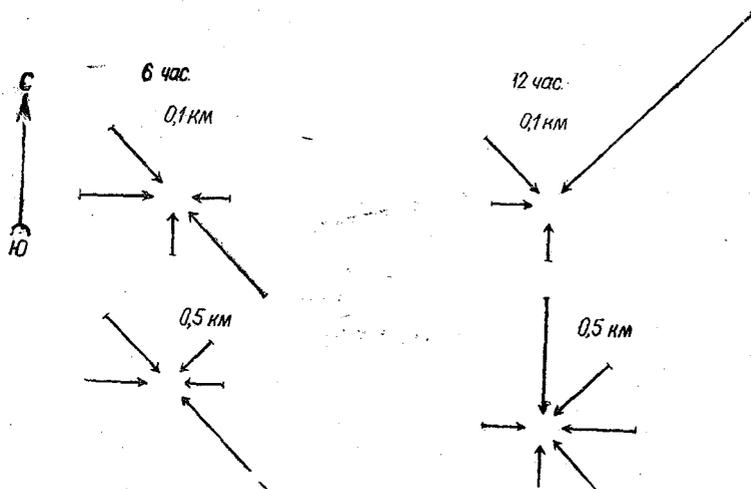


Рис. 5. Розы ветров для береговой точки, июль 1954 г.

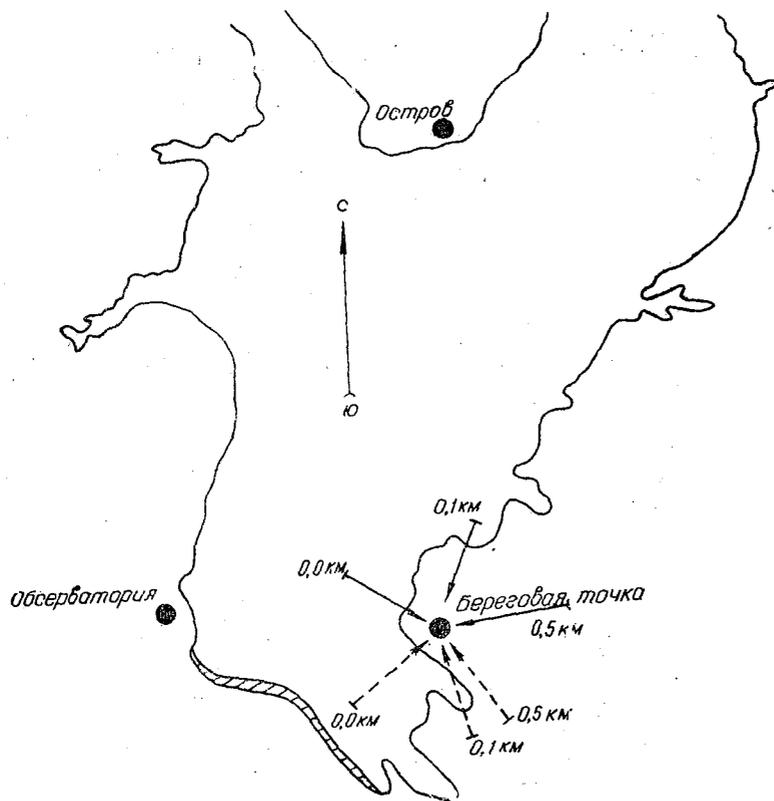


Рис. 6. Направления преобладающего ветра на разных высотах, июль 1954 г.

— в 12 час., - - - в 6 час.

восточному и направленный вдоль береговой линии; на высоте 0,5 км преобладающим будет ветер с суши, примерно восточного направления и совпадающий направлением ветра общей циркуляции в районе.

Распределение преобладающих ветров в 6 час. указывает на отсутствие в утренние часы в рассматриваемый период устойчивого берегового бриза.

Принимая за верхнюю границу морского бриза высоту, где направление обладающего потоком переходит с моря на сушу, получим для береговой точки в полуденные часы по средним данным высоту бризового потока с моря в около 100 м, с наличием резкого правого поворота ветра в этом слое. Обратный верхний поток сливается с направлением ветра общей циркуляции. Выделить величину скорости бризового ветра по высотам этим методом не удается.

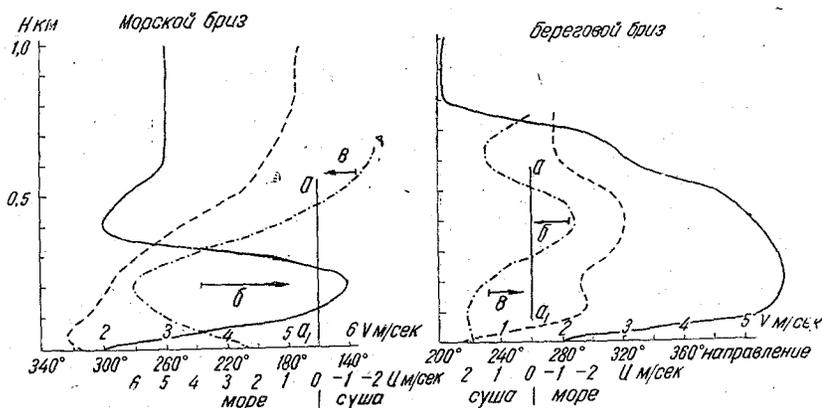


Рис. 7. Строение бризовых ветров на береговой точке 7/VII, 13 час. и 12/VII, 6 час., 1954 г.

— — направление ветра — скорость ветра, — — — проекция скорости ветра на плоскость, перпендикулярную к береговой линии.
 a — a_1 — береговая линия, б — поток с моря, в — поток с суши.

Далее перейдем к рассмотрению отдельных случаев с наличием бриза, поскольку в июле нельзя было выделить ни одного дня, когда наблюдался бы устойчивый бриз.

На рис. 7 приведены в виде примера два шаропилотных наблюдения на береговой точке с наличием морского бриза за 12 час. 7/VII и случай с береговым бризом в 6 час. 12/VII. На рисунке нанесены профили скорости и направления ветра по шаро-пилоту и скорость ветра как проекция вектора ветра на плоскость перпендикулярную береговой линии и в нашем случае ориентированную для морского бриза с северо-запада на юго-восток и для берегового бриза с юго-запада на северо-восток. Стрелками указаны направления переноса масс воздуха с моря (б) и с суши (в).

В дальнейшем при суждении о высоте и скорости морского или берегового бризов мы будем исходить из хода кривой, полученной проектированием вектора фактического ветра на указанные выше плоскости. Средняя высота морского бриза в полуденные часы июля на береговой точке нами определена равной 100 м, но, очевидно, в отдельных случаях она может меняться в относительно больших пределах.

Морской бриз в 13 час. 7/VII развивался в слое толщиной в 450 м, со скоростями ветра до 5—6 м/сек. на высоте 200 м. Обратный поток морского бриза совпадал с направлением общей циркуляции и выделить его как самостоятельный не представлялось возможным.

Пример с береговым бризом приведен по наблюдениям в 6 час. утра 12/VII. Здесь хорошо выделяются два потока бризовой циркуляции: нижний поток с суши толщиной в 270 м и верхний — с моря, развивающийся в слое от 270 м до 500 м. Скорости бризового потока были около 2 м/сек.

На рис. 8 аналогичные данные приведены для острова с примерами строения морского и берегового бриза. Направление береговой линии принято здесь с запада на восток. Морской бриз 24/VII в 12 час. развился в слое толщиной 270—300 м,

скоростями ветра до 3 м/сек. на высоте 50 м. Обратного потока также не обнаружено, он совпадал с направлением ветра общей циркуляции. Пример с береговым бризом приведен по наблюдениям в 6 час. утра 25/VII. Так же как и на береговой точке, хорошо выражены обе ветви бризовой куляции. Поток с суши наблюдался в слое толщиной 150 м, обратный, верхний поток с моря кончался на высоте 300 м и имел скорость около 2 м/сек. К сожалению, привести еще ряд примеров по строению бризовой циркуляции представляется возможным, ввиду весьма сложного взаимодействия бризов и вихрей общей циркуляции, часто с резко меняющимся направлением ветра по высоте и при наличии большой термической неустойчивости воздуха в пограничном слое. Проследить суточный ход в развитии и строении морского бриза на большом материале не удалось, но по отдельным наблюдениям можно считать, что морской бриз у земной поверхности при благоприятных условиях появляется около 08 ч. и кончается примерно в 17—18 час.

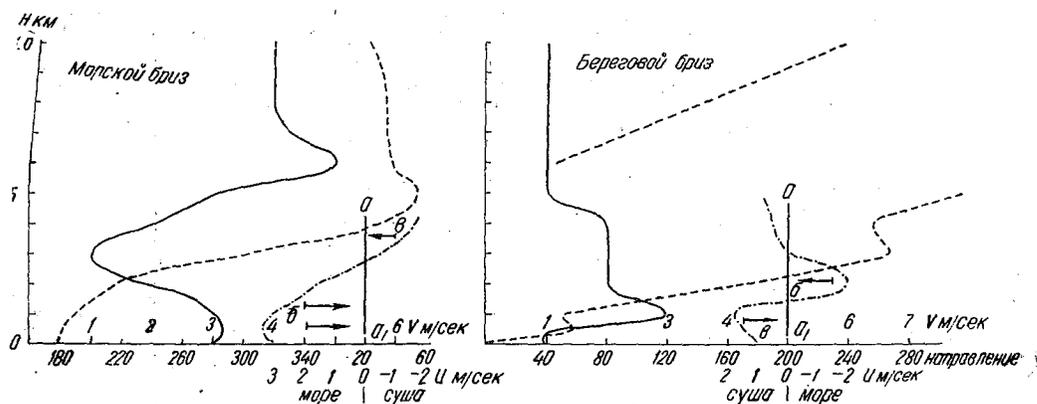


Рис. 8. Строение бризовых ветров на острове 24/VII, 12 час. и 25/VII, 6 час., 1954 г.

--- направление ветра, ——— скорость ветра, - - - проекционная скорость. $a - a_1$ направление береговой линии, b — поток с моря, v — поток с суши.

Исследовать глубину распространения бризовой циркуляции не удалось, но по ряду признаков она охватывает не очень большую зону, очевидно, не более 10 км, в береговой точке и несколько меньше на острове.

Нами для исследования границ распространения бризовых ветров в виде опыта применялись шары-пилоты с малой скоростью подъема порядка 25—50 см/сек. Примеры движения таких шаров даны на рис. 9 и в табл. 3.

В табл. 3 приняты следующие обозначения: t — время отсчетов в мин., L — расстояние шара в метрах, H — высота шара в метрах, W — вертикальная скорость см/сек., d — азимут направления ветра, V — скорость ветра в м/сек.

Шар, выпущенный 24/VII в 12 час. 24 мин. (рис. 9а), вначале смещался в потоке морского бриза в течение 6 мин., удалился от точки выпуска на 550 м, поднялся за это время на 140 м и на этой высоте попал в поток другого направления. Над берегом высота морского бриза в 12 час. была 270 м. Шар, выпущенный 25/VII 1954 г. в 6 час. 30 мин. (рис. 9б), при наличии берегового бриза, в течение 2 мин. 30 сек. перемещался в потоке с суши и поднялся на высоту 50 м; с высоты 50 м попал в обратный поток и с ним смещался всю остальную часть пути. В переходной зоне бризовой циркуляции наблюдается уменьшение скорости ветра и рост вертикальной скорости.

На рис. 10 приведена схема распределения высоты раздела двух потоков морского бриза в направлении от моря на сушу в 12 час. 24/VII. По этим данным можно сделать ориентировочный вывод, что морской бриз распространялся примерно на 1,5—2 км. По данным второго шара высота потока с суши в 6 час.

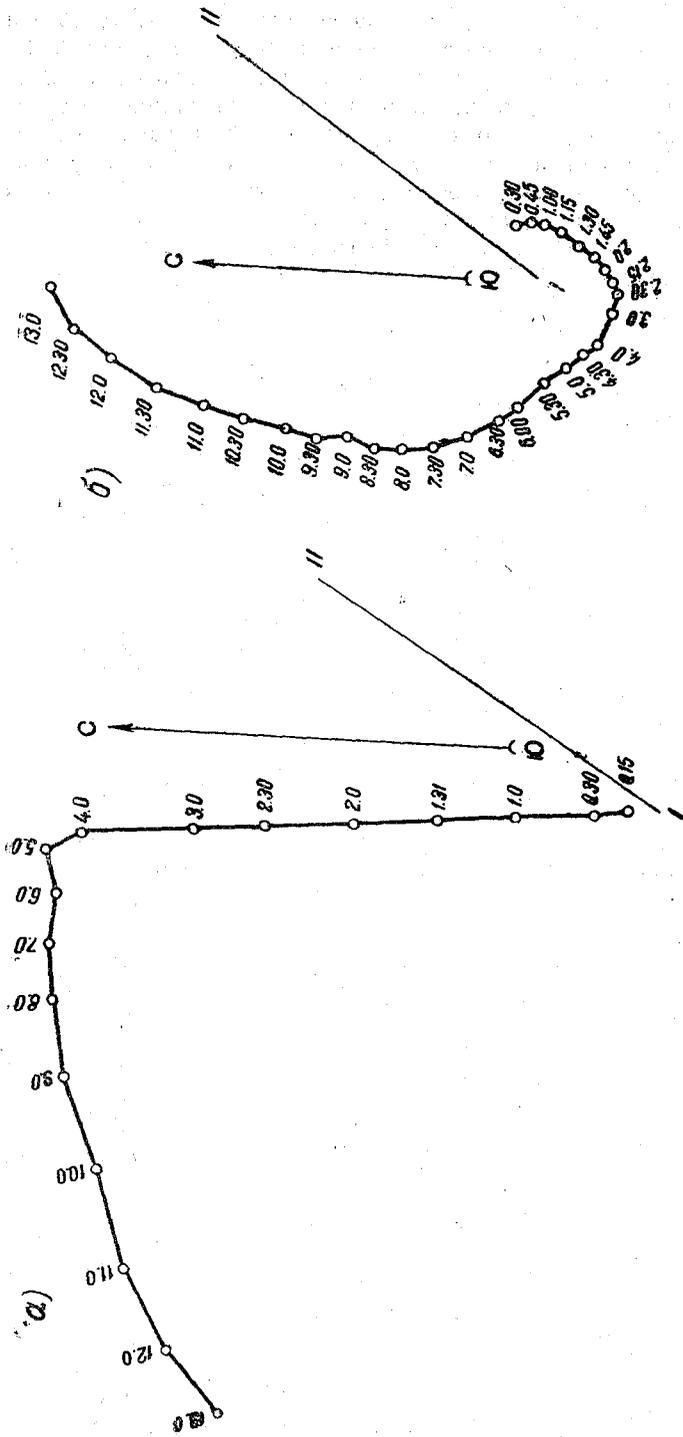


Рис. 9. Движение шаров-пилотов с замедленной скоростью подъема.
 а — 24/VII, 12 час. 24 мин., б — 25/VII, 6 час. 30 мин., 1954 г.

Примеры движений шаров-пилотов с замедленной скоростью подъема на высоте

| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---------|------|------|-----|------|-----|------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|------|------|------|
| 24/VII | 0,15 | 0,30 | 1,0 | 1,30 | 2,0 | 2,30 | 3,0 | 4,0 | 5,0 | 6,0 | 7,0 | 8,0 | 9,0 | 10,0 | 11,0 | 12,0 | 13,0 |
| 12 час. | 37 | 65 | 132 | 202 | 275 | 352 | 419 | 520 | 550 | 545 | 560 | 570 | 585 | 598 | 632 | 657 | 671 |
| 24 мин. | 10 | 16 | 30 | 42 | 52 | 65 | 75 | 103 | 140 | 172 | 202 | 234 | 266 | 288 | 314 | 338 | 362 |
| | | 40 | 47 | 40 | 33 | 43 | 33 | 47 | 62 | 53 | 50 | 53 | 53 | 37 | 43 | 49 | 40 |
| | 165 | 177 | 175 | 175 | 175 | 175 | 175 | 175 | 148 | 75 | 95 | 85 | 80 | 76 | 74 | 60 | 50 |
| | 2,3 | 2,3 | 2,3 | 2,5 | 2,6 | 2,3 | 1,7 | 0,6 | 0,7 | 0,8 | 0,9 | 1,2 | 1,5 | 1,6 | 1,4 | 1,2 | |

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---------|------|------|-----|------|------|------|-----|------|------|-----|-----|------|-----|------|-----|------|-----|------|-----|------|-----|------|------|-------|------|-------|------|-------|------|----|--|
| 25/VII | 0,30 | 0,45 | 1,0 | 1,15 | 1,30 | 1,45 | 2,0 | 2,15 | 2,30 | 3,0 | 4,0 | 4,30 | 5,0 | 5,30 | 6,0 | 6,30 | 7,0 | 7,30 | 8,0 | 8,30 | 9,0 | 9,30 | 10,0 | 10,30 | 11,0 | 11,30 | 12,0 | 12,30 | 13,0 | | |
| 6 час. | 69 | 59 | 51 | 47 | 44 | 46 | 52 | 56 | 59 | 61 | 67 | 70 | 76 | 90 | 114 | 132 | 158 | 178 | 200 | 217 | 233 | 252 | 274 | 300 | 330 | 368 | 402 | 433 | 450 | | |
| 30 мин. | 10 | 14 | 18 | 25 | 30 | 32 | 35 | 36 | 40 | 48 | 66 | 73 | 88 | 87 | 94 | 98 | 105 | 113 | 124 | 130 | 148 | 150 | 160 | 171 | 182 | 192 | 202 | 208 | | | |
| | | 27 | 27 | 47 | 33 | 13 | 20 | 7 | 27 | 30 | 23 | 50 | -3 | 23 | 13 | 23 | 27 | -3 | 7 | 20 | 27 | 40 | 33 | 27 | 40 | 37 | 37 | 33 | 33 | 20 | |
| | 335 | 15 | 15 | 34 | 34 | 45 | 69 | 65 | 100 | 110 | 136 | 136 | 136 | 136 | 146 | 146 | 164 | 170 | 180 | 200 | 200 | 180 | 200 | 190 | 195 | 195 | 206 | 215 | 240 | | |
| | 0,8 | 1,0 | 1,3 | 1,1 | 1,3 | 0,9 | 1,0 | 0,7 | 0,6 | 0,5 | 0,6 | 0,6 | 1,6 | 1,1 | 1,3 | 1,1 | 1,0 | 1,0 | 0,8 | 0,8 | 1,0 | 1,0 | 1,3 | 1,4 | 1,4 | 1,6 | 1,5 | 1,5 | 1,4 | | |

Таблица 4

Характеристика движения уравновешенных шаров при пыльном смерче 4/VII на береговой точке

| | | | | | | | | | | | | | |
|---------|-----|------|------|------|------|-----|------|-----|------|------|------|------|------|
| 13 час. | 0,0 | 0,15 | 0,30 | 1,30 | 1,45 | 2,0 | 2,30 | 3,0 | 3,30 | 4,30 | 5,0 | 6,0 | 6,30 |
| 10 мин. | 118 | 109 | 107 | 136 | 143 | 175 | 341 | 532 | 720 | 963 | 1120 | 1350 | 1440 |
| | 2 | 6 | 15 | 162 | 219 | 258 | 330 | 372 | 410 | 460 | 541 | 660 | 759 |
| | — | 27 | 60 | 245 | 370 | 260 | 240 | 140 | 127 | 83 | 270 | 198 | 330 |
| | — | 118 | 130 | 120 | 74 | 85 | 86 | 100 | 105 | 120 | 115 | 110 | 110 |
| | — | 1,1 | 1,3 | 1,8 | 3,3 | 3,7 | 6,6 | 6,4 | 6,3 | 4,2 | 5,3 | 3,9 | 3,3 |

| | | | | | | | | | | | | | | |
|---------|------|------|-----|------|------|------|-----|------|-----|-----|-----|------|------|------|
| 13 час. | 0,15 | 0,30 | 1,0 | 1,15 | 1,30 | 1,45 | 2,0 | 2,30 | 3,0 | 4,0 | 5,0 | 6,0 | 7,0 | 8,0 |
| 25 мин. | 112 | 97 | 89 | 72 | 79 | 93 | 125 | 200 | 273 | 432 | 675 | 1060 | 1510 | 1850 |
| | 26 | 48 | 105 | 116 | 145 | 171 | 198 | 237 | 279 | 384 | 564 | 759 | 906 | 1056 |
| | 15 | 15 | 190 | 73 | 193 | 173 | 140 | 130 | 175 | 300 | 325 | 245 | 250 | 287 |
| | 66 | 95 | 95 | 60 | 60 | 50 | 50 | 40 | 26 | 76 | 92 | 86 | 90 | 90 |
| | 2,6 | 2,0 | 3,3 | 3,3 | 2,3 | 2,3 | 2,8 | 3,1 | 3,0 | 2,7 | 4,3 | 6,5 | 7,7 | 5,7 |

| | | | | | | | | | | | | | | | |
|---------|-----|------|------|------|------|------|------|-----|------|------|------|-----|-----|-----|------|
| 13 час. | 0 | 0,15 | 0,30 | 0,45 | 1,15 | 1,30 | 1,45 | 2,0 | 2,15 | 2,30 | 2,45 | 3,0 | 4,0 | 5,0 | 6,0 |
| 45 мин. | 162 | 103 | 54 | 35 | 154 | 190 | 258 | 300 | 355 | 418 | 485 | 555 | 672 | 847 | 1010 |
| | 3 | 2 | 8 | 16 | 48 | 46 | 37 | 32 | 37 | 41 | 40 | 43 | 40 | 37 | 44 |
| | — | — | 40 | 53 | 11 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| | — | 54 | 45 | 45 | 55 | 90 | 65 | 40 | 55 | 55 | 55 | 55 | 50 | 63 | 44 |
| | 3,9 | 3,7 | 3,7 | 3,7 | 4,7 | 1,6 | 4,6 | 2,9 | 3,3 | 4,3 | 4,6 | 7,0 | 2,8 | 5,9 | 5,7 |

была 150 м, а по шару в 6 час. 30 мин. поток с суши, при удалении от берега всего на 60 м, имел высоту 50 м. Очевидно, по этим данным построить границу распространения берегового бриза нельзя, так как в этот период происходил весьма интенсивный прогрев и нарушение бризовой циркуляции.

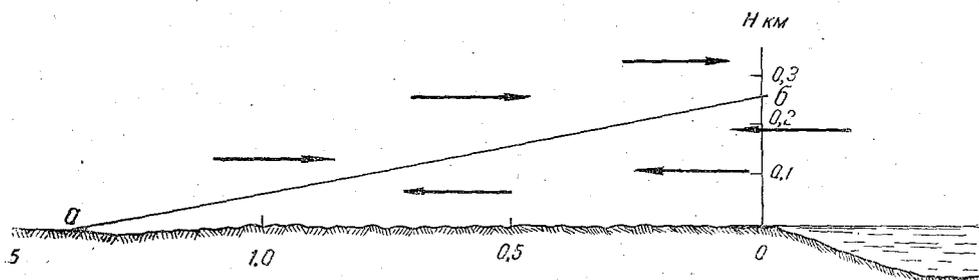


Рис. 10. Глубина распределения морского бриза на острове 27/VII 1954 г. 12 час. 20 мин.

ab — граница раздела потоков.

При поездках по Цимлянскому водохранилищу в условиях хорошей антициклональной погоды, например 29/VII, автор наблюдал над западным берегом морское большое скопление кучевой облачности при безоблачном небе над морем. Гряды кучевых облаков в 10—11 час. повторяли форму береговой линии и заходили вглубь моря на 3—4 км и затем таяли.

ПРИЧИНЫ, НАРУШАЮЩИЕ БРИЗОВУЮ ЦИРКУЛЯЦИЮ

Как известно, причин нарушения бризовой циркуляции много и главной из них является активизация синоптических процессов и усиление вследствие этого скорости градиентного ветра. Другой причиной может быть нарушение контраста давления над водной поверхностью и сушей, например, при появлении облачности. В районе Цимлянского водохранилища бризовая циркуляция часто нарушалась развитием внутримассовой мощно-кучевой и кучево-дождевой облачности с кратковременным усилением скорости ветра, иногда типа пыльных вихрей.

Для примера резкого изменения ветрового режима при прохождении вихря рассмотрим результаты наблюдений за движением трех уравновешенных шаров, выпущенных — одного в момент начала пыльного вихря в 13 час. 10 мин., второго — после прохождения смерча, но при наличии еще шквалистого ветра в 13 час. 25 мин. и третьего — после ослабления ветра в 13 час. 45 мин. Результаты наблюдений приведены в табл. 4, построенной аналогично табл. 3.

До начала вихря была малооблачная погода со слабыми скоростями ветра 1—2 м/сек. В 13 час. на горизонте в степи стали появляться отдельные пыльные вихри, быстро перемещавшиеся на запад. Первый уравновешенный шар был выпущен примерно за 30 сек. до появления над точкой выпуска пыльного вихря. Через 30 сек. шар был подхвачен сильным порывом ветра, его начало резко бросать в разные стороны и одновременно шар стал быстро подниматься вверх. За 6 мин. он достиг высоты 750 м и скрылся в пыли.

Вертикальные скорости, сначала небольшие, стали быстро расти и достигли 370 см/сек. на высоте 220 м, затем уменьшились до 83 см/сек. на высоте 460 м и выше вновь стали увеличиваться. Скорости ветра с высотой сначала возрастали от 1 до 7 м/сек., затем уменьшились до 3 м/сек.

Во второй стадии, сразу после прохождения вихря, наблюдались несколько меньшие вертикальные скорости внизу и большие скорости вверху, до 325 см/сек. на высоте 750 м. Скорости ветра в слое 100—300 м уменьшились до 2,5—3 м/сек.

Третий выпуск был проведен в условиях затухающего порыва ветра. Вертикальные скорости резко уменьшились и преобладали нисходящие потоки, как это и должно быть в тыловой части кучево-дождевой облачности. Разбирать детали строения вихря в данной работе не будем.

ВЫВОДЫ

Бризы Цимлянского водохранилища образуются только в условиях размытого ческого поля со слабыми градиентными скоростями ветра. Наиболее отчетливо является морской бризовый поток в полуденные часы у земной поверхности на трех пунктах наблюдений.

2. В береговой полосе на высоте 1,5 м при ветре с моря в среднем температура воздуха у берега ниже на 3—4°, чем на расстоянии 2 км от водохранилища, относительная влажность выше на 15—20% и абсолютная влажность на 3—3,5 мб, скорость ветра у берега выше на 1—1,5 м/сек.

3. Средняя высота нижней ветви морского бриза на береговой точке, до которой обнаружено его распространение, в 12 час. составляет около 100 м; в других случаях в полуденные часы высота нижней ветви морского бриза была до 450 м., на острове высота нижней ветви морского бриза доходила до 100 м, причем в обоих случаях верхняя ветвь бриза совпадала с направлением градиентного ветра и не могла быть прослежена.

4. Береговой бриз развивался наиболее отчетливо около 6 час. утра на фоне всеобщего ослабления градиентного ветра. При этом иногда можно было выделить поток — нижний и верхний. Развитие нижней ветви берегового бриза в рассреченных выше случаях наблюдалось на береговой точке в слое 270 м, над уровнем 150 м, верхний поток соответственно был 230 и 150 м; таким образом, поток берегового бриза развивались в слое 0,5 км на береговой точке и в слое 0,3 км на острове.

5. Наибольшие скорости морского бриза наблюдались на высоте около 100 м и доходили до 5—6 м/сек., при береговом бризе наибольшие скорости были на высоте 50—100 м и составляли 2—3 м/сек.

6. Характерной особенностью развития бризов в рассматриваемом районе является отсутствие устойчивой бризовой циркуляции в течение всех суток, что, очевидно, связано со значительной активностью барических полей и систем и частым возникновением внутримассовых гроз со шквалистыми ветрами. Обычно бриз наблюдался в виде кратковременных порывов более холодного воздуха.

7. Причиной прекращения бризовой циркуляции могут быть вихри; например, подававшийся нами пыльный вихрь имел вертикальные скорости около 4 м/сек., в то же время усилие средней скорости ветра на высоте 300 м с 2 до 7 м/сек., путь падения вихря был выше 1200 м.

ЛИТЕРАТУРА

- Зоронцов П. А. Опыт исследования воздушных потоков над лесными полосами и межполосными клетками. Труды ГГО, вып. 32 (64), 1952.
- Зоронцов П. А. Аэрологические исследования трансформации масс воздуха над районами орошения. Труды ГГО, вып. 47 (109), 1954.
- Хргиан А. Х. Физика атмосферы. Гос. изд. техн.-теорет. литер. М., 1953.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕТОДА СЛОЯ ДЛЯ ПРОГНОЗА ВЕРТИКАЛЬНОЙ МОЩНОСТИ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ

ВВЕДЕНИЕ

Метод слоя, разработанный рядом авторов [2, 5, 6], содержит критерий развития конвекции, который может быть использован для прогноза вертикальной мощности конвективных облаков.

В случае атмосферного слоя, содержащего как облака, так и ненасыщенный воздух, критерий конвекции имеет вид [4]

$$M_c(\gamma - \gamma_b) - M_b(\gamma_c - \gamma) > 0,$$

где M_c и M_b — массы сухого (ненасыщенного) и влажного (облачного) воздуха, γ — фактический вертикальный градиент температуры, γ_c и γ_b — сухоадиабатический и влажноадиабатический градиенты температуры.

Для целей практического использования в прогнозе несколько преобразуем формулу (1). Введем обозначения: ΔH — толщина слоя, ρ — средняя плотность воздуха в слое. Если пренебречь разницей между плотностями сухого и влажного воздуха, то критерий (1) принимает вид

$$\Delta H \rho S_c (\gamma - \gamma_b) - \Delta H \rho S_b (\gamma_c - \gamma) > 0,$$

где S_b и S_c — площади облаков и безоблачных промежутков в долях единицы (или в баллах). Величина, стоящая в левой части неравенства, характеризует энергию неустойчивости при развитии конвекции в слое, содержащем облака и ненасыщенный воздух. Действительно, если фактический градиент температуры находится в пределах $\gamma_b < \gamma < \gamma_c$, то восходящий и нисходящий потоки в облаке приводят к высвобождению энергии, часть которой затрачивается на развитие компенсирующих движений в ненасыщенном воздухе. Разность энергий дает общую кинетическую энергию конвективных движений.

Расчеты выполняются по данным аэрологического зондирования. В качестве толщины слоя можно рассматривать расстояние между двумя точками кривой температурной стратификации на аэрологической диаграмме. Тогда фактический вертикальный градиент температуры внутри слоя можно считать постоянным. Конвекция может распространяться на несколько таких слоев. Общую кинетическую энергию конвекции (точнее, величину, пропорциональную ей) мы получим, если просуммируем по слоям величины, стоящие в левой части (2). Обозначим для удобства эту величину для слоя n буквой K_n (n — номер слоя). Верхняя граница конвекции определится из условия, что для соответствующих слоев сумма будет положительной. Слои с отрицательным значением K_n будут пробиваться, если суммарное значение $\sum K_n > 0$. За исходный уровень расчета мы должны принимать нижнюю границу облачности.

Возможность прогнозирования вертикальной мощности конвективных облаков основывается на том, что кривая температурной стратификации является сильной

ющей лишь в приземном слое атмосферы; выше уровня основания конвективных облаков средний вертикальный градиент температуры изменяется в период развития облачности не очень значительно. Резкие изменения γ наступают, как правило, при выпадении осадков или при прохождении атмосферных фронтов. Поэтому нельзя пользоваться для прогноза данными аэрологического зондирования, если оно выполнялось при выпадении дождя (а также вскоре после его выпадения) или в неоднородной воздушной массе. Наилучших результатов следует ожидать в случае развития внутримассовой конвекции. Однако предлагаемый метод позволяет прогнозировать и вертикальную мощность фронтальных конвективных облаков.

РЯДОК РАСЧЕТА МАКСИМАЛЬНО ВОЗМОЖНОЙ ВЕРТИКАЛЬНОЙ МОЩНОСТИ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ

Расчет максимально возможной в течение дня вертикальной мощности конвективных облаков производится по данным утреннего аэрологического зондирования. Исходная высота расчета (уровень конденсации) определяется на аэрологической диаграмме по прогнозируемой дневной температуре и по наивысшей точке кривой [1] при аэрологическом зондировании (как правило, у земли или в верхней части инверсии). Этот уровень находится обычным способом, как точка пересечения сухой адиабаты, проведенной от точки прогнозируемой на день температуры (при соответствующем давлении воздуха у земли), и линии удельной влажности, проведенной от точки на аэрологической диаграмме, где удельная влажность максимальна.

При определении уровня конденсации используется как верхний, так и нижний пределы прогнозируемой температуры по территории, для которой дается прогноз. Это позволяет давать возможные пределы максимальной вертикальной мощности облаков, в зависимости от наземной дневной температуры, т. е. указывать, в каких частях территории более вероятны те или иные явления, связанные с конвекцией (например, грозы и ливни).

Для выполнения расчетов максимально возможной вертикальной мощности конвективных облаков следует заранее заготовить бланки по форме 1 (см. приложение 2). В последней графе бланка вычисляется 1-й член в левой части формулы (2) и $S_c \approx 1$ (малое количество облаков). Таким образом, мы пренебрегаем затратами энергии на развитие компенсирующих движений в ненасыщенном воздухе.

Суммируя эти величины по строкам (пока сумма может иметь положительное значение), мы найдем верхний предел для развития конвективной облачности (см. ниже).

Процесс расчета выполняется следующим образом:

1. Заполняются графы 1, 2, 3 бланка по данным утреннего аэрологического зондирования. Данные о высоте, давлении воздуха и температуре записываются для всех точек излома кривой температурной стратификации (стандартные точки в бланке не вносятся, если они не являются точками излома). Кроме того, выписываются данные для рассчитанных уровней конденсации, если они отличаются от точек излома кривой стратификации больше чем на 5 мб. Уровни конденсации отмечаются так, как указано на бланке в приложении 1 (форма 2).

2. Вычисляются толщины слоев в метрах и выписываются в графу 4, начиная со 2-й строки.

3. По данным граф 2 и 3 находится средняя плотность воздуха для каждого слоя с помощью номограммы (рис. 1). Номограмма отпечатывается фотографическим способом на плотной фотобумаге и обертывается калькой.

Определение средней плотности воздуха ρ рекомендуется производить следующим образом: по значениям B и t в 1-й и 2-й строках наносятся точки на кальку и соединяются прямой. Значение ρ рассчитывается для точки, находящейся в середине отрезка, по кривым с помощью интерполяции (ограничиваются сотыми долями $г/м^3$) и вписывается во 2-ю строку графы 5. Затем находится значение ρ для следующего слоя и т. д.

4. По данным граф 3 и 4 вычисляются значения градиента температуры и вписываются в графу 6.

5. По данным граф 2 и 3 находится среднее значение влажноадиабатического градиента температуры для каждого слоя с помощью номограммы (рис. 2).

Операция выполняется таким же порядком, как определение p , последовательно от слоя к слою. Данные вписываются в графу 7.

6. После заполнения семи граф формы 1 производится вычисление величин $\Delta H_p (\gamma - \gamma_b)$ с помощью логарифмической линейки или арифмометра. Результаты вписываются в графу 8 с учетом знака, определяемого разностью $(\gamma - \gamma_b)$.

Затем суммируются последовательно (от 2-й строки) величины, стоящие в графе 8 до тех пор, пока сумма может иметь положительное значение. Интерполируя выписываем по последнему положительному значению суммы и по отрицательному значению суммы в следующей строке, находится верхний предел развития конвекции (высота, до которой могут развиваться конвективные облака) для соответствующего значения дневной наземной температуры.¹ Такой же расчет проводится и на 2-го уровня конденсации (от строки, следующей за этим уровнем).

Вычитая из значений максимально возможной верхней границы конвективных облаков высоту соответствующих уровней конденсации, мы находим максимальную вертикальную мощность конвективных облаков.

Оба полученные в расчете значения высоты, до которой может развиваться конвективная облачность, выписываются в нижней части бланка. Там же указываются значения дневной наземной температуры, при которых возможно развитие облаков соответствующей мощности (см. формулу 2 в приложении 1). Весь подсчет после приобретения некоторых навыков занимает 20—30 мин.

В случае сухих периодов (особенно при суховеях) часто оказывается, что точка пересечения кривых, определяющая уровень конденсации, лежит на аэрологической диаграмме значительно левее соответствующей точки на кривой температурной стратификации. Это свидетельствует о дефиците влажности, препятствующем образованию облаков. Облака в таких случаях либо совсем не образуются, либо возникают на большей высоте, чем рассчитанный уровень конденсации. Детальное исследование этого вопроса в применении к рассматриваемому методу не проводилось. В качестве предварительной рекомендации можно принять, что конвективная облачность не образуется, если разница температур между находимой на аэрологической диаграмме точкой пересечения и фактической температурой на той же высоте при утреннем самолетном зондировании превышает 3—5°.

Результаты прогноза вертикальной мощности проверялись в наших специальных полетах. Средняя ошибка в определении вертикальной мощности конвективных облаков расчетным путем составляла 0,3—0,5 км.

ПРОГНОЗ КОНВЕКТИВНЫХ ОСАДКОВ И ГРОЗОВЫХ ЯВЛЕНИЙ

Полеты по исследованию развития конвективных облаков, выполненные нами в 1951—1954 гг. в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова позволяют сделать вывод, что ливневые дожди выпадают в летнее время из облаков, вертикальная мощность которых превышает 2,2—2,5 км. Чем больше скорость их развития, тем больше соответствующая минимальная мощность облачности. Указанные цифры являются нижним пределом вертикальной мощности облаков, дающих летние ливневые дожди, при средней скорости их роста $U = 0,1 - 0,2$ м/сек.

Грозовые явления наблюдались нами при вертикальной мощности облаков 4,5—4,8 км и более. Средняя скорость роста грозовых облаков превышает 0,7—1,0 м/сек. Поэтому мы рассматриваем эти высоты в качестве критерия для прогноза соответ-

¹ Если на промежуточных этапах расчета сумма величин в графе 8 становится отрицательной, но затем снова принимает положительное значение, то определение верхнего предела развития конвекции производится по последнему положительному значению суммы и отрицательному значению в следующей строке графы 8.

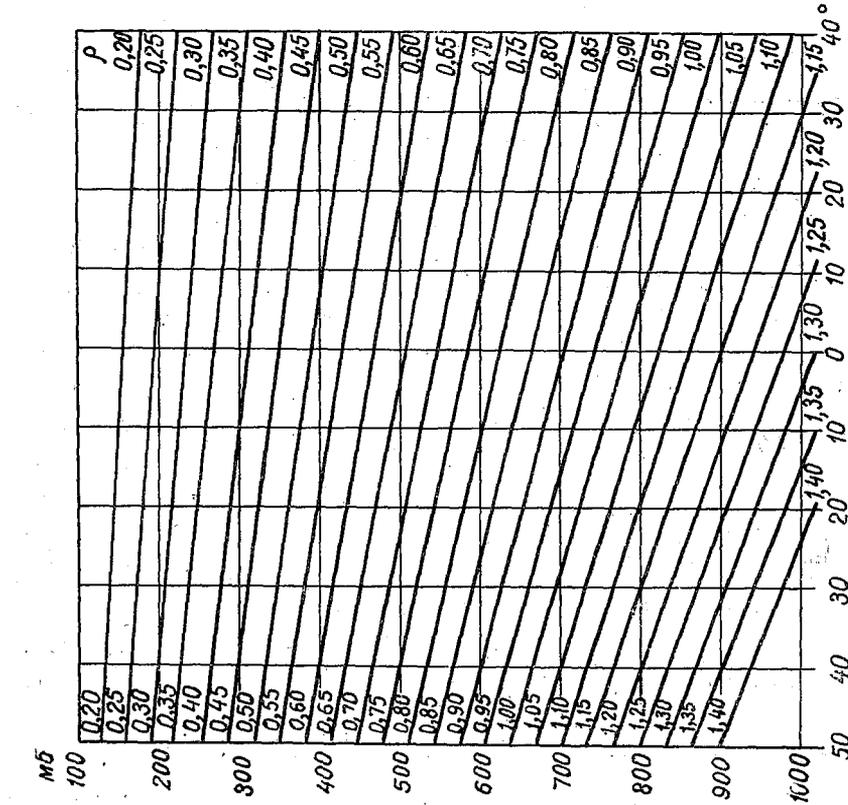


Рис. 1. Номограмма для плотности воздуха (по И. П. Смирнову).

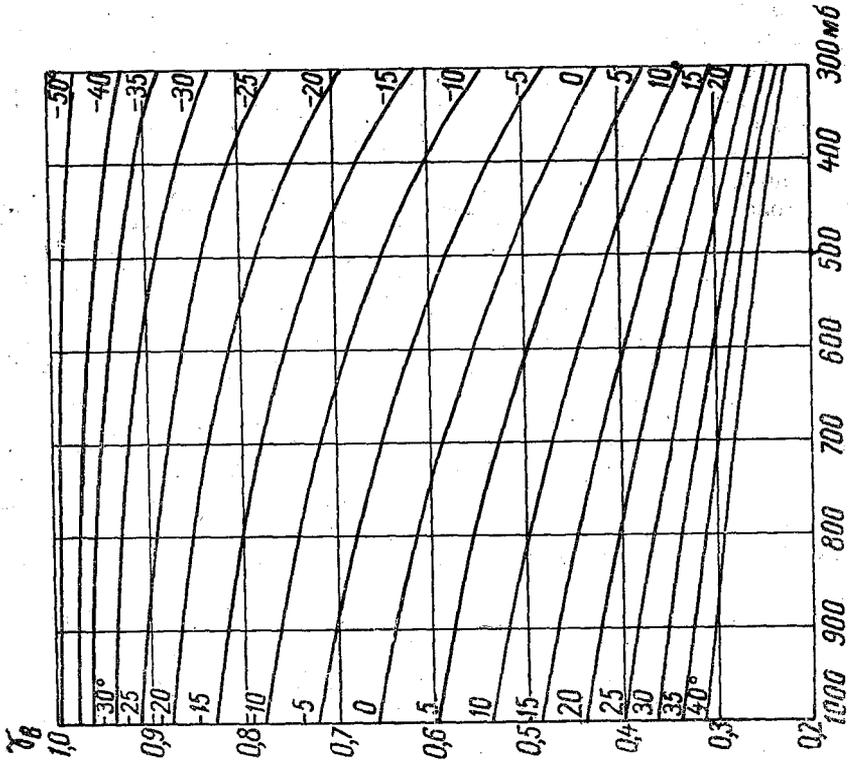


Рис. 2. Влажноадиабатический градиент температуры.

ствующих явлений. Если в результате расчета вертикальной мощности конвективных облаков, по данным утреннего самолетного зондирования, получаются значения от 2,2—2,5 км до 4,5—4,8 км, то можно ожидать выпадения ливневых осадков. При расчетной вертикальной мощности более 4,5—4,8 км следует прогнозировать грозы. Если расчетная вертикальная мощность меньше 2,2—2,5 км, то можно ожидать отсутствия осадков конвективного происхождения.

Что касается зоны и срока, на которые распространяется прогноз, то на основании наших исследований мы считаем, что, пользуясь данными утреннего самолетного зондирования, можно давать прогноз для зоны радиусом 200—240 км вокруг пункта самолетного зондирования. Срок действия прогноза — до 17—19 того же дня.

Наш метод не дает возможности прогнозировать явления в конкретном пункте, а дает только общий фон для значительной территории, с некоторым уточнением по районам, в зависимости от дневной наземной температуры. Обычные синоптические методы дают возможность прогноза гроз и ливней для пункта в слу фронтальных облаков. Наш метод позволяет во многих случаях более точно, метод частицы, рассматривающий площадь неустойчивости на аэрологической диаграмме, оценивать возможную активность фронтов в дневные часы.

С учетом переноса воздушной массы можно прогнозировать конвективные явления на день по данным самолетного зондирования за вечер или утро предыдущего дня в том районе, из которого на данную территорию приходит воздушная масса. Оправдываемость прогнозов, естественно, будет при этом меньше, чем по данным утреннего самолетного зондирования в пункте, расположенном на территории, для которой дается прогноз. Причиной этого являются как возможные ошибки в учете переноса воздушной массы, так и трансформация воздушной массы, которая учитывается в нашем методе.

Согласно данным М. В. Завариной [3], при западно-восточном переносе изменение вида кривой температурной стратификации благодаря трансформации воздуха значительно меньше, чем изменения благодаря суточному ходу. При меридиональном переносе трансформация воздуха может играть значительную роль.

ПРОГНОЗ ВЕРТИКАЛЬНОЙ МОЩНОСТИ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ ПРИ РАЗНОМ ИХ КОЛИЧЕСТВЕ

Для прогноза вертикальной мощности конвективных облаков при разном их количестве можно воспользоваться формулой (2) без отбрасывания 2-го члена в левой части. Величины S_c и S_b подбираются таким образом, чтобы левая часть была положительной.

При этом учитывается, что, если выразить S_c и S_b в долях единицы, то

$$S_c + S_b = 1.$$

Величину γ_c можно положить равной 1 град/100 м. Для выполнения расчетов заготавливается форма 2, которая, кроме графы 8 формы 1, содержит еще графу для величины $\Delta H_p(\gamma_c - \gamma)$ и графы 10—19 для величины

$$K = S_c \Delta H_p(\gamma - \gamma_b) - S_b \Delta H_p(\gamma_c - \gamma) \quad (4)$$

при различных значениях S_b от 0,1 до 1,0.

Форма 2 приведена в приложении 1 с примером расчета вертикальной мощности конвективных облаков на день 22 июля 1953 г. по данным утреннего самолетного зондирования в Ленинграде.

Графа 9 заполняется так же, как и 8: произведение ΔH_p , уже вычисленное ранее, умножается на $(1 - \gamma)$ для каждой строки. Затем мы подбираем во 2-й строке S_b (и соответственно $S_c = 1 - S_b$) так, чтобы величина K имела наименьшее положительное значение. Это делается следующим образом. Неравенство (2) можно записать в виде

$$S_c(\gamma - \gamma_b) - S_b(\gamma_c - \gamma) > 0.$$

После небольших преобразований мы получаем

$$S_B < \frac{\gamma - \gamma_B}{1 - \gamma_B}. \quad (5)$$

За S_B принимается ближайшее значение в десятых долях единицы, удовлетворяющее неравенству (5) (в нашем примере уровень конденсации $H_1 = 760$ м полуинтерполяцией между точками $B = 937$ мб, $H = 630$ м и $B = 896$ мб, $H = 000$ м). Данные для более низких уровней нами опущены.

В соответствующей графе вписывается значение величины K_1 для 1-го слоя. Аналогичным путем вычисляются величины K_n в следующих строках той же таблицы, пока сумма по строкам ΣK_n не станет отрицательной.

В отдельных случаях может оказаться, что величина K_2 во 2-м слое такова, сумма значений $K_1 + K_2$ будет положительна, хотя в 1-м слое значение отрицательно. Тогда в качестве исходного S_B принимается то значение, которое дает суммы в двух (редко в трех) строках положительное значение. Такой случай рассмотрен в примере (см. приложение 1). При $H_{\text{конд}} = 760$ м S_B принято равным 0,5, а во 2-й строке получено отрицательное значение K_1 .

Интерполируя высоты по последнему положительному значению суммы величин ΣK_n и следующему отрицательному значению K_{n+1} , мы получаем уровень нижней границы конвективных облаков при данном их количестве. Достаточно заново вычислением его в гектометрах.

Последнее положительное значение ΣK_n пропорционально высвобождающейся энергии при развитии данного количества облаков соответствующей мощности. В нашем примере при наземной температуре 20° может развиваться 5 баллов Си в слое 0,76—1,6 км. Вертикальная мощность облаков порядка 0,8 км. Значение высвобожденной энергии недостаточно для того, чтобы пробить следующий слой, который является задерживающим. Но оно может быть достаточным для того, чтобы обеспечить развитие части облаков до большей высоты. Поэтому мы переносим полученное нами значение ΣK_n в смежную графу слева, соответствующую баллам облачности, и рассчитываем значение K_{n+1} в следующей строке. Если новое значение K_{n+1} отрицательно и больше по абсолютному значению чем ΣK_n , то мы производим еще один шаг влево и выполняем тот же расчет и т. д. В нашем примере оказалось, что 3 балла Си Cong могут развиваться до высоты 2,0 км (мощность 1,2 км) и 1 балл Си Cong до высоты 2,1 км (мощность 1,3 км).

Такой же расчет выполняется и для 2-го уровня конденсации. Значения ΣK_n мы писали при 1-м уровне конденсации в правой части, а при 2-м уровне конденсации — в левой части графы.

На основании расчета в нашем примере составлен следующий прогноз развития конвективной облачности для Ленинградской зоны на день 22 июля 1953 г.: ожидается преобладание конвективной облачности мощностью 0,4—1,3 км, отдельные облака могут иметь мощность свыше 6,5 км, местами возможны грозы и ливневые тучи.

Для количества облаков в нашем методе получаются ненадежные значения, так как оно, по условиям расчета, зависит от стратификации температуры в слое толщиной несколько гектометров над уровнем конденсации. Но температура в этом слое подвержена значительным изменениям в течение дня. Наш опыт показывает, что для района Ленинграда расчет по данным утреннего зондирования дает удовлетворительное значение для количества облаков в 9—10 час. утра в дни с внутримассовой конвективной облачностью, т. е. для начального периода развития облаков.

При производстве серии зондирований в течение дня расчет количества облаков после 9—10 час. утра дает хорошие значения (обычно с точностью 1—2 балла) лишь для периода зондирования. Отсюда можно заключить, что прогноз максимального количества облаков с использованием метода слоя возможен лишь при разработке метода прогноза изменения стратификации температуры до уровня, несколько превышающего уровень конденсации.

Развитие мощной конвективной облачности, как известно, препятствует росту облаков в ее окрестности. Поэтому для расчета максимально возможной мощной конвективной облачности мы ограничивались вычислением данных для графы 8. Если нас интересует, на какой площади может развиться облачность, могущая дать грозовые или ливневые дожди, то мы можем выполнить эту задачу следующим образом.

Рассчитаем указанным уже путем, до какой высоты может развиться облачность, если ее количество составляет 1 балл (ведем расчет от уровня конденсации). Если окажется, что мощность облачности (для $S_v = 0,1$) превысит 4,5—4,8 км, то мы можем прогнозировать грозы на 20—30% территории.¹ Такой расчет можно выполнить при $S_v = 0,2$ и т. д. В отдельных случаях мы получаем возможность гроз при $S_v = 0,3$. Для катастрофических грозовых дождей, вероятно, расчет давал бы возможность гроз на значительно большей территории (при достаточно большой вертикальной мощности облаков). Такие случаи нам не встречались. Исследование их методом слоя было бы весьма интересно.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гриценко М. В. и Дюбюк А. Ф. Полные запасы энергии неустойчивости воздушных масс над Москвой. Метеорол. и гидрол., № 5, 1939.
2. Дюбюк А. Ф. К вопросу о разрешении влажной неустойчивости и конвекции. Труды НИУ ГУГМС, сер. 1, вып. 7, 1945.
3. Заварина М. В. Суховей 1949 г. Труды ГГО, вып. 36, 1952.
4. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозовое электричество. Гостехиздат, 1954.
5. Bjerknes J. Saturated adiabatic ascent of air through dry adiabatically descending environment. Q. J. Roy. Met. Soc. 64, 275, 1938.
6. Petterssen S. Contribution to the theory of convection. Geof. Publ. 12, № 9, 1939.

¹ Рассуждения ведутся для движущейся воздушной массы. По данным наших исследований конвективная облачность дает, для достаточно большой зоны, осадки на площади, в 2—3 раза превышающей площадь облачности соответствующей мощности.

Бланк для вычисления максимально возможной вертикальной мощности конвективных облаков

Пункт зондирования _____

Дата и час зондирования _____

Вид зондирования _____

Наивысшая точка росы _____

Прогнозируемая температура _____

| Высота H м | Давление B мб | Температура t° | Толщина слоя ΔH м | Средняя плотность воздуха в слое ρ г/м ³ | Вертикальный градиент температуры | | $\Delta H \rho$ (г/м ³) |
|-----------------|--------------------|----------------------------|---------------------------------|--|--------------------------------------|-----------------------|-------------------------------------|
| | | | | | γ град/100 м | γ_B град/100 м | |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| | | | | | | | |

Редактор *И. А. Снежинская.* Техн. редактор *М. Я. Флаум.*
 Корректор *З. А. Белкина.*

Сдано в набор 14/X 1955 г. Подписано к печати 29/XI 1955 г. Бумага 70 × 108
 Бум. л. 3,25. Печ. л. 8,9. Уч.-изд. л. 9,8. Тираж 700 экз. М. 60 21 Индекс МЛ
 Гидрометеорологическое издательство. Ленинград Б. О. 2-я линия, д. № 23.
 Заказ № 864. Цена 6 руб. 85 коп.

2-я типо-литография Гидрометеониздата, Ленинград, Прачечный пер. д. 6.