

УДК 551.558.1:551.465.7

Е. П. АНИСИМОВА, Н. С. БЛОХИНА, А. М. ГУСЕВ,
А. А. ПИВОВАРОВ, А. А. СПЕРАНСКАЯ**О МЕХАНИЗМЕ ВОЗНИКНОВЕНИЯ СВОБОДНОЙ
КОНВЕКЦИИ НАД НАГРЕТОЙ ПОВЕРХНОСТЬЮ**

В работе методами физического и математического моделирования рассматривается механизм возникновения микромасштабного конвективного движения над нагретой горизонтальной поверхностью. Результаты физического и математического экспериментов сравниваются с данными натуральных наблюдений по изучению теплообмена в полуметровом слое воздуха над водоемом.

В физическом эксперименте исследовалось формирование конвективного движения над нагретой водной поверхностью в отсутствие адвективного переноса*. Лабораторная установка представляла собой заполненный водой бак с теплоизолированными стенками и дном. Температура воды в установке поддерживалась равной 40°C , температура окружающего воздуха составляла $\sim 20^{\circ}\text{C}$. В процессе эксперимента регистрировались средние величины и пульсации температуры и влажности воздуха над центральной частью бака на высотах от 1 до 20 мм над поверхностью воды. Измерения температуры проводились с помощью медноконстантановых термопар, а относительной влажности — специально разработанным микрогигрографом [1], позволяющим измерять относительную влажность в слоях воздуха толщиной значительно меньше 1 мм. Постоянная времени использованного микрогигрографа составляла 0,45 с. Чувствительность измерительной системы для регистрации температуры составляла $0,05^{\circ}\text{C}$, а чувствительность микрогигрографа — 1% на мм шкалы регистрирующего прибора.

На рис. 1 представлен пример профилей осредненных по времени значений температуры, относительной и удельной влажности. Из рисунка видно, что на некотором расстоянии от водной поверхности (5—8 мм) имеется слой с инверсионным распределением температуры. Относительная и удельная влажность воздуха монотонно убывают с высотой. По известному распределению температуры и удельной влажности с помощью уравнения состояния влажного воздуха [2] было рассчитано изменение плотности по вертикали в приводном слое воздуха. Результаты расчета представлены также на рис. 1, из которого видно, что в исследованном слое воздуха наблюдалась неустойчивая стратификация плотности.

На том же рисунке приведены примеры записей пульсаций температуры и влажности. Пульсации температуры на высоте 1 мм имеют вид, типичный для турбулентного движения. Пульсации относительной влажности асимметричны, причем всплески влажности направлены только в сторону ее уменьшения, свидетельствуя о насыщенном состоянии водяного пара в тонком приводном слое. Такая картина наблюдается на высотах от 1 до 3 мм. На высотах $3 < z < 5$ мм характер пульсаций температуры сохраняется прежним, а пульсации влажности теряют асимметрию. На горизонтах $5 \leq z < 8$ мм на фоне беспорядочных пульсаций температуры появляются отдельные выбросы в сторо-

* В этой работе принимал участие В. П. Суханов.

ну увеличения последней. Выше 8 мм пульсации температуры имеют вид, типичный для режима свободной конвекции и наблюдающийся также в крупномасштабном конвективном движении в приземном слое воздуха [3, 4]: кратковременные всплески в сторону увеличения температуры и более продолжительные состояния, характеризующиеся почти полным отсутствием колебаний.

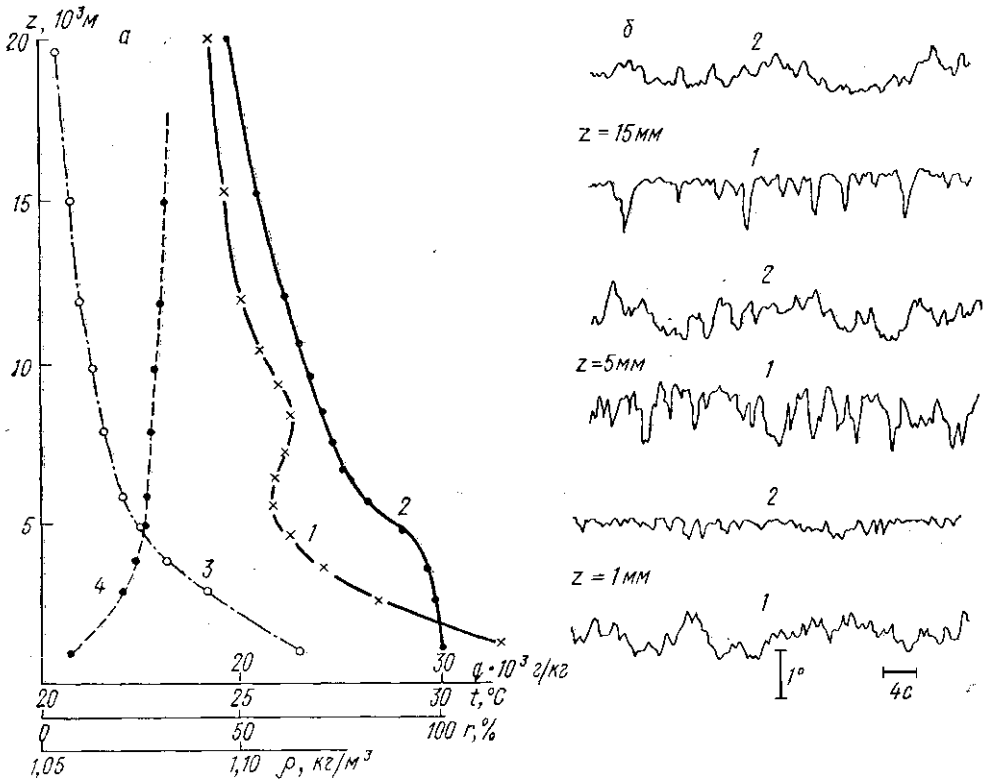


Рис. 1. Распределение по высоте температуры (1), относительной r (2) и удельной q (3) влажности и плотности ρ (4) воздуха над охлаждающей водной поверхностью (а). Примеры записей пульсаций температуры (1) и влажности (2) на различных расстояниях от подстилающей поверхности (б)

Из анализа экспериментальных данных было выяснено, что вертикальный профиль средней температуры удовлетворительно описывается логарифмическим законом, начиная с высоты 1 мм и до начала слоя инверсии. Выше этого слоя вертикальные профили средней температуры удовлетворяют закону Прандтля — Обухова [5], а среднеквадратичные отклонения — закону Пристли [3] для режима свободной конвекции.

Следовательно, анализ профилей средних значений и характера пульсаций температуры на различных горизонтах позволяет считать, что выше слоя инверсии температуры в воздухе реализуется режим свободной конвекции.

Известно, что свободная конвекция возникает, если число Рэлея $Ra = g \beta l^4 \left(\frac{dt}{dz} \right) / \nu \chi$ превышает некоторое критическое значение. Входящий в это выражение параметр длины l можно принять за высоту δ начала свободной конвекции и найти его величину из условия,

что при $Ra = Ra_{\text{крит}} \quad l = \delta$. Для конвекции в слое с твердой нижней границей и свободной верхней критическое число Рэлея равно 1100 [6]. Если принять это значение и для конвективного движения в приводном слое воздуха и учесть влияние влажности на распределение плотности, то для вычисления высоты начала конвекции получается выражение:

$$\delta = \left[\frac{Ra_{\text{крит}} \chi \nu}{g\beta \frac{dt}{dz} \left(1 + \frac{m}{Bo}\right)} \right]^{1/4}, \quad (1)$$

где g — ускорение свободного падения, β — коэффициент термического расширения воздуха, χ и ν — коэффициенты температуропроводности и кинематической вязкости воздуха, Bo — число Боуэна, $m = 0,61c_p t/L$, c_p — теплоемкость воздуха при постоянном давлении, L — скрытая теплота парообразования, t — температура воздуха.

Расчеты по формуле (1) дали для высоты начала свободной конвекции значение 7,8 мм, что хорошо согласуется с горизонтом 8 мм, выше которого в рассматриваемом случае выполняются законы, характерные для режима свободной конвекции. Градиент температуры $\frac{dt}{dz}$ при этих расчетах определялся по разности между постоянной температурой поверхности воды и температурой на горизонте, выше которого наблюдался режим свободной конвекции, т. е. на верхней границе слоя инверсии.

Таким образом, анализ экспериментального материала показывает, что в непосредственной близости к водной поверхности существует тепловой турбулизированный пограничный слой, а в верхней части рассматриваемого приводного слоя ($z > 8$ мм) имеет место свободная конвекция. Между этими слоями находится зона, в которой температурное поле перестраивается, и где на осредненных профилях наблюдается инверсия температуры. Здесь существуют элементы как конвективного, так и турбулентного движения.

Основываясь на анализе полученного экспериментального материала и используя концепцию ярусной конвекции [7, 8], можно предложить следующую модель температурного пограничного слоя над нагретой водной поверхностью. Процесс распространения тепла вверх от подстилающей поверхности идет посредством молекулярной, а затем турбулентной теплопроводности, и тепло накапливается в турбулизированном температурном пограничном слое, толщина которого с течением времени возрастает. Средний градиент температуры, вычисленный по разности температур подстилающей поверхности и верхней границы такого растущего пограничного слоя, уменьшается, но число Рэлея возрастает поскольку зависимость его от масштаба длины сильнее, чем от градиента температуры. Этот процесс длится до тех пор, пока число Ra не достигнет критического значения вследствие возрастания величины $l^4 \frac{dt}{dz}$. В этот момент температура на верхней границе слоя

равна $T_{\text{кр}}$. При этом возможен прорыв пограничного слоя и возникновение поднимающегося вверх термика. Теплые массы воздуха замещаются опускающимися вниз более холодными. Температура ниже предельной высоты δ при этом падает, и толщина пограничного слоя уменьшается до величины δ_1 . В результате этого число Ra становится меньше критического, всплывание масс теплого воздуха прекращается до тех пор, пока не создадутся условия для нового прорыва пограничного слоя. Происходит автоколебательный процесс, в резуль-

тате которого непрерывно подводимая от подстилающей поверхности тепловая энергия превращается в энергию периодически всплывающих термиков.

По записям пульсаций температуры для различных горизонтов были рассчитаны функции спектральной плотности. Все спектры для высот $z \geq 8$ мм имеют четко выраженный максимум на частоте 0,09 Гц. На спектрах же, рассчитанных для высот $z < 8$ мм, максимум на этой частоте отсутствует. Таким образом, анализ функций спектральной плотности пульсаций температуры подтверждает предлагаемую модель температурного пограничного слоя и дает представление о пробоях последнего, происходящих с некоторой статистически средней частотой.

Вид пульсаций температуры в зоне, охваченной свободной конвекцией (см. рис. 1), показывает, что время всплывания термика значительно меньше времени накопления тепла в пограничном слое. Вследствие этого на горизонтах в слое $(\delta - \delta_1)$ значение температуры, осредненное за время, много большее периода накопления и выброса тепла, должно быть меньше средней температуры в окрестности δ , т. е. в слое $(\delta - \delta_1)$ в среднем должно наблюдаться инверсионное распределение температуры. Наиболее четко при этом слой инверсии должен быть выражен на профиле минимальных температур, что и наблюдалось в эксперименте.

Как показал ряд работ, выполненных в природных условиях [9, 10, 11], профиль средней температуры воздуха в приводном слое водоемов при наличии потока тепла, направленного от воды в воздух, обладает особенностью, заключающейся в наличии на некоторой высоте над поверхностью воды слоя инверсии температуры. Профили температуры с инверсионным слоем, расположенным на расстоянии нескольких сантиметров от водной поверхности, наблюдались также авторами на озере Севан. Климатические условия озера Севан (условия высокогорья) таковы, что делают ночное выхолаживание водной поверхности преобладающим над всеми другими видами теплообмена. Наблюдения проводились в условиях полного штиля. Измерительная установка представляла собой вежу высотой 25 см, установленную вертикально в центре треугольной рамы, удерживающейся на плаву с помощью пенопластовых поплавков. На веже было установлено семь датчиков температуры, чувствительными элементами которых являлись термисторы МТ-54. С помощью горизонтальных кронштейнов датчики крепились в 15 см от несущей конструкции вежи. Подъемная сила поплавков была отрегулирована так, что нижний из термисторов был только покрыт водой. Остальные термисторы были расположены на горизонтах 1, 3, 5, 7, 10 и 15 см от нижнего датчика. Расстояние от вежи до берега составляло не менее 1 км.

Пример профилей температуры, измеренных на озере Севан, представлен на рис. 2. Из рисунка видно, что профиль температуры, имеющий место в природных условиях, подобен профилю, полученному в физическом эксперименте. Однако слой инверсии в приводном слое озера наблюдается на расстоянии значительно большем, нежели в условиях физического эксперимента. Последнее объясняется различием в перепаде температур между водной поверхностью и воздухом в природе и в лабораторной установке. Приняв для приводного слоя воздуха, так же как и для условий физического эксперимента, критическое значение числа Рэлея $Ra_{крит} = 1100$, можно по формуле (1) определить высоту начала зоны свободной конвекции, т. е. верхней границы инверсионного слоя температуры. Результаты расчетов величины δ хорошо

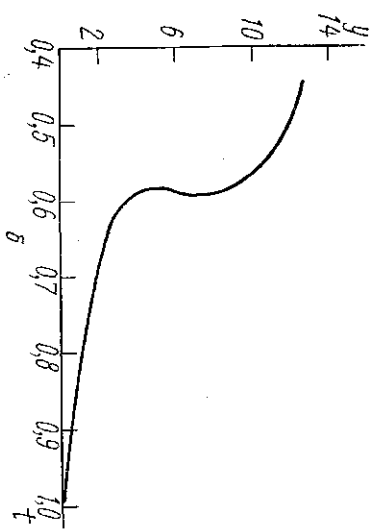
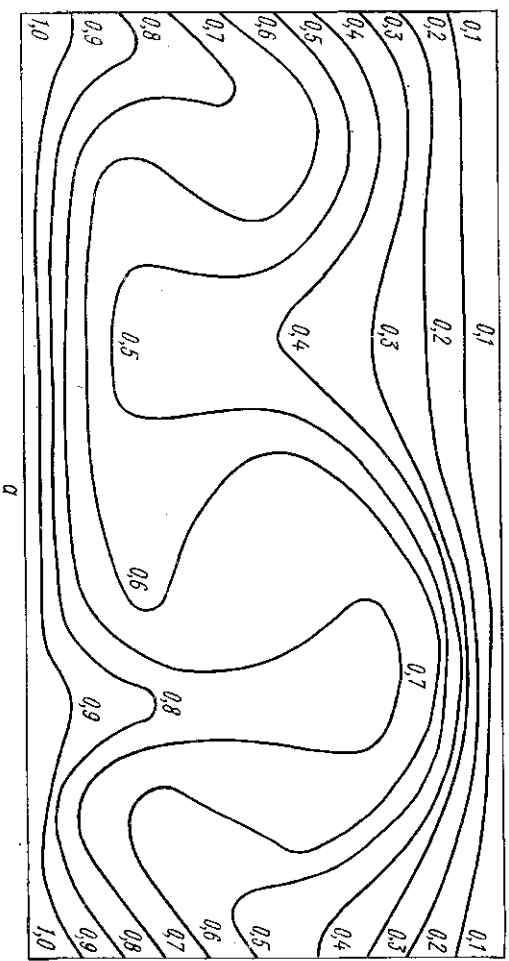
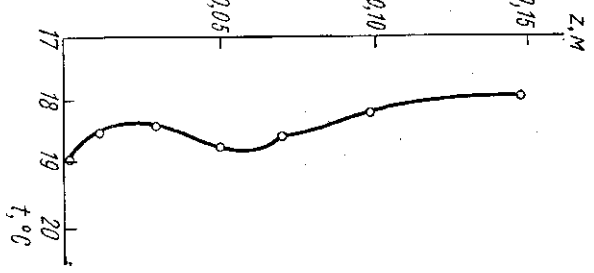


Рис. 3. Пример кинораммы поля температуры при $Gr=16000$ (а) и вертикальный профиль температуры (б), рассчитанный по мгновенному распределению температуры, приведенному на (а)

ис. 2. Вертикальный профиль температуры, измеренный в Привольном слое озера Севан



совпадают с высотами верхней границы слоя инверсии, найденными по измеренным профилям температуры. Следовательно, анализ материалов натуральных наблюдений показал, что структура пограничного слоя вблизи остывающей поверхности озера аналогична структуре температурного пограничного слоя, исследованного в описанном физическом эксперименте. Установлено подобие указанных температурных слоев по числу Рэлея.

Лабораторные и натурные исследования не предусматривали визуализацию картины конвективного движения в любой фиксированный момент времени. Поэтому для получения картины изолиний температуры и линий тока были привлечены результаты численного эксперимента, выполненного для сходных условий. В работе [12] решена задача о конвективном движении воды в вытянутой прямоугольной полости с твердыми стенками. Нижняя граница полости находилась при постоянной температуре, равной 8°C , а верхняя — при 0°C . На боковых стенках температура менялась по линейному закону, при этом в нижней части полости наблюдалась неустойчивая стратификация плотности.

Результаты расчетов показали, что при числе Грасгофа $Gr > 5000$ в полости реализовался режим автоколебаний, которые объясняются накапливанием тепловой энергии в пограничном слое и бурной конвективной разрядкой в виде «теплого пробоя» пограничного слоя с образованием всплывающего термика. На рис. 3, а, представлен пример кинограммы поля температуры при $Gr = 16\,000$. Рисунок наглядно иллюстрирует момент образования термика и сопровождающее его опускание более холодных масс жидкости. Приведенное на рис. 3, а, мгновенное распределение температуры в полости позволило рассчитать вертикальный профиль температуры (рис. 3, б). Каждая точка профиля получена осреднением температуры на фиксированном горизонте по всей линии полости. Температура и вертикальная координата представлены в безразмерном виде [12]. Результаты численного эксперимента свидетельствуют о том, что в случае развитого конвективного движения, характеризующегося режимом с «тепловым пробоем» пограничного слоя и образованием всплывающих термик, вертикальный профиль осредненной по горизонтали температуры обладает инверсионным слоем в распределении последней.

Таким образом, результаты лабораторных, натуральных и численных экспериментов подтверждают предложенную модель формирования нижнего яруса конвективного движения в приводном слое воздуха над нагретой поверхностью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анисимова Е. П., Сперанская А. А., Суханов В. П. Волосной гигрограф.— Информационные материалы по гидрометеорологическим приборам и методам наблюдений. Сб. 63. М., 1975, с. 5—8.
2. Хргиан А. Х. Физика атмосферы. Л., 1969, 646 с.
3. Пристли С. Х. Б. Турбулентный перенос в приземном слое атмосферы. Л., 1964, 123 с.
4. Иванов В. Н. Использование высотной метеорологической мачты ИЭМ для изучения пограничного слоя атмосферы.— Труды института экспериментальной метеорологии. М., 1970, вып. 12. 142 с.
5. Монин А. С., Яглом А. М. Статистическая гидромеханика. М., 1965, ч. 1, 639 с.
6. Гершуни Г. З., Жуховицкий Е. М. Конвективная устойчивость несжимаемой жидкости. М., 1972, 392 с.
7. Скворцов А. А. О тепловой конвекции и обмене в приземном слое атмосферы.— Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1951, № 6, с. 60—80.
8. Пшеная-Северин С. В. Модель накопления и перераспределения тепловой энергии в атмосферном слое.— ДАН СССР, 1970, 193, вып. 4, с. 808—811.

9. Кузьмин П. П. О вертикальном градиенте скорости ветра, температуры и влажности воздуха над морем.—Труды Гос. гидрол. института, 1941, вып. II, с. 51—63.
10. Клеванцова В. А., Бортковский Р. С., Преображенский Л. Ю. О методах градиентных наблюдений в море.—Труды Глав. геофиз. обсерватории, 1963, вып. 150, с. 85—97.
11. Андреев Е. Г., Хунджуа Г. Г. Экспериментальное исследование теплообмена между морем и атмосферой при мелкомасштабном взаимодействии.—Изв. АН СССР, физ. атмосферы и океана, 1974, т. X, № 10, с. 1110—1113.
12. Блохин А. С., Блохина Н. С., Макаева О. С., Старцева З. П. Теоретическое исследование конвективного движения жидкости вблизи температуры инверсии плотности.—Водные ресурсы, 1974, № 4, с. 154—169.

Поступила в редакцию
19.10.78