

Рассмотрим суточный ход относительной влажности $f = 100e/E$. В этой дроби величины в числителе и знаменателе имеют хорошо выраженный суточный ход. В околополуденные часы летом e уменьшается, а E сильно растет за счет повышения температуры. Вследствие этого f в послеполуденные часы резко уменьшается и достигает минимума в 15—17 ч. Максимальные значения f наблюдаются ночью при минимуме температуры (рис. 14.4).

5 Испарение

Скоростью испарения или *испарением* называют массу воды, которая испаряется за единицу времени с единичной поверхности. Это тот поток водяного пара Q'_0 , который уже был введен и рассматривался в предыдущих главах. Единица скорости испарения в системе СИ — $\text{кг}/(\text{с} \cdot \text{м}^2)$. На практике испарение рассчитывается за более длительный промежуток времени (час, сутки, месяц) и чаще всего в миллиметрах слоя воды, который испарился за этот промежуток. Поскольку плотность воды практически не отличается от $1 \text{ г}/\text{см}^3$, то легко понять, что существует простая связь:

$$Q'_0 \text{ г}/(\text{с} \cdot \text{см}^2) = 0,1Q'_0 \text{ мм}/\text{с} \text{ и } Q'_0 \text{ кг}/(\text{с} \cdot \text{м}^2) = Q'_0 \text{ мм}/\text{с}.$$

Эти соотношения справедливы для любой единицы времени.

Тепло, затрачиваемое на испарение воды с поверхности земли, представляет собой одну из важнейших составных частей теплового баланса деятельного слоя земли и атмосферы. На скорость испарения оказывают влияние много факторов: 1) скорость ветра, 2) шероховатость испаряющей поверхности, 3) стратификация приземного слоя, 4) размеры испаряющей поверхности, 5) характер растительного покрова и др.

К настоящему времени разработана методика расчета испарения с водной поверхности (море, океан, озеро, водохранилище). В непосредственной близости к водной поверхности водяной пар, как уже указывалось, находится в состоянии насыщения, и это обстоятельство значительно облегчает решение вопроса. Принято делить все водоемы на три группы: 1) малые водоемы (диаметром $d < 1 \text{ км}$); 2) ограниченные водоемы ($1 \text{ км} < d < 100 \text{ км}$); 3) неограниченные водоемы ($d > 100 \text{ км}$). На суше влажность воздуха в непосредственной близости к ее поверхности неизвестна, и ее трудно измерить. Однако, если измерена влажность хотя бы на двух высотах (градиентные измерения), то по излагаемой ниже методике можно рассчитать скорость испарения и с поверхности суши.

Над большими (неограниченными) водоемами температура и влажность воздуха, скорость ветра сравнительно медленно (при

отсутствии фронтов) изменяются по горизонтали и во времени: нестационарные и адвективные члены в соответствующих уравнениях малы. Мал в этих уравнениях и конвективный член, поскольку вблизи плоской поверхности мала вертикальная скорость.

При получении формулы для скорости испарения воспользуемся результатами, приведенными в п. 2. В случае расчета испарения с водной поверхности в качестве нижнего уровня, на котором известна доля пара, можно принять средний уровень воды ($z = 0$). Записывая формулу (2.3) для этого уровня, а затем разрешая ее относительно Q'_0 , получаем

$$Q'_0 = -\rho_0 \alpha_s c_3 (s_2 - s_0). \quad (5.1)$$

Коэффициент влагообмена с учетом формулы (7.4) главы 9 имеет вид

$$\alpha_s = \frac{\kappa^2}{\ln \frac{z_3 + z_0}{z_0} \ln \frac{z_2 + z_0}{z_0}}. \quad (5.2)$$

В (5.1) величина s_0 — доля водяного пара в непосредственной близости к водной поверхности (при $z = 0$), равная доле насыщенного пара при температуре поверхности воды T_0 : $s_0 = s_m(T_0, p_0)$. Таким образом, если T_0 и s_2 измерены, то с помощью формулы (5.1) можно определить скорость испарения с поверхности морей и больших озер и водохранилищ.

Если в формуле (5.1) произведем замену s на e , то она примет вид

$$Q'_0 = b_1 c_3 (E_0 - e_2), \quad (5.3)$$

где E_0 — давление насыщения при температуре T_0 ; e_2 — давление водяного пара на высоте z_2 ; $b_1 = 0,622 \alpha_s \rho_0 / p_0$.

Формулу (5.3) называют формулой Дальтона. Поскольку на морях практически отсутствует суточный ход метеорологических величин и турбулентного обмена, формулу (5.3) можно применять для расчета испарения за сутки и более длительные промежутки времени. В среднем для всего Мирового океана формула (5.3) имеет вид

$$Q'_0 = 1,34 \cdot 10^{-2} c_3 (E_0 - e_2), \quad (5.4)$$

где c_3 и e_2 — соответственно средние за сутки скорость ветра (м/с) и давление водяного пара (гПа) на уровне судовых измерений ($z_2 \approx 10$ м); Q'_0 — в г/(сут·см²).

Сравнение с опытными данными показало, что формулы (5.3) и (5.4) обеспечивают удовлетворительную точность расчетов (для средних условий). Следует лишь иметь в виду, что E_0 надо определять по температуре T_0 водной поверхности, а не по температуре воздуха вблизи воды. Последняя температура может суще-

ственно отличаться от T_0 ; это наблюдается, например, зимой над свободными от льда водоемами (в том числе водохранилищами).

Морская вода соленая. Средняя ее соленость составляет 35 ‰, т. е. в 1 кг воды содержится 35 г соли. При подсчете испарения с поверхности моря давление насыщения E_0 в формулах (5.3) и (5.4) следует брать по отношению к раствору соли. Хотя уменьшение E_0 за счет раствора невелико, оценки показывают, что пренебрежение этим эффектом может привести к завышению испарения до 10—20 %.

Формулы (5.3) и (5.4) используются также для расчета скорости испарения с поверхности снега. Однако в этом случае E_0 нужно заменить давлением насыщения над льдом ($E_{\text{л}}$) при температуре снежной поверхности. Поскольку $E_{\text{л}} < E_0$, то при прочих равных условиях скорость испарения с поверхности снега меньше, чем с поверхности воды. Получены следующие значения коэффициента b_1 в формуле (5.3) для снежных поверхностей с разной шероховатостью:

z_0 см	0,05	0,25	0,60
b_1	0,0051	0,077	0,0103

При подстановке таких значений b_1 в (5.3) получаем Q'_0 в мм/ч (имеется в виду толщина испарившегося за 1 ч слоя воды), если e_2 — давление пара (гПа) на высоте $z_2 = 10$ м. Для районов с устойчивым снежным покровом толщиной более 20 см рекомендуется $z_0 = 0,05$ см, при пятнистом и неустойчивом снежном покрове $z_0 = 0,25$ см, а при наличии над снегом стерни или стеблей $z_0 = 0,60$ см.

Анализ опытных материалов показал, что при одних и тех же значениях e_2 и e_3 скорость испарения с поверхности старого плотного снега и особенно льда значительно больше, чем с поверхности рыхлого (свежевыпавшего) снега. Объясняется это явление тем, что лед и плотный снег обладают большей теплопроводностью и, поскольку в этих условиях температура растет с глубиной, поток тепла из глубины, а вместе с ним и температура поверхности льда и плотного снега больше соответствующих величин в случае рыхлого снега.

Нередко на снежной поверхности происходит сублимация водяного пара. В этих случаях поток водяного пара направлен к поверхности ($Q'_0 < 0$), что возможно при $e_2 > E_{\text{л}}$. Испарение с поверхности снега (льда) прекращается при $e_2 = E_{\text{л}}(T_0)$, т. е. при относительной влажности воздуха $f_{\text{л}}$, равной $E_{\text{л}}(T_0)/E(T_2)$. Если относительная влажность на уровне z_2 больше $f_{\text{л}}$ ($f_2 > f_{\text{л}}$), то на поверхности снега (льда) происходит сублимация водяного пара. Так, если в период снеготаяния, когда $T_0 = 0^\circ\text{C}$, температура воздуха $T_2 = 5^\circ\text{C}$, то $f_{\text{л}} = 70\%$, и, следовательно, при $f_2 > 70\%$ происходит не испарение, а сублимация водяного пара.

Формулу (5.4) и подобные ей (многими авторами для различных бассейнов получены разные коэффициенты) можно использовать лишь для приближенной оценки испарения при некотором среднем состоянии волнения. Более точные результаты дает формула (5.1) при α_s , определенном по соотношению (5.2), поскольку здесь учитывается зависимость коэффициента влагообмена от шероховатости (волнения) водной поверхности.

Исследованиями океанологов установлено, что параметр шероховатости морской поверхности в общем случае является достаточно сложной функцией нескольких характеристик состояния воды и воздуха (скорости ветра, поверхностного натяжения, вязкости воды и воздуха и др.). Однако при хорошо развитом волнении, когда поля скорости ветра и волнения согласованы между собой, z_0 зависит только от скорости ветра. В этом случае z_0 связан со скоростью трения u_* соотношением

$$z_0 = 0,035u_*^2/g. \quad (5.5)$$

При стратификации, близкой к безразличной, u_* в свою очередь связана со скоростью ветра c_3 на высоте z_3 и с z_0 формулой (см. п. 3 главы 21):

$$u_* = \kappa \frac{c_3}{\ln \frac{z_3 + z_0}{z_0}}. \quad (5.6)$$

Формулы (5.1), (5.2), (5.5) и (5.6) позволяют определить скорость испарения с водной поверхности по измеренным T_0 , s_2 и c_3 при стратификации, не очень сильно отличающейся от безразличной (такая стратификация над морями преобладает).

Вопрос об испарении с малых и ограниченных водоемов относится к более общей проблеме — проблеме изменения (трансформации) свойств воздушного потока при движении его над неоднородной подстилающей поверхностью. Пусть некоторая воздушная масса в течение длительного времени двигалась над однородной подстилающей поверхностью, а затем переместилась на поверхность с существенно другими термическими и динамическими свойствами. Под влиянием вертикального и горизонтального обмена в движущейся массе начинается процесс изменения ее физических свойств (температуры, влажности, скорости ветра), который распространяется на слой большей или меньшей толщины в зависимости от времени, в течение которого воздух находится в новых условиях, и от интенсивности турбулентного обмена.

С количественной стороны процесс трансформации описывается уравнениями переноса тепла и влаги, а также уравнениями движения при соответствующих начальном и граничных условиях.

Остановимся на использовании уравнения теплового баланса деятельного слоя суши и воды

$$R_s = Q_0 + LQ'_0 + Q_M \quad (5.7)$$

для расчета скорости испарения. Если в это уравнение ввести отношение Боуэна

$$Bo = \frac{Q_0}{LQ'_0} = \frac{c_p}{L} \frac{T_2 - T_1}{s_2 - s_1}, \quad (5.8)$$

то оно примет вид

$$Q'_0 = \frac{R_s - Q_M}{L(1 + Bo)}. \quad (5.9)$$

При измеренном радиационном балансе (R_s) и рассчитанном потоке тепла в глубь почвы или воды (Q_M) формула (5.9) позволяет определить скорость испарения Q'_0 .

При определении Bo привлекаются (при отсутствии градиентных измерений) некоторые эмпирические соотношения. Так, над морем, где влажность тесно связана с температурой, отношение Боуэна можно рассчитывать лишь по разности температур вблизи поверхности моря и на высоте 10 м ($T_0 - T_{10}$):

$T_0 - T_{10}$ °C	7	4	1	0	-1
Bo	0,8	0,6	0,2	0	-0,6

Для суши установлена следующая связь между разностями температур:

$$T_0 - T_{1,5} = 15(T_{0,55} - T_{1,5}),$$

где $T_{0,55}$ и $T_{1,5}$ — температура воздуха соответственно на высотах 0,55 и 1,5 м, T_0 — температура воздуха вблизи почвы.

В предельном случае, когда теплообмен деятельного слоя с более глубокими слоями (Q_M) и с атмосферой (Q_0) отсутствует, уравнение (5.7) принимает вид

$$R_s = L(Q'_0)_{\max}, \quad (5.10)$$

т. е. весь приток радиации расходуется на испарение. Поскольку R_s редко превышает $1,05 \text{ кВт/м}^2$, то $(Q'_0)_{\max}$ не превышает $1,5 \text{ кг/(ч} \cdot \text{м}^2) = 1,5 \text{ мм/ч}$.

Оценка максимальных значений испарения представляет большой интерес при расчете норм орошения и водного режима искусственных водохранилищ. Избыточный полив вреден не только из-за лишнего расхода воды, но и потому, что он вызывает засоление почв.

Под *испаряемостью* понимают от количество воды, которое испарилось бы с поверхности суши в данной местности при неограниченном запасе влаги в почве.

В районах с избыточным увлажнением фактическое испарение близко к испаряемости. В засушливых районах испарение значительно меньше испаряемости. Исследованиями М. И. Будыко установлено, что испаряемость близка к величине $(Q_0)_{\max}$, определенной формулой (5.10).

6 Круговорот воды на Земле

Общеизвестна огромная роль воды и ее аномальных свойств в возникновении и поддержании жизни на нашей планете, в формировании погоды и климата Земли. Особенно велико значение пресной воды, без которой невозможно существование растительного и животного мира планеты. Во все возрастающих количествах пресная вода используется человеком как абсолютно необходимый продукт питания, так и в процессе многогранной производственной деятельности. Хотя в целом запасы воды на Земле велики (если ее равномерно распределить по земному шару, то образовался бы слой толщиной 2728 м), большая часть воды (96,5 %) сосредоточена в Мировом океане (занимающем 71 % поверхности Земли при средней глубине 3700 м). На остальные виды воды приходится, таким образом, всего 3,5 %, из них на долю пресной воды — 2,53 % общего ее количества на планете. Однако и эта сравнительно небольшая масса пресной воды исключительно неравномерно распределена по Земле: основная ее часть сосредоточена в ледниках и постоянно залегающем снежном покрове (68,7 %), в водоносных слоях земной коры (30,1 %) и в подземных льдах (0,86 %).

В наиболее доступных для потребления источниках пресной воды — руслах рек и озерах — находится лишь очень малая доля пресной воды: соответственно 0,006 и 0,26 % общих ее запасов. Оставшаяся пресная вода заключена в атмосфере (0,04 %), болотах (0,03 %) и биомассе (0,003 %). Совершенно очевидно, что эти запасы пресной воды были бы за сравнительно короткий период времени полностью исчерпаны, если бы не происходил круговорот воды в природе, в процессе которого осуществляется возобновление запасов воды. Определяющую роль в этом процессе играет атмосфера, где образовавшийся при испарении с земной поверхности водяной пар конденсируется и затем выпадает на землю в виде осадков.

В среднем за год, как уже указывалось, на поверхность земного шара выпадает $5,77 \cdot 10^{14}$ т осадков (слой воды толщиной $5,77 \cdot 10^{14} / 5,1 \cdot 10^{14} \text{ м} = 1131$ мм). В процессе испарения, конденса-