

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И КОНТРОЛЮ
ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

06
7

ТРУДЫ
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ
им. А. И. ВОЕЙКОВА

Выпуск

416

МЕТОДИКА
МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ
НАБЛЮДЕНИЙ

Под редакцией
канд. физ.-мат. наук
Д. П. БЕСПАЛОВА

Ленинградский
Гидрометеорологический институт
БИБЛИОТЕКА
Д. 195196 Милвоктинский пр., 98



ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1978

01210

Сборник содержит работы по усовершенствованию методики производства метеорологических и теплобалансовых наблюдений, оценке достоверности результатов и использованию этих оценок в методическом руководстве сетью станций.

Сборник рассчитан на специалистов УГМС (ГМО) и НИУ ГУГМС, занимающихся вопросами постановки и производства метеорологических наблюдений, обобщением и контролем качества результатов. Статьи по усовершенствованию методики измерений содержат полезный материал для специалистов, занимающихся разработкой приборов. В целом сборник является пособием для студентов и преподавателей вузов по метеорологической специальности.

The publication contains works on improving the technique for meteorological and heat balance observations, evaluating the reliability of results and using these evaluations in the Methodical Guide for network of stations.

The publication is intended for specialists working in the system of Hydrometeorological Service and dealing with meteorological observations, generalization and check of the results quality.

Papers on improving the measurement technique contain useful material for specialists engaged in instrument development. The publication is helpful for students and instructors of institutes specializing in meteorology.

Д. П. Беспалов, Т. П. Светлова

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ КОНТРОЛЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

Повышение эффективности использования природных ресурсов требует более детального учета метеорологических факторов, влияющих на производительность труда в большинстве отраслей народного хозяйства. Это ставит перед всеми подразделениями Гидрометеорологической службы задачу повышения качества метеорологической информации и прогнозов гидрометеорологических условий, в первую очередь повышения достоверности и детальности метеорологической информации, выдаваемой учреждениями Гидрометслужбы (УГМС, ГМО, ГМС) народнохозяйственным организациям.

Методическое руководство сетью метеорологических станций и постов является основным звеном в обеспечении высокого качества, полноты и достоверности получаемых данных. На всех этапах развития Гидрометслужбы основу методического руководства сетью составлял анализ качества данных метеорологических станций и изучение запросов народнохозяйственных организаций к полноте и пространственно-временному разрешению метеорологической информации. На основании этого планировались как размещение сети станций по территории, так и программа работы каждой станции в УГМС; постоянный анализ качества результатов наблюдений позволял оперативно выявлять причины и устранять появляющиеся недостатки в получаемой от станций и постов информации.

Увеличение объема метеорологических данных, обусловленное прежде всего переходом к восьми срокам наблюдений на всей сети, остро поставило вопрос о переходе к машинной обработке и машинному контролю получаемой информации.

Как показал опыт внедрения ЭВМ в региональных вычислительных центрах, применение высокопроизводительных ЭВМ для переработки метеорологической информации дает существенный экономический эффект только при условии использования их в полном цикле переработки, начиная с получения информации и кончая ее архивацией, позволяющей производить в дальнейшем любые расчеты и получать необходимые справочные данные. При

этом выяснилось, что чрезмерная централизация обработки и хранения данных приводит к большим задержкам в получении справочных данных, необходимых для местных народнохозяйственных организаций. Одновременно нарушается оперативность методического руководства сетью станций: подразделения УГМС получают с большими задержками (или не получают совсем) результаты машинного анализа качества наблюдений станций, а выполняемая раз в 3—4 года техническая инспекция оказывается малоэффективной как по своему содержанию, так и по возможности обнаружения недостатков в работе аппаратуры и производства наблюдений (не говоря уже о рациональном размещении станций, сохранении однородности рядов и сопоставимости данных разных станций).

Между тем применяемые в настоящее время методы оперативного контроля режимной метеорологической информации, если он проводится своевременно и результаты его интерпретируются надлежащим образом, могут и призваны обеспечить действенный надзор за деятельностью станций, позволяющий своевременно обнаружить признаки нарушения ее нормальной работы и наметить соответствующие меры их устранения.

Контроль позволяет исключить случайные ошибки (внутристанционный контроль) и выявить систематические ошибки, обусловленные несовершенством конструкций приборов, нестабильностью их метрологических характеристик (как во времени, так и от влияния внешних факторов), неправильной эксплуатацией приборов или неверной обработкой данных (межстанционный контроль). Тем самым удовлетворяются возросшие требования, предъявляемые к качеству информации и характерности ее для освещаемой территории.

Известно, что случайные ошибки имеют значение, как правило, только для отдельного измерения. При обобщении данных за некоторый период они практически исключаются. Ошибки систематического характера при анализе ежедневной информации остаются незамеченными, а между тем именно они существенно снижают качество получаемой метеорологической информации. Суждение о качестве метеорологической информации и, прежде всего, о наличии систематических ошибок в результатах наблюдений возможно только при сопоставлении результатов для группы станций и выносится специалистом на основании анализа вычисляемых ЭВМ при межстанционном контроле расхождений между интерполированным по данным окружающих станций и фактически наблюдаемым на контролируемой станции значениями [1].

Это расхождение (невязка), помимо возможной ошибочности самого измеренного значения на контролируемой станции, может быть обусловлено еще следующими причинами:

- а) наличием ошибочных данных на станциях, привлекаемых для получения интерполированного значения («влияющих»);
- б) неточностью климатических норм;
- в) недостаточно удовлетворительным выбором влияющих;

г) особенностями поля анализируемого элемента.

Невязка, превысившая допустимую по рассматриваемому элементу, может явиться следствием одной из этих причин или результатом их совместного проявления. В любом случае данные на контролируемой станции можно считать ошибочными, если только появление большой невязки не вызвано ни одной из упомянутых выше причин.

При оперативном контроле метеорологической информации эту задачу частично выполняет ЭВМ. Поскольку известно, что наличие ошибочных данных на некоторой станции приводит к появлению значительных расхождений между исходным и интерполированным значениями не только на этой станции, но и на ближайших к ней, в алгоритм программы включена процедура поочередного исключения влияющих станций и соответствующего пересчета интерполированного значения и невязки. Как правило, невязка максимальна для станции с ошибочными данными, что и дает возможность опознать последнюю.

Величина получаемых невязок в значительной мере определяется и правильностью задания климатических норм, поскольку для исключения влияния местных особенностей на измеренные значения метеорологических элементов интерполируются не сами значения, а их отклонения от нормы. Естественно, что при этом точность анализа зависит в первую очередь от того, насколько хорошо используемые при расчете невязок нормы соответствуют современным условиям расположения станций.

Касаясь выбора влияющих станций, следует только указать, что вопреки кажущейся очевидности подбор «влияющих» станций по тесноте корреляционной связи себя не оправдывает; решающим обстоятельством при выборе влияющих оказывается симметричность их расположения вокруг контролируемой. Невозможность до конца исключить влияние местных особенностей и подобрать влияющие так, чтобы они равномерно окружали контролируемую станцию, а также наличие особенностей анализируемого поля приводят к тому, что невязка интерполяции даже в случае отсутствия ошибочных данных на контролируемой и влияющих станциях, как правило, не равна нулю.

Эмпирические оценки возможных значений невязок интерполяции, сделанные по материалам наблюдений, не содержащим грубо ошибочных данных, с учетом степени неоднородности поля, используются в качестве допустимых невязок. Такие оценки, как и любые статистические оценки, позволяют установить только общие закономерности для всего набора реализаций, по которым они рассчитывались. При их применении к отдельным рассматриваемым ситуациям, а тем более для других физико-географических условий, нет никаких оснований ожидать, что они позволят гарантировать абсолютное распознавание недостоверной информации. Тем не менее опыт работы программ в РВЦ показывает, что после уточнения и детализации таких предварительных оценок применительно к особенностям региона, информация которого подвергается

контролю, специалисту для принятия окончательного решения о допустимости дальнейшего использования данных выдается не более 1—2% всей информации.

Результаты контроля режимной метеорологической информации (межстанционный контроль) не должны исчерпываться их приложением только к оценке качества информации. Прежде всего, как уже было показано в [2], уравнения аппроксимации участков поля элемента, рассчитываемые в процессе контроля, могут использоваться для получения справочных данных о значениях основных метеорологических элементов в любой точке рассматриваемой территории и практически в любой момент времени, а также для получения средних для некоторой области значений и градиентов.

Другим не менее важным аспектом использования результатов контроля должен стать совместный анализ невязок интерполяции значений элементов и норм, так как он позволяет получить численное выражение влияния местных условий на результат измерения на станции, т. е. меру нерепрезентативности станции по каждому элементу [3]. При этом, поскольку влияние микроклиматических особенностей обычно сказывается из месяца в месяц в течение всего года или, по крайней мере, в течение определенного сезона, немаловажным обстоятельством, подлежащим учету, становится и характер появления невязок, превысивших допуск. Интерполяция норм, прежде всего в районах с пересеченным рельефом, позволяет увидеть, насколько станция отличается от соседних, и количественно оценить таким образом меру ее нерепрезентативности.

Влияние рельефа наиболее четко сказывается на величине невязок минимальной температуры. Если нанести такие невязки на карту, можно выделить районы перегретые и выхолаженные в связи с влиянием форм рельефа.

Хорошо прослеживается и влияние крупных водоемов. Так, невязки интерполяции среднего максимума и минимума (рис. 1 и 2) для станций, расположенных на побережье Балтийского моря (Клайпеда, Нида, Светлогорск и Балтийск), во много раз превосходят невязки для внутренних станций (Тельшяй, Лаукува, Таураге). Они дают представление о значении микроклиматических поправок, характеризующих это влияние, и позволяют оценить его уменьшение по мере удаления станций от моря. Показательны в этом смысле невязки по разрезу Светлогорск, Калининград, Гвардейск, Черняховск.

Можно, пользуясь невязками интерполяции норм, оценить и влияние города. Известно, что изменение радиационного баланса, дополнительное поступление тепла в атмосферу и малый расход тепла на испарение приводят к более высокому термическому режиму внутри города по сравнению с окрестностями. Зимой эта разница меньше, чем летом, о чем свидетельствует и сопоставление невязок интерполяции средних минимумов и средних максимумов температуры в январе и июле для двух наиболее крупных городов Литовской ССР Вильнюса и Каунаса.

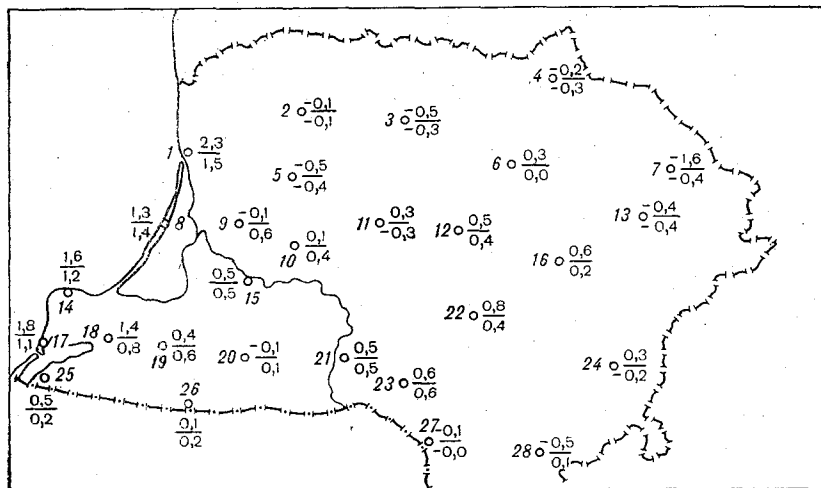


Рис. 1. Невязки интерполяции средней месячной минимальной (числитель) и средней месячной максимальной (знаменатель) температуры. УГМС Литовской ССР. Январь.

1 — Клайпеда, 2 — Тельшяй, 3 — Шяуляй, 4 — Биржай, 5 — Лаукува, 6 — Паневежис, 7 — Дусятос, 8 — Нида, 9 — Шилуте, 10 — Таураге, 11 — Рассейняй, 12 — Дотнува, 13 — Утена, 14 — Светлогорск, 15 — Советск, 16 — Укмерге, 17 — Балтийск, 18 — Калининград, 19 — Гвардейск, 20 — Черняховск, 21 — Кибартай, 22 — Каунас, 23 — Капсукас, 24 — Вильнюс, 25 — Мамоново, 26 — Железнодорожный, 27 — Лаздияй, 28 — Варена.

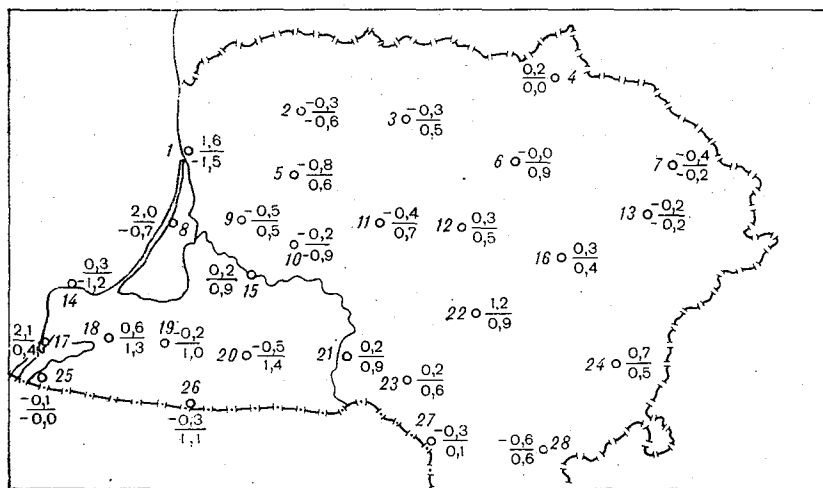


Рис. 2. Невязки интерполяции средней месячной минимальной (числитель) и средней месячной максимальной (знаменатель) температуры. УГМС Литовской ССР. Июль.

Условные обозначения см. рис. 1.

Особенности термического режима несколько нивелируются из-за того, что интерполяция производится по группе из 5—6 станций, тем не менее карты невязок норм дают четкое представление как велики отклонения от характерных условий практически в любой точке рассматриваемого района.

Результаты контроля позволяют, кроме того, выявлять ошибки в нормах и, что более важно, устанавливать соответствие исползуемых климатических норм современному местоположению станции. Последнее обстоятельство приобретает немаловажное значение в связи с задачей повышения информативности метеорологических характеристик, выдаваемых станцией. В этой связи заслуживают внимания данные, приведенные в работе [4], а именно: при внедрении программы контроля режимной метеорологической информации в Белорусском УГМС было выявлено, что по разным причинам нормы различных элементов на 17 станциях из 49 содержали ошибки или не соответствовали современному положению станции.

Наконец, детальный анализ невязок интерполяции и в первую очередь их изменений от месяца к месяцу по основным элементам и дополнительно по их разностям, отношениям и различного рода характеристикам (число дней, повторяемость отметок и др.) является действенным средством в отношении обнаружения ненормальной работы приборов, установления причин, ее вызвавших, а также в отношении выявления нарушений требований методики на блюдений за различными элементами.

Если появление невязок, превысивших допуск, а следовательно, и погрешностей в измерении для атмосферного давления связано в первую очередь с неисправностью приборов, исползуемых для этой цели (см. наст. сб.), то погрешности в измерении температуры воздуха и почвы на станциях чаще всего вызываются нехарактерностью станций, особыми условиями расположения метеоплощадок и приборов или, что сравнительно редко, неправильной установкой термометров.

Практически, как показывают методические инспекции, проводимые Главной геофизической обсерваторией, и плановые инспекции станций специалистами УГМС, за последние 10—15 лет не наблюдалось случаев эксплуатации неисправных термометров продолжительное время. Выявление погрешностей в измерении температуры воздуха и почвы на станциях возможно только при совместном анализе невязок интерполяции температуры и ее различных характеристик — средней максимальной, средней минимальной, максимальной из восьми сроков, минимальной из восьми сроков и др. Неисправность срочных термометров в будке и на почве вызывает увеличение невязок интерполяции средней месячной температуры. Однако, поскольку аналогичное увеличение невязок может быть вызвано и просто ошибочностью указанных значений зафиксированных в памяти ЭВМ, за счет каких-либо случайных причин, необходимо удостовериться, что превысили допуск одно временно и невязки интерполяции разностей между экстремаль

ными температурами (по минимальному и максимальному термометрам) и предельными температурами за один из восьми сроков наблюдений, отсчитываемыми по срочному термометру.

Ошибочность значений средней температуры за счет причин, не связанных с неисправностью срочного термометра, на величине последних разностей не сказывается и не приводит к увеличению соответствующих невязок (в случае исправных экстремальных термометров). Выявить неисправность экстремальных термометров можно, анализируя невязки разностей средних экстремальных температур между собой и сопоставляя их с максимальной и минимальной температурами из восьми сроков, что позволяет установить, какой из экстремальных термометров неисправен. Однако, как и в случае срочных термометров, затрудняет анализ то обстоятельство, что аналогичное влияние на невязку оказывает и просто ошибочность значения экстремальной температуры, зафиксированного в памяти ЭВМ. Тем не менее если невязка, превысившая допуск, повторилась и в следующем за контролируемым месяце, более вероятно, что имеет место неисправность термометра. Наиболее распространены две причины появления больших невязок: потеря максимальности, приводящая к занижению средней максимальной температуры, и откат ртути, вследствие которого последняя оказывается завышенной.

Неисправность ветровых измерителей вызывает появление больших невязок по средней скорости ветра и одновременно по разности средней и максимальной скоростей ветра из восьми сроков.

Особую трудность представляет анализ невязок интерполяции влажности воздуха, так как изменение характеристик влажности в еще большей мере, чем температура воздуха, зависит от местоположения станции.

Погрешности в измерении влажности вызываются главным образом неправильным уходом за приборами или их неисправностью. Существенные искажения в результаты наблюдений за влажностью может вносить и состояние психрометрической будки, но наиболее значительная часть ошибок обязана все же нарушению режима обслуживания.

Анализ невязок интерполяции влажности, как правило, не позволяет установить причину появления больших невязок, поэтому, приступая к нему, важно оценить возможное влияние таких факторов, как микрорельеф, близость водоемов, сезонное орошение и др., с тем чтобы отделить их проявление от влияния погрешностей измерения.

В случае если появление невязок, превысивших допуск, не удастся объяснить действием закономерных причин, необходимо обратить внимание на характер появления невязок в течение года, сооставив его со способом измерения влажности (гигрометр или психрометр) и наличием атмосферных явлений, оказывающих влияние на измерения влажности (метели, пыльные бури и др.).

При этом необходимо помнить, что контроль метеорологических характеристик на ЭВМ осуществляется двумя методами —

методом линейной интерполяции и с помощью уравнений регрессии, связывающих значения элемента на двух станциях или значения элемента с другими элементами, так как неучет этого обстоятельства при анализе невязок может привести к неверным выводам.

О плохом качестве наблюдений за облачностью свидетельствуют большие невязки интерполяции количества облаков, отношений количества общей облачности к нижней, а также числа ясных и пасмурных дней. Анализ результатов контроля затруднен из-за того, что по этому элементу наблюдения на всех станциях производятся визуально. При таком способе наблюдений возможны существенные ошибки как в определении количества, так и форм облаков. Однако дефекты наблюдений резче сказываются на числе ясных и пасмурных дней, чем на количестве общей облачности. По этой причине основным критерием для браковки наблюдений за облачностью следует считать появление невязок, превысивших допуск, по числу ясных и пасмурных дней.

Наконец, детальный анализ невязок интерполяции и их колебаний во времени позволяет определить необходимость конкретных изменений в расположении станций.

Таким образом, как показывает имеющийся опыт применения оперативной программы контроля режимной метеорологической информации, анализ результатов контроля, если он проводится своевременно и достаточно полно, является действенным средством осуществления методического руководства работой сети станций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берлин И. А. и др. О применении программ критического контроля режимной метеорологической информации к результатам наблюдений сети.— В кн. Автоматическая проверка и исправление данных гидрометеорологических наблюдений. М., Гидрометеиздат, 1975, с. 115—122.
2. Беспалов Д. П., Грибова Т. П., Светлова Т. П. Методика получения характеристик полей средних значений основных метеорологических элементов.— «Труды ГГО», 1972, вып. 280, с. 39—44.
3. Копычева В. С., Светлова Т. П. Критерии достоверности при контроле на ЭВМ дополнительных характеристик метеорологических элементов.— «Труды ГГО», 1975, вып. 345, с. 46—52.
4. Методические основы автоматизированной системы метеорологических наблюдений. Под ред. Д. П. Беспалова. Л., Гидрометеиздат, 1971. 119 с.
5. Светлова Т. П. О приложении методики объективного анализа к контролю поля давления.— «Труды ГГО», 1968, вып. 230, с. 36—42.

Т. П. Светлова

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ КОНТРОЛЯ СРЕДНЕГО МЕСЯЧНОГО ДАВЛЕНИЯ

Основными погрешностями измерения атмосферного давления на станции являются инструментальные погрешности барометра. Эти погрешности связаны прежде всего с нестабильностью нулевого уровня ртути в чашке (при переносах барометра, изменении объема чашки при смещении ее частей), а также с изменением уровня ртути в барометрической трубке вследствие изменения формы мениска из-за загрязнения ртути в трубке.

Суммарная инструментальная погрешность барометра может быть оценена в 0,2—0,3 мбар. Учитывая также дополнительную погрешность сличения чашечного барометра с инспекторским, а инспекторского с контрольным и далее с эталоном, можно считать общую погрешность измерения давления на станциях равной 0,3—0,4 мбар, по крайней мере как погрешность измерения относительно эталона [3].

Помимо указанных причин, погрешности в измеренных значениях давления могут быть вызваны ошибками при составлении или использовании поправочных таблиц [5].

Известно, что поле давления относится к числу гладких полей метеорологии: значение градиента давления не превышает 10^{-7} — 10^{-6} мбар/км в горизонтальном направлении и практически мало зависит от неоднородности подстилающей поверхности.

Однако, несмотря на то что атмосферное давление характеризуется значительно меньшей изменчивостью в пространстве, чем другие метеорологические элементы, точность интерполяции его оказывается ниже, чем можно было ожидать из соображений общего характера. Причиной этого является значительная неоднородность рядов наблюдений по давлению, вызванная субъективными факторами.

Удалось выявить два таких фактора. Первый заключается в том, что до настоящего времени приведение атмосферного давления к уровню моря на станциях производится по специально оставленной для каждой из них таблице. Расчет таких таблиц достаточно сложен и трудоемок, поэтому при ручном их составлении допускается некоторое количество ошибок. По имеющимся

в нашем распоряжении данным, среднее расхождение значений давления на уровне моря, содержащихся в табл. ТМ-1 и рассчитанных на ЭВМ, достигает $\pm 0,2$ мбар.

Другим фактором, приводящим к неоднородности рядов по давлению, является существовавший порядок сличения станционных барометров с инспекторским и принятия поправок в ГМО, согласно которому сличение производилось не реже одного раза в три года, независимо от состояния барометра и результатов контроля наблюдений за давлением.

Частые, нередко неправомерные изменения постоянных поправок, как показал объективный анализ полей давления, выполненный на ЭВМ, привели к неоднородности рядов, достигающей $\pm 0,3$ мбар.

Таблица

Невязки интерполяции норм давления (мбар) различной обеспеченности Северо-Западного УГМС. Редкая сеть

Месяц	Число случаев	Обеспеченность, %				σ
		25	50	75	100	
II	135	0,07	0,15	0,22	0,40	0,22
IV	135	0,03	0,08	0,21	0,40	0,22
VIII	135	0,05	0,12	0,22	0,30	0,20
XI	135	0,03	0,09	0,15	0,40	0,22

Очевидно, что совместное проявление этих двух факторов при известных обстоятельствах может привести к появлению неоднородности рядов, достигающей 0,5 мбар, а соответственно и к неоднородности поля норм.

Расчеты показали, что невязки интерполяции отклонений от нормы в среднем оказываются несколько больше, чем при интерполяции самих значений атмосферного давления. Именно по этой причине при оперативном контроле давления, в отличие от всех других метеорологических элементов, принято интерполировать не отклонения от нормы, а сами фактические значения давления на станциях.

В то же время оценка точности представления поля норм (табл. 1), выполненная на материале наблюдений 27 станций Северо-Западного УГМС, показывает, что даже в условиях разреженной сети станций, когда используются только станции, вошедшие в климсправочник, ряды наблюдений которых однородны, средняя квадратическая невязка интерполяции норм не превышает $\pm 0,2$ мбар, что хорошо согласуется с рекомендованной в [1] целесообразной точностью определения климатологических норм.

Методы критического анализа поля давления с помощью ЭВМ положенные в основу оперативной программы контроля режимов

ой метеорологической информации [1], не дают возможности конкретизировать причину погрешности, однако погрешности, превышающие 0,3—0,4 мбар, четко выявляются при анализе результатов такого контроля, что служит подтверждением высокой их эффективности.

Как было показано в [5], невязки интерполяции среднего месячного давления для станций, барометры которых длительное время не меняли или изменили свою постоянную поправку незначительно (не более чем на $\pm 0,3$ мбар), мало меняются по абсолютной величине со временем. В то же время любое нарушение плавного хода постоянной поправки, вызванное теми или иными причинами, приводит к изменению невязок для соответствующей станции.

Аналогично при отсутствии дефектов в наблюдениях за давлением соответствующие невязки для каждой рассматриваемой станции, в случае если аппроксимация участка поля проводилась по одному и тому же набору окружающих станций, также обычно мало меняются от месяца к месяцу, а любая неисправность барометра, повлекшая за собой возникновение заметной погрешности изменения давления, сразу же сказывается на величине невязки интерполяции.

Указанные обстоятельства позволяют, сопоставляя изменения во времени невязок интерполяции с соответствующими изменениями постоянных поправок по барометрическому журналу, установить момент нарушения нормальной работы барометра. Обычно инструментальная, а следовательно и постоянная, поправка прибора длительное время остается без изменения (или меняется незначительно, в пределах $\pm 0,2$ мбар). Такое изменение поправок может быть вызвано как объективными причинами (амальгамирование ртути, загрязнение трубки, незначительное отвинчивание шпильки), так и причинами субъективного характера, например за счет погрешностей сличения его показаний с инспекторским.

Одной из причин нарушения плавного хода постоянных поправок станционных барометров при их исправном состоянии является недостаточно точное сличение барометров. Однако более опасным следует признать внесение дополнительной неоднородности при решении вопроса о принятии новой поправки или оставлении старой.

После очередного сличения барометров, когда изменение инструментальной поправки близко к допустимому ($\pm 0,3$ мбар), нередко бывает трудно однозначно решить: оставить поправку прежней или принять новую. В результате новая поправка не принимается до тех пор, пока она не будет подтверждена при следующей инспекции. Такая ситуация возникает чаще всего при начавшемся окислении ртути. Учитывая, что промежуток времени между инспекциями обычно составляет не менее 3-х лет, а начавшийся процесс окисления идет с ускорением, в ряде случаев размер дополнительно внесенной неоднородности в ряды по давлению достигает 0,5 мбар.

Невязки интерполяции давления (мбар) в зависимости от принятой поправки барометра

Станция	Невязки интерполяции										
	до устранения неоднородности						после устранения неоднородности				
	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1961	1962	1963	1964	1965
Белогорка	0,34	0,22	0,10	0,08	-0,04	0,08	0,08	-0,06	0,14	0,03	0,03
Боровичи	0,27	0,32	0,32	0,05	-0,15	-0,13	-0,13	-0,13	-0,15	0,04	-0,15
Будогощь	-0,26	-0,28	-0,46	-0,62	-0,24	-0,30	-0,28	-0,28	-0,06	-0,22	-0,24
Валдай	0,50	0,54	0,71	0,14	0,02	0,08	0,03	0,03	0,05	0,10	0,13
Волосово	0,47	0,41	0,53	0,16	0,10	0,29	0,25	0,35	0,20	0,20	0,12
Ленинград	0,03	0,02	0,02	0,08	-0,15	0,04	0,03	0,03	0,08	0,12	-0,10

Невязки интерполяции атмосферного давления (мбар). УГМС Литовской ССР, 1975 г.

Станция	Месяц										
	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI		
	Траку-Воке	0,46	0,60	0,52	0,76	0,90	0,94	0,88	0,10	0,05	
Вильнюс	0,38	0,26	-0,08	0,07	-0,06	0,07	0,15	-0,08	0,08		
Варена	0,20	0,23	-0,07	-0,16	-0,10	-0,14	-0,22	-0,12	0,15		

Если в рядах давления, как было показано в [5], исключить неоднородность, вызванную вышеуказанным обстоятельством, обладающая часть невязок интерполяции не будет выходить за пределы $\pm 0,3$ мбар. Подтверждением сказанному могут служить данные табл. 2, в которой сопоставляются невязки интерполяции среднего месячного давления за август 1961—1965 гг., полученные по данным до устранения неоднородности и по данным, в которых путем введения соответствующих поправок неоднородность была устранена. Для наглядности в этой же таблице приведены невязки для ГМС Ленинград, на которой длительное время постоянная поправка барометра не менялась.

Проведенный опыт дает основание утверждать, что, располагая невязками интерполяции за период, предшествующий инспекции, можно вполне однозначно решить вопрос о правильности принятия новой постоянной поправки. Новая постоянная поправка должна быть принята только в том случае, если она не увеличит заметно невязки интерполяции для рассматриваемой инспекции.

Поскольку невязка интерполяции представляет собой разность значений полученного по данным окружающих станций и фактически наблюдаемого на рассматриваемой станции, предполагаемое изменение постоянной поправки относится только к последнему. Следовательно, невязка интерполяции для рассматриваемой станции в случае принятия новой поправки изменится на величину предполагаемого изменения поправки, взятого с обратным знаком. Рассмотрим порядок такого анализа на примере ст. Будогощь (см. бл. 2).

При очередном сличении барометра ГМС Будогощь 20 сентября 1963 г. была получена постоянная поправка 0,7 мбар. По данным предыдущего сличения 26 апреля 1960 г. она равнялась 1,2 мбар. Состояние барометра по внешнему осмотру оказалось удовлетворительным, мениск выпуклый. Для решения вопроса о принятии новой поправки или оставлении старой обратимся к невязкам интерполяции для этой станции, приведенным в табл. 2 (до установления неоднородности). За предшествующий период 1961—1963 гг. они составили соответственно 0,26, 0,28 и 0,46 мбар. Предполагаемое изменение постоянной поправки составляет — 0,5 мбар. В случае принятия новой постоянной поправки (0,7 мбар) невязка интерполяции на момент проведения инспекции (т. е. для августа 1963 г.), равная — 0,46 мбар, изменится на величину предполагаемого изменения поправки, взятого с обратным знаком, т. е. на 0,5 мбар, и окажется $+0,04$ мбар. Таким образом, принятие новой постоянной поправки, равной 0,7 мбар, должно значительно уменьшить невязку интерполяции для рассматриваемой станции; следовательно, ее следует принять.

Подтверждением правильности полученного вывода служат результаты последующей инспекции, проведенной 23 апреля 1965 г., которая подтвердила изменение постоянной поправки барометра ГМС Будогощь.

Можно удостовериться в этом и на основании анализа невязки интерполяции за 1963—1965 гг. Так, невязки интерполяции давления за 1963—1964 гг. достаточно велики ($-0,46$ и $-0,62$ мбар) поскольку интерполировались данные по давлению, исправленному старой поправкой, которая перестала отражать состояние барометра к этому моменту. В то же время невязка интерполяции полученная за август 1965 г., после принятия новой постоянной поправки резко уменьшилась, что является дополнительным показателем эффективности предлагаемой методики анализа.

В тех случаях, когда момент появления невязок, превысивши критическое значение, совпадает по времени с принятием новой постоянной поправки, необходимо взять под сомнение результат проведенного сличения барометров.

Известно, что время, за которое постоянная поправка стационарного барометра может существенно (более чем на $\pm 0,3$ мбар) измениться, зависит от качества прибора и обращения с ним в первую очередь при его транспортировке и переносах.

Анализ невязок интерполяции, выдаваемых на печать при работе оперативной программы контроля режимной информации, не менее эффективен и в качестве сведений о состоянии барометра на сети, а также при планировании очередных сличений стационарных барометров с инспекторским.

Как уже упоминалось выше, любая неисправность стационарного барометра, приведшая к возникновению погрешности измерения, немедленно сказывается на величине невязки. Так, скачок в ходе давления за счет попадания воздуха в барометрическую трубку вызывает увеличение невязки интерполяции для месяца в который оно произошло (или следующего за ним!) и будет вызывать появление невязок, превысивших допуск, до тех пор, пока дефект не будет устранен или произведена замена барометра.

Окисление ртути в барометрической трубке происходит обычно медленно и вызывает постепенное нарастание невязки интерполяции, аналогичное тому, как это имело место для барометра ГМ Будогощь (см. табл. 2).

При отвинчивании чашки или потере ртути характер изменения невязок от месяца к месяцу однозначно связан с тем, как происходил этот процесс — скачком или постепенно. Легко проследить это на примере ст. Траку-Воке, невязки интерполяции атмосферного давления по которой приводятся в табл. 3.

Для наглядности в этой же таблице помещены невязки по двум соседним с Траку-Воке станциям, а именно Вильнюс и Варен. Заметное увеличение невязки от месяца к месяцу для ст. Траку-Воке было вызвано постепенным отвинчиванием чашки у барометра, установленного на этой станции.

При проверке, осуществленной 22 сентября 1975 г., было обнаружено, что чашка отвинчена на пять оборотов. После устранения указанного дефекта невязка атмосферного давления на ст. Траку-Воке резко уменьшилась и пришла в соответствие с соседними станциями.

Погрешности из-за неудовлетворительной установки прибора возникают реже, чем из-за его неисправности.

Необходимо, однако, иметь в виду, что, помимо указанных выше причин, увеличение невязки интерполяции может вызываться изменением высоты барометра, если сведения о нем оказались не введенными в память ЭВМ.

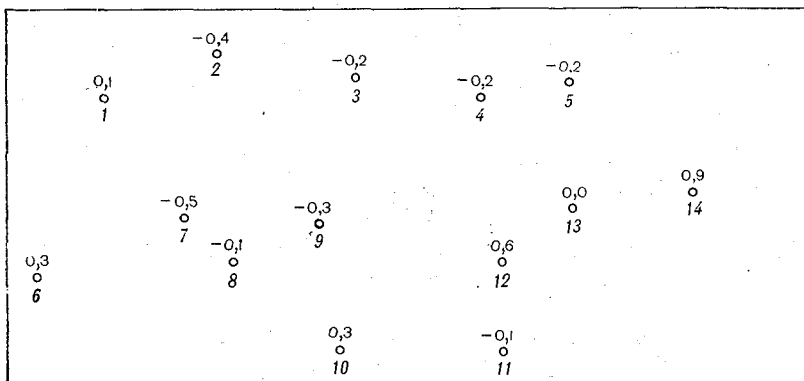
Отсюда следует, что прежде чем вынести заключение о неисправности барометра на основании результатов контроля режимной метеорологической информации, необходимо проверить правильность значения высоты установки барометра, используемого для приведения давления к уровню моря на станции с выделившейся невязкой интерполяции. Характерным в этом отношении является пример, приведенный в работе [2] для ГМС Пионерский, где в марте 1974 г. была неверно определена высота барометра после переноса станции. Для наглядности ниже приведены невязки интерполяции для трех предшествующих переносу месяцев трех следующих за ним:

Месяц	I	II	III	IV	V	VI
Невязка, мбар	0,55	0,48	0,54	1,33	1,26	1,18

В случае если невязка интерполяции превысила допустимую только в одном каком-то месяце, более вероятно, что причина ее появления — ошибочность значения давления, зафиксированного в памяти ЭВМ для соответствующего месяца.

Вопрос о необходимости сравнения станционного барометра инспекторским при предстоящей инспекции можно решить, анализируя невязки интерполяции среднего годового давления.

На рисунке приведены невязки среднего давления за 1972 г. для группы станций Северо-Западного УГМС. Нетрудно заметить,



Невязки интерполяции среднего давления за 1972 г. по группе станций Северо-Западного УГМС.

1 — Холм, 2 — Марёво, 3 — Осташков, 4 — Кувшиново, 5 — Торжок, 6 — Великие Луки, 7 — Торопец, 8 — Зелёная Дубна, 9 — Лесной заповедник, 10 — Белый, 11 — Сычевка, 12 — Ржев, 13 — Старица, 14 — Тургиново.

что они лишь для нескольких станций близки к предельному значению 0,5 мбар или превосходят его. Если большая невязка для ГМС Тургиново может быть отчасти объяснена ее положением в краю рассматриваемой области, то аналогичные невязки для станций Ржев и Торопец требуют более подробного анализа. С этой целью необходимо воспользоваться сведениями из барометрического журнала.

Барометр ГМС Тургиново сравнивался с инспекторским в 1965 г., постоянная поправка была принята равной +0,6 мбар. При следующем сравнении в 1970 г. была получена постоянная поправка +1,2 мбар, но принята она не была.

Барометр ГМС Ржев сравнивался с инспекторским в 1971 г. постоянная поправка принята равной +1,1 мбар, однако отмечено, что в верхней части трубки имеется пузырек воздуха диаметром около 2,5 мм. Следующее сравнение, проведенное в ноябре 1972 г. показало, что постоянная поправка барометра уменьшилась до +0,5 мбар.

Барометр ГМС Торопец с 1963 г. имеет постоянную поправку +1,2 мбар, при сравнении в 1969 г. подтвердилась прежняя поправка.

Представляется, что в план очередных инспекций следует включить сравнение барометров на ГМС Тургиново и Торопец.

Большая невязка на ГМС Ржев связана с тем, что изменение постоянной поправки было выявлено только в ноябре 1972 г., по этому среднее годовое давление оказалось завышенным.

Правильность сделанных выводов подтвердили проведенные в дальнейшем инспекции. Так, сравнение барометра ГМС Тургиново в мае 1976 г. показало, что поправка барометра вместо принятой в 1965 г. +0,6 мбар стала равной +1,4 мбар, чем и объясняется большая невязка для этой станции.

При сравнении барометра ГМС Торопец в марте 1973 г. в барометрической трубке был обнаружен пузырек воздуха диаметром около 6 мм, а постоянная поправка увеличилась вдвое и стала равной +2,2 мбар. Естественно, что это не могло не привести к увеличению невязки среднего годового давления.

Аналогичным образом можно установить и момент возникновения неоднородности в рядах наблюдений за давлением. Анализ невязок среднего годового давления в этом случае должен быть дополнен анализом невязок средних месячных значений для того года, в котором впервые невязка достигла критического значения, т. е. превысила среднюю погрешность измерения давления на станциях.

Для получения полного и правильного представления о состоянии измерений атмосферного давления на сети станций и решении всех возникающих при этом вопросов недостаточно исходить только из анализа невязок за текущий месяц. Необходимо иметь четкое представление о порядке величин невязок в предшествующие месяцы и тенденции их изменения от месяца к месяцу. Неисправность барометра, если она своевременно не замечена и не устранена

(или не заменен прибор!) обычно вызывает систематическое из месяца в месяц появление невязок, превысивших допустимую.

Таким образом, исходя из предложенных выше принципов анализа невязок и учитывая всю совокупность сведений, касающихся барометров, их установки и поправок, из технических дел станций и барометрического журнала, можно успешно осуществлять постоянный надзор за состоянием барометров с целью получения только надежных данных по давлению.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Будыко М. И., Дроздов О. А. О применении осреднения в климатических исследованиях.— «Метеорология и гидрология», 1966, № 10, с. 3—6.
2. Грошева Л. А. О проведении критического контроля данных на ЭВМ.— «Труды ГГО», 1975, вып. 375, с. 10—12.
3. Методические основы автоматизированной системы метеорологических наблюдений. Под ред. Д. П. Беспалова. Л., Гидрометеониздат, 1971. 119 с.
4. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 10. Ч. 1. 239 с.
5. Светлова Т. П. О применении методики объективного анализа к контролю поля давления.— «Труды ГГО», 1968, вып. 230, с. 36—42.

Э. Г. Богданова, И. Г. Горбунова, Ю. В. Макарова

ПОГРЕШНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ИНТЕНСИВНОСТИ ДОЖДЕЙ С ПОМОЩЬЮ СТАНДАРТНОГО ПЛЮВИОГРАФА

Плювиограф — традиционный метеорологический прибор, используемый на широкой сети станций всего мира уже в течение нескольких десятков лет. Он предназначен для регистрации интенсивности жидких осадков и, как всякий самописец, способен давать разнообразную информацию об измеряемом элементе, несравненно более полную, чем можно получить из дискретных измерений.

Вид информации, получаемой от самописца, определяется методикой обработки записей прибора и способом представления результатов. Качество этой информации зависит от конструктивных свойств прибора и методов его эксплуатации.

Хотя плювиограф используется уже очень давно, публикация его данных чрезвычайно скудна и отрывочна. Публикуемые материалы представляют собой разнородные характеристики осадков не только в разных странах мира, но и в одной и той же стране в разные периоды времени. Все это сильно затрудняет оперативное применение получаемых сведений и делает практически невозможными любые режимные обобщения. Кроме того, плювиограф очень слабо исследован как прибор — его инструментальные погрешности оценены совсем недавно [4, 11] и только в первом приближении. Эти оценки нуждаются в уточнении и детализации.

Учет временного и пространственного распределения различных средних и вероятностных характеристик интенсивности дождей необходим при проектировании и обслуживании строительных объектов, линий электропередачи, наземного и воздушного транспорта, радиосвязи, радиолокации, в гидропрогнозах и в почвоведении. И этот перечень потребителей еще не полон. Современные публикации ни в коей мере не удовлетворяют эти потребности, и при решении очередной задачи приходится каждый раз ставить специальные исследования, чтобы извлечь необходимые сведения непосредственно из первичных архивных материалов — иными словами из таблиц первичной обработки лент плювиографов. При этом часто выясняется, что принятая методика обработки плювиограмм не

обеспечивает возможности получения информации в нужном виде. Приходится довольствоваться неудобными характеристиками, так как заново обрабатывать ленты самописца нужным образом невозможно — они не хранятся.

Таким образом, создается явное несоответствие: существует настоятельная потребность в определенной метеорологической информации и есть прибор, способный удовлетворить эту потребность. Но инструментальные погрешности прибора оценены весьма приближенно, а методика обработки и представления его данных чрезвычайно затрудняет или делает невозможным их использование.

В данной работе делается попытка уточнить количественные оценки систематических ошибок пювигрофа, а также уяснить, с какой достоверностью получаются основные характеристики интенсивности при существующей системе обработки пювигрограмм.

Материалом для исследования послужили результаты сравнений стандартного пювигрофа с наземным, приемная поверхность которого находится вровень с поверхностью земли [4]. Такие наблюдения проводились в течение нескольких летних сезонов в период с 1964 по 1969 г. на трех экспериментальных базах по усовершенствованию методики измерения осадков: в Омске, Астраханке (Приморье) и на Молдавской стоковой станции. Кроме наблюдений по наземному и стандартному пювигрофам, в то же время на базах проводился широкий комплекс метеорологических измерений с целью получения всесторонних оценок погрешностей различных осадкомеров [7—9]. Результаты этих измерений, в частности скорость ветра во время осадков на уровне прибора и суммы осадков по наземному дождемеру, также использовались в данной работе.

Целесообразно рассмотреть отдельно обе поставленные задачи — оценку инструментальных погрешностей пювигрофа и оценку пригодности получаемой информации в том виде, который обусловлен существующей системой обработки. Необходимо лишь предварительно установить, какие именно характеристики интенсивности нужно исследовать. Очевидно, следует выбрать такие характеристики, которые целиком использовали бы информационные возможности прибора и наилучшим образом могли бы удовлетворить основные требования потребителей. С этой точки зрения разумнее всего фиксировать с возможной подробностью ход интенсивности каждого дождя и по этим данным рассчитывать при необходимости любые соотношения между суммой, продолжительностью и интенсивностью дождей за различные промежутки времени. Наибольший интерес для большинства потребителей в настоящее время представляют относительные количества осадков, выпадающих с определенной интенсивностью, а также продолжительность периодов с осадками разной интенсивности [1—3]. В соответствии с этим в качестве анализируемых характеристик были выбраны кривые распределения количества жидких осадков по их интенсивности.

Основные месячные характеристики дождей по данным наземного
и стандартного плувиографов

Год, месяц	X_H мм	$X_{ст}$ мм	τ_H ч	$\tau_{ст}$ ч	I_H мм/ч	$I_{ст}$ мм/ч	K_X	K_τ	K_I	v м/с
Омск										
V 1964	2,9	2,5	1,4	1,4	2,07	1,79	1,16	1,00	1,17	3,4
VI	82,1	71,4	52,5	49,6	1,56	1,44	1,15	1,06	1,08	3,6
VII	48,3	44,9	27,1	25,8	1,78	1,74	1,08	1,05	1,02	2,4
VIII	35,4	32,8	21,8	18,4	1,62	1,78	1,08	1,18	0,91	1,4
IX	9,8	8,5	18,1	17,6	0,54	0,48	1,15	1,03	1,13	1,8
IV 1965	3,2	2,8	8,9	8,7	0,36	0,32	1,14	1,02	1,13	2,6
V	10,8	9,7	9,1	8,8	1,19	1,10	1,11	1,03	1,08	3,9
VI	13,7	12,6	4,0	3,6	3,41	3,50	1,09	1,11	0,97	2,2
VII	11,4	10,8	6,2	5,9	1,82	1,83	1,06	1,05	1,00	1,9
VIII	47,3	44,2	43,8	40,4	1,08	1,09	1,07	1,08	1,00	2,1
IX	38,4	36,1	63,7	62,9	0,60	0,57	1,06	1,01	1,05	2,3
X	3,6	3,2	4,9	4,8	0,73	0,66	1,13	1,02	1,10	2,4
VII 1966	41,9	38,0	22,9	20,4	1,83	1,86	1,10	1,12	0,98	4,0
VIII	25,7	23,5	12,8	12,0	2,01	1,96	1,09	1,07	1,03	2,3
IX	13,8	12,0	18,2	16,3	0,76	0,74	1,15	1,12	1,03	3,1
X	9,4	7,7	25,9	23,3	0,36	0,33	1,32	1,11	1,09	—
V 1967	8,3	6,5	14,3	12,2	0,58	0,53	1,28	1,17	1,09	3,3
VI	30,4	26,4	25,9	20,9	1,17	1,26	1,15	1,24	0,93	3,0
VII	66,3	59,1	42,4	41,4	1,56	1,43	1,12	1,02	1,04	2,1
VIII	68,9	62,0	38,7	37,2	1,78	1,67	1,11	1,04	1,07	1,7
IX	25,1	21,5	43,2	35,3	0,58	0,61	1,17	1,22	0,95	1,9
X	20,0	17,2	35,4	32,9	0,56	0,52	1,16	1,08	1,08	2,2
V 1968	8,8	7,9	11,9	10,7	0,74	0,74	1,11	1,11	1,00	1,7
VI	77,1	72,8	28,1	24,9	2,75	2,92	1,06	1,13	0,93	2,5
VII	100,6	87,5	80,5	70,6	1,25	1,24	1,15	1,14	1,01	1,9
VIII	20,0	17,1	28,0	25,3	0,71	0,68	1,17	1,11	1,04	1,9
IX	39,4	35,9	60,1	55,9	0,66	0,44	1,09	1,08	1,50	1,9
V 1969	12,5	11,2	22,1	18,3	0,57	0,61	1,12	1,21	0,93	2,6
VI	49,9	45,6	38,1	34,7	1,31	1,31	1,09	1,10	1,00	3,1
VII	48,9	44,5	31,2	27,0	1,57	1,65	1,10	1,16	0,95	2,9
VIII	25,0	22,8	37,3	32,7	0,67	0,69	1,10	1,14	0,97	2,5
IX	5,0	4,6	10,4	6,7	0,48	0,70	1,09	1,55	0,69	2,5
Астраханка										
V 1964	46,1	40,3	34,8	31,6	1,32	1,27	1,14	1,10	1,04	5,0

Год, месяц	X_H мм	X_{CT} мм	τ_H ч	τ_{CT} ч	I_H мм/ч	I_{CT} мм/ч	K_X	K_τ	K_I	v м/с
VI 1964	64,3	52,1	70,5	71,0	0,91	0,77	1,23	1,00	1,18	5,3
VII	37,7	28,6	29,6	41,6	1,27	0,86	1,32	0,71	1,48	5,8
VIII	50,4	40,4	43,4	38,8	1,16	1,09	1,25	1,12	1,06	5,3
IX	53,7	41,3	39,7	38,5	1,35	1,10	1,30	1,03	1,23	5,7
V 1965	46,6	38,9	44,3	36,3	1,05	1,09	1,20	1,22	0,96	6,6
VI	33,8	27,3	20,0	19,3	1,69	1,45	1,23	1,04	1,17	5,7
VII	38,5	35,1	33,1	33,5	1,16	1,06	1,10	0,99	1,09	6,5
VIII	139,2	127,2	78,3	77,3	1,78	1,69	1,09	1,01	1,05	5,1
IX	17,3	14,9	19,8	16,7	0,87	0,91	1,16	1,19	0,96	—
X	24,1	23,2	17,7	16,4	1,36	1,41	1,04	1,08	0,96	5,2
V 1966	32,2	29,4	35,2	35,4	0,91	0,88	1,10	0,99	1,03	5,5
VI	11,0	8,8	9,2	9,0	1,20	1,14	1,25	1,02	1,05	5,4
VII	149,2	142,4	57,5	55,0	2,59	2,65	1,05	1,05	0,98	2,5
VIII	122,4	107,2	90,0	88,3	1,36	1,22	1,14	1,02	1,11	2,2
IX	8,3	7,3	5,4	6,9	1,54	1,16	1,14	0,78	1,33	3,7
X	1,4	1,1	1,7	1,7	0,82	0,82	1,27	1,00	1,00	—
V 1967	18,5	15,5	20,2	19,5	0,92	0,83	1,19	1,04	1,11	—
VI	42,1	33,3	47,1	52,7	0,89	0,65	1,26	0,89	1,37	3,8
VII	101,6	93,5	31,5	27,9	3,23	3,43	1,09	1,13	0,94	4,4
VIII	58,6	46,9	26,5	32,5	2,21	1,61	1,25	0,82	1,37	4,0
IX	23,6	20,7	23,6	22,5	1,00	0,92	1,14	1,05	1,09	4,4
X	11,2	9,9	9,9	7,6	1,13	1,28	1,13	1,30	0,88	2,1
V 1968	16,1	12,7	32,3	34,9	0,50	0,41	1,26	0,93	1,22	4,6
VI	99,3	87,3	68,9	66,3	1,44	1,19	1,14	1,04	1,21	5,0
VII	17,8	14,9	22,8	22,5	0,78	0,70	1,19	1,01	1,11	5,1
VIII	12,5	9,8	12,0	9,9	1,04	0,99	1,28	1,21	1,05	4,5

Молдавская стоковая станция

IV 1966	23,9	21,2	22,0	19,1	1,09	1,11	1,13	1,15	0,98	—
V	29,3	24,9	29,8	25,3	0,98	0,98	1,18	1,18	1,00	—
VII	31,2	27,9	17,5	19,8	1,78	1,40	1,12	0,88	1,27	—
VIII	59,4	52,8	29,1	24,0	2,04	2,22	1,13	1,21	0,92	3,2
IX	19,8	17,6	15,1	16,2	1,31	1,09	1,13	0,93	1,20	2,4
V 1968	30,7	29,7	28,3	19,7	1,08	1,49	1,03	1,44	0,72	3,7
VI	19,7	18,5	14,9	12,9	1,32	1,32	1,06	1,16	1,00	3,2
VII	101,8	94,4	47,7	43,2	2,13	2,22	1,08	1,13	0,96	3,3
VIII	37,0	34,5	19,4	19,9	1,91	1,74	1,07	0,97	1,10	3,4
IX	39,2	35,1	16,7	15,9	2,35	2,21	1,12	1,05	1,06	4,2

Год, месяц	X_H мм	$X_{ст}$ мм	τ_H ч	$\tau_{ст}$ ч	I_H мм/ч	$I_{ст}$ мм/ч	K_X	K_τ	K_I	v м/с
X 1968	10,4	9,4	9,5	9,3	1,09	1,01	1,11	1,02	1,08	2,8
V 1969	20,9	18,0	37,9	28,2	0,55	0,64	1,16	1,34	0,86	—
VI	46,9	40,0	46,2	34,4	1,02	1,16	1,17	1,34	0,88	—
VIII	43,4	40,3	8,7	7,7	4,99	5,23	1,07	1,13	0,95	—
IX	14,9	13,9	14,3	12,4	1,04	1,12	1,08	1,15	0,93	—

Все материалы, на основе которых получены результаты данной работы, представлены в табл. 1 и 2. Таблица 1 содержит месячные суммы осадков, измеренные наземным (X_H) и стандартным ($X_{ст}$) pluviографами, соответствующую месячную продолжительность осадков (τ_H и $\tau_{ст}$), средние месячные скорости ветра в время дождей на уровне приемной поверхности прибора (v), а также значения средней месячной интенсивности осадков, вычисленной по данным наземного (I_H) и стандартного ($I_{ст}$) pluviографа в соответствии со следующим соотношением: $I_H = X_H / \tau_H$ мм/ч; $I_{ст} = X_{ст} / \tau_{ст}$ мм/ч. Кроме того, в таблице даются коэффициенты K_X , K_τ и K_I , характеризующие отличие показаний стандартного pluviографа от наземного и рассчитанных из соотношений:

$$K_X = X_H / X_{ст}; \quad K_\tau = \tau_H / \tau_{ст}; \quad K_I = I_H / I_{ст}.$$

В табл. 2 помещен пример расчета, произведенного для получения упомянутых кривых распределения сумм осадков по их интенсивности. Расчеты по такой схеме проведены для каждого месяца наблюдений на каждой станции. Объем их так велик, что привести все таблицы в журнальной статье невозможно.

Методика расчетов такова:

а) Ленты наземного pluviографа подвергаются специально уточненной обработке, при которой в записи каждого дождя отмечаются как характерные точки все изменения интенсивности 0,01 мм/мин и меньше. Затем вычисляются сумма, продолжительность и интенсивность дождя за каждый интервал между двумя характерными точками. Далее все суммы осадков за каждый интервал сортируются по выбранным градациям интенсивности (градации см. в табл. 2), и внутри каждой градации вычисляется месячная сумма осадков данной интенсивности (Π_1 мм).

б) Точно так же обрабатываются записи стандартного pluviографа. В результате получаются величины Π_2 мм.

в) Кроме того, ленты стандартного pluviографа подвергаются стандартной обработке по характерным точкам в соответствии с «Наставлением гидрометстанциям и постам», действовавшим в сети Гидрометслужбы до 1969 г. [6]. Так обрабатывались данные pluviографа на всей сети станций СССР в течение весьма длительного периода, и до сих пор эти данные являются основой для

получения многих важных обобщений. Отличие стандартной обработки по характерным точкам от уточненной, описанной в п. «а», заключается в более грубом учете слабых дождей малой интенсивности, дающих небольшие суммы осадков. Из-за этого, как уже неоднократно указывалось [1—3], кривые распределения сумм осадков по их интенсивности должны получаться искаженными, особенно в области малых интенсивностей.

Результаты стандартной обработки по характерным точкам, так же как и специальной, сортировались по тем же градациям интенсивности, суммировались за каждый месяц и давали в итоге величины Π_3 мм.

Таблица 2

Схема расчета для построения кривых распределения сумм осадков по их интенсивности. Омск. Июль 1966 г.

Суммы осадков	Градации интенсивности, мм/мин												
	0,00	0,01	0,02	0,03— 0,04	0,05— 0,06	0,07— 0,08	0,09— 0,10	0,11— 0,20	0,21— 0,40	0,41— 0,60	0,61— 1,00	1,01— 2,00	>2,00
Π_1 мм	0,7	2,7	3,4	4,2	4,0	5,3	3,5	3,0	1,4	6,0	1,7	6,0	—
Π_2 мм	0,5	2,7	3,2	4,1	3,5	4,1	3,7	2,7	3,2	3,1	1,7	5,5	—
Π_3 мм	0,7	5,5	4,5	1,2	3,6	3,0	3,1	3,0	3,1	3,1	1,7	5,5	—
Π_1 %	2	6	8	10	10	13	9	7	3	14	4	14	—
Π_2 %	1	7	8	11	9	11	10	7	8	8	5	15	—
Π_3 %	2	14	12	3	10	8	8	8	8	8	4	15	—
$\Sigma \Pi_1$ %	2	8	16	26	36	49	58	65	68	82	86	100	—
$\Sigma \Pi_2$ %	1	8	16	27	36	47	57	64	72	80	85	100	—
$\Sigma \Pi_3$ %	2	16	28	31	41	49	57	65	73	81	85	100	—

г) Величины Π_1 , Π_2 и Π_3 в относительном выражении — в процентах от общей месячной суммы осадков — помещены в нижней части табл. 2. Там же даются эти величины нарастающим итогом ($\Sigma \Pi_1$, $\Sigma \Pi_2$, $\Sigma \Pi_3$ в процентах), по ним в дальнейшем строятся упомянутые выше кривые распределения.

Инструментальные погрешности стандартного пювиографа

Оценка систематических инструментальных ошибок стандартного пювиографа была сделана на материале сравнений его показаний с данными наземного пювиографа. Для того чтобы убедиться в правомерности использования последнего в качестве эталона сравнения, измеряемые им суммы осадков были в свою очередь сопоставлены с данными наземного осадкомера, надежность которого, как эталона, уже многократно исследована и подтверждена [5, 7, 10]. Результаты этого сопоставления приведены на

рис. 1, где показано распределение вероятности (P) различий в показаниях этих приборов, полученное на материале 45 месяцев наблюдений. По оси абсцисс отложены значения

$$\delta = \frac{X'_n - X_n}{X'_n}, \quad (1)$$

где X'_n и X_n — месячные суммы осадков, собранные наземным осадкомером и pluviографом соответственно. Общее количество осадков собранное за этот период наземным осадкомером, равно 2486,6 мм, наземным pluviографом — 24 966 мм. Незначительный сдвиг максимума вероятности P в сторону отрицательных значений δ объясняется, по-видимому, небольшим забрызгиванием

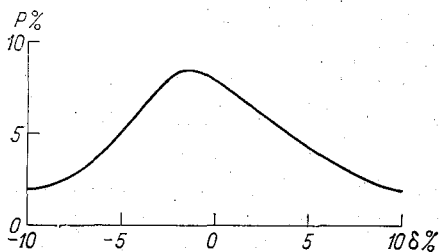


Рис. 1. Распределение вероятности различий в показаниях наземных осадкомера и pluviографа.

Забрызгивание происходит из-за того, что яма, в которой установлен pluviограф, закрыта мелкойячеистой капроновой или металлической сеткой, так, что она примыкает к приемной воронке pluviографа.

Поскольку различия между показаниями наземного pluviографа и наземного осадкомера оказались случайными и пренебрежимо малыми, использование его в качестве эталона сравнения можно считать вполне правомерным.

А. Погрешность определения средней месячной интенсивности дождей.

Хотя pluviограф предназначен для фиксации именно интенсивности дождей, ее величина получается все-таки отдельным измерением сумм осадков и их продолжительности и последующим делением одного на другое. Поэтому, чтобы понять, чем определяются погрешности в интенсивности, нужно рассмотреть отдельно погрешности измерения сумм и продолжительности дождей.

Все выполненные до сих пор исследования погрешностей pluviографа указывают на два основных их источника: ветровой недоучет осадков и выбрызгивание их из приемного сосуда [4, 11]. Обе эти погрешности растут с увеличением скорости ветра, но о интенсивности дождей они зависят по-разному: ветровой недоучет уменьшается с увеличением интенсивности дождя (т. е. с увеличением капель в дожде), а выбрызгивание увеличивается. Разнонаправленное действие одного из определяющих параметров на улавливание осадков и, следовательно, на суммарную погрешность стандартного pluviографа создает значительный разброс при попытке выявить зависимость этой погрешности от определяющих ее факторов.

Значения коэффициентов, характеризующих погрешность стан-

артного плевниографа при определении им сумм (K_X), продолжительности (K_τ) и интенсивности (K_I) дождей приведены в табл. 1. подавляющем большинстве случаев эти коэффициенты больше 1, т. е., как правило, наземный плевниограф фиксирует и большие суммы осадков, и большую их продолжительность, чем стандартный. А тот факт, что и величина K_I почти всегда больше 1, свидетельствует о более значительном увеличении сумм осадков, чем их продолжительности. Действительно, среднее по всей совокупности значение $\bar{K}_X=1,14$, а $\bar{K}_\tau=1,08$. В результате $\bar{K}_I=1,05$.

Попытка установить связь между значениями K_X , K_τ и K_I , с одной стороны, и скоростью ветра во время дождей (v) или их средней интенсивностью ($I_{ст}$) — с другой, показала, что на данном материале такую связь выявить не удастся. Разброс точек на рабочих графиках связи между этими величинами оказался так велик, что от расчета соответствующих коэффициентов корреляции пришлось отказаться.

Для характеристики полученных погрешностей стандартного плевниографа на основании данных табл. 1 построены кривые распределения вероятности величин $\delta_X=(K_X-1) \cdot 100$, $\delta_\tau=(K_\tau-1) \cdot 100$ и $\delta_I=(K_I-1) \cdot 100$. (Величины δ_X , δ_τ и δ_I есть выраженные в процентах значения погрешностей стандартного плевниографа при определении им соответственно сумм, продолжительности и интенсивности осадков). Эти кривые представлены на рис. 2. По оси абсцисс отложены величины δ_X , δ_τ и δ_I в тех пределах, в каких они встречаются в использованном материале, по оси ординат — соответственно величины P_X , P_τ и P_I в процентах. Они вычислены по формулам:

$$P_X = \frac{n_{\delta_X}}{N_{\delta_X}} \cdot 100, \quad (2)$$

$$P_\tau = \frac{n_{\delta_\tau}}{N_{\delta_\tau}} \cdot 100, \quad (3)$$

$$P_I = \frac{n_{\delta_I}}{N_{\delta_I}} \cdot 100, \quad (4)$$

где n_{δ_X} , n_{δ_τ} и n_{δ_I} — число значений δ_X , δ_τ и δ_I , попадающих в определенную градацию, отложенную на оси абсцисс рис. 1, а N_{δ_X} , N_{δ_τ} и N_{δ_I} — общее число всех значений δ_X , δ_τ и δ_I соответственно, т. е. общее число случаев в совокупности. Согласно данным табл. 1, оно равно 74.

Из рассмотрения рис. 1 можно сделать следующие выводы:
а) С наибольшими погрешностями стандартный плевниограф определяет сумму выпавших осадков (см. рис. 1а). В среднем он собирает 15% от сумм, зафиксированных наземным прибором. Наиболее часто погрешность лежит в пределах от 8 до 15%, в 70% случаев она превышает 16% и лишь в отдельных случаях может достигать 30—32%.

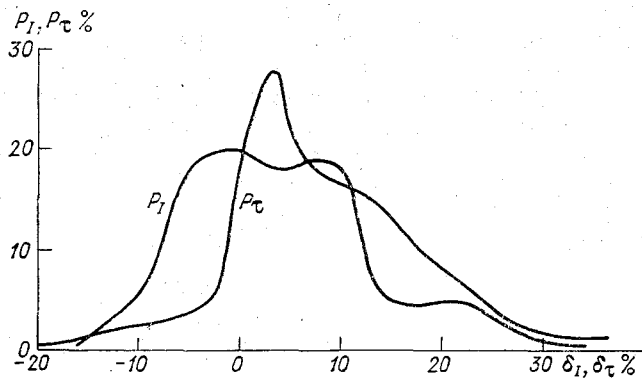
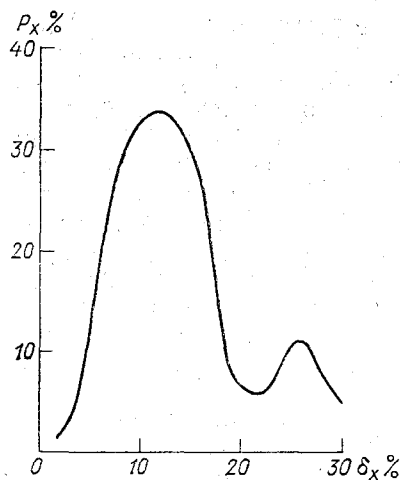


Рис. 2. Распределение вероятности погрешностей стандартного pluviографа при определении им сумм (δ_x), продолжительности (δ_τ) и интенсивности (δ_f) дождей.

б) Погрешности стандартного pluviографа при определении продолжительности осадков (см. рис. 1 б) несколько меньше, чем при определении их сумм. Наибольшую повторяемость имеют величины δ_τ от -1 до $+7\%$, среднее ее значение равно 8% . Отмечаются случаи отрицательных значений δ_τ , т. е. иногда продолжительность осадков по наземному прибору меньше, чем по стандартному. Но все-таки все распределение резко сдвинуто в сторону положительный значений δ_τ . В отдельных случаях значения достигают $30-34\%$, но вероятность их очень мала ($P_{\delta_\tau} < 3\%$).

в) Погрешность при определении средней месячной интенсивности дождей стандартным pluviографом является результатом суммирования двух указанных выше погрешностей. Если вырази

еличину δ_I через характеристики погрешностей δ_x и δ_z то будем меть наглядное выражение.

$$\delta_I = \frac{\delta_x - \delta_z}{K_z}. \quad (5)$$

з этой формулы ясно, что погрешность в определении интенсивности пропорциональна разности погрешностей в определении мм и продолжительности дождей. Поэтому естественно, что интенсивность определяется стандартным плювиографом лучше, чем мм осадков (см. рис. 1 в). В среднем эта погрешность составляет 5%, наибольшую вероятность имеют значения погрешности от 0 до 5%. В 70% случаев она колеблется от -9 до $+19\%$ и в использованном здесь материале никогда не выходила за пределы -50 и -31% .

Б. Погрешность определения стандартным плювиографом сумм осадков разной интенсивности.

Одним из видов информации об интенсивности дождей, в котором нуждаются различные отрасли народного хозяйства, являются данные о суммах и продолжительности дождей, выпадающих с разной интенсивностью. Обычно эти суммы (или продолжительность) выражаются в процентах от общей месячной или сезонной суммы осадков. Такие характеристики в стандартной системе наблюдений о плювиографу еще никогда не определялись. Существуют лишь литературные сведения об их расчете за сравнительно короткие периоды и по небольшому числу пунктов [1—3]. При этом использовались данные стандартного плювиографа, обработанные в соответствии с методикой, действовавшей до 1969 г. [6]. Погрешности той обработки принимались во внимание в указанных работах, даже делались некоторые попытки их учета (в работе [2], например). Однако еще нигде не исследовался вопрос о том, как отражаются инструментальные погрешности плювиографа на результатах расчета сумм осадков разной интенсивности.

Для выяснения этого вопроса в данной работе использовались результаты расчетов, пример которых приведен в табл. 2. Сопоставление величин Π_1 и Π_2 в каждой градации интенсивности дает возможность установить, какова погрешность стандартного плювиографа при определении суммы осадков данной интенсивности. Если разность между этими величинами выразить в процентах от суммы осадков, собранной стандартным плювиографом в этой же градации интенсивности, то получим величину $\Delta = \frac{\Pi_1 - \Pi_2}{\Pi_2} \cdot 100$, характеризующую размер искомой погрешности.

Предполагалось выяснить, как влияет ветер на величину этой погрешности при разной интенсивности дождя. Для этого были отдельно рассмотрены различия в месячных суммах осадков, собранных наземным и стандартным плювиографами при интенсивности дождей $I \leq 0,04$ мм/мин и при $I > 0,04$ мм/мин. Сделана по-

пытка определить зависимость величины Δ от средней месячной скорости ветра v на высоте 2 м во время выпадения дождей. В рис. 3 представлены эти зависимости раздельно для каждой двух выбранных градаций интенсивности. Каждая точка графика соответствует значению Δ , рассчитанному для отдельного месяца на отдельной станции.

Анализируя полученные графики, можно сделать следующие выводы:

а) при интенсивности $I \leq 0,04$ мм/мин связь между Δ и v отсутствует. Коэффициент корреляции $r_{\Delta, v} = 0,16 \pm 0,12$. Среднее значение Δ по всей совокупности точек составляет 9° , а $\sigma_{\Delta} = \pm 9\%$. Таким образом, стандартный плевниограф систематически

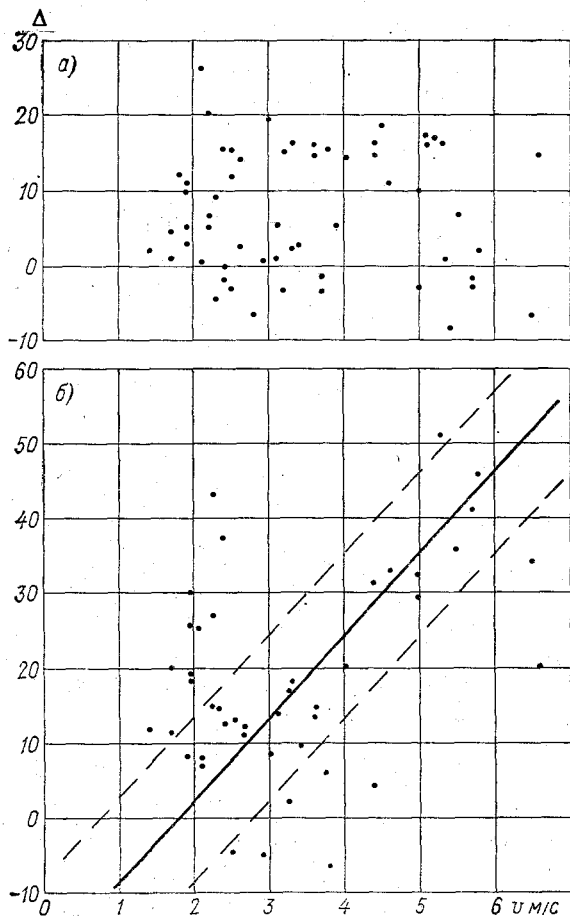


Рис. 3. Зависимость величины Δ от средней месячной скорости ветра во время осадков.
а — для дождей с интенсивностью $I \leq 0,04$ мм/мин; б — для дождей с интенсивностью $I > 0,04$ мм/мин.

чески недоучитывает в среднем 9% количества осадков, собираемого им при $I \leq 0,04$ мм/мин. В отдельные месяцы это значение колеблется от 0 до 18%.

б) При $I > 0,04$ мм/мин теснота связи между $\Delta_{I>0,04}$ и v характеризовалась величиной $r_{\Delta,v} = 0,29 \pm 0,11$. Здесь связь практически может отсутствовать. Однако при более подробном просмотре материала было замечено, что особенно значительные отклонения от среднего по всей совокупности значения $\Delta_{I>0,04}$ дают месяцы, в которые суммы осадков, вошедшие в расчет $\Delta_{I>0,04}$ очень малы. Но в этом случае величина Δ рассчитывается с малой достоверностью и не является показательной для характеристики исследуемой порешности. Поэтому месяцы, когда величина Π_2 была менее 5 мм, исключались из дальнейшего рассмотрения (на рис. 3 б соответствующие им точки уже отсутствуют). Коэффициент корреляции, рассчитанный по новой совокупности, оказался равным $0,71 \pm 0,07$, т. е. связь между величинами $\Delta_{I>0,04}$ и v оказалась вполне надежной. Принимая ее линейной, а распределение точек нормальным, можно было рассчитать уравнение линии зависимости. Оно имеет следующий вид:

$$\Delta_{I>0,04} = -19,2 + 10,7v, \quad (6)$$

где Δ — в процентах, v — в м/с. Среднее квадратическое отклонение экспериментальных точек от линии связи равно $\pm 11\%$.

Полученные закономерности несколько отличаются от результатов, представленных в работах [3, 4]. Неожиданным оказывается отсутствие зависимости недоучета малоинтенсивных осадков (при $I \leq 0,04$ мм/мин) от ветра и наличие этой зависимости при более интенсивных дождях. По всей вероятности, этот факт объясняется тем, что на обычный эффект ветрового недоучета накладывается механизм разбрызгивания крупных капель на поверхности воронки приемного сосуда пювниографа и последующего выноса образовавшихся брызг под действием ветра. Это так называемый эффект выбрызгивания, действие которого усиливается с увеличением интенсивности осадков и усилением ветра.

Кроме того, необходимо принимать во внимание то обстоятельство, что в наземный пювниограф в отдельных случаях может падать некоторое количество воды за счет отбрызгивания от мелкой металлической или капроновой сетки, прикрывающей яму, которую погружен пювниограф.

Все перечисленные факторы, накладываясь друг на друга, обуславливают значительный разброс точек, который наблюдается на рис. 3.

Полученные зависимости могут быть практически использованы для исправления данных стандартного пювниографа. Из выражения для Δ следует, что расчет исправленного количества осадков, (т. е. того количества, которое собирает наземный пювниограф), производится по формуле

$$\Pi_1 = \Pi_2 \left(1 + \frac{\Delta}{100} \right). \quad (7)$$

Поскольку при $I \leq 0,04$ мм/мин среднее значение $\Delta I_{\leq 0,04} = 9\%$ для малоинтенсивных осадков формула (7) принимает вид

$$P_1 = 1,09 P_2. \quad (8)$$

При $I > 0,04$ мм/мин величина $\Delta I_{> 0,04}$ рассчитывается по уравнению (6) в зависимости от скорости ветра и затем подставляется в формулу (7):

$$P_1 = P_2(0,808 + 0,107v). \quad (9)$$

Погрешности, обусловленные методикой обработки записей плювиографа

Для оценки погрешностей, обусловленных методикой обработки данных плювиографа, достаточно сопоставить результаты стандартной обработки лент с результатами их специальной уточненной обработки. Такое сопоставление проведено по материалам табл. 2 на основе сравнения значений P_2 и P_3 в различных градациях интенсивности. В первой части данной статьи, в пояснениях к содержанию табл. 2, сформулированы основные принципы методики стандартной обработки лент плювиографа по характерным

точкам, действовавшей до 1969 г., в соответствии с которой получены значения P_3 , методики специальной обработки, использованной здесь в качестве эталонной, — по которым получены значения P_2 .

Существующая в настоящее время стандартная методика обработки плювиограмм в данной работе не рассматривается, так как она не дает возможности получить ни одного из рассматриваемых здесь характеристик интенсивности дождей.

Особенно наглядно различие значений P_2 и P_3 (в относительном их выражении) выявляется при сравнении месячных или сезонных кривых распределения сумм осадков по градациям интенсивности. В рис. 4 представлены такие кривые, построенные по данным стандартной и специальной обработки записей плювиографа на ст. Омск за июль 1966 г.

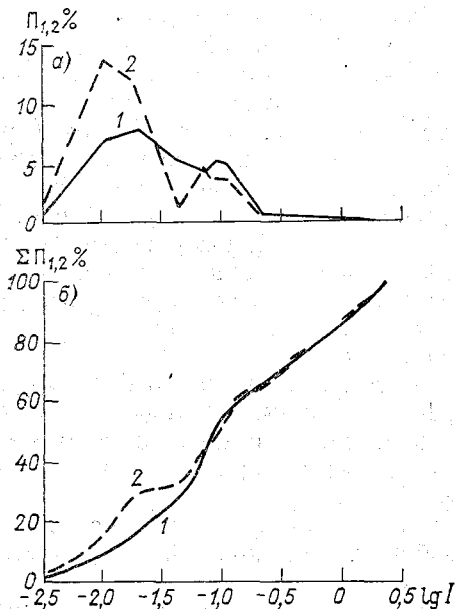


Рис. 4. Дифференциальные (а) и интегральные (б) кривые распределения сумм осадков по градациям интенсивности.

Ст. Омск. Июль 1966 г.

1 — по данным специальной обработки лент плювиографа, 2 — по данным стандартной обработки.

Погрешность обработки плевниограмм (М %) при различной интенсивности осадков

Год	Градации интенсивности, мм/мин												
	0,00	0,01	0,02	0,03-0,04	0,05-0,06	0,07-0,08	0,09-0,10	0,11-0,20	0,21-0,40	0,41-0,60	0,61-1,00	1,01-2,00	>2,00
Омск													
1964	-50	-44	7	22	4	16	16	4	12	-70	33	30	0
1965	-93	-12	-29	65	-7	6	-5	-10	18	-42	0	0	0
1966	15	-125	21	70	19	20	10	-1	-1	0	-5	0	0
1967	-62	-111	-4	77	22	10	29	6	4	1	-8	0	0
1968	-72	-78	-28	73	-4	18	20	6	4	-13	6	0	0
1969	-35	-75	1	53	10	-9	4	21	-38	18	66	-168	-10
Астраханка													
1964	22	-111	56	68	-5	33	-36	-23	-86	56	66	60	
1965	53	-71	-93	62	23	36	-4	-24	-60	41	-42		
1966	-5	-73	9	48	11	-10	-16	-2	-7	-116	-16		
1967	-111	-64	-69	75	56	-44	10	19	1	16	-93		
1968	-177	-71	-20	38	-20	34	19	62	-44				
Молдавская, стоковая													
1960	-25	-34	0	41	41	21	-30	-2	12	66	-73	-133	
1968	24	-160	-9	56	44	-4	-1	14	6	-28	30	-185	35
1960	7	-74	-40	69	15	30	47	-29	23	-138	84		

Рисунок 4 а демонстрирует дифференциальные кривые распределения величин Π_2 (кривая 1) и Π_3 (кривая 2) по градациям интенсивности, а на рис. 4 б даны соответствующие интегральные кривые, построенные по значениям $\Sigma \Pi_2$ и $E\Sigma_3$. На оси абсцисс значения интенсивности даны в виде $\lg I$, чтобы не растягивать графики по горизонтали.

В ходе выполнения данной работы подобные графики были построены для каждого месяца всего периода наблюдений. После первого же их просмотра становится очевидным, что в области малоинтенсивных осадков ($I \leq 0,04$ мм/мин) стандартная обработка дает неверную картину распределения. (При этом общие суммы дождей, выпадающих при $I \leq 0,04$ мм/мин, весьма значительны. На интегральных кривых распределения это наглядно видно: они составляют 30—40% от общих сезонных сумм осадков.)

Отмечаемый повсеместно на дифференциальных кривых распределения максимум в области интенсивности 0,01 мм/мин является ложным, значения Π_3 в нем резко завышены по сравнению с истинными значениями распределения Π_2 в этой точке. Естественно что в области интенсивности 0,03—0,04 мм/мин происходит компенсация этого максимума и значения Π_3 оказываются непропорционально завышенными. Только начиная с интенсивности 0,04—0,06 мм/мин ход кривых Π_2 и Π_3 сближается, и лишь после значения $I=0,10$ мм/мин эти кривые можно считать практически совпадающими.

Для количественной оценки различий между кривыми распределения, полученными при стандартной и специальной обработке плювиограмм, по данным табл. 2 был произведен следующий расчет.

Для каждой из выбранных градаций интенсивности рассчитывались сезонные значения M в процентах — так называемой методической погрешности (в отличие от инструментальной погрешности δ , рассмотренной в первой части статьи). Величина M в процентах вычислена по формуле

$$M = \frac{\sum_{\text{сезон}} \Pi_2 - \sum_{\text{сезон}} \Pi_3}{\sum_{\text{сезон}} \Pi_2} \cdot 100. \quad (10)$$

Полученные значения M приведены в табл. 3, из анализа которой можно сделать следующие выводы.

Максимальные отрицательные значения M соответствуют градациям интенсивности 0,00—0,01 мм/мин и составляют в среднем от —40 до —80% от сумм осадков, фиксируемых прибором в данной градации интенсивности.

Максимальные положительные величины M относятся к градации интенсивности 0,03—0,04 мм/мин и составляют в среднем около 60%.

Начиная примерно с интенсивности 0,10 мм/мин значения M становятся сравнительно малыми и разными по знаку, что указы

ает на их случайный характер. Можно считать, что только начиная с этой интенсивности стандартная обработка лент плювиографа по характерным точкам правильно отражает характер распределения сумм осадков по их интенсивности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев Г. А. О практическом использовании кривых распределения продолжительностей и слоев дождевых осадков по интенсивности их выпадения.— «Труды ГГО», 1966, вып. 195, с. 113—119.
- Алибегова Ж. Д. Структура полей жидких осадков за короткие интервалы времени. Л., Гидрометеиздат, 1975. 134 с.
- Голубев В. С., Зотимов Н. В., Зыков Н. А. Некоторые результаты исследований жидких осадков в районе Валдайской возвышенности.— «Труды ГГИ», 1965, вып. 123, с. 5—14.
- Горбунова И. Г., Боженко В. Г., Павлова Н. П. О систематических погрешностях стандартного плювиографа.— «Труды ГГО», 1968, вып. 215, с. 125—134.
- Горбунова И. Г., Степанюк Т. П. Сравнение показаний наземных дождемеров различных конструкций.— «Труды ГГО», 1969, вып. 244, с. 56—59.
- Наставление гидрометстанциям и постам. Вып. 3. Ч. 2. Л., Гидрометеиздат, 1958.
- Струзер Л. Р. (ред.) Вопросы методики измерения атмосферных осадков.— «Труды ГГО», 1965, вып. 175. 208 с.
- Струзер Л. Р., Беспалов Д. П. (ред.) Вопросы методики измерения атмосферных осадков.— «Труды ГГО», 1966, вып. 195. 222 с.
- Струзер Л. Р. (ред.) Вопросы методики измерения атмосферных осадков.— «Труды ГГО», 1968, вып. 215. 164 с.
- Струзер Л. Р. О применении наземных дождемеров для измерения количества жидких осадков.— «Труды ГГО», 1972, вып. 280, с. 115—127.
- Урываев А. П. и др. Основные недостатки методов наблюдений над снежным покровом и осадками и предложения ГГИ по их улучшению.— «Труды ГГО», 1965, вып. 175, с. 31—58.

Л. Р. Струзе

УСТАНОВКА НАЗЕМНЫХ ДОЖДЕМЕРОВ НА СКЛОНЕ

В 1976 г. центральная комиссия ГУГМС по приборам и методам наблюдений (ЦКПМ) приняла решение о необходимости перехода сети гидрометеорологических станций и постов на измерение жидких атмосферных осадков наземным дождемером. Целесообразность такого перехода аргументирована в работе автора [1].

Под обобщенным названием «наземный дождемер» понимается дождемер любой конструкции, у которого приемное отверстие распологается на уровне земли, а вокруг на некотором расстоянии от него поверхность такова, что при ударе о нее дождевые капли не разбрызгиваются или образование брызг столь незначительно, что они не достигают приемного отверстия дождемера. Для придания поверхности вокруг дождемера таких свойств дождемер должен быть снабжен противобрызговой защитой. Радиус защиты, как бы она ни была устроена, должен быть не меньше определенного размера, чтоб брызги, образующиеся на поверхности почвы за пределами защиты, не достигали дождемера.

В работах [2, 3] показано, что радиус защиты должен быть не меньше 60 см. Эта оценка действительна для условий, когда

Таблица

Преувеличение (%) дальности полета брызг диаметром 0.5 мм при вычислении ее без учета сопротивления воздуха

Начальная скорость вылета брызг, см/с	Угол вылета брызг, град.			
	10	30	60	80
50	8	4	9	9
100	0	0	1	1
200	0	6	6	2
300	1	14	19	18
400	9	23	32	32
500	24	52	70	33
1000	79	122	156	82

дождемер устанавливается на горизонтальной поверхности. Если же уклон поверхности значителен, конфигурация и размеры противобрызговой защиты должны быть иными. При подготовке к реализации упомянутого решения ЦКПМ оказалось необходимым уточнить рекомендации об устройстве противобрызговой защиты для станций и постов горной местности, где встречаются площадки, расположенные на склонах с выраженным уклоном. Результаты этой работы изложены выше.

В работе [3] показано, что для большинства брызг, получающихся при разбрызгивании дождевых капель, можно вычислять траектории полета, пренебрегая влиянием сопротивления воздуха (табл. 1 из [3]). При этом несколько преувеличивается высота

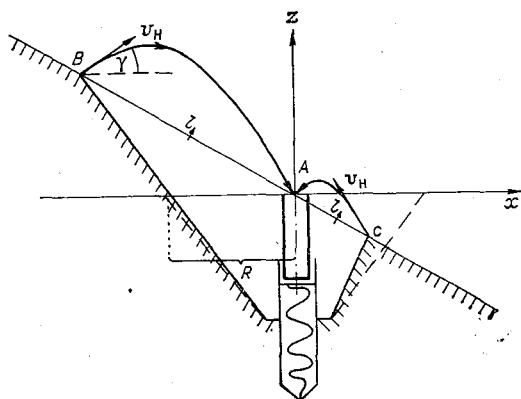


Рис. 1. Схема установки наземного дождемера на склоне.

дальность полета брызг. Так, для брызг диаметром 0,5 мм (примерно на этот диаметр приходится максимум кривой распределения массы разбрызгиваемой воды) дальность полета по горизонтали оказывается преувеличенной. Зависимость преувеличения дальности полета от угла вылета брызг α и их начальной скорости v_n приведена в табл. 1. Если не учитывать редкие случаи, когда брызги отлетают со скоростью около 5—10 м/с, то преувеличение дальности их полета невелико — меньше 30%. Это сильно облегчает расчет и позволяет его выполнить без применения ЭВМ.

На рис. 1 представлена схема расположения наземного дождемера на склоне. Для простоты принята ямочная конструкция противобрызговой защиты. Такие наземные дождемеры именуются ямочными дождемерами. В них приемный сосуд установлен на дне оной ямы, радиус которой сверху (на уровне земли) равен радиусу противобрызговой защиты. Сама яма является противобрызговой защитой. На рисунке пунктиром изображены контуры ямы в разрезе, когда дождемер расположен на горизонтальном участке. Радиус ямы R сверху не должен превышать 60 см. Глубина ямы 60 см. Радиус ямы у дна любой практически удобный. На ри-

сунке он принят равным 30 см. Точкой A отмечено положение центра приемного отверстия дождемера, B — края ямы в точке вверх по склону, C — края ее вниз по склону. Изображены также траектории полета брызг, вылетевших из точек A и B под таким углом γ , при котором дальность их полета вдоль склона максимальна.

Определим, каково должно быть расстояние вверх по склону $l_{\uparrow} = \overline{AB}$ и вниз по склону $l_{\downarrow} = \overline{AC}$, чтобы яма (или иная противобрызговая защита) обеспечила бы такую же защиту от брызг, какую обеспечивает яма радиусом R , когда дождемер находится на горизонтальном участке.

Выберем систему координат с центром в точке A . Направим ось x горизонтально, ось z — вертикально. Пусть брызги вылетают из точки B под углом γ к горизонтали со скоростью v_n и, двигаясь по траектории, изображенной на рисунке, попадают в точку A .

Найдем угол вылета $\gamma = \gamma_m$, при котором расстояние $l_{\uparrow} = \overline{AB}$ максимально. Как сказано выше, будем считать, что воздух не оказывает сопротивления полету. Тогда уравнение движения брызг будет:

$$z = z_n + v_{n,z} t - \frac{gt^2}{2}, \quad (1)$$

$$x = x_n + v_{n,x} t. \quad (2)$$

Здесь t — время; $v_{n,x}$ и $v_{n,z}$ — компоненты начальной скорости полета брызги; x_n и z_n — координаты точки B .

Исключая t из (1) и (2), получим

$$z = z_n + \frac{v_{n,z}(x - x_n)}{v_{n,x}} - \frac{g}{2} \frac{(x - x_n)^2}{v_{n,x}^2}. \quad (3)$$

Учитывая, что

$$z_n = -x_n \operatorname{tg} \alpha,$$

где α — уклон склона, и что

$$\frac{v_{n,z}}{v_{n,x}} = \operatorname{tg} \gamma,$$

$$v_{n,x}^2 = \frac{v_n^2}{1 + \operatorname{tg}^2 \gamma},$$

перепишем выражение (3) в виде

$$z = -x_n \operatorname{tg} \alpha + (x - x_n) \operatorname{tg} \gamma - \frac{g}{2v_n^2} (x - x_n)^2 (1 + \operatorname{tg}^2 \gamma). \quad (4)$$

Координаты точки A будут $x=0$ и $z=0$.

Из выражения (4) получаем

$$x_n = -\frac{2v_n^2}{g} \frac{\operatorname{tg} \gamma + \operatorname{tg} \alpha}{1 + \operatorname{tg}^2 \gamma}. \quad (5)$$

Дифференцирование (5) по $\text{tg } \gamma$ дает

$$\frac{\partial x_H}{\partial(\text{tg } \gamma)} = \frac{1 - 2 \text{tg } \alpha \text{tg } \gamma - \text{tg}^2 \gamma}{(1 + \text{tg}^2 \gamma)^2}.$$

Приравнявая к нулю производную, получим угол γ_m , при котором x_H максимально. Исключая случай $\gamma = 90^\circ$, при котором $\text{tg } \gamma = \infty$, найдем γ_m из условия:

$$1 - 2 \text{tg } \alpha \text{tg } \gamma_m - \text{tg}^2 \gamma_m = 0,$$

или

$$(\text{tg } \gamma_m + \text{tg } \alpha)^2 = 1 + \text{tg}^2 \alpha.$$

Учитывая, что

$$\text{tg } \gamma_m + \text{tg } \alpha = \frac{\sin(\gamma_m + \alpha)}{\cos \gamma_m \cos \alpha}$$

и

$$1 + \text{tg}^2 \alpha = \frac{1}{\cos^2 \alpha},$$

можем записать

$$\frac{\sin^2(\gamma_m + \alpha)}{\cos^2 \gamma_m \cos^2 \alpha} = \frac{1}{\cos^2 \alpha},$$

откуда

$$\sin^2(\gamma_m + \alpha) = \cos^2 \gamma_m,$$

или

$$\sin(\gamma_m + \alpha) = \cos \gamma_m,$$

что эквивалентно выражению

$$\sin(\gamma_m + \alpha) = \sin(90^\circ - \gamma_m).$$

Таким образом,

$$\gamma_m + \alpha = 90^\circ - \gamma_m,$$

откуда

$$\gamma_m = 45^\circ - \frac{\alpha}{2}.$$

Расстояние $\overline{AB} = |x_H|$ максимально у брызг, вылетевших под углом $(45^\circ - \alpha/2)$, а не 45° , как на горизонтальной плоскости.

Подставляя найденное значение γ_m в формулу (5), получим для максимального $|x_H|$ выражение

$$|x_H|_{\text{макс}} = K \uparrow \frac{2v_H^2}{g}, \quad (6)$$

где

$$K_{\uparrow} = \frac{\operatorname{tg} \alpha + \operatorname{tg} \left(45^{\circ} - \frac{\alpha}{2} \right)}{1 + \operatorname{tg}^2 \left(45^{\circ} - \frac{\alpha}{2} \right)}. \quad (7)$$

Расстояние $l_{\uparrow} = \overline{AB}$ вверх по склону связано с $|x_{\text{н}}|_{\text{макс}}$ простым соотношением

$$l_{\uparrow} = \frac{|x_{\text{н}}|_{\text{макс}}}{\cos \alpha}. \quad (8)$$

Значение начальной скорости вылета брызг $v_{\text{н}}$, необходимое для расчета $|x_{\text{н}}|_{\text{макс}}$ по формуле (6), найдем из следующих соображений. Это та же скорость вылета брызг, которая определяет максимальную дальность их полета и в случае, когда дождемер

Таблица 2

Размеры противобрызговой защиты наземного дождемера, установленного на склоне

Угол склона, град.	Вверх по склону			Вниз по склону		
	l_{\uparrow} см	l_{\uparrow}/R	K_{\uparrow}	l_{\downarrow} см	l_{\downarrow}/R	K_{\downarrow}
0	60	1,00	0,50	60	1,00	0,50
5	66	1,10	0,55	55	0,92	0,46
10	72	1,21	0,60	51	0,85	0,42
15	80	1,34	0,65	48	0,80	0,38
20	91	1,52	0,72	44	0,74	0,35
25	104	1,74	0,78	42	0,70	0,32
30	120	2,00	0,87	40	0,67	0,29
35	140	2,34	0,96	38	0,64	0,26
40	168	2,80	1,07	36	0,61	0,23
45	290	4,83	1,20	35	0,58	0,21

расположен на горизонтальной поверхности. Как было указано выше, опытами установлено [2], что такая максимальная дальность равна радиусу противобрызговой защиты, найденному достаточно точно, т. е. равным 60 см. При горизонтальном расположении дождемера дальность максимальна при угле вылета $\gamma=45^{\circ}$. Соотношение, аналогичное формуле (3), получается в этом случае в виде

$$z = \frac{v_{\text{н}, z}}{v_{\text{н}, x}} x - \frac{g}{2v_{\text{н}}^2} x^2 (1 + \operatorname{tg}^2 45^{\circ}).$$

Учитывая, что

$$\frac{v_{н, z}}{v_{н, x}} = \operatorname{tg} 45^\circ = 1,$$

олучаем в этом случае

$$z = x - \frac{g}{v_{н}^2} x^2.$$

При $x=R$, где R — радиус противобрызговой защиты, имеет место $z=0$, что дает

$$v_{н}^2 = gR.$$

Подставляя последнее значение $v_{н}^2$ в (6), а результат в (8), получим

$$l_{\uparrow} = \frac{2K_{\uparrow}}{\cos \alpha} R. \quad (9)$$

В табл. 2 приведены значения $K_{\uparrow} l_{\uparrow}/R$ и l_{\uparrow} при различных уклонах склона α . Размер противобрызговой защиты в направлении вверх по склону при установке дождемера на склоне быстро увеличивается с увеличением α , превышая радиус защиты на ровной поверхности в 1,5 раза на склоне с уклоном 20° и в 2 раза при угле 30° .

Совершенно аналогичные выкладки для оценки размера защиты вниз по склону приводят к формуле

$$l_{\downarrow} = \frac{2K_{\downarrow}}{\cos \alpha} R, \quad (10)$$

где

$$K_{\downarrow} = \frac{\operatorname{tg}\left(45^\circ + \frac{\alpha}{2}\right) - \operatorname{tg} \alpha}{1 + \operatorname{tg}^2\left(45^\circ + \frac{\alpha}{2}\right)}. \quad (11)$$

Значения $K_{\downarrow} l_{\downarrow}/R$ и l_{\downarrow} приведены в правой части табл. 2. Размер противобрызговой защиты вниз по склону уменьшается с увеличением уклона склона. При угле 20° он может быть сделан даже равным 44 см вместо 60 см на ровной местности, а при угле 30° уменьшается до 40 см. Рисунок 1 выполнен с соблюдением масштаба для угла $\alpha=30^\circ$. Поэтому он дает наглядное представление о получившихся соотношениях.

На рис. 2 даны зависимости l_{\uparrow} и l_{\downarrow} от уклона склона α . В каждом конкретном случае, определив уклон склона α , можно воспользоваться рисунком для нахождения требуемых размеров противобрызговой защиты. Прямая R показывает, что размер противобрызговой защиты в боковых направлениях следует делать равным R см.

Если вместо ямы применяется противобрызговая защита иного вида (решетка, сетка, щетка, жалюзи и т. п.), то ее размеры сле-

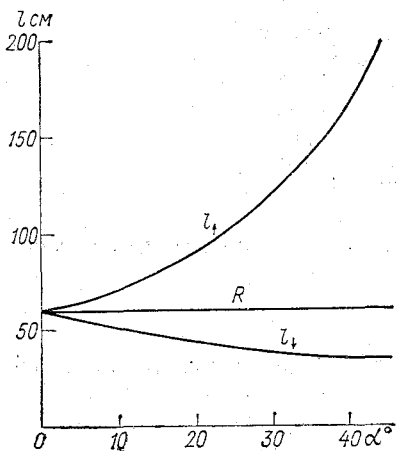


Рис. 2. Кривые зависимости размеров противобрызговой защиты наземного дождемера от уклона склона α .

l_1 и l_2 — расстояние от центра A приемного отверстия до края защиты вверх и вниз по склону, R — радиус противобрызговой защиты при установке дождемера на горизонтальном участке.

дует также определять вышерассмотренным способом. В этом случае кривые рис. 2 указывают минимальные размеры. Неямочная плоская противобрызговая защита, разумеется, может сколь угодно превышать указанные размеры.

Проведенными расчетами необходимо пользоваться, когда наземный дождемер устанавливается на склонах со значительным уклоном. Кривые рис. 2 убеждают в том, что в подавляющем большинстве случаев с уклоном местности можно не считаться и использовать в установке стандартный наземный дождемер. Однако в случаях, когда уклон превышает 10° , вместо стандартной противобрызговой защиты необходимо изготовлять для наземного дождемера защиту иных размеров и конфигурации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Струзер Л. Р. О применении наземных дождемеров для измерения количества жидких осадков.— «Труды ГГО», 1972, вып. 280, с. 115—127.
2. Струзер Л. Р., Дьячкова Т. В. О разбрызгивании дождевых капель.— «Труды ГГО», 1966, вып. 195, с. 120—132.
3. Струзер Л. Р. и др. О погрешностях измерения осадков наземными дождемерами при наличии ветра.— «Труды ГГО», 1968, вып. 215, с. 135—152.

Л. Р. Струзер

МЕТОД ИЗМЕРЕНИЯ КОЛИЧЕСТВА ТВЕРДЫХ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ ДВУМЯ ОСАДКОМЕРАМИ

(Сообщение второе:
обоснование расчетных зависимостей метода)

В работе автора [4] был предложен метод измерения твердых осадков, который позволяет учесть и устранить большие ошибки, характерные для используемой в настоящее время стандартной методики измерений. Несколько позже такой же метод был предложен применительно к стандартным осадкомерным приборам Бюро погоды США.

Идея метода чрезвычайно проста. Пусть стандартным осадкомером Третьякова (с ветровой защитой) измерены осадки x' и пусть известны поправки на смачивание Δx_c , на испарение Δx_n и «ложные» осадки x_d , наметаемые в осадкомер во время метели. Назовем уловленные количеством осадков величину

$$y = x' + \Delta x_c + \Delta x_n - x_d. \quad (1)$$

Чтобы получить исправленные осадки x , их уловленное количество нужно умножить на ветровой коэффициент K :

$$x = Ky. \quad (2)$$

В работе [1] показано, что K для твердых осадков зависит от скорости ветра и на высоте приемного отверстия осадкомера и от температуры воздуха t :

$$K_T = K_T(u, t). \quad (3)$$

На станциях скорость ветра измеряется недостаточно точно и лишь через 3 ч, а на постах и вовсе не измеряется. Поэтому желательно найти способ определения K_T без измерений скорости ветра. Это можно сделать посредством использования двух осадкомеров с разными аэродинамическими характеристиками. В качестве таких осадкомеров предложено использовать стандартный осадкомер Третьякова с ветровой защитой и такой же осадкомер, но без ветровой защиты.

Если y_3 — количество осадков, уловленное осадкомером с защитой, а $y_{6/3}$ — осадкомером без защиты, то их отношение

$$U = y_3/y_{6/3} \quad (4)$$

больше единицы и зависит, как и K_T , от u и t :

$$U = U(u, t). \quad (5)$$

Если эта зависимость известна, то измерив y_3 , $y_{6/3}$ и t и подсчитав U , можно определить по ней скорость ветра u , среднюю за время выпадения осадков, а затем с помощью известной зависимости (3) найти K_T и по (2) определить исправленные осадки x . Когда вид зависимостей (3) и (5) для K_T и U известен, можно из них исключить параметр и представить K_T как функцию U и t :

$$K_T = K_T(U, t). \quad (6)$$

Зависимости (3) и (5) определяются эмпирически. Для K_T это сделано в работе [1], а для U — в работе [4], где по сравнительно небольшому эмпирическому материалу получены зависимости U от скорости ветра u отдельно для четырех интервалов температур воздуха $t \geq 0$; от 5 до -5 ; от -5 до -21 и $t < -21^\circ\text{C}$. Такое представление K_T и U обладает двумя недостатками.

Первый из них заключается в том, что приведенные температурные интервалы произвольны. В работе [3] найдены более правильные температурные интервалы, ближе соответствующие природе зависимости K_T от t . Эта зависимость оказалась ступенчатой. Величина K_T практически не изменяется внутри интервалов температуры $t \geq 1^\circ\text{C}$; $-3^\circ\text{C} > t \geq -10^\circ\text{C}$; $-12^\circ\text{C} > t \geq -18^\circ\text{C}$ и $t < -20^\circ\text{C}$ и быстро, почти скачками, возрастает со снижением температуры в интервалах $+1^\circ\text{C} > t \geq -3^\circ\text{C}$; $-10^\circ\text{C} > t \geq -12^\circ\text{C}$ и $-18^\circ\text{C} > t \geq -20^\circ\text{C}$. Такой вид зависимости находит объяснение в различии структуры элементов снегопада при разных температурах.

Ступенчатый характер зависимости K_T от t и U от t представляет неудобства в расчетах прежде всего потому, что он приводит к погрешностям на границах интервалов, а также потому, что затрудняет перевод расчетов на ЭВМ. Удобнее вместо ступенчатой эмпирической зависимости, заданной в графической или табличной форме, иметь плавную аналитическую зависимость. В работе [3] показано, что ошибки от замены ступенчатой зависимости плавной не превышают погрешностей определения самой этой эмпирической зависимости.

Помимо названных двух недостатков, следует учесть, что, как отмечено в работе [4], кривые зависимости U от u были в ней получены по недостаточному эмпирическому материалу.

Задачей настоящего исследования явилось устранение названных недостатков расчетных зависимостей.

1. Плавная зависимость ветрового коэффициента K_T от скорости ветра и температуры воздуха

Исходным эмпирическим материалом для получения зависимости (3) послужили уловленные суммы осадков по осадкомеру на толяне (y_n) и на открытой станции (y'), сгруппированные по температурным интервалам в 1° . Они опубликованы в работе [3]. Для каждого i -го интервала скорости ветра u_i внутри каждого температурного интервала в материалах приведены значения $y_{n,i}$, y'_i и число снегопадов n_i , попавших в данный i -й интервал. Для каждой такой группы снегопадов вычислено отношение

$$M_i = \frac{y_{n,i}}{y'_i} \quad (7)$$

Таблица 1

Угловые коэффициенты наклона прямых $M=1+au$ (по данным опытных наблюдений)

Границы температурного интервала, $^\circ\text{C}$	Средняя температура интервала, $^\circ\text{C}$	Число снегопадов $N=\sum n_i$	Средний угловой коэффициент a	σ_a	$C_{\sigma, a}$
$>+1$	+1,2	456	0,061	0,024	0,39
от -3 до $+1$	-1,4	2411	0,099	0,013	0,13
от -10 до -3	-6,8	3293	0,133	0,018	0,14
от -12 до -10	-11,5	665	0,160	0,032	0,20
от -12 до -16	-14,3	893	0,173	0,035	0,20
от -16 до -30	-20,7	843	0,189	0,057	0,30

8561

По ходу получившихся кривых зависимости M_i от u оказалось возможным принять, что в каждом из приведенных выше семи температурных интервалов зависимость M от u линейна:

$$M = 1 + au \quad (8)$$

Прямые (8) выбраны методом наименьших квадратов, который дает для вычисления углового коэффициента наклона прямой a выражение

$$a = \frac{\sum_i n_i (M_i - 1) u_i}{\sum_i n_i u_i^2} \quad (9)$$

Таблица с исходными данными для такого расчета приведена в упоминавшейся работе [3], а сводка полученных значений a , средних в каждом температурном интервале, — в табл. 1, где, кроме того, указаны средняя квадратичная ошибка σ_a (для единич-

ного снегопада) и коэффициент вариации $C_{v,a}$. Полученные величины a разные в разных температурных интервалах. По значениям a из табл. 1 была проведена сглаженная кривая зависимости a от t . Ее форма позволила предположить, что аппроксимирующее выражение для нее можно искать в виде параболической зависимости

$$a = a(A - t)^\beta, \quad (10)$$

которая после логарифмирования представляется в виде

$$\lg a = \lg a + \beta \lg(A - t). \quad (11)$$

В качестве исходных эмпирических точек используются значения a , снятые через 1° со сглаженной кривой. Они приведены в табл. 2.

Таблица 2

Значения угловых коэффициентов наклона a при разной температуре воздуха t

$t^\circ\text{C}$	a	$t^\circ\text{C}$	a	$t^\circ\text{C}$	a
+1,81	0	-6	0,128	-14	0,171
+1	0,065	-7	0,134	-15	0,176
-0	0,083	-8	0,140	-16	0,180
-1	0,095	-9	0,146	-17	0,185
-2	0,104	-10	0,152	-18	0,189
-3	0,110	-11	0,157	-19	0,193
-4	0,116	-12	0,162	-20	0,197
-5	0,122	-13	0,166	-21	0,201

Варьируя параметром A , можно добиться спрямления зависимости (11) на логарифмической клетчатке. Оказалось, что спрямление достаточно хорошо достигается при $A=1,8$, что совпадает с температурой, при которой согласно табл. 2 коэффициент $a=0$. После выбора A параметры $\lg a$ и β в уравнении (11) были рассчитаны методом наименьших квадратов с численностью n в качестве веса. Получили $A=1,8$; $\alpha=0,07$; $\beta=0,325$. Соответственно формула, аппроксимирующая зависимость a от t , имеет вид

$$a = 0,07(1,8 - t)^{0,325}, \quad (12)$$

а формула (8) получается в виде

$$M = 1 + 0,07(1,8 - t)^{0,325} u. \quad (13)$$

Величина M меньше ветрового коэффициента K_T , так как улавливание $y_{\text{л}}$ меньше истинного количества осадков в защищенном от ветра пункте наблюдений на величину, обусловленную нулевой, но все же отличной от нуля скоростью ветра в этом защищенном пункте.

Величину K_T можно получить, если известно M . Используем для этого методику, изложенную в работе [1]. Пусть x — истинная сумма осадков. Тогда ветровой коэффициент $K_T(u)$ при скорости ветра u на открытом участке будет

$$K_T(u) = x/y'. \quad (14)$$

Последовательно, можно написать

$$K_T(u) = \frac{x}{y_{\Pi}} \frac{y_{\Pi}}{y'}. \quad (15)$$

Для определения x/y_{Π} есть значение $K_T(v)$ при скорости ветра v на защищенном участке, а отношение y_{Π}/y' есть коэффициент $M(u)$ при скорости ветра u на открытом участке:

$$K_T(u) = K_T(v)M(u). \quad (16)$$

Чтобы найти $K_T(u)$ при скорости ветра u , нужно знать $K_T(v)$ при скорости ветра v и умножить его на коэффициент $M(u)$ при скорости ветра u .

Расчет ведется последовательно для u через 1 м/с. Принимается, что кривизна кривой $K_T = K_T(u)$ не слишком велика, так что в пределах участков ее между значениями u , отличающимися на 1 м/с, кривую K_T можно без существенной ошибки заменить прямой. Принимается далее, как это показано в работе [1], что $v = 0,25 u$, и сочтено, что в самом начале кривой K_T ее участок от $u = 0$ до $u = 0,25$ м/с совпадает с прямой M , т. е. что согласно (8)

$$K_T\left(\frac{1}{4}\right) = M\left(\frac{1}{4}\right) = 1 + \frac{1}{4} a.$$

При этих условиях для K_T при $u = 1$ м/с можем записать

$$K_T(1) = K_T\left(\frac{1}{4}\right)M(1) = \left(1 + \frac{1}{4} a\right)(1 + a).$$

Аналогично для K_T при $u = 2$ м/с напомним

$$K_T(2) = K_T\left(\frac{1}{4} \cdot 2\right)M(2) = K_T\left(\frac{1}{2}\right)M(2).$$

Чтобы определить $K_T(1/2)$, считаем, что участок кривой от $u = 1/4$ м/с до $u = 1$ м/с есть прямая. Тогда

$$\begin{aligned} K_T\left(\frac{1}{2}\right) &= K_T\left(\frac{1}{4}\right) + \frac{K_T(1) - K_T\left(\frac{1}{4}\right)}{\frac{3}{4}} \cdot \frac{1}{4} = \\ &= \frac{2}{3} K_T\left(\frac{1}{4}\right) + \frac{1}{3} K_T(1), \end{aligned}$$

т. е., учитывая значения $K_T(1/4)$ и $K_T(1)$,

$$K_T\left(\frac{1}{2}\right) = \frac{2}{3} \left(1 + \frac{1}{4} a\right) + \frac{1}{3} \left(1 + \frac{1}{4} a\right)(1 + a).$$

Действуя по той же схеме, получаем возможность представить $K_T(u, t)$ при любом и в виде многочлена 5-й степени:

$$K_T(u, t) = \sum_{k=0}^5 b_k a^k. \quad (1)$$

В нем a выражается формулой (12), т. е. зависит только от температуры воздуха t , а коэффициенты b_k зависят только от скорости ветра u . Они были рассчитаны по приведенной выше цепочке формул, а затем для них найдено общее аппроксимирующее выражение в виде степенной функции.

$$b_k = p_k u^{q_k}, \quad (1)$$

где коэффициент p_k и показатель степени q_k разные при различных k . Их значения приведены в табл. 3.

Подставляя (18) и (12) в (17), получаем аналитическое выражение зависимости (3) для расчета ветрового коэффициента

$$K_T(u, t) = \sum_{k=0}^5 7^k \cdot 10^{-2k} p_k u^{q_k} (1,8 - t)^{0,325k}. \quad (1)$$

Параметры p_k и q_k заданы табл. 3.

2. Плавная зависимость коэффициента перехода U от осадкомера без защиты к осадкомеру с защитой от скорости ветра и температуры воздуха

Таблица 3

Параметры p и q в выражении (18) для коэффициентов b_k многочлена (17)

k	p	q
0	1,00	0
1	1,32	1,00
2	$3,10 \cdot 10^{-1}$	2,04
3	$1,70 \cdot 10^{-2}$	3,11
4	$5,00 \cdot 10^{-4}$	3,81
5	$1,30 \cdot 10^{-11}$	8,873

В первом сообщении [функция (5), представляющая зависимость отношения U от u и t , была получена по недостаточному эмпирическому материалу. Поэтому в зимний сезон 1972 г. были предприняты наблюдения специально для пополнения данных. В работе принимали участие станции 29 УГМС. Пункты наблюдений располагались в разных климатических зонах почти всей территории

при СССР, на которой выпадает заметное количество твердых осадков. Представлены районы с мягкой неустойчивой зимой (Украина, Северо-Запад ЕТС и др.), районы с суровой зимой (Якутия, Забайкалье, Колыма, Урал и др.) и районы с промежуточными характеристиками климата зимнего периода (Казань, Верхнее, Среднее и Нижнее Поволжье, ЦЧО и др.). Материал наблюдений был подвергнут новой обработке. Сначала он производилась отдельно для случаев с метелями и без них

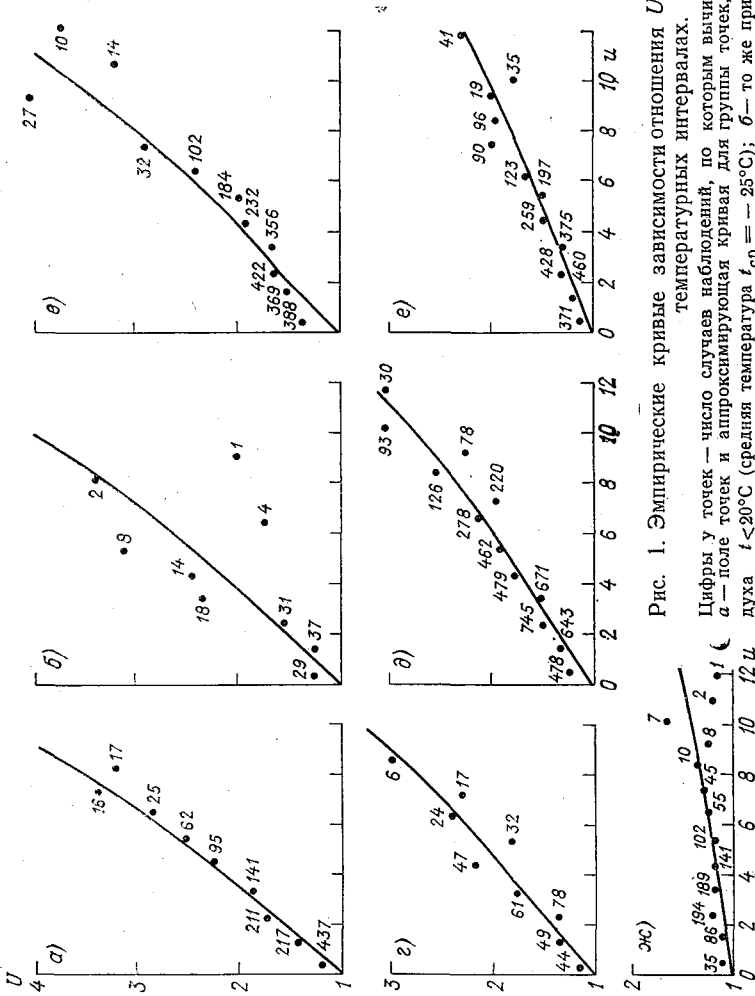


Рис. 1. Эмпирические кривые зависимости отношения U от скорости ветра u в разных температурных интервалах.

Цифры у точек — число случаев наблюдений, по которым вычислены средние значения U и u .
 а — поле точек и аппроксимирующая кривая для группы точек, полученных при температуре воздуха $t < 20^\circ\text{C}$ (средняя температура $t_{\text{cp}} = -25^\circ\text{C}$); б — то же при $-20^\circ\text{C} \leq t < -18^\circ\text{C}$ ($t_{\text{cp}} = -19^\circ\text{C}$); в — то же при $-18^\circ\text{C} \leq t < -12^\circ\text{C}$ ($t_{\text{cp}} = -11.6^\circ\text{C}$); г — то же при $-12^\circ\text{C} \leq t < -10^\circ\text{C}$ ($t_{\text{cp}} = -11^\circ\text{C}$); д — то же при $-10^\circ\text{C} \leq t < -3^\circ\text{C}$ ($t_{\text{cp}} = -6.3^\circ\text{C}$); е — то же при $-3^\circ\text{C} \leq t < +1^\circ\text{C}$ ($t_{\text{cp}} = -1^\circ\text{C}$); ж — то же при $t > 1^\circ\text{C}$ ($t_{\text{cp}} = 1.5^\circ\text{C}$).

Значения параметра $R=Igu/i$ (получены по данным, снятым со сглаженных экспериментальных кривых рис. 1)

Скорость ветра, м/с	Температура воздуха, средняя в интервале, °С							
	+1,5	-1,1	-6,1	-11,0	-14,1	-24,4		
1	$1,70 \cdot 10^{-2}$	$4,92 \cdot 10^{-2}$	$8,64 \cdot 10^{-2}$	$6,45 \cdot 10^{-2}$	$11,39 \cdot 10^{-2}$	$13,99 \cdot 10^{-2}$		
2	1,67	3,96	6,84	6,75	7,65	8,25		
3	1,64	3,58	6,25	6,80	7,68	9,30		
4	1,52	3,65	5,50	6,38	6,74	8,36		
5	1,58	3,52	5,11	6,45	6,37	7,96		
8	1,42	3,34	4,24	6,40	5,78	7,24		
10	1,46	3,26	4,12	6,38				
12	1,64	3,22	4,01					

Оказалось, что получающиеся зависимости одинаковы и в дальнейшем эти случаи не разделялись. Как и в работе [4], обработка заключалась в проведении следующих операций. Из всего массива данных в общей сложности за 392 месяца наблюдений были исключены случаи, когда выпадали жидкие осадки. Оставшиеся случаи (8561) снегопадов были рассортированы затем по градиациям температуры воздуха. В отличие от обработки в статье [4], была принята при этом новая шкала градиаций. Она содержала те же семь градиаций, которые использованы выше для получения аналогичной зависимости (3) для K_T . В каждом интервале температур была вычислена средняя температура воздуха t_{cp} (с учетом числа случаев в интервале в качестве веса). Внутри каждого интервала все случаи были рассортированы по скорости ветра и через 1 м/с. Для каждого получившегося подынтервала вычислена средняя скорость ветра u_{cp} и число случаев (снегопадов) n , попавших в подынтервал, а также суммы y_3 и $y_{6/3}$, а по ним — их отношения U .

Полученные значения U были нанесены на график в координатах $U-u$ отдельно для каждого температурного интервала. Точки на графиках располагались, разумеется, с известным разбросом, чем большим, тем меньше значение n . На графике проведением на глаз средней кривой производилось первое сглаживание эмпирического материала (по u). Экспериментальные точки представлены на рис. 1.

Преследуя, как сказано выше, цель представить функцию (5) как плавную относительно t , нужно было осуществить второй этап сглаживания эмпирического материала, на этот раз по t . Из расположения точек на рис. 1 можно было предположить, что в каждом температурном интервале аппроксимирующее выражение для зависимости $U=U(u)$ имеет вид экспоненциальной функции

$$U = 10^{Ru}. \quad (20)$$

Со сглаженных кривых рис. 1 для разных интервалов температуры t_{cp} снимались значения отношения U . По ним для каждого интервала температуры и значений $u=1, 2, 3, 5, 8, 10$ и 12 м/с вычислялось отношение

$$R = \frac{\lg U}{u}. \quad (21)$$

Результат сведен в табл. 4. Нанеся значения R , относящиеся к одной и той же скорости ветра u , на логарифмическую клетчатку,

Таблица 5

Значения параметров γ и δ формулы (22) при разных t и u

u м/с	γ	δ
1	0,0272	0,543
2	0,0276	0,405
3	0,0260	0,401
5	0,0241	0,365
8	0,0218	0,349
10	0,0219	0,329

можно убедиться, что для каждого u зависимость R от t с достаточной точностью описывается уравнением вида

$$R = \gamma(B - t)^\delta, \quad (22)$$

в котором при всех u параметр $B=1,81$, а параметры γ и δ зависят от u . Их значения приведены в табл. 5. Они нанесены в логарифмическом масштабе на рис. 2. Расположение точек свидетельствует о том, что в этом масштабе зависимости γ и δ от u спрямляются с небольшим разбросом. Сильно отклоняются лишь точки при $u=12$ м/с и при $u=1$ м/с, что является следствием недостаточной статистической обеспеченности расчетов в узких температурных интервалах $+1^\circ\text{C} > t \geq -3^\circ\text{C}$; $-10^\circ\text{C} > t \geq -12^\circ\text{C}$ и $-18^\circ\text{C} > t \geq$

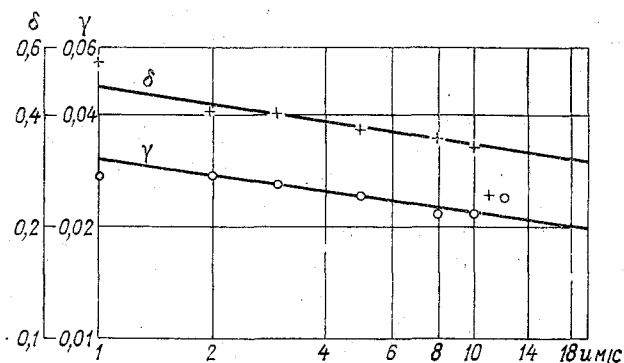


Рис. 2. Логарифмическая линейная аппроксимация зависимости параметров γ и δ от скорости ветра u .

$\geq -20^\circ\text{C}$. Проведенными на рисунке прямыми изображены зависимости

$$\gamma = 0,03u^{-0,135} \quad (23)$$

и

$$\delta = 0,47u^{-0,146}. \quad (24)$$

Подстановка (23) и (24) в (22), а результата в (20) дает для U аналитическую аппроксимацию в виде

$$\lg U = 0,03u^{0,865}(1,81 - t)^{0,47u^{-0,146}}. \quad (25)$$

Вычисленные по уравнению (25) кривые зависимости U от u в разных температурных интервалах изображены кривыми на рис. 1. Можно убедиться, что они достаточно удовлетворительно соответствуют полю эмпирических точек на рисунке.

3. Зависимость ветрового коэффициента K_T от U и t

Располагая аналитическими выражениями (19) и (25) для коэффициента K_T и U и табл. 3 со значениями параметров p_A и q_A , можно исключить параметр u и установить связь K_T непосредственно с U и t . Поскольку все выражения аналитические, возможны вычисления и за пределами значений u и t , обеспеченных эмпирическими данными, т. е. возможна экстраполяция зависимости $K_T(U, t)$.

Расчеты произведены на ЭВМ. В результате получены значения этих величин для всех температур от $+1,8$ до -30°C через 1°C и для всех скоростей ветра от 0 до 21 м/с через 1 м/с. Выдержки из этих данных представлены в табл. 6. По ним построена номограмма рис. 3, которая может служить для снятия с нее значений

Таблица 6

Значения ветрового коэффициента K_T и отношения U при разной скорости ветра u и температуре воздуха t

Температура воздуха, $^\circ\text{C}$	Параметр	Скорость ветра, м/с				
		2	4	6	8	10
+1	K_T	1,17	1,36	1,57	1,79	2,02
	U	1,12	1,23	1,35	1,47	1,60
0	K_T	1,23	1,48	1,76	2,06	2,38
	U	1,18	1,33	1,50	1,67	1,85
-1	K_T	1,26	1,56	1,90	2,26	2,65
	U	1,22	1,41	1,60	1,82	2,04
-3	K_T	1,32	1,68	2,10	2,55	3,05
	U	1,28	1,52	1,78	2,05	2,36
-5	K_T	1,36	1,78	2,25	2,76	3,37
	U	1,33	1,61	1,92	2,25	2,62
-7	K_T	1,39	1,85	2,38	2,98	3,64
	U	1,37	1,70	2,04	2,43	2,87
-11	K_T	1,45	1,98	2,60	3,30	4,10
	U	1,45	1,84	2,26	2,75	3,29
-15	K_T	1,49	2,09	2,79	3,58	4,50
	U	1,52	1,97	2,47	3,04	3,69
-17	K_T	1,51	2,13	2,87	3,71	4,68
	U	1,55	2,03	2,56	3,17	3,88
-19	K_T	1,53	2,18	2,95	3,83	4,85
	U	1,58	2,08	2,65	3,31	3,97
-20	K_T	1,54	2,20	2,97	3,89	4,93
	U	1,59	2,11	2,70	3,37	4,16

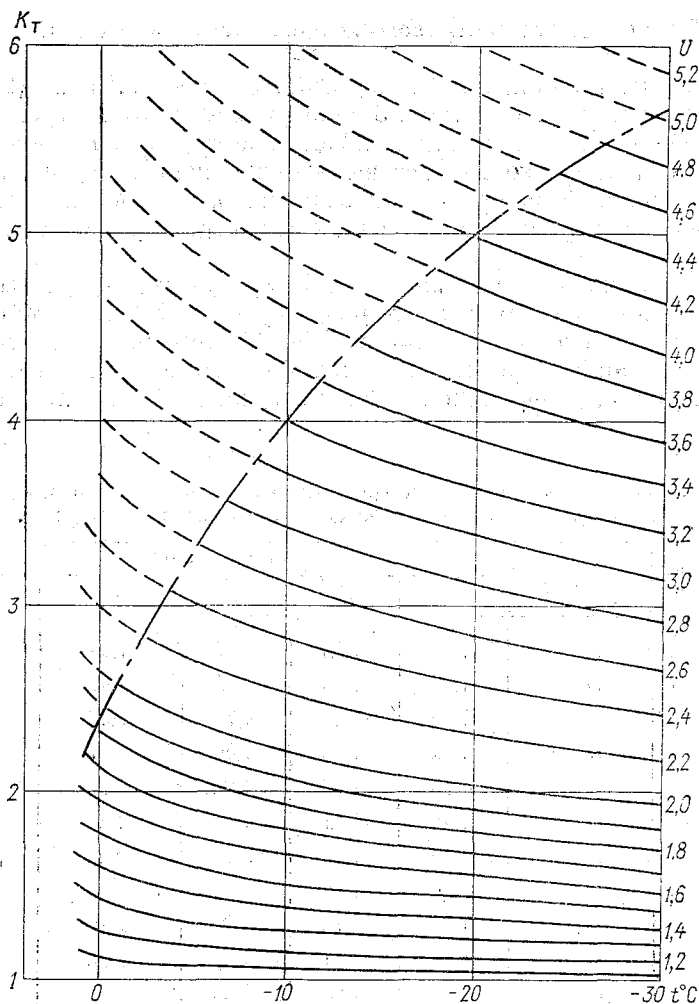


Рис. 3. Рабочий график зависимости ветрового коэффициента K_T от отношения U и температуры воздуха t .

ветрового коэффициента K_T по величинам U и t , определенным при измерении количества твердых осадков с помощью двух осадкомеров. Кривые на рис. 3 проведены сплошными линиями в области, обеспеченной эмпирическим материалом, и пунктиром за ее пределами. Основной «рабочий» диапазон значительно меньше. Он как правило, ограничен значениями U от 1,0 до 2,5 и значениями от $+2$ до -20°C .

Система кривых рис. 3 может рассматриваться как основа для практических расчетов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богданова Э. Г. Исследование ветровой погрешности измерения осадков.—«Труды ГГО», 1966, вып. 195, с. 40—62.
2. Богданова Э. Г. Анализ точности определения ветровой поправки к результатам измерения твердых осадков.—«Труды ГГО», 1971, вып. 260, с. 24—34.
3. Браславский А. П., Струзер Л. Р., Шергина К. Б. Методика определения исправленных величин атмосферных осадков при срочных наблюдениях.—«Труды ГГО», 1975, вып. 341, с. 32—50.
4. Струзер Л. Р. Метод измерения правильных величин твердых атмосферных осадков.—«Труды ГГО», 1969, вып. 244, с. 41—47.

*А. П. Браславский, Л. Р. Струзер
К. Б. Шергина, С. П. Чистяев*

ПРАКТИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ ПО ОПРЕДЕЛЕНИЮ ЗНАЧЕНИЙ ИСПРАВЛЕННОГО СЛОЯ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ ПРИ СРОЧНЫХ НАБЛЮДЕНИЯХ

В статье [1] изложена методика исправления срочных показаний осадкомера Третьякова. Она учитывает конкретные условия погоды во время выпадения осадков и в период их испарения из ведра осадкомера. Однако из-за сложности и большой трудоемкости вычислений такая методика практически может быть реализована только с помощью ЭВМ. Применение ее на метеорологических станциях и постах окажется возможным лишь после существенного упрощения, если удастся свести все операции по исправлению измеренных осадков к двум-трем простым арифметическим действиям, доступным любому наблюдателю. Естественно, что такое упрощение неизбежно понизит точность оценки исправленного слоя осадков. Однако необходимо, чтобы это ухудшение находилось в пределах допустимого. Рассмотрим возможность такого упрощения методики.

Основная расчетная формула, рекомендуемая для определения исправленного слоя атмосферных осадков x_n по величине измеренного слоя, имеет вид

$$x_n = (x_1 + \Delta x_c + \Delta x_E - \Delta x_m)K. \quad (1)$$

где Δx_c и Δx_E — поправки на смачивание осадкомерного ведра и испарение уловленных им осадков, Δx_m — поправка на надувание в ведро осадкомера «ложных» осадков во время метели и K — поправочный коэффициент на ветровой недоучет осадков.

Само по себе сложение x_1 с Δx_c и Δx_E , вычитание из этой суммы величины Δx_m (если была метель) и умножение результата на коэффициент K является несложной операцией. Необходимо только иметь готовые значения этих компонентов формулы (1).

Величина коэффициента K для твердых атмосферных осадков зависит от скорости ветра и температуры воздуха во время их выпадения. Определение этих метеорологических элементов не представляет трудности, поскольку на метеорологических станциях они

систематически измеряются. На осадкомерных постах можно установить флюгеры или простые наземные ветромеры и хотя бы бытовые наружные термометры, чтобы по этим приборам можно было измерять скорость ветра и температуру воздуха во время выпадения осадков.

Для данной метеорологической станции можно принять постоянный коэффициент перехода от скорости ветра, измеренной на высоте флюгера, к скорости ветра на уровне верхнего края осадкомерного ведра (k_{Φ}). Тогда для этого значения коэффициента k_{Φ} можно составить таблицу коэффициентов K с двумя входами: u_{Φ} — скорость ветра по флюгеру и t — температура воздуха. Образец таблицы приведен в приложении 1. Интервалы изменения коэффициента k_{Φ} скорости ветра и температуры воздуха должны быть выбраны такими, чтобы различие в значениях коэффициента K для соседних цифр не превышало 5%.

Аналогично решается вопрос и о табулировании значений коэффициента K для жидких осадков. В качестве входных параметров здесь используется та же скорость ветра по флюгеру u_{Φ} и слой измеренных осадков x_1 . С этой величиной коррелятивно связан параметр структуры жидких осадков N . Действительно, дожди, дающие большой слой осадков, выпадают чаще всего с интенсивностью, превышающей 0,03 мм/мин, а дожди с небольшим слоем осадков обычно имеют и малую интенсивность. Использование связи $N = f(x_1)$ вместо постоянного значения параметра N , как это рекомендовалось ранее, существенно уменьшает неточность определения ветрового недоучета осадков при больших дождях, где влияние коэффициента N особенно велико.

Образец таблицы $k = f(x_1, u_{\Phi})$ приведен в приложении 2. Принцип составления таких таблиц должен быть таким же, как и таблиц K для твердых осадков: различие в соседних значениях K не должно превышать 5%.

Значительно сложнее оказалась разработка упрощенного приема определения поправки $\Delta = \Delta x_c + \Delta x_E$. Целесообразность суммарного нахождения этих поправок очевидна: величина Δx_c зависит от Δ_E , а сама изменяется в сравнительно узких пределах.

Основным изменяющимся компонентом величины Δ является поправка на испарение Δx_E . Как показали детальные расчеты, выполненные на ЭВМ, величина Δx_E на территории СССР изменяется в течение года в широких пределах, от 0,1 до 1,3 мм, и зависит от большого числа факторов, определяющих интенсивность испарения осадков из ведра осадкомера. К числу таких факторов относятся: температура и влажность воздуха, скорость ветра, поглощенная едром осадкомера суммарная солнечная радиация S_b , продолжительность периода нахождения осадков в ведре осадкомера. В свою очередь величина S_b зависит от времени года, часа суток, облачности, мутности атмосферы, связанной со временем года и широтой места расположения метеорологической станции. При упрощении методики определения величины Δx_E надо выделить из массы факторов те, влияние которых на величину S_x наиболее заметно. В ре-

зультате выполнения большого числа расчетов величины Δx_E с помощью ЭВМ установлено, что наиболее изменчивыми и наиболее сильно влияющими на величину Δx_E факторами являются температура воздуха, суммарная солнечная радиация, скорость ветра и продолжительность периода нахождения осадков в ведре осадкомера. Табулирование величины Δ для такого числа параметров практически неосуществимо. Поэтому приходится идти к дальнейшее упрощение: принимать осредненное значение скорости ветра и осредненную продолжительность периода нахождения осадков в ведре осадкомера.

Температура воздуха и суммарная солнечная радиация существенно изменяются по территории СССР и во времени. Поэтому всю территорию СССР приходится делить на ряд прямоугольников 10° по широте и один часовой пояс по долготе, а расчет величин Δ выполняется для каждого срока наблюдений и каждого месяца года отдельно. При этом учитывается суточный ход температуры воздуха и суммарной солнечной радиации. Скорость ветра принимается постоянной — 2 м/с, относительная влажность воздуха, фактор мутности атмосферы и альбеда территории берутся равными их среднемесячным значениям, а облачность принимается равной 9 баллам, что соответствует ее среднему значению за период испарения осадков из ведра осадкомера по данным ряда метеорологических станций. При расчете величин Δ различие в соседних значениях ее не превышает 0,2 мм. Величина Δ рассчитывалась для $x_1=0,1$ мм. Как показали многочисленные пробные расчеты в этом случае получается наилучшее совпадение величин Δ , вычисленных по полной и упрощенной методикам.

Величина Δ существенно зависит от того, вложена ли воронка в ведро осадкомера или вынута из него. По Наставлению, воронка должна устанавливаться в ведро при положительной температуре воздуха и выниматься из него при отрицательной. Так как в пределах одного месяца температура воздуха бывает выше и ниже нуля, то таблицы Δ составляются в двух вариантах: для положительных и для отрицательных температур воздуха. Значения этих температур взяты медианными среди всех случаев температур данного знака.

В горных районах температура воздуха существенно меняется с высотой местности. Поэтому здесь таблицы величин Δ составляются отдельно для ряда высотных зон. Принцип разделения территории на зоны остается прежним: изменение величины Δ не превышает 0,2 мм между соседними значениями ее. Образец таблицы приведен в приложении 3. Величины ошибок, возникающих при описанном выше упрощении методики определения величин Δ оценены путем сопоставления величин исправленных осадков, вычисленных по полной методике и по упрощенной. Такие расчеты выполнены для ряда метеорологических станций, находящихся в различных климатических зонах СССР. Среднеквадратичная ошибка оказалась лежащей в пределах 4—5%, что практически вполне допустимо.

Для поправки Δx_m также составлены таблицы $\Delta x_m = f(u_{\phi}, \tau_m)$, где τ_m — продолжительность метели в часах. Каждая таблица соответствует одному значению коэффициента k_{ϕ} . Образец таблицы приведен в приложении 4.

При наличии готовых таблиц Δ , Δx_m и K определение исправленного слоя атмосферных осадков сводится к совершенно простым действиям: выборке значений Δ , Δx_m и K из соответствующих таблиц и вычислению x_m по формуле

$$x_m = (x_1 + \Delta - \Delta x_m)K. \quad (2)$$

Такой упрощенный вариант определения величин x_m может быть рекомендован для практического использования на сети гидрометстанций и постов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Браславский А. П., Струзер Л. Р., Шергина К. Б. Методика определения исправленных величин атмосферных осадков при срочных наблюдениях. — «Труды ГГО», 1975, вып. 341, с. 32—50.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

ЗНАЧЕНИЯ ВЕТРОВОГО КОЭФФИЦИЕНТА K ОСАДКОМЕРА ТРЕТЬЯКОВА. $k_{\phi} = 0,75$

Твердые осадки

u_{ϕ} м/с	Температура воздуха (от—до) °С									
	2,1 —1	—2,1 —4	—4,1 —6	—6,1 —8	—8,1 —10	—10,1 —15	—15,1 —20	—20,1 —30	—30,1 —40	—40,1 —50
0	1,03	1,04	1,05	1,05	1,06	1,06	1,07	1,08	1,09	1,10
1	1,07	1,09	1,11	1,12	1,13	1,15	1,17	1,19	1,2	1,2
2	1,16	1,2	1,2	1,3	1,3	1,3	1,4	1,4	1,5	1,5
3	1,3	1,3	1,4	1,4	1,5	1,5	1,6	1,7	1,8	1,8
4	1,4	1,5	1,6	1,6	1,7	1,8	1,9	2,0	2,1	2,2
5	1,6	1,6	1,7	1,8	1,9	2,0	2,1	2,3	2,5	2,5
6	1,6	1,8	1,9	2,0	2,1	2,3	2,4	2,6	2,8	2,9
7	1,7	2,0	2,1	2,2	2,3	2,5	2,7	3,0	3,2	3,3
8	1,9	2,1	2,3	2,4	2,6	2,8	3,0	3,3	3,6	3,7
9	2,0	2,3	2,5	2,7	2,8	3,0	3,3	3,7	3,9	4,1
10	2,1	2,5	2,7	2,9	3,1	3,3	3,6	4,0	4,3	4,6
11	2,3	2,7	2,9	3,1	3,3	3,6	4,0	4,4	4,7	5,0
12	2,4	2,8	3,1	3,3	3,6	3,9	4,3	4,7	5,2	5,4
13	2,5	3,0	3,3	3,6	3,8	4,2	4,6	5,1	5,6	5,9
14	2,7	3,2	3,5	3,8	4,1	4,5	5,0	5,5	6,0	6,3
15	2,8	3,4	3,7	4,1	4,3	4,8	5,3	5,9	6,4	6,8

ЗНАЧЕНИЯ ВЕТРОВОГО КОЭФФИЦИЕНТА К ОСАДКОМЕРУ
ТРЕТЬЯКОВА. $k_{\Phi}=0,75$

Жидкие осадки

u_{Φ} м/с	Слой измеренных осадков, мм								
	0,0—0,8	0,8—2,0	2,1—3,0	3,1—6,0	6,1—9,0	9,1—12,0	12,1—20,0	20,1—30,0	≥30,1
0	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
1	1,01	1,01	1,01	1,01	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
2	1,02	1,02	1,02	1,02	1,01	1,01	1,01	1,01	1,00
3	1,04	1,04	1,03	1,03	1,02	1,02	1,01	1,01	1,00
4	1,05	1,05	1,05	1,04	1,03	1,03	1,02	1,01	1,01
5	1,07	1,07	1,06	1,05	1,04	1,04	1,03	1,02	1,01
6	1,09	1,08	1,07	1,07	1,05	1,04	1,03	1,02	1,01
7	1,10	1,10	1,09	1,08	1,06	1,05	1,04	1,02	1,01
8	1,12	1,11	1,10	1,09	1,07	1,06	1,04	1,03	1,02
9	1,13	1,13	1,12	1,10	1,09	1,07	1,05	1,03	1,02
10	1,16	1,15	1,13	1,12	1,10	1,08	1,06	1,04	1,02
11	1,18	1,16	1,15	1,13	1,11	1,09	1,06	1,04	1,02
12	1,2	1,18	1,17	1,15	1,12	1,10	1,07	1,05	1,03
13	1,2	1,2	1,19	1,16	1,13	1,11	1,08	1,05	1,03
14	1,2	1,2	1,2	1,18	1,14	1,12	1,09	1,05	1,03
15	1,3	1,2	1,2	1,19	1,16	1,13	1,09	1,06	1,03

**ПОПРАВКА НА ИСПАРЕНИЕ И СМАЧИВАНИЕ (Δ мм) К ОСАДКАМ,
ИЗМЕРЕННЫМ ОСАДКОМЕРОМ ТРЕТЬЯКОВА В 3, 9, 15, 21 ч мск.**

Месяц	Воронка вложена				Воронка вынута			
	3	9	15	21	3	9	15	21
Пояс 2 (50—60' с. ш.)								
Высота 1—200 м над ур. м.								
I	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
II	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
III	0,1	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,2	0,1
IV	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,3	0,2
V	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,4	0,2
VI	0,2	0,2	0,4	0,3	0,1	0,2	0,4	0,3
VII	0,2	0,3	0,4	0,3	—	—	—	—
VIII	0,2	0,2	0,3	0,3	0,1	0,2	0,4	0,2
IX	0,2	0,2	0,3	0,2	0,1	0,1	0,3	0,2
X	0,1	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,2	0,1
XI	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
XII	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1

ПОПРАВКА Δx_m (мм) К ОСАДКАМ, ИЗМЕРЕННЫМ ОСАДКОМЕРОМ ТРЕТЬЯКОВА ВО ВРЕМЯ МЕТЕЛИ

$u_{\Phi}^{м/с}$	Продолжительность метели, ч											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Общая метель												
<4,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
4,1—5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
5,1—6	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,4
6,1—7	0,0	0,1	0,1	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,4	0,4	0,5	0,5
7,1—8	0,1	0,1	0,2	0,2	0,3	0,3	0,4	0,4	0,5	0,6	0,6	0,7
8,1—9	0,1	0,1	0,2	0,3	0,3	0,4	0,5	0,5	0,6	0,7	0,7	0,8
9,1—10	0,1	0,2	0,2	0,3	0,4	0,5	0,5	0,6	0,7	0,8	0,8	0,9
10,1—11	0,1	0,2	0,3	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,8	0,9	1,0
>11	0,1	0,2	0,3	0,4	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0	1,1
Низовая метель												
<11,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
11,1—12	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1
12,1—13	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
13,1—14	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2
14,1—15	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3
15,1—16	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3
16,1—17	0,0	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,3	0,4	0,4	0,4	0,4
17,1—18	0,0	0,1	0,1	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,4	0,4	0,5	0,5
18,1—19	0,0	0,1	0,1	0,2	0,2	0,3	0,3	0,4	0,4	0,5	0,5	0,6
19,1—20	0,1	0,1	0,2	0,2	0,3	0,3	0,4	0,5	0,5	0,6	0,6	0,7
20,1—21	0,1	0,1	0,2	0,3	0,3	0,4	0,5	0,5	0,6	0,7	0,7	0,8
21,1—22	0,1	0,2	0,2	0,3	0,4	0,5	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	0,9
>22	0,1	0,2	0,3	0,4	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0	1,1

В. Н. Аднашкин, А. А. Афанасьев

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ПОСТРОЕНИЯ ФОТОМЕТРОВ РАССЕЯННОГО СВЕТА

В ряде случаев для определения прозрачности атмосферы (метеорологической дальности видимости S_m) наряду с трансмиссометрами используются нефелометры, являющиеся фотометрами рассеянного света (ФРС). Эти приборы, позволяющие измерять S_m в диапазоне от нескольких метров до 200 км с погрешностью, не превышающей 20%, используются также при исследовании атмосферного аэрозоля, микроструктуры облаков и туманов и в целях получения режимной информации о прозрачности атмосферы.

На выбор конкретной схемы ФРС влияют следующие факторы:

- 1) структура рассеивающей среды;
- 2) время пребывания среды в рассеивающем объеме.

В работе [5] было показано, что для исключения влияния микроструктуры среды на достоверность результатов измерений прозрачности реальной атмосферы требуется выполнение условия

$$NV_p \gg 1, \quad (1)$$

где N — концентрация частиц, см^{-3} ; V_p — рассеивающий объем, м^3 . При выполнении этого условия, устанавливающего независимость свойств рассеивающего объема от случайного перераспределения рассеивающих частиц, для получения достоверного результата достаточно одиночного съема информации из V_p . Поскольку в подавляющем большинстве случаев в ФРС используются импульсные источники света, обеспечивающие получение наибольшего соотношения сигнал — шум, это осуществляется освещением (зондированием) рассеивающего объема одиночным световым импульсом. Если $NV_p \geq 1$, то получение достоверной информации возможно лишь при временном осреднении результатов измерений. В этом случае условие (1) переходит в условие

$$\sum_i (NV_p)_i \gg 1, \quad (2)$$

где i — количество зондирующих световых импульсов.

Минимальный размер рассеивающего объема $V_{p, \text{мин}}$ определяется максимальной величиной измеряемого значения S_m . Так, для

измерения предельно возможных в земных условиях значений прозрачности атмосферы ($S_p \approx 300$ км, $N = 10^2$ см⁻³), приняв $NV_p = 10^3$ получим, что $V_p, \text{ мин} \geq 0,1$ см³.

При высоких значениях прозрачности атмосферы основной вклад в рассеянную компоненту дает молекулярное рассеяние, при котором условие (1) выполняется безусловно; с уменьшением прозрачности все большую роль играет аэрозольное рассеяние. Так в диапазоне прозрачности атмосферы $S_M = 20 \div 1$ км наиболее типически активными частицами являются частицы радиусом $r = 0,1 \div 0,3$ мкм, среднее число которых в 1 см³ равно 10^3 [7].

Высота середины слоя над основанием, м	Толщина слоя, м	Число капель, см ⁻³
25	0—50	300
100	51—150	460
225	151—300	200
400	301—500	140
600	501—700	90
800	701—900	70
1000	901—1100	70
1450	1101—1800	40

Приняв $V_p = 1$ см³, получим $NV_p = 10^3$, что обеспечивает выполнение условия (1).

В густых туманах ($S_M = 400 \div 10$ м) размеры наиболее активных частиц лежат в пределах 3—10 мкм [2], концентрация которых $N = 10^2$. В таблице приведено среднее распределение числа капель радиусом r с 4 до 18 мкм в 1 см³ по высоте для облаков типа С различной мощности [9].

Как следует из данной таблицы, в облаках, как и в туманах, получение достоверной информации может быть достигнуто использованием ограниченного числа световых импульсов (вплоть до одного).

Положение меняется существенным образом, если измерение прозрачности атмосферы происходит при наличии жидких или твердых осадков. Так, при умеренном дожде (интенсивность 5 мм/ч) в 50 см³ в течение 1 с в среднем находится 1 капля диаметром 0,5—4 мм [9], что для соблюдения условия (1) требует увеличения V_p либо до 500 см³ при использовании одиночного светового импульса, либо до 10 см³ при частоте вспышек $f = 50$ Гц.

Следует отметить, что осадки (за исключением ливней и сильных снегопадов) практически не уменьшают прозрачности атмосферы при значении $S_M \leq 2$ км до дождя и $S_M \leq 1$ км до снегопада [1]. Однако поскольку интенсивность рассеянного света пропорциональна третьей степени объема рассеивателя [7], то небольшое число капель (снежинок), попадающих в рассеивающий объем ФРС и не определяющих, как указано выше, прозрачность среды существенно занижают ее значение. Поэтому в ряде устройств [8, 10] производят защиту V_p от попадания гидрометеоров, однако в этом случае происходит потеря информации о явлении. Вместе с тем корректное измерение прозрачности дымки в умеренных осадках можно осуществить, например выбрав величину V_p мало

исключая в электрическом тракте прибора (при попадании капель или снежинок в V_p) значения сигнала, превышающие текущее значение измеряемого параметра, с одновременным использованием этих сигналов для сохранения информации о явлении.

Что же касается измерений в ливнях и сильных снегопадах, которые существенно уменьшают прозрачность (снегопады, например, в 10—15 раз менее прозрачны, чем дожди, когда их интенсивности эквивалентны [1]), то наряду с измерением прозрачности сумки необходим учет сигналов от крупных рассеивателей. Но для решения вопросов построения схем ФРС, способных производить измерения прозрачности атмосферы при интенсивных дождях (ливнях) и сильных снегопадах, необходимо получение дополнительного экспериментального материала.

Увеличение погрешности при измерениях в осадках характерно не только для ФРС. В работе [6] произведен анализ погрешностей, обусловленных попаданием рассеянного света на фотоприемник трансмиссометра при различных значениях прозрачности атмосферы и длины базы прибора. Следует отметить, что автор учитывает лишь свет, рассеянный назад. Однако для трансмиссометров любого типа (как с источником света и фотоприемником, размещенными в одном блоке, так и разнесенными в отдельных блоках на концах измерительной базы) более существенную роль играет излучение, рассеянное вперед. Так, по данным [2], при определенных условиях оно в 24 раза превышает излучение, рассеянное назад. По-видимому, в осадках ошибка из-за неучета радиации, рассеянной под углами 0 и 180°, будет еще больше, ввиду чего она должна быть либо учтена в шкале прибора, либо исключена.

Для целей изучения мелкомасштабных неоднородностей среды или быстропотекающих изменений прозрачности стационарными станциями, а также при исследовании облаков с борта самолета стоянная времени прибора должна быть выбрана малой. Например, самолетный ФРС, предназначенный для исследования микроструктуры облаков, должен обеспечивать пространственное разрешение порядка нескольких метров. Это условие диктует необходимость выбора схемы измерения, обеспечивающей получение информации по результатам одиночного зондирования среды.

Известно, что подавляющее большинство фотометров (как осебленного, так и рассеянного света) строится по двухканальной схеме, свободной от погрешности измерения, обусловленной нестабильностью характеристик источника света и фотоприемника. Двухканальная схема может быть реализована в двух вариантах — параллельной и последовательной работой опорного и измерительного каналов. В первом варианте каждый канал имеет свой фотоприемник, во втором используется один фотоприемник, ко входу которого поочередно (с помощью коммутатора оптических каналов — КОК) подключаются оптические каналы. При импульсной работе КОК, когда импульсы света поочередно поступают на опорный и измерительный каналы, информация о прозрачности атмосферы может быть извлечена из сравнения каждой пары им-

пульсов при условии равенства амплитуд двух последовательно излучаемых световых сигналов. Однако нестабильность амплитуды световых вспышек, присущая газоразрядным импульсным лампам, являющимся наиболее распространенными источниками световых импульсов, достаточно велика (для строботрона ИСШ-100-2 она достигает 2% [4]). Для уменьшения разброса амплитуд до 1% необходимо формирование последовательности не менее чем из 30 импульсов для каждого оптического канала, что при скорости полета 450 км/ч (125 м/с) и частоте вспышек $f=50$ Гц приведет к пространственному осреднению примерно 150 м.

Таким образом, использование традиционной двухканальной последовательной схемы с одним фотоприемником и КОК не позволяет решать поставленную задачу. В этом случае, по-видимому, целесообразнее использовать двухканальную параллельную схему измерений с двумя фотоприемниками, свободную от погрешности измерения, связанной с нестабильностью амплитуды световых импульсов, поскольку каждый импульс одновременно поступает и в измерительный, и в опорный каналы. В этом случае пространственное разрешение составит 2,5 м. Погрешность измерения, обусловленную использованием двух фотоприемников, можно устранить введением дополнительных схем контроля и выравнивания их характеристик в процессе эксплуатации.

Таким образом, учитывая особенности построения ФРС, предназначенных для измерения прозрачности атмосферы в осадках с движущихся объектов и при исследовании быстропротекающих процессов, необходимо производить расчет величины рассеивающего объема и режима его зондирования, исходя из структуры рассеивающей среды и ее изменчивости.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гаврилов В. А. Прозрачность атмосферы и видимость. Л., Гидрометеоздат, 1958. 165 с.
2. Грибанов А. И. Методы расчета видимости при направленном освещении. М., Госэнергоиздат, 1955. 143 с.
3. Зайцев В. А., Ледохович А. А. Приборы для исследования туманов и облаков и измерения влажности. Л., Гидрометеоздат, 1970. 248 с.
4. Маршак И. С. Импульсные источники света.—«Приборы и техника эксперимента», 1962, № 3, с. 5—22.
5. Розенберг Г. В. Электродинамика статистически неоднородных сред и теория переноса.—В кн.: Теоретические и прикладные проблемы рассеяния света. Минск, «Наука и техника», 1971, с. 159—170.
6. Хаин А. П. О возможности применения лазеров в трансмиссионных приборах для измерения видимости.—«Тр. НИИГМП», 1972, вып. 27, с. 3—15.
7. Хюлст Г., ван де. Рассеяние света малыми частицами. М., Изд-во иностр. лит., 1961. 536 с.
8. Garland I. A., Rae I. B. An integrating nephelometer for atmospheric studies and visibility warning devices.—„J. Phys.”, 1970, E3, № 4, p. 275—286.
9. Marshall I. S., Palmer W. M. The distribution of raindrops with size.—„G. Meteorology”, 1948, vol 5, № 4, p. 165—166.
10. Rae I. B., Garland I. A. A stabilized integrating nephelometer for visibility studies.—„Atmosph. environment”, 1970, vol. 4, № 2, p. 219—223.

П. Я. Никишков

РЕЗУЛЬТАТЫ ОПЫТНОЙ ЭКСПЛУАТАЦИИ ПРИБОРОВ ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ И РЕГИСТРАЦИИ ВЫСОТЫ НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ ОБЛАКОВ И ВЕРТИКАЛЬНОЙ ВИДИМОСТИ М-105

Современное достаточно совершенное свето- и радиотехническое оборудование аэродромов и самолетов не позволяет произвести посадку при отсутствии видимости взлетно-посадочной полосы (ВПП) или огней. На самом последнем этапе посадки — потяжке необходимо войти в зрительный контакт с ВПП. Расстояние, с которого экипаж может войти в зрительный контакт с ВПП, зависит от дальности видимости и высоты нижней границы облаков. Поэтому представление информации об этих характеристиках остается одной из важных задач по метеорологическому обеспечению авиации.

Для измерения высоты нижней границы облаков (ВНГО) на АМСГ широко используются светоимпульсные измерители и регистраторы высоты облаков (ИВО и РВО). Все возрастающая интенсивность воздушного движения и уменьшение метеоминимумов посадки воздушных судов требуют обеспечить непрерывное измерение и регистрацию ВНГО не реже чем через одноминутный интервал времени. Повышаются требования к точности и к нижнему пределу измерения ВНГО.

В связи с этим ведутся работы по совершенствованию существующих и разработка новых методов и средств измерения высоты нижней границы облаков и дальности видимости.

В 1977 г. (февраль—май) в ГГО им. А. И. Воейкова проводилась опытная эксплуатация двух образцов приборов для измерения и регистрации высоты нижней границы облаков (М-105), разработанных НИИ ГМП.

Принцип измерения ВНГО прибором М-105 триангуляционный. Он заключается в измерении угла α , под которым сканирующий импульсный луч прожектора создал световое пятно на нижнем основании облаков, находящемся строго перпендикулярно над приемным устройством. Зная расстояние между прожектором

и приемником L (оно должно быть равно $100 \pm 0,5$ м), по формуле $H = L \operatorname{tg} \alpha$ определяется ВНГО.

При работе прибора импульсный луч прожектора сканирует от 0 до 90° в вертикальной плоскости, проходящей через приемник.

В момент начала движения луча от горизонта ($\alpha = 0^\circ$) в схему прибора поступает сигнал «старт», что обеспечивает регистрацию нулевой линии на ленте самописца, в момент попадания сигнала от светового пятна в приемное устройство — сигнал «стоп». Время за которое происходит перемещение луча от 0 до 90° (30 с), заполнено строго определенным для данного прибора количеством импульсов, вырабатываемых схемой. Число импульсов от «старта» до «стопа» соответствует углу α .

В комплект прибора М-105 входят импульсный прожектор, приемное устройство, преобразователь, самописец, блок управления самописцем, индикатор.

Т а б л и ц а

Средние квадратические разности в измерении ВНГО приборами М-105 и ИВО-1м

Условия погоды	Количество измерений	Средняя квадратическая разность в измерении ВНГО по			
		индикаторам М-105, м		регистраторам М-105,	
		№ 17	№ 19	№ 17	№ 19
Туман	270	83	98	23	25
Снег	900	102	105	37	35
Дождь	1350	67	74	36	45
ВНГО 50—100 м	300	16	16	19	20
100—200 м	900	18	18	20	18
200—300 м	780	22	23	24	24
300—400 м	600	20	34	16	33
400—500 м	720	31	50	31	45
500—1000 м	900	34	116	36	106

Прожектор и приемное устройство устанавливаются на открытом воздухе (на аэродромах — у ближнего радиомаркерного пункта) и могут работать при температуре окружающего воздуха от -40 до 50°C и относительной влажности воздуха $95 \pm 3\%$ (при температуре $+30^\circ\text{C}$). Обеспечена пыле- и брызгозащищенность Преобразователь, самописец, блок управления самописцем и индикатор устанавливаются в помещении и могут работать при температуре от 10 до 35°C и относительной влажности до 80% (при температуре 35°C).

Прибор М-105 обеспечивает измерение и регистрацию ВНГО в диапазоне от 10 до 1000 м при метеорологической дальности ви

имости (МДВ) более 1 км, а также вертикальной видимости при МДВ от 100 до 1000 м. Управление работой прожектора и приемника, а также передача сигналов в преобразователь осуществляется по двум парам телефонной линии связи на расстоянии до км.

Частота измерения и регистрации ВНГО не реже двух раз в минуту. Питание прибора осуществляется от сети переменного тока напряжением 220 В, частотой 50 Гц. Потребляемая мощность при включенном обогреве до 1,8 кВт, без обогрева 0,5 кВт. Прибор рассчитан на безнадзорную работу в течение 7 дней. Общая масса прибора М-105 320 кг.

Таблица 2

Средние квадратические разности измерения ВНГО между приборами М-105 и средней квадратической величиной, измеренной тремя приборами (М-105, ИВО-1 м и РВО-2)

Условия погоды	Количество измерений	Средняя квадратическая разность измерения ВНГО между приборами М-105 и средней квадратической величиной, вычисленной по							
		М-105 № 17, ИВО-1 м и РВО-2				М-105 № 19, ИВО-1 м и РВО-2			
		ИВО-1 м	М-105 № 17, м	М-105 № 19, м	РВО-2, м	ИВО-1 м	М-105 № 17, м	М-105 № 19, м	РВО-2, м
туман	270	15	26	27	23	15	28	26	22
снег	900	22	87	101	33	22	92	93	34
дождь	1350	21	34	49	24	23	45	32	29
ВНГО 50—100 м	300	7	14	15	18	8	16	14	10
100—200 м	900	9	12	15	12	9	16	12	12
200—300 м	780	9	15	22	9	10	22	15	11
300—400 м	600	10	13	33	13	16	24	21	14
400—500 м	720	14	21	54	15	19	39	33	22
500—1000 м	900	21	21	115	18	40	54	73	40

Во время опытной эксплуатации производились синхронные измерения ВНГО двумя приборами М-105, приборами ИВО-1м РВО-2. На приборах М-105 производилась регистрация ВНГО. Всего сделано 6720 синхронных измерений ВНГО. Все измерения были разделены на группы, характеризующиеся различными метеословиями (туман, снег, дождь, ВНГО 50—100, 100—200, 200—300, 300—400, 400—500, 500—1000 м). По этим данным на ЭВМ были вы-

числены средние квадратические разности $\sigma = \sqrt{\frac{\sum H^2}{n}}$ измерения ВНГО ИВО-1м, между двумя приборами М-105 и по сравнению со средним квадратическим значением ВНГО, вычисленным по отчетам ИВО-1м, одному из приборов М-105 и РВО-2.

Полученные результаты приведены в табл. 1 и 2.

По результатам опытной эксплуатации приборов М-105 и обработки материалов можно сделать следующие выводы:

1) приборы М-105 обеспечивают измерение и непрерывную регистрацию ВНГО через каждые 30 с;

2) погрешность измерения ВНГО приборами М-105 при высоте от 50 до 300 м не более ± 15 м, при высоте от 300 до 1000 м — не более 10%;

3) при наличии тумана, выпадении снега и дождя на индикаторах приборов М-105 действительного значения ВНГО не отображается. Высвечиваемая информация указывает только на наличие тумана или осадков в месте установки прожектора и приемника М-105. Об этом же дают информацию и первые отметки на лентах самописцев, часто начинающиеся от нулевой линии.

Кроме указанных в п. 3 выводов недостатков приборов М-105 при опытной эксплуатации выявлено, что в результате трения при движении фламастера по оси каретки при работе самописца происходит занижение регистрируемого значения ВНГО и создается большой шум, мешающий работе дежурного метеонаблюдателя.

После устранения недостатков прибор М-105 может обеспечить непрерывное измерение и регистрацию ВНГО в пределах от 10 до 1000 м.

Ж. Д. Алибегова, Г. Б. Брылев, Н. Ф. Иванова

СООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ СТАТИСТИЧЕСКИМИ ХАРАКТЕРИСТИКАМИ ДОЖДЕЙ РАЗЛИЧНОЙ ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ ПО ДАННЫМ ВАЛДАЙСКОГО ЛИВНЕМЕРНОГО КУСТА

Интенсивное использование характеристик дождей (количества, продолжительности и интенсивности) в практике климатических, синоптических, инженерных и т. п. расчетов все чаще требует аналитической формы их представления. Некоторые исследования в этом направлении проводились в разное время З. П. Богомазой и З. П. Петровой [2, 3]. Полученные в последней работе соотношения между интенсивностью, продолжительностью и площадью распространения жидких осадков в течение длительного периода времени оставались основными в разного рода расчетных схемах.

Некоторые шаги в этом направлении были сделаны польскими специалистами, рассчитавшими для района Варшавы зависимость между средней и максимальной интенсивностью ($I_{\text{макс}}$) дождей различной длительности [8].

Для решения поставленной задачи в настоящей работе учитывалось естественное разделение дождей по их генезису на моросящие, обложные и ливневые. Одним из наиболее точных критериев такого разделения дождей по генетическим (а следовательно, и по морфологическим) признакам является их продолжительность. С учетом исследований, выполненных А. В. Лебедевым [6], все дожди по этому критерию грубо можно разделить на три категории с продолжительностью не более 1 ч, от 1 до 3 ч и больше 3 ч.

При подготовке статьи были проанализированы данные об осадках ($I_{\text{макс}}$, $I_{\text{ср}}$, Q), выпавших в течение теплого времени года за период не менее 5 лет в районе Валдайского ливнемерного куста. Задача аппроксимации распределений характеристик осадков различной продолжительности решалась общепринятым способом [4, 5]. Известно, что если функция распределения того или иного метеорологического элемента близка к нормальной, то для исследования всего спектра его изменчивости можно ограничиться вычислением средней величины и ее дисперсии. Все это относится

Эмпирическое и теоретическое распределения по частотам (%) средней ($I_{\text{ср}}$) и максимальной ($I_{\text{макс}}$) интенсивности и количества (Q) выпадающих осадков для дождей различной продолжительности

$I_{\text{ср}}$ мм/мин			$I_{\text{макс}}$ мм/мин			Q мм		
Интервал	Вероятность		Интервал	Вероятность		Интервал	Вероятность	
	эмпир.	теор.		эмпир.	теор.		эмпир.	теор.
а) $t \leq 1$ ч								
0,000—0,02	60,1	70,8	0,000—0,10	76,2	78,8	0,00—1,0	81,8	84,8
0,021—0,04	16,2	14,0	0,101—0,20	9,6	8,6	1,01—2,0	10,5	7,8
0,041—0,06	8,9	4,3	0,201—0,30	5,0	3,7	2,01—3,0	3,5	3,0
0,061—0,08	2,7	2,5	0,301—0,40	1,0	2,2	3,01—4,0	1,6	1,6
0,081—0,10	3,2	1,7	0,401—0,50	2,3	1,5	4,01—5,0	1,0	1,0
0,101—0,12	3,2	1,2	0,501—0,60	2,1	1,2	5,01—6,0	0,3	0,6
0,121—0,14	1,6	0,9	0,601—0,70	0,4	0,8	6,01—7,0	0,4	0,4
0,141—0,16	0,7	0,7	0,701—0,80	0,7	0,6	7,01—8,0	0,2	0,3
0,161—0,18	0,6	0,6	0,801—0,90	0,6	0,5	8,01—9,0	0,2	0,2
0,181—0,20	0,5	0,5	0,901—1,00	0,5	0,5	9,01—10,0	0,0	0,1
0,201—0,44	1,7	2,2	1,01—1,58	0,8	0,6	10,1—12,2	0,2	0,2
0,441—0,68	0,2	0,4	1,581—2,16	0,1	0,2	12,21—14,4	0,1	0,1
0,681—0,92	0,2	0,1	2,161—2,74	0,2	0,7	14,41—16,6	0,0	0,0
0,921—1,16	0,1	0,1	2,741—3,32	0,1	0,2	16,61—18,8	0,0	0,0
1,161—1,40	0,1	0,0	3,321—3,90	0,0	0,0	18,81—21,0	0,0	0,0
Среднее	0,038	0,037		0,115	0,132		0,737	0,884
Максимальное	1,400			3,900			21,00	
D	0,003	0,004		0,070	0,062		1,788	1,506
\sqrt{D}	0,059	0,065		0,264	0,250		1,337	1,227
KW	1,532	1,777		2,285	1,895		1,824	1,388
PA	7,309	6,710		6,133	6,296		5,902	6,351
E	104,837	76,393		55,662	56,993		53,317	58,530
n	4319							

б) $1 \text{ ч} < t \leq 3 \text{ ч}$

0,000—0,020	66,9	69,0	0,00—0,10	70,0	66,8	0,00—1,00	47,7	44,
0,021—0,040	19,0	16,3	0,11—0,20	10,7	11,5	1,01—2,00	20,2	33,
0,041—0,060	7,6	6,6	0,21—0,30	4,9	5,5	2,01—3,00	10,6	6,
0,061—0,080	1,5	3,4	0,31—0,40	2,3	3,5	3,01—4,00	6,9	3,
0,081—0,100	2,3	1,9	0,41—0,50	3,5	2,5	4,01—5,00	5,1	2,
0,101—0,120	1,1	1,1	0,51—0,60	3,4	1,8	5,01—6,00	3,3	1,
0,121—0,140	0,6	0,6	0,61—0,70	0,7	1,4	6,01—7,00	1,9	1,

I_{cp} мм/мин			I_{max} мм/мин			Q мм		
Интервал	Вероятность		Интервал	Вероятность		Интервал	Вероятность	
	эмпир.	теор.		эмпир.	теор.		эмпир.	теор.
0,141—0,160	0,2	0,4	0,71—0,80	1,7	1,1	7,01—8,00	1,1	1,0
0,161—0,180	0,3	0,2	0,81—0,90	1,2	0,9	8,01—9,00	0,4	0,8
0,181—0,200	0,2	0,1	0,91—1,00	0,7	0,7	9,01—10,0	0,5	0,6
0,201—0,216	0,1	0,1	1,01—1,96	2,6	3,1	10,01—19,20	1,8	2,4
0,217—0,232	<0,1	<0,1	1,97—2,92	0,5	0,7	19,21—28,40	0,3	0,5
0,243—0,248	<0,1	<0,1	2,93—3,88	0,2	0,2	28,41—37,60	<0,1	0,1
0,249—0,264	<0,1	<0,1	3,89—4,84	<0,1	<0,1	37,61—46,80	<0,1	<0,1
0,265—0,280	<0,1	<0,1	4,85—5,80	0,1	<0,1	46,81—56,00	<0,1	<0,1
Среднее	0,026	0,023		0,182	0,204		2,095	2,128
Максимальное	0,280			5,800			56,00	
σ	0,0007	0,0008		0,1545	0,151		8,826	9,282
\sqrt{D}	0,026	0,028		0,393	0,389		2,971	3,047
$\langle W \rangle$	1,018	1,192		2,158	1,906		1,417	1,432
РА	3,429	3,739		5,628	5,029		5,733	5,322
ε	17,416	19,611		52,276	37,708		64,741	51,049
n	1937			1939			2622	

в) $t > 3$ ч

0,000—0,02	78,4	96,7	0,00—0,10	57,2	66,6	0,00—1,00	11,9	
0,021—0,04	15,5	1,5	0,11—0,20	19,7	13,3	1,01—2,00	13,0	
0,041—0,06	4,1	0,5	0,31—0,40	2,8	3,4	2,01—3,00	11,9	
0,061—0,08	0,8	0,3	0,21—0,30	6,9	5,5	3,01—4,00	11,1	
0,081—0,10	0,6	0,2	0,41—0,50	4,0	2,3	4,01—5,00	9,4	
0,101—0,12	0,3	0,1	0,51—0,60	3,8	1,7	5,01—6,00	6,9	
0,121—0,14	0,1	0,1	0,61—0,70	0,5	1,3	6,01—7,00	6,8	
0,141—0,16	0,0	0,1	0,71—0,80	1,1	1,0	7,01—8,00	5,0	
0,161—0,18	0,1	0,1	0,81—0,90	0,8	0,8	8,01—9,00	5,0	
0,181—0,20	<0,01	0,1	0,91—1,00	0,4	0,6	9,01—10,00	3,4	
0,201—0,32	<0,01	0,0	1,01—1,54	1,3	2,0	10,01—20,46	12,4	
0,321—0,44	<0,01	0,0	1,55—2,08	0,8	0,8	20,47—30,93	2,4	
0,441—0,56	<0,01	0,0	2,09—2,62	0,1	0,3	30,94—41,40	0,6	
0,561—0,68	<0,01	0,0	2,63—3,16	0,1	0,2	41,41—51,87	0,3	
0,681—0,80	<0,01	0,0	3,17—3,70	0,1	0,1	51,88—62,33	<0,01	
Среднее	0,020	0,017		0,190	1,196		6,016	6,192
Максимальное	0,800			3,70			62,4	

$I_{\text{ср}}$ мм/мин			$I_{\text{макс}}$ мм/мин			Q мм		
Интервал	Вероятность		Интервал	Вероятность		Интервал	Вероятность	
	эмпир.	теор.		эмпир.	теор.		эмпир.	теор.
D	0,0006	0,0006		0,0946	0,1183		37,587	40,940
\sqrt{D}	0,0246	0,0235		0,3075	0,3439		6,1308	6,398
C_v	1,238	1,404		1,6205	1,7566		1,019	1,033
A		19,483			5,297			2,480
E		573,505			37,837			9,270
n	1861							

Примечания: 1. Для дождей продолжительностью более 3 ч эмпирическое распределение Q не может быть аппроксимировано распределением Пирсона типа III. Для этого эмпирического распределения характерен сравнительно равномерный ход частот Q .

2. D — дисперсия, \sqrt{D} — среднее квадратичное отклонение, C_v — коэффициент вариации, A — коэффициент асимметрии, E — эксцесс, n — число случаев.

и к осадкам. Однако, как показывают исследования [1, 4], распределение даже месячных величин осадков приближается к нормальному лишь в случаях обильного и устойчивого из года в год увлажнения. В большинстве же случаев распределение месячных сумм осадков асимметрично. Чем короче интервал осреднения, тем менее симметрично распределение. Кривая распределения суточного количества осадков имеет α -образную форму [7].

Сравнивая параметры осадков ($I_{\text{ср}}$, $I_{\text{макс}}$, Q) для дождей различной продолжительности, приведенные в табл. 1, обнаруживаем следующие закономерности:

1. С увеличением продолжительности дождей уменьшается вероятность осадков большей интенсивности.

2. Наибольший диапазон значений средней интенсивности ($I_{\text{ср}}$) отмечается при дождях продолжительностью не более 1 ч (до значений приблизительно 1,4 мм/мин). При дождях продолжительностью от 1 до 3 ч максимальное наблюдаемое значение $I_{\text{ср}}$ равно 0,28 мм/мин. При дождях же продолжительностью более 3 ч диапазон значений $I_{\text{ср}}$ опять увеличивается, достигая 0,8 мм/мин, наблюдается наибольшая вероятность малых значений (не более 0,02 мм/мин) средней интенсивности (около 78%).

3. Наибольший диапазон значений максимальной интенсивности ($I_{\text{макс}}$) отмечается при дождях продолжительностью от 1 до 3 ч. Сравнивая равновеликие градации $I_{\text{макс}}$, можно отметить, что с увеличением продолжительности дождя увеличивается вероятность появления все больших значений $I_{\text{макс}}$.

4. Для эмпирического распределения количества осадков (Q) за дождь характерна вполне ожидаемая картина увеличения количества осадков с ростом продолжительности дождя.

Таблица 2

Параметр выравнивающей кривой распределения	Продолжительность дождя, ч								
	$t \leq 1$ ч			$1 \text{ ч} < t \leq 3 \text{ ч}$			$t > 3 \text{ ч}$		
	$I_{\text{ср}}$ мм/мин	$I_{\text{макс}}$ мм/мин	Q мм	$I_{\text{ср}}$ мм/мин	$I_{\text{макс}}$ мм/мин	Q мм	$I_{\text{ср}}$ мм/мин	$I_{\text{макс}}$ мм/мин	Q мм
	0,037	0,132	0,884	0,023	0,204	2,128	0,017	0,196	6,192
	0,017	0,052	0,498	0,008	0,049	0,983	0,014	0,066	1,033
	0,089	0,101	0,099	0,286	0,158	0,141	0,010	0,142	0,650
γ	3,85	1,06	0,21	15,0	0,83	0,10	4,19	0,88	0,11
$\Gamma(\gamma)(m-l)$									

Опыт подобных исследований [4] предлагает в качестве наиболее подходящей для выравнивания эмпирических распределений вероятности осадков различной интенсивности критерий Пирсона типа III. Результаты выравнивания приведены в табл. I в виде теоретических частот исследуемых характеристик и соответствующих им статистических параметров.

Как известно [5, 6], кривые Пирсона типа III записываются следующим образом:

$$f(x) = \frac{\gamma^\gamma}{\Gamma(\gamma)(m-l)} \left(\frac{x-l}{m-l} \right)^{\gamma-1} e^{-\gamma \left(\frac{x-l}{m-l} \right)}, \quad x > l.$$

Здесь m — математическое ожидание случайной величины x в нашем случае характеристик $I_{\text{ср}}$, $I_{\text{макс}}$ и Q). Параметры l и γ выражаются через коэффициенты вариации C_v и асимметрии A в виде:

$$\gamma = \frac{4}{A^2}; \quad l = m \left(1 - \frac{2C_v}{A} \right).$$

Экссесс функционально связан с асимметрией соотношением $E = 3/2 A^2$. Значения всех параметров для выравнивающих кривых

Таблица 3

Соотношения между средней ($I_{\text{ср}}$), максимальной ($I_{\text{макс}}$) интенсивностью осадков и их количеством (Q) для осадков различной продолжительности

	Продолжительность осадков, ч		
	$t \leq 1$ ч	$1 \text{ ч} < t \leq 3 \text{ ч}$	$t > 3 \text{ ч}$
макс мм/мин	8,18 $I_{\text{ср}}^{1,46}$	148,94 $I_{\text{ср}}^{2,07}$	89,04 $I_{\text{ср}}^{1,71}$
Q мм	1,93 $I_{\text{макс}}^{0,58}$	7,02 $I_{\text{макс}}^{0,42}$	13,46 $I_{\text{макс}}^{0,38}$

Зависимость между средней ($I_{\text{ср}}$) и максимальной ($I_{\text{макс}}$) интенсивностью и количеством выпадающих осадков (Q)

R	Продолжительность дождя, ч		
	$t < 1$ ч	$1 \text{ ч} < t < 3$ ч	$t > 3$ ч
$R I_{\text{ср}} I_{\text{макс}}$	0,982	0,927	0,869
$R I_{\text{ср}} Q$	0,824	0,892	0,852
$R I_{\text{макс}} Q$	0,748	0,796	0,830

распределений Пирсона типа III после проверки на критерий согласия Пирсона, подтвердившей правомочность подобного выравнивания, представлены в табл. 2.

Как видно из анализа этой таблицы во всех случаях $\gamma < 1$, т. е. кривые распределения монотонно убывают.

С учетом признаков ряда и внешнего вида эмпирических кривых взаимосвязи различных характеристик дождей (средней и максимальной интенсивности и количества выпавших осадков) наи-

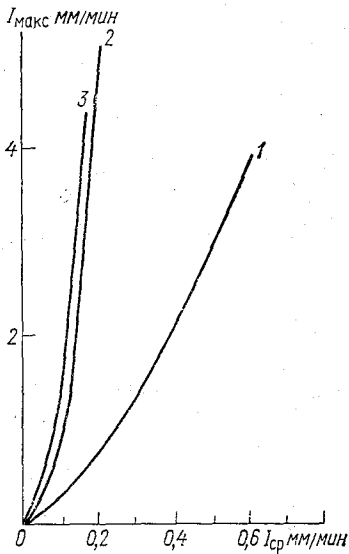


Рис. 1а. Связь между максимальной ($I_{\text{макс}}$) и средней ($I_{\text{ср}}$) за дождь интенсивностью.

- 1) $t < 1$ ч, $I_{\text{макс}} = 8,18 I_{\text{ср}}^{1,46}$;
- 2) $1 \text{ ч} < t < 3$ ч, $I_{\text{макс}} = 148,94 I_{\text{ср}}^{2,07}$;
- 3) $t > 3$ ч, $I_{\text{макс}} = 89,04 I_{\text{ср}}^{1,71}$.

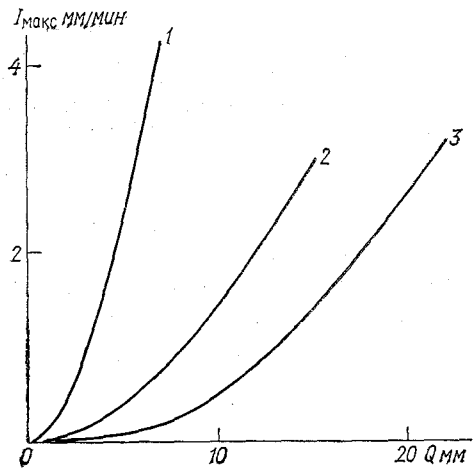


Рис. 1б. Связь между количеством выпадающих за дождь осадков (Q) и максимальной интенсивностью осадков ($I_{\text{макс}}$).

- 1) $t < 1$ ч, $Q = 2,93 I_{\text{макс}}^{0,58}$;
- 2) $1 \text{ ч} < t < 3$ ч, $Q = 7,02 I_{\text{макс}}^{0,42}$;
- 3) $t > 3$ ч, $Q = 13,46 I_{\text{макс}}^{0,38}$.

более пригодной для математического описания связи между ними оказалась степенная функция типа

$$y = Ax^m.$$

Результаты аппроксимации были выражены в виде уравнений регрессии одного признака дождя по другому (табл. 3), а для удобства расчетов и использования их на практике — в виде графиков (рис. 1а и 1б).

Как видно из табл. 4, зависимость между всеми исследуемыми характеристиками очень тесная, особенно между $I_{\text{ср}}$ и $I_{\text{макс}}$, $I_{\text{ср}}$ и Q . Это обстоятельство позволяет использовать рассчитанные уравнения регрессии с достаточным основанием.

Авторы выражают благодарность С. С. Грачеву и В. В. Шевцову за помощь в проведении расчетов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Барабаш М. Б. О функции распределения месячных сумм осадков за теплый период года на Украине.—«Труды УкрНИГМИ», 1976, вып. 141, с. 29—36.
- Богомазова З. П., Петрова З. П. Исследование выдающихся дождей Северо-Западного района Европейской территории СССР и их зависимости от площади распределения.—«Труды ГГИ», 1947, вып. 1(55), с. 106—143.
- Богомазова З. П., Петрова З. П. Характеристика выдающихся дождей на территории Центральных черноземных областей.—«Труды ГГИ», 1947, вып. 6(60), с. 104—139.
- Брукс К., Карузерс Н. Применением статистических методов в метеорологии. Л., Гидрометеониздат, 1963. 415 с.
- Казакевич Д. И. Основы теории случайных функций и ее применение в Гидрометеорологии. Л., Гидрометеониздат, 1947. 319 с.
- Лебедев А. Н. Продолжительность дождей на территории СССР. Л., Гидрометеониздат, 1964. 511 с.
- Лоева И. Д. О законе распределения суточных количеств осадков.—«Труды УкрНИГМИ», 1976, вып. 141, с. 37—42.
- Madanu A. Statystyczne związki miedzy natezeniami opadów atmosferycznych — „Prz. geofiz.”, 1972, № 1, s. 15—20.

Ж. Д. Алибегова, А. А. Калиновская, Э. Ш. Элизбарашвили

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОСАДКОВ ПО ГРАДАЦИЯМ ИНТЕНСИВНОСТИ В УСЛОВИЯХ ЗАИЛИЙСКОГО АЛАТАУ

Данная работа является по существу одной из первых попыток исследования законов распределения осадков по градациям интенсивности в горных условиях. Тем самым она продолжает проводившиеся ранее аналогичные исследования для равнинных условий [1].

Выбор именно района Заилийского Алатау неслучаен. Во-первых, он интересен с чисто климатической точки зрения, как один из горных районов с особо сложным режимом выпадения осадков. Во-вторых, этот район, точнее трасса, на которой расположены пункты, выбранные для данного исследования, известен как один из наиболее опасных районов с точки зрения образования селей в возникновении которых немаловажную роль играют осадки теплого времени года. И, наконец, очень важно, что все эти станции дают возможность получить профильный закон распределения осадков по градациям интенсивности по высотам.

Важность постановки подобного рода исследований очевидна. Выполненные же для горных условий они дают возможность качественно иного подхода к решению многих задач промышленно-экономического планирования.

Исходным материалом в данной работе послужили плювиографические записи хода дождей по характерным точкам в пяти пунктах Алмаатинской селестоксовой станции за период наблюдений 15 лет.

Обработка материалов производилась по методике, изложенной в [1] и предусматривающей получение следующих характеристик

— относительной продолжительности осадков различной интенсивности $(t/T) \cdot 100$ в процентах,

— относительного количества осадков, выпадающих при этих же интенсивностях $(h/H) \cdot 100$ в процентах,

— вероятности в процентах осадков различной интенсивности

— средней за дождь продолжительности осадков заданной интенсивности в минутах,

— вероятности в процентах различных значений максимальной а дождь интенсивности осадков.

Здесь T и H — соответственно средние суммарные за месяц или а весь теплый период года значения продолжительности и количества осадков при всех интенсивностях дождя; t и h — продолжительность и количество осадков заданной интенсивности.

Известно, что характеристики жидких осадков испытывают ольшие изменения во времени и в пространстве. Изменение средних и экстремальных величин связано с физико-географическими особенностями района (рельефом, изрезанностью береговой линии, направленностью горных хребтов и их высотой, влиянием окружающих морей), характером циркуляции атмосферы и временем года. Эти факторы создают сложную картину пространственно-временного распределения характеристик осадков. В условиях Заилийского Алатау доминирующими факторами осадкообразования, поидимому, являются орография и циркуляционные процессы.

Целью настоящей работы является исследование причин, влияющих на закономерности распределения осадков по грациям интенсивности, связанные с орографией изучаемого района. Это: выота пункта над уровнем моря, степень его закрытости, экспозиция клона, на котором он расположен.

Приведем основные сведения о метеорологических площадках, а которых расположены изучаемые пункты.

Метеорологическая площадка Медео расположена в 16 км югу от г. Алма-Аты, на левом берегу р. Малой Алматинки, в долине, образованной северными отрогами Заилийского Алатау. Холмы и горы, окружающие станцию и имеющие высоту от 50 до 300 м, образуют закрытую долину, имеющую более открытый горизонт северо-востоку. Абсолютная высота станции 1530 м над ур. м.

Метеорологическая площадка Селестоксовая расположена в горой долине Заилийского Алатау на левобережной террасе р. Малой Алматинки. С юга площадка открыта, с запада и востока в 50—00 м — склоны гор с редким ельником и кустарником. Прилегающая местность представляет собой горный рельеф с выходами коенных пород. Абсолютная высота станции 1710 м над ур. м.

Метеорологическая площадка Усть-Горельник расположена на евобережной террасе р. Горельник в 500 м выше ее слияния р. Малой Алматинкой. К западу в 100 м от метеоплощадки круто однимается хвойный лес, к востоку начинается крутой спуск р. Горельник. Горизонт с юга и запада закрыт отрогом горного ребта, к северу он открыт. Абсолютная высота станции 1942 м над р. м.

Метеорологическая площадка Чимбулак расположена на водозделе рек Малой Алматинки и Чимбулак. Площадка ровная, 40 м к северо-западу расположен дом наблюдателя, в 15 м к югоападу — редкий лес. С запада и востока площадка открыта. абсолютная высота станции 2204 м над ур. м.

Метеорологическая площадка Верхний Горельник расположена а склоне южной экспозиции долины р. Горельник, на 2,5 км выше

Таблица 1
Распределение (%) продолжительности осадков по градациям интенсивности

Месяц	Интенсивность, мм/мин														
	0,01	0,01	0,02	0,03	0,04	0,05	0,03— 0,11	0,11— 0,15	0,16— 0,20	0,21— 0,25	0,26— 0,50	0,51— 0,75	0,76— 1,00	1,01— 2,00	>2,00
Мелко															
Апрель	9,6	9,6	9,6	7,2	18,7	17,3	10,5	6,6	9,8	6,6	2,5	1,6	0,1		
Май	21,7	21,2	13,4	8,7	6,7	5,0	4,5	1,6	0,9	1,3	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1
Июнь	20,4	16,0	16,0	9,0	7,5	4,8	5,2	2,7	0,9	1,5	0,4	0,1	0,1	0,1	0,1
Июль	21,1	20,1	14,7	7,4	6,3	4,7	4,4	2,2	1,6	2,8	0,4	0,1	0,2	0,1	0,1
Август	22,7	21,3	12,0	8,7	5,8	6,3	4,4	2,7	0,8	1,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1
Сентябрь	25,0	21,6	15,4	7,3	6,8	5,1	4,0	1,5	0,5	1,5	<0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Октябрь	21,3	20,9	11,8	12,5	7,8	4,5	3,7	1,1	0,4	0,3					
Теплый период	21,8	20,0	14,0	8,5	6,8	5,0	4,6	2,0	0,9	1,5	0,3	0,1	0,1	0,1	0,1
Селестоковая															
Май	29,3	20,4	13,3	6,1	4,3	3,8	3,8	1,9	0,3	0,1	<0,1	<0,1	0,1	0,1	<0,1
Июнь	30,8	16,4	12,7	7,7	5,7	5,5	3,9	2,0	0,5	2,4	0,7	0,1	0,1	0,1	<0,1
Июль	33,0	15,4	10,5	5,4	6,6	3,8	4,1	3,0	1,7	2,0	0,4	0,5	0,3	0,3	0,3
Август	32,0	16,3	17,5	6,6	5,4	3,7	4,2	0,5	0,3	1,4	<0,1	<0,1	0,1	0,1	0,1
Сентябрь	20,0	15,2	20,1	7,0	5,2	9,7	6,7	1,2	2,2	2,1	0,3	0,3	0,3	0,1	<0,1
Теплый период	30,5	17,4	13,4	6,8	6,1	4,7	4,7	1,8	0,6	1,6	0,2	0,1	0,1	0,1	<0,1

Чимбулак

Май	38,2	17,4	13,2	5,8	5,3	1,9	11,2	3,3	2,4	0,9	0,3	0,1	0,1
Июнь	23,5	20,7	15,2	9,8	7,6	3,9	9,5	4,3	2,5	1,0	0,2	0,2	0,1
Июль	22,6	19,7	10,7	9,7	8,2	5,7	13,1	3,9	2,0	1,3	0,3	0,3	0,3
Август	24,1	17,9	14,4	10,5	6,6	5,2	12,6	2,5	2,1	1,2	0,3	0,3	0,3
Октябрь	31,9	20,6	21,4	6,3	5,1	3,0	8,0	2,1	1,2	0,4	0,2	0,1	0,1
Теплый период	25,6	19,6	14,8	9,3	6,9	4,2	11,0	3,4	2,1	0,9	0,2	0,1	0,1

Верхний Горельник

Май	18,2	26,6	15,1	8,9	7,9	4,4	11,6	3,4	1,1	0,4	1,7	0,1	0,1	<0,1
Июнь	25,6	20,1	13,0	7,8	5,8	4,6	12,3	4,7	3,5	0,8	1,5	0,2	<0,1	<0,1
Июль	26,0	18,5	12,3	8,2	8,4	4,4	12,2	4,2	1,9	1,2	2,2	0,4	0,1	<0,1
Август	36,0	13,2	13,1	6,1	7,4	4,4	11,4	3,8	2,0	0,8	1,2	0,5	<0,1	<0,1
Сентябрь	32,0	22,8	11,3	8,4	5,6	5,7	8,1	3,7	1,7	0,3	0,3	0,1	0,1	<0,1
Октябрь	19,0	25,6	14,9	5,6	10,0	6,0	17,8	1,0	0,1	0,8	1,4	0,3	0,1	0,1
Теплый период	27,0	19,9	13,3	7,8	6,8	4,6	11,7	4,0	2,2	0,8	1,4	0,3	0,1	0,1

Мын-Джилки

Июнь	31,5	18,1	13,3	5,8	5,4	6,7	10,8	4,1	2,8	0,6	0,6	0,3	0,1
Июль	39,7	12,3	10,8	7,8	7,1	6,3	9,6	3,6	1,4	0,7	0,7	0,1	0,1
Август	35,4	17,4	12,2	6,7	5,6	2,7	15,2	3,1	0,9	0,6	0,2	0,1	0,1
Сентябрь	47,2	25,2	10,5	2,0	4,6	1,3	6,9	2,3	2,3	0,6	0,5	0,1	0,1
Теплый период	36,6	15,8	11,9	6,8	6,0	4,9	12,0	3,4	1,4	0,6	0,5	0,1	0,1

Распределение (%) количества осадков по градациям интенсивности

Месяц	Интенсивность, мм/мин														
	<0,01	0,01	0,02	0,03	0,04	0,05	0,06— 0,10	0,11— 0,15	0,16— 0,20	0,21— 0,25	0,26— 0,50	0,51— 0,75	0,76— 1,00	1,01— 2,00	>2,00
Медоо															
Апрель	0,5	1,4	1,4	1,4	4,9	8,1	8,1	7,1	19,5	25,2	11,9	11,9	11,9	1,7	0,5
Май	1,2	5,3	6,1	6,2	6,8	5,8	26,1	13,0	7,0	4,9	10,3	3,3	1,8	1,7	0,5
Июнь	0,9	3,5	6,0	5,4	6,3	4,9	24,4	13,8	10,3	4,5	11,5	5,3	1,9	1,3	0,3
Июль	0,8	3,9	6,0	4,3	5,0	4,9	19,5	10,8	8,6	7,0	17,1	4,9	1,2	6,0	0,3
Август	2,2	4,7	5,7	6,1	5,6	7,6	25,0	13,0	11,5	4,2	8,4	3,4	2,5	0,2	0,3
Сентябрь	1,5	6,0	8,7	6,3	7,8	7,4	24,2	14,4	7,7	3,2	10,7	1,2	0,7	0,3	0,2
Октябрь	1,4	5,4	6,9	10,5	8,9	6,5	34,8	14,0	6,0	2,8	2,8				
Теплый период	1,1	4,6	6,3	5,9	6,5	5,8	24,8	13,1	8,6	4,7	11,0	3,8	1,7	1,8	0,2
Селестоковая															
Май	29,3	6,2	7,9	5,4	8,3	5,5	28,4	15,0	10,1	1,8	9,1		0,9		
Июнь	1,0	3,5	5,8	5,4	5,0	7,3	20,6	11,2	7,7	2,7	16,4	7,5	1,8	3,0	1,3
Июль	0,9	2,8	4,0	3,2	5,0	3,8	19,8	10,1	10,5	7,6	12,8	4,0	9,5	6,0	
Август	0,7	4,7	9,0	6,5	6,5	5,6	26,7	15,3	2,9	2,0	13,5	0,5	0,7	5,4	
Сентябрь	0,2	2,7	8,0	4,2	4,2	10,1	16,9	17,7	4,4	10,3	15,4		5,9		
Теплый период	1,0	4,1	6,7	5,1	5,9	6,2	23,0	13,0	7,8	3,6	13,7	3,6	2,9	2,9	0,5

Цимбулак

Май	0,9	5,0	8,0	5,4	6,7	2,8	29,2	12,1	12,8	8,2	5,4	3,5		
Июнь	2,0	4,7	6,5	5,5	5,6	5,4	22,6	14,4	9,7	13,3	3,0	1,0	1,3	0,7
Июль	0,4	4,6	4,3	5,7	6,3	4,8	18,9	9,7	6,8	16,1	6,5	4,2	7,9	
Август	0,5	4,8	7,7	6,3	6,0	6,5	23,6	8,0	9,0	14,7	4,6	1,3		
Октябрь]	2,2	6,4	14,3	6,9	7,3	5,3	35,3	9,6	8,4	4,3				
Теплый период	0,7	5,1	7,4	6,4	6,6	5,1	21,4	10,6	9,3	4,6	4,2	2,7	3,0	0,4

Верхний Горельник

Май	1,2	6,4	7,0	6,2	9,1	6,7	22,3	10,2	4,8	2,4	1,8	2,8	2,9	2,3
Июнь	2,0	4,7	6,5	5,5	5,6	5,4	22,6	14,4	9,7	4,4	3,0	1,0	1,3	0,7
Июль	0,9	4,4	5,5	6,2	6,7	4,8	20,3	11,4	7,7	6,0	5,3	2,7	1,8	
Август	2,6	3,6	6,8	5,3	7,7	5,9	22,6	12,5	9,5	4,8	5,7	1,4	0,8	1,1
Сентябрь	1,6	7,8	8,5	9,9	9,9	10,0	23,1	15,9	7,5	2,7	4,1	1,0		
Октябрь	1,0	9,5	11,2	5,8	15,3	10,6	41,4	4,3	0,9					
Теплый период	1,7	4,9	6,6	6,0	7,1	5,9	22,2	12,6	8,1	4,3	3,7	1,7	1,5	0,9

Мын-Джилки

Июнь	1,9	5,9	8,8	6,2	6,1	9,4	21,1	15,6	11,9	3,8	5,6	3,7		
Июль	2,7	5,6	6,8	7,6	9,0	9,7	22,2	13,9	8,1	4,5	8,1	0,3		
Август	1,9	6,2	8,2	6,7	7,5	4,6	39,5	12,7	5,6	5,0	2,1			
Сентябрь	17,2	14,1	10,9	3,1	9,4	3,1	21,8		20,4					
Теплый период	2,5	6,4	5,3	7,4	8,3	8,1	28,8	14,0	8,3	4,5	5,1	0,9		0,5

Вклад (%) различных типов осадков в их суммарное количество

Месяц	Тип осадков и средние пределы интенсивности, мм/мин			
	морось, <0,01	мелкокапель- ные обложные, 0,01—0,02	крупнокапель- ные обложные, 0,03—0,05	ливневые, >0,05
Медео				
Апрель		2	6	92
Май	1	11	19	68
Июнь	1	10	17	72
Июль	1	10	14	75
Август	2	10	19	69
Сентябрь	1	16	22	61
Октябрь	1	12	26	61
Теплый период	1	11	18	70
Селестоковая				
Май	1	14	19	66
Июнь	1	9	18	72
Июль	1	7	12	80
Август	1	14	19	66
Сентябрь	1	11	19	69
Теплый период	1	11	17	71
Чимбулак				
Май	1	13	15	71
Июнь	2	11	16	71
Июль	1	9	17	73
Август	1	12	19	68
Октябрь	2	21	20	57
Теплый период	1	15	18	66
Верхний Горельник				
Май	1	13	22	64
Июнь	2	11	18	69
Июль	1	10	18	71
Август	2	10	20	68
Сентябрь	1	17	26	56
Октябрь	1	20	32	56
Теплый период	1	12	20	67

Месяц	Тип осадков и средние пределы интенсивности, мм/мин			
	морось, <0,01	мелкокапель- ные обложные, 0,01—0,02	крупнокапель- ные обложные, 0,03—0,05	ливневые, >0,05

Мын-Джилки

июнь	2	15	22	61
июль	2	12	26	60
август	2	14	19	65
сентябрь	17	25	16	42
летний период	3	12	24	61

ства. Площадка закрыта со всех сторон горами, круто поднимающимися на 100—500 м и покрытыми еловым лесом. Расстояние площадки от ближайших построек 70 м. Абсолютная высота 2272 м ад ур. м.

Метеорологическая площадка Мын-Джилки расположена на левом берегу р. Малой Алматинки, в 1,5 км от ее истока. Долина, ширина которой около 700 м, окружена горами, круто поднимающимися до 700 м. Склоны западной и юго-западной экспозиции более каменисты и обрывисты. На юге в 800 м от площадки на протяжении 1—1,5 км с запада на восток тянутся гряды морен, представляющие собой нагромождения валунов различных размеров. Высота морен 300—400 м. За моренами в 2—3 км от метеоплощадки возвышаются горы, покрытые вечными снегами и ледниками. На западе горы расположены в 100 м, на север, вниз по долине, горизонт открыт. Абсолютная высота станции 3014 м над р. м.

Результаты выполненных расчетов представлены в табл. 1 и 2. Для удобства анализа этих результатов (которые сами по себе могут оказаться очень ценными для различных практических приложений) на основе классификации, предложенной в [1], были выделены четыре типа осадков, отличающиеся по морфологическим признакам, т. е. по интенсивности. А как известно, последние несут в себе и генетическую информацию. Преобразованные таким образом данные табл. 1 и 2 представлены в табл. 3 и 4.

Как видно из табл. 3 и 4, налицо явная зависимость структуры распределения осадков по градациям интенсивности от высоты места расположения пункта. Особенно хорошо это прослеживается в распределениях продолжительности осадков по градациям интенсивности. В первую очередь это относится к мороси и мелкокапельным обложным осадкам. Именно между этими двумя типами осадков и происходит количественное перераспределение исследуемых характеристик с высотой. Относительная продолжительность мороси за весь теплый период года с высотой

Таблица

Вклад (%) различных типов осадков в их суммарную продолжительность

Месяц	Тип осадков и средние пределы интенсивности, мм/мин			
	морось, <0,01	мелкокапель- ные обложные, 0,01—0,02	крупнокапель- ные обложные, 0,03—0,05	ливневые, >0,05
Медео				
Апрель	—	19	29	52
Май	22	35	21	22
Июнь	20	32	22	26
Июль	21	36	18	25
Август	23	33	20	24
Сентябрь	25	37	19	19
Октябрь	21	33	25	21
Теплый период	22	36	20	22
Селестоковая				
Май	29	34	14	23
Июнь	31	29	19	21
Июль	33	26	16	25
Август	32	34	16	18
Сентябрь	20	35	22	23
Теплый период	30	31	18	21
Чимбулак				
Май	38	31	13	18
Июнь	24	36	21	19
Июль	23	31	24	22
Август	24	32	22	22
Октябрь	32	42	15	11
Теплый период	26	34	20	20
Верхний Горельник				
Май	18	42	21	19
Июнь	26	33	18	23
Июль	26	31	21	22
Август	36	26	18	20
Сентябрь	32	24	20	24
Октябрь	19	40	22	19
Теплый период	27	33	19	21

Месяц	Тип осадков и средние пределы интенсивности, мм/мин			
	морось, <0,01	мелкокапель- ные обложные, 0,01—0,02	крупнокапель- ные обложные, 0,03—0,05	ливневые, >0,05

Мын-Джилки

юнь	32	31	18	19
юль	40	23	21	16
август	35	30	15	20
сентябрь	47	36	8	11
теплый период	37	28	18	17

увеличивается от 22% на уровне Медео (1530 м) до 37% на высоте Мын-Джилки (3014 м). Соответственно относительная продолжительность мелкокапельных осадков обложного характера уменьшается от 36 до 28%.

Если сравнить два других типа осадков, то до уровня Верхнего Горельника несколько преобладает относительная продолжительность ливневых осадков с интенсивностью больше 0,05 мм/мин (21—22% по сравнению с 18—20% крупнокапельных обложных осадков). На уровне Мын-Джилки относительная продолжительность крупнокапельных обложных и ливневых осадков приблизительно одинакова.

Характер распределения исследуемых характеристик внутри теплого периода года между отдельными месяцами более сложный и не однозначный для разных высот.

На уровне Медео относительная продолжительность мороси падает от весенних месяцев к летним и уменьшается к осени. То же самое происходит и с мелкокапельными осадками обложного характера. Крупнокапельные обложные осадки ведут себя иначе. Наиболее велика их относительная продолжительность переходные весенне-осенние месяцы, летом же она уменьшается. То же самое можно сказать и о ливнях.

Несколько выше, всего на 200 м, характер распределения продолжительности осадков по градациям интенсивности внутри теплого периода иной. Морось наиболее продолжительна летом, мелкокапельные обложные осадки — в весенне-осенние месяцы.

Характере выпадения крупнокапельных обложных и ливневых осадков явно выраженных тенденций между месяцами не наблюдается.

Интересно сопоставить исследуемые характеристики для двух пунктов, Верхний Горельник и Чимбулак, находящихся практически на одной высоте. В Чимбулаке морось и мелкокапельные обложные осадки наиболее продолжительны в весенне-осенние

Таблица

Повторяемость (%) выпадения разных типов осадков

Станция	Тип осадков			
	морось	мелкокапельные обложные	крупнокапельные обложные	ливневые
Медео	12	28	21	39
Селестоковая	14	26	22	38
Чимбулак	13	31	25	31
Верхний Горельник	15	29	21	35
Мын-Джилки	20	29	21	30

Таблица

Повторяемость (%) максимальных за дождь значений интенсивности и соответствующие им значения продолжительности (мин)

Станция	Интенсивность, мм/мин						
	<0,01	0,01	0,02	0,03	0,04	0,05	0,06—0,1
Медео	0,6	3,7	4,0	5,3	21,4	15,0	9,9
	110	29		22	13	11	7
Селестоковая	1,0		2,1	2,1	11,6	12,6	15,8
	73		16	23	8	6	3
Верхний Горельник	0,7	1,8	3,7	3,9	21,0	17,6	13,3

Станция	Интенсивность, мм/мин					
	0,11—0,15	0,16—0,20	0,21—0,25	0,26—0,50	0,51—0,75	0,76—1,0
Медео	7,7	19,4	5,7	3,2	3,5	0,6
	8	5	4	3	2	1
Селестоковая	10,5	25,3	7,4	5,3	5,3	1,0
	4	4	4	4	3	2
Верхний Горельник	5,9	21,0	5,6	3,0	2,0	0,5

месяцы, и наоборот, крупнокапельные обложные и ливневые осадки наиболее продолжительны летом.

В Верхнем Горельнике весной и осенью по продолжительности преобладают морось и ливневые осадки, летом — осадки обложного характера. На уровне Мын-Джилки максимум продолжительности мороси и мелкокапельных обложных осадков наблю-

ается осенью, крупнокапельных обложных и ливневых осадков — весной и летом.

Распределение количества осадков по грациям интенсивности по высоте намного сложнее. В целом для всего теплого периода года характерен рост с высотой относительного количества влаги, выпадающей при мороси и мелкокапельных обложных ждях, и наоборот, вклад крупнокапельных и ливневых осадков высотой уменьшается.

Распределение количества осадков по грациям интенсивности внутри теплого периода года в первом приближении напоминает распределение продолжительности осадков. Наиболее заметны отмеченные тенденции в распределении осадков по грациям интенсивности с высотой при анализе данных табл. 5, которой приведены повторяемости различных по морфологическим признакам типов осадков.

Для трех станций в табл. 6 приведены повторяемости максимальных за дождь значений интенсивности и соответствующие им средние значения продолжительности. Анализ этой таблицы показывает, что практически на всех высотах преобладают значения максимальной интенсивности, меньшие и равные 0,10 мм/мин. Если сравнивать равновеликие градации, то на всех станциях наиболее часты дожди с максимальной интенсивностью 0,04—0,05 мм/мин.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алибегова Ж. Д. Структура полей жидких осадков за короткие интервалы времени. Л., Гидрометеиздат, 1975.

А. Е. Веселкин, Ю. Ф. Моисеев, О. М. Хорьки

СТРУКТУРА ИНФОРМАЦИОННОГО ОБМЕНА МЕТЕОИНФОРМАЦИЕЙ В АВТОМАТИЗИРОВАННОЙ СИСТЕМЕ УПРАВЛЕНИЯ ВОЗДУШНЫМ ДВИЖЕНИЕМ (УВД)

Особенность информационного обмена в том, что существует единая сеть сбора метеорологической информации. Имеются центры обработки метеоданных, поступающих по единой сети. Первым центром сбора и обработки метеоинформации является территориальный гидрометеорологический центр (ТГМЦ). В настоящее время ТГМЦ оснащается автоматизированной системой передачи данных (АСПД). Однако метеоданные, обобщенные относительно больших площадях, не могут быть непосредственно использованы для целей автоматизированного управления воздушным движением. Кроме того, информация, выдаваемая ТГМЦ потребителям, не содержит полного объема метеопараметров, которые требуются для обеспечения безопасности полетов. В связи с этим созданы авиационные метеорологические центры, задачей которых является получение дополнительных метеопараметров с помощью имеющихся в их распоряжении средств, обобщения и конкретизации метеопараметров, поступающих по единой сети и разработка прогнозов для целей метеобеспечения аэропортов и обслуживания полетов по определенным трассам.

Авиационные метеорологические центры оснащаются средствами наблюдения за метеопараметрами. В настоящее время крупные аэропорты и аэродромы оснащаются станциями типа КРАМ осуществляющими автоматические измерения и выдачу потребителям метеорологических параметров. Требования обеспечения безопасности полетов обуславливают необходимость взаимного обмена текущей прогностической метеоинформацией между аэропортами. С целью обеспечения оперативного обмена информацией между аэропортами и аэродромами гражданской авиации планируется развернуть телеграфную сеть, в которой взаимный обмен будет осуществляться через центр коммутации сообщений (ЦКС).

Центр коммутации сообщений должен обеспечить автоматическое распределение информации по сети между абонентами, в

иоритетной информации, ожидание
тых каналах связи, контроль оши-
ной информации источнику. Нали-
й для обмена информацией, позво-
сбор текущих и прогнозируемых
предупреждений об опасных для
сже информацию о метеопарамет-
в районах полетов. Причем сбор
щих метеопараметрах с аэропор-
танциями типа КРАМС, осущест-

еоданных от источников, подклю-
уры передачи данных автоматиза-
ция районной автоматизированной
подключен к сети через ЦКС
от авиационного метеорологиче-
нного в непосредственной бли-
ром, по прямым каналам связи

вычислительный комплекс автоматизи-
рованной системы УВД. Этот АМЦ выполняет роль авиационного
метеорологического центра районного значения и обеспечивает
обработку информации о метеопараметрах в масштабах района.

В результате анализа информации от всех источников, обслужи-
вающих данный район (АМСГ, метеопосты, МРЛ, станции
аэрологического зондирования, станции штормового кольца и метео-
рологических спутников), в АМЦ разрабатываются прогнозы на
различные метеорологические сроки и выдаются предупреждения
об ожидаемых опасных для авиации явлениях погоды. Через
синоптиков группы метеообеспечения УВД предупреждения об
опасных явлениях погоды доводятся до потребителей информации,
заинтересованных в ней. Ввиду того что оперативный сбор метео-
рологической информации о явлениях текущей погоды через
центр сбора и распределения информации (АСПД) осуществлять
невозможно из-за большого времени задержки, обусловленного
сбором и обобщением информации от большого числа источников,
как автоматизированных, так и неавтоматизированных, сбор этой
информации в автоматизированной системе предлагается осуще-
ствлять непосредственно через центральный вычислительный
комплекс системы.

Исходя из объема метеоинформации о явлениях текущей по-
годы, необходимой для пространственно-временного обнаружения
различных явлений погоды в качестве источников метеоинформа-
ции, выбраны метеорологические радиолокационные станции типа
МРЛ. Пять радиолокационных станций МРЛ создают сплошное
радиолокационное поле над контролируемой территорией. Обра-
ботка радиоэхо, отраженного от метеобразований, и передача
информации осуществляются с помощью аппаратуры автомати-
ческой обработки радиолокационной метеоинформации (ААОМ),
применение которой позволяет улучшить качество анализа, суще-

ственно сократить время, затрачиваемое на получение, обработку первичных данных, экономить ресурс МРЛ за счет сокращения времени на съем информации.

Метеопараметры, поступающие в каналы связи, относятся к квадратам, имеющим размер 30×30 км. Обобщение информации от пяти МРЛ осуществляется в вычислительном комплексе автоматизированной системы посредством специальной программы. Такой вариант позволяет получить информацию с минимальной задержкой

$$\tau_3 = \tau_{\text{обз. макс}} + \tau_{\text{пер}} = 5 + 10,8 = 15,8 \text{ мин,}$$

где $\tau_{\text{обз. макс}}$ — максимальное время обзора пространства МРЛ
 $\tau_{\text{пер}}$ — время вывода передачи в линию.

Обобщенная информация содержит параметры максимальных высот метеобразований для каждого квадрата в зоне обзора пяти МРЛ — сигналы опасной ситуации и уровня интенсивности отражений для каждого квадрата и уровня высоты. Задачей обобщения метеоинформации является сопоставление и выбор наиболее приоритетных данных для одного и того же пространства от разных МРЛ, выделение из обобщенных данных зон опасных явлений и передача их в группу метеобеспечения.

Обобщенная информация, не содержащая опасных явлений передается для хранения в долговременное запоминающее устройство (ДЗУ), откуда может быть по запросу вызвана потребителем. Такой порядок обеспечивает непрерывный контроль за особо важной метеоинформацией.

Аэрологическая информация поступает от станций, аэрологического зондирования атмосферы, которые должны иметь прямые телеграфные каналы с территориальным центром, где осуществляется сбор и обобщение этих данных над всей территорией ТГМЦ. При этом станции аэрологического зондирования атмосферы оснащаются приставкой для автоматизированной обработки данных. Однако обобщенная информация, передаваемая потребителям ТГМЦ, также не может непосредственно использоваться в автоматизированной системе управления самолетами, так как обобщается на относительно больших площадях. Разработка более подробной аэрологической информации силами ТГМЦ, по-видимому, не является целесообразной, так как затраты времени на сбор и распределение информации будут настолько велики, что ценность этой информации окажется утраченной. Кроме того, учитывая тот факт, что станции аэрологического зондирования атмосферы имеют наиболее точные данные о местоположении радиозондов, запускаемых с этих станций, целесообразно осуществить организацию прямых телеграфных каналов связи, через ЦКС с центральным вычислительным комплексом (ЦВК) автоматизированной системы, использовать указанные каналы для передачи данных о ветре по высотам с целью обобщения этих данных в автоматизированной системе управления.

Использование радиолокационных станций системы управле

ния воздушным движением для целей наблюдения за перемещением радиозондов не является экономически целесообразным, так как необходимы затраты на увеличение эффективной поверхности рассеивания (ЭПР) либо введение каналов приема активного сигнала, причем указанные мероприятия должны производиться при наличии точных данных о местоположении радиозондов на РЛС радиозондировочных пунктов. Следовательно, наиболее целесообразной является схема, в которой станции аэрологического зондирования атмосферы выдают информацию параллельно в сеть сбора данных ТГМЦ и в сеть сбора данных автоматизированной системы УВД, через ЦКС Министерства гражданской авиации. Такая схема позволяет получить с минимальной задержкой аэрологическую информацию и информацию о местоположении радиозондов в любой момент времени и в то же время независимо получать обобщенную информацию для крупных объединений УВД по каналам ТГМЦ.

Одной из задач формализации сообщений является взаимная корреляция метеоданных по пространству, что может быть достигнуто использованием единой системы деления контролируемого пространства. Ввиду того что в настоящее время предполагается для цели метеобеспечения авиации использовать аппаратуру автоматизированной обработки радиолокационной метеоинформации и находящийся на стадии государственных испытаний комплекс автоматической обработки метеоданных «Метеочейка», использующих деление контролируемой зоны на элементарные квадраты, целесообразно и в прочих системах придерживаться такой же структуры деления пространства. Следовательно, метеоданные в формализованных сообщениях, предназначенных, специально для автоматизированного обмена, должны быть отнесены к элементам такого пространственного деления.

Так как переход от неавтоматизированного обмена к автоматизированному осуществляется поэтапно (постепенно) в течение длительного времени, то формализованные сообщения должны дополнительно содержать элементы, обеспечивающие возможность их неавтоматизированного приема. Часть сообщения, содержащая данные для автоматизированного приема, должна быть независимой от части, предназначенной для неавтоматизированного приема. Такая структура позволит в дальнейшем по мере роста степени автоматизации устранить часть сообщения, предназначенного для неавтоматизированного обмена без ущерба для остальной части.

Предлагаемая схема обмена позволит в перспективе решить задачу полного автоматизированного обеспечения УВД метеоданными, причем центры сбора метеоданных должны будут программно объединены по типу. Такая структура обеспечивает постепенный переход от неавтоматизированного обмена к автоматизированному с использованием существующих средств автоматизации, также замену и модернизацию при условии непрерывного функционирования системы.

С. М. Стеризат

О СПОСОБЕ ПОВЫШЕНИЯ ТОЧНОСТИ ИСХОДНЫХ ДАННЫХ, ИСПОЛЬЗУЕМЫХ ПРИ РАСЧЕТЕ ПОТОКОВ ТЕПЛА В ПОЧВЕ

Вопросу расчета потока тепла в почве по результатам измерения температуры на разных глубинах и определенных тем или иным способом теплофизических характеристик посвящено большое количество работ, например [1—3]. При этом расчетные модели, предлагаемые авторами, дают удовлетворительные результаты и рекомендованы для применения на широкой сети станций [4]. Ниже будет рассмотрен способ измерения профиля температуры почвы термометрами сопротивления, который позволяет применять результаты без дополнительной обработки полученных данных о температуре при одновременном повышении точности определения конечного результата — среднего потока тепла в почве P за интервал времени t .

Известно, что мостовые схемы, содержащие в одном из плеч термометр сопротивления, обладают нелинейностью выходной характеристики от температуры. Поэтому при применении таких схем для измерения температур, изменяющихся в диапазоне от -30 до 50° , необходимо вводить поправки (что приемлемо при централизованной обработке результатов на ЭВМ) либо разбивать диапазон измерения на 8—9 поддиапазонов и использовать для каждого из них градуировочную кривую или таблицу (установка М-54-1).

Введение поправок при централизованной машинной обработке или разбивка диапазона измерения на ряд поддиапазонов позволяет получать значения температуры почвы с погрешностью порядка $0,1$ — $0,2^\circ$; если же производить измерения в одном диапазоне от -30 до 50° и не вводить поправки, то погрешность, обусловленная характеристиками неравновесного моста, составит $0,5$ — $0,7^\circ$. В [5] показано, что измерение разностей температур дифференциальной схемой дает возможность найти эту разность в диапазоне $\pm 10^\circ$ с погрешностью, не превышающей $\pm 0,05^\circ$.

Отметим, что температура почвы на глубине 80 см в течение длительного срока практически является величиной постоянной или меняется в очень малых пределах; разность температур

жду глубинами 80—5 см, как правило, не более 10° , а в большинстве случаев не превышает половины этой величины; разность температур в почве между глубинами 80—0 см в экстремальных случаях не превышает 30° . С учетом этих замечаний рассмотрим схему, реализующую предлагаемый способ измерения профиля температуры в почве.

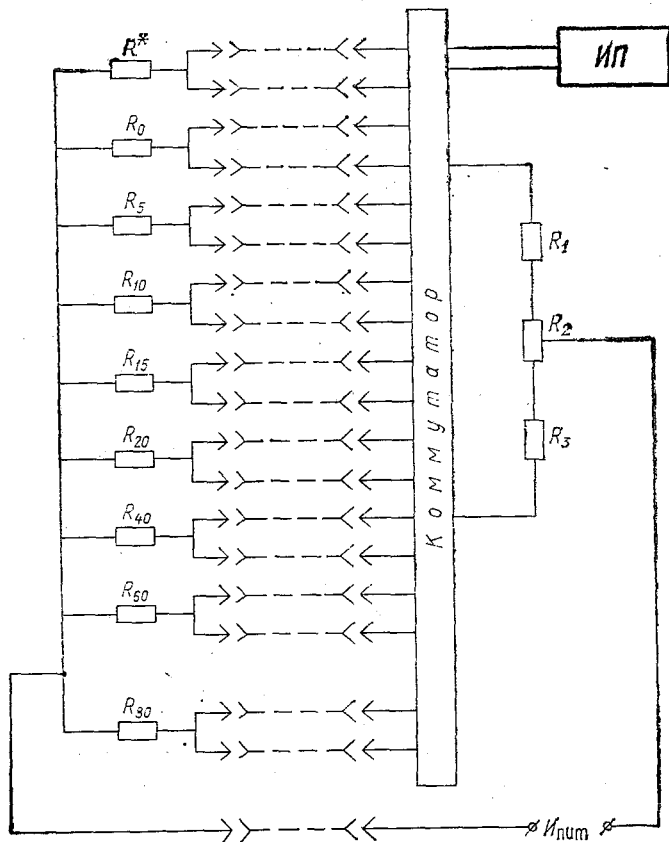


Схема для измерения профиля температуры почвы.

Схема содержит неравновесный мост с коммутируемыми элементами в двух плечах, коммутатор, источник питания ($U_{пит}$) измерительный преобразователь (ИП). Выходным сигналом оста является напряжение, пропорциональное разности сопротивления R_{30} и одного из сопротивления $R^*, R_0, R_5, R_{10}, R_{15}, R_{20}, R_{40}, R_{60}$. Эти сопротивления соединены с элементами моста R_1, R_2, R_3 через коммутатор по трехпроводной схеме, позволяющей значительной степени исключать влияние линий связи, показан-

ных пунктиром. R_0, R_5, \dots, R_{80} — термометры сопротивления, устанавливаемые на глубинах 0, 5, ..., 80 см соответственно. Работы схемы поясняется таблицей.

Как было отмечено выше, температура почвы на глубине 80 см меняется весьма медленно. Амплитуда годовых колебаний на такой глубине около 20° , а амплитуда суточных колебаний (в экстремальных условиях) не превышает 1° . Величина R^* (устанавливаемого рядом с почвенными термометрами) выбирается исходя из условия

$$|\Delta t| = |f(R^* - R_{80})| < 5. \quad (1)$$

Переключение R^* должно осуществляться оператором достаточно редко (не чаще чем через 1—2 месяца), при этом каждому значению R^* соответствует известная величина t^* (например, 0, 10, 20°)

Номер положения коммутатора	Разность сопротивлений	Измеряемый параметр
1	$R^* - R_{80}$	$\Delta t = t^* - t_{80}$
2	$R_0 - R_{80}$	$\Delta t_1 = t_0 - t_{80}$
3	$R_5 - R_{80}$	$\Delta t_2 = t_5 - t_{80}$
4	$R_{10} - R_{80}$	$\Delta t_3 = t_{10} - t_{80}$
5	$R_{15} - R_{80}$	$\Delta t_4 = t_{15} - t_{80}$
6	$R_{30} - R_{80}$	$\Delta t_5 = t_{20} - t_{80}$
7	$R_{40} - R_{80}$	$\Delta t_6 = t_{40} - t_{80}$
8	$R_{60} - R_{80}$	$\Delta t_7 = t_{60} - t_{80}$

Рассмотрим методику расчета потока тепла по результатам измерений в слое почвы 80 см, изложенную в [4]. Выражение для P имеет вид

$$P = \frac{c}{\tau} \Delta t_{\text{ср}} h, \quad (2)$$

где c — объемная теплоемкость почвы; τ — продолжительность интервала, для которого находится средний поток P ; h — глубина слоя; $\Delta t_{\text{ср}}$ — разность средних по всему слою температур в соседние сроки измерения ($\Delta t_{\text{ср}} = t_{\text{ср}\tau_1} - t_{\text{ср}\tau_2}$). Для случая измерения температур на глубинах 0, 5, 10, 15, 20, 40, 60, 80 см значение $t_{\text{ср}}$ вычисляется по следующей схеме:

1. Рассчитываются средние температуры для слоев 0—5, 5—10, 10—15, 15—20 см:

$$\bar{t}_{0,5} = \frac{t_0 + t_5}{2}; \quad \bar{t}_{5,10} = \frac{t_5 + t_{10}}{2}; \quad \bar{t}_{10,15} = \frac{t_{10} + t_{15}}{2};$$

$$\bar{t}_{15, 20} = \frac{t_{15} + t_{20}}{2}.$$

2. Рассчитываются средние температуры для слоев 0—20, 20—40, 40—60, 60—80 см:

$$\bar{t}_{0, 20} = \frac{\bar{t}_{0, 5} + \bar{t}_{5, 10} + \bar{t}_{10, 15} + \bar{t}_{15, 20}}{4}; \quad \bar{t}_{20, 40} = \frac{\bar{t}_{0, 20} + t_{40}}{2};$$

$$\bar{t}_{40, 60} = \frac{t_{40} + t_{60}}{2}; \quad \bar{t}_{60, 80} = \frac{t_{60} + t_{80}}{2}.$$

3. Рассчитывается средняя температура для всего слоя 0—80 см

$$\bar{t}_{0, 80} = \frac{\bar{t}_{0, 20} + \bar{t}_{20, 40} + \bar{t}_{40, 60} + \bar{t}_{60, 80}}{4}.$$

Таким образом, окончательное выражение для $t_{\text{ср}}$ имеет вид

$$t_{\text{ср}} = \frac{3}{64} (t_0 + 2t_5 + 2t_{10} + 2t_{15} + t_{20}) + \frac{1}{4} (t_{40} + t_{60}) + \frac{1}{8} t_{80}. \quad (3)$$

Максимальное значение абсолютной погрешности определения потока P , обусловленное неточностью нахождения $\Delta t_{\text{ср}}$, может быть оценено как

$$\begin{aligned} \delta P = 2 \frac{ch}{\tau} \delta t_{\text{ср}} = & \left[\frac{3}{32} (\delta t_0 + 2\delta t_{10} + 2\delta t_{15} + \delta t_{20}) + \right. \\ & \left. + \frac{1}{2} (\delta t_{40} + \delta t_{60}) + \frac{1}{4} \delta t_{80} \right] \frac{ch}{\tau}. \end{aligned} \quad (4)$$

С учетом способа измерения профиля температуры почвы, изложенного выше, выражение (3) примет вид

$$\begin{aligned} t_{\text{ср}} = & \frac{3}{64} (\Delta t_1 + 2\Delta t_2 + 2\Delta t_3 + 2\Delta t_4 + \Delta t_5) + \\ & + \frac{1}{4} (\Delta t_6 + \Delta t_7) + t^* - \Delta t, \end{aligned} \quad (5)$$

выражение (4) — соответственно вид

$$\begin{aligned} \delta P = & \left[\frac{3}{32} (\delta \Delta t_1 + 2\delta \Delta t_2 + 2\delta \Delta t_3 + 2\delta \Delta t_4 + 2\delta \Delta t_5) + \right. \\ & \left. + \frac{1}{2} (\delta \Delta t_6 + \delta \Delta t_7) + 2\delta t^* - 2\delta \Delta t \right] \frac{ch}{\tau}. \end{aligned} \quad (6)$$

Поскольку значение t^* задается с достаточно высокой степенью точности (не хуже $0,02^\circ$), то при значениях $\delta \Delta t_2 \div \delta \Delta t_7 = 0,05^\circ$, $\delta \Delta t_1 = 0,5^\circ$ из (6) имеем

$$\delta_1 P \approx 0,25 \frac{ch}{\tau}.$$

Считая, что без введения поправок значения температуры в диапазоне t_1-t_8 измеряются с точностью до $0,5^\circ$, из (4) получаем

$$\delta P \approx \frac{ch}{\tau}.$$

Таким образом, применение предложенного способа измерения профиля температуры почвы повышает точность определения $\Delta t_{\text{ср}}$ не менее чем в 4 раза по сравнению со способом, когда используются результаты измерения температуры на каждой глубине, а следовательно, в 4 раза уменьшается составляющая погрешности определения потока, обусловленная неточностью задания $\Delta t_{\text{ср}}$.

В заключение отметим, что использование в качестве опорного термометра, расположенного на глубине 160 или 320 см, позволит применять постоянное значение R^* в течение всего года, что особенно удобно для сетевых станций.

Выводы

1. Предложенный способ измерения профиля температуры почвы повышает по крайней мере в 4 раза точность определения $\Delta t_{\text{ср}}$, а соответственно в 4 раза понижается составляющая погрешности определения потока P , обусловленная неточностью определения $\Delta t_{\text{ср}}$ по сравнению с методом, при котором измеряется температура на каждой глубине.

2. Такой способ измерения профиля температуры почвы может найти применение при измерениях, выполняемых оператором (исключается необходимость переключения измерительной схемы с одного диапазона на другой), а также в автоматических станциях, не имеющих вычислительного устройства. При этом результаты эксперимента могут обрабатываться без введения поправок, что особенно удобно при «ручной» обработке данных, например в экспедиционных условиях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Цейтин Г. Х. К вопросу об определении некоторых тепловых свойств почвы.— «Труды ГГО», 1953, вып. 39(101), с. 201—213.
2. Беспалов Д. П. Методика измерения потоков тепла и температуры в почве.— «Труды ВНИМС», 1963, т. 9, с. 108—113.
3. Леготина С. И., Цейтин Г. Х. Об определении мгновенных значений потоков тепла в почве.— «Труды ГГО», 1972, вып. 282, с. 92—103.
4. Руководство по теплобалансовым наблюдениям. Л., Гидрометеоздат, 1971, 149 с.
5. Афиногенов Л. П., Стеризат С. М. Анализ погрешностей измерения градиентов температуры воздуха.— «Труды ГГО», 1974, вып. 349, с. 3—23.

О СРАВНЕНИИ ДВУХ АЛГОРИТМОВ ОСРЕДНЕНИЯ ПРИ РАСЧЕТЕ ЭЛЕМЕНТОВ ТЕПЛОВОГО БАЛАНСА

Одной из наиболее важных задач, возникающих в процессе обработки результатов полевых наблюдений за элементами теплового баланса, является осреднение. В ряде случаев эта операция проводится с целью сглаживания мелкомасштабных турбулентных пульсаций метеорологических элементов и получения репрезентативных значений исследуемых характеристик в динамике [1, 3, 5]. Помимо этого при решении многих прикладных задач сельско-

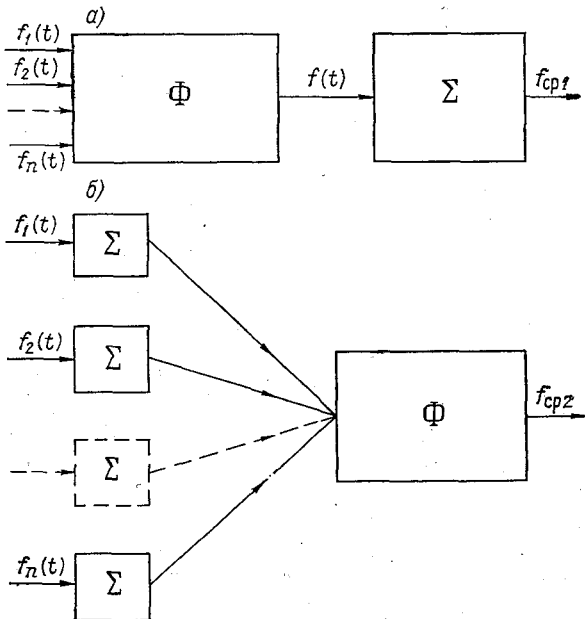


Рис. 1. Структурная схема алгоритмов осреднения. а — без предварительного осреднения, б — с предварительным осреднением.

хозяйственной метеорологии нет необходимости знать текущие пусть даже сглаженные, значения основных агрометеорологических параметров, а требуется иметь информацию об их средних значениях за сравнительно длительные интервалы времени (час, сутки, декада и более). Поскольку большинство интересующих нас теплобалансовых характеристик определяется косвенно, путем обработки результатов непосредственных измерений ряда исходных метеоэлементов, то для расчета указанных выше осредненных показателей в принципе могут быть предложены два алгоритма.

Первый из них (рис. 1 а) состоит в том, что непосредственно измеряемые параметры f_1, f_2, \dots, f_n , относящиеся к одному и тому же моменту времени t , подвергаются некоторому функциональному преобразованию Φ , в результате которого определяется соответствующее моменту t значение искомой величины $f = f(f_1, f_2, \dots, f_n)$. После этого производится осреднение текущих значений $f = f(t)$ по заданному периоду τ . Таким образом, получающееся в данном случае среднее значение f можно представить в виде

$$f_{\text{ср 1}} = \frac{1}{\tau} \sum_{\tau} f(t) = \frac{1}{\tau} \sum_{\tau} \Phi[f_1(t), f_2(t), \dots, f_n(t)]. \quad (1)$$

Второй алгоритм осреднения, как видно из рис. 1 б, выглядит несколько иначе. Согласно ему, вначале вычисляются средние по заданному интервалу τ значения исходных элементов $f_{1 \text{ ср}}, f_{2 \text{ ср}}, \dots, f_{n \text{ ср}}$, а затем по полученным осредненным исходным данным определяется

$$f_{\text{ср 2}} = \Phi(f_{1 \text{ ср}}, f_{2 \text{ ср}}, \dots, f_{n \text{ ср}}), \quad (2)$$

где

$$f_{i \text{ ср}} = \frac{1}{\tau} \sum_{\tau} f_i(t).$$

Очевидно, что если преобразование Φ относительно f_1, f_2, \dots, f_n является линейным, то обе процедуры осреднения абсолютно эквивалентны и оценки $f_{\text{ср 1}}$ и $f_{\text{ср 2}}$ совпадают друг с другом. В противном случае, когда преобразование Φ нелинейно, как это имеет место, например, при расчете элементов теплового баланса, то описанные алгоритмы неидентичны. Связано это с тем, что при нелинейных преобразованиях среднее значение суммы не равно сумме средних значений аргументов и, следовательно, алгоритм осреднения (2) даст относительно (1) определенную ошибку (смещение). Оценим ее значение применительно к элементам теплового баланса — испарению, турбулентному потоку тепла и коэффициенту обмена.

Как известно, для определения элементов теплового баланса сельскохозяйственного поля в настоящее время широко применяются два фундаментальных метода, позволяющих рассчитать испарение E , турбулентный поток тепла P и коэффициент обмена K по результатам непосредственных измерений некоторых исходных метеорологических параметров [4].

Первый из указанных методов, получивший название метода теплового баланса, предполагает вычисление перечисленных выше величин E , P и K по формулам:

$$E' = \frac{1}{L} \frac{\Delta e(R - B)}{\Delta e + a_1 \Delta T}, \quad (3)$$

$$P' = \frac{a_1 \Delta T(R - B)}{\Delta e + a_1 \Delta T}, \quad (4)$$

$$K' = \frac{a_2(R - B)}{\Delta e + a_1 \Delta T}. \quad (5)$$

Здесь R — радиационный баланс подстилающей поверхности; — поток тепла в почву; ΔT и Δe — градиенты температуры влажности в приземном слое воздуха; L — удельная теплота парообразования; a_1 и a_2 — некоторые постоянные коэффициенты, характеризующие рассматриваемую расчетную схему.

По второму методу, называемому обычно методом турбулентной диффузии, величины E , P и K определяются согласно соотношениям:

$$E'' = b_1 c_1 \Delta e \Delta u (1 + c_2 \Delta T / \Delta u^2), \quad (6)$$

$$P'' = b_2 c_1 \Delta T \Delta u (1 + c_2 \Delta T / \Delta u^2), \quad (7)$$

$$K'' = c_1 \Delta u (1 + c_2 \Delta T / \Delta u^2). \quad (8)$$

В этих формулах Δu — градиент скорости ветра, а b_1 , b_2 , c_1 и c_2 — данные известные коэффициенты. Остальные обозначения здесь же, что и в (3) — (5).

Вопрос о границах практической применимости каждого из методов расчета пока еще нельзя считать окончательно решенным, однако в целом можно утверждать, что при малых и тем более отрицательных значениях R метод теплового баланса дает большие погрешности и в этих условиях предпочтительнее пользоваться методом турбулентной диффузии.

Для оценки ошибок, возникающих при определении по осредненным исходным данным средних значений испарения, достаточно зложить в ряд Тейлора в точке $(\overline{R-B}, \overline{\Delta e}, \overline{\Delta T})$ функцию (3) ограничившись в этом ряду членами второго порядка включительно, произвести статистическое осреднение [2]. Тогда величина

$$\Delta'_E = E'_{cp1} - E'_{cp2} \quad (9)$$

в первом приближении может быть представлена зависимостью

$$\widetilde{\Delta'_E} = a_1 \left[\frac{-x a_1 \bar{y} D_z - \bar{z} D_y + (\bar{y} - a_1 \bar{z}) r_{yz}}{(\bar{y} + a_1 \bar{z})^3} + \frac{\bar{z} r_{xy} - \bar{y} r_{xz}}{(\bar{y} + a_1 \bar{z})^2} \right]. \quad (10)$$

Через x , y и z здесь обозначены переменные $(R-B)\Delta e$ и ΔT ; \bar{y} и \bar{z} — соответствующие указанным переменным математиче-

ские ожидания; D_y и D_z — дисперсии y и z ; r_{xy} , r_{xz} и r_{yz} — ненормированные корреляционные моменты, т. е.

$$r_{\alpha\beta} = \frac{(\alpha - \bar{\alpha})(\beta - \bar{\beta})}{\sigma_{\alpha}\sigma_{\beta}}.$$

При проведении конкретных расчетов входящие в эту формулу теоретические значения математических ожиданий \bar{x} , \bar{y} , \bar{z} , дисперсий D_y , D_z и корреляционных моментов r_{xy} , r_{yz} , r_{xz} следует заменить соответствующими эмпирическими оценками, рассчитанными по массивам исходных данных.

Используя аналогичную методику статистической линеаризации можно получить выражение для ошибок определения по осредненным наблюдениям значений турбулентного потока тепла Δ'_p и коэффициента обмена Δ'_K . Проведенный анализ показывает, что

$$\Delta'_p = P'_{cp1} - P'_{cp2} = -\Delta'_E, \quad (1)$$

т. е. для испарения и турбулентного потока тепла ошибки осреднения одинаковы по величине и противоположны по знаку. Для $\Delta'_K = K'_{cp1} - K'_{cp2}$ имеет место равенство

$$\tilde{\Delta}'_K = a_2 \left[x \frac{-D_y + a_1^2 D_z + 2a_1 r_{yz}}{(\bar{y} + a_1 \bar{z})^3} - \frac{r_{xy} - a_1 r_{xz}}{(\bar{y} + a_1 \bar{z})^2} \right]. \quad (1)$$

Для подтверждения возможности практического использования полученных формул были выполнены следующие расчеты. По результатам ряда серий непрерывных круглосуточных теплосбалансовых наблюдений, проводившихся автором в различных районах страны, были вычислены статистические характеристики исходных величин x , y и z , которые приведены в табл. 1. Далее на основании этих данных по формулам (10) — (12) были рассчитаны теоретические оценки ошибок $\tilde{\Delta}'_E$, $\tilde{\Delta}'_p$ и $\tilde{\Delta}'_K$, которые сравнивались с фактическими ошибками Δ'_E , Δ'_p и Δ'_K , полученными как разность между истинной среднечасовой величиной (рассчитанной по мгновенным значениям x , y , z) соответствующего параметра и его значением, найденным по осредненным входным параметрам (табл. 2).

Как видно из табл. 2, различия между фактическими и теоретическими отклонениями оказываются весьма незначительными, что свидетельствует о достаточной точности полученных соотношений.

Используя изложенную выше методику, можно получить выражения для вычисления ошибок осреднения, отвечающих определению величин E'' , P'' и K'' по формулам (6) — (8):

$$\Delta''_E = b_1 c_1 \left[r_{yv} + \frac{c_2}{v} \left(\frac{\bar{y}z D_v}{v^2} - \frac{\bar{z}r_{yv} + \bar{y}r_{zv}}{v} + r_{yz} \right) \right], \quad (1)$$

$$\Delta''_p = b_2 c_1 \left[r_{zv} + \frac{c_2}{v} \left(\frac{\bar{z}^2 D_v}{v^2} - \frac{2\bar{z}r_{zv}}{v} + D_z \right) \right], \quad (1)$$

Основные статистические характеристики исходных величин x , y и z

Номер опыта	\tilde{x}	\tilde{y}	\tilde{z}	\tilde{d}_x	\tilde{d}_y	\tilde{D}_z	r_{xy}	r_{xz}	r_{yz}
1	0,182	0,386	0,260	0,019	0,010	0,234	0,569	0,809	0,812
2	0,212	0,262	0,046	0,004	0,007	0,008	0,193	0,502	0,745
3	0,253	0,463	0,033	0,003	0,032	0,061	0,086	0,893	0,073
4	0,272	0,393	0,265	0,004	0,021	0,005	0,021	0,275	0,245

1 Данные получены по результатам статистической обработки почасовых наблюдений (60 отсчетов в час), относящихся к следующим условиям: 1—Ленинградская обл., 22 июля 1969 г., 9—10 ч, пастыше; 2—Ленинградская обл., 26 июля 1969 г., 9—10 ч, кауста; 3—Армения, 8 сентября 1976 г., 8—9 ч, герань; 4—Армения, 11 сентября 1976 г. 16—17 ч, герань.

Таблица 2

Ошибки осреднения почасовых наблюдений

Номер опыта	E'_{cp}	E'_{cp3}	$\Delta'_E \cdot 10^2$	$\tilde{\Delta}'_E \cdot 10^2$	P'_{cp}	P'_{cp2}	$\Delta'_P \cdot 10^2$	$\tilde{\Delta}'_P \cdot 10^2$	K'_{cp}	K'_{cp2}	$\Delta'_K \cdot 10^2$	$\tilde{\Delta}'_K \cdot 10^2$
1	0,133	0,138	-0,50	-0,52	0,049	0,044	0,50	0,52	0,128	-0,135	-0,70	-0,93
2	0,198	0,195	0,30	0,52	0,014	0,017	-0,30	-0,52	0,308	0,283	2,50	3,80
3	0,239	0,244	-0,50	-0,29	0,014	0,009	0,50	0,29	0,232	0,200	3,20	2,50
4	0,200	0,206	-0,60	-0,44	0,072	0,066	0,60	0,44	0,219	0,199	2,00	1,70

$$\Delta_K'' = \frac{c_1 c_2}{v^2} \left(\frac{\bar{z} D_v}{v} - r_{zv} \right), \quad (15)$$

где $v = \Delta u$.

Как видно из всех полученных соотношений, ошибки, связанные с заменой истинных средних значений соответствующих элементов теплового баланса их значениями, рассчитанными по осредненным исходным параметрам, существенно зависят от статистических характеристик последних и в первую очередь от их дисперсий и периода осреднения. Ввиду наличия суточного хода, свойственного всем метеорологическим элементам, с увеличением периода осреднения дисперсии, а следовательно ошибки осреднения, будут иметь тенденцию к росту. В связи с этим представляет самостоятельный интерес вопрос об определении допустимых с точки зрения получения заданной точности интервалов осреднения входных аргументов.

С этой целью нами был проведен анализ большого числа экспериментальных данных, относящихся к нескольким физико-климатическим районам и различным типам погоды. В процессе этого анализа на ЭВМ рассчитывались средние значения основных элементов теплового баланса за различные интервалы времени, начиная от часа и кончая сутками.

Полученные результаты показывают, что если речь идет о вычислении среднечасовых значений испарения, то даже в часы выраженного нарастания или, наоборот, убывания радиационного баланса осреднение входных величин не приводит к значительным погрешностям по сравнению с осреднением мгновенных значений результирующих элементов теплового баланса (см. табл. 2).

Точно также анализ экспериментальных данных показывает, что в большинстве случаев допустимо производить осреднение исходных элементов за длительные периоды времени, захватывающие весь дневной интервал, когда радиационный баланс положительный. Действительно, как видно из табл. 3, во всех рассмотренных опытах, отражающих различные условия наблюдений, в том числе и процесс дневной инверсии (опыт 3), расчет испарения за период 8—19 ч по осредненным данным дает относительную погрешность не превышающую 10—15%, что вполне приемлемо для решения большинства практических задач. За истинное среднее ($E_{\text{ср } 1}$) при расчетах принималось испарение, рассчитанное по почасовым значениям E_i' , каждое из которых в свою очередь определялось по 6 отсчетам $R-B$, Δe и ΔT .

Что касается осреднения исходных величин за сутки, то оно обычно приводит к весьма значительным и, как правило, недопустимым ошибкам в определении элементов теплового баланса. В качестве иллюстрации в табл. 4 приведены результаты суточного осреднения исходных наблюдений, полученных для тех же шести опытов, что и в табл. 3. Легко видеть, что расхождения между оценками, рассчитанными по неосредненным исходным данным, оказываются очень существенными, во многих случаях превосходя 100%

Вычисление средних значений испарения за полусуточный дневной период наблюдений (8—19 ч)

Номер опыта	Получасовые значения испарения в различные сроки, мм/ч											$E_{ср1}$ мм/ч	$E_{ср2}$ мм/ч	δE %	
	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18				19
1	0,060	0,189	0,111	0,291	0,296	0,153	0,274	0,311	0,222	0,128	0,046	0,129	0,184	0,205	11,4
2	0,231	0,241	0,229	0,376	0,423	0,381	0,295	0,294	0,285	0,280	0,167	0,064	0,272	0,279	2,6
3	0,393	0,691	0,892	1,041	1,016	0,997	0,992	0,949	0,784	0,645	0,383	0,001	0,732	0,801	9,4
4	0,215	0,347	0,100	0,517	0,471	0,153	0,618	0,247	0,389	0,328	0,300	0,088	0,310	0,295	4,8
5	0,167	0,302	0,444	0,419	0,468	0,395	0,454	0,257	0,484	0,441	0,662	0,014	0,376	0,384	2,1
6	0,163	0,422	0,499	0,609	0,618	0,642	0,711	0,573	0,525	0,467	0,429	0,162	0,485	0,482	0,6

¹ Приведенные данные соответствуют: 1 — Ленинградская область, 15 июля 1965 г., пшеница; 2 — Кулунда, 26 июня 1963 г., пшеница; 3 — Туркмения, 19 августа 1966 г., хлопок; 4 — Белоруссия, 30 августа 1971 г., картофель; 5 — Армения, 8 сентября 1976 г., герань; 6 — Узбекистан, 20 августа 1970 г., хлопок.

Таблица

Средние значения элементов теплового баланса за сутки

Параметр	Номер опыта					
	1	2	3	4	5	6
$E'_{ср1}$ мм/ч	0,131	0,230	0,415	0,167	0,266	0,206
$E'_{ср2}$ мм/ч	0,272	0,187	2,499	0,364	0,292	0,332
δ'_E %	107	19	502	118	10	61
$P'_{ср1}$ кал/(см ² ·мин)	0,036	0,025	-0,235	-0,015	-0,071	-0,019
$P'_{ср2}$ кал/(см ² ·мин)	0,105	0,068	-2,319	-0,212	-0,097	-0,145
δ'_P %	192	172	887	1313	37	663
$K'_{ср1}$ м ² /с	0,315	0,354	0,197	0,342	0,102	0,346
$K'_{ср2}$ м ² /с	0,564	0,276	0,154	0,904	0,114	0,533
δ'_K %	79	22	22	164	12	54

Возникновение столь больших погрешностей объясняется тем, что при осреднении входных параметров за сутки происходит нивелирование свойственных им характеристик, отражающих особенности температурной стратификации атмосферы в дневные и ночные часы. Основная роль при этом принадлежит фактору переход от положительных градиентов днем к режиму инверсии ночью в результате которого большие отрицательные значения градиентов температуры при малых коэффициентах обмена искажают осредненные оценки.

Резкое возрастание погрешности определения среднего суточного испарения при группировании в одну осредняемую выборку исхо-

Таблица

Изменение среднесуточного испарения в зависимости от интервала осреднения исходных параметров¹

Номер опыта	Интервал осреднения, ч								
	0	1	2	3	4	6	8	12	24
1	0,263	0,267	0,296	0,276	0,270	0,266	0,381	0,265	0,39
2	0,193	0,188	0,185	0,194	0,193	0,203	0,223	0,202	0,30

¹ Приведенные данные соответствуют 60-кратному в течение часа отсчету исходных величин $R - B$, Δe , ΔT при круглосуточных измерениях, относящихся к условиям: 1 — Армения, 8 сентября 1976 г., герань; 2 — Кулунь 7 июля 1973 г., пшеница.

ных наблюдений за дневные и ночные часы подтверждает табл. 5. В ней показано изменение среднесуточного испарения, рассчитанного по предварительно осредненным значениям $R-B$, Δe и ΔT , в зависимости от интервала осреднения. Начальной точкой, от которой отсчитывается осреднение, в обоих случаях является 7 ч утра.

Легко видеть, что после постепенного возрастания погрешности на интервалах осреднения до 8—10 ч, наблюдается ее резкий спад, соответствующий периоду осреднения 12 ч, и затем снова увеличение в 24 ч. Такая закономерность обусловлена тем, что при 12-часовых интервалах осреднение дневных и ночных наблюдений производится в разных выборках и «смешивание» этих данных отсутствует.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Елагина Л. Г., Капров Б. М. Измерение турбулентных потоков тепла и влаги и их частотных спектров.— Изв. АН СССР. Физика атм. и океана», 1971, т. 7, № 2, с. 115—120.
2. Жуковский Е. Е. и др. Статистический анализ случайных процессов. Л., Гидрометеиздат, 1976. 408 с.
3. Ламли Дж., Пановский Г. Структура атмосферной турбулентности. М., «Мир», 1966. 264 с.
4. Руководство по градиентным наблюдениям и определению составляющих теплового баланса. Л., Гидрометеиздат, 1964. 37 с.
5. Mc Vea n G. Comparison of the turbulent transfer process near the surface.— „Boundary — Layer Meteorol.”, 1973, vol 4, № 1—4, p. 265—274.
6. Phelps G., Pond S. Spectra of the temperature and humidity fluctuations and of the fluxes of moisture and sensible heat in the marine boundary layer.— „J. Atmos. Sci.”, 1971, vol. 28, № 6, p. 63—76.

РАСШИРЕНИЕ ОБЛАСТИ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДА ТЕПЛООВОГО БАЛАНСА ДЛЯ РАСЧЕТА ЕГО ЭЛЕМЕНТОВ

1. Как указано в [5], при использовании метода теплового баланса расчет вертикального турбулентного потока тепла (L) и затраты тепла на испарение (V) производится по формулам:

$$L = \frac{(B - P)\Delta t}{\Delta t + 1,56 \Delta e}, \quad (1)$$

$$V = \frac{(B - P)\Delta e}{\Delta e + 0,64 \Delta t}, \quad (2)$$

где B — радиационный баланс деятельного слоя; P — поток тепла между деятельным и нижележащими слоями; Δt — разность температур воздуха на двух уровнях в приземном слое атмосферы; Δe — разность упругостей водяного пара на этих уровнях (в мбар).

Для удобства дальнейшего обсуждения перепишем формулы (1) и (2) в виде:

$$L = \frac{B - P}{1 + 1,56 \frac{\Delta e}{\Delta t}}, \quad (3)$$

$$V = \frac{B - P}{1 + 0,64 \frac{\Delta t}{\Delta e}}. \quad (4)$$

В [5] указано, что метод теплового баланса используется лишь при выполнении условий:

$$(B - P) \geq 0,10 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин}), \quad (5)$$

$$\Delta t \geq 0,1^\circ\text{C}, \quad (6)$$

$$\Delta e \geq 0,1 \text{ мбар}. \quad (7)$$

В работах [1, 2] показано, что летом на суше умеренных широт в разных районах и в различное время суток условия (5)—(7) выполняются в среднем всего в 30—50% сроков наблюдений. В частности, условие (6) исключает применение метода теплового балан-

за при инверсиях. Это делает актуальным исследование возможности «смягчения» условий (5) — (7). В таком исследовании следует прежде всего выяснить, каким должно быть соотношение знаков $B-P$, Δt и Δe , чтобы расчет по формуле (1) или (3) приводил к знаку L , согласующемуся со знаком Δt , а расчет по формуле (2) или (4) давал V со знаком, отвечающим знаку Δe . Ясно, например, что при $\Delta t > 0$ и $\Delta e > 0$ расчет по этим формулам возможен лишь при $(B-P) > 0$, а если $\Delta t < 0$ и $\Delta e < 0$, то расчет приведет к разным знакам L и V только при $(B-P) < 0$. Сложнее дело обстоит при неодинаковых знаках Δt и Δe .

2. В работе [4] справедливо отмечено, что если $\Delta t < 0$, но $\Delta e > 0$, т. е. если не выполнено условие (6), то формулы (1) — (4) все же можно использовать, но лишь при $0,64 \Delta t / \Delta e < 1$, т. е. при $1,56 \Delta e / \Delta t > 1$. Учитывая различие знаков Δt и Δe , это условие целесообразнее записать в виде $|0,64 \Delta t / \Delta e| < 1$ или $|1,56 \Delta e / \Delta t| > 1$. Для дальнейшего использования перепишем его еще так: $\Delta t / \Delta e > -1,56$ или $\Delta e / \Delta t < -0,64$. Естественно, что при этом подразумевается выполнение условия (5), но в смягченной форме: $(B-P) > 0,00$ кал/(см²·мин). Только при этом формулы (1) — (4) дадут L и V со знаками, соответствующими знакам Δt и Δe . В работе [4] также отмечено, что если $\Delta t > 0$, но $\Delta e < 0$, то формулы (1) — (4) можно использовать лишь при $0,64 \Delta t / \Delta e > 1$, т. е. при $1,56 \Delta e / \Delta t < -1$. С учетом различия знаков Δt и Δe это условие целесообразнее записать в виде $|0,64 \Delta t / \Delta e| > 1$ или $|1,56 \Delta e / \Delta t| < -1$. Перепишем это условие еще и так: $\Delta t / \Delta e < -1,56$ или $\Delta e / \Delta t > -0,64$. При этом вновь подразумевается, что $B-P > 0,00$ кал/(см²·мин), так как иначе знак L не совпадет со знаком Δt , а знак V — со знаком Δe .

Таким образом, условия применимости метода теплового баланса, сформулированные в [4], несколько мягче условий, заданных в [5], ибо допускают использование отрицательных Δt или Δe , а также значений $B-P$, меньших, чем 0,10 кал/(см²·мин). Но поскольку все же величина $B-P$ должна быть при этом положительной, то полной общности метод теплового баланса еще не приобретает. В умеренных широтах на суше он по-прежнему остается применимым главным образом в дневные часы летнего сезона.

3. Более общие условия, охватывающие случаи как с $(B-P) > 0$, так и с $(B-P) < 0$, рассмотрены в работе [3], но в применении к расчету только затраты тепла на испарение, т. е. к формулам (2) и (4). К сожалению, номограмма, построенная в [3] для определения V , практически не может быть использована из-за отсутствия оцифровки изолиний Δe . Зато значительный интерес представляет детально рассматриваемый здесь «критерий надежности», введенный Т. В. Кирилловой. Именно он и является условием применимости метода теплового баланса при различных знаках $B-P$, Δt и Δe . Несмотря на опечатки, допущенные в [3] при изложении результатов анализа этого критерия, интересна графическая его интерпретация. Она позволяет легко и быстро определить, можно ли при том или ином сочетании знаков измеренных значений $B-P$,

Δt и Δe вычислить V по формулам (2) или (4) так, чтобы знак результата согласовался со знаком Δe . Недостатком графика является лишь малый его масштаб за счет включения редко встречающихся значений Δt до $\pm 4,0^\circ\text{C}$ и Δe до $\pm 5,0$ мбар. Представляется также не вполне удачным и название графика.

Выясним, пригоден ли этот график для определения возможности или невозможности расчета методом теплового баланса не только значений V (для чего график непосредственно предназначен) но и значений L . Из общих соображений можно ожидать положительного ответа на этот вопрос. Действительно, если сочетание знаков $B-P$, Δt и Δe таково, что уравнение теплового баланса не нарушается, то не только знак V , вычисленного по формулам (2) и (4), должен согласовываться со знаком Δe , но одновременно и знак L , вычисленного по формулам (1) и (3), должен согласовываться со знаком Δt . Рисунок 2 работы [3] подтверждает это предположение.

Рассмотрим, например, нижний правый (4-й) квадрант. В области значений $(B-P) > 0$ имеем $\Delta t/\Delta e > -1,56$ и потому $V > 0$, что согласуется со знаком Δe . Но здесь также $\Delta e/\Delta t < -0,64$ и потому $L < 0$, что согласуется со знаком Δt . К такому же заключению приводит рассмотрение других частей рисунка. При $\Delta t < 0$, но $\Delta e > 0$ всегда получается $L > 0$ и $V < 0$, а при $\Delta t > 0$, но $\Delta e < 0$ всегда $L < 0$ и $V < 0$, т. е. знаки L и V всегда согласованы со знаками Δt и Δe . Таким образом, рассматриваемый график при любых знаках $B-P$, Δt и Δe позволяет судить о возможности или невозможности получения методом теплового баланса разумного знака не только V но и L .

4. Целесообразно реконструировать упомянутый график работы [3], придав ему вид, более удобный для использования. Во-первых, очевидно, что при $\Delta t > 0$ и $\Delta e > 0$ расчет по формулам (1) — (4) имеет смысл только $B-P > 0$, а при $\Delta t < 0$ и $\Delta e < 0$ — только при $B-P < 0$. Сомнение же может возникнуть только при неодинаковых знаках Δt и Δe . Лишь для таких случаев необходимо вспомогательный график. Поэтому 1-й и 3-й (верхний правый и нижний левый) квадранты графика работы [3] могут быть опущены. Сохранены же должны быть 2-й и 4-й (верхний левый и нижний правый) квадранты. Это сразу приводит к значительному упрощению графика. Во-вторых, целесообразно изменить положение и направление координатных осей, а также масштаб графика в пределах наиболее часто встречающихся значений Δt от $-2,0$ до $2,0^\circ$ и значение Δe от $-2,0$ до $2,0$ мбар. Для этого следует отказаться от представления на графике более редких значений $|\Delta t| > 2,0^\circ$ и $|\Delta e| > 2,0$ мбар. Наконец, необходимо детализировать оцифровку осей, изменить некоторые обозначения и ввести другие мелкие дополнения, облегчающие использование графика. После внесения всех необходимых изменений получили график, на котором область I отвечает значениям $\Delta t < 0$, $\Delta e > 0$ и условию $\Delta t/\Delta e < -1,5$ т. е. $\Delta e/\Delta t > -0,64$, когда расчет L и V возможен лишь при $B-P < 0$. В результате расчета получится $L < 0$ и $V > 0$. Область II та

же. отвечает значениям $\Delta t < 0$ и $\Delta e > 0$ при условии $\Delta t/\Delta e < -1,56$, т. е. $\Delta e/\Delta t > -0,64$, когда расчет L и V возможен лишь при $B-P > 0$. Тогда опять получится $L < 0$ и $V > 0$. Область III отвечает значениям $\Delta t > 0$ и $\Delta e < 0$ при условии, что $\Delta t/\Delta e > -1,56$, т. е. $\Delta e/\Delta t < -0,64$. Расчет L и V дает разумные результаты только при $B-P < 0$. Получится $L > 0$ и $V < 0$. Область IV также отвечает значениям $\Delta t > 0$ и $\Delta e < 0$, но условию $\Delta t/\Delta e < -1,56$, т. е. $\Delta e/\Delta t > -0,64$, когда рассчитывать L и V методом теплового баланса можно только при $B-P > 0$. При этом опять окажется $L > 0$ и $V < 0$. Разделительные линии между областями I и II и между областями III и IV отвечают уравнению $\Delta t/\Delta e = -1,56$, или $\Delta e/\Delta t = -0,64$, когда расчет L и V имеет смысл лишь при $B-P = 0$ и когда также $L = 0$ и $V = 0$.

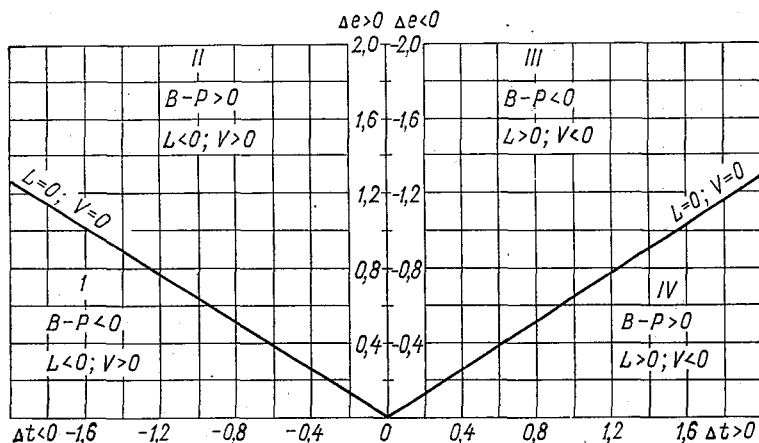


График для определения применимости метода теплового баланса к расчету L и V .

При пользовании графиком на нем следует найти точку, координаты которой отвечают измеренным значениям Δt и Δe . Если как $B-P$, полученный из наблюдений и расчетов, соответствует написанному в данной области графика, то расчет L и V методом теплового баланса возможен. В противном случае он не имеет смысла.

Пример 1. $B-P = -0,05$ кал/(см²·мин); $\Delta t = 1,0^\circ\text{C}$; $\Delta e = -1,0$ мбар. Точка оказывается в области III, и так как фактическое $B-P < 0$, то расчет возможен. По формулам (1) и (2) получается $L = 0,09$ кал/(см²·мин) и $V = -0,14$ кал/(см²·мин).

Пример 2. $B-P = 0,15$ кал/(см²·мин); $\Delta t = -2,0^\circ\text{C}$; $\Delta e = 0,5$ мбар. Точка оказывается в области I, в которой расчет L и V возможен лишь при $B-P < 0$, тогда как фактическое $B-P > 0$. Следовательно, расчет невозможен. Формально по (1)–(4) можно вычислить $L = 0,25$ кал/(см²·мин) и $V = -0,10$ кал/(см²·мин), но оба ответа не имеют смысла, так как они не соответствуют знакам Δt и Δe .

5. Сведем теперь вместе как все очевидные случаи, когда имеются только положительные или только отрицательные $B-P$, Δt и Δe , так и характеризующиеся графиком более сложные случаи различного сочетания знаков этих величин. Тогда получится следующий набор достаточных условий, при которых расчет L и V можно выполнить методом теплового баланса:

- | | | | |
|---------------------|------------------|---|-----|
| а) $\Delta t > 0$, | $\Delta e > 0$, | $B - P > 0$, | (8) |
| б) $\Delta t < 0$, | $\Delta e < 0$, | $B - P < 0$, | |
| в) $\Delta t = 0$, | $\Delta e > 0$, | $B - P > 0$, | |
| г) $\Delta t = 0$, | $\Delta e < 0$, | $B - P < 0$, | |
| д) $\Delta t > 0$, | $\Delta e = 0$, | $B - P > 0$, | |
| е) $\Delta t < 0$, | $\Delta e = 0$, | $B - P < 0$, | |
| ж) $\Delta t = 0$, | $\Delta e = 0$, | | |
| з) $\Delta t > 0$, | $\Delta e < 0$, | $\Delta t / \Delta e < -1,56$, $B - P > 0$, | |
| и) $\Delta t > 0$, | $\Delta e < 0$, | $\Delta t / \Delta e > -1,56$, $B - P < 0$, | |
| к) $\Delta t < 0$, | $\Delta e > 0$, | $\Delta t / \Delta e > -1,56$, $B - P > 0$, | |
| л) $\Delta t < 0$, | $\Delta e > 0$, | $\Delta t / \Delta e < -1,56$, $B - P < 0$. | |

Эти соотношения и являются «смягченными» условиями применимости метода теплового баланса. Выполнение хотя бы одного (любого) из них говорит о том, что рассчитывать L и V по формулам (1)–(4) в принципе возможно, так как знак получающихся L и V будет согласовываться со знаками Δt и Δe .

6. Для рассмотрения вопроса о том, в какой мере замена условий (5)–(7) смягченными условиями (8) расширяет возможность использования метода теплового баланса, был вновь привлечен опытный материал, ранее использованный в работах [1, 2]. Все случаи, когда не выполнялось хотя бы одно из условий (5)–(7) были проверены с точки зрения выполнения или невыполнения условий (8). Затем было подсчитаны число и процент случаев, когда, несмотря на невыполнение хотя бы одного из условий (5)–(7) выполнялось какое-либо из условий (8); т. е. метод теплового баланса все же мог быть использован. Подсчитывались также число и процент случаев, в которых расчет по этому методу оказывался невозможным из-за невыполнения ни одного из условий (8). Результаты представлены в таблице.

Из таблицы видно, что использование смягченных условий (8) в принципе позволяет рассчитывать L и V методом теплового баланса в 63–93%, а в среднем в 75% всех тех случаев, когда условия (5)–(7) исключали такую возможность. Таким образом, замена условий (5)–(7) условиями (8) приводит к значительному расширению области применения этого метода расчета L и V . Однако для окончательного заключения о возможности такой замены необходимо выяснить, не становится ли относительная погрешность

Результаты проверки выполнения и невыполнения условий (8) при невыполнении условий (5)—(7)

Группа исходных данных	Число случаев невыполнения условий (5)—(7)	Условия (8)			
		выполнены		не выполнены	
		число случаев	%	число случаев	%
I. Экспедиционные данные					
Арская экспедиция	74	50	67	24	33
Тахта-Аральская экспедиция	64	47	73	17	27
Махталинская	90	62	69	28	31
Цнепровская	55	42	76	13	24
База ЛГМИ	93	59	63	34	37
Итого:	376	260	69	116	31
II. Станционные данные					
Юлиинск	46	43	93	3	7
м. Небольсина	42	28	67	14	33
Юлтава	56	43	77	13	23
Арасуат	56	51	91	5	9
Аушанбе	59	51	86	8	14
Итого	259	216	83	43	17
Всего	635	476	75	159	25

V, вычисляемых при смягченных условиях, настолько значительной, что теряется смысл использования этих условий. Предварительная проверка показала, что этого не происходит. Более подробно результаты этой проверки будут изложены в следующей статье.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Балдычева Н. В., Бройдо А. Г. Проверка возможности расширения области применения метода теплового баланса.—«Труды ЛГМИ», 1977, вып. 62, с. 85—89.
- Бройдо А. Г. О возможности использования метода теплового баланса для расчета его составляющих.—«Труды ГГО», 1973, вып. 300, с. 64—73.
- Вершинин А. П. Применение метода теплового баланса для определения суммарного испарения на примере орошаемых земель Ростовской области.—«Труды ГГИ», 1967, вып. 146, с. 39—52.
- Кириллова Т. В., Несина Л. В. Влияние орошения на изменение составляющих теплового баланса на поле пшеницы.—«Труды ГГО», 1955, вып. 53(115), с. 66—80.
- Руководство по теплосбалансовым наблюдениям. Л., Гидрометеонздат, 1977, с. 149.

СОДЕРЖАНИЕ

- Д. П. Беспалов, Т. П. Светлова. Использование результатов контроля метеорологической информации 1
- Т. П. Светлова. Анализ результатов контроля среднего месячного давления 2
- Э. Г. Богданова, И. Г. Горбунова, Ю. В. Макаров. Погрешности определения интенсивности дождей с помощью стандартного плювиографа 3
- Л. Р. Струзер. Установка наземных дождемеров на склоне 4
- Л. Р. Струзер. Метод измерения количества твердых атмосферных осадков двумя осадкомерами. (Сообщение второе: обоснование расчета зависимостей метода) 5
- А. П. Браславский, Л. Р. Струзер, К. Б. Шергина, С. П. Чистяева. Практические рекомендации по определению значений исправленного слоя атмосферных осадков при срочных наблюдениях 6
- В. Н. Аднашкин, А. А. Афанасьев. Об особенностях построения фотометров рассеянного света 6
- П. Я. Никишков. Результаты опытной эксплуатации приборов для измерения и регистрации высоты нижней границы облаков и вертикальной видимости М-105 7
- Ж. Д. Алибегова, Г. Б. Брылев, Н. Ф. Иванова. Соотношения между статистическими характеристиками дождей различной продолжительности для Валдайского ливнемерного куста 7
- Ж. Д. Алибегова, А. А. Калиновская, Э. Ш. Элизбарашвили. Распределение осадков по градациям интенсивности в условиях Заильского Алатау 7
- ✓ А. Е. Веселкин, Ю. Ф. Моисеев, О. М. Хорьков. Структура информационного обмена метеоинформацией в автоматизированной системе управления воздушным движением (УВД) 1
- С. М. Стернзат. О способе повышения точности исходных данных, используемых при расчете потоков тепла в почве 1
- М. Г. Саноян. О сравнении двух алгоритмов осреднения при расчете элементов теплового баланса 1
- А. Г. Бройдо. Расширение области применения метода теплового баланса для расчета его элементов 1