

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ  
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ  
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

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

*Выпуск*

375

МЕТОДИКА  
МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ  
НАБЛЮДЕНИЙ

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

Ленинградский  
Гидрометеорологический ин-т  
БИБЛИОТЕКА  
И-д 195196 Малоохтинский пр., 98



ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ  
ЛЕНИНГРАД  
1976

Сборник содержит статьи по вопросам усовершенствования методики метеорологических наблюдений, обработки, обобщения и интерпретации результатов измерений.

Рассматриваются результаты применения машинных методов контроля и обобщения метеорологической информации по сети станций УГМС, первые опытные результаты по комплексированию данных МРЛ и наземных наблюдений за осадками, вопросы усовершенствования наблюдений за опасными явлениями погоды и облачностью, связанные с повышением объективности наблюдений.

Сборник рассчитан на специалистов научно-исследовательских учреждений ГУГМС, региональных вычислительных центров, управлений гидрометслужбы и гидрометеорологических обсерваторий, а также на аспирантов и студентов вузов соответствующих специальностей.

The book contains the papers dealing with the problems of improving the techniques of meteorological observations, processing, generalization, and interpretation of the results of measurements.

The use of machine methods for generalizing the meteorological information obtained at different meteorological stations, first experimental results on integration of radar data and ground based observations on precipitation, the improvement of observations on dangerous weather phenomena and cloudiness in connexion with the increase of objectivity of these observations.

The book is intended for specialists working in the scientific-research institutions of the hydrometeorological service, regional computer centres, hydrometeorological observatories, and for postgraduates and students specialized in appropriate fields of meteorology.

*И. А. БЕРЛИН, Л. А. ГРОШЕВА, Л. Ф. ШКОЛЯР*

## **УТОЧНЕНИЯ АЛГОРИТМОВ КОНТРОЛЯ СРОЧНОЙ И ЕЖЕДНЕВНОЙ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ**

Одним из звеньев разрабатываемой системы комплексной автоматизации Гидрометслужбы СССР является автоматизированный контроль информации, поступающей с метеорологических станций.

Применение ЭВМ, устанавливаемых в региональных вычислительных центрах обработки и обобщения метеорологической информации, позволяет широко использовать объективные математические методы анализа результатов. Автоматический контроль метеорологических данных можно разделить на два этапа:

1. Выявление случайных ошибок, допущенных наблюдателем при производстве наблюдений, при первичной обработке результатов наблюдений или при перфорации.

2. Выявление систематических ошибок, обусловленных неисправностью приборов или несоблюдением на станции требований «Наставления гидрометеорологическим станциям и постам».

Ошибки систематического характера можно обнаружить при анализе данных, осредненных за месяц, сезон, год. Случайные ошибки можно выявить только при просмотре ежедневных данных.

В связи с ростом объема перфорации, необходимостью более быстрого и полного удовлетворения запросов народного хозяйства и новой организацией выдачи текущей метеорологической информации большое значение приобретает контроль ежедневных данных.

В 1971 г. во ВНИИГМИ—МЦД были разработаны и изданы «Временные методические указания по машинной обработке и контролю данных гидрометеорологических наблюдений» [1].

По алгоритмам, помещенным в этих Указаниях, в течение последних лет проводится контроль на ЭВМ ежедневных данных наблюдений на станциях УГМС, частично или полностью перешедших на автоматизированную систему сбора и контроля метеоданных.

Учитывая опыт работы и замечания из УГМС по контролю ежедневных данных, возникла необходимость уточнить и дополнить существующие алгоритмы контроля.

В ГГО в 1974 г. была проведена работа по уточнению и дополнению алгоритмов. При уточнении алгоритмов контроля ежедневных данных в основу методики контроля были положены известные закономерности метеорологического режима, а также учтен имеющийся опыт современных методов ручного контроля.

Особое внимание уделено уточнению физических связей между различными метеорологическими элементами и между характеристиками одного и того же элемента, наблюдаемыми на одной и той же станции. На основании имеющихся результатов контроля метеорологических данных на ЭВМ уточнены допуски возможных расхождений между этими характеристиками.

Учтены были также особенности суточного хода элементов.

Для контроля температуры воздуха даны алгоритмы, учитывающие связи между экстремальными и срочными значениями температуры:

$$\begin{aligned} T_{\text{в}} - T_{\text{в max 1}} &\leq \pm 0,2^{\circ}\text{C}; \\ T_{\text{в max 1}} - T_{\text{в min c}} &\leq \pm 0,2^{\circ}\text{C}; \\ T_{\text{в max}} - T_{\text{в min}} &\geq \pm 0,2^{\circ}\text{C}; \\ T_{\text{в max 8}} - T_{\text{в max т}} &\leq \pm 1,0^{\circ}\text{C}; \\ T_{\text{в min 8}} - T_{\text{в min т}} &\leq \pm 1,0^{\circ}\text{C}; \\ T_{\text{в}} - T_{\text{в. т}} &\leq \pm 1,0^{\circ}\text{C}, \end{aligned}$$

где  $T_{\text{в}}$  — температура воздуха в срок наблюдений,  $T_{\text{т.в}}$  — температура воздуха по термографу в срок наблюдений,  $T_{\text{в max}}$  — максимальная температура воздуха,  $T_{\text{в max 1}}$  — температура воздуха по максимальному термометру в срок наблюдений,  $T_{\text{в max 8}}$  — максимальная температура воздуха за сутки,  $T_{\text{в max т}}$  — максимальная температура воздуха за сутки по термографу,  $T_{\text{в min}}$  — минимальная температура воздуха,  $T_{\text{в min c}}$  — температура воздуха по спирту минимального термометра в срок наблюдений,  $T_{\text{в min 8}}$  — минимальная температура воздуха за сутки,  $T_{\text{в min т}}$  — минимальная температура воздуха за сутки по термографу.

Кроме того, даны алгоритмы, в которые заложены связи между температурой воздуха и температурой поверхности почвы:

$$T_{\text{п}} - T_{\text{п max 1}} \leq \pm 0,2^{\circ}\text{C};$$

в сроки, ближайšie к 12 и 15 ч декретного времени данного часового пояса

$$T_{\text{п}} - T_{\text{в}} \geq 0;$$

в сроки, ближайšie к 0, 3 и 6 ч декретного времени данного часового пояса

$$T_{\text{п}} - T_{\text{в}} \leq 0,$$

где  $T_{\text{п}}$  — температура поверхности почвы в срок наблюдений,  $T_{\text{в}}$  — температура воздуха в срок наблюдений,  $T_{\text{п max 1}}$  — температура по

ерхности почвы по максимальному термометру в срок наблюдений.

При разработке алгоритмов контроля температуры почвы на глубинах были учтены закономерности изменения температуры почвы с глубиной в зависимости от сезона года и времени суток.

Так, в летний период года температура почвы с глубиной постепенно убывает, поэтому разности между значениями температуры почвы на больших и меньших глубинах должны быть всегда больше нуля или равны нулю.

В зимний период, наоборот, температура почвы с глубиной возрастает, поэтому разности будут больше нуля или равны нулю.

Контроль температуры почвы на малых глубинах (0,05—0,20 м) теплое время года может производиться с помощью алгоритмов, учитывающих особенности суточного хода на глубинах в это время года. В срок, ближайший к 13 ч местного времени, температура почвы с глубиной резко убывает, а в срок, ближайший к 03 ч — резко возрастает.

Так, в срок, ближайший к 13 ч,

$$t_{п\ 05} - t_{п} < 0,$$

$$t_{п\ 10} - t_{п\ 05} < 0,$$

$$t_{п\ 15} - t_{п\ 10} < 0,$$

$$t_{п\ 20} - t_{п\ 15} < 0,$$

в срок, ближайший к 03 ч,

$$t_{п\ 05} - t_{п} > 0,$$

$$t_{п\ 10} - t_{п\ 05} > 0,$$

$$t_{п\ 15} - t_{п\ 10} > 0,$$

$$t_{п\ 20} - t_{п\ 15} > 0,$$

где  $t_{п}$  — температура поверхности почвы;  $t_{п\ 05}$ ,  $t_{п\ 10}$ ,  $t_{п\ 15}$ ,  $t_{п\ 20}$  — температура почвы на глубинах 0,05, 0,10, 0,15, 0,20 м.

Эти соотношения выполняются при условии, что в срок наблюдений нижняя облачность была меньше или равна 2 баллам и в данный и предыдущий сроки осадки отсутствовали.

По атмосферному давлению даны алгоритмы, связывающие значения давления на уровне станции и на уровне моря, что позволяет проверить правильность приведения давления к уровню моря:

$$\bar{p}_{ур. м} = p \left( \frac{T_v - \gamma z}{T_v} \right)^{\frac{g}{R_c \gamma}},$$

где  $p$  — атмосферное давление на уровне станции в срок наблюдений;  $p_{ур. м}$  — атмосферное давление на уровне моря в срок наблюдений, вычисленное на ЭВМ;  $T_v = T_b \left( 1 + 0,378 \frac{e}{p} \right)$ ;  $\gamma = 0,65^\circ\text{C}/100 \text{ м}$ ;  $R_c = 287 \text{ м}^2/(\text{с}^2 \cdot ^\circ\text{C})$ .

Для станций, расположенных на уровне моря или выше уровня моря,

$$p - \bar{p}_{ур. м} \leq 0.$$

В контроль шифра барометрической тенденции  $\delta p$  заложены соответствующие характеристики синоптического кода КН-01:

1. Если  $\delta p < 0$ , то характеристика барометрической тенденции должна быть зашифрована цифрами 0, 4, 5.

Если  $\delta p \geq 0$ , то характеристика барометрической тенденции должна быть зашифрована цифрами 1, 2, 3, 6, 7, 8.

Для контроля упругости водяного пара алгоритмы связи упругости водяного пара с упругостью водяного пара при насыщении

$$e \leq E,$$

$$\left| e - \frac{Er}{100} \right| \leq 0,1 \text{ мб},$$

где  $e$  — упругость водяного пара в контролируемый срок;  $E$  — упругость водяного пара при насыщении в контролируемый срок, вычисляемая по формуле Магнуса ( $E = 6,1 \cdot 10^{\frac{7,45T}{235+T}}$ );  $r$  — относительная влажность в контролируемый срок,  $T$  — температура воздуха в контролируемый срок.

При проверке правильности данных температуры точки росы используются соотношения изменения значений точки росы от одного срока к другому в зависимости от изменения поля давления:

$$\tau_1 - \tau \geq 0,5^\circ\text{C}, \quad \text{если } p_1 - p \geq 0,5 \text{ мб},$$

где  $\tau$  — точка росы в контролируемый срок,  $\tau_1$  — точка росы в последующий срок,  $p$  — давление в контролируемый срок,  $p_1$  — давление в последующий срок.

В алгоритмы контроля относительной влажности воздуха включены возможные предельные значения относительной влажности воздуха в зависимости от наблюдаемых в момент измерения атмосферных явлений. Так,  $r = 100\%$ , если наблюдается туман или сильная дымка, или осадки (морось, дождь, ливневый дождь, снег, ливневый снег, мокрый снег, мокрый ливневый снег).

Кроме того, приведены возможные расхождения относительной влажности воздуха по психрометру и гигрографу:

$$r - r_r \leq \pm 10\%,$$

где  $r_r$  — относительная влажность воздуха по гигрографу в контролируемый срок.

Для контроля характеристик ветра приведены алгоритмы, позволяющие выявить правильность шифровки направления ветра и обнаружить грубые ошибки в данных скорости ветра.

В алгоритмы контроля данных наблюдений за атмосферными явлениями заложены связи, позволяющие установить возможность падения осадков при наличии соответствующего атмосферного явления. Так, если были измерены осадки, то за промежуток времени от предыдущего до данного срока измерения осадков должны наблюдаться какое-либо из следующих явлений: дождь, ливневый дождь, мокрый снег, ливневый мокрый снег, снежная крупа, снежные зерна, ледяная крупа, ледяной дождь, град, роса, иней, туман, морось, снег, ливневый снег.

Аналогично для контроля данных по снежному покрову в приведенных алгоритмах указано, при каких атмосферных явлениях возможно приращение высоты снежного покрова за сутки  $\Delta h$ . Так, если  $\Delta h > 0$  должно быть наличие твердых осадков: снега, ливневого снега, мокрого снега, ливневого мокрого снега, метели или помехи.

Для оценки репрезентативности мест установки постоянных реек и самого участка наблюдений даны количественные соотношения возможных расхождений между показаниями отдельных реек ( $f_1, f_2, f_3$ ) и значениями средних высот на постоянном участке и участках снегосъемок. Отсчеты по рейкам  $f_i$  не должны значительно различаться между собой. А именно: а)  $\frac{f_1}{2} < 3, \frac{f_2}{f_3} < 3, \frac{f_1}{f_3} < 3$  при средней высоте снежного покрова  $\leq 10$  см; б)  $\frac{f_2}{f_2} < 2, \frac{f_2}{f_3} < 2, \frac{f_1}{f_3} < 2$  при средней высоте снежного покрова  $> 10$  см.

Среднее значение высоты снежного покрова по постоянным рейкам на последний день декады сопоставляется со значением высоты снежного покрова по снегосъемке. Расхождения не должны превышать 30% по отношению к отсчету по рейке для высот  $\leq 10$  см и 50% — для высот  $\leq 10$  см.

Для контроля данных наблюдений над облачностью приведены алгоритмы, позволяющие достаточно точно установить правильность наблюдений и шифровку количества, форм и высоты облаков. В алгоритмах даны соотношения между количеством общей и нижней облачности, соответствие форм и количества облаков. Также даны алгоритмы, учитывающие соответствие форм и высоты облаков.

Проверка правильности шифровки погоды в срок наблюдений в течение последнего часа производится по алгоритмам, учитывающим, при каких условиях погоды должны быть отмечены соответствующие атмосферные явления (по коду КН-01, изд. 1960 г.).

Оценка правильности наблюдений за атмосферными явлениями производится по связям с сопутствующими явлениями и облачностью. Так, при ливневом дожде, ливневом снеге или ливневом мокром снеге должны быть отмечены следующие формы облаков: Сб или Св и Сз. Количество осадков при этом должно быть  $\geq 0$  мм.

По некоторым атмосферным явлениям приводятся количественные связи с температурой воздуха и поверхности почвы, скоростью ветра, видимостью, влажностью.

Например, при мороси должны отмечаться облака St, Frnb и туман. Количество облаков должно быть 10 баллов или 10 баллов с просветами. Количество осадков в срок измерения  $\geq 0$  мм. При моросе температура воздуха должна быть  $\geq 0^\circ\text{C}$ , а температура поверхности почвы равна или меньше температуры точки росы.

При анализе данных росы и гололеда следует учитывать метеорологические условия, предшествующие образованию этих явлений. Так, в период, предшествующий образованию росы, скорость ветра должна быть меньше 5 м/с, а в период, предшествующий образованию гололеда, должны наблюдаться дождь, морось или туман. При образовании гололеда температура воздуха должна быть около  $0^\circ\text{C}$ .

При тумане должны отмечаться: относительная влажность более 90%, количество облаков 10/10, высота облаков 0; недостаток насыщения  $\leq 0,3$  мб. Разность температуры воздуха и температуры точки росы не должна превышать  $1^\circ\text{C}$  при положительных температурах и  $2^\circ\text{C}$  при отрицательных. Шифр видимости при тумане 90—93.

В случае метели не должны отмечаться количество, формы, высота облаков, скорость ветра должна быть  $> 4$  м/с, температура воздуха  $< 2^\circ$ , высота снежного покрова в утренний срок  $> 0$  см, шифр видимости 90—93.

Шквал должен сопровождаться ветром скоростью более 10 м/с, наличием облаков Cb, ливневых осадков или грозы.

Аналогично даны алгоритмы для других атмосферных явлений.

Для контроля дальности видимости разработанные алгоритмы позволяют определить соответствие шифра видимости по кодировке КН-01 атмосферным явлениям.

Особое внимание уделено контролю сведений об опасных метеорологических явлениях. В алгоритмах даны количественные критерии контроля предупреждений особо опасных значений скорости ветра и ливневых осадков. Так, особо опасное предупреждение должно быть подано, если максимальная скорость ветра  $\geq 30$  м/с или порывы до 40 м/с и более; количество осадков за 12 ч и менее  $\geq 50$  мм, и при выпадении ливневых осадков  $\geq 30$  мм за 1 ч и менее.

Разработанные алгоритмы контроля позволят выявить грубые ошибки в наблюдениях и обработке метеорологических данных. Однако представленные алгоритмы требуют дальнейшего уточнения и дополнения. Так, необходимо разработать методику временно-пространственной интерполяции для контроля суточного хода метеорологических элементов, уточнить количественные критерии в приведенных соотношениях между отдельными элементами. Кроме того, необходимо разработать алгоритмы контроля данных измерений по плевниографу, данных по обледенению проводов, продолжительности солнечного сияния.



Дальнейшее усовершенствование методики контроля срочных ежедневных метеорологических данных может быть успешным: шь при использовании результатов оперативного контроля.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Временные методические указания по машинной обработке и контролю данных гидрометеорологических наблюдений (дополнения). Ч. I, вып. 3, раздел 2. Обнинск, 1971. 95 с.
- Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Ч. II, вып. 3. Л., Гидрометеиздат, 1969. 303 с.
- Гольберг М. А. Использование данных автоматизированных средств измерений для режимных обобщений.— В кн.: Разработка и эксплуатация автоматических метеорологических станций. Л., Гидрометеиздат, 1974, с. 154—163.

## О ПРОВЕДЕНИИ КРИТИЧЕСКОГО КОНТРОЛЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ НА ЭВМ

В настоящее время большинство УГМС перешли на контроль режимной метеорологической информации на ЭВМ. Методика контроля среднемесячных данных станций и программы были разработаны в ГГО [1]. В качестве основного метода контроля применяется метод линейной аппроксимации метеорологических полей. Для равнинной территории этот метод дает хорошие результаты и позволяет выявить систематические ошибки в результатах наблюдений, а также случайные просчеты, сказывающиеся на среднемесячных выводах. Для отдельных станций, расположенных в особых физико-географических условиях, дополнительно используется метод уравнений регрессии.

Во ВНИИГМИ-МЦД оперативный контроль режимной метеорологической информации на ЭВМ осуществляется с 1972 г. по территориям УГМС Литовской, Латвийской и Эстонской ССР. К 1975 г. перешли на машинный контроль также Мурманское и Амдерминское УГМС, УГМС Молдавской ССР и ЦВГМО.

Сейчас, после трехлетней оперативной работы программы критического контроля в Обнинском региональном центре можно сделать некоторые выводы и рекомендации, которые следует учитывать при переводе УГМС на автоматизированный контроль.

Так, в первую очередь необходимо тщательно следить за подготовкой вспомогательного материала, используемого при контроле. Особое внимание следует уделить проверке соответствия нормовому местоположению метеоплощадки при переносе или изменении окружения метеоплощадки. Необходимо также рассчитать нормы для вновь открытых станций. В случае ошибок в нормах невязки систематически превышают допуск браковки и не всегда можно сделать окончательный вывод о надежности наблюдений.

В табл. 1 приведены невязки интерполяции для станций, на которых нормы не соответствуют новому местоположению площадки. На ст. Клайпеда невязки по скорости ветра систематически превышали допуск или были близки к нему. Лес, посаженный вокруг метеоплощадки, подрос, и скорость ветра изменилась. После пересчета норм невязки заметно уменьшились.

Станция	Год	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Клайпеда . . . . .	1974	1,22	1,14	1,04	0,80	0,19	0,30	-0,55	-0,19	-0,15	0,54	0,88	-0,18
Лиeпая . . . . .	1973	-1,26	-1,89	-1,23	-1,26	-1,37	-0,97	-0,78	-0,56	-0,94	-0,96	-1,27	-0,88
Лиeпая . . . . .	1974	-0,64	-1,08	-0,77	-0,82	-0,70	-0,23	-0,14	0,09	-0,60	0,55	0,16	-0,10
Рига . . . . .	1975	-1,98	-1,61	1,57	-1,42	-1,18	-1,14	-1,24	-1,11	-1,21	0,03	-0,23	-1,20

На ст. Лиепая нормы по скорости ветра также не соответствовали ее современному местоположению; после пересчета нормы в 1974 г. невязки стали существенно меньше. После переноса метеоплощадки на ст. Рига нормы по скорости ветра также требуют изменения.

Иногда встречаются ошибки в нормах за отдельные месяцы. Так, на ст. Железнодорожный неправильно напечатана в Климатическом справочнике норма по скорости ветра за ноябрь. Невязки превышают допуск браковки в течение трех лет: 1972 г. — 3,1973 г. — 2,12; 1974 г. — 1,44.

Для ст. Нарва по температуре воздуха с июля по декабрь введены нормы ст. Пакри. Невязки за все месяцы превысили допуск или были близки к нему:

VII	VIII	IX	X	XI	XII
-0,56	0,42	1,04	0,79	0,46	2,29

Очень много ошибок встречается при перфорации вспомогательного материала, поэтому необходимо его тщательно проверять перед вводом в машину. Так, на ст. Вильянди в декабре 1974 г. правильно заперфорирована норма по дефициту влажности: вместо 0,5 отперфорировано 5. Невязка интерполяции — 4,55.

В мае 1974 г. на ст. Советск из-за сдвига синхродорожки вместо 72 норма по относительной влажности оказалась равной 80, невязка составила 4,01.

Неправильно отперфорирована норма по дефициту влажности в мае на ст. Хельтермаа, вместо 2,9 дано 4,9. Невязки: — 1,19 в 1972 г., — 1,23 в 1973 г., — 1,42 в 1974 г.

В октябре 1974 г. на ст. Гулбене неверно отперфорирована норма по дефициту влажности, должно быть 3,2, отперфорировано 3, невязка 30,76.

Необходимо уточнить высоты барометров над уровнем моря. В тех станциях, где они определены приближенно, нужно следить за правильностью введения поправки.

Например, на ст. Вильнюс в 1972 г. неправильно вводилась поправка после переноса барометра. Невязки:

II	III	IV
0,83	1,27	1,36

На ст. Пионерский в 1974 г. была неправильно определена высота барометра после переноса станции. Невязки:

I	II	III	IV	V	VI
0,55	0,48	-0,54	-1,33	-1,26	-1,18

Очень часто невязки превышают допуск из-за случайных ошибок: отдельных просчетов или ошибок в перфорации исходных данных.

Так, в августе 1974 г. на ст. Рига в один из сроков наблюдения записано 2000 мб. В результате среднее месячное значение давл.

оказалось выше почти на 4 мб, невязка интерполяции составила —4,05.

На ст. Тельшай в июне 1973 г. отперфорирована температура духа 8,3°C. На окружающих станциях температура была 16°C, вязка оказалась равной —7,8°C.

В апреле 1973 г. на ст. Каунас неправильно определено количество облачности: общая облачность — 3,5 б, нижняя — 9,3 б. Неки соответственно равны 3,49 и —3,45. На этой же станции из-за обок перфорации температура поверхности почвы вместо 7°C изалась равной 92°C. Невязка —85,6.

Основной задачей применяемого метода является выявление систематических ошибок в наблюдениях, вызванных нарушением требований Наставления гидрометстанциям [2].

Например, на ст. Вейке-Маарья очень часто невязки превышали пуск или были близки к нему по относительной влажности другим характеристикам влажности. Причиной оказалась неавильная установка психометра.

На ст. Укмерге неверно вводилась поправка к смоченному терметру после его замены. После исправления ошибки невязки еньшились.

Результаты наблюдений за скоростью ветра на ст. Куузику то оказывались ненадежными из-за изгиба мачты флюгера (нетикальность установки).

Таким образом, для успешного проведения критического контля на ЭВМ, выявления случайных и систематических ошибок режимных метеорологических данных необходима тщательная дготовка вспомогательных материалов и проверка их перфоции.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Методические основы автоматизированной системы метеорологических наблюдений. Под ред. Д. П. Беспалова. Л., Гидрометеиздат, 1971. 120 с.
- Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Ч. II, вып. 3, Л., Гидрометеиздат, 1969. 303 с.
- Berlin J. A. e. a. Uber Verwendung von Programmen kritischer kontrolle meteorologischer Regimesinformationen zu der Beobachtung sergebnissen des Stationsnetzes.—In Samml. Automatische Prüfung und Korrektion hidrometeorologischer Beobachtungsdaten (Materialien des Internationalen Symposiums der Spezialisten der HMD/MD der Sozialistischen Zänder). Obninsk, 1974, S. 192—202.

## КОДОВАЯ ТИПИЗАЦИЯ МЕСТОПОЛОЖЕНИЙ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ

Существующие в природе неоднородности подстилающей поверхности (разнообразие рельефа, растительности, типов почв, влияние водоемов) вызывают большую пространственную изменчивость метеорологических характеристик в пределах ограниченных территорий, т. е. обуславливают микроклиматические различия.

Выполненные в секторе микроклимата ГГО исследования позволили выявить основные закономерности формирования микроклиматов, получить количественные значения микроклиматической изменчивости для различного рода неоднородностей подстилающей поверхности [1, 2, 6, 7, 12—15].

Эти работы и исследования специалистов смежных дисциплин (географов-ландшафтоведов, геоморфологов, почвоведов, геоботаников и др.) [3, 4, 9, 10, 11, 16] дают возможность в настоящее время на основании накопленных знаний составить схему, типизирующую огромное многообразие природных местоположений в зависимости от микроклиматообразующих факторов. Причем в схеме эти факторы нужно учитывать не только в качественном отношении, но также должны быть представлены их количественные параметры, определяющие степень метеорологической изменчивости.

Поскольку метеорологические станции расположены в различных физико-географических условиях, данные регулярной сети естественно, отражают не только климатические, но и микроклиматические особенности пунктов измерений. При решении целого ряда научных и прикладных задач метеорологическая изменчивость в пределах ограниченных территорий, обусловленная неоднородностями подстилающей поверхности, искажающей режимную макроклиматическую информацию, является либо «шумами», либо представляют самостоятельный интерес.

При изучении пространственной изменчивости метеорологических полей трудоемким ручным способом с выявлением причинazonальных неоднородностей возможен правильный учет этих искажений. В частности, разработан метод и выполнены исследования, позволяющие определению количественных значений микроклиматической изменчивости термических показателей по условиям местоположен

Кодовая типизация местоположений метеостанций (для занесения на темнический носитель)

Тип макро-рельефа	I		II		III		IV	V
	Рельеф		Влияние водоемов		Влияние лесистости			
	Форма рельефа	Местоположение метеоплощадки	Характеристика водоемов и береговой линии	Местоположение станции относительно водоемов	Характеристика лесистости	Местоположение станции относительно леса		
1	2; 3;	4; 5; 6; 7;	25; 25;	33; 34; 35	36; 37;	41; 42;	44; 45;	50; 51;
	8; 9; 10;	12; 13; 14;	27; 28;		38; 39;	43	46; 47;	52; 53;
	11;	21; 22; 23;	29; 30;		40		48; 49	54; 55;
	15; 16;	24	31; 32					56; 57
	17; 18; 19;							
	20							

15 Примечание. Цифры с точками наверху означают номера граф в блоках.

Блок I (рельеф)

1.		2.		3.	4-м	5-м	6-м	7-м
Тип макрорельефа	Абсолютная высота, м	Относительное превышение, м	Форма рельефа	Относительное превышение вершин над равнинной или равнинном отрицательных форм рельефа, м (2, 3, 4, 5, 6; 15-7)	Удаленность местостанции от борозки, м (2, 2, 3, 4, 5, 6)	Расстояние от местостанции до доминирующих вершин, км (2, 1, 5, 6)	Превышение доминирующих вершин над местостанцией, м (2, 1, 5, 6)	Ориентация по отношению к местостанции (2, 1, 5, 6)
1. Равнина низменная	Ниже 150	< 30	1. Ровное место (5; 6; 7; 21; 22; 24)	1. < 5	1. < 50	1. < 0,3	1. < 10	1. С
2. Равнина	50—200	< 50	2. Краевые части высоких берегов и отрицательные формы рельефа (3; 4)	2. 5—10	2. 50—100	2. 0,3—1	2. 10—30	2. СВ
3. Холмистый, мелкосопочный	Ниже 500	10—200	3. Доминирующие вершины различных возвышений (3; 4)	3. 10—30	3. 100—500	3. 1—2	3. 30—100	3. В
4. Предгорный, предгорные лестницы	200—1000	До 200	4. Доминирующие плоские вершины различных возвышений (3; 4)	4. 30—50	4. 500—1000	4. 2—5	4. 100—200	4. ЮВ
5. Морские прибрежные предгорья	0—1000	200—1000	5. Недоминирующие вершины различных возвышений (3; 4; 5; 6; 7; 24)	5. 50—100	5. > 1000	5. 5—10	5. 200—500	5. Ю
6. Низкотгорье	500—750	10—50	6. Недоминирующие плоские вершины различных возвышений (3; 4; 5; 6; 7; 24)	6. 100—200		6. 10—20	6. > 500	6. ЮЗ
7. Плоскотгорье, нагорье	Выше 500	До 300	6. Недоминирующие плоские вершины различных возвышений (3; 4; 5; 6; 7; 24)	7. 200—500		7. 20—50	7. 3	7. З
8. Среднегорный, горный	Выше 750	200—1500		8. 500—1000		8. > 50	8. СЗ	8. СЗ
9. Межгорные депрессии (впадина, котловина, долина)	Выше 200	> 500		9. > 1000				



нций [1, 2]. Следует отметить, что опыт именно этой работы полезен при составлении рассматриваемой кодовой типизации местоположения станций. Если же исследование строится на основе вективного анализа с использованием современных средств вычислительной техники, то необходимо предусмотреть заранее, чтобы требуемая метеорологическая информация была свободна от «шумов», вносимых различиями в местоположениях, или же эти «шумы» были бы учтены соответствующим образом в программе обработки исходной информации.

Кодовая типизация местоположений станций должна обеспечить сравнимость и однородность исходной информации. При разработке типизации необходимо было учесть, что данные по местоположению станций, так же как и любая другая современная информация, должны быть пригодными для занесения на технический носитель. Стояла задача — в сжатой схеме с необходимой для использования на ЭВМ формализацией учесть многообразие различных местоположений метеорологических станций СССР. Был найден оптимум построения кодовой типизации, отражающей основные физические закономерности, которые формируют климат без лишней детализации, загромождающей код. Такое решение дает возможность представить природные условия в строгой схематической форме, позволяющей машине выбирать необходимые сочетания местоположений и группировать их по определенным типам местоположений.

Разработанная кодовая типизация включает в себя следующие типы (блоки) неоднородностей подстилающей поверхности (табл. 1): 1) рельеф местности; 2) влияние водоемов на окружающую территорию; 3) влияние лесистости; 4) состояние подстилающей поверхности; 5) антропогенное окружение метеорологической площадки. В отдельный блок должны быть включены признаки характеристики метеорологических станций.

Перечисленные типы неоднозначны по климатообразующему микроклиматообразующему действию. Наиболее мощным климатообразующим и микроклиматообразующим фактором является рельеф. Блоки в схеме расположены по мере уменьшения значимости и по ареалу своего воздействия на окружающую территорию. Влияние рельефа необходимо учитывать до расстояния примерно 50 км. Учет расстояния от водоемов значительно меньше и не превышает 5—10 км. Влияние лесистости учитывается до нескольких километров. Два последних блока отражают условия подстилающей поверхности и условия антропогенной защищенности только на самой метеоплощадке и в ближайшем окружении.

На основе учета геоморфологических особенностей земной поверхности, характеризующих современное состояние рельефа, выделено девять основных типов макрорельефа (табл. 2). Каждый тип характеризуется определенным диапазоном высот над уровнем моря (абсолютная высота), а также относительной высотой в сочетании с расчлененностью рельефа (базис эрозии). Формирование микроклимата в каждом из выделенных типов макрорельефа имеет

свои специфические особенности, подтверждающие правильность выделенных категорий макрорельефа.

Форма рельефа (табл. 2, 3, 4) в определенных типах макрорельефа имеет как подчиненное, так и самостоятельное значение. По характеристике форм рельефа выделены 23 группы их разновидностей. Для большей четкости типизации формы рельефа разбиты на три крупные категории: 1) вершины доминирующие и недоминирующие; 2) склоны; 3) дно долин и отрицательные формы рельефа.

Для каждой группы форм рельефа даны их основные параметры. Учет этих параметров по выделенным грациям дает информацию о местоположении станций и отражает диапазон климатического воздействия как макрорельефа, так и его конкретных форм. В кодовой типизации около номера графы, характеризующей условия метеоплощадки, стоит буква «м». Остальные графы отражают влияние ближайшего окружения метеорологической станции, причем радиус этого окружения различен, в зависимости от типа макрорельефа. Например, климатообразующее влияние среднегорного и горного рельефа может распространяться до 50 км и больше, в случае же холмистого — до 5—10 км.

Ровное место представляет нерасчлененный рельеф с уклоном местности менее 2°. Если же ровное место находится под влиянием рельефа, несколько удаленного от метеорологической площадки, необходим учет параметров граф 5°, 6°, 22°, 24° (табл. 2, 4).

В особую группу форм рельефа с самостоятельным микроклиматом выделены краевые части высоких берегов. Здесь необходим учет относительного превышения метеорологической станции над дном долины или другой формой рельефа и удаленности метеорологической станции от бровки.

В соответствии с различным микроклиматообразующим влиянием на окружающую территорию и собственным микроклиматом положительные формы рельефа (вершины и различного рода возвышения) объединены в крупные группы доминирующих (3°, 4°) и недоминирующих (5°, 6°) (табл. 2).

При выделении «доминирующих» и «недоминирующих» вершин учитывались следующие соображения: вершина считается «недоминирующей», если она оказывается в зоне влияния соседнего, более высокого возвышения. В табл. 2 для учета влияния доминирующей вершины приводятся расстояние и превышение. Значение вертикального угла, являющегося комплексной характеристикой этих двух параметров, равное 3°, было принято за критерий доминирования. Этот критерий находится в соответствии с установленным на севере правилом учета влияния элементов защищенности при расстояниях, меньших 20-кратной их высоты:  $\operatorname{tg} \alpha \frac{\Delta h}{s} \leq 3^\circ$  при  $\Delta h \leq \frac{1}{20} s$  ( $\Delta h$  — превышение,  $s$  — расстояние).

Например, если метеорологическая станция находится на вершине, которая ниже ближайшей вершины на 10 м и удалена от нее не более чем на 200 м, учет доминирования необходим; при

Блок I (рельеф)

8	9	10	11	12	13	14
Форма рельефа	Экспозиция склона на (8-1, 2, 3, 4, 5)	Кривизна склона, град. (8-1, 2, 3, 4, 5)	Длина линий стока по всему склону, км (8-1, 2, 3, 4, 5)	Части склонов (8-1, 2, 3, 4, 5)	Относительное превышение вершины над метеостанцией, находящейся на склоне, м (8-1, 2, 3, 4, 5)	Относительное превышение метеостанции, находящейся на склоне, над равнинной или дном долины м (8-1, 2, 3, 4, 5)
1. Склоны доминирующих возвышений (9; 10; 11; 12; 13; 14)	1. С 2. СВ	1. <2 2. 2-5	1. <0,5 2. 0,5-1	1. Верхняя 2. Средняя	1. <5 2. 5-15	1. <5 2. 5-15
2. Склоны недоминирующих возвышений (9; 10; 11; 12; 13; 14; 24)	3. В 4. ЮВ	3. 6-10 4. 10-20	3. 1-2 4. 2-5	3. Нижняя 4. Подножие	3. 15-30 4. 30-50	3. 15-30 4. 30-50
3. Ступенчатые склоны (9; 10; 11; 12; 13; 14; 21; 22)	5. Ю 6. ЮЗ 7. З	5. >20	5. 5-10 6. >10		5. 50-100 6. 100-200 7. 200-500	5. 50-100 6. 100-200 7. 200-500
4. Склоны долин (9; 10; 11; 12; 13; 14; 16; 17; 18; 20; 23)	8. СЗ				8. 500-1000 9. >1000	8. 500-1000 9. >1000
5. Склоны ложбин, логов, оврагов, балок, распадков и т. д. (9; 10; 11; 12; 13; 14; 16; 17; 18; 20; 23)						

19 Примечание 11.—только для склонов доминирующих возвышенностей.

Блок I (рельеф)

15'	16'	17'	18'	19'	20'	21' м	22' м	23' м	24' м
Форма рельефа	Продольный профиль (8'-4, 5; 15'-1, 2, 3, 4, 5, 6, 8)	Уклон дна, град. (8-4, 5; 15'-1, 2, 3, 4, 5, 6, 8)	Поперечный размер, км (8-4, 5; 15'-1, 2, 3, 4, 5, 6, 8, 9)	Продольный размер, км (15-9)	Ориентация оси продольного профиля (8-4, 5; 15'-1, 2, 3, 4, 5, 6, 8)	Особенности положения метеостанции, находящейся в долине и под ее влиянием (2'-1; 8-3; 15'-1, 2, 3, 4, 5, 6, 8, 9)	Удаление метеостанции от выхода из долины, км (2'-1; 8-3; 15'-1, 2, 3, 4, 5, 6, 8, 9)	Площадь воздуха до сбора метеостанции, км (8-4, 5; 15'-2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9)	Горизонтальный угол сектора (2'-1, 5, 6; 8-2, 15-2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9)
1. Дно равнинных долин (широких с пологими склонами) (16; 17; 18; 20; 21; 22); 2. Дно долин холмистого рельефа (16; 17; 18; 20; 21; 22; 23; 24); 3. Дно корытообразных (трог), трапцеобразных долин (16; 17; 18; 20; 21; 22; 23; 24); 4. Дно U-образных долин (16; 17; 18; 20; 21; 22; 23; 24); 5. Дно V-образных долин (16; 17; 18; 20; 21; 22; 23; 24); 6. Дно ушей, каньонов, теснин (16; 17; 18; 20; 21; 22; 23; 24); 7. Ветропротяжные коридоры, перевалы, седловины (8; 23; 24); 8. Дно ложбин, логов, оврагов, балок, распадков, (16; 17; 18; 20; 21; 22; 23; 24)	1. Прямые 2. Извилистые 3. Четко-видные	1. < 2 2. 2-3 3. 4-10 4. 10-20 5. > 20	1. > 5 2. 5-2 3. 2-1 4. 1-0,5 5. 0,5-0,3 6. 0,3-0,1 7. 0,1-0,05 8. 0,05-0,03 9. < 0,03	1. > 5 2. 5-2 3. 2-1 4. 1-0,5 5. 0,5-0,3 6. 0,3-0,1 7. 0,1-0,05 8. 0,05-0,03 9. < 0,03	1. С-Ю 2. СВ-ЮЗ 3. В-З 4. ЮВ-СЗ	1. Прямой участок 2. Поворот 3. Устье, слияние долин 4. При сужении 5. При расширении 6. Замкнутые части долин 7. В створе долины	1. < 0,5 2. 0,5-1 3. 1-3 4. 3-5 5. > 5	1. < 0,2 2. 0,2-0,5 3. 0,5-1,0 4. 1-2 5. 2-5 6. 5-10 7. 10-30 8. 30-50 9. > 50	Фиксируется горизонтальный угол на окружающий рельеф от 0 до 360°

лении на расстояние  $>200$  м влияние более высокой вершины существенно и его не нужно учитывать. Аналогично при  $\Delta h = 0$  м критическое расстояние до доминирующей вершины составит 600 м. При  $\Delta h$ , равных 100 и 200 м,  $s$  увеличивается до 2000 и 3000 м соответственно.

В связи с учетом микроклиматообразующего действия есть основание предполагать, что вертикальный угол несколько возрастает (примерно до  $5^\circ$ ) с увеличением морфометрических характеристик рельефа. Так, в горном рельефе при  $\Delta h$ , равных 300 и 500 м, критическое значение  $s$  не более 4000 и 5000 м.

В горах относительные превышения возможны и более 500 м, в этом случае крупные вершины всегда будут доминировать на местности, поскольку расстояния между соседними вершинами редко бывают более 5 км. В кодовой типизации большие расстояния нужны для учета влияния горных систем на прилегающую равнину. Каждый пункт графы «Форма рельефа», относящийся к вершине, включает в себя большое разнообразие различных возвышений: а) вершины округлой (острой) или близкой к ней формы (холмы, сопки, камы, эскеры, бараньи лбы и курчавые скалы, останцы, уркули, вершины горные, пики); б) вершины линейно-вытянутых возвышений (грядовые пески, барханные цепи и гряды, прирусловые валы и дюны, береговые валы, береговые морены, увалы, гривы, озы, сельги, чукуры, друмлины, эскеры, куэсты, толтры, кряжи, горные цепи, их хребты и отроги). Причем большинство из перечисленных возвышений могут быть как доминирующими над местностью, так и недоминирующими, плоскими или «острыми».

Раздел «Форма рельефа», характеризующий условия склонов (табл. 3), состоит из пяти крупных градаций. Выделены склоны положительных и отрицательных форм рельефа. Первые представляют склоны различного рода возвышений и предгорные лестницы, вторые — речные и морские террасы, склоны долин, оврагов, котловин и т. д. Для детальной характеристики местоположения метеорологической станции на склоне представлен ряд параметров, отражающих особенности микроклимата склонов (экспозиция, крутизна, часть склона и др.).

Для отдельных частей склона приводятся превышения (в метрах) вершины над метеорологической станцией и последней над долиной или дном долины.

В кодовой типизации подробно представлены отрицательные формы рельефа (дно долин, котловин, западин, ущелий и т. д.) (табл. 4). Метеорологический режим дна долин зависит как от формы самой долины, котловины и пр., так и от продольного и поперечного их профилей, ориентации оси и других параметров, приведенных в табл. 4. Важен учет особенностей положения метеорологической станции (в долине и при выходе из долины). Площадь воздушного сбора надо подсчитывать только для метеорологических станций, расположенных в местах с четким ограничением горизонтальной площади водоразделами, например для долин второго и более порядка.

25	26	27	28	29
Тип водоема	Площадь водоема, км (25·3, 4; 29·2)	Глубина водоема, м (25·2, 3, 4,5; 29·2)	Ширина реки, пролива, км (25·5, 6)	Очертания береговой линии (25·2, 3, 4, 5)
1. Водоемы отсутствуют (0)	1. <0,5	1. <10	1. <0,1	1. Полуостров, мыс, нос, кос и т. п. (30; 31)
2. Моря окраинные (27; 29; 33; 34; 35)	2. 0,5—5	2. 10—100	2. 0,1—0,5	2. Залив, губа, бухта, лагуна, заводь, лиман (26; 27; 33; 34; 35)
3. Моря внутренние (26; 27; 29; 30; 31; 32; 33; 34; 35)	3. 5—20	3. >100	3. 0,5—1	3. Остров (30; 32; 33; 34; 35)
4. Озера, водохранилища (26; 27; 29; 33; 34; 35)	4. 20—50		4. 1—2	4. Излучина
5. Проливы (27; 28; 29; 33; 34; 35)	5. 50—200		5. 2—5	
6. Реки (28; 29; 33; 34; 35)	6. 200—1000		6. >5	
	7. 1000—35 000			
	8. >35 000			

Примечания. 1. Для 25·6 брать 33·1, 2, 3, 4, 5; для 25·4,5 брать 33·1, 2, 3.  
 2. Горизонтальный угол на водоем дается только для метеорологических станций.  
 3. При наличии нескольких водоемов в пределах 3-километра для каждого из водоемов.

Для отрицательных форм рельефа необходим также учет заложенности горизонта. Этот параметр нужно отмечать и для метеорологических станций, расположенных на равнинах, вблизи гор и возвышенностей, а также на вершинах и склонах недоминирующих возвышенностей, т. е. во всех случаях, когда более высокие возвышения оказывают влияние на метеорологический режим станции.

Блок «Влияние водоемов» (табл. 5) начинается с характеристики типа водоема с учетом его площади, глубины (моря, озера, водохранилища), ширины (реки, пролива). Эти параметры относятся непосредственно к самому водоему. Остальные параметры табл. 5 характеризуют прибрежную сушу в районе расположения метеорологических станций. Учет очертаний береговой линии для всех прибрежных станций дает представление о совместном микроклиматообразующем действии суши и воды на район метеорологической станции.

Таблица 5

доемов)

30'	31'	32'	33'	34'	35'
дольный мер остро- полуостро- км (29'1,3)	Поперечный размер остро- ва, полуостро- ва, км (29'1,3)	Удаленность острова от су- ши, км (29'3)	Расстояние от метеостанции до уреза во- ды, км (25'2,3, 4, 5, 6; 29'2)	Ориентация водоема по от- ношению к ме- теостанции (25'2,3, 4, 5, 6; 29'2)	Горизонтальный угол (25'2, 3, 4, 5, 6; 29'2)
1. <0,5	1. <0,5	1. <0,5	1. <0,1	1. С	Фиксируется горизонталь- ный угол сек- тора на водоем от 0 до 360°
2. 0,5—2	2. 0,5—2	2. 0,5—2	2. 0,1—0,3	2. СВ	
3. 2—5	3. 2—5	3. 2—5	3. 0,3—1	3. В	
4. 5—10	4. 5—10	4. 5—10	4. 1—2	4. ЮВ	
5. 10—25	5. 10—25	5. 10—50	5. 2—3	5. Ю	
6. 25—100	6. 25—100	6. 50—100	6. 3—5	6. ЮЗ	
7. 100—300	7. 100—300	7. >100	7. 5—10	7. З	
8. >300	8. >300		8. >10	8. СЗ	

4, 5, 6; для 25'2, 3 брать 33'1, 2, 3, 4, 5, 6, 7.

ганий, удаленных от водоема не более чем на 5 км.

ового расстояния от метеостанции выбирать все соответствующие графы

В связи с этим важен учет ориентации метеорологической станции к водоему, а также учет удаленности от него. Причем влияние реки надо учитывать в пределах удаления от берега до 2 км, для озера и водохранилищ — до 5 км и лишь для побережья морей — до 10 км, а в некоторых случаях несколько дальше. В случае расположения метеорологической станции на острове или полуострове указываются размеры последних и удаленность острова от суши. При наличии нескольких водоемов, оказывающих свое влияние на метеорезим станции в пределах 3 км, надо выбирать все соответствующие параметры табл. 5 для каждого из водоемов. Для всех станций в пределах 5-километрового расстояния от водоема необходим учет горизонтального угла сектора на водоем (водоемы).

Лес представляет собой особую среду, обладающую собственным климатом, зависящим от видового состава, размеров массива и от общих физико-географических условий. Влияние леса распро-

страняется и на окружающую территорию. Учет этого климатического разукладывающего звена в кодовой типизации также необходим. Для станций, находящихся вблизи леса, влияние последнего сравнимо с воздействием такого мощного климатообразующего фактора, как рельеф.

Так как в настоящее время почти нет метеорологических станций, расположенных под пологом леса (лесных станций), то влияние лесистости произведено для станций, расположенных вблизи леса, лесной полосы, на полянах, просеках, вырубках, в межлесных клетках, т. е. находящихся под влиянием леса (табл. 6). Типы растительности включают как естественные лесные массивы, так и искусственные (массивные насаждения, лесопарки, парковые лесные полосы и пр.). Подробнее давать тип лесистости нет необходимости, так как в кодовой типизации учитывается влияние лесистости на близлежащие безлесные территории без характеристики самих лесных ценозов. В коде представлены размеры поля межполосных клеток, положение метеорологических станций в отношении к древесной растительности и удаленность от нее. Фигурирует горизонтальный угол сектора на массив растительности. Градации удаленности метеорологической станции от древесной растительности выбраны исходя из высоты деревьев и ареала распространения влияния лесного массива, лесных полос на метеорологический режим прилегающих территорий.

Необходимо учитывать также положение леса в рельефе. Для склоновых станций расположение леса выше или ниже станции может быть определяющим в термическом режиме.

Характеристика состояния подстилающей поверхности, представленная в кодовой типизации (табл. 7), отражает в основном условия подстилающей поверхности в пределах самой метеорологической станции и ее ближайшего окружения. Типы безлесной растительности в сочетании с растительными формациями, типом и механическим составом почвы отражают ландшафтную зональность и характер растительных сообществ. В табл. 7 учтено также влияние мелиоративных мероприятий на состояние подстилающей поверхности. Мелиорация, изменяя почвенный и растительный покровы, приводит к изменению метеорологического режима.

Влияние человека и его деятельности на окружающую среду очень велико, поэтому необходим учет антропогенного окружения метеорологической площадки (табл. 8). Рост и развитие городов, промышленных узлов и т. д. способствует нарушению естественного и созданию иного климата в измененной географической среде. Схема этого блока, безусловно, должна отличаться гибкостью и большой степенью избирательной способности для учета многих факторов. Однако для каждой метеорологической станции в современном ее состоянии подход к оценке антропогенного окружения должен быть произведен по единой схеме, включающей основные параметры, создающие микроклимат каждой конкретной метеорологической станции.



Блок III (Влияние лесистости)

36.	37.	38.	39.	40.	41. м	42. м	43. м
Тип лесистости	Характеристика древесной растительности (36-2, 3, 4, 5, 6)	Положение леса в рельефе (36-2, 3, 4, 5, 6)	Продольный размер полян, межполосных клеток, оазисов, м (36-2, 3, 4, 5, 6; 41-2, 3, 4)	Поперечный размер полян, межполосных клеток, оазисов, м (36-2, 3, 4, 5, 6; 41-2, 3, 4)	Положение метеостанции по отношению к древесной растительности, м (36-2, 3, 4, 5, 6)	Удаленность метеостанции от древесной растительности, м (36-2, 3, 4, 5, 6; 41-2, 3, 4)	Горизонтальный угол (36-2, 3, 4, 5, 6)
1. Безлесные территории (0)	1. Темнохвойные	1. На равнине	1. < 50	1. < 50	1. Без влияния древесной растительности	1. < 100	Фиксируется горизонтальный угол сектора на массив растительности от 0 до 360°
2. Лесные массивы (37; 38; 39; 40; 41; 42; 43)	2. Сосновые	2. На вершинах холмов, краях, водоразделов и т. д.	2. 50—100	2. 50—100	2. Оиушка (удалена от леса до 100 м)	2. 100—500	
3. Островная лесистость, парки (37; 38; 39; 40; 41; 42; 43)	3. Лиственный	3. В верхних частях склонов	3. 100—250	3. 100—250	3. На поляне, вырубке, пророске	3. 500—1000	
4. Редколесье (37; 38; 39; 40; 41; 42; 43)	4. Смешанные	4. В средних частях склонов	4. 250—500	4. 250—500	4. На межполосном поле	4. 1000—3000	
5. Лесные полосы (37; 38; 39; 40; 41; 42; 43)	5. Лиственные	5. В нижних частях склонов	5. 500—1000	5. 500—1000		5. > 3000	
6. Оазисы, тугай (37; 38; 39; 40; 41; 42; 43)	6. Кустарники	6. У подножий склонов	6. 1000—5000	6. 1000—5000			
	7. > 5000	7. Весь склон облесен	7. > 5000	7. > 5000			
	8. На дне долин, ложин, оврагов						

25 Примечание. Графа 43 дается для 42-1, 2, 3, 4.

Блок IV (характеристика подстилающей поверхности)

44 м	45 м	46 м	47 м	48 м	49 м
Тип безлесной растительности	Растительные формации	Растительные формации	Тип почвы	Механический состав почвы	Мелнорируемые земли
1. Тундровая	1. Растительность отсутствует	1. Разногравье	1. Тундровые глеевые	1. Песчаная	1. Без мелнорируемых земли
2. Болотная и заболоченных земель	2. Моховая, лишайниковая	2. Ковыльная	2. Торфяно-глеевые, болотно-подзолистые	2. Супесчаная	2. Осушенные
3. Луга	3. Кочкарная, кустарниковая	3. Типчаковая	3. Подзолистые, дерново-подзолистые, серые лесные	3. Легкосуглинистая	3. Орошаемые
4. Стенные	4. Осоково-нушницевая	4. Полюнная	4. Черноземы, лугово-черноземные, каштановые	4. Среднесуглинистая	
5. Пустынные	5. Сфагновые и травяно-сфагновые	5. Псаммофитная (солянки на песках)	5. Солонцы, солончаки	5. Тяжелосуглинистая	
6. Горные	6. Травяные и гипново-травяные	6. Солончаковая	6. Бурая, пустынно-степная, серозем	6. Глинистая	
7. Пустошей и бедлендов	7. Сфагново-гипново-травяные	7. Субальпийская, альпийская	7. Желтозем, краснозем	7. Торфянистая	
	8. Мелкогравье	8. Мелкогравье	8. Аллювиальные	8. Каменная, щебнистая	

Блок V (антропогенное окружение метеоплощадки)

50' м	51' м	52' м	53' м	54' м	55' м	56' м	57' м
Населенные пункты	Расположение станции в городах и поселках (50', 2, 3, 4)	Особое расположение станции (50')	Расстояние до источника загрязнения, км (52')	Характеристики на загрязненности (50')	Удаление метеостанции от элемента защищенности (50')	Ориентация элементов защищенности по отношению к метеостанции (50')	Горизонтальный угол сектора (50')
1. Отсутствие населенного пункта (52; 53; 54; 55; 56; 57) 2. Большие города (51; 52; 53; 54; 55; 56; 57) 3. Средние города (51; 52; 53; 54; 55; 56; 57) 4. Мелкие города и поселки (51; 52; 53; 54; 55; 56; 57)	1, Центр 2. Окраина северная 3. Окраина южная 4. Окраина западная 5. Окраина восточная 6. Притгород	1. Аэропорт 2. Железнодорожный узел, пути 3. Вблизи угольных шахт, коллектей, больших карьеров 4. Значительные источники загрязнения	1. 0—1 2. 1—4 3. 4—7 4. 7—10 5. >10	1. Элементы защищенности отсутствуют 2. Отдельные элементы защищенности выше 15 м 3. Плотная защищенность выше 15 м 4. Отдельные элементы защищенности ниже 15 м 5. Плотная защищенность ниже 15 м	1. <3Н 2. 3—5Н 3. 5—10Н 4. 10—20Н 5. >20Н	1. С 2. СВ 3. В 4. ЮВ 5. Ю 6. ЮЗ 7. З 8. СЗ	При плотной защищенности (54, 3, 5) фиксировать горизонтальный угол сектора на элемент защищенности от 0 до 360°

Призначные характеристики метеорологической станции										Макрорельеф		Форма рельефа вершины											
										1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.							
											1	1	1	1	1	1							
											2	2	2	2	2	2							
											3	3	3	3	3	3							
											4	4	4	4	4	4							
											5	5	5	5	5	5							
											6	6	6	6	6	6							
											7	7	7	7	7	7							
											8	8	8	8	8	8							
											9	9	9	9	9	9							
36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59

Характеристика подстилающей поверхности										Антропогенное окружение															
										50.	51.	52.	53.	54.	55.	56.	57.								
											1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	
											2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	
											3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	
											4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	
											0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
											0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
											0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
											0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
											0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
											0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80					

склоны										отрицательные формы рельефа										
8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	
1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	
2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	
3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	
4	4	4	4	4	4	4	4	0	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	
5	5	5	5	0	5	5	5	0	5	5	5	0	5	5	5	5	5	5	5	
0	6	0	6	0	6	6	6	0	0	6	6	0	6	0	6	0	6	0	6	
0	7	0	0	0	7	7	7	0	0	7	7	0	7	0	7	0	7	0	7	
0	8	0	0	0	8	8	8	0	0	8	8	0	8	0	8	0	8	0	8	
0	0	0	0	0	9	9	9	0	0	9	9	0	9	0	9	0	9	0	9	
60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80

Влияние водоемов										Влияние лесистости													
25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45			
1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1			
2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2			
3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3			
4	4	0	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4			
5	5	0	5	0	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	0	5	5	5	5			
6	6	0	6	0	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	0	6	6	6	6			
0	7	0	0	0	7	7	7	7	7	7	0	7	7	7	7	0	7	7	7	7			
0	8	0	0	0	8	8	8	8	8	8	0	8	8	8	8	0	8	8	8	8			
0	0	0	0	0	9	9	9	9	9	9	0	9	9	9	9	0	9	9	9	9			
36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59

Рис. 1. Макет перфорат кодовой типизации местоположений метеорологических станций (разделен на части).

В табл. 8 представлены основные параметры, отражающие временные условия антропогенного окружения метеоплощад. При составлении этого блока учитывались результаты работы [Расположение метеостанции в черте города или на его окраине и в пригороде определяется первыми двумя графами кода и 51'.

За критерий подразделения городов на группы принята численность городского населения, дающая возможность систематизировать множество населенных пунктов. К большим городам относятся города с численностью населения от 100—200 тыс. жителей миллионов, т. е. это самая крупная градация в этом разделе. Население средних городов составляет 20—100 тыс. жителей, а мелких городов и поселков — 10—20 тыс.

Большой город характеризуется значительной микроклиматической неоднородностью, поэтому необходимо деление его территории на центральную, северную, южную, западную и восточные части. Влияние большого города распространяется также на пригородную зону (графа 51' табл. 8). На метеорежим немалое влияние оказывает деятельность человека, вызывающая загрязнение окружающей среды, поэтому необходим учет всех источников загрязнения, приводящих к нарушению естественных условий.

Выделены градации расстояния до больших источников загрязнения (графа 53'). Остальные параметры этого блока (54', 55', 56', 57') дают характеристику защищенности метеорологической станции, удаление и ориентацию последней по отношению к элементам защищенности.

Таким образом, во всех блоках кода отражены лишь основные микроклиматообразующие параметры местоположения, дающие максимальный вклад в создание естественных и нарушенных условий среды, без учета которых невозможна классификация местоположений метеорологических станций.

Кодовая типизация местоположений размещается на двух перфокартах ЭВМ М220 (рис. 1). Призначные характеристики и «референт» — на первой перфокарте, остальные блоки — на второй. Паряды перфокарт соответствуют определенной информации (номерам граф кода). Цифры от 1 до 9 на рабочем поле перфокарт обозначают наличие определенной кодовой информации, нуль — отсутствие информации. На перфокартах каждый из строенных разрядов характеризует от одного до трех параметров со всеми присущими им признаками.

Местоположение каждой метеорологической станции до перенесения ее на технический носитель должно быть закодировано с помощью предложенной типизации. Кодировка производится с помощью крупномасштабных карт района метеорологической станции. Параметры блоков табл. 2—6 могут быть сняты с карт в пределах точности, определяемой их масштабом. Для точной характеристики параметров указанных блоков нужно использовать также технические дела и личное знание местности.

Последние два блока кодовой типизации (табл. 7, 8) кодируют по материалам технических дел и другим более точным сведениям. В технических делах метеорологических станций нередко сожаты довольно ограниченные, неполные и часто не совсем еделенные сведения. При кодировании местоположений обязательно точное определение всех необходимых параметров кода. Для

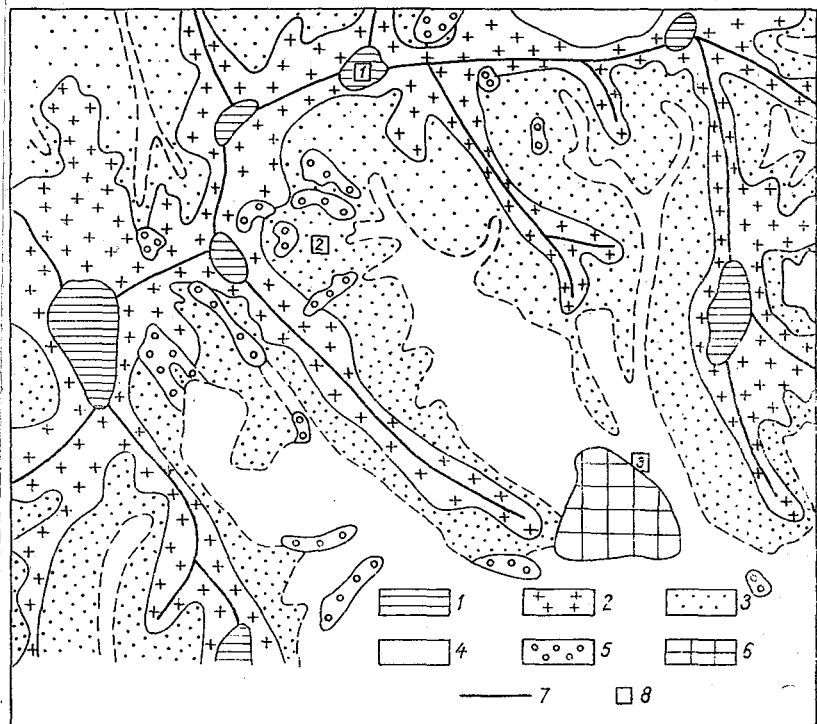


Рис. 2. Расположение метеорологических станций в холмистом рельефе (пример для кодирования их местоположений по характеристикам, снимаемым с карты).

1 — вершины, 2 — плоские водоразделы, 3 — склоны, 4 — ровное место (уклон 2°), 5 — лес, 6 — город, 7 — линии водоразделов, 8 — метеорологические станции.

ого потребуется уточнение технических дел. При кодовой записи местоположений запятой разделяются признаки в одной графе, точкой с запятой — графы, точкой внизу — блоки. Если около цифры с точкой наверху, означающей номер графы кодовой типизации, нет ни одной цифры без точки, это означает, что в выделяемый тип должны быть включены все пункты граф.

Приводим пример кодирования местоположения трех станций помощью участка карты холмистого рельефа (рис. 2).

Первая метеорологическая станция расположена на плоской минирующей вершине возвышенности, обозначаемой шифром кс 1·3; 2·4 (табл. 2). К необходимым параметрам этого блока для рассматриваемой станции относится учет относительного превышения вершины, на которой расположена метеорологическая станция над дном основной долины и удаленности ее от бровки вершины. Пользуясь графиком заложения и масштабом карты, находим следующие параметры: первый — 100—200 м, второй — 100—500 м, которые записываются в виде 3·6; 4·3. Следовательно, местоположение этой метеорологической станции должно быть записано следующим образом: 1·3; 2·4; 3·6; 4·3.

Вторая метеорологическая станция расположена также в холмистом рельефе (1·3), на склоне доминирующей возвышенности (8·1) восточной экспозиции (9·3), крутизной 2—3° (10·2), в нижней части склона (12·3). Относительные превышения вершины над метеорологической станцией 50—100 м (13·5), метеостанции над долиной 15—30 м (14·3). Длина линий стока от вершины до метеорологической станции 1—2 км (11·3). В верхней части склона расположены острова лиственного леса (36·3; 37·5; 38·3). Метеостанция удалена от леса на 300—500 м (42·2).

В закодированном виде местоположение этой станции будет записано следующим образом: 1·3; 8·1; 9·3; 10·2; 12·3; 13·5; 14·11·3; 36·3; 37·5; 38·3; 42·2.

Третья метеорологическая станция находится на дне прямой долины холмистого рельефа (1·3; 15·2; 16·1) с уклоном дна не менее 2° (17·1), шириной 2—5 км (18·2). Долина ориентирована с севера на юг (20·1). Метеостанция находится в устье долины (21·3). Площадь воздухообора этой станции составляет 30—50 км<sup>2</sup> (23·8).

Так как метеорологическая станция находится на северной окраине поселка, то необходим учет параметров блока V (табл. 1) (50·4; 51·2). В закодированном виде местоположение этой станции будет записано следующим образом: 1·3; 15·2; 16·1; 17·1; 18·20·1; 21·3; 23·8; 24·х; 50·4; 51·2.

Приведенные примеры показывают, что на основании использования крупномасштабных карт можно получить детальную информацию о местоположении станций по ряду параметров различных блоков кода. Для исчерпывающей характеристики местоположения станций в дополнение к картам необходимо использовать указанные выше источники.

На основании кодовой типизации для ряда направлений исследований, целью которых является использование макроклиматической информации, свободной от «шумов», вносимых различиями местоположения, могут быть выделены определенные типы местоположений метеорологических станций. Первый тип — это станции, по данным которых можно строить так называемые фоновые карты, получать неискаженные значения широтных градиентов различных элементов климата, производить теоретические исследования макроклиматического плана и др.



Такие станции могут находиться в разном макрорельефе: на равнине низменной (кодový номер 1·1), равнине (1·2), а также в предгорьях (1·4), низкогорьях (1·6), плоскогорьях (1·7). Необходимым условием для всех перечисленных типов рельефа является расположение метеорологической станции на ровном месте (1), не находящимся под влиянием соседних возвышенностей, т. е. чтобы расстояние от метеостанции до доминирующей возвышенности было бы больше 50 км (5·8). Ровное место (2·1) в условиях гористого (1·3), среднегорного и горного (1·8) рельефа встречается крайне редко.

Если выровненная территория удовлетворяет 5·8, то такие местности можно считать «ровными». Ровные участки в межгорных депрессиях встречаются довольно часто, но находятся под влиянием окружающих гор и поэтому не могут быть отнесены к рассматриваемому типу.

Аналогичным образом подобные станции следует подбирать для других типов неоднородностей подстилающей поверхности. Можно считать, что влияние водоема на окружающую территорию существует, можно в случае, если: 1) водоем отсутствует вообще (5·1); 2) метеостанция удалена от моря (25·2, 3) на расстояние более 10 км (33·8), или от озера, водохранилища, пролива (25·4,5) более 5 км (33·7), или от реки (25·6) на 2 км (33·5).

Влияние леса отсутствует, естественно, на безлесных территориях (36·1) и при удалении от леса (36·2, 3, 4, 5, 6) более чем на 5 км (42·7) для всех типов лесистости.

Характеристика подстилающей поверхности (блок IV) в ряде случаев очень важна, например, при изучении климата почв, но особого значения для выделения типа «фоновых» станций не имеет. Тропогенное окружение метеоплощадки (блок V) имеет очень большое значение для целого ряда метеоэлементов, в первую очередь для ветрового и термического режима. Большие и средние города (50·2, 3) создают свой особый климат города, и если метеостанция расположена в центре города или близко к нему, то «шумовое» влияние города очень велико.

Сравнительно свободная от городских «шумов» метеорологическая информация может быть получена только в случае, если метеостанция находится вне населенного пункта (50·1) либо приурочена к мелкому городу или поселку (50·4). Особое расположение метеостанции (52·) способствует искажению метеорологической информации, так же как и плотные элементы защищенности (4·3, 5).

Сравнительно свободную от влияния антропогенного окружения метеорологическую информацию можно получить при следующих кодových значениях:

- 1) 50·1; 54·1, 2, 4; 55·4, 5;
- 2) 50·4; 51·2, 3, 4, 5; 54·1, 2, 4; 55·4, 5.

Из приведенных примеров видно, что для всех типов населенных пунктов обязательно, чтобы вокруг метеорологической площадки элементы защищенности или вообще отсутствовали бы

(54·1), или же не были бы плотными (54·2, 4) и были бы уда- ны не менее чем на 10H (55·4) (H — высота элемента защиты), а лучше на 20H и более (55·5).

Таким образом, согласно кодовой типизации, рассмотрены м- тоположения «фоновых» станций, отражающих особенности ти- макрорельефа, но находящихся в однородных условиях, где- влияния форм рельефа, водоемов, леса, а влияние антропогенн- окружения минимально.

Закодированный согласно типизации местоположений (та- 2—8) данный тип метеостанций может быть представлен след- щим образом: 1·; 2·1; 5·8; 15·1; 18·1; 25·1; 25·2, 3; 33·8; 25·4, 33·7; 25·6; 33·4, 36·1; 36·3, 4, 5, 6; 42·4; 36·2; 42·5, 50·1; 54·1, 4; 55·4,5, 50·4; 51·2, 3, 4, 5; 54·1, 2, 4; 55·4,5.

Т а б л и ц а

**Микроклиматические подтипы основных местоположений рельефа**

Доминирующие вершины	Недоминирующие вершины	Краевые части высоких берегов	Склоны доминирующих возвышенностей	Склоны недоминирующих возвышенностей	Склоны отпавательных форм рельефа
1·; 2· 3,4; 3·; 4·	1·; 2· 5,6; 3·; 4·; 5· 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7; 6·; 7·	1· 1, 2, 9; 2· 2; 3· 3, 4, 5; 4· 1, 2, 3; 5· 1, 2, 3, 4, 5, 6; 7·	1·; 8· 1, 3; 9·; 10· 2, 3, 4, 5; 11·; 12·; 13·; 14·	1·; 8· 2; 9·; 10· 2, 3, 4, 5; 11·; 12·; 13·; 14·; 5· 1, 2, 3; 4; 6; 7·	1·; 8· 4, 5; 10·; 11·; 13·; 14·

Примечание. Для всех подтипов основных местоположений обяза- лен учет следующего фона: 25· 1; 25· 2, 3; 33·8; 25· 4, 5; 33· 7; 25· 6; 33· 4, 36· 3, 4, 5, 6; 42· 4; 36· 2; 42· 5; 50· 1; 54· 1, 2, 4; 55· 4, 5; 50· 4; 51· 2, 3, 4; 54· 1, 2, 4; 55· 4, 5.

В настоящее время различные отрасли народного хозяйства могут быть удовлетворены данными лишь о климате, необходим более детальные сведения об изменении метеорологических пар- метров по территории. Таким образом, нужно, чтобы служба кли- мата располагала сведениями о микроклимате.

Для микроклиматических исследований станции следует гру- пировать по типам неоднородностей подстилающей поверхност- Так, например, при изучении микроклимата рельефа нужно искл- чить влияние водоемов и лесистости. Для водоемов это возможн- а) при отсутствии водоема 25· 1, б) при удалении от реки (26· на расстояние больше 2 км (33·5), от озера, водохранилища, пр- лива (25·4,5) больше 3 км (33·6), для морей окраинных и вну- ренних (25·2,3) более 10 км (33·8). Влияние лесистости исключ- ется на безлесных территориях (36·1) и при удалении от больш- лесных массивов (36·2) более чем на 3 км (42·5). Влияние друг- типов лесистости (36·3, 4, 5, 6) распространяется не более че- на 1 км (42·4).

Однако и в рамках микроклимата рельефа следует выделит- микроклиматические подтипы основных местоположений в рельеф-

кие данные представлены в табл. 9. В ней закодированы параметры, определяющие особенности выделенных подтипов. Как видно из таблицы, набор параметров для тех или иных микроклиматических подтипов различный. Это определяется особенностями механизмов формирования микроклиматов различных местоположений. Объем данной статьи не позволяет остановиться на этом вопросе.

Изучение влияния рельефа производится в зависимости от форм рельефа. Типы макрорельефа, особенности макроциркуляции, континентальности климата и т. п. учитываются с помощью так называемого фонового распределения различных параметров климата, которое можно получить по данным «фоновых» станций, отобранных с помощью кодовой типизации и представленных в табл. 9.

Таким образом, каждый из выделенных подтипов микроклимата рельефа состоит из двух частей:

- 1) кодовые значения возможных разновидностей типов рельефа;
- 2) кодовые значения, характеризующие отсутствие влияния различных типов неоднородностей, т. е. фон.

Аналогичным образом могут быть выделены по кодовой типизации микроклиматы и других типов неоднородностей подстилающей поверхности. Вообще все отклонения от фона представляют интерес для микроклиматологии. В частности, большие и средние города (50·2, 3) исключены из фоновых станций вследствие их существенного влияния на окружающую среду. Эти данные представляют самостоятельный интерес при изучении климата городов. Для этих целей кодовые значения антропогенного окружения следующие:

- 1) 50·2, 3; 51·1; 54·1, 2, 4; 55·4, 5;
- 2) 50·2, 3; 51·2; 54·1, 2, 4; 55·4, 5;
- 3) 50·2, 3; 51·3; 54·1, 2, 4; 55·4, 5;
- 4) 50·2, 3; 51·4; 54·1, 2, 4; 55·4, 5;
- 5) 50·2, 3; 51·5; 54·1, 2, 4; 55·4, 5.

При изучении климата городов прочие микроклиматообразующие факторы, обусловленные неоднородностями подстилающей поверхности, должны быть исключены, т. е. все пять представленных вариаций должны быть всегда в сочетании с кодовыми значениями однородных фоновых метеорологических станций, рассмотренных выше.

Возможно выделение типов местоположений с различными вариациями комплексного учета нескольких типов неоднородностей. Но все это представляет практический интерес лишь после занесения характеристик местоположения на технический носитель. Это дает возможность с помощью ЭВМ типизировать станции по местоположению в зависимости от цели исследования.

При рассмотрении микроклиматических особенностей различных метеозлементов, обусловленных влиянием неоднородностей подстилающей поверхности, набор кодовых характеристик неодинаков.

Так, микроклиматическая изменчивость прямой радиации склона зависит от экспозиции и крутизны склона, в то время как распределение минимальных температур определяется прежде всего длиной линии стока и частью склона, где находится метеорологическая станция, а экспозиция и крутизна не имеют значения. И же разнообразие в характеристиках подстилающей поверхности (табл. 7) по сути дела не влияет на скорость ветра на высоте флюгера и не принимается во внимание при типизации по местоположению с целью изучения особенностей ветрового режима, именно этот тип неоднородностей является основным при изучении климата почв.

Проведенные исследования позволяют разработать объективную типизацию местоположения станций и методику учета ее влияния при обобщениях режимных данных на ЭВМ.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Васильева Л. Г. Определение местоположений станций по их термическому режиму.— «Тр. ГГО», 1965, вып. 180, с. 123—136.
2. Васильева Л. Г. Изменчивость термического режима в условиях муссонного климата Дальнего Востока.— «Тр. ГГО», 1973, вып. 306, с. 133—144.
3. Исаченко А. Г. Основы ландшафтоведения и физико-географическое районирование. М., «Высшая школа», 1965. 328 с.
4. Краткая географическая энциклопедия. Т. 1—5. М., «Советская энциклопедия», 1960—1966. 563, 592, 580, 448, 544 с.
5. Методические указания № 25. К составлению справочника истории и физико-географического описания метеорологических станций и постов. Л., Гидрометеоздат, 1959, 29 с.
6. Микроклимат СССР. Под ред. И. А. Гольцберг. Л., Гидрометеоздат, 1962. 286 с.
7. Микроклимат холмистого рельефа. Под ред. И. А. Гольцберг. Л., Гидрометеоздат, 1962. 249 с.
8. Милевский В. Ю. Вероятность ветра различной скорости на территории СССР.— «Тр. ЛГМИ», 1962, вып. 12, с. 38—63.
9. Ни ф Э. Теоретические основы ландшафтоведения. М., «Прогресс», 1974. 350 с.
10. Растительный покров СССР. Пояснительный текст к геоботанической карте СССР. Т. 1. М.—Л. Изд-во АН СССР, 1956. 460 с.
11. Розов Н. Н. Почвенно-географическое районирование СССР. М., Изд-во АН СССР, 1962. 422 с.
12. Романова Е. Н. Методика использования морфометрических характеристик рельефа при агроклиматической оценке территории.— В кн.: Агроклиматические ресурсы природных зон СССР и их использование. Л., Гидрометеоздат, 1970, с. 113—126.
13. Романова Е. Н. Возможности пространственной интерполяции скорости ветра в приземном слое воздуха в горах.— «Тр. ГГО», 1973, вып. 306, с. 108—113.
14. Сапожникова С. А. Микроклимат и местный климат. Л., Гидрометеоздат, 1950. 242 с.
15. Сапожникова С. А. Характеристика местоположения метеорологических станций для оценки его влияния на ветровой режим.— «Тр. НИИАК», 1966, вып. 7, с. 15—37.
16. Суслев С. П. Физическая география СССР. Л.—М., Учпедгиз, 1947. 545 с.

## О ВЫЧИСЛЕНИИ ДАВЛЕНИЯ НА УРОВНЕ МОРЯ

Приведение атмосферного давления, измеренного на станциях, к уровню моря является одной из важных операций, обеспечивающих возможность построения и анализа поля давления по данным этих станций. Принятая на сети методика приведения атмосферного давления к уровню моря основывается на различных упрощениях интеграла уравнения статики

$$\ln p = \ln p_0 - \frac{1}{R_c} \int_0^z \frac{g dz}{T_v(z)}, \quad (1)$$

где  $p$  и  $p_0$  — атмосферное давление на уровне станции ( $z$ ) и на уровне моря соответственно;  $T_v(z)$  — виртуальная температура влажного воздуха в слое от уровня станции до уровня моря;  $g$  — ускорение свободного падения в этом же слое;  $R_c$  — газовая постоянная сухого воздуха.

Как видно из (1), определяющим для вычисления давления на уровне моря являются задание закона изменения виртуальной температуры влажного воздуха с высотой для слоя от уровня станции до уровня моря и степень приближенности вычисления интеграла (1).

Для определения стратификации слоя от уровня моря до уровня станции в большинстве работ по приведению давления к уровню моря пользуются линейным изменением температуры воздуха с высотой и линейным изменением упругости водяного пара (или относительной влажности) в этом слое. Градиент температуры либо принимают равным  $0,005^\circ\text{C}/1 \text{ м}$  [1, 2], либо рекомендуют определить как среднее значение для района по данным наблюдений станций, расположенных на разных высотах [2]. Если исходить из предположения, что давление на уровне моря есть то давление, которое будет измерено на станции; если ее с теми особенностями деформирующей поверхности, которые формируют стратификацию граничного слоя атмосферы, перенести на уровень моря, то очевидно, что градиент температуры для слоя от уровня станции до уровня моря следует брать равным градиенту температуры в сво-

бодной атмосфере для приводимой станции (среднему без учета особенностей распределения.) Это достаточно наглядно подтверждается рис. 1, на котором приведена наблюдаемая стратификация температуры воздуха на станции (1) и кривая стратификации для этой станции, перенесенной на уровень моря (2).

Определение градиента температуры для слоя от уровня моря до уровня станции из данных наблюдений двух (или большего числа) станций, расположенных на разных высотах, может быть проведено при условии, что особенности расположения пар стан-

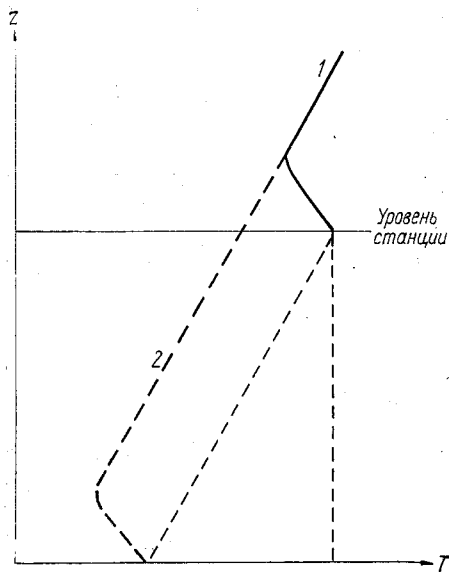


Рис. 1. Фактическое изменение температуры с высотой на станции (1) и изменение температуры с высотой на станции, перенесенной на уровень моря (2).

ных вычислительных центрах, где в принципе может быть обеспечена совместная обработка метеорологических и аэрологических данных.

Одним из возможных решений может быть установление постоянного градиента температуры для приведения атмосферного давления к уровню моря. В принятых для сети методических указаниях [1, 2] для приведения давления к уровню моря рекомендуется в качестве постоянного градиента температуры воздуха в слое ниже уровня станции брать градиент  $0,5^{\circ}\text{C}/100 \text{ м}$ . При этом в [ ] рекомендуется дополнительное увеличение этого градиента для учета изменения влажности воздуха. Из аэрологических данных известно, что среднее значение градиента температуры в свободной атмосфере несколько больше и составляет около  $0,65^{\circ}\text{C}/100 \text{ м}$  [4]. Такой градиент принят для стандартной сухой атмосферы к-

находящихся на разных уровнях, одинаковы в отношении формирования градиентов в пограничном слое для каждого. В противном случае различия в распределении температуры в пограничном слое существенно исказит вычисленный градиент температуры.

Определение фактического градиента температуры воздуха в свободной атмосфере представляет определенную трудность для практической реализации. Затруднения методического характера, связанные с определением высоты пограничного слоя и исключением других особенностей в отдельных распределениях температуры воздуха, не являются принципиальными; основные трудности заключаются в своевременном получении необходимых аэрологических данных на станциях или в Регионал-

ас, так и за рубежом [3]. Поэтому для всех сезонов следует считать целесообразным принимать градиент виртуальной температуры равным  $0,65^{\circ}\text{C}/100$  м.

Для линейного изменения температуры с высотой (политропная атмосфера) интеграл в (1) вычисляется точно [4] и значение давления на уровне моря записывается в виде

$$p_0 = p \left( \frac{T_v + \gamma z}{T_v} \right)^{\frac{g}{R_c \gamma}}, \quad (2)$$

где  $\gamma = 0,0065^{\circ}\text{C}/1$  м,  $z$  — высота станции (м);  $T_v = T \left( 1 + 0,378 \frac{e}{p} \right) = T \Gamma (1 + 0,608 s)$ ;  $e$  — упругость водяного пара;  $s$  — удельная влажность воздуха;  $R_c = 287,05287$  Дж/(м<sup>2</sup>·с<sup>2</sup>·°C);  $g = 9,80665 \cdot (1 - a_1 \cos 2\varphi) (1 - a_2 z)$  м/с<sup>2</sup>.

Расчет таблиц для приведения давления к уровню моря по этой формуле не представляет труда при использовании ЭВМ.

Приведенная в [2] формула для вычисления давления на уровне моря получена для любого изменения виртуальной температуры высотой (как линейного, так и нелинейного)

$$p_0 = p e^{\frac{9,8 \Phi}{R_c T_{vm}}}, \quad (3)$$

где  $\Phi$  — высота станции (гп. м);  $T_{vm}$  — средняя виртуальная баротрическая температура слоя воздуха от уровня станции до уровня моря.

Поскольку формула (3) является также точным интегралом уравнения статики (1), то для политропной атмосферы она дает значения  $P_0$ , совпадающие с (2). Однако при определении  $T_{vm}$  в [2] принято приближенное выражение  $T_{vm} = \frac{T_v + T_{v0}}{2}$ , хотя известно, что при линейном изменении температуры в слое средняя баротрическая температура слоя не равна ее среднему арифметическому значению.

В табл. 1 приведены расчеты среднего месячного давления на уровне моря для станций Среднеазиатского РВЦ (УГМС Таджикской ССР, Киргизской ССР и Узбекской ССР), выполненные по формуле (2), а также по формуле (3) и по приближенной формуле К. Домбровского [1]. Анализ разностей в значениях давления на уровне моря показывает, что приближенная формула Домбровского применима до высот 200 м над уровнем моря. Формула (2) дает погрешность расчета не более 0,3 мб для высот до 1500 м над уровнем моря. Поэтому можно рекомендовать пользоваться формулой (3) при составлении таблиц для приведения давления к уровню моря вручную; при расчетах этих таблиц на ЭВМ целесообразно пользоваться формулой (2) как более точной.

При машинном контроле результатов наблюдений сети станций УГМС Таджикской ССР, Киргизской ССР, Узбекской ССР, а также станций других УГМС, расположенных на высотах более 300 м над уровнем моря, нами в опытном порядке были сопоставлены

Станция	$H_6$	Август 1972 г.			Февраль 1972 г.		
		$p_{02}$	$p_{02}-p_{03}$	$p_{02}-p_{0Д}$	$p_{02}$	$p_{02}-p_{03}$	$p_{02}$
Муйнак . . . . .	68,0	1015,9	0,0	0,0	1019,8	0,0	0,0
Нукус . . . . .	75,5	1013,9	0,0	0,0	1021,9	0,0	0,0
Бухара . . . . .	230,0	1010,0	-0,1	0,0	1018,9	0,0	0,0
Тамды . . . . .	237,2	1011,5	0,0	0,2	1020,6	0,0	0,0
Термез . . . . .	311,2	1006,7	0,0	2,2	1019,9	0,0	0,0
Каунчи . . . . .	340,6	1009,4	0,0	0,3	1021,0	0,1	0,1
Тюябугуз . . . . .	405,0	1009,5	0,0	0,5	1021,2	0,0	0,0
Коканд . . . . .	407,9	1008,4	0,1	0,6	1022,3	0,0	0,0
Байтоқ . . . . .	503,7	1007,6	0,0	0,6	1021,7	0,0	1,0
Каттакурган . . . . .	517,5	1008,8	0,0	1,1	1019,8	0,0	1,0
Шахриябз . . . . .	633,0	1008,3	0,1	1,6	1019,7	0,0	2,0
Дагбит . . . . .	643,0	1008,3	0,1	1,7	1019,4	0,0	2,0
Кировское . . . . .	854,4	1011,2	0,1	3,2	1031,5	0,0	4,7
Кассансай . . . . .	890,4	1008,3	0,1	3,2	1021,3	0,1	4,4
Юрьевка . . . . .	1031,6	1009,7	0,1	4,7	1028,9	0,1	6,5
Талас . . . . .	1217,5	1011,8	0,2	6,8	1020,3	0,1	9,0
Байтык . . . . .	1581,0	1011,1	0,3	11,4	1028,4	0,2	14,7
Пржевальск . . . . .	1718,0	1010,0	0,4	13,2	1025,1	0,2	16,6
Дукант . . . . .	2001,0	1006,9	0,4	17,8	1018,3	0,3	21,2
Итагар . . . . .	2011,0	1015,1	0,6	18,3	1036,6	0,2	23,3
Кызылча . . . . .	2084,1	1006,0	0,5	19,4	1017,4	0,0	22,9
Ала-Арча . . . . .	3040,0	1021,7	1,1	41,4	1032,6	0,5	48,3
Каракольское . . . . .	3080,0	1011,6	1,1	41,6	1039,6	0,6	52,6
Тюя-Ашу (южная) . . . . .	3277,6	1011,3	1,2	47,4	1027,6	0,6	56,5

Примечание.  $p_{02}$ —атмосферное давление, приведенное к уровню моря по формуле политропной атмосферы (2);  $p_{03}$ —атмосферное давление, приведенное к уровню моря по формуле, выраженной через геопотенциал (3);  $p_{0Д}$ —атмосферное давление, приведенное к уровню моря по упрощенной формуле В. К. Домбровского;  $H_6$ —высота барометра над уровнем моря.

невязки интерполяции атмосферного давления, приведенного к уровню моря по существующей методике, с невязками интерполяции давления, приведенного по формуле (2). При этом оказалось, что количество станций с невязками, превышающими допуск (0,5) при использовании формулы (2), существенно уменьшилось. В качестве примера эффективности применения новой формулы приведены атмосферного давления к уровню моря для получения данных в



мосферному давлению, пригодных для интерполяции (сравни-их), в табл. 2 показаны изменения ошибок интерполяции сетевых нных об атмосферном давлении на уровне моря и данных, при-ценных по формуле (2).

Однако имели место случаи больших невязок, когда в качестве-ияющих привлекались станции с большими разностями высот-рометров (например, станции Товиль-Дора, Ляхш).

Таблица 2

Станция	$H_6$	$\Delta P_{0D}$				$\Delta P_{02}$			
		I	III	VII	IX	I	III	VII	IX
ахринау . . . . .	853,9	1,5	1,3	1,1	1,0	0,4	0,4	0,1	0,0
нинабад . . . . .	427,2	—	-1,8	-1,5	-1,6	-0,4	0,0	0,0	0,2
н-Арык . . . . .	1107,8	-1,1	-1,0	-0,6	-1,2	-0,1	0,0	0,4	0,0
ловодск . . . . .	729,1	-3,1	-2,7	-2,0	-2,4	-0,5	-0,5	-0,1	-0,2
йраккумское водохрани- ище . . . . .	348,5	—	-1,8	-0,9	-1,4	-0,5	-0,7	0,0	-0,3
хш . . . . .	2001	-2,6	-2,8	-1,8	-2,2	-1,7	-1,9	-0,7	-1,5
виль-Дора . . . . .	1617	-2,5	-2,0	-1,8	-2,0	-1,9	-1,5	-1,3	-1,3

Примечание.  $\Delta P_{0D}$  — невязки интерполяции атмосферного давления, введенного к уровню моря по упрощенной формуле В. К. Домбров-го;  $\Delta P_{02}$  — невязки интерполяции атмосферного давления, приведенного к-звню моря по формуле политропной атмосферы (2);  $H_6$  — высота барометра-д уровнем моря.

Для того чтобы уменьшить фактор влияния разности высот, группы анализируемых станций подбирались станции с разни-й высот не более 500 м. Станции, имеющие высоту барометра-д уровнем моря до 1000 м, приводились к уровню моря; стан-ии, имеющие высоту барометра более 1000 м, приводились к од-ой из высот: 1000, 1500, 2000, 2500, 3000, 3500 м. В табл. 3 для-анций Товиль-Дора и Ляхш приведены невязки интерполяции-мосферного давления, приведенного к 1500 м.

Таблица 3

Станция	$H_6$	$\Delta P_{0D}$				$\Delta P_{02}$			
		I	III	VII	IX	I	III	VII	IX
виль-Дора . . . . .	1617,0	-3,6	-3,6	-2,2	-3,2	0,0	-0,2	-0,1	0,0
хш . . . . .	2001,0	-0,8	-1,1	-0,5	-0,8	-0,2	-0,6	-0,1	-0,3
бурдон . . . . .	2680,0					5,1	5,1	—	—
нгурт . . . . .	946,0					-2,5	-2,5	-1,8	-2,2
ссарская . . . . .	750,0					-1,5	-1,2	-1,1	-1,3
ан . . . . .	622,9					0,7	0,8	1,0	1,1

Учитывая характер изменчивости среднего месячного давления в пространстве [5], в качестве влияющих привлекались станции расположенные в радиусе до 200 км.

Невязки интерполяции приведенного давления, превышающие по абсолютной величине допуск 0,5 мб, были обусловлены рядом причин: неисправностью барометра, погрешностями наблюдений неточной высотой барометра над уровнем моря, привлечением в качестве влияющих станций с неточной высотой барометра, а также неудачным расположением влияющих станций относительно контролируемой. Так, на станциях Оббурдон и Кангурт были нарушения в работе барометра (табл. 3) (на первой станции отлететь из барометра, на второй неплотно привинчена чашка барометра к шкале). Станция Гиссарская имеет неточную высоту барометра, а для ст. Яван привлекались в качестве влияющих станции Гиссарская и Душанбе с неточной высотой барометров.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Домбровский В. К. Применение барометрических формул для приведения давления воздуха к уровню моря. Л., Гидрометеиздат, 1954. 53 с.
2. Методические указания управлениям гидрометслужбы № 15 (Приведение атмосферного давления к уровню моря.) Л., Гидрометеиздат, 1954, 44 с.
3. Стандартная атмосфера. Параметры. ГОСТ 4401-73. М., Госстандарт, 1974. 47 с.
4. Матвеев Л. Т. Основы общей метеорологии. Физика атмосферы Л. Гидрометеиздат, 1965. 876 с. (с. 23—51).
5. Дроздов О. А. О некоторых особенностях полей метеорологических элементов. — «Тр. ГГО», 1950, вып. 19(81), с. 102—121.

И. А. ДЮБКИН

## О ВЗАИМОСВЯЗИ РАССТОЯНИЯ МЕЖДУ ПУНКТАМИ НАБЛЮДЕНИЙ И ТОЧНОСТЬЮ ИЗМЕРЕНИЯ АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ

В условиях технического перевооружения гидрометеорологической службы СССР оптимальное размещение сети обслуживаемых необслуживаемых автоматических станций, а также точность измерения значений метеорологических элементов на этих станциях являются основными задачами построения сети пунктов наблюдений.

В настоящее время имеется значительное количество исследований, посвященных оценке оптимальной густоты сети станций на основании сведений о пространственной статистической структуре лей метеорологических элементов [1, 2, 3, 5].

Основой реконструкции сети гидрометеорологических станций являются различные модификации автоматических станций, стоимость и сложность которых существенно возрастает с увеличением точности измерений. Естественно, что неоправданно высокая точность измерений существенно усложняет создание широкой сети автоматических станций, так как при этом снижается их надежность, усложняется обслуживание и т. д. Поэтому вопросам точности измерения и рациональному планированию сети уделяется большое внимание [1, 2, 6].

Известно, что расстояние между пунктами наблюдений может считаться рациональным, если оно по величине не превосходит половины масштаба характерных возмущений поля соответствующего элемента. Из анализа кривой спектральной плоскости  $S(\omega)$  поля атмосферного давления, полученной по пространственной ормированной корреляционной функции поля атмосферного давления и представленной в [4], следует, что характерным масштабом атмосферных вихрей являются циклоны и антициклоны размером порядка 700 км, минимальные — 300 км и максимальные — 1500—2000 км. Указанные размеры барических образований хорошо согласуются с данными синоптических карт. Следовательно, для детального описания барических полей расстояние между пунктами наблюдений  $l$  не должно превышать 150—200 км;

для описания характерных барических образований необходимо чтобы  $l \approx 350 \div 400$  км.

В настоящее время густота сети станций, достаточная для описания минимальных размеров барических образований, имеется лишь на территории Европы. На обширных акваториях океанов в полярных районах обоих полушарий, а также в малонаселенных частях суши эти расстояния измеряются тысячами километров.

Естественно, что проблема получения гидрометеорологической информации из этих районов будет в основном решаться при помощи необслуживаемых автоматических станций. При этом очевидно, что в ближайшие годы в указанных районах невозможно создать сеть автоматических станций, необходимую для описания мелких масштабных и даже характерных синоптических образований. В первую очередь необходимо стремиться создать сеть автоматических станций с  $500 \text{ км} \leq l \leq 700 \text{ км}$ , которая позволит выявить барические образования средних и максимальных размеров.

Из исследований различных авторов следует, что в условиях редкой сети станций на точность интерполяции в узлы регулярной сетки влияет в основном недостаток информации, а не точность измерений [1, 2, 6]. Известно также, что при наличии сведений о статистической структуре исследуемого элемента представляется возможным определить теоретическую ошибку любой статистической схемы интерполяции и экстраполяции и что, как показано в работах [1, 2], теоретические и фактические ошибки в среднем различаются несущественно.

Для оценки взаимосвязи между ошибками измерений и густотой сети станций  $l$  применим метод оптимальной интерполяции. В работе [2] показано, что теоретическую ошибку интерполяции можно рассчитать с учетом ошибки измерений  $\delta$ , введя меру ошибки измерений  $\eta = \delta^2 / \sigma^2$ .

Для оценки относительной ошибки интерполяции  $\epsilon^2 = E^2 / \sigma^2$  построим кривые, характеризующие изменение  $\epsilon$  в зависимости от ошибки измерения  $\delta$  и расстояния между пунктами наблюдения. Здесь  $\sigma^2$  — дисперсия анализируемого метеорологического элемента,  $E^2$  — квадрат ошибки интерполяции. Анализ проведем для случая интерполяции в центр треугольника и квадрата по данным измерений в их вершинах. Расчеты проведем по формуле [2], позволяющей рассчитать  $\epsilon$  при интерполяции в центр треугольника:

$$\epsilon = \sqrt{1 - 3 \frac{\mu^2 \left( \frac{l}{\sqrt{3}} \right)}{1 + \eta + 2\mu(l)}} \quad (1)$$

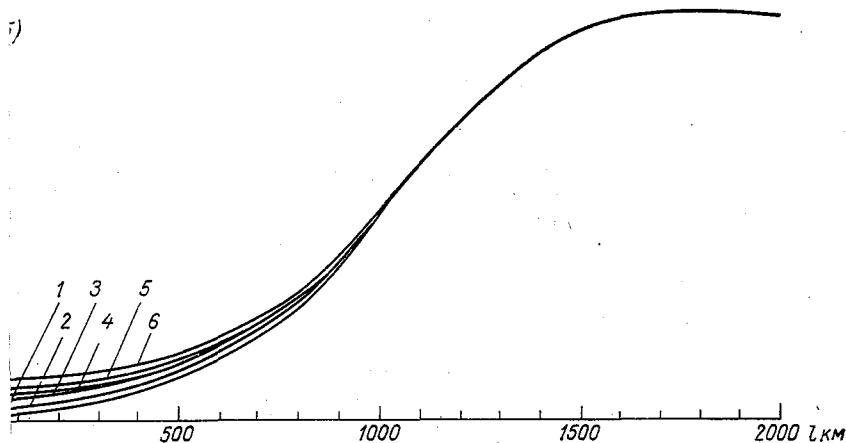
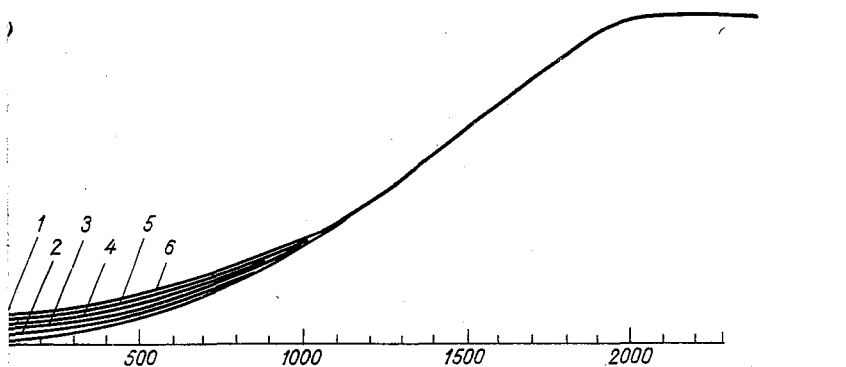
Оценку  $\epsilon$  при интерполяции в центр квадрата проведем по формуле

$$\epsilon = \sqrt{1 - 4 \frac{\mu^2 \left( \frac{l\sqrt{2}}{2} \right)}{1 + \eta + 2\mu(l) + \mu(l\sqrt{2})}} \quad (2)$$

$\mu(l) = \exp(-0,765 L^2)$  — пространственная нормированная корреляционная функция поля атмосферного давления [4],  $L$  — расстояние в тысячах километров,  $\eta = \delta^2/\sigma^2$  — мера ошибки измерений,  $\sigma$  — среднее квадратическое отклонение анализируемого мента.

При расчетах принимались значения  $\eta$ , равные 0,000; 0,003; 0,005; 0,008; 0,010; 0,040. Если принять  $\sigma = 8$  мб, то ошибки  $\delta$  для соответствующих значений  $\eta$  будут приблизительно равны 0,0; 0,4; 0,7; 0,8; 1,6.

На рис. 1 а представлены результаты расчетов  $\epsilon$  по формуле (1), на рис. 1 б — по формуле (2). Из анализа кривых при  $\eta = 0$  следует, что при равных  $l$  ошибка интерполяции  $\epsilon$  в центр треугольника меньше, чем в центр квадрата. Так, значение  $\epsilon$  для



1. Ошибки оптимальной интерполяции  $\epsilon$  в центр треугольника (а) и квадрата (б) по данным в их вершинах, при различных значениях меры ошибки наблюдений  $\eta$ , в зависимости от длины сторон  $l$ .

1)  $\eta = 0,000$ ; 2)  $\eta = 0,003$ ; 3)  $\eta = 0,005$ ; 4)  $\eta = 0,008$ ; 5)  $\eta = 0,010$ ; 6)  $\eta = 0,040$ .

треугольника ( $l=1000$  км) равно 0,31, а при интерполяции центр квадрата  $\varepsilon=0,48$ . Это различие обусловлено неодинаким удалением центров (при равных  $l$ ) треугольника и квадрата их вершин.

Анализ этих кривых показывает также, что при редкой станции ( $l>800$  км) основная ошибка интерполяции обусловлена большими расстояниями между пунктами наблюдений. Следовательно, при восстановлении поля давления по данным пунктов

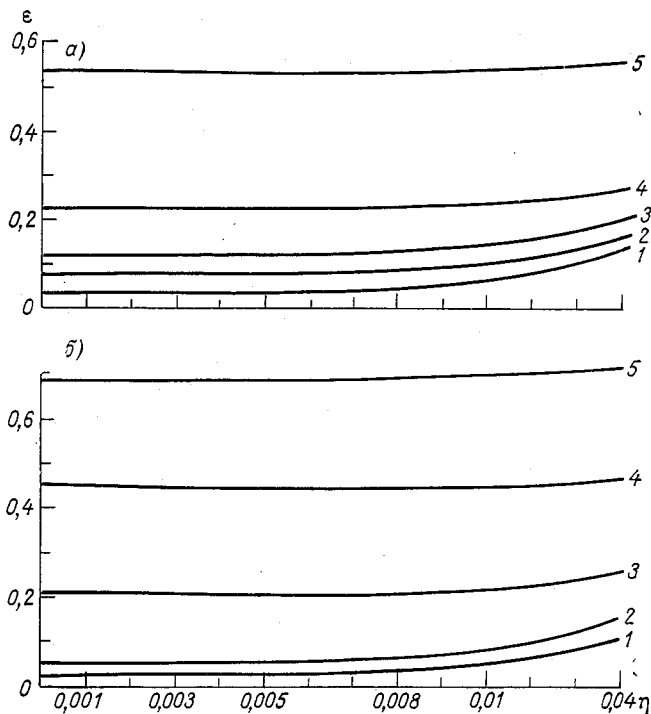


Рис. 2. Ошибки оптимальной интерполяции  $\varepsilon$  как функции меры ошибок наблюдений для различных длин сторон треугольника (а) и квадрата (б).

1)  $l=200$  км, 2)  $l=400$  км, 3)  $l=700$  км, 4)  $l=1100$  км, 5)  $l=1200$  км.

наблюдений, отстоящих друг от друга на  $l>800$  км, ошибки измененные даже в 2 мб практически не ухудшают результатов объективного и синоптического анализа карт погоды. Таким образом, в ловнях редкой сети станций единичные измерения атмосферного давления на уровне моря даже с очень высокой точностью не могут улучшить результат анализа и прогноза поля давления. Это очевидно, и объясняется тот факт, что, по требованию ВМО, морских станциях достаточная точность измерения давления составляет 2 мб.

Чем меньше расстояние между пунктами наблюдений, тем большей степени ошибки измерений ухудшают результат анализа по сравнению со случаем  $\eta=0$ . Сказанное особенно наглядно иллюстрируется рис. 2, где изображены кривые ошибок интерполяции  $\varepsilon$  в зависимости от меры ошибок наблюдений  $\eta$  для разных сторон треугольника (а) и квадрата (б). Из анализа этих кривых следует, что при  $200 \text{ км} < l < 500 \text{ км}$  на значение  $\varepsilon$  существенно оказывают влияние ошибки наблюдений более 1 мб. Так,

Таблица 1

Диапазон изменения ошибок интерполяции  $\varepsilon$  в зависимости от ошибки измерений  $\delta$  при различной длине сторон треугольника и квадрата

Длина сторон $l$ км	Треугольник		
	$\delta=0$	$\delta=0,7 \text{ мб}$	$\delta=1,6 \text{ мб}$
$300 \leq l < 500$	$0,04 \sigma - 0,08 \sigma$	$0,08 \sigma - 0,11 \sigma$	$0,05 \sigma - 0,15 \sigma$
$500 \leq l < 700$	$0,08 \sigma - 0,15 \sigma$	$0,11 \sigma - 0,18 \sigma$	$0,15 \sigma - 0,22 \sigma$
$700 \leq l < 1000$	$0,15 \sigma - 0,28 \sigma$	$0,18 \sigma - 0,28 \sigma$	$0,22 \sigma - 0,28 \sigma$
$1000 \leq l < 2000$	$0,28 \sigma - 1,0 \sigma$	$0,28 \sigma - 1,0 \sigma$	$0,28 \sigma - 1,0 \sigma$
Длина сторон $l$ км	Квадрат		
	$\delta=0$	$\delta=0,7 \text{ мб}$	$\delta=1,6 \text{ мб}$
$300 \leq l < 500$	$0,05 \sigma - 0,08 \sigma$	$0,08 \sigma - 0,12 \sigma$	$0,11 \sigma - 0,17 \sigma$
$500 \leq l < 700$	$0,08 \sigma - 0,20 \sigma$	$0,12 \sigma - 0,24 \sigma$	$0,17 \sigma - 0,26 \sigma$
$700 \leq l < 1000$	$0,20 \sigma - 0,5 \sigma$	$0,24 \sigma - 0,5 \sigma$	$0,26 \sigma - 0,5 \sigma$
$1000 \leq l < 2000$	$0,5 \sigma - 1,0 \sigma$	$0,5 \sigma - 1,0 \sigma$	$0,5 \sigma - 1,0 \sigma$

и  $l=200$  км изменение ошибки измерений от 0 до 0,9 мб увеличивает  $\varepsilon$  от 0,02 до 0,06. И только при  $\delta \geq 2,0 \text{ мб}$   $\varepsilon \rightarrow 0,10$ . Из данных табл. 1 видно, что для треугольника  $l < 700$  км ошибка интерполяции  $\varepsilon$  всегда меньше  $\delta$ , при  $l \approx 700$  км  $\varepsilon \approx \delta$ , а при  $l > 700$  км  $\varepsilon > \delta$ ; для квадрата эти условия выполняются до  $l \approx 500$  км.

Для сравнения теоретических ошибок с фактическими проведен специальный численный эксперимент, сущность которого состоит в том, что численный анализ фактической карты погоды проводился по данным условной сети «станций» с различными значениями  $l$ . В качестве эталона служила синоптическая карта, проанализированная опытным синоптиком. Значения давления, взятые с этой карты (севернее  $65^\circ$  с. ш.) в узлах географической сетки для данного шага, считались истинными данными условной сети «станций».

По данным такой сети «станций» осуществлялась интерполяция значений давления в узлы регулярной сетки с шагом 240 км методом оптимальной интерполяции [2], но с учетом неоднород-

ности поля среднего квадратического отклонения  $\sigma$  [4]. В этом случае система нормальных уравнений для определения весовых коэффициентов имеет вид

$$\sum_{i=1}^n a_i \frac{\sigma_i \sigma_j}{\sigma_0^2} \exp(-0,765L_{ij}^2) = \frac{\sigma_j}{\sigma_0} \exp(-0,765L_{0j}^2),$$

где  $a_i$  — весовые коэффициенты;  $\sigma_i$ ,  $\sigma_j$  — средние квадратические отклонения атмосферного давления на соответствующих «станциях»;  $\sigma_0$  — среднее квадратическое отклонение давления в узле голярной сетки, на который осуществляется интерполяция.

Эксперимент проводился по данным сети «станций» для  $l \approx 500$  км,  $l \approx 700$  км,  $l \approx 1000$  км. Точность численного анализа при  $l \approx 500$  км оказалась очень высокой: расчетные карты полностью совпали с картами синоптического анализа. Все детали даже мелкие, в конфигурации изолиний барического поля отжжены на картах численного анализа. Максимальные расхождения в центре барических образований не превышали 1 мб.

В случае расстояния между «станциями»  $l \approx 700$  км совпадение расчетных и фактических карт в основном хорошее, но сглаживание в центрах барических образований на этих картах существенно большее. Максимальные расхождения в центрах барических систем достигали 2,5 мб. При  $l \approx 1000$  км расчетные и фактические карты погоды совпадали в общих чертах. Мелкие детали барического поля на картах численного анализа не выявлялись. Максимальные расхождения в центрах циклонов и антициклонов достигали 4,5 мб.

Результаты данного эксперимента подтверждают тот факт, что для выявления характерных синоптических образований достаточным расстоянием между пунктами является 500 км, и что на первом этапе реконструкции сети на акваториях океанов можно ограничиться  $l \approx 700$  км.

На основании изложенного представляется возможным сделать следующие заключения.

1. Пункты наблюдений, расположенные на значительных расстояниях ( $l \geq 700$  км) даже при обеспечении высокой точности измерения атмосферного давления не могут улучшить качество анализа карт погоды. Соответственно точность измерений давления для станций, устанавливаемых на расстояниях  $l \leq 300$  км, должна быть выше, чем при расстояниях  $l \geq 700$  км.

2. При создании сети океанических автоматических станций для целей прогноза погоды их необходимо размещать полигонами в вершинах квадратов со сторонами порядка  $500 \leq l \leq 700$  км. При таком размещении атмосферное давление может измеряться с погрешностью до 1,5 мб, так как ошибка интерполяции в этом случае (даже при  $\delta=0$ ) будет такого же порядка. Соответственно при более детальном исследовании барических образований, например, как в АТЭП-74, сеть океанических станций должна быть более густой и при размещении станций на расстоянии  $l \leq 300$  км



осферное давление должно измеряться с погрешностью  $m\delta \leq \delta < 1,0 m\delta$ .

3. Целесообразнее создавать сеть надежных и дешевых автоматических станций с меньшей точностью измерения, чем устанавливать уникальные единичные станции.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Борисенков Е. П. Физико-статистические методы анализа и предвычисления метеорологических полей. — «Тр. ААНИИ», 1963, т. 263, с. 200—243.
- Гандин Л. С. Объективный анализ метеорологических полей. Л., Гидрометеониздат, 1963. 287 с.
- Дроздов О. А., Шепелевский А. А. Теория интерполяции в стохастическом поле метеорологических элементов и ее применение к вопросам метеорологических карт и рационализации сети. — «Тр. НИУ», 1946, сер. 1, вып. 13, с. 65—115.
- Дюбкин И. А. О структуре поля давления на уровне моря в высоких широтах. — «Тр. ААНИИ», 1964, т. 271, вып. 1, с. 50—56.
- Машкович С. А. Применение быстродействующих ЭВМ в целях планирования сети аэрологических станций. — «Метеорология и гидрология», 1963, № 7, с. 3—9.
- О составе, точности и пространственно-временном разрешении информации, необходимой для гидрометеорологического обеспечения народного хозяйства и службы гидрометеорологических прогнозов. Под ред. М. А. Петросянца, В. Д. Решетова. Л., Гидрометеониздат, 1975. 220 с. (с. 21—54).

## К ВОПРОСУ О ТОЧНОСТИ ИЗМЕРЕНИЯ АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ ВО ВРЕМЯ ЭКСПЕДИЦИИ АТЭП-74

Совместная работа большой группы судов в условиях сравнительно небольших временных и пространственных изменений метеорологических элементов при проведении экспедиции АТЭП предъявила повышенные требования к точности стандартных метеорологических наблюдений. В первую очередь это относится к требованиям национальных подпрограмм исследования процессов оптического масштаба и пограничного слоя атмосферы измерять атмосферное давление с точностью  $\pm 0,2$  мб [1].

Требования к точности измерений, сформулированные в Международной программе эксперимента, несколько ниже требований национальных подпрограмм: «допустимая» точность измерения атмосферного давления не ниже  $\pm 1$  мб, а «желательная»  $\pm 0,5$  [2].

Используемые для измерения давления на судах барометры-анероиды МД-49-2 характеризуются инструментальной погрешностью  $\pm 0,8$  мб и в связи с этим не могут обеспечить точность соответствующую требованиям национальных подпрограмм. Они могут быть полностью удовлетворены и требования международной программы.

Приборов, пригодных для измерения давления на судах, способных обеспечить точность измерения  $\pm 0,2$  мб, в настоящее время нет. По этой причине можно только исследовать, насколько действительная точность измерения этого параметра во время АТЭП-74 соответствует требованиям международной программы.

Несмотря на то что термин «точность измерения» в практике применяется очень широко, использование разных методов при количественных оценках точности измерения в ряде случаев приводит к совершенно несравнимым результатам. Нередки и случаи пренебрежения основами метрологии.

Между тем точность измерений в метеорологии следует рассматривать как одну из основных проблем интерпретации результатов измерений и в этой связи особенно важно, чтобы теоретические основы метрологии и практика их приложения для измерений

оценки различных физических величин были едиными для всех видов измерений.

Известно, что величина погрешности измерения, характеризующая их точность, зависит от ряда факторов, обуславливающих как кономерное, так и случайное отличие результата измерения от фактического значения измеряемой величины. Отделить систематические погрешности от случайных удается далеко не всегда. По этой причине на практике нередко оценку точности измерения производят на основе теоретико-вероятностных методов, относя изученные или неизвестные систематические погрешности к случайным, что не может быть признано правильным, так как природа этих погрешностей различна, различны и суммарные результаты их проявления [3].

Следует напомнить, что и в основных рекомендациях по методике обработки наблюдений, разработанных ВНИИМ им. Менделеева [4], указывается: за результат измерения следует принять среднее арифметическое данных наблюдений, из которых исключены систематические погрешности. Только при соблюдении этого условия среднее арифметическое будет являться несмещенной оценкой измеряемой величины.

Указывается далее, что точность результата характеризуют величина неисключенного остатка систематических погрешностей и среднее квадратическое отклонение от среднего арифметического.

Аналогично и в других пособиях по этому вопросу [4—8] отмечается, что при использовании методов оценки погрешностей результаты измерений должны быть свободны от систематических погрешностей. В соответствии с этим приведенные в [9] оценки единичных величин расхождений показаний анероидов, полученных в течение ТРОПЭКС-72, не дают представления о действительной точности измерения атмосферного давления, обеспечиваемой каждым судном, так как в реперную величину при обработке результатов сравнения вошли данные судов, анероиды которых имели существенные систематические погрешности. Реперная же величина, определяемая как среднее арифметическое из измерений трех судов без исключения систематических ошибок, принималась за истинное значение, что привело к неверным выводам. Этот факт подтвердился в дальнейшем при сверке с ртутным барометром.

Одним из определяющих элементов погрешности результата измерений является точность измерительных средств. Инструментальная погрешность прибора является тем верхним пределом точности результата, который может быть достигнут с этим прибором [8].

Принятая в Гидрометслужбе СССР индивидуальная поверка каждого образца прибора позволяет в известной мере учесть погрешность составляющую инструментальной погрешности каждого экземпляра прибора. Это достигается системой поправок к его показаниям.

При измерениях в полевых условиях на показания прибор могут оказывать влияние побочные факторы, которые полностью исключены при поверке, что может привести к существенным ошибкам в определении измеряемого элемента. Погрешности измерения, обусловленные влиянием внешних факторов, вообще говоря, также нельзя отнести к случайным, так как при повторении условий измерения повторяются и погрешности как по знаку, так и по величине.

Таблица

Средние расхождения показаний anerоидов ( $\overline{\Delta p}$  мб)  
и их средние квадратические отклонения ( $\sigma_{\Delta p}$  мб)  
при одновременном измерении давления на всех судах

Период сравнения	Дата	Координаты	Судно	$\overline{\Delta p}$	$\sigma_{\Delta p}$
I	17—19 июня	13° с. ш., 21° з. д.	„Порыв“, „Профессор Визе“, „Эрнст Кренкель“, „Профессор Зубов“, „Муссон“	0,6	0
I	17—19 июня	4,9° с. ш., 4,7 з. д.	„Академик Королев“, „Прибой“, „Океан“, „Волна“	0,4	0
I	22—23 июня	4,9° с. ш., 16,2° з. д.	„Пассат“, „Михаил Ломоносов“, „Академик Курчатов“	1,0	0
II	16—18 августа	7,7° с. ш., 22,2° з. д.	„Академик Королев“, „Прибой“, „Профессор Визе“, „Океан“, „Профессор Зубов“, „Муссон“, „Академик Курчатов“	1,1	0
III	21—23 сентября	13° с. ш., 21° з. д.	„Профессор Визе“, „Профессор Зубов“, „Эрнст Кренкель“, „Муссон“, „Академик Курчатов“	1,0	0
III	21—23 сентября	12° с. ш., 21° з. д.	„Академик Королев“, „Прибой“, „Порыв“, „Океан“, „Волна“	1,0	0

Следует анализировать и условия измерений с точки зрения влияния их на показания измерительного прибора, учитывая особенности структуры поля измеряемого элемента в той мере, насколько они могут исказить результат измерения.

Наконец, в общем случае разными должны быть и значения доверительной вероятности, принимаемые при оценке точности результатов этих измерений [4]. В этом смысле требования к точности инструментальных наблюдений, сформулированные в Международной программе, несколько неопределенны. В Гидроме

в работе СССР при такого рода оценках принято задаваться погрешностью 95%.

Основными погрешностями при измерении давления на судах анероидами МД-49-2 являются инструментальные погрешности, которые связаны главным образом с неточной установкой показаний прибора за счет трения в системе передач, а также с изменением базовой поправки анероида.

Влияние внешних факторов определяется в первую очередь шумом и вибрацией судна.

Таблица 2

Средние отклонения показаний анероидов от среднего арифметического ( $\bar{\Delta}$  мб) и их средние квадратические отклонения ( $\sigma_{\Delta}$  мб)

Судно	До введения поправок		После введения поправок	
	$\bar{\Delta}$	$\sigma_{\Delta}$	$\bar{\Delta}$	$\sigma_{\Delta}$
„Академик Королев“ . . . . .	-0,6	0,1	0,0	0,1
„Прибой“ . . . . .	-0,3	0,1	0,2	0,1
„Профессор Визе“ . . . . .	-0,1	0,2	0,0	0,2
„Океан“ . . . . .	-0,2	0,2	0,0	0,2
„Профессор Зубов“ . . . . .	0,2	0,2	-0,1	0,2
„Муссон“ . . . . .	0,3	0,1	0,0	0,1
„Академик Курчатов“ . . . . .	0,5	0,1	-0,1	0,2

Дополнительным источником погрешностей являются ошибки за счет сравнения рабочего прибора с образцовым, нестабильность поправок и несоблюдение требования исключить влияние кондиционирования. Для уменьшения этих погрешностей было предложено при измерениях на судах пользоваться двумя анероидами, что позволило существенно уменьшить инструментальную погрешность измерения.

Как показал анализ условий измерения атмосферного давления во время АТЭП-74, основной причиной, вызвавшей появление значительных погрешностей измерения, оказалось неудовлетворительное качество поверки анероидов, установленных на ряде судов, перед экспедицией. Действительно, среднее расхождение показаний анероидов при одновременном определении давления на всех судах во II период сравнения приборов превысило погрешность анероидов по техническим условиям на прибор (табл. 1).

Оказалось невозможным использовать для уточнения постоянных поправок анероидов и результаты поверок, предпринятых после экспедиции. Значительная разница интервалов времени между моментом окончания экспедиции и датой повторной поверки вызвала нестабильность изменений поправок.

Основную трудность при обработке результатов проведенных измерений и определении их точности в этих условиях представляет выбор реперной величины, являющейся основой при определении поправок, которые надо внести в результат измерения для приближения его к истинному.

Т а б л и ц а

**Результаты сверки анероидов с ртутным барометром  
на ст. Дакар 22 июня, 22 июля и 22 августа 1974 г.**

Судно	№ анероида	Поверка		Расхождение показаний с барометром						
		место	дата	мм			мб			
				22 VI	22 VII	22 VIII	22 VI	22 VII	22 VIII	
„Академик Королев“	964	ДВ	II 1974			—0,5				
„Прибой“ . . . . .	844	ДВ	II		—0,4			—0,5		
„Порыв“ . . . . .	1652	ЦБП	IV	0		—0,3	0			
	1918	ЦБП	IV	—0,3		—0,3	—0,4			
„Профессор Визе“	1070	ЦБП	IV	—0,1		—0,2	—0,1			
	1145	ЦБП	IV	—0,2		—0,4	—0,3			
„Океан“ . . . . .	472	ДВ	II		—0,6	—0,6		—0,8		
„Эрнст Кренкель“	282	ЦБП	IV	—0,2		0,1	—0,3			
	304	ЦБП	IV	—0,1		0	—0,1			
„Профессор Зубов“ . . . . .	1013	ЦБП	IV	—0,2	—0,2	—0,3	—0,3	—0,3		
„Муссон“ . . . . .	707	ЦБП	IV	—0,2		—0,2	—0,3			
„Пассат“ . . . . .	2552	ЦБП	IV			—0,2				
„Академик Курчатов“ . . . . .	981	КБП	IV			0,2				
	2418	КБП	IV			—0,1				
„Волна“ . . . . .	4—40	ДВ	II			—0,7				

Примечания: 1. Анероид № 2552 на „Пассате“ является контрольным, расхождение показаний с рабочим  $\pm 0,1$  мм.

2. Знак минус означает, что показание анероида больше показания ртутного барометра.

Если руководствоваться только данными о средних значениях отклонений показаний анероидов, установленных на советских судах, от среднего значения в каждой серии измерения (табл. 3 для II периода сравнения приборов (наиболее представительное по количеству участвующих судов), то можно сделать вывод, что наименее точно атмосферное давление измерялось на НИС «Академик Курчатов» и НИС «Академик Королев». Отклонения от среднего для этих судов максимальны. Среднее расхождение показаний анероидов при одновременном определении давления в

х судах группы по данным табл. 1 составляет 1,1 мб при среднем квадратическом отклонении  $\pm 0,3$  мб, что позволяет говорить только об удовлетворении требования ВМО по «допустимой» точности.

В то же время, как показывают результаты сверки анероидов ртутным барометром на ст. Дакар (табл. 3), анероиды на НИС «Академик Курчатов» имеют наименьшую по сравнению с другими советскими судами разность показаний, а анероиды на НИС «Академик Королев» — значительную.

Точность отсчетов по всем сверяемым анероидам была примерно одинаковой, о чем свидетельствуют средние квадратические отклонения для различных судов (табл. 2).

Тот факт, что среднее расхождение показаний (табл. 1) при сравнении анероидов, поверенных одним бюро поверки (на судах, участвовавших в I периоде сравнения), вдвое меньше, чем среднее расхождение показаний анероидов, поверенных разными бюро поверки (на судах, участвовавших во II периоде сравнения), несмотря на постоянство соотношений показаний анероидов для пар судов от одного сравнения к другому, также свидетельствует о наличии больших систематических различий показаний анероидов на разных судах.

При сверке рабочих анероидов с ртутным барометром, установленным на метеостанции Дакар, также были обнаружены заметные систематические расхождения (около 0,5 мб) для двух групп анероидов: поверенных в ЦБП (Центральное бюро поверки) и ДВ П (Дальневосточное бюро поверки). При этом сходимость показаний с контрольным барометром оказалась лучше для группы анероидов, поверенных в ЦБП (табл. 3).

При сравнении с ртутным барометром показания анероидов на всех судах (кроме НИС «Академик Курчатов») оказались выше показаний ртутного барометра (табл. 3). Это наводит на мысль о существовании различия между эталонами давления в СССР и Франции (к последнему привязан ртутный барометр Дакара), достигающего 0,5 мб. Об этом же свидетельствуют и показания контрольного анероида, сверенного с образцовым барометром ГГО до и после экспедиции и не изменившего свою постоянную поправку.

Указанное обстоятельство еще больше затрудняет решение вопроса о приведении измеренных значений к истинным. Между тем для точности принято понимать степень приближения результатов измерения к истинным значениям, а результаты измерений тем ближе к истинному значению, чем меньше оставшиеся неисключенными систематические погрешности.

К сожалению, исчерпывающих правил исключения систематических погрешностей не существует. В каждом конкретном случае выбор методики связан с исключением тех или иных конкретных причин, вызывающих систематические погрешности.

Представляется, что при обработке результатов наблюдений, полученных во время АТЭП-74 и других аналогичных экспедициях, наиболее целесообразно оценить систематическую часть погреш-

ности производить, анализируя разности показаний анероидов для различных комбинаций пар судов.

Как показывает табл. 4, после введения поправок на систематическую часть расхождений показаний анероидов к измеренным на отдельных судах значениям, средние расхождения показаний анероидов для всех пар судов, участвующих во II периоде сравнения, уменьшаются в 2—3 раза.

Оценку точности результата в этом случае можно производить рассматривая рассеивание показаний приборов в каждой серии измерений и характеризуя его размахом  $R_n$ :

$$R_n = x_{\text{макс}} - x_{\text{мин}},$$

где  $x_{\text{макс}}$  и  $x_{\text{мин}}$  — соответственно максимальное и минимальные значения определяемого элемента в каждой серии наблюдений.

Таблица

Средние расхождения показаний анероидов (мб) для пар судов, участвующих во II периоде сравнения

Пары судов	До введения поправок	После введения поправок
„Академик Королев“—„Прибой“ . . . . .	0,4	—0,2
„Академик Королев“—„Профессор Визе“ . . . . .	0,7	0,0
„Академик Королев“—„Океан“ . . . . .	0,4	—0,1
„Академик Королев“—„Профессор Зубов“ . . . . .	0,9	0,1
„Академик Королев“—„Муссон“ . . . . .	1,0	0,0
„Академик Королев“—„Академик Курчатов“ . . . . .	1,1	—0,1
„Прибой“—„Профессор Визе“ . . . . .	0,3	0,2
„Прибой“—„Океан“ . . . . .	0,0	—0,1
„Прибой“—„Профессор Зубов“ . . . . .	0,5	0,3
„Прибой“—„Муссон“ . . . . .	0,6	0,2
„Прибой“—„Академик Курчатов“ . . . . .	0,8	0,2
„Профессор Визе“—„Океан“ . . . . .	—0,3	—0,1
„Профессор Визе“—„Профессор Зубов“ . . . . .	0,2	0,1
„Профессор Визе“—„Муссон“ . . . . .	0,3	0,0
„Профессор Визе“—„Академик Курчатов“ . . . . .	0,6	0,1
„Океан“—„Профессор Зубов“ . . . . .	0,5	0,2
„Океан“—„Муссон“ . . . . .	0,6	0,1
„Океан“—„Академик Курчатов“ . . . . .	0,8	0,1
„Профессор Зубов“—„Муссон“ . . . . .	0,1	—0,1
„Профессор Зубов“—„Академик Курчатов“ . . . . .	0,3	—0,1
„Профессор Зубов“—„Семен Дежнев“ . . . . .	0,0	—0,1
„Муссон“—„Академик Курчатов“ . . . . .	0,2	0,0



При такого рода оценке погрешности измерения мы не зависим от правильности выбора реперной величины отсчета, хотя и не получаем представления о погрешности измерения каждым прибором.

Следует, однако, иметь в виду, что поскольку случайные погрешности измерения определяют степень достоверности результатов

Таблица 5

Поправки (мб) к измеренным значениям давления на советских судах

Судно	Фаза наблюдений		
	I	II	III
„Академик Королев“	-0,6	-1,0	-0,8
„Прибой“	-0,3	-0,4	-0,4
„Порыв“	-0,1	-0,1	-0,1
„Профессор Визе“	-0,1	-0,3	-0,3
„Океан“	-0,5	-0,5	-0,5
„Эрнст Кренкель“	-0,1	-0,1	-0,1
„Профессор Зубов“	-0,2	-0,2	-0,2
„Муссон“	0	0	0
„Пассат“	0,4	0,4	0,4
„Академик Курчатов“	0,2	0,2	0,2—0,7
„Михаил Ломоносов“	0,2	0,2	0,2
„Волна“	-0,6	-0,6	-0,6

Примечания: 1. Поправки 0,2 мб и 0,7 мб для НИС „Академик Курчатов“ получены перед началом и по окончании III фазы наблюдений соответственно.

2. Моменты изменения поправки и качество данных по давлению за III фазу наблюдений должны быть определены при предстоящей валидации результатов наблюдений.

та, а систематические его устойчиво искажают, оставшаяся ненагруженной систематическая погрешность опаснее случайной. По этой причине при определении истинной величины результата измерений вопрос выбора эталона приобретает особое значение.

При использовании данных об атмосферном давлении, полученных во время АТЭП-74, целесообразно принять за реперную величину показания ртутного барометра в Дакаре, несмотря на возможное различие эталонов. В этом случае мы получаем возможность привлекать для анализа измерений за каждый срок данные береговых станций, не внося дополнительной неоднородности ряды наблюдений судов, даже в том случае, если опасения о различии эталонов оправдаются.

После исключения систематических погрешностей из измеренных на каждом судне значений атмосферного давления во время АТЭП-74 в соответствии с табл. 5 можно гарантировать, что погрешность измерения этого параметра на советских судах не превосходит  $\pm 0,5$  мб, что удовлетворительно укладывается в рамки «желательной» точности, рекомендуемой Международной программой.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Советская комиссия ПИГАП. Национальная программа научных исследований СССР в международном Атлантическом тропическом эксперименте (ПИГАП) в 1974 г. Обнинск, 1973. 44 с.
2. Gate, Experiment Design Proposul. Vol. 1. 1971. 188 p.
3. Маликов С. Ф., Тюрин Н. И. Введение в метрологию. М., Изд-во стандартов, 1966. 247 с.
4. Матвеев Л. Т. Основы общей метеорологии. Физика атмосферы, Л. Гидротехн. наук, проф. К. П. Широкова. М.—Л., Изд-во стандартов, 1972. 110 с. (Труды метрологических институтов СССР, вып. 134(194)).
5. Большаков В. Д. Теория ошибок наблюдений с основами теории вероятностей. М., «Недра», 1965. 183 с.
6. Румшинский Л. З. Математическая обработка результатов экспериментов. Справочное руководство. М., «Наука», 1971. 192 с.
7. Долгинский Е. Ф. Обработка результатов измерений. М., Изд-во стандартов, 1973. 190 с.
8. Методические основы автоматизированной системы метеорологических наблюдений. Под ред. Б. П. Беспалова. Л., Гидрометеоздат, 1971. 120 с.
9. Абрамов Р. В. и др. Некоторые результаты сравнения показаний метеорологических и актинометрических приборов.— В кн.: ТРОПЭК-72. Труды Межвед. геофиз. экспедиции по программе национального Атлантического эксперимента. Л., Гидрометеоздат, 1974, с. 584—590.

*Л. С. ВОДОПЬЯНОВА, М. О. КРИЧАК, Г. В. ОСИПОВА*

## **О ВОЗМОЖНОСТИ АВТОМАТИЧЕСКОГО КОНТРОЛЯ МЕСЯЧНЫХ СУММ ОСАДКОВ**

Автоматический контроль приземной режимной метеорологической информации, реализованный в оперативном порядке в региональных центрах обработки метеорологических данных СССР], обеспечивает контроль средних месячных значений основных метеорологических элементов методом горизонтальной интерполяции. При этом данные измерений на станциях сопоставляются результатами интерполяции. Допустимые критические значения ввязок сопоставления определены в соответствии с процедурой автоматического контроля, применяемого ранее в УГМС, согласно Руководству [14].

При ручном контроле месячных сумм осадков под сомнение берутся данные, отличающиеся от данных соседних станций более чем на 30% измеренной на станции величины при сумме осадков холодный период от 15 до 30 мм, а в теплый — от 30 до 60 мм более чем на 20% при сумме больше 30 мм в холодный период более 60 мм в теплый. В случае, если расхождения превышают указанные критерии, месячные суммы осадков сопоставляются ежедневными суммами осадков, суточным максимумом осадков за течение месяца, числом дней с осадками  $>0,1$  мм, облачностью, метеорологическими явлениями и синоптическими условиями в течение месяца, после чего принимается окончательное решение о наличии или отсутствии ошибки.

В ряде работ, посвященных горизонтальной интерполяции месячных сумм осадков [2, 4, 6, 7], показано, что вследствие значительной мелкомасштабности поля ошибки горизонтальной интерполяции, каким бы способом она ни выполнялась, оказываются очень большими. Численные эксперименты, выполненные в работах [4, 7], показали, что, несмотря на значительную густоту измеренной сети, невязки сопоставления интерполированных значений с измеренными превышают установленные в ручном контроле критические значения по крайней мере для трети всех станций, так как ошибки могут иметь место и на окружающих станциях, поэтому в сомнению подвергается практически вся информация. В связи

с этим до настоящего времени месячные суммы осадков не вход в комплекс элементов, контролируемых автоматически.

Естественно, что применение горизонтальной интерполяции д целей контроля, выбор допустимых значений невязок сопоставления должны быть основаны на использовании статистики ошибок интерполяции.

Пользуясь данными о корреляционных функциях и дисперсии месячных сумм осадков, а также о дисперсиях ошибок измерен [2, 5, 12, 13], можно оценить точность оптимальной интерполяции для существующей на территории СССР осадкомерной сети станций и постов, средние расстояния между которыми составляют 60—100 км.

Таблица

Теоретические оценки меры ошибки оптимальной интерполяции месячных сумм осадков для ряда районов ЕТС

ρ км	Лето		Зима			
	3 станции ЕТС	6 станций ЕТС	3 станции		6 станций	
			Северо-Запад ЕТС	Зона центральных черноземных областей	Северо-Запад ЕТС	Зона центральных черноземных областей
60	0,49	0,41	0,28	0,39	0,23	0,33
80	0,53	0,46	0,30	0,41	0,24	0,34
100	0,53	0,46				

В табл. 1 представлены теоретические оценки меры ошибки оптимальной интерполяции  $\epsilon$  (отношения дисперсии ошибки интерполяции к дисперсии интерполируемого элемента) летних и зимних месячных сумм осадков для случаев, когда три или шесть станций равномерно расположены вокруг пункта, в который производится интерполяция, на расстоянии от него  $\rho$ , равном 60, и 100 км соответственно.

Если учесть меру ошибки наблюдений (отношение дисперсии случайной ошибки измерений к дисперсии измеряемой величины) которая, согласно работам [2, 13], составляет  $\eta=0,25$ , получим меру ошибки  $(\epsilon+\eta)$  сопоставления интерполированных и измеренных значений: для зимних месяцев около 0,5, для летних примерно 0,7—0,8.

Средние квадратические значения невязок сопоставления  $\sqrt{E} = \sigma\sqrt{\epsilon+\eta}$  ( $\sigma$  — среднее квадратическое отклонение интерполируемой величины, равное по данным работы [13], для летних осадков на исследуемой территории примерно 30 мм, а для зимних, [2], около 15 мм) оказываются порядка 25 мм летом и 10 мм зимой. Эти оценки можно рассматривать как верхний предел точности.

горизонтальной интерполяции, осуществляемой статистически-геометрическими методами.

При создании системы автоматического контроля данных для территории СССР использование метода оптимальной интерполяции нецелесообразно из-за необходимости иметь исчерпывающую

Таблица 2

Эмпирические оценки средних квадратических значений невязок сопоставления результатов интерполяции месячных сумм осадков с данными измерений ( $\sqrt{E}$  мм) ( $n=0, 1, 2, 3$ )

Год	$\rho=80$ км				$\rho=100$ км				$\rho=150$ км			
	0	1	2	3	0	1	2	3	0	1	2	3
Январь												
1973	4	4	5	7	4	4	4	6	4	4	5	6
1972	11	11	12	15	11	12	12	16	11	11	14	16
1971	9	9	12	14	9	10	11	15	10	10	16	18
среднее	8	9	11	13	9	9	10	13	9	9	13	14
Апрель												
1973	9	9	13	18	9	9	10	12	9	9	9	10
1972	10	9	11	13	11	11	12	10	12	11	12	13
1971	8	8	11	13	9	9	12	14	9	10	14	15
среднее	9	9	12	15	9	9	11	12	10	10	11	13
Июль												
1973	34	34	46	25	34	34	46	50	36	34	35	35
1972	30	30	49	54	30	30	35	40	31	31	36	38
1971	14	13	14	17	14	13	14	17	15	15	13	13
среднее	27	27	39	37	27	27	34	38	29	30	36	38
Октябрь												
1973	8	8	10	16	9	8	9	9	10	8	9	9
1972	10	9	10	12	10	9	9	10	11	11	12	13
1971	9	9	11	17	9	9	9	11	10	10	12	15
среднее	9	9	11	15	9	9	9	10	10	10	11	13

статистику: нормы, дисперсии, корреляционные функции, дисперсии ошибок измерений для всех районов страны и всех месяцев года. Поскольку осадкомерная сеть является относительно густой, можно надеяться, что применение формальных методов интерполяции, не требующих предварительной оценки статистических характеристик данных, например, метода полиномиальной интерполяции и обоснованном выборе степени полинома и размера области

аппроксимации, обеспечит практически ту же точность интерполяции. Известно, что для густой сети станций любые разумные способы интерполяции дают практически одинаковые результаты.

Для оценки точности полиномиальной интерполяции месячных и сезонных сумм осадков в настоящей работе использованы материалы измерений по территории Белорусской ССР, опубликованные в метеорологических ежемесячниках и климатическом справочнике [15]. Выборка представляет собой данные о месячных суммах осадков за январь, апрель, июль и октябрь 1971—1973 и сезонных суммах за теплые периоды 1969—1972 гг. и холодный период 1971 г.

Таблица 3

Эмпирические оценки средних квадратических значений невязок сопоставления ( $\sqrt{E}$  мм) сезонных сумм осадков с данными измерений ( $\rho=100$  км,  $n=0,1$ )

Год, период							
1971, теплый		1969, теплый		1972, теплый		1971, холодный	
0	1	0	1	0	1	0	1
48	49	44	44	48	48	27	31

При использовании алгоритма полиномиальной интерполяции метеорологических полей, разработанного И. И. Поляком [1], осуществлялась аппроксимация алгебраическими полиномами  $n$ -ной степени отклонений измерений от климатических норм в станциях и постах, находящихся внутри кругов радиусами  $\rho$ , равными 80, 100 и 150 км, с центром в точках, в которые производится интерполяция. В табл. 2 и 3 представлены эмпирические оценки средних квадратических невязок сопоставления интерполированных и измеренных месячных и сезонных сумм осадков, осредненные по 90 внутренним станциям и постам территории БССР для перечисленных выше месяцев.

Анализ таблиц показывает, что наилучшие результаты, практически одинаковые во всех случаях, имеют место при нулевом и первом порядке аппроксимирующего полинома ( $n=0, 1$ ) и радиусе  $\rho=80 \div 100$  км. Как увеличение  $n$ , так и увеличение  $\rho$  приводят к росту ошибки интерполяции. Невязки для января, апреля и октября имеют близкие значения, невязки июля намного их превосходят, что обусловлено ливневым характером летних осадков. Обращают на себя внимание существенно меньшие величины невязок в июле 1971 г. по сравнению с июлем 1972 и 1973 гг., что объясняется преобладанием летом 1971 г. обложных осадков. В среднем данные табл. 2 и 3 вполне удовлетворительно согласуются.

ся с аналогичными оценками М. В. Гущиной и А. И. Поли-  
к [4].

Распределение полученных невязок сопоставления, как показы-  
ет проверка, можно считать нормальным. Поэтому, оценив по-  
зму комплекту данных в пределах относительно однородного рай-  
а средние квадратические невязки сопоставления, можно одно-  
ачно установить критерии выдачи данных на сомнение в соот-  
ствии с тем, как это предложено авторами в работе [3] при-  
нительно к контролю данных о высоте снежного покрова.

В принципе мы должны скорее верить данным измерений, чем  
оборот. Жесткая отбраковка на основе статистических или ка-  
х-либо других критериев часто приводит к существенному иска-  
ению наших представлений о природных явлениях. Достаточно  
слаться на прецедент, когда струйные течения воспринимались  
к ошибки измерений. Задачей статистического контроля является  
лько ограничение всех измерений областью, вероятность ошибок  
которой является наименьшей. Обычно к ней относят от 95 до 99%  
мерений. При этом мы сомневаемся в 5 или 1% истинных дан-  
их. Область наиболее резких аномалий является не только об-  
стью, в которой наиболее вероятны ошибочные значения, но  
областью, которая несет ценную режимную информацию. Во  
огих случаях информация о больших аномалиях представляет  
льшую ценность для потребителя, чем информация о средних  
ачениях. Поэтому, если невозможно доказать заведомую оши-  
чность данных измерений, никакое значение забраковано быть  
может.

Сравнивая представленные выше оценки средних квадратиче-  
их значений невязок сопоставления с климатическими данными  
стандартной изменчивости месячных и сезонных сумм осадков,  
можно сделать вывод, что в целом контроль по аппроксимации  
для почты не отличается от принятого при климатологической  
работке, особенно в летние месяцы, и поэтому важно изучить  
ругие возможные пути контроля измерений осадков.

Рассмотрим возможности контроля путем согласования данных  
осадках с другими метеорологическими элементами. Ввиду  
ольшой пространственной изменчивости поля осадков и, следова-  
тельно, всех, тесно связанных с ним метеорологических полей,  
лесообразно привлекать для контроля информацию о других ме-  
орологических элементах на той же самой станции. Это можно  
уществить в рамках того же статистического подхода. По дан-  
им многолетних наблюдений на конкретных станциях могут быть  
строены уравнения регрессии, в которых значение интересующей  
с месячной суммы осадков будет рассчитываться как линейная  
омбинация значений других элементов на той же станции. При  
оследующем анализе целесообразно получить одно уравнение для  
андий, находящихся в пределах небольших, сходных по клима-  
тическим условиям, однородных районов.

Ориентируясь на принципы критического контроля осадков, из-  
ложенные в Руководстве [14], а также в ряде работ, например

Корреляционная матрица средних месячных значений различных метеорологических параметров на ст. Василевичи для января, апреля, июля и октября

	Январь				Апрель				Октябрь							
	Сумма осадков	Максимум осадков за сутки	Число дней с осадками > 0,1 мм	Число дней с осадками > 8 баллов	Относительная влажность > 80%	Число дней с относительной влажностью > 80%	Число дней с жидкими осадками	Число дней с твердыми осадками	Сумма осадков	Максимум осадков за сутки	Число дней с осадками > 0,1 мм	Число дней с осадками > 8 баллов	Относительная влажность > 80%	Число дней с относительной влажностью > 80%	Число дней с жидкими осадками	Число дней с твердыми осадками
Сумма осадков . . . . .	1,0	0,7	0,7	-0,0	0,0	0,2	0,5	1,0	0,8	0,7	0,2	0,4	0,2	0,4	0,2	1,0
Максимум осадков за сутки . . . . .		1,0	0,3	-0,1	-0,1	0,2	0,3	1,0	1,0	0,4	0,2	0,3	0,1	0,3	-0,02	0,2
Число дней с осадками > 0,1 мм . . . . .			1,0	0,3	-0,1	0,4	0,2	0,8		1,0	0,5	0,2	0,2	0,3	0,5	0,5
Число дней с нижней облачностью > 8 баллов . . . . .				1,0	0,1	0,5	0,1	0,1			1,0	0,6	0,5	0,2	0,3	0,3
Относительная влажность . . . . .					1,0	0,2	0,1	-0,1				1,0	0,7	0,2	0,4	0,4
Число дней с относительной влажностью > 80% . . . . .						1,0	0,6	0,0					1,0	0,1	0,3	0,3
Число дней с жидкими осадками . . . . .							1,0	-0,02						1,0	0,1	0,3
Число дней с твердыми осадками . . . . .								1,0							1,0	-0,1
Сумма осадков . . . . .	1,0	0,8	0,6	0,6	0,6	0,5	0,5	1,0	0,8	0,5	0,2	0,5	0,2	0,6	0,1	0,1
Максимум осадков за сутки . . . . .		1,0	0,3	0,6	0,3	0,4	0,3	1,0	1,0	0,1	-0,03	0,2	0,2	0,2	-0,04	0,2
Число дней с осадками > 0,1 мм . . . . .			1,0	0,6	0,7	0,5	0,9	0,9	1,0	1,0	0,3	0,5	-0,2	0,8	0,2	0,2
Число дней с нижней облачностью > 8 баллов . . . . .				1,0	0,7	0,7	0,7	0,7			1,0	0,4	0,1	0,2	0,3	0,3
Относительная влажность . . . . .					1,0	0,8	0,6	0,6				1,0	-0,1	0,5	0,2	0,2
Число дней с относительной влажностью > 80% . . . . .						1,0	0,4	0,4					1,0	0,2	0,3	0,3
Число дней с жидкими осадками . . . . .							1,0	1,0						1,0	-0,2	0,3
Число дней с твердыми осадками . . . . .								1,0							1,0	-0,1



, 7], мы попытались выбрать метеорологические элементы, которые могли бы стать аргументами уравнения регрессии. С этой целью по многолетним рядам наблюдений на нескольких станциях латвийской ССР рассчитаны парные коэффициенты корреляции и месячных сумм осадков (за январь, июль, апрель и октябрь), количества дней с осадками за месяц, максимального суточного количества осадков в данном месяце, числа дней с нижней облачностью более 8 баллов, средней относительной влажности, числа дней с влажностью  $>80\%$ , числа дней с явлениями — жидкие осадки и твердые осадки.

Таблица 5

Средние значения и средние квадратические отклонения параметров уравнения регрессии

	$a_1$	$a_2$	$b$	$R$
Среднее . . . . .	1,7	4,7	-28	0,86
$\sigma$ . . . . .	0,5	0,8	12	0,06

Для расчетов, выполненных на ЭВМ М-220, использована программа, опубликованная в [11]. В качестве иллюстрации в табл. 4 представлены соответствующие корреляционные матрицы для Василевичи. Можно видеть, что существует высокая корреляция между месячной суммой осадков и максимальным суточным количеством осадков при коэффициентах корреляции  $r > 0,7$ , а также с числом дней с осадками ( $r > 0,6$ ); на третьем месте корреляция с относительной влажностью  $\approx 0,4 \div 0,5$  (за исключением января, где соответствующее значение коэффициента корреляции равно 0,03). При этом обнаружится хорошая корреляция ( $r \approx 0,5 \div 0,6$ ) средней относительной влажности с числом дней осадками.

Таблица 6

Корреляционная матрица коэффициентов уравнения регрессии

	$a_1$	$a_2$	$b$
$a_1$	1	-0,4	-0,5
$a_2$		1	-0,6
$b$			1

Поскольку оценки точности уравнения регрессии очень чувствительны к точности задания статистических параметров, особенно при использовании большого количества аргументов, и поскольку при выборе таковых необходимо отсеивать элементы, тесно коррелирующие друг с другом, представляется разумным для месячных сумм осадков строить уравнения регрессии по двум элементам (максимуму осадков за сутки и числу дней с осадками), хорошо коррелирующим с рассчитываемой функцией и слабо между собой.

Параметры такого уравнения вида

$$y = a_1 x_1 + a_2 x_2 + b,$$

где  $y$  — значение месячной суммы осадков, мм;  $x_1$  — максималь-

ное суточное количество осадков, мм;  $x_2$  — число дней с осадками  $>0,1$  мм;  $b$  — свободный член, были рассчитаны по многолетним данным для 25 станций УГМС БССР.

Средние значения и средние квадратические отклонения коэффициентов  $a_1$ ,  $a_2$ ,  $b$  и коэффициента множественной корреляции по данным за июль представлены в табл. 5.

В табл. 6 представлена корреляционная матрица коэффициентов  $a_1$ ,  $a_2$ ,  $b$ . Как видно, они не независимы. Это обстоятельство следует учитывать при осреднении параметров уравнения регрессии по территории и решении вопроса, относятся ли соответствующие параметры на каждой конкретной станции к данной генеральной совокупности, описываемой осредненным уравнением.

Таблица

Параметры уравнений регрессии для расчета месячных сумм осадков по данным о максимуме осадков за сутки и числе дней с осадками  $>0,1$  мм (по ст. Минск)

Месяц	Количество аргументов	$a_1$	$a_2$	$b$	$\sigma_y$	$\sigma_{x_1}$	$\sigma_{x_2}$	$R$	$S_y$
I	1	3,0	—	7,8	18	5	—	0,79	1,1
	2	2,9	1,3	-13,6	18	5	5	0,85	1,1
IV	1	1,8	—	19,4	20	7	—	0,63	1,1
	2	1,7	1,9	-6,7	20	7	4	0,74	1,1
VII	1	2,4	—	26,6	43	13	—	0,75	2,2
	2	2,3	4,0	-30,8	43	13	4	0,86	2,2
X	1	2,3	—	16,5	23	6	—	0,64	1,1
	2	1,8	2,3	-11,7	23	6	6	0,85	1,1

Целесообразность использования в уравнении регрессии двух аргументов вместо одного можно видеть, сравнивая коэффициент корреляции  $R$  и средние квадратические ошибки  $S_y$  расчета месячных сумм осадков по этим уравнениям.

В табл. 7 продемонстрированы соответствующие оценки на примере данных для января, апреля, июля и октября по ст. Минск. Можно видеть, что величина  $S_y$  с добавлением второго аргумента уменьшается для июля с 28 до 22 мм, для октября с 18 до 12 мм, для апреля с 15 до 13 мм и для января с 11 до 10 мм.

Данные табл. 7 свидетельствуют о различии параметров уравнения регрессии для января и июля и относительном сходстве для апреля и октября. Абсолютные ошибки согласования довольно велики; это означает, что использование дополнительной информации вряд ли даст возможность существенно повысить чувствительность контроля по сравнению с возможностями горизонтальной интерполяции. Тем не менее очевидна целесообразность применения обоих методов.

Как показала проверка, распределение невязок сопоставления осадков, рассчитанных по уравнению регрессии и измеренных, так же как и распределение невязок сопоставления, полученное методом горизонтальной интерполяции, подчиняется нормальному закону. Невязки, полученные обоими способами, можно считать не коррелирующими друг с другом, что подтверждает корреляционный график (рис. 1).

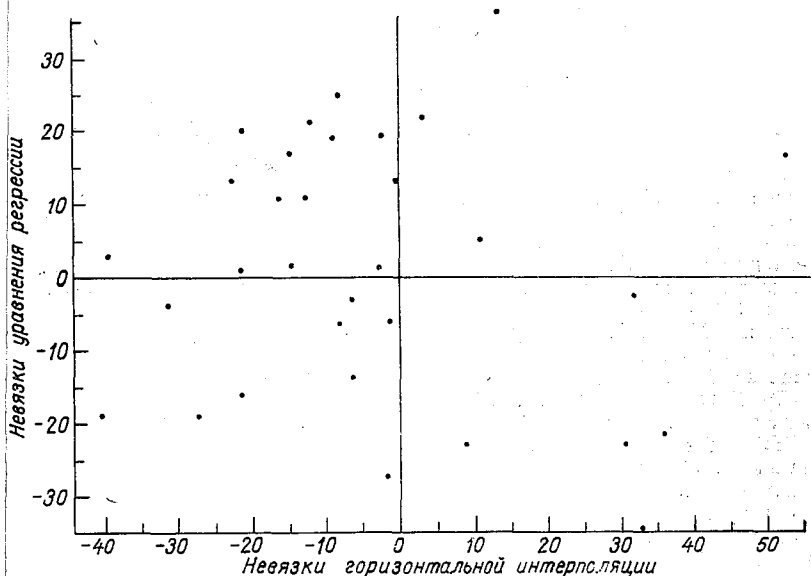


Рис. 1. График корреляционной зависимости невязок уравнения регрессии и невязок горизонтальной интерполяции.

Поэтому мы можем принять следующее условие выдачи данных сомнение:

$$P(|\delta_1| > |\delta_1^*| \wedge |\delta_2| > |\delta_2^*|) = P(|\delta_1| > |\delta_1^*|) P(|\delta_2| > |\delta_2^*|) < P_{кр},$$

где  $\delta_1$  и  $\delta_2$  — невязки сопоставления, получаемые обоими способами;  $\delta_1^*$ ,  $\delta_2^*$  — конкретные значения невязок на контролируемых станциях;  $P(|\delta_1| > |\delta_1^*|)$  и  $P(|\delta_2| > |\delta_2^*|)$  — вероятности превышения невязки  $\delta_1$  и  $\delta_2$  их конкретных значений  $\delta_1^*$  и  $\delta_2^*$ .

Критическое значение вероятности  $P_{кр}$  можно устанавливать в соответствии с той долей данных, которую мы готовы выдать сомнение, отсекая наименее вероятные значения невязок.

Изложенный подход к контролю предложен в работе одного из авторов [8] применительно к задаче контроля ветра в свободной атмосфере.

Помимо совместного использования предлагаемых методов, лезен и отдельный анализ невязок сопоставления, полученных

тем и другим способом в соответствии с теми же статистическими соображениями. Так, если согласование с другими элементами оказывается удовлетворительным, а горизонтальная интерполяция обнаруживает большую невязку сопоставления, то это скорее всего говорит о том, что ошибочны данные на одной из влияющих станций. И наоборот, большая невязка согласования при удовлетворительной невязке горизонтальной интерполяции должна свидетельствовать об ошибке в данных контролируемой станции.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берлин И. А. Применение графического метода сопоставления метеорологических элементов для анализа материалов наблюдений. — «Тр. ГГО», 1960, вып. 108, с. 42—47.
2. Вершинина Л. К., Белова Л. Б. Оценка случайных ошибок измерений и погрешностей интерполяции характеристик снежного покрова и твердых осадков. — «Тр. ГГИ», 1974, вып. 214, с. 3—29.
3. Водопьянова Л. С., Кричак М. О. О контроле ежелекадных значений высоты снежного покрова по данным снегосъемок. — «Тр. ГГО», 1974, вып. 345, с. 37—45.
4. Гущина М. В., Полищук А. И. О точности интерполяции месячных и сезонных сумм осадков. — «Тр. ГГО», 1968, вып. 230, с. 53—59.
5. Гущина М. В., Каган Р. Л. О статистической структуре поля осадков. — «Тр. ГГО», 1966, вып. 191, с. 35—46.
6. Каган Р. Л. К оценке репрезентативности осадкомерных данных. — «Тр. ГГО», 1966, вып. 191, с. 22—34.
7. Каган Р. Л., Полищук А. И. К вопросу об автоматической обработке данных наблюдений над осадками. — В кн.: Сб. Автоматическая проверка и исправление данных метеорологических наблюдений. Вып. 6, 1971. Саратов, с. 79—86.
8. Кричак М. О. К вопросу об автоматическом контроле данных измерений ветра в свободной атмосфере. — «Тр. ГГО», 1970, вып. 267, с. 117—124.
9. Методические основы автоматизированной системы метеорологических наблюдений. Под ред. Д. П. Беспалова. Л., Гидрометеиздат, 1971. 116 с.
10. Поляк И. И. Одноуровневый полиномиальный объективный анализ метеорологических полей. — «Тр. ГГО», 1971, вып. 289, с. 33—38.
11. Поляк И. И., Мещерская А. В., Яковлева Н. И. Вычисление главных компонент системы случайных векторов. — «Тр. ГГО», вып. 289, 1971, с. 11—19.
12. Полищук А. И. К вопросу о статистической структуре поля зимних осадков. — «Тр. ГГО», 1968, вып. 215, с. 153—156.
13. Полищук А. И. О статистической структуре летних осадков. — «Тр. ГГО», 1972, вып. 286, с. 39—54.
14. Руководство по первичной обработке материалов метеорологических наблюдений. Л., Гидрометеиздат, 1957. 303 с.
15. Справочник по климату СССР. Л., Гидрометеиздат, 1968, вып. 7, ч. 1, с. 263 с.

*Ж. Д. АЛИБЕГОВА, Д. П. БЕСПАЛОВ, Г. Б. БРЫЛЕВ,  
Н. Ф. ИВАНОВА, А. А. КАЛИНОВСКАЯ*

## **О ПРИВЛЕЧЕНИИ ДАННЫХ МРЛ СЕТИ ШТОРМОПОВЕЩЕНИЯ ДЛЯ АНАЛИЗА ПОЛУСУТОЧНЫХ ИЗОГИЕТ ЖИДКИХ ОСАДКОВ**

Разработке методики определения интенсивности осадков с помощью радиолокационной аппаратуры посвящено значительное число работ как в отечественной, так и в зарубежной литературе [1]. Однако в большинстве работ рассматривается методика определения интенсивности радиоэхо от областей осадков, определения интенсивности выпадения осадков по отражаемости радиолокационного сигнала с целью интегрирования интенсивности выпадения осадков во времени и получения сумм выпавших осадков за различные интервалы времени. Сопоставление полученных результатов с наземными измерениями показывает, что связь между интенсивностью выпадающих осадков и отражаемостью радиолокационного сигнала неоднозначна для различных распределений спектра капель. Объяснение неоднозначности связи только особенностями отражения радиолокационного сигнала от полидисперсной зоны осадков [1] представляется не единственным.

Кроме особенностей отражения радиолокационного сигнала, связь между интенсивностью (или суммой) измеренных осадков и отражаемостью существенно корректируется скоростью падения капель осадков, особенно ее мелкодисперсной частью, поскольку скорость падения капель определяется турбулентной вязкостью, которая изменяется в сотни раз и больше. Недоучет этого фактора всегда будет давать возможность получать только условные суммы или интенсивности осадков вместо реально выпадающих. Поэтому представляет важный практический интерес рассмотрение возможностей комплексного использования данных наземных измерений сумм осадков (обычным седиментационным методом) с данными радиолокационной информации, которая рассматривается как некорректная информация о пространственном распределении интенсивностей выпадения. Решение задачи в такой постановке позволит существенно повысить информативность системы измерения осадков и одновременно уменьшить число пунктов наземных изме-

рений сумм. При этом, очевидно, и требования к радиолокационным измерениям также могут быть существенно снижены.

Применяемые в настоящее время на сети штормоповещений метеорологические радиолокаторы наряду с информацией об опасности и опасных явлениях позволяют получать также и информацию о распределении зон осадков и относительной их интенсивности в радиусе до 90 км каждые три часа [2]. При работе в режиме штормового оповещения каждые 30 или 60 мин операторы МР в соответствии с [2] получают в каждой ячейке  $30 \times 30$  км<sup>2</sup> данные о максимальной высоте радиоэхо облаков  $H$ , о максимальных значениях отражаемости  $\lg Z_3$  и  $\lg Z_2$  соответственно на уровнях  $H_3 = H_0 + 2 \div 2,5$  км и  $H_2 = H_0$  ( $H_0$  — уровень нулевой изотермы контуры радиоэхо облаков и осадков. С помощью этих данных по некоторым допущениям тоже можно оценить интенсивность выпадающих осадков.

Слой  $H_3$ , как следует из определения, находится между уровнем нулевой изотермы и уровнем массовой кристаллизации частиц в облаке (т. е. ниже изотермы  $-25^\circ\text{C}$ ). Таким образом, величина  $\lg Z_3$  — это логарифм отражаемости зоны облака, содержащей смешанные частицы. По данным Хольтца [4], осадки, систематически освобождающиеся при развитии конвективного процесса, обладают интенсивностью выпадения, пропорциональной общей массе осадков, постоянно существующих на высотах. Величина  $\lg Z$  в отличие от  $\lg Z_1$  (измеряемой в слое от 0 до 1,5 км), характеризует точнее именно общую массу осадков, а не их интенсивность. Как показывает опыт, в Сб, особенно в стадии выпадения осадков,  $\lg Z_3$  и  $\lg Z_2$  — величины, тесно связанные, и, как правило,  $\lg Z_2 = \lg Z_1$ .

По результатам обработки 840 одновременных измерений  $\lg Z$  и  $\lg Z_2$  в ячейке  $30 \times 30$  км<sup>2</sup>, занятой Сб с грозами или ливнями, можно вывести следующее уравнение регрессии:

$$\lg Z = \lg Z_2 = \lg Z_1 = 0,86 + 0,78 \lg Z_3. \quad (1)$$

Из уравнения (1) следует, что если определять интенсивность осадков только по  $\lg Z_3$ , то она будет занижена. Следовательно, в тех случаях, когда не проводятся измерения интенсивности радиоэхо осадков на уровне ниже  $H_0$ , для оценки  $\lg Z$  можно применять уравнение (1). Для перехода от  $Z$  к  $I$  используем широко известное соотношение Маршалла — Пальмера

$$Z(a^6) = 3,12 I^{1,6}. \quad (2)$$

Радиолокационные наблюдения при штормоповещении дискретны во времени и проводятся с интервалом 30 или 60 мин в зависимости от удаленности и интенсивности штормовых процессов. Таким образом, минимальную продолжительность осадков по оперативным радиолокационным данным надо считать равной 30 или 60 мин. Интерпретируя радиолокационные данные, необходимо найти разумный переход от мгновенных радиолокационных измерений, длительность которых не превышает 2 мин, к интенсив-

сти осадков на большой площади или количеству осадков за день дождь. Переход можно осуществить двумя способами.

Как показали исследования [3] в Ленинградской области средняя продолжительность осадков интенсивностью 0,01 мм/мин в июле составляет около 300 мин; 0,02—0,03 мм/мин — около 100 мин; 0,04—0,05 мм/мин — около 50 мин; 0,06—0,1 мм/мин — около 20 мин; больше 0,1 мм/мин — всего около 10 мин. Чем больше интенсивность осадков, тем меньше их суммарная продолжительность за тот или иной период времени.

Таблица 1

Средняя за дождь продолжительность осадков  $t$  мин в зависимости от их интенсивности  $I$  мм/мин

$I$ мм/мин . . . . .	до 0,01	0,02—0,05	0,06—0,5	0,51—1,0	>1,0
$t$ мин . . . . .	30	25—20	10	5	5—1

С учетом этого были определены значения средней за дождь продолжительности осадков заданной интенсивности, которые применялись при обработке радиолокационных измерений осадков и увязке их с наземными данными (табл. 1).

Количество осадков может быть рассчитано по формуле

$$Q_{\text{ср}} = I_{\text{макс}} \bar{t}, \quad (3)$$

где  $I_{\text{макс}}$  — максимальное значение интенсивности осадков, определенное из радиолокационных данных. Причем, если  $Z_{\text{макс}}$  определено на уровне  $H_3$ , то используются формулы (1) и (2), если ниже  $H_0$  — формула (2);  $\bar{t}$  выбирается из табл. 1. Если осадки той же интенсивности  $30 \times 30$  км<sup>2</sup> наблюдаются два или более срока подряд, значение  $\bar{t}$  для каждого срока с учетом  $I$  также выбирается из табл. 1.

Данные о продолжительности, приведенные в табл. 1, являются первым приближением, позволяющим оценить продолжительность осадков по дискретным интервалам радиолокационных наблюдений. Необходимо подчеркнуть, что такое приближение следует и из радиолокационных наблюдений за пространственной и временной структурой осадков и позволяет учесть разный объем измерений осадков по осадкомеру и МРЛ.

Как известно, для поля осадков характерна ярко выраженная дискретность в пространстве и во времени.

В работе Н. Ф. Котова [5] показано, что для осадков с  $I > 1$  мм/ч в 95% случаев ( $s \leq 60$  км<sup>2</sup>) протяженность очагов составляет примерно 4,5 км. По данным В. Д. Степаненко [10], такая линейная протяженность ливневых очагов отмечается в 90% случаев.

В работах [5, 6] приводится модель ливня по радиолокационным данным. В частности, устанавливается, что интенсивность осадков в пределах площади ливня изменяется по экспоненциаль-

ному закону от центра (зоны максимальной отражаемости  $Z_{\max}$   $\sim I_{\max}$ ) к его периферии:

$$I = I_{\max} d \lg(-\gamma r),$$

где  $r$  — расстояние от центра ливня,  $\gamma$  — множитель, пропорциональный градиенту  $I$ .

При аппроксимации ливня кругом [4], на внешнем контуре которого  $I=I_{\max}$  мм/ч, среднее значение интенсивности осадков  $Q_{\text{ср}}$  относящееся ко всей площади ливня, будет

$$Q_{\text{ср}} = K \sqrt[3]{I_{\max}},$$

где  $K=1$  ч.

В работе [5] делается вывод, что для выбранного распределения площадей ливневых осадков ( $S_{\max}=150$  км<sup>2</sup>)  $Q_{\text{ср}}$  не зависит или слабо зависит от площади.

Таблица

Сравнение значений количества осадков  $Q'_{\text{ср}} = I_{\max} \bar{t}$  и  $Q_{\text{ср}} = K \sqrt[3]{I_{\max}}$  и оценка величины их относительных погрешностей

$\lg Z_s$	$\lg Z$	$I$ мм/мин	$I$ мм/ч	$Q_{\text{ср}} = K \sqrt[3]{I_{\max}}$ (мм)	$\bar{t}$ ч	$Q'_{\text{ср}}(t)$ мм	$\frac{Q_{\text{ср}} - Q'_{\text{ср}}(t)}{Q_{\text{ср}}}$ %	$\frac{Q'_{\text{ср}}(t) - Q_{\text{ср}}}{Q_{\text{ср}}(t)}$ %
1	2	3	4	5	6	7	8	9
0,5	1,25	0,05	3	1,44	0,40	1,2	16,6	-20,0
1,0	1,64	0,10	6	1,82	0,25	1,5	17,8	-21,3
1,5	2,03	0,16	9,6	2,12	0,17	1,6	24,5	-32,5
2,0	2,42	0,28	16,8	2,52	0,17	2,81	-11,5	10,3
2,5	2,81	0,43	25,8	2,96	0,17	4,31	-45,5	31,4
3,0	3,20	0,90	54	3,78	0,084	4,53	-19,9	16,5
3,5	3,59	1,52	91	4,50	0,051	4,65	-3,3	3,2
4,0	3,98	2,6	156	5,38	0,042	6,55	-21,8	17,8
4,5	4,37	4,58	275	6,50	0,034	7,55	-16,2	13,9
5,0	4,76	8,36	500	7,94	0,017	8,5	-7,1	6,6

В табл. 2 приведены для сравнения расчеты  $Q_{\text{ср}}$ , выполненные по формулам (3) (графа 7) и (5) (графа 5), а также значения относительных погрешностей (графы 8 и 9). В графе 2 представлены значения  $\lg Z$ , рассчитанные по уравнению (1), в графе 3 — интенсивности, рассчитанные по формуле (2).

Из табл. 2 видно, что значения погрешности могут иметь разный знак и колебаться в пределах  $\pm 50\%$ . С учетом того, что МР обычно завышает интенсивность слабых осадков и несколько э



жает интенсивность самых сильных ( $I > 60$  мм/ч), необходимо более обоснованно подходить к значениям множителей  $t$  для  $I < 6$  мм/ч. Однако представляется разумным при интерпретации радиолокационных данных давать не только  $I_{\max}$ , но и  $Q_{\text{ср}}$ , поскольку последняя величина более близка к данным, общепринятым синоптической практике.

Обсуждение допущений позволяет сформулировать возможные требования к точности предлагаемого метода уточнения изогет при условии, что все зафиксированные осадки выпадают над метеостанциями. Значение  $Q_{\text{ср}}$  мм по данным МРЛ не должно превосходить  $Q_{\text{ср}}$  мм по данным пьювиографа более чем в 3 раза, по крайней мере до  $Q \leq 10$  мм.

Для исключения грубых просчетов и сравнения данных радиолокационных измерений с данными наземных измерений осадков, также для контроля радиолокационных данных можно привлечь результаты аэрологического зондирования и разработанные прогностические методы оценки  $Q_{\max}$  и  $Q_{\text{ср}}$ . По данным [7], все эти методы дают близкие результаты для  $Q_{\text{ср}}$  и  $Q_{\max}$ . По этой причине достаточно выбрать наиболее простой из них.

Нами проведены расчеты по методу, предложенному в [8]. Этот метод предусматривает снятие исходных данных с синоптических карт и карт АТ на уровнях 300, 500, 700 и 850 мб. Для расчета средней ( $\bar{W}$ ) и максимальной ( $W_{\max}$ ) скоростей конвективного потока использовался упрощенный метод Н. И. Глушковой. Следуя работе [7], расчет среднего ( $\bar{Q}$ ) и максимального ( $Q_{\max}$ ) количества осадков, выпадающих на единицу площади за время зрешения неустойчивости, производится по следующим уравнениям:

$$\bar{Q} = \rho_{\max} \frac{\bar{W}^2}{2g}, \quad (6)$$

$$Q_{\max} = \rho_{\max} \frac{W_{\max}^2}{2g}. \quad (7)$$

где  $\rho$  — плотность воздуха в слое от уровня конденсации до уровня максимальных скоростей.

Из работы [9] следует уравнение регрессии

$$W_{\max} = 1,6 + 6,6 \lg Z_3. \quad (8)$$

Такой способ расчета прогностических значений  $Q_{\text{ср}}$  и  $Q_{\max}$  позволяет избежать грубых просчетов, особенно при резком (более чем в три раза для  $Q_{\text{ср}} < 10$  мм) завышении интенсивности осадков по радиолокационным данным. Последнее может произойти из-за грубых ошибок и просчетов операторов МРЛ.

При сравнении карт изогет в пространстве каждое измерение на МРЛ относится к середине ячейки  $30 \times 30$  км<sup>2</sup>. Для расчета  $Q_{\text{ср}}$  использовались поправки  $\bar{t}$  из табл. 1. При совместной обработке использовались данные таблиц ТМ-1 о полусуточных суммах

осадков для интервалов времени 21—09 и 09—21 ч по метеостанциям в радиусе 100—150 км от АМСГ Пулково за июль—август 1972 г. и июль 1973 г. К оперативным данным сетевого МРЛ отнеслись:  $H$  — верхняя граница радиоэхо,  $t$  — время существования радиоэхо,  $\lg Z_3$  и  $s$  — площади радиоэхо очагов осадков. Как и в наземные данные, радиолокационные характеристики были обработаны по полусуткам и по квадратам размерами  $30 \times 30$  км<sup>2</sup>. Привязка карты на такие квадраты для привязки метеостанций по

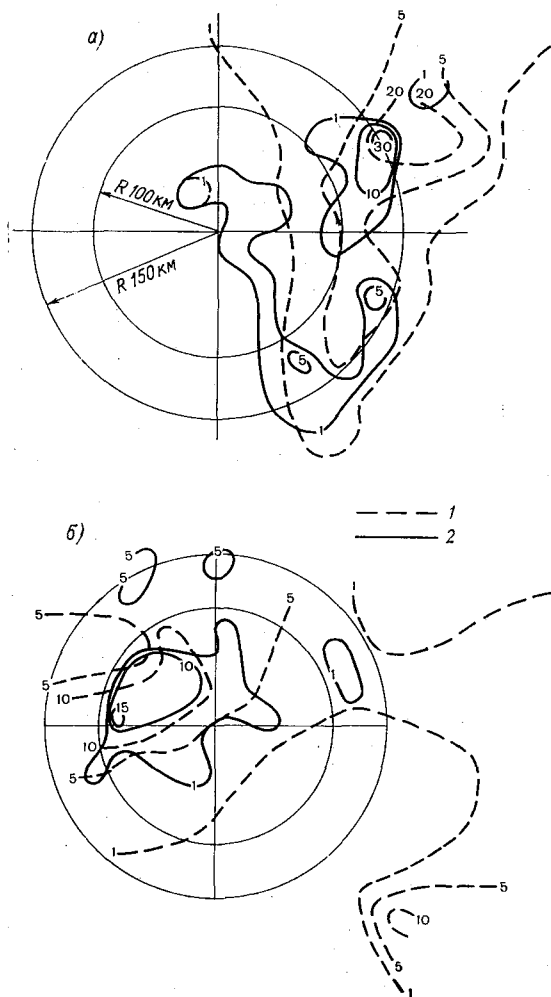
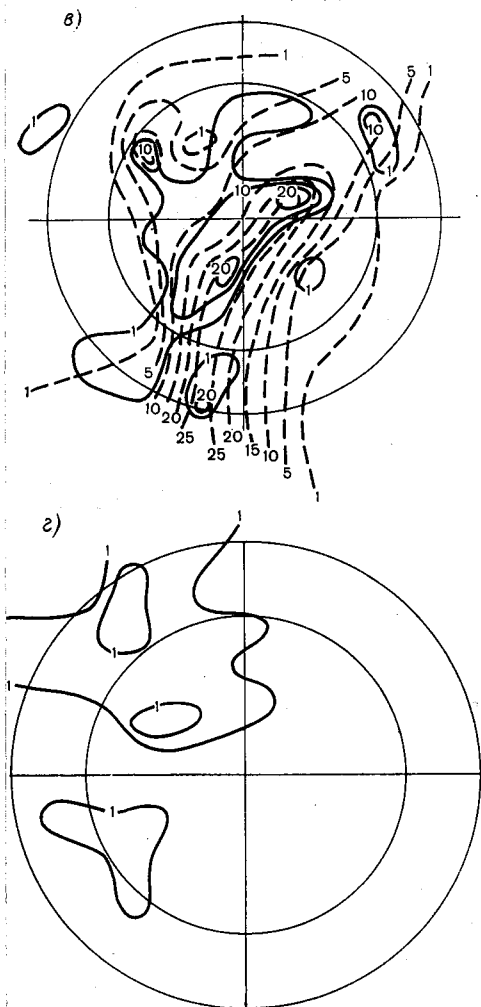


Рис. 1. Карты изогнет полусуточных сумм осадков (1) и наземно-радиолокационных (2) 2—3 июля 1972 г., 21—09 ч; б) 12—13 августа 1972 г., 21—09 ч; в) 25 июля 1973 г., 21—09 ч.

водилась с учетом особенностей картографической проекции. Целом было отобрано 19 карт изогнет полусуточных сумм осадков. По существу, для Ленинградской области рассмотрен весь набор возможных погодных ситуаций фронтального характера: основной холодный фронт с волнами, вторичный холодный фронт, змывающийся холодный фронт, фронт окклюзии, холодный фронт, переходящий в теплый. Наиболее характерные примеры введены на рис. 1.



в, построенных на основе только наземных данных измерения осадков.

2 г., 21—09 ч; в) 10—11 августа 1972 г.,

3 г., 09—21 ч.

Для более точного проведения изогьет с учетом радиолокационной информации по каждой конкретной ситуации использовался площадь, контуры и местоположение очагов осадков внутри ка- дого квадрата  $30 \times 30$  км<sup>2</sup>, отмеченные на ИКО МРЛ.

Отметим некоторые особенности в построении карт изог- с учетом данных радиолокационных измерений.

1. В случае, если для одной и той же точки на карте МРЛ вал большее значение осадков, чем наземная метеостанция, в р- чет принималась величина, зафиксированная МРЛ.

2. В случае, если для одной и той же точки на карте МРЛ вал меньшее значение осадков, чем наземная станция, в рас- принималась величина, зафиксированная последней.

3. В районах отсутствия данных наблюдений по наземн

Таблиц

Число случаев отношений ( $K$ ) площадей, занятых осадками, по данным комплексной и только наземной информации

Радиус осред- нения, км	$K$					
	<0,50	0,51—0,60	0,61—1,0	1,01—1,5	1,6—2,0	>2,0
100	2	4	2	6	—	3
150	6	—	6	1	1	3

станциям изогьеты проводились лишь с учетом радиолокационной данных. В частности, если в каком-либо конкретном квадрате личие осадков не подтверждалось ни одним из используемых тодов, с помощью изогьеты выделялась область отсутствия ос- ков.

Уже простое сравнение карт изогнет, построенных лишь по д- ным наземных наблюдений над осадками, и карт, построенных основе комплексной информации об этом элементе, показало щественную разницу между ними. Прежде всего это относи- к пространственному распределению изогьет.

Учет радиолокационной информации об осадках в одних с- чаях существенно увеличил площадь, ограниченную изогие: 1 мм (будем называть ее условно площадью активного выпаден- осадков), не говоря уже о том, что значительно увеличилась п- щадь выпадения полусуточных сумм осадков <1 мм. Причем увеличение осуществлялось за счет площадей, которым по данн- наземных наблюдений приписывалось отсутствие осадков. В дру- случаях введение радиолокационной информации, наоборот, п- вело к сужению площади, занятой осадками, и тем более площа- ограниченной изогьетой 1 мм.

Как видно из табл. 3, при радиусе пространственного осред- ния, равном 100 км, отношение площадей, ограниченных изог- той 1 мм (по данным комплексной информации), к площадям, раниченным изогьетой 1 мм (по данным наземной информации)

случаях из 17 меньше 1,00, в 9 случаях оно больше 1,00. Но в одном случае сравниваемые площади, определенные по комплексным и только по наземным данным, не равны между собой, а в любом случае при вводе радиолокационной информации исследуемые площади либо увеличиваются, либо уменьшаются. То же самое наблюдается и при радиусе пространственного осреднения, равном 150 км.

Т а б л и ц а 4

Значения средних по площади  $Q$  по данным наземных и комплексных (радиолокационных и наземных) измерений

Дата	Интервал времени, ч	Средняя по площади (наземн.), мм	Средняя по площади (компл.), мм	$\frac{Q_{\text{ср. компл}}}{Q_{\text{ср. наземн}}}$
2—3 VII 1972	21—09	6,1	4,5	0,74
3 VII	09—21	13,4	8,0	0,60
10—11 VII	21—09	20,4	16,2	0,79
11 VII	09—21	1,3	3,2	1,25
11—12 VIII	21—09	6,0	6,1	1,00
12 VIII	09—21	14,0	8,3	0,59
12—13 VIII	21—09	11,0	8,0	0,72
20 VII 1973	09—21	8,1	5,6	0,69
21 VII	09—21	8,8	12,5	1,42
21—22 VII	21—09	4,0	10,2	2,55
22—23 VII	21—09	3,0	8,0	3,10
23 VII	09—21	8,1	22,6	2,79
23—24 VII	21—09	1,0	8,8	10,00
24—25 VII	21—09	1,0	6,6	10,00

При радиусе, равном 100 км, преобладают случаи, когда  $K < 1,00$ , т. е. площади, ограниченные изогией 1 мм и определенные только по наземным данным, меньше площадей, ограниченных изогией 1 мм и определенных по комплексным (наземно-радиолокационным) данным. При радиусе же пространственного осреднения, равном 150 км, преобладают случаи, когда  $K > 1$ , т. е. площади, ограниченные изогией 1 мм и определенные по наземным данным больше площадей, определенных по комплексным данным.

По-видимому, это обстоятельство можно объяснить тем, что эхо-сигналы, выпадающие в радиусе 50—70 км от места установки РЛ, изображаются на экране индикатора кругового обзора (КО) без существенных искажений площади. Радиозон зон осадков, расположенных на больших расстояниях от МРЛ, вследствие затухания радиоволн и облучения верхних, слабо отражающих частей зон осадков, как правило, меньше их действительных геометрических размеров [10].

Кроме анализа различий по площади в структуре полей осадков, исследованных по данным различных методов измерений этого элемента, были проведены количественные оценки средней по площади, полученной как наземным, так и комплексным методом.

Подсчеты средней по площадям, ограниченным изогией 1 мм были сделаны вручную (с учетом веса каждой значимой величины). Результаты сравнения средней по площади радиусом 100 км, вычисленной по данным только наземных измерений и наземных в комплексе с радиолокационными измерениями, приведены в табл. 4.

Анализ этой таблицы не позволяет сделать определенных выводов о значении учета радиолокационной информации в величину средней суммы по площади. Совершенно очевидно, что сама величина средней по площади, определенной по комплексным измерениям осадков, существенно отличается от средней, определенной лишь из наземных данных наблюдений. В целом все прослеживается тенденция увеличения средней по площади при учете радиолокационной информации об осадках.

Таким образом, при сделанных допущениях можно считать реальной возможность использования для уточнения полусуточных изогий жидких осадков данных наблюдений МРЛ сети штормового оповещения.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Боровиков А. М. и др. Радиолокационные измерения осадков. Л., Гидрометеоздат, 1967. 139 с.
2. Руководство по производству наблюдений и применению информации с радиолокаторов МРЛ-1 и МРЛ-2. Л., Гидрометеоздат, 1974. 344 с.
3. Алибегова Ж. Д. Структура полей жидких осадков за короткие интервалы времени. Л., Гидрометеоздат, 1975. 134 с.
4. Хольтц К. Д. Трехмерная модель пространственного распределения осадков. — В кн.: Проблемы радиолокационной метеорологии. (Пер. с англ.). Л., Гидрометеоздат, 1971, с. 55—63.
5. Котов Н. Ф. Радиолокационное измерение количества ливневых осадков больших площадях. — «Тр. ГГО», 1964, вып. 159, с. 3—34.
6. Сальман Е. М. Радиолокационное исследование структуры ливней и гроз. «Тр. ГГО», 1957, вып. 72, с. 46—66.
7. Глушкова Н. И. Физические условия формирования мощных кучево-дождевых облаков и явлений, связанных с ними (гроз, града, ливней). — «Тр. ГМЦ», 1974, вып. 136, с. 12—16.
8. Сулаквелидзе Г. К. Ливневые осадки и град. Л., Гидрометеоздат, 1964. 412 с.
9. Дивинская Б. Ш., Брылев Г. Б., Сальман Е. М. Радиолокационные характеристики полей с мощными кучевыми облаками и их связь с термодинамическим состоянием атмосферы. — «Тр. ГГО», 1969, вып. 24, с. 16—22.
10. Степаненко В. Д. Некоторые геометрические характеристики облаков и осадков по радиолокационным наблюдениям. — «Тр. ГГО», 1966, вып. 222, с. 132—134.
11. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии. Л., Гидрометеоздат, 1973. 343 с.

## ОПИСАНИЕ СОСТОЯНИЯ ОБЛАЧНОГО НЕБА ПО ДАННЫМ РЕГИСТРАЦИИ ПОТОКОВ ИЗЛУЧЕНИЯ

В ряде работ выполнены исследования с целью выяснения возможности получения информации о состоянии облачного неба с поверхности Земли по данным измерений потоков излучения. Эта работа интересна тем, что предлагает одновременное решение двух задач — получение информации о потоках излучения и о состоянии облачного неба. Высокая чувствительность потоков радиации к изменению облачности обосновывает принципиальную возможность успеха такой попытки [1].

Как следует из работ [2—5], информация об облачности, получаемая из измерений потоков излучения, в основном сводится к оценке пространственно-временных размеров облачных неоднородностей по корреляционным функциям или спектральным плотностям этих потоков.

Не менее ценную информацию о состоянии облачного неба можно извлечь из функций распределения потоков излучения. По этим функциям оказалось возможным определить суммарные временные (или линейные) размеры облачных, безоблачных и полупрозрачных участков небосвода за конкретные промежутки времени, оценить общую степень покрытия небосвода облаками (количество облаков). Совместное рассмотрение корреляционных функций функций распределения позволяет определить частоту облачных неоднородностей определенного размера.

Описание методики получения перечисленных характеристик состояния облачного неба по данным регистраций потоков излучения явилось целью настоящей статьи.

Действительно, пусть  $s(t)$  есть поток коротковолнового излучения, приходящего из полусферы в момент времени  $t$  к приемнику, сположенному на поверхности Земли, а  $s_0(t)$  — тот же поток для ясной безоблачной атмосферы. Если рассмотреть отношение этих двух потоков, т. е. величину  $s^*(t) \equiv s(t) [s_0(t)]^{-1}$ , то получим так называемый относительный поток излучения, изменчивость которого во времени в основном будет определяться изменчивостью

поля облачности (влиянием прозрачности атмосферы по сравнению с влиянием облачности, очевидно, можно пренебречь).

Заметим, что независимо от времени суток относительные потоки  $s_i^*(t)$  будут изменяться в определенных пределах —  $s_{\min}^*$  и  $s_{\max}^*$ . Применительно к потокам прямой солнечной радиации этими пределами будут величины  $s_{\min}^* = 0$  и  $s_{\max}^* = 1$ . Нулевые потоки будут соответствовать условиям экранирования диска Солнца облаками, а потоки, близкие к единице, — условиям просветов между облаками. Промежуточные значения потоков радиации соответствуют полупрозрачным (оптически тонким) частям облаков.

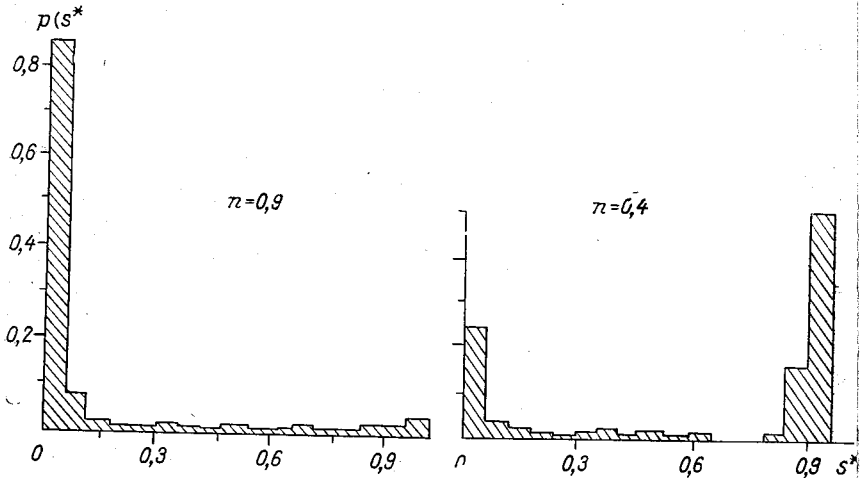


Рис. 1. Плотность вероятности относительных потоков прямой радиации, рассчитанных по непрерывным регистрациям актинометра.

Следует заметить, что при измерении потоков радиации регистрирующая аппаратура может вносить искажения вследствие большой инерционности, недостаточной чувствительности, контрастности и разрешающей способности используемых приемников радиации. Эти искажения приводят к тому, что на экспериментально полученной функции распределения возрастает доля промежуточных значений потоков радиации и, таким образом, фиктивно увеличивается прозрачность облаков. Оценка соотношения фиктивной и реальной прозрачности облаков по данным регистрации потоков илучения рассмотрена в работах [4, 6].

Повторяемость предельных значений относительных потоков илучения ( $p(s_{\min}^*)$ ,  $p(s_{\max}^*)$ ) можно рассматривать как повторяемость облачных и безоблачных участков небосвода за определенный промежуток времени измерений  $T$ . Если при этом нам известна скорость ветра на уровне облаков, например по данным шаров-пилотов, то от временной повторяемости нетрудно перейти к линейным масштабам облачного поля.



Для иллюстрации сказанного на рис. 1 приведены дифференциальные функции распределения относительных потоков прямой радиации, рассчитанные по данным регистрации потоков прямой радиации в условиях кучевой облачности с помощью стандартного инмометра Ю. Д. Янишевского (примеры регистраций см. [7]). В расчете потоков  $s^*(t)$  в качестве нормирующей функции была использована полуэмпирическая функция из работы [8]:

$$s_0(t) = I_0 e^{-\tau_0 \sec[\vartheta_{\odot}(t)]},$$

$I_0$  — солнечная постоянная (в расчетах принято значение  $I_0 = 98$  [8]);  $\tau_0$  — оптическая толщина сухой и чистой атмосферы  $\approx 0,3$ ;  $\vartheta_{\odot}$  — зенитное расстояние Солнца.

На приведенном рисунке видно, что относительный поток радиации  $s^*$  на функциях распределения  $p(s^*)$  изменяется в пределах от 0 до 1.

Повторяемость минимальных потоков  $s^* = 0$  представляет собой горяемость оптически плотных участков кучевых облаков (полностью экранирующих диск Солнца), т. е.

$$p(s^* = 0) \equiv p_{пл}. \quad (1)$$

Соответственно время  $\Delta t_{пл}$ , в течение которого наблюдались оптически плотные части кучевых облаков, можно определить по соотношению

$$\Delta t_{пл} \approx p_{пл} T. \quad (2)$$

Потоки  $s^* = 1$  на функциях  $p(s^*)$  соответствуют потокам радиации  $p_{я}$  в условиях, когда диск Солнца попадал в просветы между облаками. Следовательно, величину  $p(s^* = 1) \equiv p_{я}$  можно рассматривать как суммарную повторяемость всех просветов между облаками за период времени  $T$ . Повторяемость полупрозрачных частей облачных элементов  $p_{пол}$  за период измерений  $T$  можно выразить формулой:

$$\sum_{i=1}^n p(0 < s_i^* < 1) \equiv p_{пол}. \quad (3)$$

Продолжительность наблюдения просветов между облаками и прозрачных частей облаков легко найти, используя соотношение (2).

При скорости ветра  $v$  на уровне облачного слоя суммарные линейные размеры оптически плотных ( $l_{пл}$ ) и полупрозрачных ( $l_{пол}$ ) частей облачных неоднородностей, а также ясного неба ( $l_{я}$ ) могут быть рассчитаны по выражению

$$l_{пл, пол, я} \approx \Delta t_{пл, пол, я} v. \quad (4)$$

Видно, что сумма величин  $l_{пл} + l_{пол} + l_{я} = l$  соответствует линейному масштабу облачного поля, переместившегося над пунктом на-

блюдения за период времени  $T$  при средней скорости ветра  $v$  на уровне облаков  $v$ , т. е.  $l \approx vT$ .

Суммарную линейную протяженность чисто облачного (без учета просветов между ними) обозначим  $\Delta l_{\text{обл}}$ .

Из работы [9] следует, что временные радиусы корреляции, разделяемые по автокорреляционным функциям  $r(t)$  относительно потоков прямой радиации ( $\tau_2$  определяется из условия  $r(\tau_2) \approx 0$ ) можно отождествлять с характерными масштабами облачных неоднородностей.

Если рассмотреть отношение величин  $\frac{\Delta l_{\text{обл}}}{\tau_2}$  или, что равносильно,  $\frac{\Delta l_{\text{обл}}}{l_2}$ , то это отношение будет соответствовать количеству облачных неоднородностей  $N$  с временными и линейными размерами  $\tau_2$  и  $l_2$  соответственно, прошедших над пунктом наблюдения за период  $T$ , т. е.

$$N = \frac{\Delta l_{\text{обл}}}{\tau_2} = \frac{\Delta l_{\text{обл}}}{l_2}.$$

Частота облачных образований указанных размеров в зависимости от периода  $T$  или расстояния  $l$  определяется следующим отношением:

$$\gamma = \frac{N}{T} = \frac{N}{l}.$$

Вернемся к выражениям (1), (3). Очевидно, что суммарную вторичность оптически плотных и полупрозрачных элементов облачного слоя можно отождествлять с количеством облачности, если  $n$  рассматривать в долях единицы.

Для иллюстрации сказанного в табл. 1 представлены все перечисленные выше количественные характеристики состояния облачного неба при кучевых облаках, полученные по данным регистраций потоков прямой радиации на Звенигородской научной базе ИФА АН СССР по методике согласно [10].

Представленные характеристики облачного неба можно интерпретировать следующим образом (на примере измерений 4 июня 1967 г.). За период регистрации потоков прямой радиации  $t = 120$  мин и средней скорости ветра на уровне облаков  $v = 12$  м/с над пунктом наблюдения переместилось облачное поле линейной протяженностью 87 км с характерными временными ( $\tau_2$ ) и линейными ( $l_2$ ) масштабами облачных неоднородностей 4,5 мин и 5,6 км соответственно, общее количество облачных элементов указанных размеров за это время наблюдалось около 13 с частотой  $\approx 0,11$  мин $^{-1}$  и 0,15 км $^{-1}$ . Общая степень покрытия небосвода облаками (или количество облаков в баллах) оказалась равной 5 (5 баллов), из которой на долю оптически плотных участков облачных неоднородностей приходится  $n_{\text{пл}} \approx 0,3$  (3 балла), на долю полупрозрачных элементов  $n_{\text{пол}} \approx 0,2$  (2 балла).

Обращает внимание совпадение общего количества облаков, определенного по фотографиям облачного неба [11] (графа 5 бл. 1) и по функциям распределения потоков радиации  $p(s^*)$  (сумма величин  $n_{пл}$ ,  $n_{пол}$  — графы 13 и 14 табл. 1).

Сведения об облачности можно получить, применяя аналогичную методику определения указанных характеристик к потокам противозлучения атмосферы (нисходящего потока длинноволнового излучения на уровне земной поверхности). Теоретические расчеты влияния облачности на противозлучение атмосферы показали, что в условиях облачности в зависимости от распределения

Таблица 1

Некоторые параметры кучевых облаков, полученные по данным регистраций потоков прямой радиации на поверхности Земли в районе г. Звенигорода

Дата	Длительность регистрации T мин	v м/с	l км	n <sub>ф</sub>	Δ t <sub>обл</sub> мин	Δ I <sub>обл</sub> км	τ <sub>2</sub> мин	I <sub>2</sub> км	N	γ		n <sub>пл</sub>	n <sub>пол</sub>
										мин <sup>-1</sup>	км <sup>-1</sup>		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
VII 1969	90	12	65	0,3	20	14,4	4,1	2,9	4,9	0,07	0,35	0,02	0,20
VII 1969	90	5	27	0,3	22	6,8	7,7	2,3	2,9	0,03	0,11	0,00	0,25
VIII 1969	90	10	54	0,4	32	19,0	5,7	3,4	5,6	0,06	0,10	0,05	0,30
VI 1970	90	6	33	0,4	34	12,6	3,2	1,2	10,1	0,12	0,34	0,24	0,14
VII 1967	120	12	87	0,5	60	43,5	4,5	5,6	13,3	0,11	0,15	0,30	0,20
VIII 1969	120	10	72	0,6	72	43,0	9,3	6,2	7,7	0,06	0,11	0,40	0,20
VIII 1969	120	28	200	0,8	96	160,0	5,0	8,5	24,0	0,20	0,12	0,60	0,20
VII 1969	90	30	163	0,8	72	131,0	6,7	12,0	13,5	0,15	0,08	0,54	0,27
VII 1969	90	27	146	0,8	72	118,0	6,7	10,8	13,5	0,15	0,05	0,62	0,20
VIII 1968	120	26	187	0,9	108	168,0	5,0	7,6	24,0	0,20	0,13	0,85	0,05
VIII 1969	120	22	158	0,9	108	142,0	5,0	6,1	24,0	0,20	0,15	0,90	0,00

температуры и влажности подоблачного слоя атмосферы поток исходящего излучения в среднем увеличивается на 20—30% [12].

В случае измерения противозлучения атмосферы в окнах прозрачности, например в участке спектра 8—12 мкм, влияние облачности проявляется наиболее заметно, потоки нисходящего излучения в зависимости от вида облачности возрастают в несколько раз.

Высокая чувствительность потоков собственного излучения атмосферы в участке спектра 8—12 мкм к появлению облаков может быть также использована для определения характеристик облачности по непрерывным регистрациям данного вида излучения (рис. 2). На примере дифференциальных функций распределения

вероятности яркости облачного неба  $p(B_{\Delta\lambda})$  (рис. 3), построенны по результатам измерений яркости околозенитной зоны в участке спектра 8—12 мкм узкоугольным радиометром [4], проиллюстрируем методику определения количества абсолютной облачности.

Заметим, что количество облачности в зените характеризует та называемую абсолютную облачность, получаемую проектированием облаков на горизонтальную поверхность, в отличие от относительной

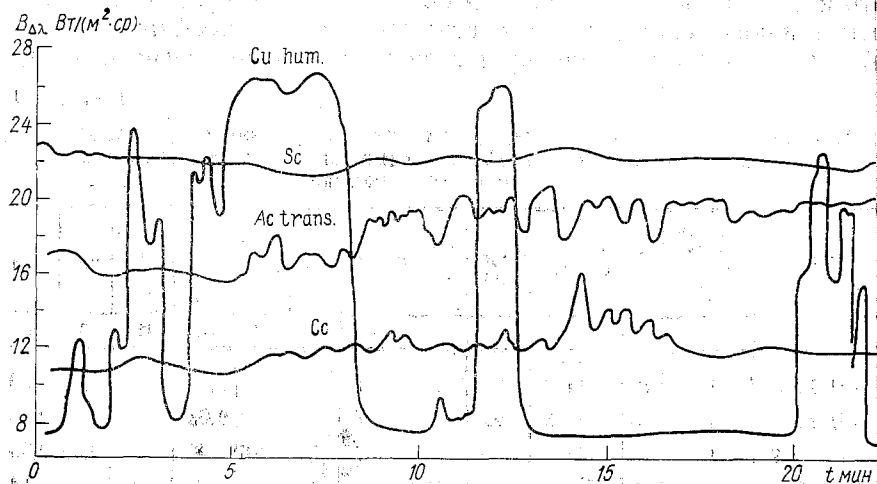


Рис. 2. Примеры регистраций яркости длинноволновой радиации в участке спектра 8—12 мкм из зенита при разных формах облаков.

тельной облачности, которую при наземных наблюдениях определяют как долю закрытости облаками полусферы с центром в пункте наблюдения.

Минимальные значения яркости на функциях распределения  $p(B_{\Delta\lambda})$  соответствуют участкам безоблачного неба в просветах между облаками, максимальные значения яркости относятся к нижней границе облачности. При определении количества облачности по функциям распределения  $p(B_{\Delta\lambda})$  необходимо знать «пороговые» значения яркости, соответствующие безоблачной атмосфере.

Для приведенных примеров функций распределения вероятности яркости облачного неба в околозенитной зоне «пороговые» значения яркости безоблачного неба равнялись  $8 \text{ Вт}/(\text{м}^2 \cdot \text{ср})$ . Следовательно, вероятность закрытия околозенитной зоны облаками (абсолютное количество облачности) находим по функциям распределения при  $B_{\Delta\lambda} > 8 \text{ Вт}/(\text{м}^2 \cdot \text{ср})$ , т. е.  $p(B_{\Delta\lambda} > 8 \text{ Вт}/(\text{м}^2 \cdot \text{ср}))$ .

Значения яркости безоблачного неба в разные дни измерения варьируют в зависимости от вертикального распределения температуры и влажности, а также других компонент, оптически активных в данном участке спектра.

Однако пределы изменчивости яркости безоблачного неба в частке спектра 8—12 мкм в течение длительного периода времени (месяца, сезона, года) существенно меньше, чем вариации яркости, обусловленные появлением облачности.

Очевидно, что точность определения количества облачности по функциям распределения в значительной степени зависит от установления закона распределения вероятности яркости безоблачного

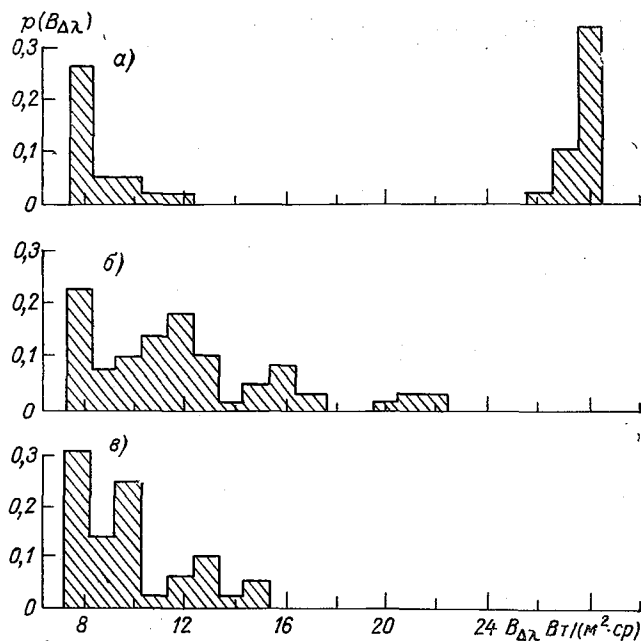


Рис. 3. Плотность вероятности яркости околозенитной зоны небосвода в условиях кучевой (а), высоко-кучевой (б) и перисто-слоистой (в) облачности.

неба (для данного пункта наблюдения). Такие данные могут быть получены либо путем статистической обработки большого объема экспериментального материала, либо расчетным путем, используя данные радиозондирования.

Методика определения количества облачности по функциям распределения  $p(B_{\Delta\lambda})$  может быть применена и к измерениям яркости облачного неба при сканирующем режиме работы инфракрасного радиометра. В этом случае речь пойдет об определении количества облачности для кольцевых зон небосвода, так как сканирование осуществляется по азимутальному углу от 0 до 360° при изменении зенитного угла визирования от 0 до 90° с шагом 10°.

При оценке количества облачности кольцевых зон небосвода по функциям  $p(B_{\Delta\lambda})$  необходимы сведения об угловой зависимости

собственного излучения безоблачной атмосферы, которые дают возможность для каждой кольцевой зоны на функциях распределения вероятности яркости выбрать «пороговые» значения, соответствующие безоблачному небу.

На рис. 4 б приведены примеры дифференциальных функций распределения вероятностей яркости кольцевых зон при сканировании небосвода в условиях кучевой облачности при зенитных углах 40, 50, 60 и 70°.

Учитывая угловую зависимость собственного излучения безоблачной атмосферы (рис. 4 а), полученную при измерениях в прорезах между облаками, для каждой кольцевой зоны были опре-

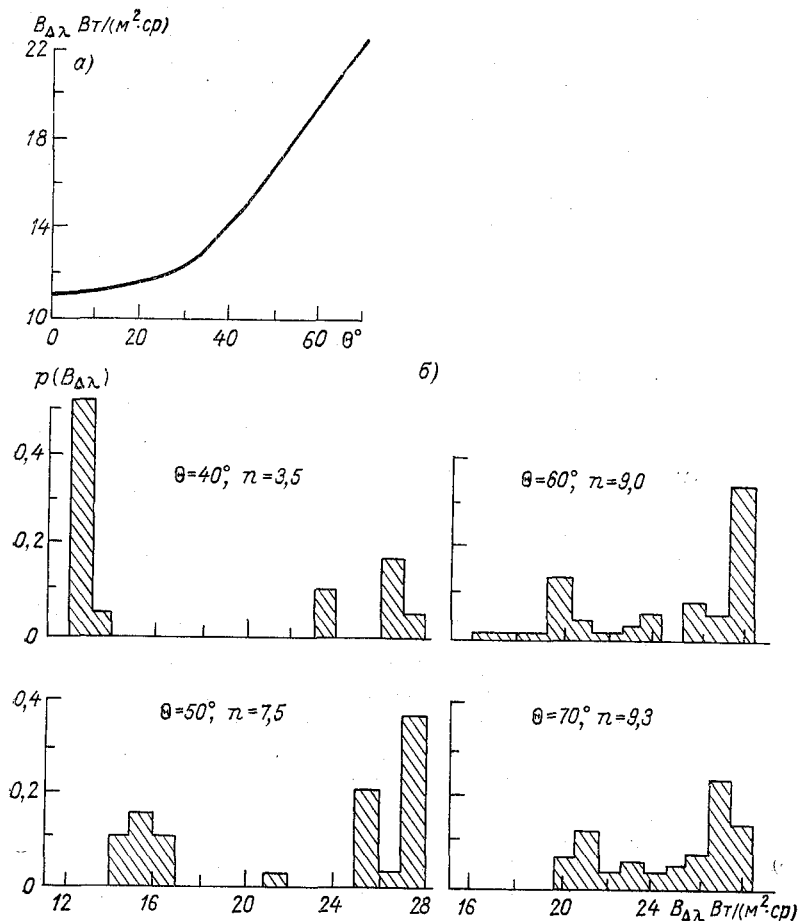


Рис. 4. Угловая зависимость собственного излучения  $B_{\Delta\lambda}$  безоблачной атмосферы (а) и плотность вероятности яркости кольцевых зон небосвода при различных зенитных углах (б). 24 июля 1973 г., 15 ч 30 мин. Воейково.

ены «пороговые» значения яркости безоблачной атмосферы и по кциям  $p(B_{\Delta\lambda})$  найдено количество облачности  $n$  в баллах. Как известно, количество облачности кольцевых зон небосвода ) и количество относительной облачности  $n_0$  связаны друг с дру- следующим образом:

$$n_0 = \int_0^{\pi/2} n(\theta) \sin \theta d\theta. \quad (7)$$

Следует заметить, что при зенитных углах, близких к горизон- возможность обнаружения облаков резко уменьшается в связи адением контраста яркости облаков на фоне безоблачного неба.

Таблица 2

Некоторые параметры кучевых облаков, полученные по данным регистрации длинноволновой радиации в участке спектра 8—12 мкм из зенита в пос. Воейково

Дата	Длитель- ность изме- рений $T$ мин	Ско- рость ветра $v$ м/с	$l$ км	$\Delta t_{\text{обл}}$ мин	$\Delta l_{\text{обл}}$ км	$\tau_2$ мин	$l_2$ км	$N$	$\gamma$		$n_{\text{обл}}$	
									мин <sup>-1</sup>	км <sup>-1</sup>	$n_{\text{пл}}$	$n_{\text{пол}}$
VII 1972	120	6	43	108	39,0	9,0	3,2	12,0	0,100	0,280	0,85	0,05
VII 1972	60	5	18	23	6,9	4,5	1,45	5,1	0,085	0,283	0,26	0,12
VII 1972	120	6	43	95	34,0	6,2	2,2	15,3	0,127	0,356	0,68	0,11
VIII 1972	90	10	54	74	44,4	8,8	5,3	8,4	0,093	0,158	0,54	0,28
VIII 1972	90	12	65	41	30,0	2,2	1,6	18,6	0,206	0,286	0,34	0,12
VIII 1973	60	6	21	54	18,9	4,5	1,6	4,7	0,078	0,224	0,72	0,18
VIII 1973	60	8	29	15	7,6	2,4	1,1	6,3	0,105	0,218	0,14	0,12
VI 1974	60	5	18	48	14,4	8,6	2,6	5,6	0,093	0,310	0,75	0,05

этому количество относительной облачности по данным регист- рации излучения в участке спектра 8—12 мкм имеет смысл оцени- гь в части небосвода, исключая кольцевые зоны, близкие к го- зонту.

Количество относительной облачности может быть определено кже по расчетным схемам, изложенным в работе [13], используя нные об абсолютной облачности и характере распределения об- ков по небосводу.

По результатам измерений яркости околзенитной зоны при ку- вой облачности были рассчитаны автокорреляционные функции, ределены радиусы корреляции  $\tau_2$  и по формулам (5), (6) най- ны количество облачных неоднородностей  $N$  с временными и ли- йными масштабами  $\tau_2$  и  $l_2$  и частота облачных образований ука- нных размеров. Результаты расчетов сведены в табл. 2, интер- етация которых подобна данным табл. 1.

Все перечисленные в табл. 1 и 2 характеристики облачности полученные по данным регистраций потоков коротковолнового и длинноволнового излучения, рассчитывались по отдельным реализациям при выполнении условий стационарности [14]. Обоснованность такого подхода к изучению пространственной и временной изменчивости потоков излучения в облачных условиях рассмотрена специально в работе [15], что нашло отражение в ряде методических исследований, проведенных с этой целью.

В заключение заметим, что предложенная в данной работе методика определения характеристик облачности по данным регистраций потоков коротковолновой и длинноволновой радиации успешно была апробирована в международной экспедиции АТЭП. Из результатов обобщения, представленных в Трудах экспедиции ТРОПЭКС-74, следует, что такие характеристики облачности, линейные размеры облачных неоднородностей и количество объектов в баллах, определяются надежно по регистрациям интегральных и спектральных потоков нисходящего излучения.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Фейгельсон Е. М. Лучистый теплообмен и облака. Л., Гидрометеоздат, 1970. 229 с.
2. Тимановская Р. Г., Фейгельсон Е. М. Некоторые параметры кучевых облаков, полученные по фотографиям небесного свода и из наземных актинометрических измерений.— В кн.: Теплообмен в атмосфере. М., «Наука», 1972, с. 107—112.
3. Истомина Л. Р. Определение статистических характеристик пространственной структуры облачных неоднородностей по аэрофотографиям.— В сб. «Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана», 1968, т. II, № 3, с. 263—271.
4. Касаткина О. И. и др. К вопросу об объективном анализе характеристик облачности.— «Метеорология и гидрология», 1972, № 8, с. 23—29.
5. Руднева Л. Б. К вопросу разработки метода объективной идентификации облачности на основе изучения статистической структуры излучения облачного неба.— В кн.: Радиационные процессы в атмосфере и на земной поверхности. Материалы IX Всесоюзного совещания по актинометрии 13 октября 1972 г., Киев. Л., Гидрометеоздат, 1974, с. 117—118.
6. Стохастическая структура полей облачности и радиации. Под ред. Ю. Р. Малама. Тарту, 1972. 281 с.
7. Тимановская Р. Г., Тимановский Д. Ф. Определение количества облаков по непрерывным регистрациям потоков прямой радиации.— «ГГО», 1975, вып. 345, с. 12—17.
8. Кондратьев К. Я. Актинометрия. Л., Гидрометеоздат, 1965. 692 с.
9. Тимановская Р. Г. Статистика временных и линейных размеров кучевых облаков, полученная из актинометрических данных.— В кн.: Радиационные процессы в атмосфере и на земной поверхности. Материалы IX Всесоюзного совещания по актинометрии 10—13 октября 1972 г., Киев, Л., Гидрометеоздат, 1974, с. 67—70.
10. Пылдмаа В. К., Тимановская Р. Г. Некоторые характеристики прямой радиации в облачных условиях.— «Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана», 1969, т. V, № 5, с. 457—462.
11. Бибикова Т. И. Опыт наблюдения облаков фотографическим методом с помощью сферического зеркала.— «Вест. ГУ», 1960, № 2, с. 5—11.
12. Нийлиск Х. Ю. О расчетах тепловой радиации атмосферы при разрывной облачности.— В кн. Теплообмен в атмосфере. М., «Наука», 1972, с. 38—39.



- . Авасте О. А. и др. О закрытости небосвода облаками. — В кн.: Теплообмен в атмосфере. М., «Наука», 1972, с. 134—139.
- . Матвеев Л. Т. Основы общей метеорологии. Физика атмосферы. Л., Гидрометеиздат, 1965. 876 с.
- . Тимановская Р. Г., Фейгельсон Е. М. К методике изучения статистической структуры наземных потоков солнечного излучения в облачных условиях. — В кн.: Теплообмен в атмосфере. М., «Наука», 1972, с. 97—101.

## ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ГОЛОЛЕДНО-ИЗМОРОЗЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПО ИХ МАССЕ

В качестве датчика гололедно-изморозевых отложений в автоматических системах предлагается вертикальный стержень. Преимуществом такого датчика является отсутствие зависимости параметров отложения от направления ветра, однако при использовании этих данных следует иметь в виду ряд особенностей, характерных для отложений, образующихся на вертикальных стержнях. Хотя масса отложения на вертикальном стержне практически не отличается от массы на горизонтальном проводе того же диаметра, расположенном нормально к влагонесущему потоку, применительно к проводам других диаметров и другой ориентации масса будет отлична, и необходимо его пересчитывать, используя полученные ранее коэффициенты.

Сравнительные наблюдения над параметрами отложения по вертикальному стержню диаметром 25 мм и на горизонтально расположенных проводах различных диаметров с различной системой крепления по наблюдениям, организованным на станциях Ново-Пятигорск, Кумертау и Аксаково, позволили получить значения переходных коэффициентов в зависимости от ориентации, диаметров и системы крепления проводов (табл. 1).

При нормальном расположении провода по отношению к ветру для плотных образований льда (сложные отложения) четко прослеживается рост величины отношения массы на вертикальном стержне к массам на проводах различных диаметров, причем наименьшая масса (а следовательно, наибольшая величина отношения) наблюдается на прочно закрепленном проводе гололедного станка. Провода диаметром 25, 15 и 5 мм свободно подвешены и имеют возможность закручиваться по мере нарастания на них отложения.

При угле  $45^\circ$  между направлением провода и направлением ветра это соотношение сохраняется для свободно подвешенных проводов, но для провода гололедного станка величина отношения уменьшается, что свидетельствует о большой массе отложения на прочно закрепленном проводе.

Таблица 1

Отношение массы отложения на вертикальном стержне диаметром 25 мм к массе на свободно подвешенных проводах различных диаметров и проводе гололедного станка

Ситуация	Вид отложения	Провода, мм				Ориентация провода	Направление ветра
		25	15	5	гололедного станка		
При расположении проводов нормально к ветровому потоку							
о-Пятик ертау	Сложное отложение	0,993	1,267	1,440	1,695	Меридиональный	З, В
	То же	1,243	1,445	2,186	2,338	Широтный	Ю
При расположении провода под углом 45° к ветровому потоку							
ертау аково	Сложное отложение	0,986	1,835	2,648	1,708	Широтный	ЮВ
	То же	1,376	1,395	1,793	1,327	"	ЮЗ
аково	"	1,953	1,944	2,030	1,785	Меридиональный	ЮЗ
ертау	Кристаллическая изморозь	1,23	1,60	3,20	2,67	Широтный	ЮЗ
ертау	То же	1,00	0,73	0,85	0,73	Меридиональный	ЮВ
аково	"	1,02	1,02	1,50	1,50	Широтный	СВ
При безветрии							
ертау	Сложное отложение	0,75	1,00	1,00	1,00	Широтный	—
аково	Кристаллическая изморозь	1,00	1,00	1,78	1,00	Меридиональный	—
При расположении провода вдоль ветрового потока							
аково	Сложное отложение	1,500	1,250	1,250	1,250	Меридиональный	Ю
аково	Кристаллическая изморозь	1,500	1,250	1,250	1,250	"	Ю

Что касается хрупких отложений кристаллической изморози, для них отмеченная выше закономерность не соблюдается.

При безветрии значения отношений не подчиняются никакой закономерности и примерно стабильны, что отмечается и при расположении провода, на котором происходит осаждение осадка, вдоль ветрового потока.

Кроме различий в массе, отложения на вертикальном стержне на горизонтально расположенных проводах различаются и по

другим параметрам. В частности, плотность отложений на вертикальном стержне меньше, чем на проводах. Осыпание осадка вертикального стержня происходит раньше, чем с горизонтальным проводом. Отношение малого диаметра отложения на вертикальном стержне к большому диаметру в большинстве случаев не соответствует тем величинам, которые характеризуют форму осадка на горизонтальном проводе при определенной скорости ветра [1].

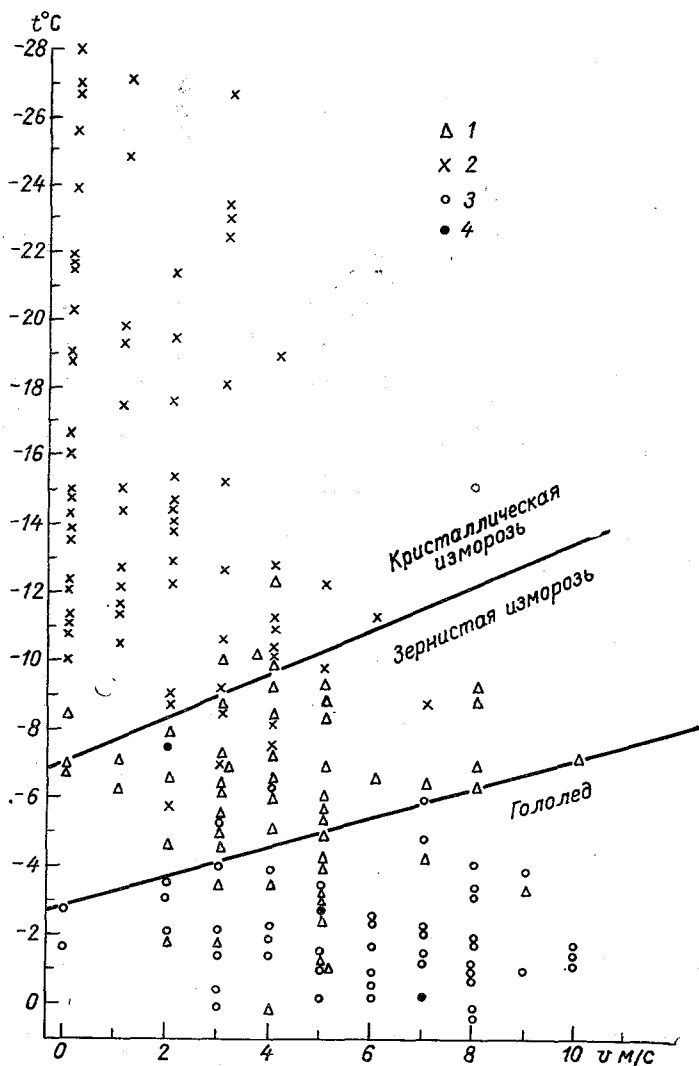


Рис. 1. Температура воздуха и скорость ветра в начале обледенения для различных видов отложений.

1 — зернистая изморозь, 2 — кристаллическая изморозь, 3 — гололед, 4 — мокрый снег.

Отсюда следует, что масса отложения, зафиксированная датчиком гололеда, представляющим собой вертикальный стержень, может быть пересчитана для горизонтального провода, и остальные параметры получены уже по новой массе.

Ввиду сложности процесса гололедообразования, зависящего от большого ряда различных по своему характеру факторов, не предлагается возможным установить прямую зависимость между структурой и величиной отложения и значениями сопутствующих метеорологических элементов. Однако с достаточной степенью достоверности можно утверждать, что в определенных диапазонах

Таблица 2

Величины тенденции температуры, влажности и скорости ветра за период, предшествующий началу образования отложений

Вид отложения	$\Delta t^{\circ}\text{C}$	$\Delta f\%$	$\Delta e \text{ мб}$	$\Delta v \text{ м/с}$
Гололед . . . . .	-0,03	1,4	0,05	0,5
Зернистая изморозь . . .	-0,60	3,2	-0,02	0,4
Кристаллическая изморозь	-2,16	1,3	-0,22	-0,6
Мокрый снег . . . . .	0,03	1,3	0,00	-0,5

температуры воздуха и скорости ветра будет образовываться тот или иной вид отложения.

Если построить график образования отдельных видов отложений в зависимости от температуры и скорости ветра, то в дальнейшем, пользуясь данными сопутствующих метеорологических элементов, можно определять вид отложения.

На рис. 1 представлен такой график для начальной стадии образования, построенный по материалам наблюдений станций УГМС в Калининской ССР.

Если область образования кристаллической изморози на графике очерчена достаточно четко, то этого нельзя сказать о зернистой изморози, которая может образовываться и при условиях, неблагоприятных для образования гололеда. То же относится и к отложениям мокрого снега, которые встречаются при достаточно разнообразных сочетаниях температуры и скорости ветра.

В качестве вспомогательных характеристик для этих видов отложений в сомнительных случаях могут привлекаться значения тенденции некоторых метеорологических элементов за период, предшествующий началу образования того или иного вида отложений.

В табл. 2 помещены средние величины тенденции температуры, влажности и скорости ветра за три часа, предшествующие началу образования гололеда, изморози (зернистой и кристаллической) и мокрого снега.

Если перед началом образования кристаллической изморози от-

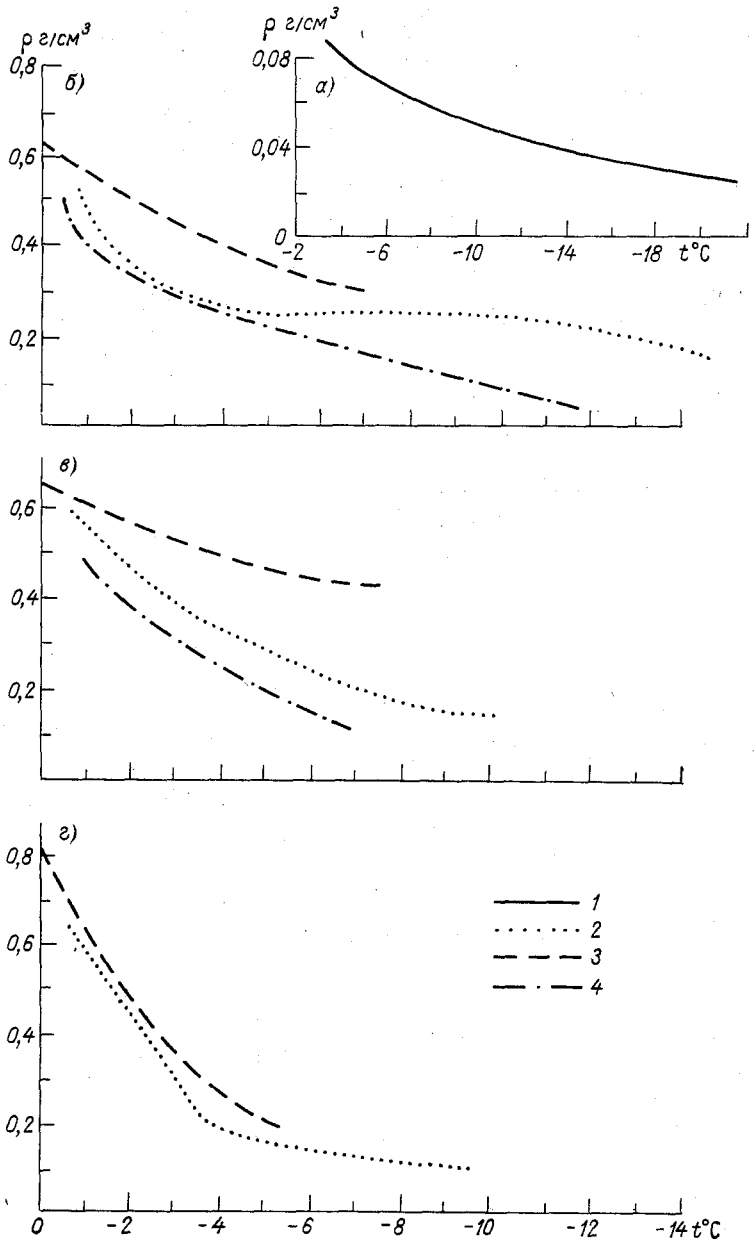


Рис. 2. График зависимости плотности отложений от температуры воздуха при различной скорости ветра.

а) 0—5 м/с, б) 0—5 м/с, в) 6—10 м/с, г) 11—15 м/с; 1 — кристаллическая изморозь, 2 — зернистая изморозь, 3 — гололед, 4 — смешанные осадки.

ечается значительное падение температуры, то при гололеде и  
 окром снеге температура практически не меняется, а при обра-  
 вании зернистой изморози наблюдается умеренное падение темпе-  
 ратуры и заметный рост относительной влажности, что позволяет  
 личать зернистую измо-  
 зь от гололеда. Что каса-  
 ся абсолютной влажности,  
 она существенно меня-  
 ся лишь при образовании  
 исталлической изморози.  
 уменьшение скорости ветра  
 спутствует образованию  
 исталлической изморози,  
 также наблюдается при  
 ложениях мокрого снега.

Можно предположить,  
 то некоторые параметры  
 ложений, в частности их  
 лотность (объемная мас-  
 а), должны зависеть от  
 корости ветра и темпера-  
 уры. Трудно ожидать, что  
 а зависимость будет выра-  
 ена достаточно четко, од-  
 ако какая-то закономер-  
 ость для каждого вида от-  
 ожения, учитывая, что  
 лотность гололеда, зерни-  
 кой изморози и других об-  
 азований меняется в широ-  
 их пределах, должна быть  
 ыявлена.

Некоторыми авторами  
 2] была определена зави-  
 мость плотности отложе-  
 ий смеси и зернистой измо-  
 зи от температуры и ско-  
 сти ветра для определен-  
 ого района. При повышении  
 емпературы от  $-6$  до  $0^{\circ}\text{C}$   
 лотность изменялась от  $0,3$  до  $0,6$  г/см<sup>3</sup>.

Нами были получены графики зависимости плотности отложе-  
 ий ( $\rho$  г/см<sup>3</sup>) от температуры воздуха для различных градаций  
 корости ветра. Эта зависимость не относится к какому-либо опре-  
 еделенному району или типу рельефа. Для расчета были использо-  
 аны данные большого числа наблюдений на станциях, располо-  
 енных в различных физико-географических условиях на терри-  
 ориях Северо-Кавказского, Северо-Западного УГМС и УГМС Ук-  
 аинской ССР.

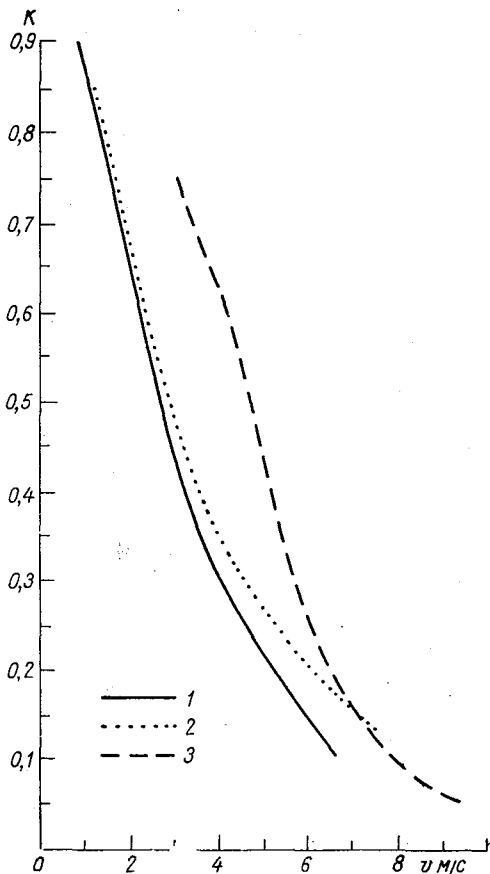


Рис. 3. График зависимости коэффициента  $K$  от скорости ветра.

1 — кристаллическая изморозь, 2 — зернистая изморозь, 3 — гололед.

На рис. 2 представлена зависимость плотности отложений от температуры воздуха при различной скорости ветра (0—5, 6— и 11—15 м/с) для гололеда, зернистой изморози, смешанных отложений и кристаллической изморози. Значительное увеличение плотности с повышением температуры для гололеда и зернистой изморози наблюдается при скорости ветра 11—15 м/с, при меньшей скорости увеличение плотности происходит более плавно.

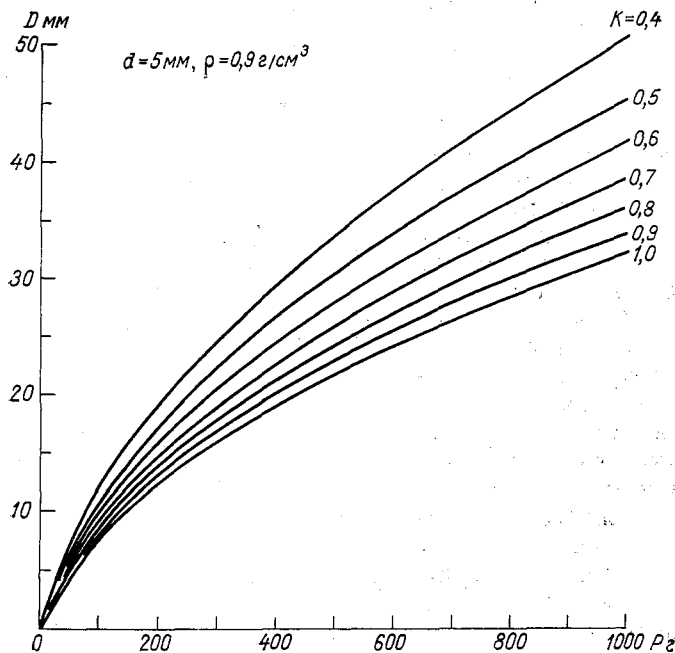


Рис. 4. Образец номограммы для определения диаметра отложения по его плотности, массе и значению коэффициента  $K$  на проводе 5 мм.

Так же может быть определена некоторая зависимость от скорости ветра отношения толщины отложения  $T$  (малого диаметра) к диаметру  $D$ ,  $K=T/D$ . На рис. 3 представлен график зависимости  $K$  от средней скорости ветра, наблюдавшегося в период образования отложения, для гололеда, зернистой и кристаллической изморози.

Для расчета массы отложения по его размерам и плотности используется формула [5]

$$P = 78 \rho (ac - d^2), \quad (1)$$

где  $a$ ,  $c$  — диаметры отложения вместе с диаметром провода  $d$  в сантиметрах, или формула [4]

$$P = C \rho [DT + d(D + T)], \quad (2)$$



е  $D$  и  $T$  — диаметры отложений за вычетом диаметра провода в миллиметрах,  $C$  — коэффициент, равный 0,785.

Подставив в формулу (2) вместо  $T$  его значение, выраженное через  $D$  ( $T=KD$ ), и решив преобразованное уравнение относительно  $D$ , получим

$$D = \sqrt{\frac{d^2(1+K)^2}{4K^2} + \frac{P}{K\rho c}} - \frac{d(1+K)}{2K}. \quad (3)$$

Для всех плотностей (от 0,1 до 0,9), значений коэффициента  $K$  0,4 до 1,0 и наиболее распространенных диаметров проводов ЭП (5, 10, 15 и 25 мм) были рассчитаны величины  $D$  и построены номограммы типа представленной на рис. 4.

Таблица 3

Значения метеорологических элементов при обледенении

№ п/п	Станция	Температура в начале обледенения, °С	Скорость ветра в начале обледенения, м/с	Масса, г	Вид отложения
1	Аскания-Нова	-1,4	12	168	Гололед
2	Аскания-Нова	-3,8	12	104	"
3	Аскания-Нова	-0,4	7	80	"
4	Беловодск	-0,2	6	176	"
5	Ай-Петри	0,0	12	992	"
6	Бехтеры	-0,7	7	184	"
7	Бехтеры	-3,2	5	80	"
8	Бехтеры	-5,2	6	80	"

Пользуясь приведенными выше графиками и номограммами, аналогичными приведенной на рис. 4, определим размеры отложений на проводе диаметром 5 мм для конкретных случаев обледенения в предположении, что нам известны только масса отложения значения сопутствующих метеорологических элементов. Рассмотрим восемь случаев обледенения (табл. 3).

Пользуясь графиком, изображенным на рис. 1, легко определим диаметр отложения для всех приведенных случаев, за исключением седьмого. В последнем случае вид отложения приходится на границе между зонами гололеда и зернистой изморози. Следовательно, требуется дополнительная информация для уточнения вида отложения. Используя данные за срок, предшествующий началу обледенения, получим следующие значения тенденции: +0,1°С, 6%, +0,2 мб и +1 м/с. Обратившись к табл. 2, убеждаемся, что значения тенденции в большей степени соответствуют случаю гололеда, чем зернистой изморози. Поэтому и восьмой случай отне-

сём к гололеду; поскольку отмечалось некоторое повышение температуры и увеличение абсолютной влажности, в случае же зернистой изморози температура обычно существенно понижается и более вероятным является уменьшение (небольшое) абсолютной влажности.

Установив, что эти случаи обледенения относятся к гололеду, приступим к определению размеров отложения. Для этого необходимо знать средние значения температуры и скорости ветра каждый случай обледенения (табл. 4).

Таблица 4

Средние значения скорости ветра и температуры за каждый случай обледенения, значения плотности и коэффициента  $K$ , определенные по графикам

№ п/п	$V_{\text{ср}}$ м/с	$t_{\text{ср}}$ °C	$\rho$ г/см <sup>3</sup>	$K$
1	12	-2,0	0,4	<i>0,1*</i>
2	10	-5,9	0,5	<i>0,1*</i>
3	5	-0,3	0,6	0,4
4	5	-1,5	0,6	<i>0,2*</i>
5	12	-0,1	0,8	<i>0,1*</i>
6	6	-1,1	0,6	<i>0,2*</i>
7	5	-1,5	0,5	0,4
8	6	-2,5	0,5	<i>0,2*</i>

Получив значения  $\rho$  и  $K$  и зная массу отложения, по номограммам, аналогичным представленной на рис. 4, можно определить размеры отложения. Здесь следует отметить, что значения  $K$ , снятые с графика (рис. 3) для гололеда, при больших скоростях ветра оказались заниженными (в табл. 4 даны курсивом), и оптимальным их значением на основании опытных данных является  $K=0,4$ .

В табл. 5 даны значения входных параметров для каждого из приведенных выше случаев гололеда, результаты определения размеров отложений, а также размеры отложений, полученные путем непосредственных измерений, и величины относительных погрешностей ( $\delta_D$  и  $\delta_T$ ) определения диаметра ( $D$ ) и толщины ( $T$ ) отложения.

Приведенные примеры расчета свидетельствуют о приемлемости предлагаемой методики для установления вида отложения и определения его размеров по измеренной массе. Средняя относительная погрешность определения размеров отложения гололеда составляет 15—16%.

Таблица 5

Входные данные для пользования номограммой ( $P$ ,  $\rho$ ,  $K$ ), результаты определения диаметра ( $D$ ) и толщины ( $T$ ) отложения, меры отложения, полученные непосредственным измерением ( $D_H$  и  $T_H$ ), и относительные погрешности ( $\delta D$  и  $\delta T$ )

№ /п	$P$ г	$\rho$ г/см <sup>3</sup>	$K$	$D_{мм}$	$T_{мм}$	$D+d$	$T+d$	$D_H$ мм	$T_H$ мм	$\delta D$	$\delta T$
1	168	0,4	0,4	30	12	35	17	36	20	0,03	0,15
2	104	0,4	0,4	20	8	25	13	22	14	-0,11	0,07
3	80	0,6	0,3	14	4	19	9	26	7	0,27	-0,28
4	176	0,6	0,4	21	8	26	13	19	12	-0,37	-0,08
5	992	0,8	0,4	56	22	61	27	70	30	0,13	0,10
6	184	0,6	0,4	25	10	30	15	31	20	0,03	0,25
7	80	0,4	0,4	15	6	20	11	19	9	-0,05	-0,22
8	80	0,5	0,4	12	5	17	10	14	11	-0,21	0,09
еднее										$\pm 0,15$	$\pm 0,16$

Теперь обратимся к другим видам отложения, а именно к зернистой и кристаллической изморози (табл. 6).

Первый случай, если воспользоваться графиком, представленным на рис. 1, по соотношению температуры и скорости ветра соответствует случаю гололеда. Однако вызывает сомнение то обстоятельство, что температура лежит в зоне зернистой изморози. Если посмотреть на значения тенденции, то температура резко падает перед началом обледенения ( $-6,1^\circ\text{C}$ ) и так же уменьшается абсолютная влажность. Наблюдателями этот случай был отнесен к зернистой изморози, что, вероятно, соответствует действительности.

То же видим мы во втором и третьем случаях. По графику они соответствуют случаю гололеда. Однако значения  $\Delta t = -1,3^\circ\text{C}$

Таблица 6

## Значение метеорологических элементов при обледенении

№ п	Станция	Температура в начале обледенения, $^\circ\text{C}$	Скорость ветра в начале обледенения, м/с	Масса, г	Вид отложения
	Ай-Петри . . . . .	-3,9	20	552	Зернистая изморозь
	Ай-Петри . . . . .	-2,3	10	192	То же
	Ай-Петри . . . . .	0,1	18	208	"
	Дарьевка . . . . .	-5,1	4	168	"
	Ай-Петри . . . . .	-5,1	0	500	"
	Затишье . . . . .	-7,7	2	144	Кристаллическая изморозь
	Пожежевская . . . . .	-11,6	2	72	То же

Таблица 7

Средние значения скорости ветра и температуры за каждый случай обледенения, значения плотности и коэффициента  $K$ , определенные по графикам

п/п	$V_{\text{ср}}$ м/с	$t_{\text{ср}}$ °С	$\rho$ г/см <sup>3</sup>	$K$
1	10	-3,4	0,4	0,2
2	4,5	-2,2	0,3	0,3
3	12	-1,6	0,5	0,2
4	6	-2,3	0,4	0,2
5	11	-3,4	0,2	0,2
6	2	-2,7	0,1	0,5
7	0,5	-13,5	0,05	0,9

в обоих случаях и  $\Delta e$ , равное соответственно  $-0,4$  и  $-0,6$  мб, свидетельствуют о том, что это скорее зернистая изморозь. Наблюдатели также отнесли их к зернистой изморози. В четвертом и пятом случаях тоже наблюдалась зернистая изморозь, несмотря на то что наблюдатель отметил в пятом случае кристаллическую изморозь. Шестой и тем более седьмой случаи, без сомнения, относятся к кристаллической изморози.

Таблица

Входные данные для пользования номограммой ( $P$ ,  $\rho$ ,  $K$ ), результаты определения диаметра ( $D$ ) и толщины ( $T$ ) отложения, размеры отложения, полученные непосредственным измерением ( $D_{\text{н}}$  и  $T_{\text{н}}$ ), и относительные погрешности ( $\delta_D$  и  $\delta_T$ )

№ п/п	$P$ г	$\rho$ г/см <sup>3</sup>	$K$	$D$ мм	$T$ мм	$D+d$	$T+d$	$D_{\text{н}}$ мм	$T_{\text{н}}$ мм	$\delta_D$	$\delta_T$
1	552	0,4	0,2	69	14	74	19	92	24	0,19	0,20
2	192	0,3	0,3	40	12	45	17	32	23	-0,40	0,20
3	208	0,5	0,2	35	7	40	12	42	19	0,02	0,30
4	168	0,4	0,2	36	7	41	12	47	17	0,13	0,29
5	560	0,2	0,2	104	21	109	26	111	51	0,01	0,49
Среднее										$\pm 0,15$	$\pm 0,32$
6	144	0,1	0,8	40	32	45	37	39	31	-0,15	-0,19
7	72	0,05	0,9	28	25	33	30	40	18	+0,17	-0,67
Среднее										$\pm 0,16$	$\pm 0,43$

Подобно тому, как это мы делали в случаях с гололедом, определим размеры отложений зернистой и кристаллической изморози (бл. 7 и 8).

Если в расчетах, относящихся к гололеду, мы почти для всех чаев брали значение  $K$ , равное 0,4, то для зернистой, а также и кристаллической изморози следует пользоваться значениями снятыми с графика, экстраполируя затем данные по номограмме.

Относительная погрешность определения диаметра отложения лучшая зернистой и кристаллической изморози такая же, как при расчетах размеров отложения гололеда. Что касается толщины, то погрешность значительно больше. В случаях с кристаллической изморозью это объясняется хрупкостью осадка и недостаточно четкой связью между отношением  $T/D$  и скоростью ветра. Кроме того, мы брали не фактическую плотность кристаллической изморози, а округляли ее до 0,1, что также сказалось на точности расчетов. Однако кристаллическая изморозь не имеет практического значения для определения гололедно-ветровой нагрузки на провода, и уточнение ее фактических размеров не вызывается особой необходимостью.

В целом предлагаемая методика дает приемлемые результаты может быть еще уточнена путем привлечения большего материала. В результате исследования можно сделать вывод о том, что существует довольно четкая зависимость плотности отложения от температуры воздуха, наблюдавшейся за период обледенения. Что касается ветра, то с увеличением его скорости плотность отложения (кроме кристаллической изморози) при неизменной температуре тоже несколько увеличивается. Однако это наблюдается только до 10 м/с, с дальнейшим же увеличением скорости плотность начинает уменьшаться.

Следовательно, зная плотность и определив отношение малого большого диаметров, которое зависит от скорости ветра (средней за весь случай обледенения), можно с достаточной для практических целей точностью получить значения размеров отложения на проводах различных диаметров, что является необходимым для последующих расчетов ветровых нагрузок.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Смирнов С. А. К вопросу об унификации методики инструментальных наблюдений над гололедно-изморозевыми отложениями. — «Тр. ГГО», 1975, вып. 345, с. 15—32.
- Белос И. М. Влияние физико-географических и метеорологических условий на плотность гололедно-изморозевых отложений. — «Тр. ГГО», 1970, вып. 265, с. 45—50.
- Волобуева Г. В. К определению размеров гололедно-изморозевых отложений по их весу. — «Тр. ГГО», 1973, вып. 303, с. 34—40.
- Смирнов С. А. К постановке наблюдений над гололедно-изморозевыми явлениями. — «Тр. ГГО», 1972, вып. 280, с. 150—155.
- Заварина М. В. О расчете гололедных, гололедно-ветровых и ветровых нагрузок при гололеде. — «Тр. ГГО», 1973, вып. 303, с. 3—10.

## НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СОСТАВЛЯЮЩИХ ТЕПЛООВОГО БАЛАНСА

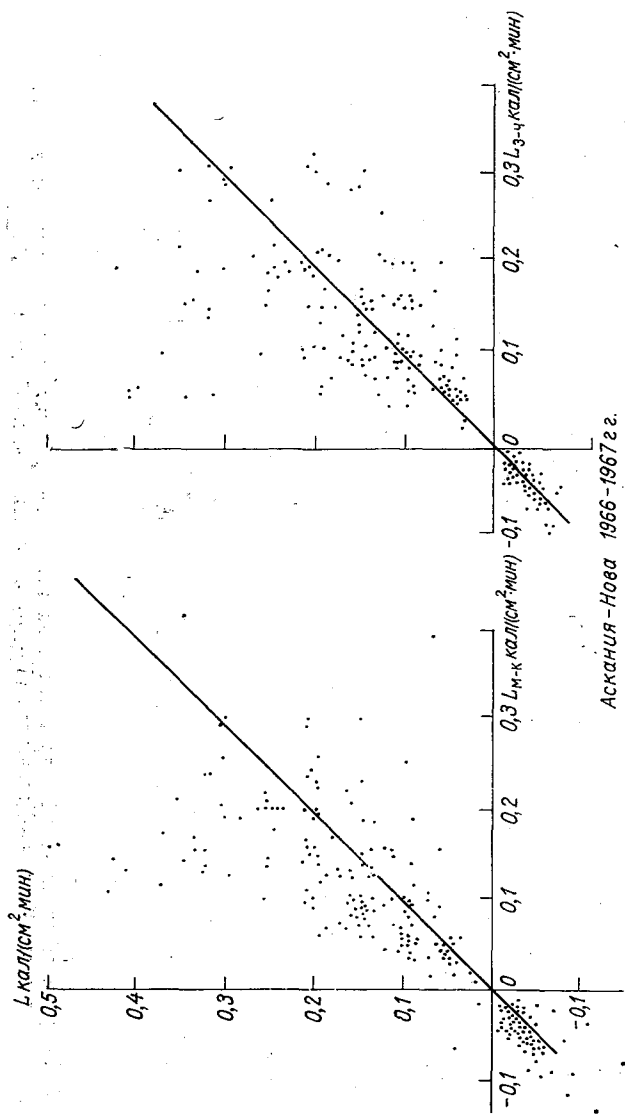
В СССР с конца 50-х годов действует сеть теплораспределительных станций; по результатам простых градиентных наблюдений производятся расчеты основных составляющих теплового баланса. Методика наблюдений и расчетов изложена в Руководстве [8]. Однако это методическое пособие содержит ряд допущений, которые могут оказывать существенное влияние на точность определения компонент теплового баланса.

В данном сообщении изложены результаты проработок по некоторым вопросам методики определения составляющих теплового баланса. Они будут полезны как для уточнения Руководства, так и при научных исследованиях по данным вопросам.

1. Сравнение результатов расчета потоков тепла и влаги по различным теоретическим моделям.

В последние годы широкое распространение получила практическая методика расчета потоков, основанная на теории подобия; она разработана А. С. Мониним, А. Б. Казанским [3] и развит С. С. Зилитинкевичем, Д. В. Чаликовым [2]. Представляется целесообразным сравнить получаемые при этом значения потоков с результатами сетевой методики, изложенной в Руководстве [8], по которой турбулентный поток тепла определяется расчетным путем по данным измерений радиационного баланса и градиентных наблюдений за температурой, влажностью почвы и воздуха и скоростью ветра двумя методами. Метод теплового баланса применяется в случае, когда разность между радиационным балансом и потоком тепла в почве положительна и равна или больше  $0,1 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин})$  и когда абсолютная величина градиентов температуры и влажности равна или больше  $0,1^\circ\text{C}$  и  $0,1 \text{ мб}$ ; метод турбулентной диффузии применяется во всех остальных случаях.

Затраты тепла на испарение ( $V$ ) находятся как остаточный член при замыкании уравнения теплового баланса. А. С. Монин и А. Б. Казанский [3] предложили определять турбулентные потоки тепла ( $L$ ) и влаги ( $E$ ) по данным градиентных наблюдений



Аскания-Нова 1966-1967 гг.

Рис. 1. Графики связи значений турбулентного потока тепла, рассчитанных сетевым методом ( $L$ ) и методами Монина—Казанского ( $L_{м-к}$ ) и Зилитинкевича—Чаликова ( $L_{з-ч}$ ).

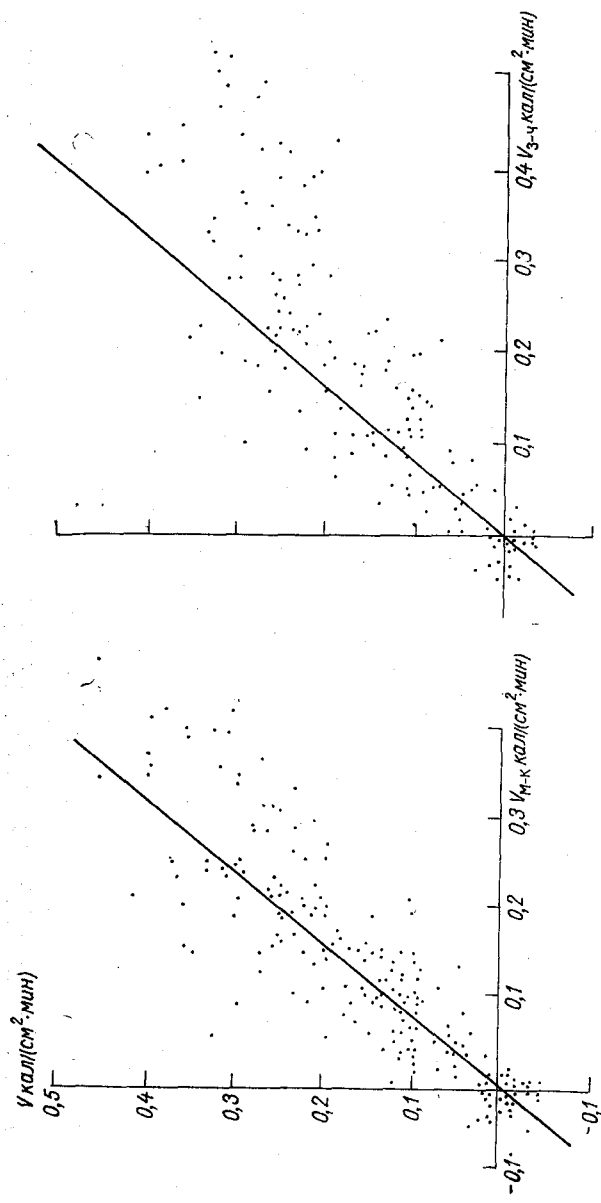


Рис. 2. Графики связи значений затрат тепла на испарение, рассчитанных сетевым методом ( $V$ ) и методами Монина—Казанского ( $V_{M-K}$ ) и Зилитинкевича—Чаликова ( $V_{3-4}$ ).



е прибегая к замыканию уравнения теплового баланса) по формулам:

$$L_{M-K} = -\varphi_L u_1 \Delta t \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин}),$$

$$E_{M-K} = -\varphi_V u_1 \Delta Q \text{ г}/(\text{м}^2 \cdot \text{ч}),$$

$$V_{M-K} = -0,623 \cdot 10^{-3} \varphi_V u_1 \Delta e \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин}),$$

е  $L_{M-K}$  и  $E_{M-K}$ — турбулентные потоки тепла и влаги, рассчитанные по методу Мони́на—Казанского;  $V_{M-K}$ — затраты тепла на

Таблица 1

Суточный ход значений турбулентного потока тепла и затрат тепла на испарение по средним данным за теплые периоды 1966—1967 гг.

Срок, ч						
Срок	1	7	10	13	16	19
<b>Аскания-Нова</b>						
$L$	-0,04	0,05	0,13	0,25	0,10	-0,04
$L_{M-K}$	-0,03	0,04	0,14	0,15	0,09	-0,05
$L_{3-ч}$	-0,04	0,06	0,16	0,17	0,09	-0,05
$V$	0,03	0,02	0,16	0,26	0,18	0,12
$V_{M-K}$	0,01	0,08	0,18	0,17	0,12	0,05
$V_{3-ч}$	0,02	0,08	0,20	0,22	0,16	0,05
<b>Николаевское</b>						
$L$	-0,02	0,05	0,10	0,12	0,06	-0,02
$L_{M-K}$	-0,02	0,04	0,10	0,10	0,05	-0,03
$L_{3-ч}$	-0,02	0,07	0,10	0,12	0,07	-0,03
$V$	-0,01	0,07	0,23	0,29	0,24	0,06
$V_{M-K}$	-0,01	0,09	0,19	0,24	0,19	0,03
$V_{3-ч}$	0,00	0,11	0,24	0,32	0,29	0,03
<b>Толстовка</b>						
$L$	-0,03	0,00	0,13	0,17	0,15	-0,03
$L_{M-K}$	-0,03	0,04	0,11	0,11	0,05	-0,05
$L_{3-ч}$	-0,04	0,01	0,11	0,11	0,04	-0,04
$V$	0,03	-0,02	0,26	0,37	0,26	0,11
$V_{M-K}$	0,00	-0,03	0,20	0,27	0,19	0,08
$V_{3-ч}$	-0,01	0,00	0,22	0,27	0,12	0,05

испарение, рассчитанные по методу Мони́на—Казанского;  $u$  — скорость ветра на высоте 1 м;  $\Delta t$  — разность температуры на высотах 2 и 0,5 м;  $\Delta Q$  — разность удельной влажности на высотах 2 и 0,5 м;  $\Delta e$  — разность упругости водяного пара.

Параметры  $\phi_L$  и  $\phi_V$  рекомендуется [3] определять с помощью номограммы по данным о скорости ветра на высоте 1 м, градиенте температуры и параметру шероховатости ( $Z_0$ ).

С. С. Зилитинкевич и Д. В. Чаликов [2] предложили номограмму для определения непосредственно турбулентного потока тепла ( $L$ ) по измеренным разностям скорости ветра ( $\Delta u$ ) и температуры ( $\Delta t$ ) в слое 2 и 0,5 м, а для определения затрат тепла на испарение формулу

$$V_{3-ч} = 1,56L \frac{\Delta e}{\Delta t} \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин}),$$

где  $V_{3-ч}$  — затраты тепла на испарение по методу Зилитинкевича—Чаликова.

Для сравнения результатов, получаемых по методам Руководства (сетевой метод), Мони́на—Казанского и Зилитинкевича—Чаликова, были вычислены турбулентные потоки тепла и затраты тепла на испарение по исходным данным наблюдений за теплыми периодами (май—октябрь) 1966—1967 гг. на станциях Толстовка Николаевской, Аскания-Нова. Используются среднедекадные среднемесячные исходные величины отдельных наблюдений. Результаты расчетов для ст. Аскания-Нова приведены на рис. 1 и 2. Из этих рисунков видно, что рассеяние отдельных значений потоков, рассчитанных разными методами, довольно велико, причем отмечаются более высокие значения величины, полученные сетевым методом.

Еще более четко расхождения проявляются по данным табл. 1, где представлены в суточном ходе средние значения потоков тепла за теплый период, рассчитанные тремя методами; осреднены отдельные значения потоков. Из этой таблицы также видно, что имеют место систематические расхождения результатов сетевого метода с современными методами, однако они разные для представленных здесь станций, и, по-видимому, зависят от характера увлажнения поверхности. Так, на ст. Аскания-Нова, расположенной в зоне сухих степей, отмечаются по сетевому методу в сравнении с другими более низкие значения в допослеполуденное (срок 10 ч) и более высокие — в послеполуденное время (срок 16 ч) как турбулентного потока, так и затрат тепла на испарение. Для ст. Николаевское, расположенной в зоне достаточного увлажнения, абсолютные значения расхождений значительно меньше, чем в сухом районе, и изменение знака расхождений проявляется не в суточном ходе, а между методами: значения потоков по сетевому методу выше по сравнению с значениями по методу Мони́на—Казанского и ниже, чем по методу Зилитинкевича—Чаликова. Для ст. Толстовка сетевой метод дает более высокие значения в течение всех суток.

Расхождения среднесуточных значений турбулентного потока тепла и затрат тепла на испарение, выраженные в процентах по

ношению к значениям, полученным по сетевому методу, приведены в табл. 2. Из таблицы следует, что нельзя сделать однозначных суждений о системе расхождений значений, рассчитанных по тем методам; они зависят от географического положения станций. Следует также отметить, что расхождения значений, полученных по сетевому методу и методу Зилитинкевича—Чаликова, в общем меньше, чем при использовании метода Молина—Казанского.

2. Возможные погрешности при расчете затрат тепла на испарение как остаточного члена из уравнения теплового баланса.

Таблица 2  
Расхождения (%) среднесуточных значений турбулентного потока тепла и затрат тепла на испарение

Станция	$\frac{L-L_{M-K}}{L} \cdot 100\%$	$\frac{L-L_{З-Ч}}{L} \cdot 100\%$	$\frac{V-V_{M-K}}{V} \cdot 100\%$	$\frac{V-V_{З-Ч}}{V} \cdot 100\%$
Сканина-Новая . . . . .	13	13	21	7
Николаевское . . . . .	20	-9	18	-11
Олстовка . . . . .	44	50	30	39

Согласно Руководству [8], рекомендуется использовать данные наблюдений для расчета турбулентного потока тепла, а затраты тепла на испарение определять как остаточный член из уравнения теплового баланса. Однако такой подход можно считать более или менее правомочным лишь в случае определения составляющих теплового баланса на достаточно увлажненных поверхностях, где великие значения испарения и погрешности расчета отдельных составляющих не приводят к большим относительным ошибкам в затратах тепла на испарение. Если же речь идет о поверхностях, недостаточно увлажненных, то отнесение всех погрешностей расчетов составляющих теплового баланса к малой величине затрат тепла на испарение должно приводить к более заметным ошибкам.

Для проработки этого вопроса по одним и тем же данным наблюдений были проведены два расчета значений турбулентного потока тепла  $L$  и затрат тепла на испарение  $V$  по методу теплового баланса: первый раз поток тепла рассчитывался как остаточный член, затраты тепла на испарение определялись по методу турбулентной диффузии, второй раз — наоборот. Результаты приведены в табл. 3 в виде средних (за сроки 10, 13, 16 ч) относительных разностей между двумя значениями. К сожалению, эти расчеты нельзя выполнить для очень сухих районов, поэтому выбраны станции, расположенные в лесостепной и степной зонах: Целиноград Рудный — целинные степи Центрального Казахстана, Гигант — Сальские степи (Северный Кавказ), Огурцово (вблизи Новосибирска), Борисполь (вблизи Киева) — лесостепь.

Таблица 3

Относительная разность (%) значений турбулентного потока тепла и затрат тепла на испарение при переменном расчете  $L$  или  $V$  как относительного члена уравнения теплового баланса по данным за 1969 г.

Станция	Составляющие	V	VI	VII	VIII	IX
Огурцово	$L$	3	-4	-22	-19	-8
	$V$	10	8	11	13	4
Борисполь	$L$	—	17	-5	-20	8
	$V$	—	3	5	6	9
Гигант	$L$	23	-7	-13	—	0
	$V$	-6	—	—	—	-6
Целиноград	$L$	0	14	-5	1	15
	$V$	0	17	-1	6	-24
Рудный	$L$	-13	-7	-34	1	-8
	$V$	12	-7	20	1	17

В приведенных данных нельзя заметить систематических различий в относительных разностях для лесостепной зоны с более постоянным увлажнением и степной, где оно более изменчиво. В общем, они случайны, и отдельные значения в 60% случаев не превышают 10%, а в более чем 75% случаев эти отклонения укладываются в 15%. Поэтому отсюда не следует четкого вывода о необходимости разделения на увлажненных и сухих поверхности расчетов одного из членов уравнения теплового баланса как его остаточного члена.

### 3. Определение $\Delta u$ при слабых скоростях ветра.

Согласно Руководству [8], турбулентный поток тепла ( $L$ ) при некоторых условиях рассчитывается методом турбулентной диффузии; при этом для определения коэффициента турбулентности используются значения разности скоростей ветра в слое 2—0,5 м ( $\Delta u$ ). В Руководстве приняты ограничения на условия ее расчета.  $\Delta u$  рекомендуется рассчитывать лишь при скорости ветра на высоте 0,5 м, равной или большей 1 м/с, т. е. при развитом обмене и при осреднении значений  $\Delta u$  за декаду использовать только измеренные значения. Однако периоды, когда требуется использовать  $\Delta u$  для расчета потоков методом турбулентной диффузии, приходятся на ночные, утренние и вечерние сроки, т. е. совпадают част

слабыми ветрами. В результате должны получаться завышенные едннедекадные значения  $\Delta u$ , а отсюда и преувеличенные значения. Так как в эти сроки в основном отмечаются отрицательные градиенты температуры, то, следовательно, такая методика может привести к уменьшению суточных (месячных) сумм турбулентного потока тепла и увеличению сумм испарения. Эта рекомендация приводит к одному из систематических источников ошибок расчета значений  $L$  и  $V$  по данным наблюдений теплобалансовых станций. Какой может быть выход, если учесть, что методика измерений изменилась?

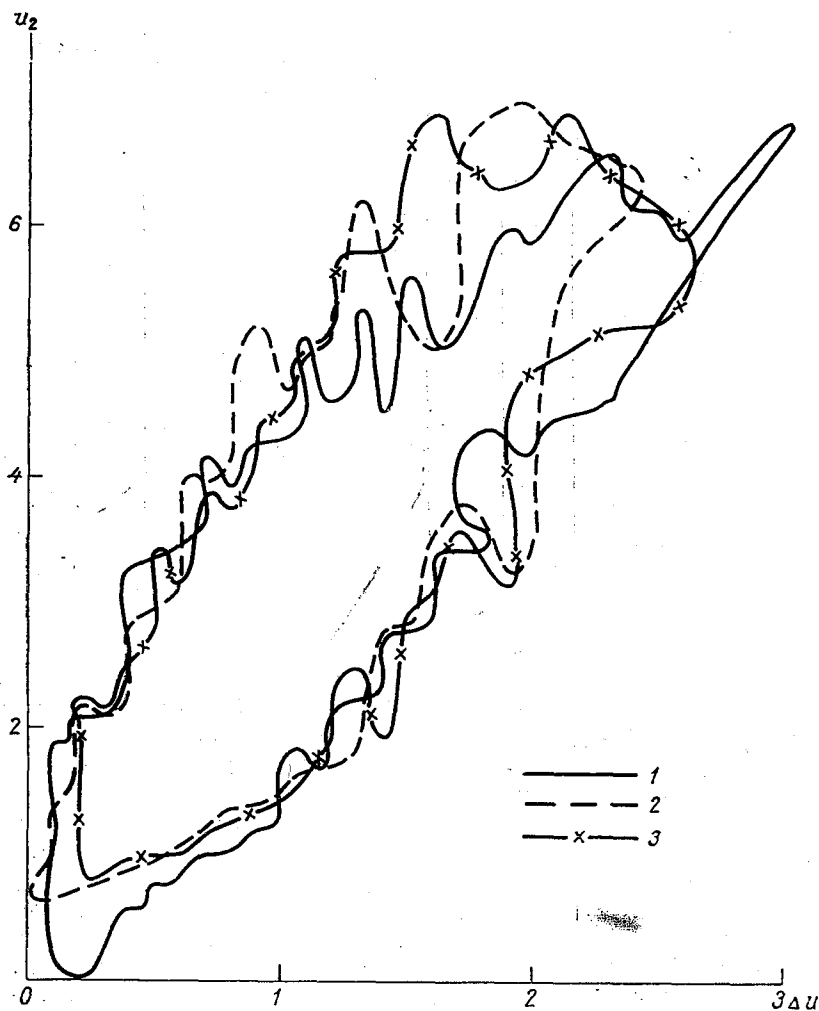


Рис. 3. Область рассеяния точек связи  $\Delta u$  с  $u_2$  по ст. Сковородино для разных поверхностей.

1 — трава, 2 — снег, 3 — трава и снег в переходный период.

Один из способов предложил Л. В. Дубровин [1]. Сущность его состоит в том, что в связи со слабой зависимостью отношения  $u_{0,5}/u_2$  от температурной стратификации (больше оно зависит шероховатости поверхности) можно использовать его значения в сроки с наличием ветра (10 и 13 ч) для расчета  $u_{0,5}$  в сроки со слабым ветром за данные сутки (или средних за декаду и месяц); тогда

$$u_{0,5} = u_2 \frac{u_{0,5}}{u_2} \Big|_{(10,13)}$$

Вторым способом может быть использование эмпирического отношения между  $\Delta u$  и  $u_2$ . Был рассмотрен материал наблюдений

Т а б л и ц а

Показатели связи  $\Delta u$  и  $u_2$

Станция	Число случаев	$s$	Уравнение регрессии	Поверхность
Кострома	1436	0,31	$\Delta u = 0,07 + 0,30 u_2$	Трава
	350	0,29		Снег
им. Небольсина	1128	0,30		Трава
	220	0,30		Снег
Сковородино	1504	0,33	$\Delta u = 0,23 + 0,29 u_2$	Трава
	572	0,30		Снег
Айдарлы	273	0,44	$\Delta u = -0,05 + 0,37 u_2$	Редкая трава зеленая и пожелтевшая трава
	795	0,41		

Примечание.  $s$ —среднее отклонение.

по четырем станциям и построены графики связи  $\Delta u = f_1(u_2)$  для некоторых видов подстилающих поверхностей — зеленая (вегетрующая) трава, пожелтевшая трава, сухая трава, редкая трава, снег и т. д. Пример таких графиков приведен на рис. 3 для ст. Сковородино, где показана область рассеяния точек для трех поверхностей: зеленой травы, снега и поверхности в осенне-зимний период (снег, трава пожелтевшая или прошлогодняя). Область рассеяния точек довольно велика, однако мера рассеяния их (среднее отклонение), как видно из табл. 4, составляет 0,3 м/с. В табл. помещены данные и по другим станциям; они показывают, что независимо от подстилающей поверхности и района рассеяние точек примерно одинаково, кроме пустынной ст. Айдарлы, где оно увеличилось до 0,4 м/с. Рассчитанные для этих станций уравнения регрессии для травы показывают, что  $\Delta u$  составляет примерно 30% от  $u_2$ . В общем это соотношение отвечает порядку значений, полу-

емых из логарифмического закона, что видно из следующих рас-  
считанных данных:

$Z_0$ . . . . .	1	2	3	4	5
$\frac{u_{0,5}}{u_2}$ . . . . .	0,74	0,70	0,67	0,64	0,62

Поэтому при определении потоков при слабых ветрах, по-види-  
мому, можно использовать рассчитанное по  $u_2$  значение  $u_{0,5}$  и со-  
ответственно значение  $\Delta u$ , если расчеты ведутся по осредненным  
данным. Если же период осреднения исходных данных небольшой,  
именять средний параметр шероховатости не совсем правомоч-  
но, так как он в меньшей степени будет отражать состояние под-  
стилающей поверхности в данный период времени. В этом случае  
целесообразно пользоваться предложением Л. В. Дубровина и рас-  
считывать  $u_{0,5}$  в сроки со слабыми ветрами за данные сутки (в том  
числе и средних за декаду) по скорости на уровне 2 м и соотно-  
шению  $u_{0,5}/u_2$  за сроки 10 и 13 ч.

#### 4. О времени актинометрических наблюдений.

Этот вопрос имеет также существенное значение, так как в Ру-  
ководстве рекомендуется для теплобалансовых расчетов исполь-  
зовать результаты измерения радиационного баланса, выполненные

Т а б л и ц а 5

Разность значений радиационного баланса за 20 мин  
(по средним данным за июль 1970 г., Воейково)

Срок, ч . . . . .	7	10	13	16	19
Разность, кал/(см <sup>2</sup> ·мин) . . .	-0,08	-0,07	0,07	0,06	0,04

программе актинометрических наблюдений, т. е. систематически  
за 20 мин до середины интервала градиентных измерений. Вызвано  
это было главным образом упрощением производства наблю-  
дений, а также предположением, что в естественных условиях  
средние за декаду или месяц значения радиационного баланса  
за данный срок не будут иметь существенных различий, так  
как влияние облачности за эти 20 мин может быть противополож-  
ным. Однако специальная проработка этого вопроса показала, что  
разница во времени 20 мин приводит к систематическим различиям  
значений радиационного баланса. По лентам балансографа за  
июль 1970 г. в Воейково было проведено сравнение значений ра-  
диационного баланса с разностью во времени 20 мин в сроки ак-  
тинометрических и градиентных наблюдений, т. е. 6 ч 30 мин —  
7 ч 50 мин, 9 ч 30 мин — 9 ч 50 мин, 12 ч 30 мин — 12 ч 50 мин,  
15 ч 30 мин — 18 ч 50 мин; эти величины приведены в табл. 5.

Из таблицы видно, что разности значений радиационного ба-  
ланса за 20 мин имеют разный знак в допослеполуденное и послеполу-

денное время и доходят в периоды наибольшего изменения значений радиационного баланса до 10—15%. Эти данные получены при условии реальной переменной облачности; за весь месяц в среднем 13 ч «ясно» по общей облачности отмечалось только 2 раза, а в нижней — 6.

Этот результат очевидный и подтверждает необходимость проведения измерений радиационного баланса в период выполнения градиентных наблюдений.

#### 5. Поверка скорости аспирации психрометров.

Основным прибором для определения температуры и влажности воздуха при градиентных наблюдениях является аспирационный психрометр. В соответствии с методическими рекомендациями [9] рабочее положение прибора — вертикальное, поэтому и поверка скорости аспирации психрометра производится при его размещении в вертикальном положении.

Однако исследования систематических погрешностей градиентных наблюдений, проведенные А. Р. Константиновым [4], Л. Р. Струзером и В. В. Лозовским [5, 10], показали, что в ряде случаев стандартные аспирационные психрометры дают ошибочные значения градиентов. В работе Э. Г. Перняк, Л. И. Прокофьева, Л. Р. Струзера [7] экспериментально доказано, что простейшим способом устранения этой систематической погрешности при производстве градиентных наблюдений является не вертикальная, а горизонтальная подвеска психрометров, направленных раструбом навстречу ветру. Эта методика и рекомендуется теплобалансовым станциям в Руководстве [8].

Возникает вопрос, влияет ли различное положение психрометров на скорость аспирации.

Были проведены исследования по проверке скорости аспирации семи психрометров, установленных в вертикальном и горизонтальном положениях. Использована установка ПО-30, состоящая, согласно [9], из микроманометра, микронасадов, тройника с присоединенными к его концам резиновыми трубками и штатива для крепления аспирационного психрометра. С помощью этой установки определялась скорость аспирации психрометров, расположенных вертикально и горизонтально, через каждую минуту после начала работы вентилятора в течение 6 мин. Для первых двух психрометров было произведено по одному заводу аспиратора, для других — для каждого положения; полученные отсчеты осреднены. По отсчетам микроманометра определены скорость аспирации и ее изменение за 1 мин (табл. 6).

Как следует из табл. 6, скорость аспирации всех психрометров независимо от их положения, на четвертой минуте работы вентиляторов составляет не меньше 2 м/с, а на шестой минуте — не меньше 1,7 м/с, т. е. находится в пределах допусков правил поверки аспирационных психрометров [9]. Изменение аспирации за 1 мин для всех психрометров также не превышает допуск, т. е. 0,2 м/с. Скорости аспирации за каждую минуту для психрометров в вертикальном и горизонтальном положениях мало различаются.



Таблица 6.

ультаты проверок скорости аспирации (А) психрометров при вертикальном (В) и горизонтальном (Г) положении. (Δ— изменение аспирации за 1 мин)

п	Поло- жение	Вели- чина	Продолжительность аспирации, мин					
			1	2	3	4	5	6
В	А		2,87	2,77	2,67	2,61	2,47	2,31
	Δ		0,10	0,10	0,06	0,14	1,17	
Г	А		2,81	2,71	2,63	2,55	2,43	2,26
	Δ		0,10	0,08	0,08	0,12	0,17	
В	А		3,62	3,56	3,36	3,24	3,06	2,87
	Δ		0,06	0,20	0,12	0,18	0,19	
Г	А		3,72	3,60	3,40	3,26	3,10	2,90
	Δ		0,12	0,20	0,14	0,16	0,20	
В	А		2,30	2,24	2,15	2,05	1,94	1,82
	Δ		0,06	0,09	0,10	0,11	0,12	
Г	А		2,34	2,27	2,17	2,03	1,95	1,82
	Δ		0,07	0,10	0,11	0,11	0,13	
В	А		2,50	2,43	2,38	2,30	2,19	2,09
	Δ		0,07	0,05	0,08	0,11	0,10	
Г	А		2,49	2,44	2,36	2,29	2,20	2,10
	Δ		0,05	0,08	0,07	0,09	0,10	
В	А		2,24	2,29	2,34	2,29	2,09	1,96
	Δ		0,05	0,05	0,05	0,20	0,13	
Г	А		2,28	2,32	2,36	2,27	2,10	1,96
	Δ		0,04	0,04	0,09	0,17	0,14	
В	А		2,14	2,19	2,12	2,09	2,01	1,96
	Δ		0,05	0,07	0,03	0,08	0,05	
Г	А		2,14	2,19	2,12	2,06	2,04	1,96
	Δ		0,05	0,07	0,06	0,02	0,08	
В	А		2,49	2,50	2,37	2,28	2,16	1,96
	Δ		0,01	0,13	0,09	0,12	0,20	
Г	А		2,47	2,47	2,46	2,35	2,16	2,06
	Δ		0,00	0,01	0,11	0,19	0,10	

например, скорость аспирации на первой минуте работы вентилятора для психрометра № 1 в вертикальном положении составила 3,7 м/с, на последней — 2,31 м/с, в горизонтальном положении — 3,1 и 2,26 соответственно, а изменение скорости аспирации для этого психрометра составляет всего 0,10—0,17 м/с для разных положений.

Нельзя отметить и систематических различий между значениями скорости аспирации и изменением ее за 1 мин при различных положениях психрометров в установке.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что изменение вертикального положения психрометра на горизонтальное не оказывает влияния на работу аспиратора.

### Выводы

1. Результаты сравнительных расчетов составляющих теплового баланса (турбулентного потока и затрат тепла на испарение) по сетевому методу и новым методам (Монина — Казанского, Зилитинкевича — Чаликова) показали наличие систематических расхождений до 10—20%, меняющихся в зависимости от характера увлажнения подстилающей поверхности; в районах с достаточным увлажнением расхождения заметно меньше. Расхождения значений, полученных по сетевому методу и методу Зилитинкевича — Чаликова, меньше, чем при сопоставлении сетевого метода с методом Монина — Казанского.

2. Оценка возможной погрешности расчета затрат тепла на испарение как остаточного члена уравнения теплового баланса принятого в сетевом методе, показала, что систематических различий при использовании этого приема при расчетах для районов с достаточным и недостаточным увлажнением не наблюдается; погрешности в основном не превышают 15%.

3. Анализ способов определения значений разности скорости ветра  $u$  в слое 2—0,5 м при слабых ветрах в ночные, утренние и вечерние сроки, когда значение  $u_{0,5}$  находится, как правило, в пределах чувствительности прибора, показал, что для периода осреднения за декаду или месяц можно использовать значения  $u_0$  рассчитанные по способу, предложенному Л. В. Дубровиным (и среднему значению  $u_2$  в данный срок и отношению  $u_{0,5}/u_2$  в сроки 10 и 13 ч).

4. Использование для расчетов турбулентного потока тепла в личин радиационного баланса из срочных актинометрических наблюдений, выполняемых за 20 мин до начала градиентных наблюдений, приводит к систематическим погрешностям до 10—15%. Поэтому необходимо проведение актинометрических измерений в срочном выполнении градиентных наблюдений.

5. Исследование вопроса о проверке скорости аспирации психрометра показало, что изменение вертикального положения психрометра на горизонтальное (как это принято в градиентных наблюдениях) не влияет на величину аспирации, т. е. не требует дополнительной проверки прибора в горизонтальном положении.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дубровин Л. В. Улучшение методики расчета составляющих теплового баланса за 1 час ночи. — «Сб. работ Куйбышевской ГМО», 1976, вып. с. 116—119.

- Илтинкевич С. С., Чаликов Д. В. О расчете вертикальных потоков в приземном слое атмосферы по данным градиентных наблюдений. — «Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана», 1968, т. 4, № 9, с. 915—929.
- Ивановский А. Б., Монин А. С. Определение турбулентных потоков количества движения, тепла и влаги по данным градиентных наблюдений. — «Метеорология и гидрология», 1962, № 12, с. 3—8.
- Иванов А. Р. Оценка ошибок аспирационных и стационарных психрометров в температурно-неоднородной атмосфере. — «Метеорология и гидрология», 1961, № 10, с. 40—45.
- Ивановский В. В. Некоторые данные о систематических ошибках при измерении температуры воздуха. — «Тр. ГГО», 1963, вып. 112, с. 160—168.
- Испытание гидрометстанция и поста. Ч. III, вып. 3. Л., Гидрометеиздат, 1962, 296 с.
- Иванов Э. Г., Прокофьева Л. И., Струзер Л. Р. Некоторые экспериментальные данные о систематических погрешностях градиентных наблюдений. — «Тр. ГГО», 1964, вып. 160, с. 103—107.
- Руководство по градиентным наблюдениям и определению составляющих теплового баланса. Под ред. А. Г. Бройдо. Л., Гидрометеиздат, 1964. 130 с. (с. 59—70).
- Руководство по проверке метеорологических приборов. Под ред. И. А. Покровской. Л., Гидрометеиздат, 1967. 419 с.
- Струзер Л. Р., Лозовский В. В. Некоторые экспериментальные данные о поведении температуры в анизотропно-турбулентном воздушном потоке. — «Тр. ВМС», 1962, с. 9, с. 242—246.

## О ВЫБОРЕ АЛГОРИТМОВ ОЦЕНКИ СИГНАЛА И ЧИСЛЕННОГО ДИФФЕРЕНЦИРОВАНИЯ В АНАЛОГО-ДИСКРЕТНЫХ СИСТЕМАХ

Одной из типовых задач обработки результатов измерений является оценка по дискретным отсчетам значений сигнала или его характеристик (производных и т. п.). Задача приближения и сглаживания данных часто встречается в теории и практике измерений, а также при оптимизации многоэкстремальных функционалов при построении моделей изучаемого явления, в адаптивных системах управления и т. д.

В большинстве работ при выборе алгоритмов оценки сигнала или его характеристик не учитываются динамические свойства прибора (датчика, вторичного преобразователя), по которому получены отсчеты; в общем случае такой учет значительно повышает эффективность алгоритмов.

Отметим, что в измерительных системах, как правило, используется неоптимальный выбор входных фильтров; вид входного фильтра обычно определяется характером задачи и возможностями его технической реализации. Аналогично при обработке измерений обычно используются не оптимальные дискретные фильтры, определение которых требует знания статистической структуры сигналов и помех, а более простые методы, основанные на приближении искомого сигнала с помощью выбранной системы функций — полиномов, ряда Фурье, ряда В. А. Котельникова и др. [1—3]. Для точных измерений «гладких» процессов такие методы незначительно уступают по точности оптимальным.

Наиболее распространенной является аппроксимация сигнала полиномами. Степень полинома может быть равна или меньше числа обрабатываемых измерений. В последнем случае обычно используется «сглаживающая» аппроксимация по методу наименьших квадратов [2, 4, 5, 8, 9].

Получим выражения для дискретных алгоритмов оценки сигнала и его производных, учитывающих динамические свойства входного фильтра. Полагаем, что при интерполяции сигнала  $u(t)$ , за

ного на дискретном множестве точек  $t_1, \dots, t_m$ , используется аппроксимация полиномом  $\hat{u}(t)$  степени  $l$ . Оценку  $\hat{u}(t)$  ищем в виде

$$\hat{u}(t) = \sum_{i=1}^m d_i(t) u(t_i), \quad (1)$$

где  $u(t) = z(t) + y_1(t)$ ,  $z(t) = \int_0^{T_0} h(\tau) \varphi(t - \tau) d\tau$ ,  $\varphi(t) = y(t) + x(t) u(t)$  — результаты измерений,  $d_i(t)$  — весовые коэффициенты,  $x(t)$  — входной сигнал,  $y(t)$  и  $y_1(t)$  — помеха на входе датчика погрешность отсчета (аналого-цифрового преобразования),  $\tau$  — весовая функция входного фильтра,  $T_0$  — интервал наблюдения.

Примем, что входной сигнал содержит неизвестную составляющую  $g(t)$ , дифференцируемую  $l$  раз, и определим оценку.

$$W(t) = \sum_{i=1}^m b_i(t) u(t_i) \quad (2)$$

свойственной характеристикой

$$L(t) = \int_{-\infty}^{\infty} k(\tau) x(t - \tau) d\tau \quad (3)$$

в условиях исключения погрешности для входного сигнала в виде полинома степени  $l$  (т. е. из условия астатизма измерительной системы  $(l+1)$ -го порядка).

Выражение для сигнала на выходе датчика при действии на входе его указанной составляющей имеет вид

$$\hat{z}(t) = \int_0^{T_0} g(t - \tau) h(\tau) d\tau \approx \sum_{j=0}^l \frac{g^{(j)}(0)}{j!} \int_0^{T_0} (t - \tau)^j h(\tau) d\tau, \quad (4)$$

где  $g^{(j)}(0)$  — значение  $j$ -той производной сигнала  $g(t)$  при  $t=0$ .

Аналогично для сигнала  $\hat{L}(t)$ , получаемого в результате желаемого преобразования указанной составляющей, можно записать

$$\hat{L}(t) \approx \sum_{j=0}^l \frac{g^{(j)}(0)}{j!} \int_{-\infty}^{\infty} k(\tau) (t - \tau)^j d\tau. \quad (5)$$

Приравнивая оценку  $\hat{u}(t)$  к сигналу  $\hat{z}(t)$ , получим систему  $(l+1)$  уравнений для определения значений  $g^{(j)}(0)$ ,  $j=0, 1, \dots, l$ . Подставляя эти значения в выражение (5), для оценки  $W(t)$ , принимаемой равной  $\hat{L}(t)$ , окончательно получим

$$W(t) = \sum_{k=0}^l \sum_{j=0}^{l-k} \frac{1}{k!} B_k(t) A_j \hat{u}^{(k+j)}(0), \quad (6)$$

где

$$A_j = \sum_{k=1}^j \frac{\mu_k}{\mu_0} \frac{(-1)^{k+1}}{k!} A_{j-k}, \quad (j=1, \dots, l), \quad A_0 = \frac{1}{\mu_0},$$

$$\mu_k = \int_0^{T_0} h(\tau) \tau^k d\tau, \quad B_r(t) = \int_{-\infty}^{\infty} k(\tau) (t - \tau)^r d\tau.$$

В частности, для задачи оценки  $j$ -той производной сигнал ( $j \leq l$ )  $B_r(t) = \frac{d^j (t^r)}{dt^j}$  (значение  $j=0$  соответствует оценке самого сигнала).

Подставляя в (6) значение  $\hat{u}(t)$  из выражения (1), формулу (6) можно записать в виде (2), при этом

$$b_i(t) = \sum_{k=0}^l \sum_{j=0}^{l-k} \frac{1}{k!} B_k(t) A_j d_i^{(k+j)}(0). \quad (1)$$

Приведем значения первых пяти коэффициентов  $A_j$ :

$$A_0 = \frac{1}{\mu_0}, \quad A_1 = \frac{\mu_1}{\mu_0^2}, \quad A_2 = \frac{\mu_1^2}{\mu_0^3} - \frac{\mu_2}{2\mu_0^2},$$

$$A_2 = \frac{\mu_1^3}{\mu_0^4} - \frac{\mu_1 \mu_2}{\mu_0^3} + \frac{\mu_3}{3! \mu_0^2},$$

$$A_4 = \frac{\mu_1^4}{\mu_0^5} - \frac{3}{2} \frac{\mu_2 \mu_1^2}{\mu_0^4} + \frac{\mu_1 \mu_3}{3 \mu_0^3} + \frac{\mu_2^2}{4 \mu_0^3} - \frac{\mu_4}{4! \mu_0^2}. \quad (7)$$

Выражения (6) и (7) обобщают алгоритмы оценки значения сигнала по его дискретным отсчетам на случай использования входного фильтра и оценки характеристик сигнала.

Для оценки значений сигнала или его  $j$ -той производной выражение (7) можно переписать в более простом виде:

$$b_i(t) = \sum_{k=0}^l A_k d_i^{(k+j)}(t). \quad (8)$$

Получаемые дискретные алгоритмы оценки сигнала и его производных существенно зависят от метода аппроксимации сигнала на выходе фильтра. Наиболее простой и распространенный случай — выбор числа измерений  $m=l+1$ , т. е. аппроксимация полиномом, проходящим через все точки. Чаще всего используются ступенчатая, линейная или параболическая интерполяции ( $l$  равно соответственно 0, 1 и 2). Подставляя веса  $d_i(t)$  для этих методов интерполяции в (7) или (8), найдем весовые коэффициенты  $b_i(t)$ . Например, для линейной интерполяции ( $l=1$ ,  $t_1=0$ ,  $t_2=T$ ,  $d_1(t) = 1 - \frac{t}{T}$ ,  $d_2(t) = \frac{t}{T}$ ) и  $L(t) = x(t)$  получим:

$$b_1(t) = \frac{1}{\mu_0} \left( 1 - \frac{t}{T} - \frac{\mu_1}{\mu_0 T} \right) \quad \text{и} \quad b_2(t) = \frac{1}{\mu_0} \left( \frac{t}{T} + \frac{\mu_1}{\mu_0 T} \right). \quad (9)$$

Для параболической интерполяции ( $l=2$ ,  $t_1=-T$ ,  $t_2=0$ ,  $t_3=T$ )

$$W(t) = \frac{1}{\mu_0} u(t_2) + \frac{u(t_3) - u(t_1)}{2} \left( \frac{t}{\mu_0 T} + \frac{\mu_1}{\mu_0^2 T} \right) + \frac{u(t_3) + u(t_1) - 2u(t_2)}{2} \left[ \frac{t^2}{\mu_0 T^2} + \frac{2\mu_1 t}{\mu_0^2 T^2} + \left( \frac{\mu_1^2}{\mu_0^3} - \frac{\mu_2}{2\mu_0^2} \right) \frac{2}{T^2} \right]. \quad (9')$$

Для прибора первого порядка ( $h(\tau) = \frac{1}{T_\Phi} e^{-\tau/T_\Phi}$ ,  $\mu_0 = 1$ ,  $\mu_1 = T_\Phi$ ,  $\mu_2 = 2 T_\Phi^2$ ) эффективность таких алгоритмов по сравнению с использованием интерполяции, не учитывающей инерции входного фильтра, а также эффективность рационального выбора постоянной времени  $T_\Phi$  входного фильтра рассмотрены в работах [6, 7]. При  $m > l+1$  представляет интерес получение оценки  $\hat{u}(t)$  посредством приближения по ортогональным полиномам. В ряде работ, например в [5], такой метод используется для локальной (скользящей) аппроксимации процесса. Здесь

$$\hat{u}(t) = \sum_{j=0}^l C_j \psi_j(t), \quad (10)$$

где  $\psi_j(t)$  — многочлены степени  $j$  ( $j=0, \dots, l$ ), ортонормированные весами  $\rho(t_i) \geq 0$  на заданном множестве точек  $t_i$  ( $i=1, \dots, m$ ).

Определяя коэффициенты  $C_j$  из условия минимума взвешенной среднеквадратической погрешности аппроксимации

$$\sum_{i=1}^m \rho(t_i) [u(t_i) - \hat{u}(t_i)]^2, \quad (11)$$

выражение (10) можно записать в виде (1), где

$$d_i(t) = \rho(t_i) \sum_{j=0}^l \psi_j(t_i) \psi_j(t). \quad (12)$$

Выбираемые  $m$  измерений ( $m$  может стремиться к бесконечности) вид полиномов  $\psi_j(t)$  (Лежандра, Лагерра и др.) определяются выбором весовой функции  $\rho(t_i)$ .

В рассматриваемом случае для оценки  $W(t)$  из (7) имеем

$$b_i(t) = \sum_{k=0}^l \sum_{j=0}^{l-k} \frac{1}{k!} B_k(t) A_j \rho(t_i) \sum_{r=0}^l \psi_r(t_i) \psi_r^{(k+j)}(0). \quad (13)$$

Вычисление или запоминание весовых коэффициентов  $b_i(t)$ , определяемых по выражению (13), при  $m \gg l+1$  может заметно усложнить измерительное устройство (или увеличивать затраты времени на обработку и необходимый объем памяти). Значительно более простым является метод сглаживания, при котором результаты  $m$  измерений  $u(t_i)$  разбиваются на  $l+1$  прилегающих групп, содержащих соответственно по  $m_j$  ( $j=0, \dots, l$ ) измерений;

весовые коэффициенты  $d_i(t)$  для каждой из групп принимают равными [10]. Выбор этих коэффициентов ( $p_j(t)$ ,  $j=0, \dots, l$ ) выполняем из условия исключения погрешности аппроксимации сигнала в виде полинома  $l$ -ного порядка:

$$\sum_{j=0}^l p_j(t) m_j = 1, \quad (1)$$

$$\sum_{j=0}^l p_j(t) \sum_{k=1}^{m_j} (t_{jk} - t)^r = 0, \quad r = 1, \dots, l,$$

где  $t_{jk}$  — координата  $t_i$   $k$ -того измерения в  $j$ -той группе.

Выражения (14) дают систему  $l+1$  уравнений для определения  $l+1$  неизвестных  $p_j(t)$ . Само разбиение на участки (в общем случае неравные), т. е. выбор значений  $m_j$ , дополнительно может быть оптимизировано из условия минимума суммы квадратов случайной и динамической погрешностей (при сохранении требований к астизму системы). Весовые коэффициенты  $b_i(t)$  получим, подставив веса  $p_j(t)$ , т. е.  $d_i(t)$ , в выражение (7).

Приведем пример. Полагая в (14)  $l=2$ ,  $m_0=m_1=m_2=n$  ( $m_0=3n$ ),  $t_{jk} = -(j+n+k-1) T_d$  (измерения расположены равномерно с шагом  $T_d$ ; отсчет времени  $t$  ведется от последнего измерения, т. е.  $t_{01}=0$ ), для весов  $p_j(t)$  получим:

$$p_2(t) = \frac{t^2}{2n^3 T_d^2} + \frac{t(2n-1)}{2n^3 T_d} + \frac{(2n-1)(n-1)}{6n^3},$$

$$p_1(t) = -\frac{t^2}{n^3 T_d^2} - \frac{t(3n-1)}{n^3 T_d} - \frac{(n-1)(7n-2)}{6n^3},$$

$$p_0(t) = \frac{1}{n} - p_1(t) - p_2(t). \quad (14')$$

Из (14') и (7) несложно записать выражения для коэффициентов  $b_i(t)$ .

По аналогии с (14) могут быть записаны выражения для выбора весовых коэффициентов при обработке непрерывного выходного сигнала  $u(t)$ . Здесь суммирование измерений заменяется интегрированием, а числа измерений  $m_j$  — длительностью участка

интегрирования  $T_j$ . Общий интервал  $T = \sum_{j=0}^l T_j$ . Имеем

$$\sum_{j=0}^l p_j(t) T_j = 1, \quad \sum_{j=0}^l p_j(t) \int_{T_j} (\tau - t)^r d\tau = 0, \quad r = 1, \dots, l. \quad (15)$$

Рассматриваемый метод при  $m \gg l+1$  заметно проще выбора весов посредством аппроксимации функции по ортогональным полиномам (обеспечивая примерно ту же точность) и, в частности, может быть реализован в интегрирующих или осредняющих автоматах. В таких приборах используем изменение наклона (и полярности) интегрируемого напряжения или коэффициента деления реверсивного счетчика (для аналого-цифровых преобразователей с число-импульсным кодированием). Рас



атриваемый метод удобно использовать также для усреднения дифференцирования функций многих переменных.

Отметим, что получаемые выражения для  $b_i(t)$  могут быть использованы как для интерполяции, так и только для коррекции намической погрешности отсчетов (при  $t=t_i$ ) [6]; последующая интерполяция во втором случае осуществляется по результатам скорректированных измерений и может отличаться от применяемой коррекции по числу используемых измерений, методу интерполяции и т. п.

Сопоставим для примера значения весовых коэффициентов  $d_i$  для дискретных операторов сглаживания, получаемых из (12) (14). Примем  $t=2$ ,  $t=0$ ,  $m=2N+1$ ,  $t_i=iT_d$ ,  $\rho(iT_d) = \begin{cases} 1 & \text{при } |i| \leq N, \\ 0 & \text{при } |i| > N. \end{cases}$  Если из (12) получим [5, 8]

$$d_i = \left[ 1 + 5 \frac{N(N+1) - 3i^2}{(2N+3)(2N-1)} \right] \frac{1}{m}. \quad (16)$$

При ступенчатом выборе весов общее число измерений симметрично разбивается на три группы; число измерений в средней группе равно  $(2k+1)$ , а в крайних — по  $(N-k)$ . Веса  $p_i$  для средней и крайних групп равны [10]

$$p_0 = p_2 = - \frac{k(k+1)}{(N-k)(N+k+1)m},$$

$$p_1 = \frac{1}{m} \left[ \frac{2N(N+1)}{(2k+1)(N+k+1)} + 1 \right]. \quad (16')$$

При  $m = \frac{T}{T_d} \rightarrow \infty$  ( $T_d \rightarrow 0$ ) перейдем к эквивалентному непрерывному оператору с весовой функцией  $d(\tau)$ . Для двух рассматриваемых случаев (рис. 1, кривые 1 и 2)

$$d(\tau) = \begin{cases} \frac{1}{T} \left[ \frac{9}{4} - 15 \frac{\tau^2}{T^2} \right] & \text{при } |\tau| \leq \frac{T}{2}, \\ 0 & \text{при } |\tau| > \frac{T}{2} \end{cases} \quad (17)$$

$$d(\tau) = \begin{cases} 0 & \text{при } |\tau| > \frac{T}{2}, \\ \frac{1}{T} \left[ 1 + \frac{1}{\alpha(1+\alpha)} \right] & \text{при } |\tau| \leq \frac{\alpha T}{2}, \\ -\frac{1}{T} \frac{\alpha^2}{1-\alpha^2} & \text{при } \frac{\alpha T}{2} < |\tau| \leq \frac{T}{2}, \end{cases} \quad (17')$$

где  $T$  — интервал осреднения,  $\alpha$  — отношение длительности среднего участка интервала осреднения к  $T$  ( $0 < \alpha < 1$ ).

Полагая, что случайные погрешности измерений  $y_1(t_i)$  некоррелированы и имеют математическое ожидание, равное нулю, и дис-

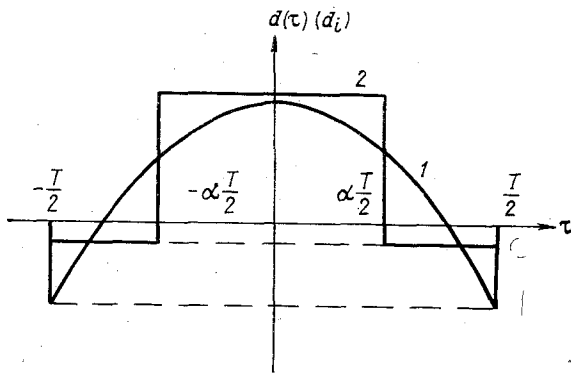


Рис. 1.

персию  $\sigma_{y_1}^2$ , для суммы квадратов динамической и случайной погрешностей в нашем примере можно приближенно записать (здесь влияние входного фильтра и помехи  $y(t)$  не рассматриваем)

$$\overline{\varepsilon^2} \approx \left[ \sum_{i=1}^m d_i \frac{f^{(4)}(0) t_i^4}{4!} \right]^2 + \sigma_{y_1}^2 \sum_{i=1}^m d_i^2,$$

где  $f^{(4)}(0)$  — значение четвертой производной полезного сигнала при  $t=0$ .

При малом интервале между отсчетами  $T_d$  и большом числе измерений  $m$  для двух рассматриваемых методов приближенно получим

$$\overline{\varepsilon^2} \approx \left[ -\frac{f^{(4)}(0) T^4}{4480} \right]^2 + 2,25 \frac{\sigma_{y_1}^2}{m},$$

и

$$\overline{\varepsilon^2} \approx \left[ -\frac{f^{(4)}(0) T^4}{1920} \alpha^2 \right]^2 + \frac{1 - 2\alpha^3 + \alpha^5}{\alpha(1 - \alpha^2)^2} \frac{\sigma_{y_1}^2}{m}.$$

Во втором выражении значения  $\alpha = \frac{2k+1}{m}$  и  $T$  могут быть выбраны из условия минимума среднего квадрата погрешности  $\overline{\varepsilon^2}$  (экий анализ приведен в [10]).

Как видно из выражений (19) и (19'), при одном и том же интервале  $T$  (т. е.  $m$ ) динамическая погрешность для второго более простого метода меньше, а случайная погрешность — больше, чем для первого (например, при  $\alpha=1/2$  и  $\alpha=1/3$  коэффициент в квадратной скобке в (19') равен  $\frac{1}{7680}$  и  $\frac{1}{17280}$ , а второе слагаемое составляет  $2,78 \frac{\sigma_{y_1}^2}{m}$  и  $3,53 \frac{\sigma_{y_1}^2}{m}$ ). При одной и той же динамической погрешности случайная погрешность для второго метода также больше, но незначительно.

Как отмечалось, при выборе весовых коэффициентов по методу наименьших квадратов исходим из критерия (11), т. е. из суммы квадратов погрешностей для всех отсчетов (с весами  $\rho(t_i)$ ). Однако при использовании скользящего усреднения в конечном счете важна погрешность лишь для одного значения  $t_i$  (центра локальной аппроксимации), а не погрешность приближения функции на данном множестве точек.

Возможной является постановка задачи об оптимальном выборе  $\rho(t_i)$  при построении по методу наименьших квадратов скользящих фильтров. Подставляя в (11) выражение для оценки

$$\hat{u}(t) = \sum_{r=0}^l \beta_r t^r$$

и приравнявая нулю производные по  $\beta_r$ , получим систему  $(l+1)$  уравнений для нахождения неизвестных  $\beta_r$  ( $r=0, \dots, l$ ):

$$\sum_{r=0}^l \beta_r \sum_{j=1}^m \rho(t_j) t_j^{r+j} = \sum_{j=0}^m \rho(t_j) t_j^i u(t_j), \quad i=0, \dots, l. \quad (20)$$

Решение этой системы в матричной форме имеет вид

$$\bar{B} = (\bar{A}_1^T \bar{A})^{-1} \bar{A}_1^T \bar{u}, \quad (21)$$

где  $\bar{B} = \{\beta_r\}_{r=0}^l$ ;  $\bar{A}_1 = \{\rho(t_j) t_j^r\}_{j=1, r=0}^{m, l}$ ;  $\bar{A} = \{t_j^r\}_{j=1, r=0}^{m, l}$ ;  $\bar{u} = \{u(t_j)\}_{j=1}^m$ ;  $\bar{\cdot}^T$  — транспонированная матрица.

В получаемом решении веса  $\rho(t_i) \geq 0$  являются варьируемыми параметрами и могут быть выбраны из условия минимума дисперсии суммарной (динамической и случайной) погрешности, например, в виде

$$\bar{\varepsilon}^2 \approx \left[ \sum_{i=1}^m d_i(t) \frac{(t_i - t)^{l+1}}{(l+1)!} \right]^2 D_{l+1} + \sigma_y^2 \sum_{i=1}^m d_i^2(t), \quad (22)$$

где  $D_{l+1}$  — дисперсия производной  $f^{(l+1)}(t)$  (полагаем входной сигнал дифференцируемым  $(l+1)$  раз).

Из (21) несложно записать оценку  $\hat{u}(t) = B^T T_1$ , где  $T_1 = \{t^r\}_{r=0}^l$ , в виде (1) [5]. Для весовых коэффициентов  $d_i(t)$  получим

$$d_i(t) = \rho(t_i) \sum_{j=0}^l K_j(t) t_i^j, \quad (23)$$

где  $K_j(t)$  ( $j=0, \dots, l$ ) — многочлены степени  $j$ , определяемые из системы  $(l+1)$  уравнений

$$\sum_{j=0}^l K_j(t) v_{j+i} = t^i, \quad i=0, \dots, l. \quad (24)$$

$$v_k = \sum_{i=1}^m \rho(t_i) t_i^k.$$

Для непрерывного фильтра по аналогии с (23) из условия минимума взвешенной средней квадратической погрешности аппроксимации

$$\int_{T_0} \rho(\tau) [u(\tau) - \hat{u}(\tau)]^2 d\tau \quad (2)$$

получим

$$d(\tau, t) = \rho(\tau) \sum_{j=0}^l K_j(t) \tau^j, \quad (2)$$

где  $K_j(t)$  определяется из системы (24), в которой для данного случая

$$v_k = \int_{T_0} \rho(\tau) \tau^k d\tau.$$

Использование выражения (23) или (26) для синтеза дискретного или непрерывного фильтров при заданной произвольной функции  $\rho(t_i)$  или  $\rho(\tau)$  заметно проще, чем синтез фильтров путем построения системы ортонормированных полиномов. Задаваясь видом функции  $\rho(\tau)$  и полагая неизвестными ее параметры, удобно использовать выражения (23), (26) также для приближенной оптимизации скользких фильтров, построенных по методу наименьших квадратов.

Для примера, полагая  $l=2$ ,  $t=0$  и функцию  $\rho(\tau)$  четной, из (26) и (24) получим

$$d(\tau) = \left( v_0 - \frac{v_2^2}{v_4} \right)^{-1} \left( 1 - \frac{v_2}{v_4} \tau^2 \right) \rho(\tau). \quad (27)$$

Для дискретного фильтра при  $t_i = iT_d$ ,  $i = -N, \dots, 0, \dots, N$  в этом примере имеем

$$d_i = \left( v_0 - \frac{v_2^2}{v_4} \right)^{-1} \left( 1 - \frac{v_2}{v_4} i^2 T_D^2 \right) \rho(iT). \quad (27')$$

Несложно убедиться, что задаваясь функциями  $\rho(\tau)$ , соответствующими классическим системам ортонормированных полиномов Лежандра, Лагерра, Чебышева, Эрмита (или их дискретным аналогам), из (26) и (23) более простым путем найдем алгоритмы полученные в [5]. В частности, при равных весах  $\rho(iT_D)$  или  $\rho(\tau)$  из (27') и (27) получим выражения (16) и (17).

Аналогично находим дискретные и непрерывные алгоритмы для произвольных  $\rho(\tau)$  или  $\rho(iT_D)$ . Заметим, что при некоррелирован-

х равноточных измерениях выбор равных весов  $\rho(iT)$  соответствует минимуму дисперсии результирующей случайной погрешности  $\sum_{i=1}^m d_i^2(t)$  (но не дисперсии  $\overline{\varepsilon^2}$ ). Отметим также, что предложенный выше метод (с равными весами групп измерений) может быть получен из (23) или (26) при соответствующем выборе  $\rho(t_i)$  или  $\rho$ .

Аналогичные результаты можно получить и для случая коррелированных измерений.

Оптимизация функции  $\rho(\tau)$  в общем случае требует знания статистической структуры сигнала и погрешностей измерений и усложняется тем, что функция  $\rho(\tau)$  должна быть неотрицательной. Более простым здесь нередко является оптимизация не весов  $d_i$  для метода наименьших квадратов, а непосредственно коэффициентов  $d_i$  (или  $b_i$ ) при заданном астатизме системы.

Заметим, что использование сглаживающей аппроксимации может быть полезно лишь для уменьшения погрешностей отсчетов  $(t_i)$ . Для уменьшения помехи  $y(t)$  на входе прибора значительно более эффективным является не увеличение числа обрабатываемых измерений, а использование входного фильтра. В ряде случаев это относится и к погрешностям  $y_1(t_i)$  [6].

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Колмогоров А. Н., Фомин С. В. Элементы теории функций и функционального анализа. М., «Наука», 1968. 496 с.
- Березин П. С., Жидков Н. П. Методы вычислений. Т. 1. М., «Наука», 1971. 632 с.
- Балашов А. И., Рубинштейн А. П. Ряды по системе Уолша и их обобщения. В кн.: Математический анализ. 1970. Итоги науки. М., ВИНТИ, 1971, с. 38—65.
- Петерсен И. Статистическая оптимизация посредством сглаживания. — «Техническая кибернетика», 1969, № 2, с. 32—40.
- Катковник В. Я. Методы алгоритмической оптимизации. — В кн.: Методы исследования нелинейных систем автоматического управления. М., «Наука», 1975, с. 259—317.
- Персин С. М. Основы теории и проектирования автоматических измерительных систем. Л., Гидрометеиздат, 1975. 320 с.
- Персин С. М. Об оптимальном выборе методов получения и обработки дискретных отсчетов метеорологических процессов. — «Тр. ГГО», 1972, вып. 280, с. 3—27.
- Поляк И. И. Численные методы анализа наблюдений. Л., Гидрометеиздат, 1975. 212 с.
- Грабарь Л. П. Применение полиномов Чебышева, ортонормированных на системе равноотстоящих точек, для численного дифференцирования. — «Журнал вычислительной математики и математической физики», 1967, № 6, с. 1375—1379.
- Персин С. М. Методы уменьшения случайных погрешностей измерительных систем посредством осреднения результатов измерений. — Географическое приборостроение, 1963, вып. 17, с. 64—78.

## О СИНТЕЗЕ АНАЛОГО-ДИСКРЕТНЫХ ИЗМЕРИТЕЛЬНЫХ СИСТЕМ ПРИ КОНЕЧНОМ ВРЕМЕНИ НАБЛЮДЕНИЯ

Широкий круг задач метеорологических измерений сводится к определению искомым характеристик одного или ряда элементов по результатам дискретных измерений. Задача синтеза таких измерительных систем сводится прежде всего к определению входных фильтров (предшествующих дискретизации процесса) и обработке результатов измерений. В работах [1—4] синтез аналогов дискретных измерительных систем рассматривался для случаев, когда как входные фильтры, так и устройство обработки (дискретные фильтры и экстраполяторы) могут использовать всю предшествующую информацию, т. е. осуществлять преобразование всех прошлых значений входных сигналов (соответственно непрерывных и дискретных). В общем случае время наблюдения системы в целом или отдельных ее узлов не является бесконечным. Для устройства обработки число обрабатываемых при экстраполяции измерений ограничивается объемом памяти системы. Ограничение времени наблюдения для входных фильтров имеет место, например, при использовании коммутлируемых фильтров. Отметим также, что в общем случае нельзя пренебречь переходным процессом в измерительной системе после включения; в этом случае время наблюдения системы конечно и увеличивается с течением времени.

Синтез аналого-дискретной системы при ограничении числа обрабатываемых при экстраполяции измерений рассматривался в [4]. Остановимся на синтезе входных фильтров (а также системы в целом) при конечном времени наблюдения  $T_0$ . В этом случае весовая функция входного фильтра  $h(t) = 0$  при  $t < 0$  и  $t > T_0$ . Интервал  $T_0$  полагаем постоянным.

Примем, что искомая характеристика элемента  $\hat{x}(t)$

$$L(t) = \int_{-\infty}^{\infty} k(\tau) \hat{x}(t - \tau) d\tau$$

ищется в виде взвешенной суммы  $W(t)$  результатов  $m$  измерений  $Z(t_i)$ :

$$W(t) = \sum_{i=1}^m b_i(t) Z(t_i), \quad (2)$$

де

$$Z(t_i) = \int_0^{T_0} h(\tau) [\varphi(t_i - \tau) + x_1(t_i - \tau)] d\tau,$$

$$\hat{x}(t) = x(t) + x_1(t), \quad \varphi(t) = x(t) + y(t).$$

В (2) принято, что полезный сигнал  $\hat{x}(t)$ , кроме стационарной случайной функции  $x(t)$ , содержит нестационарную составляющую  $x_1(t)$ , равную  $\sum_{j=0}^l a_j t^j$ , соответствующую полиному со случайными или неизвестными коэффициентами;  $y(t)$  — случайная погрешность измерений;  $b_i(t)$  — весовые коэффициенты.

Запишем выражение для среднего квадрата погрешности измерительной системы  $\varepsilon(t) = W(t) - L(t)$ :

$$\begin{aligned} \overline{\varepsilon^2(t)} = & \sum_{j=1}^m \sum_{i=1}^m b_i(t) b_j(t) \int_0^{T_0} \int_0^{T_0} h(\tau_1) h(\tau_2) R_\varphi(\tau_1 - t_i - \tau_2 + t_j) \times \\ & \times d\tau_1 d\tau_2 + R_L(0) - 2 \sum_{i=1}^m b_i(t) \int_0^{T_0} h(\tau) R_{\varphi L}(t - t_i + \tau) d\tau + \\ & + \sum_{k=0}^l \sum_{r=0}^l \beta_{kr} \left[ \sum_{j=1}^m b_j(t) \int_0^{T_0} h(\tau) (t_j - \tau)^k d\tau - B_k(t) \right] \times \\ & \times \left[ \sum_{j=1}^m b_j(t) \int_0^{T_0} h(\tau) (t_j - \tau)^r d\tau - B_r(t) \right], \quad (3) \end{aligned}$$

де

$$B_r(t) = \int_{-\infty}^{\infty} k(\tau) (t - \tau)^r d\tau.$$

В (3) случайные величины  $a_k$  приняты некорректированными с сигналами  $x$  и  $y$  и имеющими математическое ожидание, равное нулю;  $\beta_{kr} = a_k a_r$  — корреляционный момент.

В том случае, если коэффициенты  $a_i$  могут приобретать весьма большие значения, задача синтеза обычно решается с учетом условий несмещенности по отношению к нестационарной составляющей (т. е. условия астатизма системы  $(l+1)$ -го порядка). Для рассматриваемой аналого-дискретной системы эти условия, как видно из (3), имеют вид

$$B_k(t) = \sum_{r=0}^k C_k^r (-1)^r \mu_r \nu_{k-r}(t), \quad k = 0, \dots, l. \quad (4)$$

где

$$\mu_r = \int_0^{T_0} h(\tau) \tau^r d\tau, \quad \nu_r(t) = \sum_{i=1}^m b_i(t) t_i^r.$$

Очевидно, для выполнения условий (4) число измерений  $m$  должно быть больше или равно  $l+1$ . Очевидно также, что если весовые коэффициенты  $b_i(t)$  заданы, выбором входного фильтра в общем случае нельзя добиться выполнения условий несмещенности (4) для всех значений  $t$ .

При выборе входных фильтров будем исходить из осредненной дисперсии погрешности  $\overline{\varepsilon^2} = \int_C f(t) \varepsilon^2(t) dt$ , где  $\int_C f(t) dt = 1$ ,  $C$  — область определения характеристики  $L(t)$  по выбранным  $m$  отсчетам,  $f(t)$  — весовая функция. Давая в выражении для  $\overline{\varepsilon^2}$  функцию  $h(t)$  вариацию  $\gamma h_1(t)$ , дифференцируя полученное выражение по  $\gamma$  и приравнявая нулю производную при  $\gamma=0$ , получим следующее интегральное уравнение для выбора оптимального входного фильтра:

$$\begin{aligned} & \int_0^{T_0} h(\tau_1) \sum_{j=1}^m \sum_{i=1}^m l_{ij} R_\varphi(-\tau_1 + t_i + \tau_2 - t_j) d\tau_1 = \\ & = \sum_{i=1}^m \int_C f(t) b_i(t) R_\varphi L(t - t_i + \tau_2) dt + \sum_{k=0}^l \sum_{r=0}^l \beta_{kr} \times \\ & \times \left\{ \sum_{i=1}^m d_{ik}(t_i - \tau_2)^r - \sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^m l_{ij}(t_i - \tau_2)^r \int_0^{T_0} (t_j - \tau_1)^k h(\tau_1) d\tau_1 \right\}, \\ & \quad 0 \leq \tau_2 \leq T_0, \end{aligned} \quad (5)$$

где

$$l_{ij} = \int_C f(t) b_i(t) b_j(t) dt, \quad d_{ik} = \int_C f(t) b_i(t) B_k(t) dt.$$

Отметим, что последнее слагаемое в (5) может быть представлено в виде  $\sum_{r=0}^l s_r \tau_2^r$ , где коэффициенты  $s_r$  являются функциями моментов  $\mu_k$  ( $k=0, \dots, l$ ).

Примем, что дискретизация является равномерной с шагом  $T$ . Здесь область интерполяции  $C$  соответствует интервалу  $T$  (например, следующему за последним отсчетом). При равномерной дискретизации выражение (5) можно переписать в виде

$$\begin{aligned} & \int_0^{T_0} h(\tau_1) \sum_{i=-(m-1)}^{m-1} c_i R_\varphi(-\tau_1 + iT + \tau_2) d\tau_1 = \\ & = \psi(\tau_2) + \sum_{r=0}^l s_r \tau_2^r, \quad 0 \leq \tau_2 \leq T_0, \end{aligned} \quad (6)$$



$$c_0 = \sum_{i=1}^m l_{ii}, \quad c_j = c_{-j} = \sum_{i=1}^{m-j} l_{i(i+j)}, \quad j = 1, \dots, m-1,$$

$$\begin{aligned} \psi(\tau_2) &= \sum_{i=1}^m T \int_0^1 f(\sigma T) b_i(\sigma T) R_{\varphi L}(\sigma T + iT - T + \tau_2) d\sigma = \\ &= \int_0^{T_0} f_1(t) b(t) R_{\varphi L}(t + \tau_2) dt. \end{aligned}$$

выражении (6)  $b(t)$  — весовая функция экстраполятора ( $b(iT - T + \sigma T) = b_i(\sigma T)$ ,  $i = 1, \dots, m$ ,  $0 < \sigma \leq 1$ );  $f_1(t)$  — периодическая функция с периодом  $T$ , совпадающая на интервале  $T$  с функцией  $\sigma T$ ). Очевидно,  $b(t) = 0$  при  $t > mT$ . Преобразование Фурье функции  $\psi(\tau_2)$  равно  $F_1(-\omega) S_{\varphi L}(\omega) = F_1(-\omega) K(\omega) S_{\varphi x}(\omega)$ , где  $F_1(\omega)$  и  $K(\omega)$  — преобразования Фурье функций  $f_1(t)$   $b(t)$  и  $k(t)$ ,  $S_{\varphi x}(\omega)$  — взаимная спектральная плотность сигналов  $\varphi(t)$  и  $x(t)$ .

Для решения интегрального уравнения (6) используем один из методов, развитых для аналоговых систем и основанных на сведениях интегрального уравнения к неоднородному дифференциальному уравнению [3, 5]. Примем, что спектральная плотность  $S_{\varphi}(p) = \frac{N_1(p)}{N_2(p)}$  является дробно-рациональной функцией от  $p$ . Степень многочленов в числителе и знаменателе  $2r_1$  и  $2r_2$ .

Запишем корреляционную функцию  $R_{\varphi}(\tau)$  через функцию Грина самосопряженной дифференциальной системы:

$$R_{\varphi}(\tau - t) = N_1(p) \lambda_1(\tau - t), \quad (7)$$

где функция Грина является решением уравнения

$$N_2(p) \lambda_1(\tau - t) = \delta_{\varphi}(\tau - t) \quad (7')$$

( $\delta_{\varphi}(\tau)$  — дельта-функция). Подставляя выражение (7) в (6), найдем

$$\begin{aligned} N_1(p) \left\{ \int_0^{T_0} h(\tau_1) \sum_{i=-(m-1)}^{m-1} c_i \lambda_1(-\tau_1 + iT + \tau) d\tau_1 \right\} = \\ = \psi(\tau) + \sum_{r=0}^l s_r \tau^r, \quad 0 \leq \tau \leq T_0. \end{aligned} \quad (8)$$

Общее решение полученного неоднородного дифференциального уравнения  $2r_1$ -го порядка с постоянными коэффициентами имеет вид

$$\lambda_2(\tau) = \sum_{r=0}^l A'_r \tau^r + \sum_{i=1}^{2r_1} B'_i e^{i\tau} + N_1^{-1}(p) \psi(\tau), \quad 0 \leq \tau \leq T_0, \quad (8')$$

где  $\lambda_2(\tau)$  соответствует выражению в фигурных скобках в (8);  $\gamma_i$  — корни характеристического уравнения;  $N_1(\gamma_i) = 0$ ,  $N_1^{-1}(p)$  — оператор, обратный  $N(p)$ ;  $A_i$  и  $B_i$  — неопределенные коэффициенты.

Применяя к последнему уравнению оператор  $N_2(p)$ , с учетом выражения (7) получим

$$\begin{aligned} \sum_{i=-(m-1)}^{m-1} c_i \int_0^{T_0} h(\tau_1) \delta_{\Phi}(-\tau_1 + iT + \tau) d\tau_1 &= \sum_{i=-(m-1)}^{m-1} c_i h(iT + \tau) = \\ &= \sum_{r=0}^l A_i \tau^r + \sum_{i=1}^{2r_1} B_i e^{\gamma_i \tau} + \sum_{i=0}^q E_i \delta_{\Phi}^{(i)}(\tau) + \sum_{i=0}^q E_i' \delta_{\Phi}^{(i)}(\tau - T_0) + \\ &+ N_2(p) N_1^{-1}(p) \psi(\tau), \quad 0 \leq \tau \leq T_0, \end{aligned} \quad (5)$$

где  $q = r_2 - r_1 - 1$ ;  $\delta_{\Phi}^{(i)}(\tau)$  —  $i$ -тая производная от дельта-функции (эти производные возникают при действии оператора  $N_2(p)$  на разрывы непрерывности функции  $\lambda_2(\tau)$  в точках  $\tau = 0$  и  $\tau = T_0$ );  $A_i$ ,  $B_i$ ,  $E_i$  и  $E_i'$  — неизвестные пока коэффициенты.

Выражение (9) можно переписать в виде

$$N_3(\Delta) h(\tau) = \psi_1(\tau), \quad 0 \leq \tau \leq T_0, \quad (10)$$

где  $\psi_1(\tau)$  — правая часть выражения (9);  $\Delta$  — оператор сдвига в сторону опережения на  $T$ ;  $N_3(\Delta)$  — разностный оператор, определяемый соотношением

$$N_3(z) = c_0 + \sum_{i=1}^{m-1} c_i (z + z^{-1}), \quad z = e^{pT}.$$

Общее решение разностного уравнения (10) имеет вид

$$\begin{aligned} h(jT + \sigma T) &= \sum_{i=1}^{2(m-1)} D_i(\sigma) \alpha_i^j + N_3^{-1}(\Delta) \psi_1(jT + \sigma T), \\ 0 \leq \tau = jT + \sigma T \leq T_0 \quad (0 \leq j \leq m'), \end{aligned} \quad (11)$$

где  $m' = \text{ent}\left(\frac{T_0 - \sigma T}{T}\right)$  ( $m' \geq 2(m-1)$ );  $\alpha_i$  — корни уравнения  $N_3(\alpha_i) = 0$ ;  $N_3^{-1}(\Delta)$  — оператор, обратный  $N_3(\Delta)$ .

Неизвестные коэффициенты  $D_i(\sigma)$ , входящие в выражение (11), определим из системы  $2(m-1)$  уравнений, соответствующих значениям  $0 \leq \tau < (m-1)T$  и  $T_0 - (m-1)T < \tau \leq T_0$  в выражении (10)

$$\sum_{i=-j}^{m-1} c_i h(jT + iT + \sigma T) = \psi_1(jT + \sigma T), \quad j = 0, \dots, m-2,$$

$$\begin{aligned} \sum_{i=-(m-1)}^{m'-j} c_i h(jT + iT + \sigma T) &= \psi_1(jT + \sigma T), \\ j &= m' - m + 2, \dots, m'. \end{aligned} \quad (12)$$

метим, что в общем случае интервал  $T_0$  не является кратным  $T$  выражениях (11) и (12) значение  $m'$  для разных  $\sigma$  может быть различно.

Выражения (11) и (12) определяют решение разностного уравнения (10) при значениях  $m' \geq 2(m-1)$ . При меньших значениях решение разностного уравнения (10) получим из системы  $(m'+1)$  уравнений с  $(m'+1)$  неизвестными:

$$\sum_{i=-(m-1)}^{m-1} c_i h(jT + iT + \sigma T) = \psi_1(jT + \sigma T), \quad j=0, \dots, m', \quad (13)$$

$$h(kT + \sigma T) = 0 \quad \text{при } k < 0 \text{ и } k > m'.$$

Неизвестные коэффициенты  $A_i$ ,  $B_i$ ,  $E_i$  и  $E'_i$  в (9) определяем, ставляя полученное выражение для весовой функции фильтра сходное интегральное уравнение (6) и требуя, чтобы оно удовлетворялось тождественно (напомним, что коэффициенты  $s_r$  в (6) исходят от  $h(\tau)$ ).

В результате получим систему уравнений для определения всех известных коэффициентов. Подставляя последние в  $h(\tau)$ , найдем окончательное выражение для весовой функции оптимального входного фильтра.

При  $T_0 \gg 2(m-1)T$  вычисление коэффициентов можно упростить, преобразовав уравнение (6) с учетом (9) к виду

$$\begin{aligned} & \int_{-(m-1)T}^0 \sum_{i=-(m-1)}^{m-1} c_i h(t+iT) R_\varphi(\tau-t) dt + \\ & + \int_{T_0}^{T_0+(m-1)T} \sum_{i=-(m-1)}^{m-1} c_i h(t+iT) R_\varphi(\tau-t) dt + \\ & + \int_0^{T_0} \psi_1(t) R_\varphi(\tau-t) dt = \psi(\tau) + \sum_{r=0}^l s_r \tau^r, \end{aligned} \quad (14)$$

е  $0 \leq \tau \leq T_0$ ,  $h(\tau) = 0$  при  $t < 0$  и  $t > T_0$ .

Алогично из (9) для этого случая несложно записать более простые выражения для моментов  $\mu_2$ .

Рассмотрим пример. Пусть  $m=2$ , т. е. используется интерполяция (экстраполяция) по двум отсчетам. В этом случае оператор  $(z)$  имеет вид

$$N_3(z) = (l_{11} + l_{22}) + l_{12}(z + z^{-1}) = k^2(1 - cz)(1 - cz^{-1}). \quad (15)$$

Связь коэффициентов  $l_{ij}$  с весовыми коэффициентами  $b_1(\sigma T)$  и  $b_2(\sigma T)$  и функцией  $f(\sigma T)$  определена в выражении (5).

Примем для простоты записи интервал  $T_0$  кратным  $T$ ; при этом  $\sigma = \frac{T_0}{T} - 1$  для всех  $\sigma$ . Для решения разностного уравнения (10) и  $m' \geq 2(m-1)$  воспользуемся операторным методом. Частное

решение уравнения имеет вид  $\tilde{L}^{-1} \left[ \frac{\tilde{\psi}_1(p)}{N_3(e^{pT})} \right]$ , где  $\tilde{\psi}_1(p)$  — преобразо-

вание Лапласа функции  $\psi_1(t)$ ,  $\tilde{L}^{-1}$  — обратное преобразование Лапласа. С учетом (15) из выражения (11) получим

$$h(j, \sigma) = \sum_{i=0}^j \frac{(\alpha_1^i - \alpha_2^i)}{k^2(1 - \alpha_1^2)} \psi_1(j - i, \sigma) + D_1'(\sigma) \alpha_1^j + D_2'(\sigma) \alpha_2^j, \\ j = 0, \dots, m', \quad (6)$$

где  $\alpha_1 = c$ ,  $\alpha_2 = 1/c$ .

Значения коэффициентов  $D_1'(\sigma)$  и  $D_2'(\sigma)$  получим из выражения (12). Имеем

$$k^2[(1 + c^2)h(0, \sigma) - ch(1, \sigma)] = \psi_1(0, \sigma), \\ k^2[(1 + c^2)h(m', \sigma) - ch(m' - 1, \sigma)] = \psi_1(m', \sigma). \quad (7)$$

Подставляя в (17) значения  $h(j, \sigma)$  из (16), получим

$$D_2'(\sigma) = \frac{\alpha_2}{k^2(1 - \alpha_1^2)} \frac{\alpha_1 R_1(\sigma) - \alpha_2 R_2(\sigma)}{\alpha_1^{m'+2} - \alpha_2^{m'+2}}, \\ D_1'(\sigma) = -\alpha_1^2 D_2'(\sigma),$$

где

$$R_1(\sigma) = \sum_{i=0}^{m'} \alpha_1^{m'-i} \psi_1(i, \sigma), \\ R_2(\sigma) = \sum_{i=0}^{m'} \alpha_2^{m'-i} \psi_1(i, \sigma).$$

Отметим, что с учетом значений  $D_2'(\sigma)$  и  $D_1'(\sigma)$  выражения (16) можно записать в виде

$$h(j, \sigma) = \sum_{i=0}^{m'} d(j, i) \psi_1(i, \sigma), \quad (8)$$

где коэффициенты  $d(j, i)$  не зависят от  $\sigma$ , т. е. весовая функция  $h(\tau)$  при  $T_0$ , кратном  $T$ , состоит из  $m'+1$  интервалов, равных каждый из которых представляет собой взвешенную сумму  $m'+1$  таких же отрезков функции  $\psi_1(t)$ .

Перепишем для нашего примера выражение (14). Имеем

$$-ck^2 T \left[ \int_0^1 h(0, \sigma) R_\varphi(\tau + T - \sigma T) d\sigma + \right. \\ \left. + \int_0^1 h(m', \sigma) R_\varphi(\tau - T_0 - \sigma T) d\sigma \right] + \int_0^{T_0} \psi_1(t) R_\varphi(\tau - t) dt = \\ = \psi(\tau) + \sum_{r=0}^l s_r \tau^r, \quad 0 \leq \tau \leq T_0. \quad (9)$$

Для пояснения характера последующих выкладок рассмотрим конкретный пример. Пусть  $l=1$ , а  $R_\varphi(t) = R_y(t) = e^{-a|t|}$  (полезный сигнал включает только детерминированные функции со случайными коэффициентами). Тогда в выражении (16)

$$\psi_1(\tau) = A_0 + A_1(\tau) + E_0 \delta_\varphi(\tau) + E'_0 \delta_\varphi(\tau - T_0). \quad (20)$$

Подставляя (20) в выражение (19) и приравнявая коэффициенты и слагаемых, содержащих  $\tau$  в нулевой степени,  $\tau$ ,  $e^{-a\tau}$  и  $e^{a\tau}$  (поскольку равенство (19) должно удовлетворяться тождественно), получим систему четырех уравнений с четырьмя неизвестными:

$$\begin{aligned} & E_0 \left[ d(0, 0) e^{-a\tau} - \frac{1}{k^2 c} \right] + E'_0 d(0, m') + \\ & + \sum_{i=0}^{m'} d(0, i) \left[ \frac{A_0 + A_1 i T}{a} (1 - e^{-aT}) + A_1 \frac{aT - 1 + e^{-aT}}{a^2} \right] + \\ & + \frac{A_0}{ak^2 c} - \frac{A_1}{a^2 k^2 c} = 0; \end{aligned} \quad (21)$$

$$\begin{aligned} & E_0 d(m', 0) + E'_0 \left[ d(m', m') e^{-aT} - \frac{1}{k^2 c} \right] + \sum_{i=0}^{m'} d(m', i) \times \\ & \times \left[ \frac{A_0 + A_1 i T}{a} (1 - e^{-aT}) + A_1 \frac{1 - (aT + 1) e^{-aT}}{a^2} \right] + \\ & + \frac{A_0}{ak^2 c} + \frac{A_1(aT_0 + 1)}{a^2 k^2 c} = 0; \end{aligned} \quad (22)$$

$$\frac{2A_0}{a} = s_0 = a_{01} + a_{02} \mu_0 + a_{03} \mu_1, \quad (23)$$

$$\frac{2A_1}{a} = s_1 = a_{11} + a_{12} \mu_0 + a_{13} \mu_1, \quad (24)$$

где коэффициенты  $a_{ij}$  несложно записать из выражения (5), если известны область экстраполяции (интерполяции), весовая функция  $t$ ), весовые коэффициенты  $b_1(t)$  и  $b_2(t)$  и вид желаемой характеристики  $L(t)$ . Например, если  $L(t) = x(t)$  (задача восстановления процесса), имеем:  $B_0(t) = 1$ ,  $B_1(t) = t$  (отсчет времени ведется от последнего измерения); для линейной экстраполяции или интерполяции  $b_1(t) = 1 + \frac{t}{T}$ ,  $b_2(t) = -\frac{t}{T}$ , где диапазон  $t$  определяется областью интерполяции, и т. п.

Значения  $\mu_0$  и  $\mu_1$  в двух последних выражениях найдем из соотношений, которые несложно получить из выражения (9):

$$\begin{aligned} \mu_0 &= \int_0^{T_0} h(t) dt = \frac{1}{k^2(1-c)^2} \int_0^{T_0} \psi_1(t) dt + \\ & + \frac{k^2 c}{k^2(1-c)^2} \left[ \int_0^T h(t) dt + \int_{T_0-T}^{T_0} h(t) dt \right], \end{aligned} \quad (25)$$

$$\mu_1 = \int_0^{T_0} h(t)t dt = \frac{1}{k^2(1-c)^2} \int_0^{T_0} \psi_1(t)t dt + \frac{k^2c}{k^2(1-c)^2} \left[ \int_0^T h(t)(t-T)dt + \int_{T_0-T}^{T_0} h(t)(t+T)dt \right]. \quad (2)$$

Например, величина  $\mu_0$  имеет вид

$$\mu_0 = \frac{1}{k^2(1-c)^2} \left( A_0 T_0 + A_1 \frac{T_0^2}{2} + E_0 + E'_0 \right) + \frac{k^2c}{k^2(1-c)^2} \times \\ \times \left\{ E_0 [d(0, 0) + d(m', 0)] + E'_0 [d(0, m') + d(m', m')] + \right. \\ \left. + \sum_{i=0}^{m'} [d(0, i) + d(m', i)] \left( A_0 T + A_1 iT + A_1 \frac{T^2}{2} \right) \right\}.$$

Формулы (21)—(24) с учетом выражений для  $\mu_0$  и  $\mu_1$  дают систему четырех уравнений для определения четырех неизвестных ( $A_0, A_1, E_0$  и  $E'_0$ ). Подставляем найденные коэффициенты в выражение для  $h(\tau)$ . На этом синтез входного фильтра заканчивается.

Отметим, что заметный практический интерес представляют коммутируемые входные фильтры, для которых интервал  $T_0 \ll$  В качестве примера можно указать на интеграторы, реализованные на пассивных RC-цепях и сбрасываемые после каждого опроса. При  $T_0 < T$  из (16) получим

$$h(\tau) = \frac{1}{c_0} \psi_1(\tau), \quad 0 \leq \tau \leq T_0, \quad (2)$$

и последующие выкладки заметно упрощаются.

Для рассматриваемого примера несложно осуществить синтез в целом, т. е. оптимально выбрать не только входной фильтр, и обработку отсчетов, т. е. весовые коэффициенты  $b_i(t)$  ( $i=1, m$ ). В этом случае решение осуществляется, как и выше, с той лишь разницей, что коэффициенты  $c_i$  неизвестны. Зная вид функции  $h(\tau)$ , находим выражения для корреляционных функций  $R_{ZL}(t)$  и  $R_Z(t)$ ; далее, решая систему алгебраических уравнений, находим выражения для оптимальных весовых коэффициентов  $b_i(t)$ . Эти выражения, так же как и  $h(\tau)$ , содержат неизвестные коэффициенты. Последние определяем, выражая эти коэффициенты через веса  $b_i(t)$  и функцию  $f(t)$  (выражение (5)) [4].

В том случае, когда от  $b_i(t)$  зависят не только значения  $c_i$ , и функция  $\psi(t)$ , получение аналитического решения таким методом значительно более сложно. В общем случае здесь следует использовать численные методы.

Важно отметить, что часто весовые коэффициенты  $b_i(t)$  являются известными функциями времени, но зависят от моментов входного фильтра. Такой выбор  $b_i(t)$  существенно проще оптималь-

го выбора весовых коэффициентов и позволяет значительно повысить точность по сравнению с использованием дискретных фильтров, не учитывающих влияния входных фильтров. Например, при  $l+1$  из условия (4) получим  $m$  уравнений для выбора весовых коэффициентов  $b_i(t, \mu_0, \dots, \mu_l)$ ,  $i=1, \dots, m$ , обеспечивающих астатизм системы  $(l+1)$ -го порядка. Различные методы выбора дискретных фильтров из условия астатизма системы  $(l+1)$ -го порядка и  $m \geq l+1$  рассмотрены в [6].

При такой постановке задачи весовые коэффициенты  $b_i(t)$  в выражении (3) зависят от значений  $\mu_r$ , т. е. от  $h(\tau)$ . В том случае, если при выборе  $b_i(t)$  исходят из астатизма системы порядка  $l+1$ , последнее слагаемое в (3) равно нулю; в общем случае это необязательно. Находя, как и выше, из (3) осредненную дисперсию поешности  $\varepsilon^2$  и решая обычную вариационную задачу, получим интегральное уравнение для определения оптимального входного фильтра. Решение этого интегрального уравнения значительно сложнее, чем (5), так как оно включает неизвестные коэффициенты, содержащие  $h(\tau)$  под знаком интеграла (типа  $\mu_r$ ). Последующее решение сводится к нахождению  $h(\tau)$  в функции от этих коэффициентов, подстановке  $h(\tau)$  в формулы для коэффициентов и определению неизвестных параметров из получаемой системы уравнений.

В качестве примера приведем выражение для случая интерполяции по двум измерениям, обеспечивающей несмещенность оценки по отношению к полиному первого порядка. Из (4) при  $m=l+1=2$  получим

$$b_1(t) = \frac{1}{\mu_0} \left( 1 - t/T - \frac{\mu_1}{\mu_0 T} \right), \quad b_2(t) = \frac{1}{\mu_0} \left( t/T + \frac{\mu_1}{\mu_0 T} \right).$$

Подставляя эти значения в (3), интегрируя дисперсию по  $t$  и решая вариационную задачу, приходим к выражению (6), в котором здесь

$$c_0 = l_{11} + l_{22} = \frac{2}{3} + \frac{2\mu_1^2}{T^2}, \quad c_{-1} = c_1 = \frac{1}{6} - \frac{\mu_1^2}{T^2},$$

$$b_1(\sigma T) = 1 - \sigma - \frac{\mu_1}{T}, \quad b_2(\sigma T) = \sigma + \frac{\mu_1}{T},$$

$$s_1 = \frac{2}{T} \sum_{i=0}^1 \left\{ \int_0^{T_0} \int_0^T R_{\varphi L}(t - iT + \tau) h(\tau) (-1)^{i+1} dt d\tau + \right. \\ \left. + \frac{\mu_1}{T} (-2)^{i-1} \int_0^{T_0} \int_0^{T_0} h(\tau_1) h(\tau_2) R_{\varphi}(\tau_1 - \tau_2 - iT) d\tau_1 d\tau_2 \right\}, \quad (27)$$

— неопределенный множитель Лагранжа, определяемый из дополнительного условия:  $\int_0^{T_0} h(\tau) d\tau = 1$ . Значения  $c_i$  и  $b_i(\sigma T)$  в (27) соответствуют задаче интерполяции между отсчетами (т. е.  $K(p) = e^{-pT}$ ) и  $f(t) = 1/T$ .

При конечном числе обрабатываемых измерений, но бесконечном времени наблюдения  $T_0$  решение двух последних задач (оптимальный выбор входного и дискретного фильтров при дополнительных ограничениях, например заданных требованиях к астатизм системы, и выбор оптимального входного фильтра при известной обработке измерений, зависящей от моментов  $\mu_r$  входного фильтра) резко упрощается [4].

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Чанг Ш. С. Синтез оптимальных систем автоматического управления. Машиностроение, 1964. 440 с.
2. Petersen D. S., Middleton D. On representative observations.— "Tlus", 1963, vol. 15, p. 387—405.
3. Техническая кибернетика. Теория автоматического регулирования. Кн. 2. Под ред. В. В. Солодовникова. М., «Машиностроение», 1967. 680 с.
4. Персин С. М. О погрешности и синтезе многоканальных аналого-дискретных измерительных систем. — «Тр. ГГО», 1975, вып. 345, с. 117—140.
5. Свешников А. А. Прикладные методы теории случайных функций. «Наука», 1968. 464 с.
6. Персин С. М. О выборе алгоритмов оценки сигнала и численного дифференцирования в аналого-дискретных системах. — См. наст. сб.



## ПРЕДЕЛЕНИЕ СРЕДНИХ ЗНАЧЕНИЙ РЯДА ПРОЦЕССОВ В МНОГОКАНАЛЬНОЙ СИСТЕМЕ

В многоканальных измерительных системах нередко возникает задача нахождения средних значений за заданные интервалы ряда одних сигналов. Обычно для интегрирования  $q$  процессов одним общим преобразователем используется разделение каналов по времени. При этом каждый канал подключается к преобразователю на время  $T_{\text{и}}$  с периодом  $T$ , как это показано на рис. 1 а. Величина  $s = T_{\text{и}}/T$  при циклическом опросе всех каналов с периодом  $T$ , очевидно, не превосходит  $1/q$ . Как правило, для определения среднего за интервал  $T_0$  используются нахождение и суммирование результатов последовательных измерений (осуществляемых в интервалы  $T_{\text{и}}$ ), например суммирование средних значений за эти интервалы.

Очевидно, увеличивая частоту измерений  $1/T$  и пропорционально уменьшая интервал  $T_{\text{и}} = sT$ , теоретически при любом заданном (т. е. любом числе каналов  $q$ ) можно определить среднее за заданный интервал  $T_0 = mT$  с любой нужной точностью. Другими словами, при  $T \rightarrow 0$  и заданном  $s$  методическая погрешность дискретного интегрирования стремится к нулю. Однако с уменьшением интервала  $T_{\text{и}}$ , как правило, возрастает погрешность отсчетов, в частности ошибка квантования по уровню. Результирующая погрешность определения среднего, учитывающая методическую и инструментальную погрешности, здесь обычно имеет минимум при конечном числе измерений  $m = T_0/T$  (т. е. при  $T \neq 0$ ) [1, 2].

Возможность увеличения  $m$  и уменьшения методической погрешности может ограничиваться не только погрешностью квантования по уровню. Обычно более важным является то, что с ростом  $m$ , т. е. повышением частоты дискретизации, возрастают требования к быстродействию аналого-цифрового преобразователя и сумматора, а нередко — и к объему памяти. Поэтому заметный интерес представляет структура, в которой последовательность прямоугольных импульсов с малой длительностью  $T_{\text{и}}$  и скважностью  $s = 1/q$  в каждом канале (рис. 1 а) осредняется RC-фильтром, а центральным преобразователем (например, автоматической метеорологиче-

ской станцией) осуществляется опрос сигналов на выходе фильтров. Этот опрос осуществляется с гораздо меньшей частотой, равной  $1/T_1$ , и может иметь длительность  $T'_n \gg T_n$  (т. е. много меньшую погрешность квантования по уровню). Такая структура час заметно упрощает систему, так как позволяет использовать один общий групповой преобразователь для ряда каналов (линию связи, счетчик импульсов, преобразователь кода в напряжение, ус

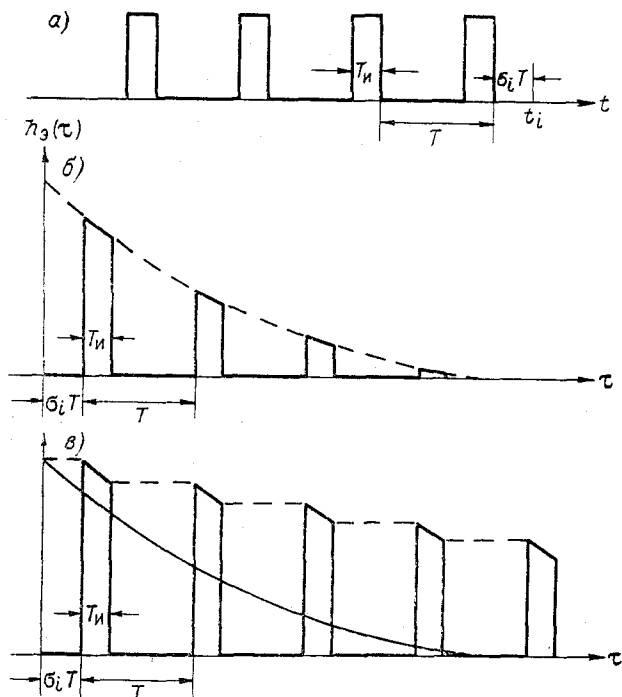


Рис. 1.

литель и т. п.). Отметим, что рассматриваемая структура (рис. 2) эквивалентна двум последовательно включенным дискретным фильтрам с разной частотой дискретизации ( $1/T$  и  $1/T_1$ ).

На рис. 2  $K$  и  $АЦП$  — коммутатор и аналого-цифровой преобразователь автоматической станции  $АС$ ,  $П_1$  и  $П_2$  — два синхронно коммутируемых циклических переключателя,  $ОП$  — общий групповой преобразователь (усилитель, счетчик импульсов и т. п.; в принципе  $ОП$  может отсутствовать),  $x_1—x_q$  — входные сигналы  $\Phi_1—\Phi_{q+1}$  — фильтры. В схеме предусмотрен также образцовый ( $q+1$ -й) канал для групповой коррекции погрешности, что дополнительно резко уменьшает требования к  $ОП$ .

Возможны два варианта подключения последовательностей прямоугольных импульсов к  $RC$ -фильтрам. В первом случае в интер-

е  $T_n$  к фильтру подключен входной сигнал, а в интервале  $-T_n$ , например, нулевой сигнал. Полагая интервал  $T_n$  равным  $(q_1=q+1)$ , для сигнала RC-фильтра получим

$$Z(t_i) = \sum_{j=-1}^{\infty} \int_0^{T_n} h(jT + \sigma_i T + r) x(iT - jT - r) dr, \quad (1)$$

е  $h(t)$  — весовая функция RC-фильтра ( $h(t)=0$  при  $t<0$ ),  $t_i = iT + \sigma_i T$ ,  $0 < \sigma_i < 1$ ,  $x(t)$  — сигнал  $x_n(t)$  для данного ( $n$ -ного) ка-  
ла.

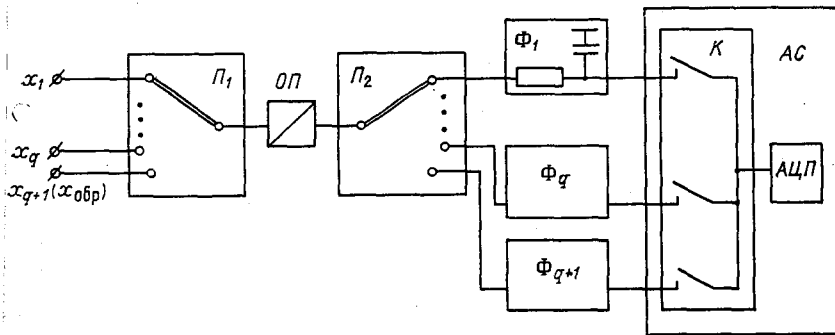


Рис. 2.

Недостатками такого метода являются малый эквивалентный коэффициент передачи фильтра  $H_0(0)$  (определяемый из (1) при  $t=1$  и при малых  $T$  приближенно равный  $s_1=1/q_1$ ) и его зависимость от сдвига  $\sigma_i T$  момента опроса  $t_i$  относительно моментов  $T$ . Недостатком метода является также большая чувствительность  $H_0(0)$  к нестабильности скважности  $s_1$  (вызываемой, например, влиянием на длительность интервала  $T_n$  времени переключения каналов). В частности, при математическом ожидании процесса  $x$ , равном нулю, нестабильность  $s_1$  здесь приводит к систематической погрешности измерений, пропорциональной этой нестабильности.

Во втором случае в интервале  $(T-T_n)$  к RC-фильтру никакой сигнал не подключается, и напряжение на емкостях фильтров в том интервале остается неизменным (сопротивлениями утечки емкостей пренебрегаем). Такой вариант и показан на рис. 2. В этом случае для сигнала на выходе фильтра можно записать

$$Z(t_i) = \sum_{j=-1}^{\infty} \int_0^{T_n} h(jT_n + r + A_j) x(iT - jT - r) dr, \quad (2)$$

где  $t_i = iT + \sigma_i T$ ,  $A_j = \left( \sigma_i - \frac{q_1 - 1}{q_1} \right) T \text{ent} \left( \sigma_i + \frac{1}{q_1} \right)$ .

Здесь фильтр не вносит ослабления (коэффициент передачи  $H_0(0)$  независимо от значений  $s_1$  и  $\sigma_i$  равен 1) и мало чувствителен к нестабильности  $s_1$  (в частности, последняя не приводит к систематической погрешности).

Эквивалентные весовые функции фильтров  $h_0(t)$  для двух указанных вариантов при использовании фильтра первого порядка (для одних и тех же  $\sigma_i$  и постоянной времени фильтра  $T_\Phi$ ) показаны на рис. 1 б и в. Как видно, во втором случае эквивалентная постоянная времени возрастает в  $1/s_1$  раз; это позволяет в  $1/s_1$  раз уменьшить необходимое значение  $T_\Phi$ , что упрощает реализацию фильтра и уменьшает погрешность.

С учетом выражения (1) или (2) несложно найти дисперсию погрешности определения среднего значения  $L$  процесса за интервал  $(0, T_0)$  по взвешенной сумме  $m$  отсчетов  $W = \sum_{i=1}^m b_i Z(t_i)$ . Например, для второго варианта при равномерном расположении отсчетов  $t_i$  с шагом  $T_1$ , значении  $T_1$ , кратном  $T$ , и  $\sigma < \frac{q_1 - 1}{q_1}$  получим

$$\begin{aligned} \overline{\varepsilon^2} = \overline{(W - L)^2} = & R_L(0) + \sum_{i=1}^m \sum_{r=1}^m \sum_{j=0}^{\infty} \sum_{l=0}^{\infty} b_i b_r \times \\ & \times \int_0^{T_n} \int_0^{T_n} h(jT_n + \tau_1) h(lT_n + \tau_2) R_x[(i-r)T_1 + (l-j)T + \tau_2 - \tau_1] \times \\ & \times d\tau_1 d\tau_2 - \frac{2}{T_0} \sum_{i=1}^m \sum_{j=0}^{\infty} b_i \int_0^{T_0} \int_0^{T_n} h(jT_n + \tau_1) \times \\ & \times R_x(t_i - \sigma T - jT - \tau_1 + \tau_2) d\tau_1 d\tau_2. \end{aligned} \quad (3)$$

Из (3) (или аналогичного выражения для произвольных  $T_1$ ,  $T$  и  $\sigma_i$ ) несложно убедиться, что при любой заданной скважности  $s$  и  $T \rightarrow 0$  дисперсия погрешности  $\overline{\varepsilon^2}$  стремится к значению дисперсии погрешности определения среднего при непрерывном поступлении сигнала на вход фильтра с эквивалентной постоянной времени  $T_\Phi'$  равной  $T_\Phi/s_1$ . Поэтому здесь можно прямо воспользоваться результатами для дисперсии погрешности аналого-дискретного интегрирования, рассмотренными в [2]. Для первого варианта получим аналогичный предельный результат, с той лишь разницей, что здесь эквивалентная постоянная времени  $T_\Phi' = T_\Phi$  и необходимо при нормировке весов учитывать вносимое фильтром ослабление в  $s_1^{-1}$  раз. Отметим, что при сравнительно малом отношении частот дискретизации  $T_1/T$  может быть полезен выбор определенных соотношений частот  $1/T$  и  $1/T_1$  и фаз измерений (например, в первом варианте для уменьшения влияния  $\sigma_i$ ).

Техническая реализация схемы, показанной на рис. 2, может быть существенно различна в зависимости от характера сигналов

изического параметра, уровня), вида общего преобразователя, скорости переключения, времени переходного процесса в *ОП* и т. п. для уменьшения влияния переходного процесса в *ОП* возможно отключение фильтров от *ОП* на это время. Отметим, что второй вариант просто реализуется только для фильтров первого порядка.

В качестве примера применения структуры, представленной на с. 2, для метеорологических измерений укажем на нахождение единых для актинометрических датчиков. Введение RC-фильтров большими постоянными времени непосредственно на выходе датков (с сигналами милливольтового уровня) не представляется возможным (вносит значительную погрешность), а использование чистых усилителей в каждом канале значительно усложняет устройство. Структура по рис. 2 позволяет использовать один общий усилитель и коррекцию его погрешности. Методическая погрешность аналого-дискретного интегрирования и выбор параметров фильтров рассмотрены для этого случая в [3]. Для второго варианта устройства приведенные в [3] постоянные времени должны быть уменьшены в  $1/s_1$  раз. Другой пример — нахождение средних значений ряда датчиков с частотным выходом (например, градиентомера). Здесь *ОП* — один общий счетчик с преобразователем кода напряжения.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Шенброт И. М. Минимизация ошибки цифрового интегрирования при централизованном контроле. — «Автоматика и телемеханика», 1965, № 8, с. 1462—1468.
- Персин С. М. Основы теории и проектирования автоматических измерительных систем. Л., Гидрометеониздат, 1975. 320 с.
- Персин С. М., Ястребова Т. К. О погрешности определения интегральных значений радиации по дискретным измерениям. — «Тр. ГГО», 1974, вып. 342, с. 59—62.

## СОДЕРЖАНИЕ

- И. А. Берлин, Л. А. Грошева, Л. Ф. Школяр. Уточнения алгоритмов контроля срочной и ежедневной метеорологической информации
- Л. А. Грошева. О проведении критического контроля метеорологических данных на ЭВМ
- Е. Н. Романова, Л. Г. Васильева. Кодовая типизация местоположений метеорологических станций
- ✓ Д. П. Беспалов, Т. П. Грибова, Е. А. Федорова. О вычислении давления на уровне моря
- И. А. Дюбкин. О взаимосвязи расстояния между пунктами наблюдений и точностью измерения атмосферного давления
- Д. П. Беспалов, Т. П. Светлова. К вопросу о точности измерения атмосферного давления во время экспедиции АТЭП-74
- Л. С. Водопьянова, М. О. Кричак, Г. В. Осипова. О возможности автоматического контроля месячных сумм осадков
- Ж. Д. Алибегова, Д. П. Беспалов, Г. Б. Брылев, Н. Ф. Иванова, А. А. Калиновская. О привлечении данных МРЛ сети штормоповещения для анализа полусуточных изогиев жидких осадков
- Р. Г. Тимановская, Л. Б. Руднева. Описание состояния облачного неба по данным регистрации потоков излучения
- С. А. Смирнов. Определение параметров гололедно-изморозевых отложений по их массе
- ✓ Н. А. Касьян, Т. А. Огнева, В. Э. Югайсон. Некоторые вопросы методики определения составляющих теплового баланса
- С. М. Персин. О выборе алгоритмов оценки сигнала и численного дифференцирования в аналого-дискретных системах
- С. М. Персин. О синтезе аналого-дискретных измерительных систем при конечном времени наблюдения
- С. М. Персин, С. М. Стеризат. Определение средних значений ряда процессов в многоканальной системе

ТРУДЫ ГГО, вып. 375

**Методика метеорологических наблюдений**

Редактор *Г. И. Слабкович*  
Техн. редактор *Г. В. Ивкова*  
Корректор *И. А. Каспарова*

Сдано в набор 18/II 1976 г. Подписано к печати 13/VII 1976 г. М-37339. Формат 60×90<sup>1/16</sup>. бум. тип. № 1. Печ. л. 9,25. Уч.-изд. л. 9,98. Тираж 800 экз. Индекс МЛ-127. Заказ № 286. Цена 70 коп.

Гидрометеиздат, 199053. Ленинград, 2-я линия, 23.

Сортавальская книжная типография Управления по делам издательств, полиграфии и книжной торговли Совета Министров Карельской АССР, Сортавала, Карельская, 42.

УДК 551.501

**Уточнения алгоритмов контроля срочной и ежедневной метеорологической информации.** Берлин И. А., Грошева Л. А., Школяр Л. Ф. Труды ГГО, 1976, вып. 375, с. 3—9.

Даны уточненные алгоритмы контроля на ЭВМ ежедневных данных для выявления случайных ошибок, допущенных при производстве наблюдений, первой обработке результатов наблюдений или перфорации.

Библ. 3.

УДК 551.501

**О проведении критического контроля метеорологических данных на ЭВМ.** Грошева Л. А. Труды ГГО, 1976, вып. 375, с. 10—13.

Обобщается опыт применения программ критического контроля метеорологических данных на ЭВМ в УГМС Литовской, Латвийской и Эстонской ССР. Дан анализ наиболее часто встречающихся ошибок.

Табл. 1. Библ. 3.

УДК 551.5

**Кодовая типизация местоположений метеорологических станций.** Романова Е. Н., Васильева Л. Г. Труды ГГО, 1976, вып. 375, с. 14—36.

Представлена модель, позволяющая типизировать многообразие природных местоположений метеорологических станций.

Типизация составлена в виде кода, пригодного для занесения на технический носитель. В коде отражены основные микроклиматообразующие факторы, определяемые различными неоднородностями подстилающей поверхности, без правильного учета которых невозможна квалифицированная классификация местоположения метеорологических станций. Для обеспечения сравнимости и однородности исходной информации при использовании ее в различных направлениях метеорологических исследований выделены определенные типы местоположений станций.

Проведенные исследования позволят разработать объективную типизацию местоположений метеорологических станций и учесть ее при обобщениях режимных данных на ЭВМ.

Табл. 9. Илл. 2. Библ. 16.