

Министерство сельского хозяйства Российской Федерации  
Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего  
образования «Горский государственный аграрный университет»  
(ФГБОУ ВО Горский ГАУ)

Кафедра землеустройства и экологии

## МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ОБСЛУЖИВАНИЕ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННОГО ПРОИЗВОДСТВА

учебное пособие для обучающихся по специальности  
35.02.05 Агронимия

ВЛАДИКАВКАЗ 2023

УДК 631.92

**Составитель:** Сабанова А.А.

**Рецензент:** Лазаров Т.К. – д-р с.-х. наук, доцент, декан агрономического факультета ФГБОУ ВО Горский ГАУ

Метеорологическое обслуживание сельскохозяйственного производства: учебное пособие / Составитель: А. А. Сабанова – Владикавказ: ФГБОУ ВО Горский ГАУ, 2023 – 79 с.

Приведен теоретический материал для изучения дисциплины метеорологическое обслуживание сельскохозяйственного производства. Обозначенные в пособии методические установки позволяют систематизировать знания по метеорологическому обеспечению сельскохозяйственного производства.  
Для обучающихся по специальности 35.02.05 Агрономия

© Издательство ФГБОУ ВО Горский ГАУ, 2023  
© Сабанова А.А.

## СОДЕРЖАНИЕ

	Введение.....	4
1.	Агрометеорология, предмет и задачи.....	5
2.	Атмосфера и ее основные свойства.....	7
	Состав атмосферы.....	7
	Приборы для измерения атмосферного давления.....	10
	Строение атмосферы.....	11
3.	Солнечная радиация и радиационный баланс.....	13
	Радиационный баланс земной поверхности.....	13
	Приборы для измерения солнечной радиации.....	17
	Лучистая энергия и растения.....	23
4.	Температурный режим почвы и воздуха.....	30
	Тепловые свойства почвы.....	30
	Температурный режим воздуха.....	39
5.	Вода в атмосфере и почве.....	45
	Влажность воздуха и величины, характеризующие её.....	45
	Испарение воды и конденсация водяного пара.....	48
	Осадки, снежный покров, почвенная влага.....	52
6.	Ветер, погода и ее предсказание.....	59
	Ветер и его виды.....	59
	Понятие о погоде, воздушные массы и их классификация.....	61
	Прогноз погоды и его виды.....	64
7.	Опасные для сельского хозяйства метеорологические явления и меры борьбы с ними.....	66
	Опасные явления теплого периода и меры борьбы с ними.....	66
	Опасные явления холодного периода и меры борьбы с ними.....	70
8.	Агрометеорологическое обеспечение.....	72
	Агроклиматическая информация, ее виды и назначение.....	72
	Работа агрометеорологического поста по обслуживанию сельскохозяйственного производства.....	75
	Литература.....	78

## **ВВЕДЕНИЕ**

Целью курса «Метеорологическое обслуживание сельскохозяйственного производства» является изучение атмосферных процессов и явлений, формирующих состояние среды, в которой существуют сельскохозяйственные растения. Знание закономерностей формирования погоды и климата на той или иной территории позволит специалистам сельского хозяйства более эффективно использовать естественные природные ресурсы и снизить ущерб от опасных метеорологических явлений. Разработка оптимальных приемов ведения сельского хозяйства потребует от выпускников аграрных колледжей знаний погодных и климатических особенностей территории, их изменчивости в отдельные годы, умения пользоваться режимной гидрометеорологической информацией, результатами наблюдений метеорологических станций, а в случае необходимости самостоятельно измерять основные метеорологические элементы. По каждой теме даны теоретический материал и вопросы для самоконтроля.

Студенты учатся анализировать метеорологическую и агрометеорологическую информацию как режимную, так и прогностическую, производят анализ полученных результатов, применяя теоретические знания по изученной теме и свои способности к логическому мышлению.

## 1. АГРОМЕТЕОРОЛОГИЯ, ПРЕДМЕТ И ЗАДАЧИ.

Агрометеорология изучает погоду и климат применительно к практическим и теоретическим задачам сельского хозяйства и природообустройства и водопользования. К числу важнейших задач агрометеорологии относятся:

- исследование пространственно-временных закономерностей влияния погоды и климата на объекты и процессы сельскохозяйственного производства;
- разработка методов агрометеорологических прогнозов;
- агрометеорологическое обоснование мероприятий, направленных на защиту объектов сельского хозяйства от неблагоприятных явлений климата и погоды, вредителей и болезней;
- изучение проблемы мелиорации климата и микроклимата полей с целью их возможного улучшения для сельскохозяйственного производства и т.д.

В результате изучения дисциплины «Основы агрометеорологии» студент должен владеть:

- необходимыми знаниями и практическими навыками по проведению агрометеорологических наблюдений, использованию агроклиматических прогнозов;
- навыками оценки климата с позиций принятия оперативно-хозяйственных решений в производстве.

Метеорологические условия имеют огромное значение для сельского хозяйства; человеку нужно изучать климат, чтобы обратить его хорошие стороны в свою пользу и по возможности устранить влияние вредных условий, но для этого необходима продолжительная и напряженная научная работа; нужно много изучить для того, чтобы достигнуть успеха.

А. И. Воейков

Выдающийся русский ученый-почвовед В. В. Докучаев считал, что «почва и климат – суть основные и важнейшие факторы земледелия – первые и неизбежные условия урожая».

Науки, изучающие физические и химические процессы, происходящие на земле, носят общее название «науки о земле».

Одной из таких наук и является агрометеорология.

*Наука, изучающая метеорологические, климатические, гидрологические и почвенные условия в их взаимодействии с объектами и процессами сельскохозяйственного производства, называется агрометеорологией.*

Объектами изучения агрометеорологии являются погода, климат, водный и тепловой режим почв, сельскохозяйственные культуры, сельскохозяйственные животные, а также процессы сельскохозяйственного производства. Все объекты изучаются во взаимодействии организма сокружающей средой. Агрометеорология – наука географическая, поскольку она изучает климат и погоду в их взаимодействии с сельскохозяйственным производством. Особенности агрометеорологии как науки заключаются в том, что она находится на стыке различных областей знаний: метеорологии, климатологии, математики, почвоведения, географии, биологии, агрономии, физиологии растений.

Агрометеорология представляет собой стройную научную систему специфических знаний, объединенных законами и понятиями; методами и средствами исследования, позволяющими выявлять количественные и качественные связи объектов сельского хозяйства и процессов сельскохозяйственного производства с условиями погоды и климатом [1].

Важнейшие задачи агрометеорологии:

- изучение и описание закономерностей формирования метеорологических и климатических условий сельскохозяйственного производства в пространстве и времени;
- разработка методов количественной оценки влияния метеорологических факторов на состояние почвы, развитие, рост и формирование урожая, сельскохозяйственных животных, на развитие и распространение вредителей и болезней сельскохозяйственных культур;
- разработка методов агрометеорологических прогнозов;
  - агроклиматическое районирование, размещение новых сортов и гибридов сельскохозяйственных культур и пород животных, агроклиматическое обоснование приемов наиболее полного и рационального использования ресурсов климата для повышения продуктивности растениеводства и животноводства;
  - агроклиматическое обоснование приемов мелиорации земель, микроклимата полей, внедрения индустриальных технологий в растениеводстве, в том числе дифференциального применения агротехники в соответствии со сложившимися и ожидаемыми условиями погоды;
  - разработка методов борьбы с неблагоприятными и опасными для сельского хозяйства гидрометеорологическими явлениями, в том числе методов активного воздействия на эти явления.

Перечисленные задачи решаются агрометеорологической наукой и практикой с целью оперативного обеспечения различными видами агрометеорологической информации сельскохозяйственного производства.

Опыт показывает, что использование разнообразной гидрометеорологической информации в сельском хозяйстве происходит на трех временных уровнях:

- 1) при выборе проектных решений;
- 2) выработке плановых решений;
- 3) принятии оперативно-хозяйственных решений.

При выборе проектных решений обосновываются рациональное размещение и специализация сельского хозяйства, районирование культур и сортов сельскохозяйственных растений и пород животных, создание гидромелиоративных систем и т.д. При этом используется климатическая и агроклиматическая информация.

При принятии оперативно-хозяйственных решений разрабатываются действия непосредственного управления технологическими процессами в период вегетации растений и мероприятиями, осуществляемыми на животноводческих фермах и выпасах. Для этого используется оперативная информация о

фактическом состоянии среды приземного слоя атмосферы, почвы, посевов и различные гидрометеорологические прогнозы.

Для успешного решения перечисленных задач агрометеорологии, эффективного использования агрометеорологической (гидрометеорологической) информации в сельскохозяйственном производстве совершенствуются методы и средства агрометеорологических наблюдений, агрометеорологических исследований на основе научно- технического прогресса.

## 2. АТМОСФЕРА И ЕЕ ОСНОВНЫЕ СВОЙСТВА

### Состав приземного слоя атмосферы и почвенного воздуха

Газовую оболочку земного шара, которая вращается вместе с ним, называют атмосферой. Она является средой обитания всех организмов (за исключением бактерий). Сложившаяся в результате эволюции Земли атмосфера под влиянием различных процессов, в том числе и вследствие фотосинтетической деятельности растений миллионы лет тому назад достигла в основном такого же состава, как в настоящее время. Между атмосферой и биосферой установилось природно-обусловленное динамическое равновесие. Поэтому человек и объекты сельскохозяйственного производства приспособлены к данному составу воздуха, которым они дышат и который необходим для их существования [1].

Смесь газов, составляющих атмосферу, называют воздухом, который состоит из азота ( $N_2$ ), кислорода ( $O_2$ ), аргона (Ar), углекислого газа ( $CO_2$ ), и водяного пара ( $H_2O$ ). Остальные газы содержатся в атмосфере в ничтожных количествах и их можно не учитывать при изучении физических свойств воздуха применительно к задачам агрометеорологии.

Состав сухого чистого воздуха нижних слоев атмосферы (табл. 1) постоянен для всей планеты. Это обусловлено непрерывным перемешиванием воздуха в вертикальном и горизонтальном направлениях. Только количество углекислого газа, озона и некоторых других газов несколько изменяется во времени и пространстве.

Таблица 1

Состав сухого воздуха

Газ	Молярная масса г/моль	Содержание % объема	Плотность	
			Абсолютная г/м <sup>3</sup>	По отношению к сухому воздуху
Азот	28,106	78,084	1250	0,967
Кислород	32,000	20,946	1429	1,105
Аргон	39,944	0,934	1786	1,379
Углекислый газ	44,010	0,033	1977	1,529
Неон	20,183	$18,18 \cdot 10^{-4}$	900	0,695
Гелий	4,003	$5,24 \cdot 10^{-4}$	178	0,138
Криптон	83,700	$1,14 \cdot 10^{-4}$	3736	2,868
Водород	2,016	$0,5 \cdot 10^{-4}$	90	0,070

Ксенон	131,300	$0,087 * 10^{-4}$	5891	4,524
Озон	48,000		2140	1,624
Сухой воздух	28,966	100	1293	1,000

Кроме того, в атмосфере всегда присутствуют взвешенные твердые и жидкие частицы как природного происхождения (частицы почвенной пыли, морской соли, споры растений, капельки воды и др.), так и попавшие в атмосферу в результате хозяйственной деятельности человека (производственная пыль, частички дыма и удобрений). Эти частички называют аэрозолями.

В природе воздух также содержит воду в газообразном, жидком и твердом состояниях. Водяной пар поступает в атмосферу в результате испарения воды с земной поверхности и распространяется в атмосфере вследствие перемешивания воздуха. Влажосодержание атмосферы зависит от удаленности источников воды (океанов, морей, крупных внутренних водоемов), рельефа местности, особенностей атмосферной циркуляции, температуры воздуха, времени суток. Процентное содержание водяного пара в воздухе у земной поверхности может колебаться почти от 0% до 4% объема.

Состав почвенного воздуха качественно практически не отличается от состава наземного воздуха. Исключение составляют только болотистые почвы, в которых могут содержаться метан и сероводород, т.е. газы, отсутствующие в атмосфере. Однако газы, составляющие почвенный воздух, входят в него в несколько иных соотношениях, чем в наземном воздухе. Жизнедеятельность микроорганизмов и корней, а также процессы гниения и разложения органических веществ уменьшают запасы кислорода в почвенном воздухе и увеличивают количество углекислого газа.

Содержание  $N_2$ ,  $O_2$  и  $CO_2$  в почвенном воздухе непостоянно и зависит от типа почв, ее свойств, времени года, погодных условий, внесения органических удобрений и других факторов. Особенно большое влияние на состав почвенного воздуха оказывают влага и температура почвы. С увеличением влажности ухудшаются условия газообмена. Кроме того, от содержания влаги в почве и температуры зависит интенсивность биологических и биохимических процессов, а следовательно, потребление кислорода и продуцирование углекислого газа. В результате содержание углекислого газа в почвенном воздухе может достигать 1,0-1,2%, в заболоченных почвах – 6%, кислорода – ниже 20%, а содержание азота может колебаться от 78% до 87%.

Между атмосферой и почвой существует непрерывный воздухообмен – аэрация почвы, которая обусловлена в основном диффузией газов, а также действием ветра и колебаниями атмосферного давления. Интенсивность газообмена зависит и от структуры почвы. При комковатой структуре аэрация почвы происходит интенсивнее, чем при пылевой. Все агротехнические приемы, направленные на рыхление почвы, способствуют ее аэрации, что улучшает условия деятельности корневой системы растений и почвенных бактерий.

Из всех газов атмосферы наибольшее значение для биосферы и сельского хозяйства имеют азот, кислород, углекислый газ и водяной пар.



*Азот* – газ, преобладающий в атмосфере. Он имеет особое значение в почвенном питании растений. Свободный азот не усваивается растениями, но связывается некоторыми почвенными и клубеньковыми бактериями, что обогащает почву соединениями азота, легкоусвояемыми растениями. К числу растений, связывающих молекулярный азот при помощи клубеньковых бактерий, поселяющихся на их корнях, относятся бобовые культуры (горох, фасоль, клевер, люцерна и др.). За один вегетационный период они накапливают от 40 до 300 кг азота на 1 га. Кроме того, в почву в течение года вместе с осадками поступает около 5 кг азота на 1 га, что удовлетворяет потребность растений примерно на 1/10.

Почва служит основным источником азота для растений. При разложении растительных остатков органический азот переходит в минеральный азот, сначала в аммиак, а затем – в азотистую и азотную кислоту, которая в виде солей (селитры) является почти единственным продуктом азотного питания всех растений. Для улучшения почвенного питания растений минеральные и органические соединения азота вносят в почву в виде удобрений.

*Кислород* необходим для дыхания, разложения органического вещества, гниения и горения. При взаимодействии органических веществ с кислородом (окисление) в клетках живых организмов выделяется энергия, обеспечивающая жизнедеятельность растений и животных. Поэтому обогащение почвы кислородом, которое достигается при улучшении аэрации почвы, способствует деятельности почвенных бактерий, росту корневой системы и, следовательно, улучшению почвенного питания растений. Корнями древесных растений потребляется за сутки около 1 мг кислорода на каждый грамм растущих корней.

Особое значение в атмосфере имеет *озон*. Он находится в слое от поверхности земли до 70 км, максимальное количество озона находится в слое от 10-17 км до 50 км (в зависимости от широты и времени года). Этот слой атмосферы называют озоновым слоем или озоносферой. Плотность озона очень мала и при нормальном давлении 1013 гПа и при температуре воздуха 0°C составляет слой толщиной в 1–6 мм. Однако даже это малое количество озона имеет очень важное значение для жизни на Земле. Он поглощает жесткую ультрафиолетовую радиацию с длинами волн 0,22-0,29 мкм (с максимумом поглощения при длине волны 0,255). Благодаря этому на высотах 40-50 км температура воздуха возрастает до значений близких к нулю.

Жесткие ультрафиолетовые лучи обладают высокой биологической активностью: они убивают бактерии многих видов, являются губительными для живых организмов и растений. Считают, что жизнь на Земле смогла развиваться, когда возник достаточно мощный озоновый щит, предохраняющий ее от губительного действия ультрафиолетовой радиации Солнца. Нарушение существующего равновесия в озоносфере влияет на распределение потоков ультрафиолетовой радиации на различных высотах атмосферы. Это может привести к изменению температуры и общей циркуляции, оказать действие на тепловой баланс всей атмосферы, т.е. повлечь за собой определенные изменения погоды и климата.

В середине 1985 г. появились первые сообщения о снижении суммарного озона в Антарктиде. Содержание озона уменьшилось почти на 40% от его минимального содержания в околополюсной зоне и примерно на 20% от его содержания в зоне 50-60° ю.ш. Такое уменьшение озона в атмосфере послужило появлению так называемых *озоновых дыр*.

Озоновый слой разрушается от промышленного загрязнения стратосферы аэрозолями и газами, поглощающими солнечное излучение, в результате чего образуются интенсивные восходящие потоки воздушных масс. Кроме того, открытие и интенсивное применение в промышленности аэрозольных смесей-фреонов, которые безобидны в приземных слоях атмосферы, но в верхних слоях под воздействием ультрафиолета способны распадаться и выделять хлор, который очень активно разрушает озон.

Для спасения озонового слоя планеты под эгидой ВМО разрабатываются проекты по выработке промышленного озона и доставке его в стратосферу и замене фреона на другие составляющие.

*Углекислый газ* – тяжелый газ, скапливающийся в нижних слоях атмосферы у поверхности земли. Его значение в физиологических процессах растений огромно. Он является источником воздушного питания растений: зеленые растения при помощи световой энергии создают в процессе фотосинтеза из углекислого газа и воды органическое вещество. Углекислый газ имеет также большое значение для теплового баланса Земли, уменьшая ее охлаждение. Он способен задерживать земное излучение, тем самым повышая температуру у земной поверхности.

*Водяной пар* – важное звено круговорота воды в природе. Он обуславливает образование облаков и выпадение осадков, влияет на интенсивность испарения растительного покрова, участвует в создании оранжерейного эффекта. Водяной пар влияет на прозрачность атмосферы и ее радиационный режим и поглощает различные загрязняющие вещества. Таким образом, от влагосодержания атмосферы зависят климатические условия и водный режим Земли.

### ***Приборы для измерения атмосферного давления***

Атмосферное давление – сила, с которой давит на единицу земной поверхности столб воздуха, простирающийся от поверхности земли до верхней границы атмосферы.

Атмосферное давление было измерено впервые в XVII столетии итальянцем Торричелли (1608-1647) и немцем Герике (1602-1682), которые изобрели жидкостные барометры, водяной и ртутный. Долгое время давление измеряли в миллиметрах ртутного столба, в 1930 г. для измерения давления была введена новая единица давления – бар, в практике использовали тысячную долю бара – миллибар. С 1980 г. в качестве международной единицы (СИ) для измерения атмосферного давления принят паскаль ( $\text{ПА} = \text{Н}/\text{м}^2$ ). На практике используют гектопаскаль (гПа):  $1 \text{ гПа} = 100 \text{ ПА}$ ;  $1 \text{ гПа} = 1 \text{ мб} = 0,75 \text{ мм рт. ст.}$ ;  $1 \text{ мм рт. ст.} = 1,33 \text{ мб} = 1,33 \text{ гПа}$ .

Высота ртутного столба в барометре зависит не только от давления, но и от температуры ртути, ускорения свободного падения в точке наблюдения, от широты места. Поэтому показания ртутного барометра приводят к одинаковым условиям: одной температуре, уровню моря и широте  $45^\circ$ , где ускорение свободного падения составляет  $980,6 \text{ см/с}^2$ . При этих условиях давление, равное 760 мм. рт. ст., называют нормальным атмосферным давлением.

Вследствие неравномерного нагревания земной поверхности горизонтальное распределение атмосферного давления в один и тот же момент времени в разных точках неодинаково. Линии, соединяющие точки с одинаковым атмосферным давлением, называются изобарами. С помощью изобар на географических картах выделяют области пониженного и повышенного атмосферного давления, которые принято называть барическими системами. Основные виды барических систем – циклоны и антициклоны. Циклоны представляют собой область замкнутых, концентрических изобар с самым низким давлением в центре, а антициклоны – области замкнутых, концентрических изобар с самым высоким давлением в центре. В циклонах горизонтальный градиент давления направлен от периферии к центру, и движение воздуха осуществляется против часовой стрелки. А в антициклонах градиент давления направлен от центра к периферии, и воздух движется по часовой стрелке. Кроме циклонов и антициклонов часто встречаются барические системы с незамкнутыми изобарами, которые называются ложбинами и гребнями. Ложбина – полоса пониженного давления между двумя областями повышенного давления, а гребень – полоса повышенного давления между двумя областями пониженного давления.

Атмосферное давление измеряют барометром. Станционный ртутный чашечный барометр используют на постоянных наземных метеорологических станциях. В нем атмосферное давление уравнивается весом столба ртути в вертикальной стеклянной трубке, помещенной в металлическую оправу. По высоте столба ртути и определяют давление воздуха в миллиметрах или миллибарах. Барометр помещают в специальный шкаф, находящийся вдали от обогревательных систем, окон и дверей [1].

Барометр (анероид БАММ-1) имеет принцип действия, основанный на деформации мембранных коробок под действием атмосферного давления. Барометры-анероиды широко применяются в полевых условиях, на судах, в авиации, так как габариты их небольшие, они просты в обращении и удобны при транспортировке. Анероиды также используют для проведения барометрического нивелирования.

Барограф М-22А предназначен для непрерывной регистрации атмосферного давления. Приемная часть барографа состоит из нескольких анероидных коробок. Регистрирующей частью прибора является барабан (с часовым механизмом внутри) с лентой, на которой записывается давление в течение суток или недели.

### *Строение атмосферы*

До начала XX в. метеорологи считали всю атмосферу более или менее однородной. В частности, они были убеждены в том, что температура воздуха в атмосфере равномерно убывает с высотой. Лишь в начале XX в. было установлено, что в вертикальном направлении атмосферу можно представить состоящей из нескольких концентрических слоев, отличающихся один от другого по температурным и иным условиям.

В вертикальном направлении атмосферу подразделяют на пять основных слоев: тропосферу, стратосферу, мезосферу, термосферу и экзосферу, различающихся по температурным и иным характеристикам.

Между ними находятся переходные слои, называемые паузами: тропопауза, стратопауза и др.

Тропосфера – нижний слой атмосферы, простирающийся от поверхности земли до высоты 8-10 км в полярных областях и до 15-18 км в зоне экватора. Температура воздуха в тропосфере уменьшается в среднем на 0,5-0,6°C на каждые 100 м, плотность воздуха от 1200 до 400 г/м<sup>3</sup>.

В этом слое идет непрерывное, интенсивное перемешивание, как по горизонтали, так и по вертикали. В тропосфере сконцентрировано 75% всей массы воздуха, основное количество водяного пара и мельчайших частиц примесей, в результате чего здесь образуются облака, дающие осадки, возникают грозы и другие атмосферные явления. Поэтому тропосферу часто называют «кухней» погоды.

Самый нижний слой тропосферы – приземный, высота которого составляет несколько десятков метров, имеет особенно большое значение для сельского хозяйства. В этом слое находятся посевы и насаждения, пастбища, обитают животные. Поэтому для правильного решения многих практических задач сельскохозяйственного производства необходимо знать атмосферные процессы, происходящие именно в приземном слое тропосферы.

Стратосфера располагается над тропосферой до высоты 50-55 км. Для этого слоя характерны слабые воздушные потоки, малое количество облаков и постоянство температуры (-26-60°C) до высоты примерно 25 км. Далее температура начинает повышаться и на уровне стратопаузы достигает положительных значений. В стратосфере содержится менее 20% воздуха атмосферы, а его плотность к стратопаузе уменьшается примерно до  $8 \cdot 10^{-1}$  г/м<sup>3</sup>.

В стратосфере солнечные лучи интенсивно взаимодействуют с молекулами кислорода. В результате часть молекул распадается и образует озон. Область повышенной концентрации озона образует озоносферу.

Водяного пара в стратосфере – ничтожно мало. Однако в полярных широтах на высотах 20-25 км наблюдают иногда очень тонкие, так называемые перламутровые облака. Днем они не видны, а ночью кажутся светящимися, так как освещаются Солнцем, находящимся под горизонтом.

Мезосфера – слой, в котором температура с высотой вновь начинает понижаться, достигая на верхней границе мезопаузы (80-95 км) 85-95°C.

Воздуха здесь содержится всего 5% всей массы атмосферы, а плотность его на уровне мезопаузы составляет около  $2 \cdot 10^{-2}$  г/м<sup>3</sup>. На верхней границе

мезопаузы наблюдаются особого рода серебристые облака, также видимые только в ночное время.

В термосфере, которая расположена в промежутке 90-450 км, температура опять начинает повышаться. На высоте 200-250 км в годы активного Солнца она достигает 1600°C. Эта температура характеризует лишь кинетическую энергию движения молекул газов. Космические корабли и искусственные спутники Земли, находящиеся в термосфере, не испытывают воздействия столь высокой температуры вследствие очень высокой разреженности воздуха.

Молекулы воздуха в термосфере электрически заряжены, и атмосфера становится электропроводной. Ионизация воздуха происходит под воздействием ультрафиолетовой радиации Солнца, поэтому термосферу также называют ионосферой. В термосфере происходят полярные сияния, сгорают метеориты.

Экзосфера – самый верхний слой атмосферы. Плотность воздуха в ней настолько мала, что понятие «температура» здесь теряет смысл. По теоретическим расчетам, температура в этом слое превышает 9000°C. Слой экзосферы распространяется до высоты 2000-3000 км, постепенно переходя в космос.

### Вопросы для самоконтроля

1. Состав сухого воздуха.
2. Значение азота, кислорода, углекислого газа и водяного пара для биосферы.
3. Строение атмосферы.
4. Атмосферное давление.
5. Как распределяется атмосферное давление по горизонтали? Как оно изменяется с высотой? Вертикальный градиент.
6. Что такое изобары и барическая ступень и барические системы?

## 3. СОЛНЕЧНАЯ РАДИАЦИЯ И РАДИАЦИОННЫЙ БАЛАНС

### *Радиационный баланс земной поверхности*

В актинометрии лучистую энергию принято разделять на потоки: прямая солнечная радиация, рассеянная солнечная радиация, отраженная солнечная радиация, суммарная солнечная радиация, собственное излучение Земли, встречное излучение атмосферы.

Количественно лучистая энергия характеризуется *потоком радиации*, поступающей в единицу времени на единицу поверхности. Величину, характеризующую мощность потока лучистой энергии, называют *интенсивностью радиации*. В международной системе (СИ) интенсивность потока радиации выражают в Вт/м<sup>2</sup>: (1 кал/см<sup>2</sup> мин = 698 Вт/ м<sup>2</sup>). На практике обычно используют данные не мгновенных значений потоков за секунду, а суммы радиации за какой-либо период: декаду, месяц, вегетационный период и т.д. Суммы выражают в Дж/(м<sup>2</sup>ч), Дж/(м<sup>2</sup>сут), Дж/(м<sup>2</sup>мес), и т.д. (1 кал /см<sup>2</sup> = 4,19·10<sup>4</sup> Дж/м<sup>2</sup>).

*Прямая солнечная радиация.* Радиацию, поступающую на верхнюю границу атмосферы и затем на земную поверхность непосредственно от Солнца в виде пучка параллельных лучей, называют прямой солнечной радиацией. Прямая солнечная радиация, поступающая на верхнюю границу атмосферы, изменяется во времени в небольших пределах, поэтому ее называют солнечной постоянной ( $S_0$ ). Она составляет около 1400 Вт/м<sup>2</sup>.

При прохождении потока прямой солнечной радиации через атмосферу происходит его ослабление, вызванное поглощением (около 15%) и рассеянием (около 25%) энергии газами, аэрозолями, облаками.

Земля и атмосфера, как и солнце, непрерывно излучают невидимую инфракрасную радиацию. Излучение Земли почти полностью поглощается атмосферой.

*Атмосферное излучение.* Часть излучения атмосферы, направленная к Земле, называется встречным излучением атмосферы.

Часть атмосферного излучения, направленная вверх, прошедшая через всю толщу атмосферы и уходящая в мировое пространство, называется уходящим излучением атмосферы.

*Земная и атмосферная радиация,* как и солнечная, частично поглощается и отражается атмосферой. Все перечисленные потоки лучистой энергии отличаются друг от друга по спектральному составу, т.е. длинам волн.

В метеорологии принято рассматривать радиацию коротковолновую (0,1-4,0 мкм) и длинноволновую (4-120 мкм).

Солнечная радиация является коротковолновой, радиация земной поверхности и атмосферы – длинноволновой.

Ослабление солнечной радиации зависит:

- от высоты Солнца над горизонтом Земли: ослабление тем больше, чем больше расстояние проходит солнечный луч, когда солнце находится у горизонта, луч проходит в атмосфере путь, почти в 35 раз больший, чем при падении лучей под углом  $90^\circ$  к поверхности Земли;

- прозрачности атмосферы  $P = S_1 : S_0$ , где  $P$  – коэффициент прозрачности,  $S_1$  – поток прямой радиации у поверхности Земли,  $S_0$  – поток прямой радиации на границе атмосферы;

- мутности атмосферы  $K_M = K_0 + d + w$ , где  $K_M$  – коэффициент мутности;  $K_0$  – коэффициент молекулярного ослабления;  $d$  – коэффициент ослабления аэрозолями;  $w$  – коэффициент ослабления водяным паром. В умеренных широтах  $w = 3$ , в Арктике  $w = 2$ , в тропиках  $w = 3,5$ .

*Рассеянная солнечная радиация.* Часть солнечной радиации, которая после рассеяния атмосферой и отражения от облаков поступает на земную поверхность, называют рассеянной солнечной радиацией ( $D$ ). Чем выше Солнце и больше загрязненность атмосферы, тем больше приход рассеянной радиации. Зависимость рассеянной радиации от облачности – сложная, определяется видом и количеством облаков, их вертикальной мощностью и оптическими свойствами.

- Интенсивность потока рассеянной радиации обычно меньше, чем прямой, но значение ее велико. Например, на земной поверхности светло, даже если

Солнце закрыто облаками. С рассеянной радиацией связаны утренние и вечерние сумерки, когда Солнце находится под горизонтом, и таким образом увеличивается продолжительность дня. Рассеянная радиация имеет и биологическое значение.

Средние многолетние годовые суммы рассеянной радиации на территории нашей страны составляют 160-210 МДж/м<sup>2</sup>.

*Суммарная солнечная радиация.* Прямая солнечная радиация, приходящая на горизонтальную поверхность, и рассеянная солнечная радиация вместе составляют суммарную радиацию

$$Q = S' + D. \quad (3.1)$$

#### *Законы излучения*

Закон Кирхгофа, Стефана-Больцмана, Вина. Каждое тело в природе является источником лучистой энергии.

Излучательной способностью тела называется количество энергии определенной длины волны, испускаемое в единицу времени с единицы поверхности. Излучательная способность обозначается  $E$ .

Тело, поглощающее всю падающую на него лучистую энергию, называется *абсолютно черным*. В природе таких тел не существует, но для коротковолновой радиации к абсолютно черному телу близка сажа и платиновая чернь, для инфракрасного излучения (земного излучения) – чистый снег.

Тело, отражающее всю падающую на него лучистую энергию, называют *зеркальным*. В природе таких тел не существует, для коротковолновой радиации к такому телу близок чистый белый снег.

Отраженная солнечная радиация. Альbedo. Суммарная радиация, дошедшая до земной поверхности, частично отражаясь от нее, создает отраженную солнечную радиацию ( $R_k$ ), направленную от земной поверхности в атмосферу. Значение отраженной радиации в значительной степени зависит от свойств и состояния отражающей поверхности: цвета, шероховатости, влажности и др. Отражательную способность любой поверхности можно характеризовать величиной ее альbedo ( $A_k$ ), под которым понимают отношение отраженной солнечной радиации к суммарной. Альbedo обычно выражают в процентах:

$$A_k = (R_k : Q) \cdot 100\%. \quad (3.2)$$

Наблюдения показывают, что альbedo различных поверхностей изменяется в сравнительно узких пределах (10-30%), исключение составляют снег и вода (табл. 3.1).

Альbedo зависит от влажности почвы, с возрастанием которой оно уменьшается, что имеет большое значение в процессе изменения теплового режима орошаемых полей. Вследствие уменьшения альbedo при увлажнении почвы увеличивается поглощаемая радиация. Альbedo различных поверхностей имеет хорошо выраженный дневной и годовой ход, обусловленный зависимостью альbedo от высоты Солнца. Наименьшее значение альbedo наблюдают в околополуденные часы, а в течение года – летом.

Таблица 2

Альbedo различных естественных поверхностей\*(по Гаевскому В. Л. и Будыко М. И.), %

Влажный снег	60-70	Картофельное поле	15-25
Чернозем влажный	Около 8	Хлопковое поле	20-25
Чернозем сухой	Около 15	Луг	15-25
Сухая глинистая почва	20-35	Лиственный лес летом	15-20
Сухая песчаная почва	25-45	Сухая степь	20-30
Свежая зеленая трава	Около 25	-	-

\*Собственное излучение Земли и встречное излучение атмосферы.

*Эффективное излучение.* Земная поверхность как физическое тело, имеющее температуру выше абсолютного нуля ( $-273^{\circ}\text{C}$ ), является источником излучения, которое называют *собственным излучением Земли* ( $E_3$ ). Оно направлено в атмосферу и почти полностью поглощается водяным паром, капельками воды и углекислым газом, содержащимися в воздухе. Излучение Земли зависит от температуры ее поверхности:

$$E_3 = \delta \sigma T^4, \quad (3.3)$$

где  $\delta$  – относительная излучательная способность земной поверхности.

Для чернозема  $\delta$  равно 0,87, для песка – 0,89, для луга

Атмосфера поглощает небольшое количество солнечной – 0,94, для воды – 0,96;  $\sigma$  – постоянная Стефана-Больцмана,  $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8}$  Вт/(м $K^4$ );  $T$  – абсолютная температура поверхности, К. радиации и практически всю энергию, излучаемую земной поверхностью. Количество энергии, излучаемое атмосферой, прямо пропорционально ее температуре, содержанию углекислого газа, озона и облачности. Поверхность Земли поглощает это встречное излучение почти целиком (на 90-99%). Таким образом, оно является для земной поверхности важным источником тепла в дополнение к поглощаемой солнечной радиации. Это влияние атмосферы на тепловой режим Земли называют *парниковым*, или *оранжерейным, эффектом*, вследствие внешней аналогии с действием стекол в парниках и оранжереях. Стекло хорошо пропускает солнечные лучи, нагревающие почву и растения, но задерживает тепловое излучение нагретой почвы и растений.

Разность между собственным излучением поверхности Земли и встречным излучением атмосферы называют *эффективным излучением*. Его определяют по формуле

$$E_{\text{эф}} = E_3 - E_a. \quad (3.4)$$

В ясные и малооблачные ночи эффективное излучение гораздо больше, чем в пасмурные, поэтому больше и ночное охлаждение земной поверхности. Днем оно перекрывается поглощенной суммарной радиацией, вследствие чего температура поверхности повышается. При этом растет и эффективное излучение. Земная



поверхность в средних широтах теряет за счет эффективного излучения 70-140 Вт/м<sup>2</sup>, что составляет примерно половину того количества тепла, которое она получает от поглощения солнечной радиации.

Разность между приходящими и уходящими потоками лучистой энергии называют *радиационным балансом земной поверхности (В)*.

Приходная часть радиационного баланса земной поверхности днем состоит из прямой солнечной и рассеянной радиации, а также излучения атмосферы. Расходной частью баланса являются излучение земной поверхности и отраженная солнечная радиация:

$$B = S' + D + E_a - E_3 - RK. \quad (3.5)$$

Уравнение можно записать и в другом виде:

$$B = Q - RK - E_{эф}. \quad (3.6)$$

Для ночного времени уравнение радиационного баланса имеет следующий вид:

$$B = E_a - E_3 \text{ или } B = - E_{эф}. \quad (3.7)$$

Если приход радиации больше, чем расход, то радиационный баланс – положительный, и деятельная поверхность нагревается. При отрицательном балансе она охлаждается. Летом радиационный баланс днем – положительный, а ночью – отрицательный. Переход через ноль происходит утром примерно через 1 ч после восхода Солнца, а вечером за 1-2 ч до захода Солнца.

Годовой радиационный баланс в районах, где устанавливается устойчивый снежный покров, в холодное время года имеет отрицательные значения, а в теплое время года – положительные.

Изменчивость средних многолетних годовых сумм радиационного баланса на территории России, как и суммарной радиации, носит в целом широтный характер. В высоких широтах радиационный баланс суши в среднем близок к нулю, а на юге достигает 1500- 1700 МДж/(м<sup>2</sup> год).

Радиационный баланс земной поверхности существенно влияет на распределение температуры в почве и приземном слое атмосферы, а также на процессы испарения и снеготаяния, образование туманов и заморозков, изменение свойств воздушных масс (их трансформацию). Знание радиационного режима сельскохозяйственных угодий позволяет рассчитывать количество радиации, поглощенной посевами и почвой в зависимости от высоты Солнца, структуры посева, фазы развития растений. Данные о режиме необходимы и для оценки разных приемов регулирования температуры и влажности почвы, испарения, от которых зависят рост и развитие растений, формирование урожая, его количество и качество.

Эффективными агрономическими приемами воздействия на радиационный и на тепловой режим деятельной поверхности является *мульчирование* (покрытие почвы тонким слоем торфяной крошки, перепревшим навозом, древесными опилками и др.), укрытие почвы полиэтиленовой пленкой, орошение. Все это изменяет отражательную и поглощательную способность деятельной поверхности.

### ***Приборы для измерения солнечной радиации.***

Приборы, измеряющие солнечную радиацию, делятся на абсолютные и относительные [5].

Приборы, изучающие характеристики солнечной, земной и атмосферной радиации, называются актинометрическими. Современные актинометрические приборы бывают:

- абсолютными (пиргелиометр, гелиограф), которые позволяют получать сведения о прямой солнечной радиации в калориях и продолжительности солнечного сияния в часах;

- относительными (все остальные приборы), с помощью которых можно получать лишь относительные значения радиации, которые затем необходимо переводить в абсолютные величины.

- Для измерения интенсивности потоков лучистой энергии на сетиметеостанций и при полевых наблюдениях наиболее широко используют термоэлектрические приборы.

- Прямую солнечную радиацию ( $S$ ) измеряют *актинометром* М-3, приемную поверхность устанавливают перпендикулярно солнечным лучам.

- Интенсивность суммарной ( $Q$ ), рассеянной ( $D$ ) и отраженной ( $RK$ ) радиации измеряют *пиранометром* М-80М. При расположении приемной части вверх без затенения измеряют  $Q$ , при затенении –  $D$ , направив ее вниз –  $RK$ .

- Радиационный баланс деятельной поверхности измеряют балансометром (М-ЮМ).

- Сила тока, возникающего в термобатареях приемных поверхностей, пропорциональна интенсивности потоков радиации, измеряют ее с помощью стрелочного гальванометра. Для перевода делений шкалы гальванометра в абсолютные единицы ( $Вт/м^2$ ) применяют переводные множители.

- Естественную освещенность, а также создаваемую лампами накаливания и люминесцентными лампами измеряют *люксметром* Ю- 16, действие которого основано на фотоэлектрическом эффекте.

- Продолжительность солнечного сияния, т.е. промежутков времени, в течение которых солнечный диск не закрыт облаками, регистрируют *гелиографом* ГУ-1. Стекланный шар собирает падающие на него солнечные лучи в фокус. Прожог или следы прожога на специальной бумажной ленте показывают число часов солнечного сияния.

## Актинометр термоэлектрический

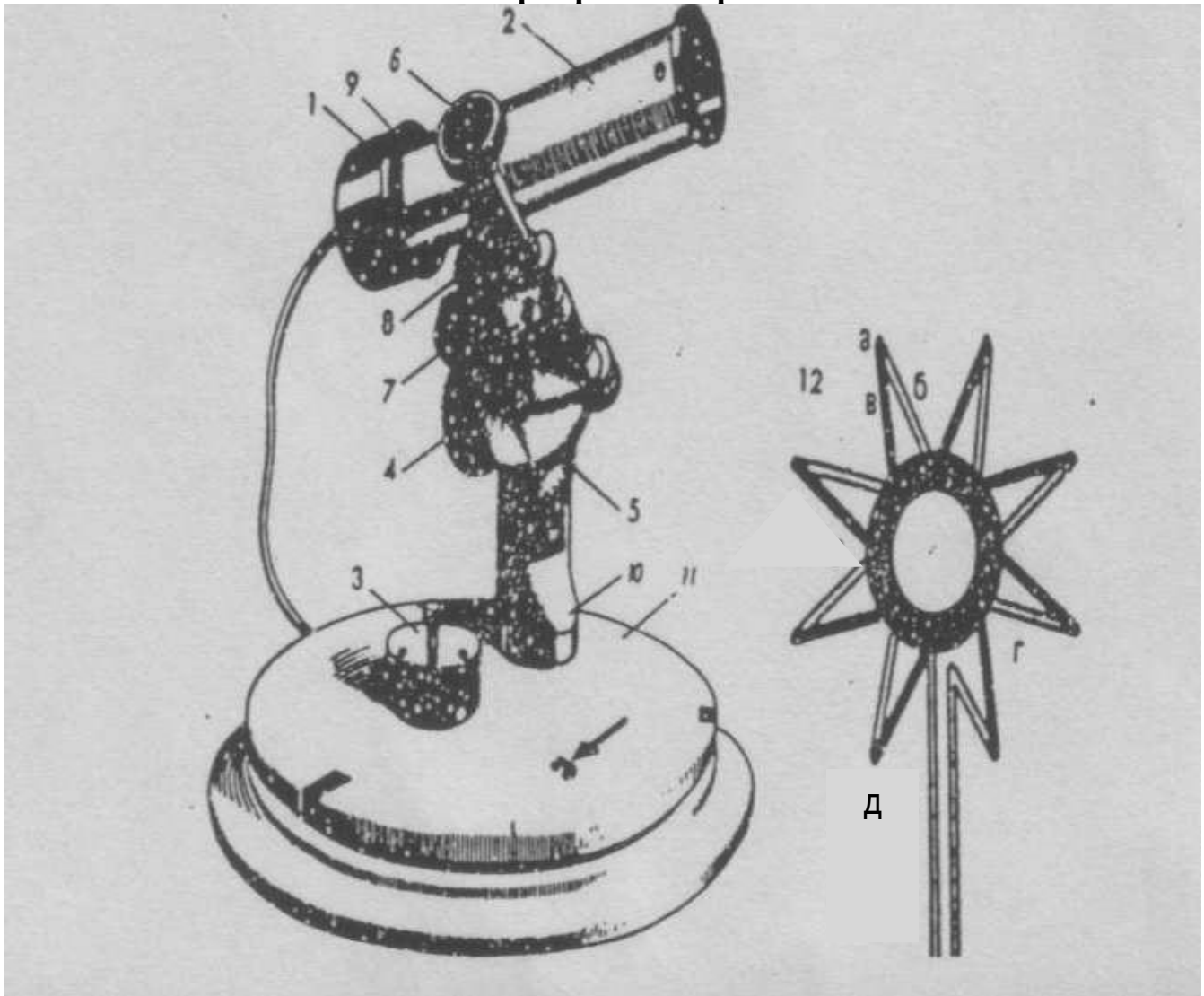


Рисунок 1 – Составные части актинометра термоэлектрического:

- |   |   |
|---|---|
| <p>1 – чашка;</p> <p>2 – трубка;</p> <p>3 – крышка;</p> <p>4 – винт;</p> <p>5 – сектор широты;</p> <p>6 – рукоятка;</p> <p>7 – винт;</p> <p>8 – ось склонения;</p> <p>9 – экран на трубке</p> <p>10 – стойка прибора;</p> | <p>11 – подставка;</p> <p>12 – принципиальная схема прибора;</p> <p>а – термопара;</p> <p>б – теплый термоспай;</p> <p>в – холодный термоспай, доска из серебряной фольги;</p> <p>г – медное кольцо;</p> <p>д – провод.</p> |
|---|---|

Актинометр термоэлектрический Савинова-Янишевского является относительным прибором, поскольку при измерении прямой радиации не получает величину непосредственно в калориях, а рассчитывает по величине электрического тока, возникшего в термопарах под действием радиации и зафиксированного гальванометром, для чего полученное значение умножают на переводной множитель гальванометра (0,02 или 0,04).

*Назначение:* для измерения прямой солнечной радиации на перпендикулярную поверхность.

*Принцип действия.* Рассмотрим на рисунке 3.3 деталь 12. При точно наведенной трубке актинометра на солнце (при совмещении солнечного «зайчика» с черной точкой на экране трубки) прямые лучи солнца, падая на серебряный диск, нагревают активные термоспаяи звездочки. Между теплыми (активными) спаями и холодными (пассивными) спаями создается разность температуры, благодаря чему в термопарах возникает термоэлектрический ток, фиксируемый гальванометром. Величина этого тока пропорциональна величине, поступающей на приемник прибора прямой солнечной радиации.

*Правила установки.* Устанавливается совместно с гальванометром на специальной актинометрической стойке на метеорологической площадке, исключая затенение, на открытом месте (к югу от затеняющих предметов).

*Порядок наблюдения.* Наблюдения начинают с нацеливания открытой трубки актинометра на солнце. Для этого необходимо совместить солнечный «зайчик» с черной точкой на конце трубки. Воздействие в течение 2-3 минут лучей солнца на приемник при открытой трубке дает возможность испариться влаге с зачерненной части звездочки. Затем при закрытой актинометрической трубке делают отсчет по гальванометру, определяя место нуля гальванометра (как правило, при закрытой трубке стрелка гальванометра не стоит на нуле шкалы). Затем, открыв крышку, закрывавшую трубку, выждав 1,5-2 минуты, делают подряд несколько отсчетов по шкале гальванометра. После чего вновь закрывают трубку крышкой, делают повторный отсчет места нуля гальванометра.

## Пиранометр термоэлектрический

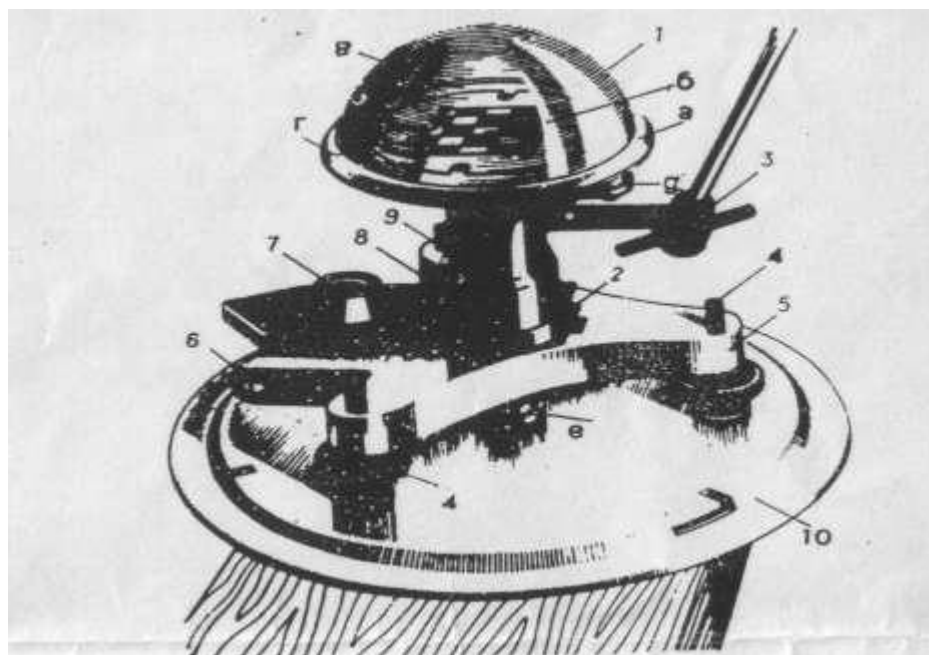


Рисунок 2 – Пиранометр термоэлектрический универсальный:

- |                                 |  |
|---------------------------------|--|
| 1 – головка пиранометра;        | а – корпус;                            |
| 2 – стопорная пружина;          | б – термоэлектрическая батарея;        |
| 3 – шарнир затенителя;          | в – полусферический стеклянный колпак; |
| 4 – установочные винты;         | г – кольцо;                            |
| 5 – основание прибора;          | д – клеммы;                            |
| 6 – шарнир откидной плиты;      | е – сушилка.                           |
| 7 – уровень;                    |  |
| 8 – винт;                       |  |
| 9 – стойка;                     |  |
| 10 – основание футляра прибора. |  |

*Назначение:* для измерения суммарной и рассеянной радиации. Пиранометры бывают с квадратными размерами 20×20, 32×32, 40×40 мм и радиальными термобатареями, различающимися между собой лишь конструкцией приемной части и качеством термопар в батареях. Кроме того, универсальный термоэлектрический пиранометр М-80 (рис. 3.4) используется как *стационарный альбедометр* для измерения также отраженной радиации.

*Принцип работы.* Солнечная радиация, которая попадает на прибор, поглощается зачерненными спаями гораздо больше, чем белыми. В результате этого создается разность температур между зачерненными (теплыми) и белыми (холодными) термоспаями, которая пропорциональна величине радиации, попадающей на приемник. Разность температур в термопарах батареи приемника обуславливает появление термотока, который измеряется гальванометром. Величина

падающей на прибор радиации пропорциональна числу делений шкалы, на которое отклоняется стрелка гальванометра.

*Правила установки прибора.* Как и другие актинометрические приборы, прибор устанавливается на метеостанции на специальной подставке. С помощью специальных винтов и шарового уровня необходимо установить пиранометр в горизонтальное положение. При измерении суммарной радиации головка пиранометра должна быть обращена в сторону солнца. Для затемнения пиранометра (при измерении рассеянной радиации) рычаг с затемнителем должен быть обращен в сторону солнца.

*Порядок наблюдений.* Поскольку пиранометр также работает в паре с гальванометром, общий порядок отсчета аналогичен ранее описанному (см. наблюдения по актинометру). Таблица для записи данных также аналогична приведенной ранее таблице 3.1.

Благодаря устройству пиранометра им можно измерять три потока радиации:

- а) при открытом приемнике – суммарную радиацию;
- б) при затемнении приемника экраном – рассеянную радиацию; в) при повороте приемника к почве (прибор универсальный) – отраженную радиацию.

### Гелиограф универсальный

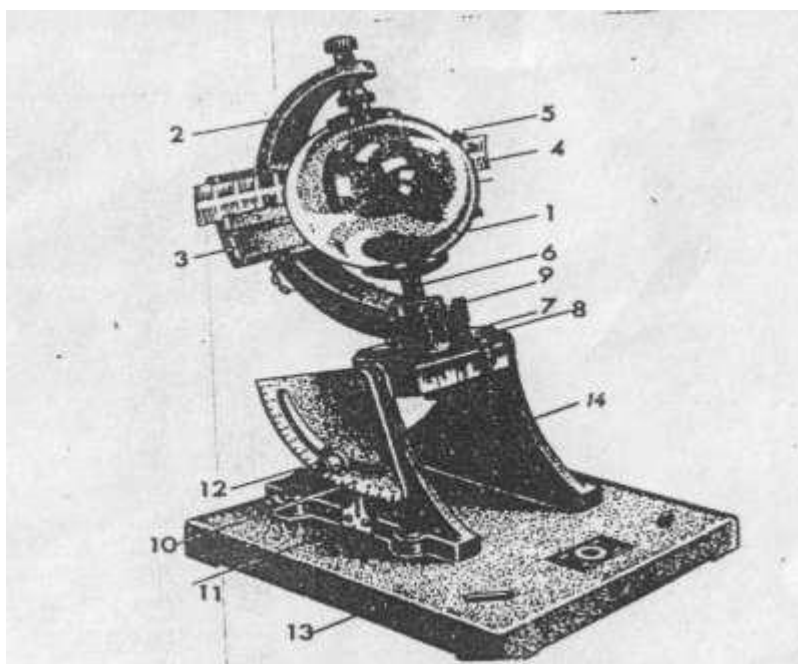


Рисунок 3 – Гелиограф универсальный:

- 1 – стеклянный цельнолитой шар; 2 – сферическая дуга; 3 – сферическая чашка; 4 – лента гелиографа; 5 – игла; 6 – ось стеклянного шара; 7 – поворотный диск (по горизонтали); 8 – указатель поворота прибора по горизонтали;
- 9 – фиксирующий штифт; 10 – сектор углов; 11 – указатель широты; 12 – зажимный винт; 13 – чугунная плита; 14 – стойка

*Назначение прибора:* для автоматической регистрации в часах продолжительности солнечного сияния в течение дня. Существует ряд различных систем гелиографов: гелиограф Перса, гелиограф Марвина, гелиограф Величко, но наиболее удобен в пользовании универсальный гелиограф Кемпбела-Стокса.

*Принцип работы.* Собранные стеклянным шаром прямые лучи в один узкий пучок (фокус), падая на ленту гелиографа, прожигают ее. По мере перемещения в течение дня фокуса на ленте остается линия прожога, длина которой показывает продолжительность солнечного сияния, переведенного в часы по шкале ленты. При переменной облачности на шкале образуются разрывы в линии. Примечательно, что благодаря сектору широты гелиограф может фиксировать продолжительность солнечного сияния в любом месте Земли.

*Установка прибора.* Устанавливается на метеорологической площадке на столбе высотой не менее 2 м.

### ***Лучистая энергия и растения***

Лучистая радиация состоит из электромагнитных волн различной длины ( $\lambda$ ). В актинометрии эту длину чаще всего выражают в микрометрах ( $1 \text{ мкм} = 10^{-6} \text{ м}$ ), а иногда в нанометрах ( $1 \text{ нм} = 10^{-9} \text{ м}$ ).

Потоки лучистой энергии по длине волн условно делят на *коротковолновую* ( $\lambda \leq 4 \text{ мкм}$ ) и *длинноволновую* ( $\lambda > 4 \text{ мкм}$ ) радиацию. Спектр солнечной радиации на границе земной атмосферы практически заключается между длинами волн 0,17 и 4 мкм, а земного и атмосферного излучения – от 4 до 120 мкм. Следовательно, потоки солнечного излучения ( $S$ ,  $D$ ,  $RK$ ) относятся к коротковолновой радиации, а излучение Земли ( $EЗ$ ) и атмосферы ( $Eа$ ) – к длинноволновой [6].

Спектр солнечной радиации можно разделить на три качествен- но различные части: ультрафиолетовую ( $\lambda < 0,40 \text{ мкм}$ ), видимую ( $0,40 \text{ мкм} < \lambda < 0,75 \text{ мкм}$ ) и ближнюю инфракрасную ( $0,76 \text{ мкм} < \lambda < 4 \text{ мкм}$ ). До ультрафиолетовой части спектра солнечной радиации лежит рентгеновское излучение, а за инфракрасной частью спектра – радиоизлучение Солнца. На верхней границе атмосферы на ультрафиолетовую часть спектра приходится около 7% энергии солнечного излучения, 46% – на видимую и 47% – на инфракрасную часть спектра.

Радиацию, излучаемую Землей и атмосферой, называют дальней инфракрасной радиацией.

Биологическое действие разных видов радиации на растения различно. Ультрафиолетовая радиация замедляет ростовые процессы, но ускоряет прохождение этапов формирования репродуктивных органов у растений.

Значение ближней инфракрасной радиации, которая активно поглощается водой листьев и стеблей растений, состоит в ее тепловом эффекте, что существенно влияет на рост и развитие растений.

Дальняя инфракрасная радиация производит лишь тепловое действие на растения. Ее влияние на рост и развитие растений – незначительно.

Видимая часть солнечного спектра, во-первых, создает освещенность. Во-вторых, с областью видимой радиации почти совпадает (захватывая частично

область ультрафиолетовой радиации) так называемая физиологическая радиация ( $\lambda = 0,35-0,75$  мкм), которая поглощается пигментами листа. Ее энергия имеет важное регуляторно-энергетическое значение в жизни растений. В пределах этого участка спектра выделяется область фотосинтетически активной радиации.

В процессе фотосинтеза используется не весь спектр солнечной радиации, а только его часть, находящаяся в интервале длин волн  $0,38-0,71$  мкм, – *фотосинтетически активная радиация* (ФАР).

Известно, что видимая радиация состоит из цветных лучей: красных, оранжевых, желтых, зеленых, голубых, синих и фиолетовых [7].

Усвоение энергии солнечной радиации листьями растений селективно (избирательно). Наиболее интенсивно листья поглощают сине-фиолетовые ( $\lambda = 0,48-0,40$  мкм) и оранжево-красные лучи ( $\lambda = 0,65-0,68$  мкм), менее – желто-зеленые ( $\lambda = 0,58-0,50$  мкм) и дальние красные лучи ( $\lambda > 0,69$  мкм).

У земной поверхности максимум энергии в спектре прямой солнечной радиации, когда Солнце находится высоко, приходится на область желто-зеленых лучей (диск Солнца желтый). Когда же Солнце располагается у горизонта, максимальную энергию имеют дальние красные лучи (солнечный диск красный). Поэтому энергия прямого солнечного света мало участвует в процессе фотосинтеза.

Как отмечалось выше, прямая солнечная радиация, проходя через атмосферу, частично рассеивается. В чистом и сухом воздухе интенсивность коэффициента молекулярного рассеяния подчиняется закону Релея:

$$K = C \lambda^4, \quad (4.1)$$

где  $C$  – коэффициент, зависящий от числа молекул газа в единице объема;  $\lambda$  – длина рассеиваемой волны.

Поскольку длина дальних волн красного света почти вдвое больше длины волн фиолетового света, первые рассеиваются молекулами воздуха в 14 раз меньше, чем вторые. Так как первоначальная энергия (до рассеяния) фиолетовых лучей меньше, чем синих и голубых, то максимум энергии в рассеянном свете (рассеянной солнечной радиации) смещается на сине-голубые лучи, что и обуславливает голубой цвет неба. Таким образом, рассеянная радиация более богата фотосинтетическими активными лучами, чем прямая.

В воздухе, содержащем примеси (мелкие капельки воды, кристаллики льда, пылинки и т.д.), рассеяние одинаково для всех участков видимой радиации. Поэтому небо приобретает белесоватый оттенок (появляется дымка). Облачные элементы (крупные капельки и кристаллики) вообще не рассеивают солнечные лучи, а диффузно их отражают. В результате облака, освещенные Солнцем, имеют белый цвет.

Так как ФАР является одним из важнейших факторов продуктивности сельскохозяйственных растений, информация о количестве поступающей ФАР, учет ее распределения по территории и во времени имеют большое практическое значение.

Интенсивность ФАР можно измерить, но для этого необходимы специальные светофильтры, пропускающие только волны в диапазоне  $0,38-0,71$  мкм. Такие приборы есть, но на сети актинометрических станций их не



применяют, а измеряют интенсивность интегрального спектра солнечной радиации. Значение ФАР можно рассчитать по данным о приходе прямой, рассеянной или суммарной радиации с помощью коэффициентов, предложенных Б. И. Гуляевым, Х. Г. Тоомингом и Н. А. Ефимовой:

$$Q_{\text{фар}} = 0,435' + 0,57 D; \quad (4.2)$$

$$Q_{\text{ФАР}} = 0,52 Q. \quad (4.3)$$

Н. А. Ефимовой составлены карты распределения месячных и годовых сумм  $Q_{\text{фар}}$  на территории России.

Для характеристики степени использования посевами ФАР при меняют коэффициент полезного использования ФАР:

$$\text{КПИ}_{\text{фар}} = (\sum Q'_{\text{фар}} : \sum Q_{\text{фар}}) \cdot 100\%, \quad (4.4)$$

где  $\sum Q'_{\text{фар}}$  р – сумма ФАР, затрачиваемая на фотосинтез за период вегетации растений;

$\sum Q'_{\text{фар}}$  – сумма ФАР, поступающая на посева за этот период;

$$\sum Q_{\text{фар}} = q M; \quad (4.5)$$

где  $q$  – калорийность единицы сухого органического вещества,  $q - 1,8 \cdot 10^3 \dots 20 \cdot 10^3$  МДж/т;

$M$  – урожайность сухой биомассы в целом или в ее хозяйственно ценной части.

Посевы по их средним значениям КПИФАР разделяют на группы (по Ничипоровичу А. А.):

обычно наблюдаемые – 0,5-1,5 %; хорошие – 1,5-3,0%;

рекордные – 3,5-5,0%;

теоретически возможные – 6,0-8,0%.

Живые организмы чутко реагируют на изменение интенсивности освещенности, создаваемой солнечным излучением. Вследствие различной реакции на интенсивность освещенности все формы растительности делят на *светлюбивые и теневыносливые*. Недостаточная освещенность в посевах обуславливает, например, слабую дифференциацию тканей соломины зерновых культур. В результате уменьшаются крепость и эластичность тканей, что часто приводит к полеганию посевов. В загущенных посевах кукурузы из-за слабой освещенности солнечной радиацией ослабляется образование початков на растениях [7].

Солнечная радиация влияет на химический состав сельскохозяйственной продукции. Например, сахаристость свеклы и плодов, содержание белка в зерне пшеницы непосредственно зависят от числа солнечных дней. Количество масла в семенах подсолнечника, льна также возрастает с увеличением прихода солнечной радиации.

Освещенность надземной части растений существенно влияет на поглощение корнями питательных веществ. При слабой освещенности замедляется перевод ассимилянтов в корни, и в результате тормозятся биосинтетические процессы, происходящие в клетках растений. Освещенность влияет и на появление, распространение и развитие болезней растений. Период заражения состоит из двух фаз, различающихся между собой по реакции на световой фактор. Первая из

них – прорастание спор и проникновение заразного начала в ткани поражаемой культуры – в большинстве случаев не зависит от наличия и интенсивности света. Вторая – после прорастания спор – наиболее активно проходит при повышенной освещенности.

Положительное действие света сказывается также на скорости развития патогена в растении-хозяине. Особенно четко это проявляется у ржавчинных грибов. Чем больше света, тем короче инкубационный период у линейной ржавчины пшеницы, желтой ржавчины ячменя, ржавчины льна и фасоли и т.д. А это увеличивает число генераций гриба и повышает интенсивность поражения. В условиях интенсивного освещения у этого патогена возрастает плодовитость.

Некоторые заболевания наиболее активно развиваются при недостаточном освещении, вызывающем ослабление растений и снижение их устойчивости к болезням (возбудителям разного рода гнилей, особенно овощных культур).

Освещенность измеряют в люксах (лк), килолюксах (клк); 1 клк = 103 лк. Освещенность может меняться в течение ясного летнего дня от нескольких сотен люкс (500-700 лк) до нескольких десятков тысяч люкс (90-100 тыс. лк). В малооблачную погоду при больших высотах Солнца освещенность увеличивается до 130-140 тыс. лк.

Можно получить информацию о световом режиме того или иного географического пункта без постановки специальных наблюдений за освещенностью, пересчитав данные актинометрических измерений интенсивности солнечной радиации в киловаттах на 1 м<sup>2</sup> с использованием коэффициента – *светового эквивалента радиации*.

Для рассеянной радиации световой эквивалент для всех высот Солнца равен 117 клк м<sup>2</sup>/кВт при облачности 0-6 баллов и 103 клк м<sup>2</sup>/кВт при облачности 7-10 баллов. Для приближенных оценок (с погрешностью около 10%) можно пользоваться одним значением светового эквивалента при любой облачности и всех высотах Солнца больше 10°: 93 клк м<sup>2</sup>/кВт – для прямой, 100 – для суммарной, 107 клк м<sup>2</sup>/кВт – для рассеянной радиации.

От количества поступающей солнечной радиации зависит интенсивность многих процессов, протекающих в растениях, в частности фотосинтеза.

Зависимость интенсивности фотосинтеза от прихода ФАР характеризуется так называемыми *световыми кривыми* фотосинтеза и газообмена, имеющими в общем виде гиперболическую форму.

Установлено, что для накопления органического вещества растений необходимо, чтобы интенсивность освещенности превышала определенное значение, называемое *компенсационной точкой*. Это уровень ФАР, при котором интенсивность фотосинтеза равна интенсивности дыхания (поглощение CO<sub>2</sub> уравнивается его выделением). Для светолюбивых растений, к которым относятся сельскохозяйственные культуры, значение компенсационной точки находится в пределах интенсивности ФАР 20-35 Вт/м<sup>2</sup> (2000-3500 лк). Ниже указанного значения расход органического вещества на дыхание больше, чем его образование в процессе фотосинтеза.

Установлена зависимость интенсивности фотосинтеза [мг CO<sub>2</sub> / (дм<sup>2</sup> ч)] от количества поступающей солнечной радиации. При увеличении интенсивности

ФАР от компенсационной точки до 100 Вт/м<sup>2</sup> для теневыносливых и до 210-280 Вт/м<sup>2</sup> для светолюбивых растений продуктивность фотосинтеза растет. При дальнейшем увеличении ФАР (> 280 Вт/м<sup>2</sup>) и среднем содержании CO<sub>2</sub> в воздухе (0,03 %) фотосинтез не возрастает. При этих значениях радиации наступает *световое насыщение фотосинтеза*.

Состояние, когда при увеличении ФАР интенсивность фотосинтеза для данных условий удерживается на одном максимальном уровне, называют *уровнем «плато»*. В дневное время ФАР на верхней границе фитоценоза обычно превышает эти значения, но внутри посевов и насаждений, а также в теплицах в пасмурные дни интенсивность ФАР бывает недостаточной. Особенно это проявляется в густых, развитых посевах, что приводит к ослаблению фотосинтеза и к снижению продуктивности посевов.

Ритм солнечной радиации (чередование светлой и темной части суток) является наиболее устойчивым и повторяющимся из года в год фактором внешней среды. В результате многолетних исследований физиологами установлена зависимость перехода растений к генеративному развитию от определенного соотношения длины дня и ночи. В связи с этим культуры по фотопериодической реакции можно классифицировать по группам:

- *короткого дня*, развитие которых задерживается при продолжительности дня больше 10-12 ч. Короткий день способствует закладке цветков, а длинный день препятствует этому. К таким культурам относятся соя, рис, просо, сорго, кукуруза и др.

- *длинного дня*, требующие для своего развития продолжительного освещения. Их развитие ускоряется, когда продолжительность дня составляет около 20 ч. К этим культурам относятся рожь, овес, пшеница, лен, горох, шпинат, клевер и др.;

- *нейтральные по отношению к длине дня*, развитие которых не зависит от продолжительности дня, например, томат, гречиха, бобовые, ревень.

Различные сорта культур как длинного, так и короткого дня в зависимости от других факторов по-разному реагируют на длину дня и ночи. В целом же растения длинного дня приспособлены к условиям высоких широт, а короткого дня – к условиям низких широт.

Установлено, что для начала цветения растений необходимо преобладание в лучистом потоке определенного спектрального состава. Растения короткого дня быстрее развиваются, когда максимум излучения приходится на сине-фиолетовые лучи, а растения длинного дня – когда максимум излучения приходится на красные лучи. Особенно сильно проявляется реакция растений по отношению к спектральному составу радиации при отклонении продолжительности дня от оптимальной.

Связь между длиной дня и фотопериодической реакцией растений исследуют в опытах с географическими посевами культур и в опытах с различными сроками сева, а также в фитотронах, позволяющих устанавливать любую продолжительность дня.

Суточная продолжительность освещения земной поверхности Солнцем

определяется вращением Земли вокруг своей оси, наклоном этой оси к плоскости земной орбиты, широтой места и склонением Солнца. Вращение Земли обуславливает смену дня и ночи, остальные факторы вызывают изменение длины дня и ночи в течение года.

Продолжительность светлой части суток (астрономическая длина дня) зависит от времени года и географической широты. На экваторе продолжительность дня в течение всего года равна 12 ч + 30 мин. При продвижении от экватора к полюсам после весеннего равноденствия (21.03) длина дня увеличивается к северу и уменьшается к югу. После осеннего равноденствия (23.09) распределение продолжительности дня – обратное. В Северном полушарии на 22.06 приходится самый длинный день, продолжительность которого севернее Полярного круга равна 24 ч. Самый короткий день в Северном полушарии 22,12, а за Полярным кругом в зимние месяцы Солнце вообще не поднимается над горизонтом. А в средних широтах, например, в Москве, продолжительность дня в течение года меняется от 7 до 17,5 ч.

При определении астрономической длины дня не учитывается вечерний переходный период от захода Солнца до наступления ночной темноты (вечерние сумерки) и утренний переходный период от окончания темноты до восхода Солнца (утренние сумерки – рассвет). Во время сумерек освещенность меняется от 650 до 1,0-0,1 лк в зависимости от облачности.

Для растений приход рассеянной радиации в некоторую часть сумерек еще имеет физиологическое значение. Поэтому целесообразно учитывать физиологически значимую для растений длину дня, тем более что в северных районах продолжительность сумерек летом может достигать нескольких часов.

При увеличении продолжительности дня в северных широтах в вегетационный период удлиняется период фотосинтеза растений. В результате луговые травы и кормовые культуры накапливают в течение короткого лета большую растительную массу. В защищенном грунте (парники, теплицы) даже на Крайнем Севере создается возможность для выращивания овощей.

Продолжительность освещения имеет большое значение для продуктивности сельскохозяйственных культур и качества продукции, например для сахаристости сахарной свеклы, содержания масла в семенах масличных культур и т.д.

Продолжительность освещения влияет и на развитие болезней растений. Установлено, что большинство патогенов лучше развивается в условиях нормального суточного хода освещенности, чем при непрерывном действии света. При увеличении продолжительности освещения ускоряется развитие растений и возрастает их устойчивость к болезням. Например, оптимальные условия для развития желтой ржавчины создаются при 12-часовом освещении, мучнистой росы яровой пшеницы – при 8-часовом световом дне, а клевер заражается фузариозом лишь при минимуме продолжительности дневного освещения, причем наиболее сильно болезнь развивается в условиях рассеянного освещения.

Посев культурных растений представляет собой сложную оптическую систему, перераспределяющую поток солнечной радиации.

Падающая на растительный покров суммарная радиация вступает во

взаимодействие с фитоэлементами (отражение, рассеивание, поглощение). В результате этого изменяются плотность потока радиации, пространственная структура и ее спектральный состав. Эти изменения зависят от высоты Солнца и геометрической структуры агрофитоценоза, оптических свойств фитоэлементов и спектрального состава падающей радиации.

В плотных посевах высокорослых культур, образующих сомкнутую поверхность (кукуруза на силос, сахарный тростник и др.), 20-25% поступающей радиации отражается, 40-60% поглощается верхним ярусом листьев, какая-то часть радиации рассеивается внутри посева, а какая-то проходит вниз через листовые пластинки, как через фильтр. В несомкнутом посеве солнечная радиация проходит до нижних ярусов листьев и даже до поверхности почвы без ослабления. Пропускание радиации зависит также от ориентации листьев.

При больших высотах Солнца ( $> 35^\circ$ ) прямая радиация больше проникает в глубину посева, если ориентация листьев близка к вертикальной направленности, и меньше, если их ориентация приближается к горизонтальной. При малой высоте Солнца пропускание радиации больше, если расположение листьев горизонтальное.

Одновременно с этим меняется и спектральный состав радиации. В нижнем ярусе густых посевов преобладают зеленые и дальние инфракрасные лучи, которые, как отмечалось выше, в фотосинтезе практически не участвуют.

Интенсивность фотосинтетически активной радиации в густых посевах большую часть дня может быть ниже компенсационной точки. По данным В. В. Поповой (1987), в травостое люцерны высотой 30 см в нижнем ярусе листьев (10-20 см над почвой) утром интенсивность освещенности переходит через компенсационную точку на 2 ч позже, чем в верхнем слое. И даже при сильной инсоляции фотосинтез в этом ярусе листьев составляет лишь около 3 % интенсивности фотосинтеза на поверхности травостоя, а продуктивность этого яруса достигает немногим более 10% полной продуктивности. В посевах подсолнечника в околополуденные часы поглощение ФАР листьями верхних ярусов составляет около 50%, а нижних – около 5% поступающей радиации.

Основной показатель, определяющий поглощение и пропускание ФАР в посевах и насаждениях, – отношение площади листовой поверхности к площади поля  $L$ . Поглощение ФАР посевом возрастает с увеличением  $L$ . Наибольшее поглощение наступает при  $L = 4$ , что соответствует 40 000 м<sup>2</sup> листовой поверхности на 1 га. При  $L > 4$  поглощение практически уже не увеличивается.

Радиационный режим в теплицах и парниках на солнечном обогреве существенно отличается от режима в посевах открытого грунта. Стеклопанельная крыша частично отражает и задерживает солнечную радиацию (в сумме около 30%). Часть радиации, проникшей в теплицу, затрачивается на нагревание поверхности почвы и воздуха в теплице (около 30%) и лишь около 40% идет на транспирацию, фотосинтетическую деятельность и другие процессы. При значительной высоте и густоте растений освещенность среди них по сравнению с открытым грунтом резко снижается от верхнего яруса листьев к нижним. В пасмурную погоду естественное освещение в теплице может быть недостаточным,

поэтому используют люминесцентные лампы, свет которых по спектру близок к дневному. В нем мало инфракрасных лучей, что делает свет «холодным» и не вызывает перегрева растений.

### **Вопросы для самоконтроля**

1. Потоки лучистой энергии.
2. Земное излучение.
3. Атмосферное излучение.
4. Рассеянная радиация.
5. Суммарная радиация.
6. Законы излучения.
7. Альбедо, эффективное излучение.
8. Радиационный баланс земля-атмосфера.
9. Годовой радиационный баланс.
10. Радиационного режима сельскохозяйственных угодий.
11. Биологическое значение лучистой энергии.\
12. Фотосинтетически активная радиация.
13. Освещенность и растения.
14. Продолжительность освещения и растения.
15. Приборы для измерения лучистой энергии.
16. Радиационный режим посевов и теплиц.
17. Использование солнечной радиации в сельском хозяйстве.
18. Гелиоустановки типа «горячий ящик».
19. Метод выбора направления рядов, гребней.
20. Спектр солнечной радиации.

## **5. ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ПОЧВЫ И ВОЗДУХА.**

### *Тепловые свойства почвы.*

Лучистая энергия в деятельном слое преобразуется в тепловую энергию. При положительном радиационном балансе (днем, летом) часть этого тепла затрачивается на нагревание деятельного слоя, часть – на нагревание приземного воздуха, растений, а часть – на испарение воды с почвы и растений. Когда радиационный баланс отрицательный (ночью, зимой), затраты тепла, связанные с эффективным излучением деятельной поверхности, компенсируются приходом тепла из деятельного слоя, от воздуха, часть тепла выделяется при конденсации (сублимации) водяного пара на деятельной поверхности. Этот приход и расход энергии на деятельной поверхности выражаются уравнением теплового баланса:

$$B=A+P + LE, \quad (5.1)$$

где  $B$  – радиационный баланс деятельной поверхности;  $A$  – потоктепла между деятельной поверхностью и нижележащими слоями;  $P$  – поток тепла между

поверхностью и приземным слоем воздуха;  $LE$  – поток тепла, связанный с фазовыми преобразованиями воды (испарение – конденсация).

Другие составляющие теплового баланса земной поверхности (потоки тепла от энергии ветра, приливов, от выпадающих осадков, расход энергии на фотосинтез и др.) значительно меньше указанных ранее членов баланса, поэтому их можно не принимать во внимание.

Смысл уравнения заключается в уравнивании радиационного баланса земной поверхности нерадиационной передачей тепла.

Соотношение между нерадиационными потоками тепла зависит от характера подстилающей поверхности. Например, на водоемах днем основные затраты связаны с испарением и нагревом деятельного слоя и мало тепла отдается воздуху. На суше наименьшее значение имеет теплообмен в деятельном слое, соотношение же между  $P$  и  $LE$  зависит от влажности почвы. На хорошо увлажненных посевах, где деятельным слоем является и сам растительный покров, затраты тепла на испарение больше, чем на нагревание воздуха. Если почва в посевах слабо увлажнена, то радиационное тепло затрачивается в основном на нагревание растений и воздуха.

Суточный ход составляющих теплового баланса в районе Санкт-Петербурга показан на рисунке 5.1.

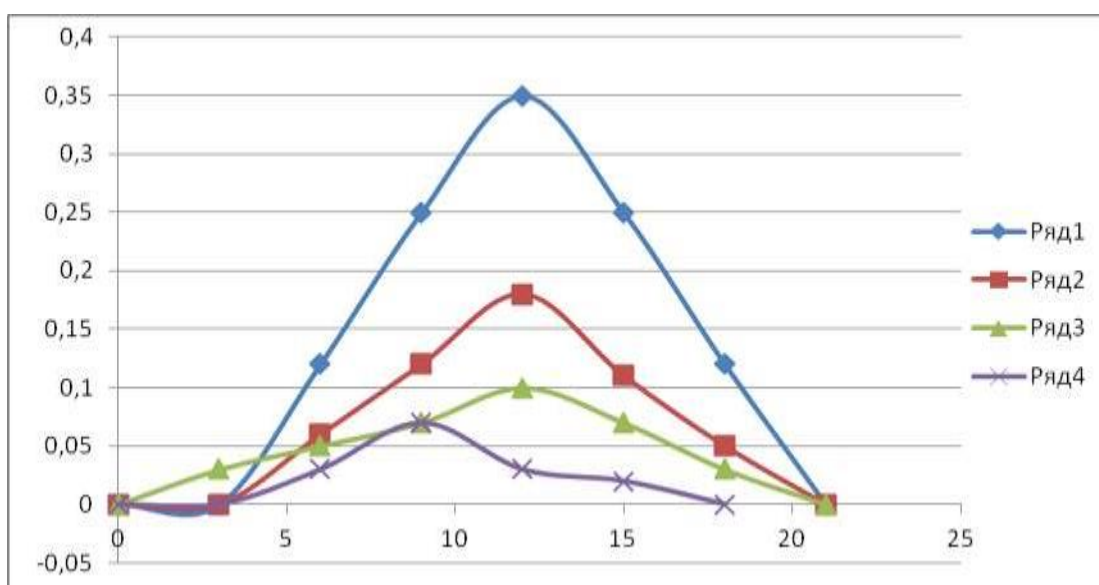


Рисунок 3 – Суточный ход теплового баланса:

$B$  – радиационный баланс деятельной поверхности, ряд 1;  $A$  – поток тепла между деятельной поверхностью и нижележащими слоями, ряд 2;  $P$  – поток тепла между поверхностью и приземным слоем воздуха ряд 3;  $LE$  – поток тепла, связанный с фазовыми преобразованиями воды (испарение- конденсация), ряд 4

На рисунке видно, что изменения тепловых потоков в течение суток следуют за ходом радиационного баланса, который является главным членом уравнения теплового баланса. Лишь максимум потока тепла в деятельном слое ( $A$ ) наблюдается в утренние часы. Подобные же закономерности отмечаются и в годовом ходе составляющих теплового баланса.

Из того, что тепловой баланс земной поверхности равен нулю, не следует, что температура поверхности не меняется. Когда передача тепла направлена вниз ( $+A$ ), то значительная часть тепла, приходящая к поверхности сверху, остается в деятельном слое. Температура этого слоя и деятельной поверхности при этом возрастает. А при передаче тепла через земную поверхность снизу вверх ( $-A$ ) тепло в атмосферу уходит прежде всего из деятельного слоя, вследствие чего температура поверхности понижается.

За температурой поверхности почвы и температурой на различной глубине наблюдают на некоторых метеорологических станциях уже свыше 100 лет. Обработка этих данных позволила установить закономерности изменения температуры почвы в течение суток и года.

Дневное нагревание и ночное охлаждение поверхности почвы вызывают суточные колебания ее температуры. Суточный ход температуры обычно наблюдается по одному максимуму и минимуму. Минимум температуры поверхности почвы при ясной погоде наблюдается перед восходом Солнца, когда радиационный баланс еще отрицателен, а обмен теплом между воздухом и почвой незначителен. С восходом Солнца, по мере увеличения радиационного баланса температура поверхности почвы возрастает. Максимум температуры наблюдается около 13 ч, затем температура начинает понижаться [8].

В отдельные дни указанный суточный ход температуры почвы нарушается под влиянием облачности, осадков и других факторов. При этом максимум и минимум могут смещаться на другое время.

Разность между максимумом и минимумом в суточном или годовом ходе называется *амплитудой* хода температуры.

На амплитуду суточного хода температуры поверхности почвы влияют следующие факторы:

- время года: летом амплитуда наибольшая, зимой –наименьшая;
- географическая широта: амплитуда связана с полуденной высотой Солнца, которая возрастает в направлении от полюса к экватору, поэтому в полярных районах амплитуда незначительна, а в тропических пустынях, где к тому же велико эффективное излучение, она достигает 50-60°C;
- рельеф местности: по сравнению с равниной южные склоны нагреваются сильнее, северные – слабее, а западные – несколько сильнее восточных, соответственно изменяется и амплитуда;
- растительный и снежный покров: амплитуда суточного хода под этими покровами меньше, чем при их отсутствии, так как они уменьшают нагрев и охлаждение поверхности почвы;
- цвет почвы: амплитуда суточного хода температуры поверхности



темных почв больше, чем светлых, поскольку поглощение и излучение радиации у первых больше, чем у вторых;

- состояние поверхности: рыхлые почвы имеют большую амплитуду, чем плотные; в плотных почвах поглощенное тепло распространяется вглубь, а в рыхлых остается в верхнем слое, поэтому последние больше нагреваются;

- влажность почвы: на поверхности влажных почв амплитуда меньше, чем на поверхности сухих; во влажных почвах поглощенное тепло, как и в плотных почвах, распространяется вглубь, а часть тепла затрачивается на испарение, вследствие этого они меньше нагреваются, чем сухие;

- облачность: в пасмурную погоду амплитуда значительно меньше, чем в ясную, так как облачность уменьшает дневной прогрев и ночное охлаждение деятельной поверхности.

Годовой ход температуры поверхности почвы определяется различным приходом солнечной радиации в течение года.

Наименьшие температуры на поверхности почвы обычно наблюдаются в январе-феврале, наибольшие – в июле или августе.

На амплитуду годового хода температуры поверхности почвы влияют те же факторы, что и на амплитуду суточного хода, за исключением широты места. Амплитуда годового хода в отличие от суточного хода возрастает с увеличением широты. В экваториальной зоне она в среднем составляет 2-3°C, а в полярных районах материков превышает 70°C (Якутия), так как в низких широтах высота Солнца в течение года меняется мало.

Между поверхностью почвы и ее нижележащими слоями происходит непрерывный обмен теплом. Передача тепла в почву осуществляется главным образом за счет молекулярной теплопроводности.

Нагревание и охлаждение почвы в основном зависят от ее теплофизических характеристик: теплоемкости и теплопроводности.

Теплоемкость – количество тепла, необходимое для повышения температуры почвы на 1°C. Различают удельную и объемную теплоемкость.

*Удельной теплоемкостью* ( $C_{уд}$ ) называют количество тепла, необходимое для нагревания 1 кг почвы на 1°C.

*Объемной теплоемкостью* ( $C_{об}$ ) называют количество тепла, необходимое для нагревания 1 м<sup>3</sup> почвы на 1°C. В СИ удельная теплоемкость выражается в Дж/(кг·К), объемная – в Дж/(м<sup>3</sup>·К).

Между объемной и удельной теплоемкостями существует соотношение

$$C_{об} = C_{уд} \rho, \quad (5.2)$$

где  $\rho$  – плотность почвы, кг/м<sup>3</sup>.

Для различных минеральных и органических компонентов почвы объемная теплоемкость почти одинакова и составляет 2,0·10<sup>3</sup>...2,7·10<sup>3</sup> кДж/(м<sup>3</sup>·К). Поэтому очевидно, что теплоемкость различных почв зависит не столько от состава твердой части почвы, сколько от количества воздуха и воды, находящихся в порах, так как теплоемкость воды равна 4,2·10<sup>3</sup> кДж/(м<sup>3</sup>·К), а теплоемкость воздуха

– 1,2 кДж/(м<sup>3</sup>·К). Следовательно, при одинаковом притоке или отдаче тепла

сухие почвы нагреваются или охлаждаются больше и быстрее, чем влажные.

Способность почвы передавать тепло от слоя к слою называют теплопроводностью.

Мерой теплопроводности почвы служит *коэффициент теплопроводности* ( $\lambda$ ), который в СИ численно равен количеству тепла, Дж, проходящего за 1 с через основание столба почвы сечением  $1 \text{ м}^2$  и высотой 1 м, если разность температур на верхнем и нижнем его основаниях равна  $1^\circ\text{C}$ . Единицей измерения  $\lambda$  в СИ является  $\text{Вт}/(\text{м}\cdot\text{K})$ .

Коэффициент теплопроводности твердой части почвы изменяется от 0,25 до 8,80  $\text{Вт}/(\text{м}\cdot\text{K})$  (см. табл. 5.1). Поскольку коэффициент теплопроводности воды в 20 раз больше, чем воздуха, теплопроводность почвы в значительной степени зависит от влажности и пористости почвы.

Коэффициент теплопроводности с увеличением влажности почвы от 2 до 8% возрастает очень быстро, а затем замедляется, так как с увеличением влажности теплопроводность почвы приближается к теплопроводности воды, которая меньше теплопроводности минеральных частей почвы.

С увеличением пористости теплопроводность почвы уменьшается, так как теплопроводность твердых частей почвы более чем в 100 раз больше молекулярной теплопроводности воздуха.

Для оценки быстроты выравнивания температуры в слое почвы используют понятие *температуропроводность*. Мерой температуропроводности почвы служит *коэффициент температуропроводности* ( $\alpha$ ,  $\text{м}^2/\text{с}$ ), который характеризует скорость распространения тепла в почве и определяется отношением коэффициента теплопроводности  $\lambda$  к ее объемной теплоемкости:

$$\alpha = \lambda / C_{об}. \quad (5.3)$$

Коэффициент температуропроводности почвы зависит главным образом от соотношения содержания в ней воздуха и воды. Поскольку температуропроводность воздуха ( $\alpha_{в} = 21 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$ ) значительно больше, чем воды ( $\alpha_{в} = 0,14 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$ ), то сухие почвы быстрее прогреваются и охлаждаются, чем влажные. При малых значениях влажности почвы коэффициент температуропроводности растет быстро, затем по мере увеличения влажности рост замедляется. Это связано с тем, что изменение температуропроводности является результатом совместного изменения теплопроводности и теплоемкости.

Теплофизические характеристики почвы также зависят от ее плотности. С уменьшением плотности теплоемкость и теплопроводность сухих почв снижаются. Поэтому разрыхленные почвы в пахотном слое днем – теплее, чем плотные, а ночью – холоднее. Кроме того, разрыхленная почва имеет большую удельную поверхность, чем плотная, и поэтому днем поглощает больше радиации, а ночью интенсивнее излучает тепло.

К распространению тепла в почве применима общая теория молекулярной теплопроводности, предложенная в свое время Фурье, и законы распространения тепла в почве носят название законов Фурье.

1. Независимо от типа почвы период колебаний температуры с глубиной не изменяется. Это значит, что как на поверхности почвы, так и на всех глубинах

интервал между двумя последовательными максимумами и минимумами температуры в суточном ходе составляет 24 ч, а в годовом – 12 мес.

2. Возрастание глубины в арифметической прогрессии приводит к уменьшению амплитуды в геометрической прогрессии.

Так, если на поверхности суточная амплитуда равна 30°C, на глубине 20 см – 5°C, то на глубине 40 см она будет уже менее 1°C.

На глубине 70-100 см независимо от типа почвы суточная амплитуда практически равна нулю. С этой глубины начинается *слой постоянной суточной температуры*.

Годовые колебания температуры распространяются в глубину с уменьшением амплитуды по тому же закону. Амплитуды годовых колебаний убывают почти до нуля на глубине 15-20 м в средних широтах, около 10 м – в южных и 30 м – в полярных широтах. С этих глубин начинается *слой постоянной годовой температуры*.

Слой почвы (включая растительность), в котором наблюдается суточный и годовой ход температуры, называют *активным*, или *деятельным*, *слоем*.

Максимальные и минимальные температуры на глубинах наступают позднее чем на поверхности, причем запаздывание прямо пропорционально глубинам. Суточные максимумы и минимумы запаздывают на каждые 10 см глубины в среднем на 2,5-3,5 ч, а годовые – на каждый 1 м глубины на 20-30 сут. Например, если в суточном ходе минимальная температура поверхности почвы наступает в 6 ч, а максимальная – в 13 ч, то на глубине 10 см минимальная температура отмечается примерно в 9 ч, а максимальная – около 16 ч.

Наблюдения показывают, что фактическое распространение тепла в почве достаточно близко соответствует этим законам.

Усложнения связаны главным образом с неоднородностью состава и структуры почвы на разных глубинах. Кроме того, тепло распространяется в глубину почвы вместе с просачиванием осадков, что, конечно, не подчиняется законам молекулярной теплопередачи.

С особенностями суточного и годового хода температуры на разных глубинах связано распределение температуры почвы по вертикали в различное время суток и года. Различают два типа вертикального распределения температуры почвы: *тип инсоляции* и *тип излучения*. При типе инсоляции температура с глубиной понижается, а при типе излучения – повышается. Тип инсоляции характерен для тех промежутков времени, когда радиационный баланс положителен (днем, летом), а тип излучения характерен для промежутков времени, когда радиационный баланс отрицателен (ночью, зимой).

Распределение температуры в почве в течение года, месяца, суток удобно рассматривать при помощи особых графиков, позволяющих выяснить изменение температуры почвы в зависимости от глубины и времени. Для построения такого графика на вертикальной оси откладывают глубину, а на горизонтальной – время. На график наносят среднюю месячную температуру почвы на различной глубине. Затем точки с одинаковой температурой соединяют плавными *линиями термоизоплетами*. Этот график дает наглядное представление о температуре активного слоя почвы на любой глубине.

Перемещение вдоль горизонтальной линии позволяет видеть изменение температуры на данной глубине в течение года, а вдоль вертикальной линии дает возможность судить о распределении температуры с глубиной в определенном месяце. Таким образом, пользуясь термоизоплетами, можно определить температуру на любой глубине в любое время. Такие графики используют, например, для определения глубины проникновения критических температур, повреждающих корневую систему плодовых деревьев.

Термоизоплеты годового хода используют также в коммунальном хозяйстве, промышленном, дорожном строительстве, при мелиорации для определения глубины промерзания, так как мощность мерзлого слоя обязательно надо учитывать при закладывании дрен, труб и т.д.

*Измерение температуры и глубины промерзания почвы.*

Для измерения температуры почвы применяют жидкостные (ртутные, спиртовые, толуоловые), термоэлектрические, электротермометры сопротивления и деформационные термометры [1].

*Срочный термометр* ТМ-3, ртутный, используют для измерения температуры поверхности почвы в данный момент (срок).

*Максимальный термометр* ТМ-1, ртутный, служит для измерения наивысшей температуры поверхности за период между сроками наблюдений.

Максимальный термометр отличается от срочного тем, что в канал капилляра непосредственно около резервуара входит тонкий штифтик, впаянный в дно резервуара. В результате этого в месте сужения происходит разрыв ртути, и таким образом фиксируется максимальное значение температуры за данный промежуток времени.

*Минимальный термометр* ТМ-2, спиртовой, применяют для измерения самой низкой температуры поверхности почвы за период между сроками наблюдений. Особенность устройства этого термометра заключается в том, что внутри капилляра закладывается маленький из темного стекла штифтик.

При понижении температуры поверхностная пленка мениска движется в сторону резервуара и перемещает за собой штифтик. При повышении температуры спирт, расширяясь, свободно обтекает штифтик, который остается на месте, указывая удаленным от резервуара концом минимальную температуру между сроками наблюдений.

*Коленчатые термометры (Савинова)* ТМ-5, ртутные, предназначены для измерения температуры почвы в теплый период на глубинах 5, 10, 15 и 20 см.

*Термометр-щуп* АМ-6, толуоловый, используют для походных измерений температуры почвы на глубинах 3-40 см.

*Транзисторный электротермометр* ТЭТ-2 применяют для измерения температуры пахотного слоя в теплый период. Им можно измерять и температуру в буртах корнеплодов, картофеля, в зерновой массе в засеках.

*Трость агронома* ПИТТ-1 предназначена для измерения температуры пахотного слоя и замера глубины вспашки. Принцип его действия основан на измерении омического сопротивления в зависимости от температуры.

*Вытяжные термометры* ТПВ-50, ртутные, предназначены для измерений температуры почвы на глубинах 20-320 см в течение года. Их можно также

использовать в хозяйствах для измерения температуры в буртах, силосных ямах и т.п.

Вместо коленчатых и вытяжных термометров на станциях часто применяют дистанционные электрические термометры, позволяющие измерять температуру почвы на разных глубинах непосредственно из служебного помещения.

*Электротермометр сопротивления АМ-2М-1* предназначен для измерения срочной температуры почвы на глубине узла кушения.

*Максимально-минимальный термометр АМ-17*, толуоловый, служит для измерения экстремальных и срочных температур на глубине узла кушения (3 см) озимых культур. Принцип действия термометра основан на термическом изменении объема рабочей жидкости.

В последнее время получили развитие методы бесконтактного определения температуры поверхности почвы со спутников, самолетов и вертолетов, позволяющие получать осредненные значения температуры для значительных участков земной поверхности.

*Мерзлотомер АМ-21* применяют для измерения глубины промерзания почвы. Этот прибор состоит из эбонитовой трубки, на верхней части которой нанесены деления в сантиметрах для определения высоты снежного покрова. В эту трубку помещают резиновую трубку с делениями через 1 см, заполненную дистиллированной водой.

Температуру по Международной практической шкале измеряют в градусах Цельсия. Градус по этой шкале составляет 1/100 интервала между точками таяния льда (0°C) и кипения воды (100°C).

В США чаще пользуются шкалой Фаренгейта. На этой шкале точке таяния льда соответствует температура 32°F, а точке кипения воды – температура 212°F. Интервал между этими точками разделен на 180 делений, т.е. градусов. Поэтому каждый градус шкалы Фаренгейта составляет лишь 5/9 градуса шкалы Цельсия.

В термодинамической температурной шкале температура измеряется в градусах Кельвина (К). У этой шкалы за нуль принята такая температура, при которой прекращается молекулярное движение (-273°C), т.е. тело не содержит никакого тепла. Точке таяния льда на ней соответствует температура 273°К, а точке кипения воды – температура 373°К. Эта единица Международной практической температурной шкалы является одной из основных единиц СИ.

Одним из важнейших факторов жизни растения является температура почвы. Прорастание семян, развитие корневой системы, жизнедеятельность почвенной микрофлоры, усвоение корнями продуктов минерального питания в большой степени зависят от температуры почвы. С повышением температуры почвы все эти процессы активизируются. Значительное понижение температуры почвы приводит к гибели посевов озимых зерновых культур, многолетних трав и плодовых деревьев [10].

Семена большинства сельскохозяйственных культур в средней полосе прорастают при температуре 3-5°C, а такие, как рис, хлопчатник и другие требуют значительно более высоких температур – 13-15°C.

С повышением температуры почвы до оптимальной скорость прорастания семян возрастает, что обуславливает сокращение продолжительности периода от

посева до появления всходов. Например, семена кукурузы при заделке их в увлажненную почву на глубину 4 см при температуре 12°C дают всходы через 21 день, а при температуре 18°C – через 8-9 дней.

В целях оптимизации температурного режима для сельскохозяйственного производства проводят ряд мероприятий. В северных районах страны они направлены на повышение температурного режима почвы и максимальное использование зоны многолетней мерзлоты. В южных районах, где избыточное количество тепла угнетает растения, применяют агротехнические приемы, направленные на понижение температуры поверхности и пахотного слоя почвы.

Приемы активного влияния на тепловой режим почвы можно разделить на *агротехнические, агромелиоративные* и *агрометеорологические*.

К *агротехническим приемам*, изменяющим температурный режим почвы, относятся следующие приемы обработки почвы: глубокое рыхление, прикатывание, гребневание и др.

В условиях недостатка тепла температуру почвы повышают, создавая гребни и гряды. При этом площадь деятельной поверхности увеличивается на 20-25%, вследствие чего на протяжении длинного дня в северных районах поглощается больше тепла. Одновременно снижается влажность почвы. В результате на гребне дневная температура почвы на 3-5°C выше, чем на выровненных участках.

Прикатывание поверхности поля также повышает на 3-5°C температуру пахотного слоя почвы. Это объясняется более высокой теплопроводностью уплотненного слоя.

Температуру почвы можно регулировать и мульчированием, т. е. покрывая ее различными материалами: торфом, соломой, полиэтиленовыми и полиамидными пленками и др., меняющими альбедо и излучение поверхности почвы, уменьшающими теплообмен между воздухом и почвой. В зависимости от цвета мульчи температура поверхности почвы может повышаться или понижаться на 4-7°C.

Применение в качестве мульчирующего покрытия прозрачных пленок способствует более интенсивному нагреванию почвы по сравнению с темными пленками. Это происходит потому, что прозрачные пленки пропускают видимую часть спектра, а темные – нет.

Эффективный агротехнический прием – снегозадержание, поскольку, как отмечалось ранее, снежный покров оказывает большое влияние на тепловой режим почвы.

К числу *агромелиоративных приемов*, влияющих на тепловой режим почвы, относятся орошение и осушение почвы, вследствие чего меняется расход тепла на испарение, и почва охлаждается или нагревается.

На юге температура поверхности почвы на орошаемых полях понижается на 15-30°C, на глубине 10 см – на 5-7, а на глубине 20 см – на 2-3°C по сравнению с богарными. Это связано с увеличением затрат тепла на испарение и изменением теплофизических характеристик почвы. Орошение увеличивает теплоемкость и теплопроводность почвы, что способствует более равномерному ее прогреву на большую глубину и уменьшению температурных колебаний.

На осушенных заболоченных участках температура почвы в летние месяцы

повышена.

К простейшим *агрометеорологическим приемам* изменения теплового режима относятся посадка полезащитных лесных насаждений, создание дымовых завес и др.

Метеорологический эффект лесных полос многоплановый: они влияют на ветер, температуру воздуха и влажность почвы и способствуют накоплению снега на полях и т.д. При этом последние два фактора непосредственно воздействуют на температурный режим почвы.

Дымовые завесы уменьшают эффективное излучение деятельной поверхности и тем самым предотвращают радиационные заморозки или уменьшают их интенсивность.

В районах вечной мерзлоты для повышения температуры верхнего слоя почвы разработана специальная технология: снятие дернины и торфяного покрова, которые являются теплоизолирующими прослойками. В результате температура почвы в среднем за теплый период увеличивается на 0,5-1,0°C.

Умелое регулирование теплового режима почвы способствует воспроизводству почвенного плодородия и существенно повышает урожайность сельскохозяйственных культур.

### ***Процессы нагревания и охлаждения воздуха.***

*Тепловым режимом атмосферы* называют характер распределения и изменения температуры в атмосфере. Тепловой режим атмосферы определяется главным образом ее теплообменом с окружающей средой, т.е. деятельной поверхностью и космическим пространством за исключением верхних слоев атмосфера поглощает солнечную энергию сравнительно слабо. Основной источник нагревания нижних слоев атмосферы – тепло, получаемое ими от деятельной поверхности. В дневные часы, когда приход радиации преобладает над расходом, деятельная поверхность нагревается, становится теплее воздуха, и тепло передается от нее воздуху. Ночью деятельная поверхность теряет тепло из-за излучения и становится холоднее воздуха. В этом случае воздух отдает тепло почве, в результате чего сам он охлаждается. Перенос тепла между деятельной поверхностью и атмосферой, а также в самой атмосфере осуществляется следующими процессами:

*Молекулярная теплопроводность.* Воздух, непосредственно соприкасающийся с деятельной поверхностью, обменивается с ней теплом посредством молекулярной теплопроводности. Вследствие того, что коэффициент молекулярной теплопроводности неподвижного воздуха сравнительно мал, этот вид теплообмена незначителен.

*Турбулентная теплопроводность.* Она возникает внутри атмосферы вследствие вихревого, хаотического движения воздуха, т.е. турбулентности. Ее условно можно разделить на динамическую и термическую.

*Динамическая турбулентность* – вихревое хаотическое движение, возникающее в результате появления силы трения, как между отдельными слоями перемещающегося воздуха, так и между движущимся воздухом и подстилающей

поверхностью.

Чем больше скорость ветра и шероховатость поверхности, тем большая завихренность потока воздуха.

*Термическая турбулентность* (тепловая конвекция) – упорядоченный перенос отдельных объемов воздуха в вертикальном направлении, возникающий при неравномерном нагревании различных участков поверхности. Над более прогретыми участками воздух становится теплее, следовательно, легче окружающего и поднимается вверх. Его место занимает более холодный соседний воздух, который нагревается и тоже поднимается.

Над сушей тепловая конвекция развивается днем и летом, а над морем – ночью и зимой, когда водная поверхность теплее прилегающих слоев атмосферы.

Постоянное беспорядочное перемешивание воздуха в процессе турбулентности способствует очень быстрой передаче тепла между деятельной поверхностью и воздухом.

*Радиационная теплопроводность.* Определенную роль в передаче тепла от почвы к атмосфере играет излучение деятельной поверхностью длинноволновой радиации, поглощаемой нижними слоями атмосферы. Нижние слои атмосферы, нагреваясь, таким же способом последовательно передают тепло вышележащим слоям. В период охлаждения поверхности радиационный поток тепла направлен от вышележащих слоев атмосферы вниз. Радиационный поток тепла над сушей проявляется главным образом в ночные часы, когда турбулентность резко ослаблена, а тепловая конвекция отсутствует.

Изменения температуры приземного слоя воздуха в течение суток и года обусловлены периодическими колебаниями температуры подстилающей поверхности и наиболее четко выражены в его нижних слоях.

В суточном ходе кривая имеет по одному максимуму и минимуму. Минимальное значение температуры наблюдают перед восходом Солнца. Затем она непрерывно повышается, достигая наибольших значений в 14-15 ч, после чего начинает снижаться до восхода Солнца.

Амплитуда температурных колебаний – важная характеристика погоды и климата, зависящая от ряда условий.

С увеличением широты уменьшается полуденная высота Солнца над горизонтом. Вследствие этого по мере продвижения в более высокие широты амплитуда суточных колебаний понижается: в тропических широтах она составляет около 12°C, в умеренных областях – 8-9, у Полярного круга – 3-4, в Заполярье – 1-2°C (рис. 7.1).



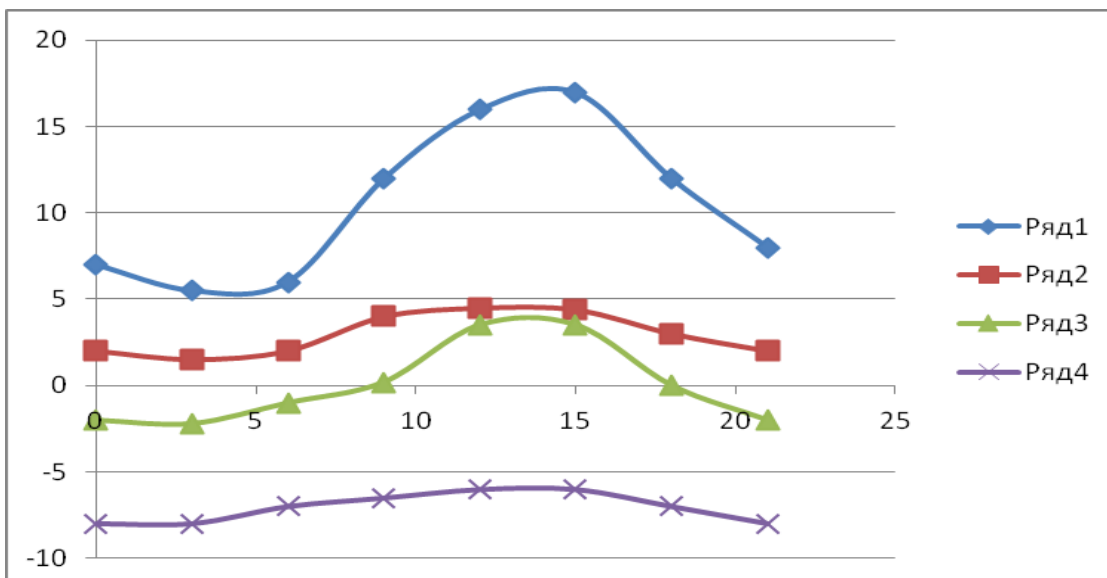


Рисунок 4 – Суточный ход температуры воздуха (в среднем за год) на разных широтах: 1 – Нукус ( $\nu = 42^\circ$  с.ш.); 2 – Санкт-Петербург ( $\nu = 60^\circ$  с.ш.); 3 – Екатеринбург ( $\nu = 58^\circ$  с.ш.); 4 – Мелкая Губа (Заполярье,  $\nu = 74^\circ$  с. ш.)

Амплитуда суточных колебаний температуры воздуха зависит от погодных условий. В ясную погоду амплитуда больше, чем в пасмурную, так как облака днем задерживают солнечную радиацию, а ночью уменьшают потерю тепла земной поверхностью путем излучения.

Амплитуда зависит также от времени года. В зимние месяцы при малой высоте Солнца в средних широтах она понижается до 2-3 °С.

На суточный ход температуры воздуха большое влияние оказывает рельеф местности. На выпуклых формах рельефа амплитуда суточных колебаний – меньше. На вогнутых – больше по сравнению с равнинной местностью. Это обусловлено тем, что площадь соприкосновения воздуха с подстилающей поверхностью на выпуклых формах рельефа меньше и он быстро сдувается с нее, заменяясь новыми массами. В вогнутых же формах рельефа при ослабленном ветровом режиме воздух сильнее нагревается от поверхности в дневные часы и больше охлаждается ночью. Кроме того, ночью в долины стекает холодный воздух со склонов. Разность в температурах воздуха ночью на дне долин и на склонах может достигать до 10°C и более.

На значение амплитуды влияют и физические свойства почвы: чем больше суточный ход на самой поверхности почвы, тем больше суточная амплитуда температуры воздуха над ней.

Суточная амплитуда уменьшается при близости водных бассейнов. Растительный покров уменьшает амплитуду суточных колебаний температуры воздуха среди растений, так как он днем задерживает солнечную радиацию, а ночью – земное излучение.

Лес особенно заметно уменьшает суточные амплитуды. При наличии растительности зона наибольшего нагревания днем и наибольшего охлаждения ночью располагается на некоторой высоте над поверхностью почвы в зависимости

от высоты растительного покрова и его густоты. Особенности суточного хода температуры воздуха следует учитывать при размещении культурных растений, выбирая для наиболее теплолюбивых культур те формы рельефа, которые обуславливают меньшую амплитуду хода температуры воздуха и почвы и, следовательно, менее заморозкоопасны.

Характеристикой годового хода температуры воздуха служит амплитуда годовых колебаний температуры воздуха. Она представляет разность между средними месячными температурами воздуха самого теплого и самого холодного месяцев в году.

Годовой ход температуры воздуха в разных географических зонах различен в зависимости от широты и континентальности местоположения. По средней многолетней амплитуде и времени наступления экстремальных температур выделяют четыре типа годового хода температуры воздуха.

*Экваториальный тип.* В экваториальной зоне в году наблюдают два слабовыраженных максимума температуры – после весеннего (21.03) и осеннего (23.09) равноденствия, когда Солнце находится в зените, и два минимума – после зимнего (22.12) и летнего (22.06) солнцестояния, когда Солнце находится на наименьшей высоте. Амплитуды годового хода здесь небольшие, что объясняется малым изменением притока тепла в течение года. Над континентами амплитуды составляют 5-10°C, над океанами – около 1°C.

*Тропический тип.* В тропических широтах наблюдают простой годовой ход температуры воздуха с максимумом после летнего и минимумом после зимнего солнцестояния. Амплитуды годового хода по мере удаления от экватора возрастают с увеличением различия между притоком тепла летом и зимой. Средняя амплитуда годового хода над материками составляет 10-20°C, над океанами – 5-10°C.

*Тип умеренного пояса.* Минимальные и максимальные значения температуры отмечаются после солнцестояний. Причем над материками Северного полушария максимальная среднемесячная температура отмечается в июле, над морями и побережьями – в августе. Годовые амплитуды над океанами и побережьями в среднем составляют 10-15°C, над материками – 40-50°C, а в Азии достигают 60°C.

*Полярный тип.* Минимум температуры в годовом ходе вследствие полярной ночи сдвигается на время появления Солнца над горизонтом (в Северном полушарии это февраль-март). Максимум температуры в Северном полушарии наблюдается в июле. Амплитуда годового хода температуры на суше (Гренландия, Антарктида) составляет 30-40°C, на побережьях – 20°C и более.

На годовой ход температуры воздуха оказывает влияние также высота места над уровнем моря. С увеличением высоты годовая амплитуда уменьшается. В средних широтах она понижается до высоты 3 км.

В тропосфере температура воздуха с высотой понижается, как отмечалось, в среднем на 0,6°C на каждые 100 м высоты. Однако в приземном слое распределение температуры может быть различным: она может и уменьшаться, и увеличиваться, и оставаться постоянной. Представление о распределении температуры с высотой дает вертикальный градиент температуры (ВГТ):

$$\text{ВГТ} = (T_{\text{Н}} - T_{\text{В}}):(Z_{\text{В}} - Z_{\text{Н}}), \quad (7.1)$$

где  $T_{\text{Н}} - T_{\text{В}}$  – разность температур на нижнем и верхнем уровнях, °С;  $Z_{\text{В}} - Z_{\text{Н}}$  – разность высот в метрах.

Обычно ВГТ рассчитывают на 100 м высоты.

В приземном слое атмосферы ВГТ может в 1000 раз превышать средний для тропосферы.

Значение ВГТ в приземном слое зависит от погодных условий (в ясную погоду ВГТ больше, чем в пасмурную); времени года (летом больше, чем зимой); времени суток (днем больше, чем ночью).

Ветер уменьшает ВГТ, поскольку при перемешивании воздуха его температура на разных высотах выравнивается. Над влажной почвой резко снижается ВГТ в приземном слое, а над оголенной почвой (паровое поле) ВГТ больше, чем над густым посевом или лугом. Это обусловлено различиями в температурном режиме этих поверхностей.

В результате определенного сочетания этих факторов ВГТ вблизи поверхности в пересчете на 100 м высоты может составлять более 100°С /100 м. В таких случаях и возникает тепловая конвекция.

Изменение температуры воздуха с высотой определяет знак ВГТ: если ВГТ > 0, то температура уменьшается с удалением от деятельной поверхности, что обычно бывает днем и летом; если ВГТ = 0, то температура с высотой не меняется; если ВГТ < 0, то температура увеличивается с высотой и такое распределение температуры называют инверсией

На метеорологических станциях термометры устанавливают в особой будке, называемой психрометрической будкой, стенки которой жалюзийные. В такую будку не проникают лучи Солнца, но в то же время воздух имеет свободный доступ.

Термометры устанавливают на штативе так чтобы резервуары располагались на высоте 2 м от деятельной поверхности.

Срочную температуру воздуха измеряют ртутным психрометрическим термометром ТМ-4, который устанавливают вертикально. При температуре ниже -35°С используют низкоградусный спиртовой термометр ТМ-9.

Экстремальные температуры измеряют по максимальному ТМ-1 и минимальному ТМ-2 термометрам, которые укладывают горизонтально.

Для непрерывной записи температуры воздуха служит термограф М-16А.

Значение температуры воздуха для сельского хозяйства общеизвестно. Фотосинтез, дыхание, транспирация, усвоение питательных веществ из почвы и другие физиологические процессы происходят в определенном диапазоне температур. Существуют температурные пределы жизнедеятельности растений – биологический минимум и биологический максимум. Между ними находится зона оптимальных температур, при которых наиболее интенсивно развиваются растения и формируется урожай.

Пределы температуры для различных растений неодинаковы и изменяются даже для одного и того же растения в период его вегетации, а также при

перемещении растений в другие географические условия. Таким образом, их нельзя считать постоянными. Они могут сдвигаться в пределах генетически заложенной нормы реакции в результате приспособления к условиям среды.

*Суточный и годовой ход температуры воздуха.* Изменение температуры воздуха в течение суток называется суточным ходом температуры воздуха. Изменение температуры воздуха в течение года называется годовым ходом температуры воздуха. Суточный и годовой ход температуры воздуха характеризуется амплитудой колебания суточного и годового хода. Амплитуда колебания температуры воздуха – разность между максимальными и минимальными температурами воздуха в суточном и годовом ходе.

Суточный и годовой ход, как правило, представляются графически. При построении графиков суточного и годового хода на горизонтальной оси откладывается время (часы, месяцы), а на вертикальной – значения температуры воздуха.

### **Вопросы для самоконтроля**

1. Тепловой баланс земной поверхности, суточный и годовой ход температуры почвы.
2. Теплофизические характеристики почвы, закономерности распределения тепла в почве.
3. Законы Фурье. Типы вертикального распределения температуры почвы.
4. Термоизоплеты. Слой постоянной суточной и годовой температуры.
5. Слой активный, или деятельный.
6. Измерение температуры и промерзания почвы.
7. Значение температуры почвы для растений.
8. Методы воздействия на температурный режим почвы.
9. Тепловой режим атмосферы.
10. Молекулярная теплопроводность.
11. Динамическая турбулентность.
12. Термическая турбулентность.
13. Радиационная теплопроводность.
14. Суточный и годовой ход температуры воздуха, амплитуда суточного и годового хода температуры.

## 6. ВОДА В АТМОСФЕРЕ И ПОЧВЕ

### *Влажность воздуха и величины, характеризующие ее.*

Влажностью воздуха называют содержание водяного пара в атмосфере. Водяной пар является одной из важнейших составных частей земной атмосферы.

Водяной пар непрерывно поступает в атмосферу вследствие испарения воды с поверхности водоемов, почвы, снега, льда и растительного покрова, на что затрачивается в среднем 23% солнечной радиации, приходящей на земную поверхность.

В атмосфере содержится в среднем  $1,29 \cdot 10^{13}$  т влаги (водяного пара и жидкой воды), что эквивалентно слою воды 25,5 мм.

Влажность воздуха характеризуется следующими величинами: абсолютной влажностью, парциальным давлением водяного пара, давлением насыщенного пара, относительной влажностью, дефицитом насыщения водяного пара, температурой точки росы и удельной влажностью.

Абсолютная влажность,  $a$  ( $\text{г}/\text{м}^3$ ) – количество водяного пара, выраженное в граммах, содержащееся в  $1 \text{ м}^3$  воздуха.

Парциальное давление (упругость) водяного пара  $e$  – фактическое давление водяного пара, находящегося в воздухе, измеряют в миллиметрах ртутного столба (мм рт. ст.), миллибарах (мб) и гектопаскалях (гПа). Упругость водяного пара часто называют абсолютной влажностью. Однако смешивать эти разные понятия нельзя, так как они отражают разные физические величины атмосферного воздуха.

Давление насыщенного водяного пара, или упругость насыщения,  $E$  – максимально возможное значение парциального давления при данной температуре; измеряют в тех же единицах, что и  $e$ . Упругость насыщения возрастает с увеличением температуры. Это значит, что при более высокой температуре воздух способен содержать больше водяного пара, чем при более низкой температуре.

Относительная влажность  $f$  – отношение парциального давления водяного пара, содержащегося в воздухе, к давлению насыщенного водяного пара при данной температуре. Выражают ее обычно в процентах с точностью целых значений:

$$F = (e:E) 100\%. \quad (8.1)$$

Относительная влажность выражает степень насыщения воздуха водяными парами.

Дефицит насыщения водяного пара (недостаток насыщения)  $d$  – разность между упругостью насыщения и фактической упругостью водяного пара:

$$d = E - e. \quad (8.2)$$

Дефицит насыщения выражают в тех же единицах и с той же точностью, что и величины  $e$  и  $E$ . При увеличении относительной влажности дефицит насыщения уменьшается и при 100% становится равным нулю.

Так как упругость насыщения  $E$  зависит от температуры воздуха, а  $e$  – от

содержания в нем водяного пара, то дефицит насыщения является комплексной величиной, отражающей тепло- и влагосодержание воздуха. Это позволяет шире, чем другие характеристики влажности, использовать дефицит насыщения для оценки условий произрастания сельскохозяйственных растений.

*Точка росы*  $t_d$  – температура, при которой водяной пар, содержащийся в воздухе при данном давлении, достигает состояния насыщения относительно химически чистой плоской поверхности воды. При 100% фактическая температура воздуха совпадает с точкой росы. При температуре ниже точки росы начинается конденсация водяных паров с образованием туманов, облаков, а на поверхности земли и предметов образуются роса, иней, изморозь.

*Удельная влажность*  $q$  (г/кг) – количество водяного пара в граммах, содержащееся в 1 кг влажного воздуха:

$$q = 622 e : P, \quad (8.3)$$

где  $e$  – упругость водяного пара, гПа;  $P$  – атмосферное давление, гПа.

Удельную влажность учитывают в метеорологических расчетах, например, при определении испарения с поверхности органов дыхания у сельскохозяйственных животных и при определении соответствующих затрат энергии.

Наибольшее количество водяного пара содержится в нижних слоях воздуха, непосредственно прилегающих к испаряющей поверхности. В вышележащие слои водяной пар проникает в результате турбулентной диффузии.

Проникновению водяного пара в вышележащие слои способствует то обстоятельство, что он легче воздуха в 1,6 раза (плотность водяного пара по отношению к сухому воздуху при 0°C равна 0,622), поэтому воздух, обогащенный водяным паром, как менее плотный стремится подняться вверх.

Распределение упругости водяного пара по вертикали зависит от изменения давления и температуры с высотой, от процессов конденсации и облакообразования. Поэтому трудно теоретически установить точную закономерность изменения упругости водяного пара с высотой.

Парциальное давление водяного пара с высотой уменьшается в 4-5 раз быстрее, чем атмосферное давление. Уже на высоте 6 км парциальное давление водяного пара в 9-10 раз меньше, чем на уровне моря. Это объясняется тем, что в приземный слой атмосферы водяной пар поступает непрерывно в результате испарения с деятельной поверхности и его диффузии за счет турбулентности. Кроме того, температура воздуха с высотой понижается, а возможное содержание водяного пара ограничивается температурой, так как понижение ее способствует насыщению пара и его конденсации.

Уменьшение упругости пара с высотой может чередоваться с ее ростом. Например, в слое инверсии упругость пара обычно растет с высотой.

Относительная влажность распределяется по вертикали неравномерно, но с высотой в среднем она уменьшается. В приземном слое атмосферы в летние дни она несколько возрастает с высотой за счет быстрого понижения температуры воздуха, затем начинает убывать вследствие уменьшения поступления водяного пара и снова возрастает до 100% в слое образования облаков. В слоях инверсии она резко

уменьшается с высотой в результате повышения температуры. Особенно неравномерно изменяется относительная влажность до высоты 2-3 км.

В приземном слое атмосферы наблюдается хорошо выраженный суточный и годовой ход влагосодержания, связанный с соответствующими периодическими изменениями температуры.

Суточный ход упругости водяного пара и абсолютной влажности над океанами, морями и в прибрежных районах суши аналогичен суточному ходу температуры воды и воздуха: минимум перед восходом Солнца и максимум в 14-15 ч. Минимум обусловлен очень слабым испарением (или его отсутствием вообще) в это время суток. Днем по мере увеличения температуры и соответственно испарения влагосодержание в воздухе растет. Таков же суточный ход упругости водяного пара и над материками зимой.

Влажность воздуха измеряется несколькими методами: абсолютным (весовым), психрометрическим и гигрометрическим (сорбционным).

Сущность *абсолютного метода* заключается в том, что через стеклянные трубки, наполненные каким-либо гигроскопичным веществом (хлористый кальций, крепкая серная кислота), пропускают определенный объем воздуха. Трубки взвешивают до и после пропускания через них влажного воздуха и по прибавлению их массы судят о количестве поглощенного водяного пара. Разделив прибавленную массу на объем пропущенного через трубки воздуха, определяют его абсолютную влажность в г/м<sup>3</sup>.

Этот способ определения влажности воздуха кропотлив, занимает много времени, и поэтому его применяют только в лабораториях.

Наибольшее распространение получили психрометрический и гигрометрический (сорбционный) методы.

*Психрометрический метод* измерения основан на охлаждении одного из двух психрометрических термометров за счет испарения, так как его резервуар обернут кусочком батиста и перед измерением смачивается дистиллированной водой. На этом принципе действуют стационарный и аспирационный психрометры.

*Гигрометрический (сорбционный) метод* измерения влажности воздуха основан на свойстве гигроскопических тел реагировать на изменение влажности воздуха.

Волосной гигрометр МВ-1 служит для измерения относительной влажности воздуха. Действие прибора основано на свойстве обезжиренного человеческого волоса изменять длину в зависимости от относительной влажности воздуха.

Гигрограф волосной М-21А применяют для непрерывной регистрации относительной влажности воздуха.

Водяной пар, содержащийся в атмосфере, имеет большое значение в сохранении тепла на земной поверхности, так как он поглощает излучаемое ею тепло. Влажность воздуха относится к числу элементов погоды, имеющих существенное значение и для сельскохозяйственного производства.

Влажность воздуха оказывает большое влияние на растение. Она в значительной степени обуславливает интенсивность транспирации. При высокой температуре и пониженной влажности (< 30%) транспирация резко увеличивается

и у растений возникает большой недостаток воды, что отражается на их росте и развитии. Например, отмечается недоразвитие генеративных органов, задерживается цветение.

Низкая влажность в период цветения обуславливает пересыхание пыльцы и неполное оплодотворение, что у зерновых, например, вызывает череззерницу. В период налива зерна чрезмерная сухость воздуха приводит к тому, что зерно получается щуплым, урожай снижается.

Малое влагосодержание воздуха приводит к мелкоплодию плодовых, ягодных культур, винограда, слабой закладке почек под урожай будущего года и, следовательно, снижению урожая.

Влажность воздуха отражается и на качестве урожая. Отмечено, что низкая влажность снижает качество льноволокна, но повышает хлебопекарные качества пшеницы, технические свойства льняного масла, содержание сахара в плодах и т.д.

Особенно неблагоприятно снижение относительной влажности воздуха при недостатке почвенной влаги. Если жаркая и сухая погода длится продолжительное время, то растения могут засохнуть.

Отрицательно сказывается на росте и развитии растений и длительное повышение влагосодержания ( $> 80\%$ ). Избыточно высокая влажность воздуха обуславливает крупноклеточное строение ткани растений, что приводит в дальнейшем к полеганию зерновых культур. В период цветения такая влажность воздуха препятствует нормальному опылению растений и снижает урожай, так как меньше раскрываются пыльники, уменьшается лёт насекомых.

Повышенная влажность воздуха задерживает наступление полной спелости зерна, увеличивает содержание влаги в зерне и соломе, что, во-первых, неблагоприятно отражается на работе уборочных машин, а во-вторых, требует дополнительных затрат на просушку зерна.

Снижение дефицита насыщения до 3 гПа и более приводит практически к прекращению уборочных работ из-за плохих условий.

В теплое время года повышенная влажность воздуха способствует развитию и распространению ряда грибных заболеваний.

### ***Испарение воды и конденсация водяного пара***

Испарением называют переход вещества из жидкого или твердого состояния в газообразное. Испарение является одним из основных звеньев в круговороте воды на земном шаре, а также важнейшим фактором теплообмена в растительных и животных организмах [10].

На испарение затрачивается значительное количество тепла, составляющее для всей земной поверхности порядка  $12,6 \cdot 10^{23}$  Дж в год, или около 30% поглощаемого Землей солнечного тепла. За год с поверхности Мирового океана испаряется около  $450 \cdot 10^3$  км<sup>3</sup> воды, а с поверхности суши –  $70 \cdot 10^3$  км<sup>3</sup>.

Количественно испарение характеризуется скоростью испарения – массой воды, испарившейся с единицы поверхности за единицу времени. Для практических целей скорость испарения выражается высотой слоя воды (в



миллиметрах), испарившейся за единицу времени. Слой воды высотой 1 мм, испарившейся с площади 1 м<sup>2</sup> соответствует массе воды в 1 кг или 1 л воды (1 мм слоя воды = 10 м<sup>3</sup>/га = 10 т/га).

На интенсивность испарения влияют многие факторы, в том числе и метеорологические. Главные из них – температура испаряющей поверхности, влажность воздуха и ветер. Согласно закону Дальтона скорость испарения со прямо пропорциональна разности между давлением насыщенного пара  $E_n$ , вычисленным по температуре испаряющей поверхности, и парциальным давлением водяного пара  $e$ , находящегося в воздухе, и обратно пропорциональна атмосферному давлению

$$R_{co} = [A (E_n - e) J : P], \quad (9.1)$$

где  $A$  – коэффициент пропорциональности, зависящий в частности от скорости ветра.

Из закона Дальтона следует, что скорость испарения будет возрастать по мере увеличения разности  $(E - e)$ , т.е. дефицита влажности воздуха, вычисленного по температуре испаряющей поверхности.

Влияние атмосферного давления обусловлено тем, что его увеличение затрудняет отрыв молекул воды от испаряющей поверхности. В связи с тем, что у поверхности земли атмосферное давление колеблется в сравнительно небольших пределах, оно несущественно влияет на скорость испарения и учитывается главным образом при сравнении скорости испарения на разных высотах в горной местности. При прочих равных условиях скорость испарения с высотой возрастает.

Зависимость скорости испарения от скорости ветра связана с турбулентной диффузией пара, которая становится интенсивнее по мере усиления ветра.

Под испаряемостью понимают максимальное количество влаги в миллиметрах, которое может в данных метеорологических условиях испариться с водной поверхности или с поверхности переувлажненной почвы за какой-либо промежуток времени.

На европейской части территории России испаряемость возрастает с северо-запада на юго-восток, так как в этом направлении увеличиваются тепловые ресурсы и сухость воздуха. Средняя годовая испаряемость в Санкт-Петербурге – 320 мм, в Москве – 420 мм, в Астрахани – 850 мм. В этом же направлении увеличивается разность между возможным и фактическим испарением с почвы.

Испарение с деятельной поверхности имеет выраженный суточный ход, особенно в теплое время года.

В суточном ходе испарение следует за дефицитом влажности воздуха, который следует за температурой. Испарение начинается утром, приблизительно через 1 ч после восхода Солнца, и прекращается вечером, примерно за 1 ч до захода Солнца. В ночное время суток испарение практически равно нулю.

Максимум испарения наблюдается в 13-14 ч, когда достигают наибольших значений температура испаряющей поверхности, дефицит насыщения водяного пара и скорость ветра.

На годовой ход испарения, как и на суточный, главное влияние оказывает температура. Поэтому наибольшее испарение бывает в летние месяцы (июнь-

июль), иногда и в мае, а наименьшее - в январе или декабре. Весной вследствие малой абсолютной влажности воздуха испарение бывает больше, чем осенью.

Для изучения испарения с водной поверхности, т.е. испаряемости, в различных климатических условиях организована сеть водноиспарительных станций, на которых устанавливают испарительные бассейны площадью 20 м<sup>2</sup>, а также испарители ГГИ-3000 (площадь 0,3 м<sup>2</sup>, глубина 60 см). Наблюдения за испарением с водной поверхности заключается в определении изменений уровня воды в бассейне и испарителях с учетом количества выпавших осадков.

Для измерения испаряемости с поверхности почвы используют прибор лизиметр. В нем устанавливается уровень воды, обеспечивающий неограниченное потребление влаги растениями.

Фактическое испарение влаги с полей, занятых, сельскохозяйственными культурами, определяют с помощью почвенного испарителя ГГИ-500-50 (рис. 9.1). В зоне недостаточного увлажнения используют испаритель ГГИ-500-100 (для слоя почвы 0-100 см). Каждый из них состоит из двух металлических цилиндров.

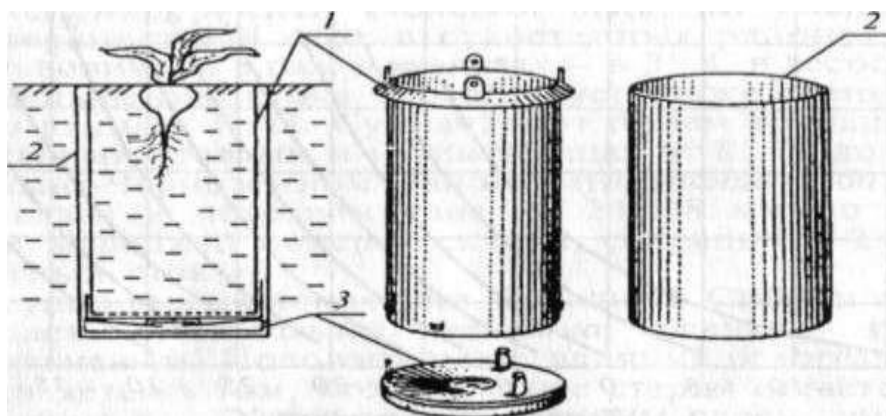


Рисунок 5 – Почвенный испаритель ГГИ-500-506:

1 – внутренний цилиндр; 2 – внешний цилиндр; 3 – водосборный сосуд

Во внутреннем цилиндре находится почвенный монолит с ненарушенной структурой почвы и растительностью. Дно внутреннего цилиндра имеет отверстия, через которые стекает избыток воды от выпавших дождей в водосборный сосуд. Для определения испарения цилиндр с почвенным монолитом каждые пять дней вынимают из внешнего цилиндра и взвешивают.

Испарение рассчитывают по формуле

$$E = 20 (q_x - q_2) - \tau + \gamma, \quad (9.2)$$

где  $E$  – слой воды, испарившейся между двумя взвешиваниями, мм; 20 – множитель для перевода количества испарившейся воды из килограммов в миллиметры;

$q_x - q_2$  – масса монолита соответственно в предыдущий и текущий сроки измерений, кг;

$\tau$  – количество воды, просочившейся в водосборный сосуд, мм;

г – количество выпавших осадков за период между взвешиваниями, мм.

Два раза в месяц, а также после сильных ливней монолит в внутреннем сосуде меняют.

Наиболее совершенным прибором является гидравлический почвенный испаритель (ГПИ). Это сложная установка, в которой монолит почвы массой около 400 кг при площади испаряющей поверхности 2000 см<sup>2</sup> помещен в поплавок, находящийся в баке с водой. Глубина погружения монолита меняется в зависимости от испарения. Определение значения испарения как с водных поверхностей,

так и с поверхности суши очень важно для решения ряда прикладных задач, связанных, например, с осушением, орошением, водоснабжением и т.д. Поэтому в практике нашли применение различные эмпирические методы. Для оценки максимально возможного испарения можно использовать формулы Н. Н. Иванова, С. И. Костина, Г. Т. Селянинова, А. М. Алпатьева, М. И. Будыко и др. Фактическое испарение с полей можно рассчитать по уравнениям теплового или водного баланса.

Расход влаги определяют также с помощью графиков и номограмм. Например, для расчета максимально возможного испарения с поля при оптимальном увлажнении почвы можно использовать графики и номограммы.

Конденсация (сублимация) водяного пара. При конденсации выделяется тепло, нагревающее воздух, особенно более высокие слои атмосферы, где образуются облака.

Продуктами конденсации являются туманы, облака, а также жидкие и твердые осадки, выпадающие из облаков. Туманы – скопление продуктов конденсации или сублимации водяного пара в воздухе непосредственно у земной поверхности. Основной причиной образования тумана является охлаждение нижних слоев воздуха под влиянием холодной подстилающей поверхности (радиационный туман) или адвекция теплого воздуха на охлажденную поверхность (адвективный туман) [11].

Облака – системы продуктов конденсации и сублимации водяного пара, взвешенных в атмосфере на некоторой высоте.

По составу их делят на 3 группы:

- 1) водяные;
- 2) ледяные или кристаллические;
- 3) смешанные.

*Высоту*, на которой водяной пар в поднимающемся воздухе становится насыщенным, называют *уровнем конденсации*. В воздухе, поднимающемся выше уровня конденсации, образуются продукты конденсации – облака. Высота облаков и их строение связаны с высотой уровня конденсации, уровня нулевой изотермы, уровня замерзания и уровня конвекции. Уровень конденсации обычно совпадает с нижней границей облаков. Между уровнем конденсации и уровнем нулевой изотермы облака состоят из капель или тающих снежинок. Выше, до уровня замерзания, облака состоят из переохлажденных капель и снежинок, а выше этого уровня – из кристаллов льда. Верхняя граница облаков определяется уровнем

конвекции.

К внутримассовым облакам относятся слоистые, а также некоторые слоисто-кучевые, высоко-кучевые облака, возникающие в связи с охлаждением воздуха от подстилающей поверхности, с динамической турбулентностью и волновыми движениями на поверхности слоя инверсии. Основным процессом образования фронтальных облаков является восходящее натекание массы теплого воздуха на массу более холодного воздуха.

Согласно международной классификации облака делятся на 4 семейства и 10 родов (форм):

1. Облака верхнего яруса (высота основания более 6 км):
  - 1) Cirrus (Ci) – перистые;
  - 2) Cirrocumulus (Cc) – перисто-кучевые;
  - 3) Cirrostratus (Cs) – перисто-слоистые.
2. Облака среднего яруса (высота основания от 2 до 6 км):
  - 4) Altcumulus (Ac) – высоко-кучевые;
  - 5) Altostratus (As) – высоко-слоистые;
3. Облака нижнего яруса (высота основания менее 2 км):
  - 6) Stratus (St) – слоистые;
  - 7) Stratocumulus (Sc) – слоисто-кучевые;
  - 8) Nimbostratus (Ns) – слоисто-дождевые.
4. Облака вертикального развития (нижнее основание на высоте 0,5-1,5 км, а вершины могут достигать верхнего яруса):
  - 9) Cumulus (Cu) – кучевые;
  - 10) Cumulonimbus (Cb) – кучево-дождевые.

Степень покрытия неба облаками определяют глазомерно в баллах от 0 до 10. Высоту определяют глазомерно или инструментально с помощью прибора ИВО. Основные осадки выпадают из слоисто-дождевых и кучево-дождевых облаков.

### ***Осадки, снежный покров, почвенная влага.***

*Осадки* являются основным источником влаги в почве и играют важную роль в жизни растений. По форме осадки, выпадающие из облаков, делятся на твердые, жидкие и смешанные.

Твердые – снег, снежные зерна, снежная крупа, ледяная крупа, ледяной дождь, град.

Жидкие – дождь и морось.

Смешанные – мокрый снег, снег с дождем.

В зависимости от физических условий образования и по характеру выпадения осадки подразделяются на обложные, ливневые и морозящие.

*Обложные осадки* – продолжительные, выпадающие одновременно на больших площадях осадки средней интенсивности. Время их выпадения колеблется от нескольких часов до десятков часов. В умеренных широтах они дают большую

часть в годовой сумме осадков.

*Ливневые осадки* выпадают в виде дождя, снега, крупы и града. Отличаются внезапностью начала и конца выпадения, как правило, большой интенсивностью и малой продолжительностью. Нередко сопровождаются грозами и шквалами.

*Морозящие осадки* – морось, снежные зерна или мельчайшие снежинки. Характеризуются очень слабой интенсивностью выпадения и малым количеством осадков. Количество осадков определяется слоем воды, который образовался бы на ровной поверхности при условии, если бы вода не стекала с нее, не просачивалась в почву и не испарялась. Толщину этого слоя выражают в миллиметрах.

*Суточный ход осадков* на суше разделяется на 2 типа: континентальный и береговой. В континентальном типе наблюдается 2 максимума и 2 минимума осадков. Главный максимум приходится на послеполуденные часы (14-16 часов), когда наиболее развиты облака конвекции; вторичный – рано утром, когда сильнее всего развиты слоистые облака, связанные с ночным охлаждением. Минимумы отмечаются после полуночи и перед полуднем. В береговом типе максимум приходится на ночь и утро, минимум – на послеполуденные часы.

*Годовой ход осадков* зависит от особенностей общей циркуляции атмосферы и местных физико-географических условий. Он разделяется на 4 типа: экваториальный, тропический, субтропический и тип умеренных широт.

Экваториальный тип характеризуется очень большим количеством осадков (в среднем по зоне около 2000 мм в год). Здесь наблюдается 2 максимума в периоды весеннего и осеннего равноденствий, когда полуденные высоты солнца наибольшие и сильнее всего развита конвекция, и 2 минимума – после летнего и зимнего солнцестояний.

В тропическом типе наблюдается дождливый сезон на протяжении летних месяцев и сухой сезон – в остальное время года. Такое распределение осадков связано в основном с особенностями муссонной циркуляции.

Для субтропического типа характерно очень малое количество осадков, особенно летом, что обусловлено влиянием субтропических антициклонов.

В типе умеренных широт внутригодовое распределение осадков обусловлено особенностями циклонической деятельности и годовым ходом облаков конвекции. Над континентами максимум осадков приходится на лето, минимум – на зиму. Летний максимум связан с выпадением ливневых осадков из облаков конвекции. В умеренных широтах больше всего осадков выпадает на западных частях континента, находящихся под сильным влиянием циклонов, и на восточных побережьях, подверженных влиянию муссонов.

*Снежный покров.* Зимой в умеренных и высоких широтах осадки выпадают преимущественно в виде снега. В результате этого на поверхности земли устанавливается снежный покров. В силу своих физических свойств он обладает слабой теплопроводностью, благодаря чему почва, покрытая снегом, защищена от резких колебаний температуры, а зимующие культуры – от вредного воздействия низких температур [12].

Снежный покров аккумулирует осадки холодного периода и весной при

таянии снега дает много воды, значительная часть которой проникает в почву. Высота снежного покрова измеряется с помощью постоянных снегомерных реек, устанавливаемых на постоянных участках, и переносных снегомерных реек, применяемых при снегомерных съемках. Кроме высоты снежного покрова при снегомерной съемке с помощью весового снегомера определяется плотность снега. Зная высоту и плотность снега, можно легко определить запас содержащейся в нем воды в мм. Для этого надо увеличить в 10 раз произведение средней высоты и средней плотности снежного покрова.

Плотность свежеснежавшего снега очень мала и составляет примерно  $0,1 \text{ г/см}^3$ . Под действием собственной массы, ветра и оттепелей снег уплотняется и в конце зимы плотность его превышает  $0,3 \text{ г/см}^3$ . За зиму в снеге накапливаются большие запасы воды (до 200 мм и более).

Почвенная влага является главным источником водоснабжения растений. Она участвует в процессе фотосинтеза, обеспечивает терморегуляцию растений и снабжает их элементами минерального питания. В отличие от чистой воды, почвенная влага всегда является раствором и находится под воздействием сил, зависящих от размеров и формы почвенных пор, а также от природы почвенных частиц, что обуславливает неоднородность ее физических и химических свойств резкое отличие этих свойств от свойств обыкновенной воды.

Соответственно механизму удержания воды в почве выделяют 3 различные по физическим и химическим свойствам категории почвенной влаги: связанную, капиллярную и гравитационную. Связанная вода удерживается адсорбционными силами на поверхности почвенных частиц и по своим физическим свойствам близка к твердому телу (неподвижна, не растворяет электролиты и не замерзает даже при очень низких температурах). Капиллярная вода удерживается и перемещается в почве под действием капиллярных сил, возникающих на поверхности раздела, вода-воздух за счет разности поверхностных давлений. Она способна перемещаться как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях и заполняет почвенные поры до тех пор, пока почва не достигнет состояния капиллярного насыщения.

Гравитационная вода находится вне влияния сорбционных и капиллярных сил и под действием силы тяжести просачивается вниз. По своим свойствам она практически не отличается от обычной воды. Вследствие постоянного обмена между почвой, растениями и атмосферой содержание влаги в почве непрерывно изменяется. Совокупность всех колебаний содержания влаги в почве называют режимом влажности почвы. Он зависит от состава и свойств самой почвы – ее гигроскопичности, водопроницаемости, влагоемкости и др., а также от климатических и погодных условий, рельефа, приемов обработки почвы, биологических особенностей культур и т.д.

Основным источником почвенной влаги в естественных условиях являются атмосферные осадки, а также влага, поступающая из грунтовых вод за счет поверхностного и внутрпочвенного притока и конденсации влаги из атмосферы. Совокупность всех величин прихода влаги в почву и расхода из неё называется водным балансом почвы. Водный баланс может быть составлен за любой

промежуток времени: период вегетации в целом, тот или иной отрезок вегетации, отдельный сезон, год и т.д. Полный водный баланс может быть представлен следующим уравнением:

$$W_k - W_n = (O_c + ПГВ + ППр + ВППр + К) - (Ис + Тр + ОГВ + ПС + ВПС), \quad (8.4)$$

где  $W_n$  и  $W_k$  – запасы влаги в почве на начало и конец периода;  $O_c$  – осадки;  $ПГВ$  – приток из грунтовых вод;  $ППр$  – поверхностный приток;  $ВППр$  – внутрпочвенный приток;  $К$  – конденсация влаги из атмосферы (роса, туман);  $Ис$  – испарение;  $Тр$  – транспирация;  $ОГВ$  – отток в грунтовые воды;  $ПС$  – поверхностный сток;  $ВПС$  – внутрпочвенный сток.

На практике для расчетов водного баланса обычно используется упрощенное уравнение, включающее основные элементы. По этому уравнению рассчитывают суммарное испарение:

$$Ис = W_n - W_k + O_c. \quad (8.5)$$

При отсутствии осадков почва в результате испарения с ее поверхности и потребления растениями может иссушиться до такого состояния, при котором растения начинают увядать. Этот предел влажности почвы, при котором появляются необратимые признаки устойчивого завядания растений, даже если их поместить в темное помещение, в котором воздух близок к насыщению водяными парами, называется *влажностью завядания*.

Влажность устойчивого завядания зависит от механического состава почвы, количества гумуса и примерно соответствует всему количеству имеющейся в почве связанной воды. Почвенную влагу сверх влажности устойчивого завядания, доступную для растений, называют продуктивной влагой. Часть почвенной влаги, которая удерживается почвой и не впитывается корнями, называют непродуктивной влагой или мертвым запасом влаги. Количество продуктивной влаги в почве принято выражать в мм слоя воды, что позволяет сопоставлять ее запасы с расходами воды на испарение и с количеством выпадающих осадков.

Для расчета запасов продуктивной влажности почвы, выраженной в мм, применяют формулу

$$W_{пр} = 0,1 d (W - Вз) h, \quad (8.6)$$

где  $W_{пр}$  – запасы продуктивной влаги в почве (мм);  $d$  – объемный вес почвы, г/см<sup>3</sup>;  
 $W$  – влажность почвы в процентах от массы абсолютно сухой почвы;

$Вз$  – влажность устойчивого завядания в % от абсолютно сухой почвы;

$h$  – толщина слоя почвы, см;

0,1 – коэффициент для перевода запасов влаги в мм водяного слоя.

Таким образом, для определения запасов продуктивной влаги в почве необходимо располагать данными об объемной весе данной почвы, влажности ее устойчивого завядания и информацией о процентном содержании воды от массы

абсолютно сухой почвы. Объемный вес и влажность устойчивого завядания почвы представляют собой агрогидрологические константы, которые определяются для каждого типа почвы, и если нет конкретной информации по данному полю, то их можно взять из справочника «Агрогидрологические свойства почвы». Содержание влаги в процентах от абсолютно сухой почвы определяют термостатно-весовым методом. Для этого с помощью почвенного бура через каждые 10 см отбираются почвенные образцы, которые помещаются в алюминиевые стаканчики. Затем эти образцы доставляются в лабораторию, где они взвешиваются, высушиваются в термостате и снова взвешиваются, после чего разность веса влажной и абсолютно сухой почвы делится на вес абсолютно сухой почвы и определяется процентное содержание воды в почве.

Потребность растений во влаге зависит от погоды, фазы развития, мощности корневой системы и т.д. Мерой потребности растений во влаге может служить величина транспирационного коэффициента, равного количеству воды, расходуемой путем транспирации на создание единицы сухого вещества. Косвенным методом потребность растений во влаге определяют по величине испаряемости и рассчитывают по формуле

$$Z_o = 0,4 \cdot d. \quad (8.7)$$

При этом считается, что зеленые растения испаряют влагу точно так же, как свободная водная поверхность, благодаря огромному количеству устьиц.

Влагообеспеченностью растений называют степень соответствия потребности растений во влаге имеющимся запасам продуктивной влаги в почве. Количественно ее рассчитывают как отношение имеющихся ресурсов влаги к потребности растений во влаге. Общие ресурсы влаги рассчитывают по уравнению водного баланса:

$$Z = W_n - W_k + r, \quad (8.8)$$

где  $Z$  – суммарное испарение, мм;

$W_n$  – начальные запасы продуктивной влаги в 0-100 см слоепочвы;

$W_k$  – конечные запасы влаги;

$r$  – сумма осадков за рассчитываемый период, мм.

Необходимо отметить, что на испарение (транспирацию) растения расходуют в среднем свыше 95% всего количества поглощаемой ими воды. Расчет показателя влагообеспеченности имеет очень важное практическое значение, так как с ним тесно связана величина урожая. В частности, на основе этого показателя составляются прогнозы урожайности яровой пшеницы. Кроме того, по данному показателю оценивается степень благоприятности сложившихся в период вегетации агрометеорологических условий. Так, согласно данному показателю, условия вегетации считаются благоприятными, если влагообеспеченность вегетационного периода составляет 80-90% и более. При  $V = 60-70\%$  условия оцениваются как средnezасушливые, а при  $V = 40-50\%$  и менее – как сильнозасушливые.

Исследование закономерностей формирования почвенной влаги позволило выделить 4 преобладающих типа годового хода запасов продуктивной влаги в почве, которые соответствуют четырем агрогидрологическим зонам: обводнения,



капиллярного увлажнения, полного весеннего промачивания и слабого весеннего промачивания.

*Зона обводнения* охватывает Прибалтику, север Белоруссии, северные районы ЕТР и таежные районы Западно-Сибирской низменности. Здесь в течение всего года в корнеобитаемом слое почвы имеется большое количество легкодоступной влаги. Наибольшее количество влаги наблюдается в конце зимы (до 300 мм). Весной избыток влаги с оттаиванием почвы уходит с поверхностным стоком и в грунтовые воды. Наименьшие запасы наблюдаются в июле и составляют 150 мм в метровом слое.

*Зона капиллярного увлажнения* расположена к югу. Здесь грунтовые воды достигают корнеобитаемого слоя почвы в период наивысшего стояния, а верхняя граница капиллярной каймы находится в этом слое почвы в течение всего года. Накопление влаги, как и в зоне обводнения, происходит в зимний период. Наименьшие запасы продуктивной влаги бывают в июле и составляют около 100 мм.

*Зона полного капиллярного промачивания.* Здесь грунтовые воды залегают глубоко. Максимальные влагозапасы наблюдаются весной: почва промачивается на глубину метрового слоя до наименьшей влагоемкости, что составляет от 170 до 200 мм. Минимальные запасы бывают в конце вегетации и составляют 50-100 мм.

*Зона слабого весеннего промачивания.* Почва здесь даже весной промачивается на глубину менее 1 м. Наименьшие запасы наблюдаются осенью. В засушливые годы возможно полное иссушение почвы до глубины 50 см и ниже. Вегетационный период характеризуется огромным расходом запасов почвенной влаги на испарение и транспирацию, которые обычно не компенсируются поступлением влаги за счет осадков и капиллярного подтока.

Скорость расходования влаги в течение периода вегетации сильно меняется, причем в каждой зоне и под каждой культурой по-своему. В районах глубокого стояния грунтовых вод, где капиллярный подток отсутствует (Безенчук, Саратов), наибольшие расходы влаги происходят путем транспирации и достигают максимальных значений в репродуктивный период, особенно в период выход в трубку – цветение, когда корневая система и надземная масса достигают своей максимальной мощности. Для зерновых культур в начальный период роста (от посева до кущения) определяющее значение имеют запасы продуктивной влаги в верхнем пахотном слое почвы 0-20 см. Оптимальными в этот период считаются запасы продуктивной влаги около 30 мм. При запасах влаги менее 5 мм всходы зерновых совсем не появляются.

Декада с запасами влаги менее 20 мм считается засушливой и обуславливает ухудшение состояния растений. При снижении запасов влаги до 10 мм наблюдается резкое ухудшение состояния растений и начинается почвенная засуха. 10 мм соответствует влажности завядания. В период после выхода в трубку и до восковой спелости оцениваются запасы метрового слоя почвы. В фазу колошения оптимальным считается увлажнение, равное 80 мм. Если запасы становятся ниже этого предела, то они оцениваются как недостаточные для полноценного налива зерна. При запасах менее 60 мм декада считается сухой. В

фазу молочной спелости оптимальным считается увлажнение 50-60 мм, если влажность почвы понижается до 25 мм и менее, то декада считается сухой, а дефицит почвенной влаги вызывает щуплость зерна.

Засуха – сложное явление, которое возникает при таком сочетании недостатка осадков и повышенной испаряемости, которое вызывает резкое несоответствие между потребностью растений во влаге и ее поступлением из почвы, в результате чего заметно снижается урожай сельскохозяйственных культур. В условиях длительного отсутствия осадков сначала возникает атмосферная засуха, характеризующаяся очень низкой относительной влажностью воздуха и высокими значениями дефицита влажности воздуха. Почвенная засуха является следствием атмосферной засухи и характеризуется отсутствием в почве физиологически доступной растениям влаги. Согласно существующим критериям оценки интенсивности почвенных засух по запасам продуктивной влаги в почве, 2-3 сухие декады подряд являются признаком засухи средней интенсивности, 4-5 сухих декад подряд свидетельствуют о почвенной засухе сильной интенсивности.

*Приемы регулирования водного режима почвы.* Основными методами регулирования водного режима почвы являются орошение, осушение, полезащитное лесоразведение, снежные мелиорации, сохранение чистых паров и соответствующие приемы обработки почвы.

### **Вопросы для самоконтроля**

1. Характеристики измерений влажности почвы.
2. Суточный и годовой ход характеристик влажности.
3. Что такое продуктивная и непродуктивная влага?
4. Каким методом определяют запасы продуктивной влаги в почве?
5. Как определяют потребность растений во влаге?
6. Что такое влагообеспеченность растений?
7. Какова динамика запасов продуктивной влаги в период вегетации растений?
8. Каковы приемы регулирования водного режима почв?
9. Почвенная засуха.
10. Суточный и годовой ход испарения.
11. Методы определения испаряемости и испарения.
12. Что такое испарение и испаряемость?
13. Что такое конденсация? Каковы продукты конденсации водяного пара?
14. Какие виды и типы осадков существуют?
15. Каково значение осадков для формирования урожая?
16. Каковы типы суточного и годового хода осадков?
17. Каково значение снежного покрова в сельском хозяйстве?
18. Облака и их разновидности.
19. Продукты конденсации водяного пара.

## 7. ВЕТЕР, ПОГОДА И ЕЕ ПРЕДСКАЗАНИЕ

### *Ветер и его виды.*

Ветром называется горизонтальное перемещение воздуха относительно земной поверхности. Причиной возникновения ветра является сила горизонтального градиента давления, который всегда направлен от высокого давления к низкому давлению. Ветер характеризуется скоростью и направлением. Скорость ветра обычно выражается в м/сек и зависит от величины горизонтального градиента давления. Чем больше разность давления, тем больше скорость ветра. Направление ветра определяется географическим румбом той точки горизонта, откуда он дует. При его измерении используется 16 румбов (8 основных и 8 промежуточных): С, СВ, В, ЮВ, Ю, ЮЗ, З, СЗ. Международные обозначения: N – норд (север), E – ост (восток), S – зюйд (юг), W – вест (запад). Важнейшими силами, влияющими на движение воздуха, являются сила горизонтального градиента давления (градиентная сила), отклоняющая сила вращения Земли (сила Кориолиса) и сила трения. Взаимодействие этих сил определяет закономерности движения воздуха в данных условиях, в том числе скорость и направление ветра. Воздушными течениями называются системы ветров над более или менее обширными пространствами, захватывающие значительную толщу атмосферы и обладающие определенной устойчивостью во времени. К основным воздушным течениям относятся пассаты, муссоны, воздушные течения в циклонах и антициклонах, струйные течения, наблюдающиеся в высоких слоях атмосферы и местные ветры (фёны, бризы, бора, горно-долинные ветры и т.д.). Сложная и непрерывно меняющаяся во времени и пространстве система крупномасштабных воздушных течений над земным шаром называется общей циркуляцией атмосферы.

Воздушные течения в нижнем слое атмосферы, характерные для определенных ограниченных географических районов, называют местными ветрами. Происхождение их различно.

Местные ветры могут быть результатом разного нагревания земной поверхности (ветры термического происхождения: бризы, горно-долинные), механического возмущения воздушных течений, вызванных рельефом местности (фён, бора) и т. д.

*Бризами* называют ветры, наблюдающиеся на побережьях морей, озер и характеризующиеся сменой их направления в течение суток: ночью они направлены с суши на водные поверхности, днем, наоборот, с водной поверхности на сушу. Бризы связаны с суточным ходом температуры деятельной поверхности. Днем поверхность суши нагревается больше, чем водоема, поэтому атмосферное давление над ней понижается, и в слое до 1...2 км возникает перенос воздуха с водоема на сушу дневной (морской) бриз. Ночью, наоборот, водоем теплее суши и распределение давления обратное: над сушей больше, чем над водой. И в нижних слоях создается перенос воздуха с суши на водоем береговой (ночной) бриз. Береговой бриз меняется на морской незадолго до полудня, морской на береговой

вечером. Выше 1...2 км наблюдается перенос воздуха в обратном направлении - антибриз, образующий вместе с бризом замкнутую циркуляцию. От береговой линии бризы распространяются вглубь суши или моря на десятки километров. Скорость ветра при бризах 3...5 м/с.

Морские бризы оказывают заметное влияние на условия погоды в прибрежной полосе суши: понижают температуру (на 2...3 °С и более) и повышают влажность воздуха (на 10...20 % и более). Особенно резко это выражено в тропиках, в областях антициклонов.

В России бризы наблюдаются в теплое время года на побережьях Черного, Азовского, Каспийского и Балтийского морей. На побережьях больших озер бризы выражены слабо и распространяются на сушу лишь на небольшое расстояние от побережья.

*Горно-долинные ветры* представляют собой местную циркуляцию с суточной периодичностью, возникающую вследствие различий в нагревании и охлаждении воздуха над хребтом и над долиной. Днем долина и нижние части склонов нагреваются сильнее, чем вершины, и теплый воздух поднимается по склонам вверх, формируя *долинный* ветер. Ночью со склонов гор стекает холодный, тяжелый воздух - горный ветер. Если долина слабо продуваема, то воздух здесь застаивается и еще больше охлаждается. Весной горный ветер может вызвать понижение температуры, опасное для цветущих садов. Фён - теплый, иногда горячий, сухой и порывистый ветер, дующий временами с гор в долины.

Фён образуется при перетекании воздуха через высокие горные хребты, расположенные перпендикулярно к воздушному потоку. Поднимаясь по наветренной стороне горы, воздух охлаждается, пар в нем конденсируется, образуются облака, могут выпасть осадки. Перевалив через хребет и опускаясь по склону, воздух нагревается, оставшийся в нем водяной пар удаляется от состояния насыщения, и воздух приходит в долину с низкой относительной влажностью и высокой температурой. Чем больше высота, с которой опускался воздух, тем выше температура фёна.

Фёны наблюдаются в течение всего года, но наиболее часты зимой и весной. Весной продолжительные и интенсивные фёны ускоряют таяние снега в горах, что приводит к повышению уровня и разливу рек. Зимой фёны нередко вызывают снежные обвалы в горах. Летом фён своей высокой температурой и низкой влажностью отрицательно действует на растительность, а длительные сильные фёны могут вызвать засуху на значительной территории. Чаще всего фён продолжается менее суток, в отдельных случаях - до 5 сут и более. В горах фёновая погода наблюдается часто: в Кутаиси (Кавказ) - около 115, в Инсбруке (Альпы) - 80 сут в году. В каждой стране этот ветер имеет свое название, например в Италии сирокко.

На территории России фёны хорошо выражены на Кавказе и Алтае.

*Бора* - штормовой, порывистый и холодный ветер, дующий с низких горных хребтов в сторону теплого моря. Образуется бора преимущественно в холодное время года, когда над охлажденным континентом устанавливается область повышенного давления. При таком распределении давления холодный

воздух начинает двигаться в сторону моря.

Благоприятные условия для развития боры в России имеются, например, в районе Новороссийска, расположенного на северо-восточном берегу Черного моря и отделенного сравнительно невысоким горным хребтом от внутреннего нагорья. Зимой это нагорье сильно охлаждается и возникает большая температурная разница с теплым морским побережьем. Если с севера к Черному морю приближается еще и холодный арктический воздух, то возникает большой барический градиент, обуславливающий ветры со скоростями до 40 м/с и более. Холодный ветер, врываясь в бухту, разбрызгивает воду, которая, оседая на судах и береговых сооружениях, замерзает и покрывает их льдом. На набережной слой льда иногда достигает толщины 2...4 м. Бора наносит значительный ущерб городу и порту: срывает крыши, разрушает линии связи и электропередачи, небольшие суда выбрасывает на берег и т.д.

В Новороссийске ее называют норд-остом, на Апшеронском полуострове - нордом, на Байкале - сармой, в долине Роны (Франция) - мистралью. Сильная бора бывает также на Новой Земле и в других местах. Дует бора от одних суток до недели.

### ***Понятие о погоде, воздушные массы и их классификация***

*Погодой* называется физическое состояние атмосферы над данной территорией в определенный момент или промежуток времени. Физическое состояние атмосферы непрерывно изменяется во времени и пространстве. Эти изменения носят периодический и непериодический характер. Периодические изменения погоды вызываются суточным и годовым ходом отдельных метеорологических элементов, обусловленных вращением Земли вокруг своей оси и обращением ее вокруг Солнца. Непериодические изменения погоды носят более резкий характер и связаны с процессами общей циркуляции атмосферы: со сменой воздушных масс, с прохождением разделяющих их фронтов, с образованием, перемещением и эволюцией циклонов и антициклонов.

*Воздушной массой* называется громадный объем воздуха, обладающий сравнительно однородными физическими свойствами и движущийся как одно целое. Горизонтальная ее протяженность может составлять несколько тысяч километров, а вертикальная мощность – от нескольких сот метров до 9-11 км (верхней границы тропосферы). Воздушная масса считается полностью сформировавшейся над данной территорией, если температура ее во времени (от суток к суткам) перестает изменяться. Необходимыми условиями для формирования воздушной массы являются наличие однородной подстилающей поверхности и длительное пребывание ее в данном районе. В этом случае воздушная масса приобретает температуру и другие физические свойства, характерные для условий погоды в районе формирования в данный сезон, существенно отличающиеся от свойств воздушной массы, формирующейся в других географических районах. Например, зимой в умеренных широтах над большими материками формируются холодные и сухие воздушные массы, над

океанами – теплые и влажные. Под влиянием циркуляционных процессов воздушная масса перемещается, принося свои свойства на другую территорию и меняя там ранее установившуюся погоду.

*Классификация воздушных масс.* Воздушные массы классифицируют по термическому и географическому признакам. По термическому признаку выделяют теплые, холодные и нейтральные воздушные массы. По географическому положению очагов формирования воздушные массы делятся на 4 типа: арктический или антарктический воздух (АВ); воздух умеренных широт (УВ); тропический (ТВ) и экваториальный (ЭВ). Каждый из этих типов воздушных масс (кроме экваториального) делится на морской и континентальный воздух. Различные по своим свойствам воздушные массы находятся в постоянном движении. Морские воздушные массы могут проникать в восточном направлении до нескольких тысяч километров, к западу на 300-1000 км, дальше они трансформируются, превращаясь в континентальные воздушные массы.

*Атмосферным фронтом называется* зона раздела между двумя различными воздушными массами. Ширина фронтальных зон у земной поверхности составляет не более 100 км, длина – несколько тысяч километров. Вверх фронтальные слои прослеживаются вплоть до стратосферы, в этих слоях они называются высотными фронтальными зонами (ВФЗ). Главной причиной образования фронтов являются условия атмосферной циркуляции, при которых происходит сближение двух резко различающихся по температуре и другим физическим свойствам воздушных масс, например сухих и холодных с влажными и теплыми.

С прохождением фронтов связаны наиболее резкие непериодические изменения погоды, выпадение большого количества осадков, сильные ветры и многие катастрофические явления погоды. При этом погода в районе фронта и после его прохождения зависит от типа этого фронта и характера встречи воздушных масс.

Теплые фронты образуются в том случае, когда масса теплого и обычно влажного воздуха натекает на клин относительно холодного воздуха и вытесняет его, захватывая новые пространства. При формировании теплого фронта на значительной территории наблюдаются определенные условия погоды. В связи с восходящим движением теплого воздуха вдоль фронта развивается мощный облачный покров, из которого выпадают осадки. Приближению теплого фронта предшествует постепенное понижение атмосферного давления. Затем последовательно появляются перистые и перисто-слоистые облака, сменяющиеся высококучевыми и высокостроистыми. Постепенно облака закрывают все небо, температура несколько повышается, давление быстро падает, и перед самым фронтом появляются слоисто-кучевые и слоисто-дождевые облака, из которых выпадают осадки. Перистые облака появляются в западной части горизонта обычно за 3 суток до начала дождя. С теплыми фронтами связаны широкие зоны выпадения осадков, которые могут продолжаться 10-12 ч, а иногда и несколько суток.

Холодный фронт образуется, когда северные ветры приносят холодный воздух в область, ранее занятую теплым воздухом. При этом более холодный и

потому более плотный воздух клином подтекает под теплый воздух, вытесняя его в сторону и вверх. На холодном фронте преобладают кучевообразные облака, выпадают ливневые осадки, часто с грозой и градом. Приближение холодного фронта отмечается понижением давления. После того как он пройдет, давление растет, а температура падает. Скорость ветра перед ХФ увеличивается, а направление его после прохождения фронта сменяется с ЮЗ на СЗ. Через 12-24 ч после прохождения фронта небо проясняется.

Относительно земной поверхности фронты перемещаются со скоростями от 30-40 до 80-100 км/ч и за сутки могут переместиться на расстояние более 1000 км. Когда теплый или холодный фронт застаивается в каком-либо районе, то образуются так называемые стационарные фронты. Они могут оставаться неподвижными в течение нескольких суток. В дальнейшем они могут снова начать двигаться или контраст температур постепенно уменьшается и фронт размывается. Иногда происходит окклюзирование фронта.

Фронты окклюзии являются следствием наложения одного фронта на другой ранее образовавшийся фронт. При этом теплый воздух вытесняется вверх и отрывается от земной поверхности, а у земли фронт перемещается под влиянием двух холодных воздушных масс. В зависимости от того, какие воздушные массы разделяют атмосферные фронты, они делятся на арктические, полярные и тропические. Изменения погоды, вызываемые фронтами, тесно связаны с развитием циклонов и антициклонов, которые на них образуются и вместе с которыми они перемещаются.

Волновая теория циклонов, которая объясняла взаимодействие встречающихся воздушных масс, была разработана крупным норвежским ученым Бьеркнесом и явилась одним из первых открытий XX в. в науке о погоде нашей планеты. Суть этой теории заключается в следующем. Когда теплый воздух движется на север, а холодный – на юг, между ними образуется пограничная область (линия). На линии встречи двух воздушных масс возникают волны. ТВ образует длинный воздушный язык, вклинивающийся в область, занятую ХВ, возникает возмущение в виде волны, в которой обе воздушные массы начинают вращаться вокруг друг друга, в результате чего вершина волны становится все более заметной. Атмосферное давление в вершине постепенно понижается, а пространство, занятое волной, расширяется. Теплый воздух при этом постепенно вытесняется вверх, а холодный продолжает перемещаться к югу. Одновременно с образованием волны создается теплый фронт вдоль восточной границы теплого языка и холодный фронт вдоль западной его границы; в верхней же, северной части теплого языка движение воздуха начинает принимать циклонический характер.

Таким образом, вследствие волнового возмущения на поверхности раздела образуется типичный циклон с теплым сектором, ограниченным с востока теплым, с запада холодными фронтами. Если мы находимся в передней части циклона, следует ожидать изменения погоды, связанного с прохождением теплого фронта, – натеканием облачности и обложных осадков. Затем мы попадаем в теплый сектор с теплой погодой. Потом следует ожидать прохождения холодного фронта со

всеми вытекающими последствиями. За холодным фронтом располагается так называемый «тыл циклона» с достаточно прохладной, а иногда и очень холодной погодой. При дальнейшем развитии циклона теплый сектор его постепенно сужается, фронты сближаются и сливаются. Наступает так называемая стадия окклюзии циклона. С момента окклюзии циклон начинает ослабевать и затухает. Обычно на фронте образуется не одна волна, а ряд волн, дающих начало серии циклонов, состоящей из 4 и более циклонов, формирующихся один за другим.

В течение года в Европу со стороны Атлантики приходит в среднем около 60 серий циклонов. Антициклоны образуются в тылу циклонов, куда проникают холодные массы воздуха. Сначала здесь образуется гребень высокого давления, перемещающийся вместе с циклонами, между которыми он располагается. Затем в нем появляется антициклональная циркуляция воздуха, возникают нисходящие движения и образуются замкнутые изобары. После этого движение антициклона замедляется, и он постепенно превращается из подвижного в малоподвижный.

Зимой в умеренных широтах над охлажденными материками создаются обширные стационарные антициклоны. Особенно мощный антициклон возникает зимой в Сибири – Азиатский максимум. Обширные стационарные антициклоны создаются в субтропических широтах океанов (в северном полушарии – Азорский и Гавайский). Кроме антициклонов формируются и постоянно действующие минимумы – Исландский минимум и Алеутская депрессия. Они носят название постоянных центров действия атмосферы.

Циклоны и антициклоны играют большую роль в осуществлении атмосферной циркуляции. С ними тесно связан перенос воздуха умеренных широт в низкие широты, где он преобразуется в тропический воздух. Тропический воздух из низких широт проникает в высокие широты, где превращается в воздух умеренных широт. Таким образом, благодаря циклонам и антициклонам совершается обмен воздушными массами высоких и низких широт, приводящий к теплообмену и влагообмену между ними.

### ***Прогнозы погоды и его виды.***

Хозяйственная деятельность человека в любой отрасли народного хозяйства зависит от погоды. Особенно это касается сельскохозяйственного производства, которое отличается от других сфер производства чрезвычайно сильной зависимостью от погодных условий, недаром его называют цехом под открытым небом. Правильный учет погодных условий позволяет получить максимальный экономический эффект и свести к минимуму ущерб от неблагоприятных явлений погоды.

Прогнозы подразделяются на краткосрочные (сутки – трое суток), долгосрочные (месяц) и сверхдолгосрочные – на сезон. При краткосрочном прогнозировании используется в основном синоптический метод, базирующийся на составлении синоптических карт регионов и их последующем анализе. Синоптические карты составляются по данным наблюдений метеорологических станций за определенный срок наблюдений, которые в зашифрованном виде



передаются в центры службы погоды. Вся эта информация о температуре, атмосферном давлении, осадках, высоте облаков, скорости и направлении ветра цифрами и условными знаками наносится на синоптическую карту, которые составляются 4 раза в сутки. Затем эти карты подвергаются обработке: проводят изобары, выявляют расположение барических систем и их центров, расположение атмосферных фронтов, выделяются зоны облачности и осадков.

Обработанная синоптическая карта дает представление о фактической погоде на больших площадях земного шара. Кроме приземных карт составляются также и карты для разных высот в атмосфере (высотные карты). Сопоставление вновь составленных синоптических карт с предыдущими картами и дает возможность проследить перемещение и эволюцию циклонов и антициклонов, атмосферных фронтов и с той или иной вероятностью наметить пути и скорости их перемещения на ближайшее время. С учетом этого и делается заключение об ожидаемой погоде в рассматриваемом районе.

Краткосрочный прогноз погоды составляется также 4 раза в сутки на 18-36 часов. Большое значение для анализа и прогноза погоды и повышения их качества имеет использование спутниковой информации и различных динамических или численных методов. В настоящее время оправдываемость краткосрочных прогнозов достаточно велика: она составляет 80-90%.

В отличие от краткосрочных прогнозов проблема долгосрочных прогнозов погоды остается чрезвычайно сложной и нерешенной. Наибольшее распространение из множества испытанных методов получил прием подбора аналогов, предполагающий, что если предыдущие условия погоды в текущем году сходны с погодой года-аналога, то и последующее развитие погоды будет сходным, а следовательно, и погода в будущем окажется примерно такой же, как в году-аналоге. Однако метод этот не свободен от грубых ошибок, и оправдываемость долгосрочных прогнозов в среднем составляет около 70%.

### **Вопросы для самоконтроля**

1. Что такое погода? С чем связаны периодические и непериодические изменения погоды?
2. Что такое воздушные массы?
3. Какова классификация воздушных масс?
4. Что такое атмосферный фронт?
5. Каковы признаки приближения фронта?
6. Что такое фронт окклюзии?
7. Что такое циклоны и антициклоны? Какую погоду определяют они зимой и летом?
8. Что такое синоптическая карта?
9. Каковы основные методы составления краткосрочных прогнозов погоды?
10. Какими методами составляются долгосрочные прогнозы погоды?

## 8. ОПАСНЫЕ ДЛЯ СЕЛЬСКОГО ХОЗЯЙСТВА МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ И МЕРЫ БОРЬБЫ С НИМИ

### *Опасные явления теплого периода и меры борьбы с ними.*

Для сельского и лесного хозяйства неблагоприятными явлениями погоды являются засухи, суховеи, пыльные бури, заморозки, градобития, сильные ливни, длительные осадки и переувлажнение почвы в период уборки урожая, а в зимний период – сильные морозы, бесснежье или высокий снежный покров, ледяные корки. Для сельского хозяйства опасны засухи, которые могут вызывать катастрофическое снижение урожайности всех сельскохозяйственных культур, деградацию лугов, почвы, падеж скота и т.д., нанося огромный ущерб современному сельскому хозяйству.

*Засухи и суховеи.* Засуха – явление в почве и атмосфере, которое возникает при длительном отсутствии осадков, высоких температурах воздуха в сочетании с большой испаряемостью. В результате этого нарушается водный баланс, и растения резко снижают свою продуктивность. Засуха представляет особую опасность, если она сочетается с неблагоприятными условиями предшествующей осени и зимы (сухая осень, малоснежная зима, глубокое промерзание почвы и т.д.) [6].

Различают почвенную засуху, характеризующуюся отсутствием физиологически доступной растениям влаги в почве, и атмосферную засуху, обуславливающую сильную транспирацию растений и испарение с поверхности почвы и воды. Когда оба эти явления наблюдаются одновременно, то говорят об общей засухе. По интенсивности различают слабые, средние, сильные и очень сильные засухи. Для количественной характеристики засух используют различные показатели.

Широко распространен критерий засухи по величине гидротермического коэффициента (ГТК) Селянинова, представляющего собой отношение количества выпавших за вегетационный период осадков к 0,1 суммы температур воздуха за тот же период. Критерии ГТК следующие:  $ГТК \leq 0,3$  соответствует очень сильной засухе, вызывающей снижение урожая более чем на 50%;  $ГТК = 0,4-0,5$  соответствует сильной засухе, вызывающей падение урожая на 30-50%;  $ГТК = 0,6-0,7$  соответствует средней засухе и вызывает снижение урожая на 20-30%.  $ГТК = 0,8-0,9$  соответствует слабой засухе, вызывающей снижение урожая на 10-20%.

Наиболее надежным показателем почвенной засухи являются данные о влажности почвы. Так, М. С. Кулик [13] критерием засушливости принимает иссушение пахотного и метрового слоя почвы. Декады, в которых запасы влаги в пахотном слое составляют менее 34-20 мм, относятся к засушливым, а менее 10 мм – к сухим и свидетельствуют о начале засухи.

По времени наступления различают весеннюю, летнюю и осеннюю засухи. В наиболее засушливые годы засухи охватывают два и даже три сезона или же засуха, начавшаяся весной, продолжается до глубокой осени и в этом случае она называется устойчивой засухой. Весенняя засуха совпадает по времени с первыми

этапами роста и развития зерновых культур. Особенно опасна для растений продолжительная весенняя засуха, развившаяся на фоне недостатка влаги в осенний и зимний периоды. Летняя засуха наблюдается обычно в то время, когда у зерновых культур происходят процессы закладки и формирования цветков – важнейших элементов продуктивности.

Поэтому засушливость летних месяцев резко снижает урожай. Осенняя засуха задерживает прорастание озимых, замедляет осеннюю вегетацию, снижает морозостойкость растений.

Засухи часто сопровождаются суховеями, что усиливает их вредное действие на растения. Под суховеем в общем смысле понимают ветер, при котором высокая температура воздуха сочетается с низкой относительной влажностью воздуха и большим дефицитом упругости водяного пара. В агрометеорологической практике суховеем обычно считают ветер скоростью более 5 м/с, при котором хотя бы в один срок наблюдений относительная влажность уменьшилась бы до 30% и ниже, температура воздуха повысилась бы до 25<sup>о</sup> и выше, а дефицит упругости водяного пара составлял бы не менее 20 мб. Суховеи в период образования цветков приводят к недоразвитию части цветков, в результате чего сильно сокращается число зерен в колосе. При цветении суховеи вызывают гибель цветков, приводят к преждевременному высыханию зерна и его щуплости.

Способы защиты от засух: орошение, полезащитное лесоразведение, влагосберегающие способы обработки почвы, правильный подбор засухоустойчивых культур, снегозадержание.

*Пыльные бури. Сильный ветер.* Продолжительные весенние засухи нередко приводят к возникновению пыльных бурь. Это сильные ветры со скоростью более 10 м/с, несущие большое количество пыли и разрушающие поверхностный слой почвы, не защищенной растительностью. Наибольшее развитие они получают в степной, полупустынной и пустынной зонах. Комплекс факторов, при которых увеличивается вероятность возникновения пыльных бурь, включает иссушенность верхнего слоя почвы, отсутствие растительного покрова на полях и низкую (менее 50%) относительную влажность воздуха. Наибольшая повторяемость пыльных бурь отмечается весной и летом.

Наиболее сильному выдуванию подвержены легкие по механическому составу почвы (песчаные, супесчаные и легкосуглинистые). Обладая значительной рыхлостью, эти почвы свободно пропускают влагу в более глубокие слои, благодаря чему их поверхность быстро иссушается и подвергается воздействию даже не очень сильного ветра.

Противоэрозионная устойчивость почвы достигается рациональными приемами обработки, внесением минеральных и органических удобрений, травосеянием и т.д. Для защиты почвы от ветровой эрозии широко используется посадка древесно-кустарниковых форм в виде полос поперек господствующего направления ветра. А также внедрение почвозащитных севооборотов с посевами многолетних трав, полосное чередование многолетних и однолетних культур, применение химических средств, увеличивающих сцепление почвенных частиц и т.д. Зональные почвозащитные мероприятия разрабатываются для каждой

почвенно-климатической зоны с учетом специфики климата и микроклимата, рельефа и типа почв, набора возделываемых культур и применяемой зональной системы земледелия.

Прогноз пыльных бурь сводится к прогнозу сильного ветра с учетом складывающейся обстановки по условиям увлажнения. В лесу сильные ветры, особенно штормовые и ураганные (со скоростями более 18 м/с) могут вызвать поломку ветвей и стволов (бурелом), вывал деревьев вместе с корнями (ветровал), обрыв части корней при раскачивании деревьев. Нередко ветровалы и буреломы полностью уничтожают насаждения на больших площадях. Наиболее подвержены ветровалу чистые насаждения с поверхностной корневой системой (ельники, пихтарники, букняки) и насаждения, произрастающие на избыточно увлажненных почвах. Для предупреждения ветровала большое значение при проведении рубок имеет тщательное соблюдение главного и промежуточного использования лесоводственных правил, учитывающих влияние ветра.

*Град. Сильные ливневые дожди.* Значительный ущерб сельскому хозяйству могут нанести такие стихийные гидрометеорологические явления, как град и сильные ливни. Причем град нередко сильно повреждает посевы и насаждения или полностью уничтожает их. В большинстве случаев размер градин составляет 1-2 см, а максимальный диаметр градин достигает 6-8 см. Наиболее интенсивные и продолжительные градобития связаны с развитием сверхмощных градовых облаков, имеющих большую горизонтальную (30 км и более) и вертикальную (12 км и более) протяженность. Град выпадает полосами. Часто ширина градовой полосы составляет 3-5 км, а длина – 15-20 км. В отдельных случаях градобитием бывают охвачены площади шириной до 20 км и длиной 100-200 км. Продолжительность выпадения града в отдельном пункте колеблется от нескольких секунд до 1 ч, чаще всего она составляет 5-10 мин.

За критерий опасного гидрометеорологического явления принят град с диаметром не менее 7 мм в период цветения и созревания сельскохозяйственных культур, когда поврежденные им органы не могут быть восстановлены. Ежегодно в мире размеры ущерба от градобитий составляют примерно 2 млрд долларов. Поэтому во многих странах разрабатываются и применяются различные способы воздействий на градовые процессы с целью уменьшения ущерба от градобитий.

Основой метода активного воздействия на градовые облака является предотвращение процесса образования крупных градин путем засева градовых облаков льдообразующими реагентами, в качестве которого чаще используется йодистое серебро. Для защиты сельскохозяйственных культур от градобитий применяются зенитные пушки или ракетные противораговые комплексы. Обнаружив с помощью радиолокаторов зону градового очага, в нее доставляют реагент с помощью снарядов или ракет.

Для проведения противораговых работ организуются противораговые отряды, каждый из которых обеспечивает защиту посевов от градобитий на площади около 100 тыс. га. Убытки от града на защищаемой территории уменьшаются на 50-70%.

Определенный ущерб сельскому хозяйству могут нанести сильные ливневые

дожди, обычно охватывающие небольшую площадь и имеющие относительно случайное пространственно-временное распределение. Суточный максимум ливневых осадков в годовом ходе повсеместно приходится на теплый период. Сильные ливневые дожди за сутки могут дать 80-100 мм осадков. В Саратове, например, 27 июня 1985 г. за сутки выпало 105 мм осадков. Естественно, что такое количество осадков не могло не иметь никаких последствий и обусловило значительное полегание посевов как озимых, так и яровых хлебов. Часто сильные ливни вызывают полегание зерновых культур на 20-30% посевных площадей, а в отдельные годы – 80%. При полегании ухудшается налив зерна, затрудняется уборка и увеличиваются потери урожая. Кроме того, ливневые дожди или длительные осадки могут вызывать стекание и прорастание зерна, особенно полеглых хлебов, способствуют развитию болезней сельскохозяйственных культур. Из-за переувлажнения почвы также могут сложиться тяжелые условия для уборки зерновых и технических культур. Сильные ливневые осадки не успевают проникнуть в почву, и большая их часть стекает, смывая верхние плодородные слои почвы со склонов и вызывая водную эрозию.

*Заморозки.* Заморозком называется понижение температуры воздуха или почвы до 0°C и ниже на фоне положительных средних суточных температур воздуха. Особенно опасны поздние весенние и ранние осенние заморозки. В вегетационный период они могут вызвать повреждение почек молодых листьев, хвои и побегов (особенно у ели), а также цветков, завязей и всходов растений. При сильных повреждениях, вызванных заморозками, растения, особенно молодые, могут погибнуть. Для большинства древесных культур в начале периода вегетации опасны заморозки с температурами ниже -3-4°C. По условиям образования заморозки разделяются на 3 типа: радиационные, адвективные и адвективно-радиационные.

*Радиационные заморозки* возникают вследствие охлаждения деятельной поверхности и прилегающих слоев воздуха из-за большого эффективного излучения. Они обычно образуются в тихую ясную погоду ночью, редко бывают сильными и с восходом Солнца быстро исчезают.

*Адвективные заморозки* образуются в результате вторжения холодных воздушных масс (обычно арктических воздушных масс). Они могут обусловить резкое и сильное понижение температуры воздуха, начаться в любое время суток и длиться непрерывно несколько суток подряд. Эти заморозки охватывают большие территории и мало зависят от местных условий.

*Адвективно-радиационные заморозки* возникают при адвекции холодного воздуха, охлаждение которого усиливается большим эффективным излучением. Наиболее сильными эти заморозки бывают ночью при ясной погоде. При радиационных и адвективно-радиационных заморозках всегда образуются приземные инверсии температуры. Более сильными и частыми заморозки бывают в пониженных формах рельефа, куда скатывается более холодный воздух, а также над темными и рыхлыми почвами.

Радиационные и адвективно-радиационные заморозки усиливаются в ясную погоду при сухом воздухе и слабом ветре. Опасность заморозков для культурных

растений различна и зависит от вида, сорта и фазы развития растений, а также времени их наступления.

По степени устойчивости к заморозкам все полевые культуры делят на 5 групп (Степанов В.Н.):

1) наиболее устойчивые, выносящие кратковременные заморозки до  $-7-10^{\circ}\text{C}$  в начальные фазы развития (зерновые и зернобобовые культуры), в цветение уже  $-1-2^{\circ}\text{C}$ ;

2) устойчивые, выдерживающие в начале развития заморозки до  $-5-7^{\circ}\text{C}$  (лен, конопля);

3) среднеустойчивые, выдерживающие в фазе всходов заморозки  $-3-4^{\circ}\text{C}$  (соя, редис);

4) малоустойчивые, выносящие в начале вегетации до  $-2^{\circ}\text{C}$  кукуруза, картофель, табак;

5) неустойчивые, теплолюбивые, повреждаются при  $-0,5-1,5^{\circ}\text{C}$  (гречиха, хлопчатник, бахчевые).

Организация работ по борьбе с заморозками в хозяйстве должна начинаться с обеспечения прогноза заморозка. Предупреждение о возможности наступления заморозка передается по радио обычно для обширной территории с интервалом ожидаемых минимальных температур  $3-5^{\circ}\text{C}$ . На всех метеостанциях, обслуживающих сельскохозяйственное производство, проводится уточнение прогноза с учетом местных условий, что позволяет рассчитать ожидаемую минимальную температуру с точностью до  $1-2^{\circ}\text{C}$ . Уточнение прогноза заморозка производится по разработанным формулам. Одной из наиболее распространенных формул для прогноза заморозков по наблюдениям в одной точке является формула Михалевского. Расчет по этой формуле проводится на основании наблюдений в 13 ч и уточняется после 19 ч. Формула Михалевского имеет вид:

*а) для определения минимальной температуры воздуха:*

$$T_{\min \text{ в-ха}} = T_1 - (T - T_1) C \pm A;$$

*б) для определения минимальной температуры на поверхности почвы:*

$$T_{\min \text{ п-вы}} = T_1 - (T - T_1) 2C \pm A,$$

где  $T$  – температура по сухому термометру в 13 ч;

$T_1$  – температура по смоченному термометру в 13 ч;

$C$  – коэф., зависящий от влажности воздуха в 13 ч (берется из таблицы);

$A$  – поправка на облачность в 19 ч. В 19 ч в полученный результат вносится поправка на облачность.

Если небо ясное, то поправку понижают на  $20^{\circ}\text{C}$ , при облачности от 4 до 7 баллов расчет остается без изменений, при полной облачности расчет повышается на  $20^{\circ}\text{C}$ . Если расчетная величина ниже  $2^{\circ}\text{C}$ , то надо ожидать заморозок, при значениях от 0 до  $2^{\circ}\text{C}$  заморозок вероятен, при значениях выше  $2^{\circ}\text{C}$  – маловероятен. Для защиты растений от заморозков используют дымление, обильные поливы, мульчирование почвы, а также укрытие растений различными подручными материалами.

***Опасные явления холодного периода и меры борьбы с ними.***

В холодный период зимующие растения могут подвергаться влиянию таких неблагоприятных погодных явлений, как сильные морозы при малой высоте или отсутствии на полях снежного покрова, что способствует вымерзанию зимующих культур. Хорошо подготовившиеся к зиме древесные растения умеренной зоны способны переносить без вреда довольно низкие температуры (до  $-50^{\circ}\text{C}$ ), причем большинство из них требует для своего нормального развития определенного периода воздействия низких температур. Однако при очень сильных морозах некоторые древесные породы (особенно в молодом возрасте и экзоты) могут сильно повреждаться (обмерзают почки, побеги, а иногда растения вымерзают целиком). У многих древесных пород при резком понижении температуры происходит растрескивание ствола вдоль – образуются морозобойные трещины.

Продолжительные и сильные оттепели в конце зимы могут вызвать пробуждение растений, но затем при последующих морозах – их гибель. Промерзание почвы в зимний период является причиной выжимания молодых растений и разрыва корней у деревьев старшего возраста. Критическая температура вымерзания хорошо развитых с осени озимых культур составляет  $-18-20^{\circ}\text{C}$  на глубине узла кущения (3 см), плохо развитых –  $-15-17^{\circ}\text{C}$ .

Снежный покров для зимующих культур может иметь как положительное, так и отрицательное значение. Мощный снежный покров, установившийся рано при слабом промерзании почвы, также неблагоприятно сказывается на посевах, вызывая выпревание.

Выпревание растений происходит в результате длительного пребывания растений под высоким (более 30 см) снежным покровом, при слабом промерзании почвы и ее температуре на глубине узла кущения растений, близкой к  $0^{\circ}\text{C}$ . По данным физиологов, при таких условиях растения быстро расходуют запасы питательных веществ на дыхание, истощаются и подвергаются грибковым заболеваниям, от которых погибают. Процесс истощения растений продолжается 2-3 месяца и зависит от состояния растений осенью, степени их закаливания и температуры почвы на глубине узла кущения и ее поверхности под снежным покровом. Кроме вышперечисленных явлений к числу неблагоприятных в зимний период следует отнести ледяные корки, выпирание, выдувание и вымокание растений.

### **Вопросы для самоконтроля**

1. Что называется засухой?
2. Каковы типы засух по времени наступления?
3. Как оценивается интенсивность засух?
4. Что называется суховеем?
5. Что такое пыльные бури? Каковы причины их образования?
6. Каковы меры борьбы с засухами?
7. Каковы меры защиты почвы от ветровой эрозии?
8. Что такое заморозки? Какие существуют типы заморозков по условиям

образования?

9. Каковы способы прогноза заморозка?

10. Какой вред наносят сельскому хозяйству неблагоприятные явления погоды, град и сильные ливни?

## 9. АГРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ

### *Агроклиматическая информация, ее виды и назначение.*

Работы по гидро- и агрометеорологическому обеспечению народного хозяйства возглавляет Федеральная служба России по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет).

Росгидромету подчинены межрегиональные территориальные управления по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (УГМС), Гидрометцентр России, региональные гидрометцентры, научно-исследовательский центр космической гидрометеорологии «Планета», научно-исследовательские институты (Главная геофизическая обсерватория им. А.И. Воейкова, ВНИИ гидрометеорологической информации – Мировой центр данных, ВНИИ сельскохозяйственной метеорологии, Центральное конструкторское бюро гидрометеорологического приборостроения и др.).

Территориальные УГМС руководят работой областных центров по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, местных обсерваторий, а также наблюдательных гидрометеорологических и агрометеорологических станций и постов.

Главная задача гидрометеорологического обеспечения – регулярное оказание всесторонней помощи сельскому хозяйству в наиболее полном и рациональном использовании климатических и погодных условий с целью получения высоких и устойчивых урожаев.

Особенностью сельского хозяйства, принципиально отличающей его от других сфер производства, является чрезвычайно сильная зависимость от метеорологических факторов. По некоторым оценкам, из всех потерь, которые наносят хозяйству страны неблагоприятные погодные условия, на сельское хозяйство приходится около 65%. Около половины этих потерь на сегодняшний день можно предотвратить и устранить с помощью соответствующих агротехнических приемов.

Успешность применения любых систем земледелия и агротехнических приемов определяется тем, насколько эффективно удастся бороться с опасными метеорологическими явлениями: засухой, заморозками, градобитиями и т.д., и тем, насколько полно используются в процессе формирования урожая имеющиеся почвенно-климатические ресурсы: свет, тепло, влага и питательные элементы.

Увеличение продуктивности земледелия требует тщательного учета метеорологических факторов при принятии хозяйственных решений на всех уровнях:

- при составлении долгосрочных проектов повышения почвенного



плодородия, проектировании мелиоративных сооружений, районировании производства и т.д.;

– планировании агротехнических мероприятий на предстоящий вегетационный период;

– оперативном управлении технологическими процессами и дифференцированном применении агротехнических приемов в соответствии со складывающимися и ожидаемыми (прогнозируемыми) условиями в период вегетации.

При районировании сельскохозяйственного производства, составлении проектов землеустройства, мелиорациях и принятии других решений, последствия реализации которых сказываются в течение длительного времени, основное значение имеет агроклиматическая информация. Причем, используя ее, важно учитывать не только средние многолетние значения гидро- и агрометеорологических факторов, но и их вероятные характеристики. Наличие вероятной информации позволяет выбрать из нескольких допустимых хозяйственных решений оптимальное.

При планировании агротехнических мероприятий на предстоящий период вегетации существенное значение приобретают информация о складывающихся агрометеорологических условиях и долгосрочные агрометеорологические прогнозы.

Наконец, на этапе оперативного управления производственным процессом дифференциация агротехнологии осуществляется по результатам текущих наблюдений за состоянием посевов и средой обитания растений. Существенное значение для планирования отдельных работ имеют краткосрочные прогнозы погоды и отдельных ее элементов, а также штормовые предупреждения об ожидаемых опасных для сельского хозяйства метеорологических явлениях.

Вся информация, необходимая для решения перечисленных выше и других хозяйственных задач, собирается на сети станций и постов при наземных и авиационных, визуальных и инструментальных наблюдениях, а также с помощью искусственных спутников Земли.

Оперативные подразделения Росгидромета регулярно обеспечивают все звенья сельскохозяйственного производства различными видами информации, основными из которых являются следующие:

1. Метеорологические прогнозы различной заблаговременности: на месяц, на период 5-7 дней, на 3 дня, на сутки.

2. Предупреждения об опасных явлениях погоды – включаются в прогноз погоды или передаются немедленно при угрозе возникновения таких явлений по телефону и радио непосредственно в хозяйства и районные организации.

3. Агрометеорологическая информация о погодных условиях и их влиянии на развитие и формирование урожая сельскохозяйственных культур, на проведение полевых работ, на выпас скота на пастбищах – представляется в форме ежедневных сводок, пятидневных, недельных и декадных обзоров (бюллетеней), а также в форме специальных справок, где обобщается агрометеорологическая

информация за какой-либо важный в производственном отношении период (период весенних полевых работ, период уборки урожая и др.) или за период с неблагоприятными погодными условиями. Агrometeorологические обзоры составляются также за вегетационный период, за период перезимовки сельскохозяйственных культур, за сельскохозяйственный год.

Для хозяйств и организаций, обслуживаемых метеостанцией, основной формой является декадная сводка, содержащая данные о средней суточной, максимальной и минимальной температурах воздуха за каждый день декады, о количестве осадков, влажности воздуха и почвы, состоянии сельскохозяйственных культур.

4. Гидрологические прогнозы – это прогнозы режима вод рек, водохранилищ и других водных объектов. Они позволяют решать ряд важных водохозяйственных задач, в том числе более рационально планировать размеры орошаемых площадей и оросительные нормы по ожидаемой водности рек.

5. Агrometeorологические прогнозы – один из главных видов обеспечения сельскохозяйственного производства.

6. Режимная, или агроклиматическая, информация содержится в различных агроклиматических и климатических справочниках, специальных монографиях, картах и т.п.

Различные отрасли сельского хозяйства имеют свои особенности, что обуславливает специализацию агrometeorологического обеспечения сельскохозяйственного производства. Наибольшее развитие получило обслуживание растениеводства, в частности зернового хозяйства, овощеводства, хлопководства, субтропического садоводства. За последние десятилетия интенсивно разрабатываются методы обслуживания орошаемого земледелия, пастбищного животноводства, началось обслуживание оленеводства.

Для обеспечения зернового хозяйства составляются прогнозы сроков наступления основных фаз развития и созревания сельскохозяйственных культур, прогнозы урожайности основных культур, прогнозы запасов влаги в почве к началу весенних полевых работ и в вегетационный период. Кроме прогнозов, дается оценка метеорологических условий в период зерновых, и обосновываются способы их уборки в зависимости от погоды.

В садоводстве, особенно при возделывании цитрусовых, большое значение имеет размещение посадок в теплообеспеченных формах рельефа. Поэтому для обеспечения садоводства зимой составляются прогнозы заморозков, низкой температуры воздуха и почвы, опасной для плодовых почек, однолетних побегов и корневой системы. Кроме того, параллельно с прогнозом заморозков составляется прогноз сроков наступления фазы цветения плодовых культур.

Для обслуживания орошаемого земледелия разработаны методы расчета норм орошения на основе учета сложившихся и ожидаемых метеорологических условий, методы расчета и прогнозы оптимальных сроков и норм полива в зависимости от фаз развития растений, свойств почвогрунтов и погодных условий.

При обслуживании хлопководства на орошаемых землях даются информации и прогнозы водности рек и водохранилищ, что водой в данном году.

На основании наблюдений за температурой почвы в предпосевной период даются рекомендации по выбору оптимальных сроков сева. Обоснование оптимальных сроков дефолиации проводится на основе наблюдений за фитоклиматом посевов, развитием и ростом растений.

Агрометеорологическая информация для орошаемого земледелия, кроме обычных метеорологических данных, включает сведения: 1) о влажности почвы орошаемых полей; 2) о глубине стояния грунтовых вод; 3) о росте, развитии и формировании элементов продуктивности орошаемых растений при разных режимах орошения; 4) о поливных нормах, сроках и качестве полива.

Методы оценки и прогноза условий формирования продуктивности пастбищной растительности, разработанные А. П. Федосеевым, И. Г. Грингофом и др., позволяют объективно оценивать кормовую базу скота на пастбищах. Авиационные обследования пастбищ являются современным средством получения этой важной информации о запасах кормов. Большое значение имеют правильно выбранные критерии неблагоприятных условий для выпаса скота. Метеорологическая информация, важная для пастбищного животноводства, прогнозы погоды и предупреждения об опасных явлениях регулярно передаются по радио, что позволяет заблаговременно подогнать скот к стоянкам и укрытиям, выбрать наиболее благоприятные по метеорологическим условиям пути перегона скота из предгорных районов на высокогорные пастбища.

Специализированное агрометеорологическое обеспечение отраслей сельского хозяйства развивается в соответствии с запросами производства и способствует дальнейшему развитию сельского хозяйства.

### ***Работа агрометеорологического поста по обслуживанию сельскохозяйственного производства.***

Основную гидрометеорологическую и агрометеорологическую информацию, которая может интересовать агронома и других руководителей хозяйств, можно получить на ближайшей Гидрометеорологической (агрометеорологической) станции или посту.

Государственная гидрометеорологическая сеть станций и постов предназначена для изучения гидрометеорологических условий и режима погоды на территории России. С этой целью ведут различные наблюдения и работы, необходимые:

для обеспечения регулярной информацией учреждений Росгидромета о текущем состоянии погоды, об опасных гидрометеорологических явлениях, а также для составления краткосрочных и долгосрочных метеорологических, гидрологических и агрометеорологических прогнозов и расчетов;

изучения метеорологического, гидрологического и агрометеорологического режимов территории России и составления различных обобщений (ежегодники, справочники, атласы, описания и др.);

проведения научных исследований в области метеорологии, гидрологии и агрометеорологии, особенно для разработки методов прогнозов и расчетов.

В зависимости от профиля выполняемых наблюдений и работ все гидрометеорологические станции и посты подразделяют по видам (метеорологические, аэрологические, гидрологические, болотные, снеголавинные, агрометеорологические и др.), а в зависимости от объема наблюдений и работ по разрядам (I, II, III).

На метеорологических станциях ведут круглосуточные наблюдения за погодой.

На аэрологических станциях измеряют температуру и влажность воздуха, скорость ветра на больших высотах.

На гидрологических станциях изучают гидрологический режим водных объектов; на водно-балансовых станциях ведут наблюдения за составляющими водного баланса и изучают их взаимосвязи в различных физико-географических районах, как в естественных условиях, так и после проведения различных агротехнических и лесомелиоративных мероприятий.

На болотных станциях проводят наблюдения за всеми элементами водного и теплового режимов крупных болотных массивов, а также исследуют влияние на эти режимы мелиоративных мероприятий и торфоразработок.

Агрометеорологические станции являются специализированными исследовательскими станциями, планомерно и всесторонне изучающими агрометеорологические условия и их влияние на сельскохозяйственное производство с учетом его специализации в различных почвенно-климатических зонах.

Основным принципом агрометеорологических наблюдений является сопряженность (параллельность) наблюдений за погодой, с одной стороны, и за развитием, ростом и состоянием сельскохозяйственных растений – с другой.

Метеорологическая часть включает круглосуточные измерения радиационного баланса и его составляющих, температуры и влажности воздуха, температуры почвы, скорости и направления ветра, осадков. Кроме того, постоянно наблюдают за облачностью, атмосферными явлениями (туманом, гололедом, изморозью, метелью и др.). В зимний период определяют глубину промерзания почвы и высоту снежного покрова.

Агрометеорологическая часть состоит из следующих наблюдений и определений.

В теплый период на полях с посевами:

проводят фенологические наблюдения; определяют густоту посевов, засоренность и зараженность посевов, повреждения растений неблагоприятными метеорологическими явлениями (заморозками, суховеями, градом и др.); наблюдают за формированием элементов продуктивности и определяют структуру урожая сельскохозяйственных культур; наблюдают за полеганием посевов, влажностью соломы, зерна и его прорастанием при неблагоприятных условиях уборки, за проведением полевых работ с оценкой их качества и влияния на них погодных условий, за условиями выпаса скота с учетом состояния пастбищ, за влажностью почвы на полях севооборота (визуально и с помощью инструментальных измерений).

Зимой ведут наблюдения:

за температурой почвы на глубине узла кущения; глубиной промерзания почвы под культурами; высотой и плотностью снежного покрова на полях с зимующими культурами и в садах; состоянием (жизнеспособностью) растений.

У озимых и многолетних трав для этого вырубают монолиты (в январе и феврале) и помещают их в ящики, которые устанавливают в теплом светлом помещении. После оттаивания монолитов определяют внешний вид и фазу развития растений. Через 15 сут подсчитывают число живых отрастания растений и определяют процент погибших растений.

У плодовых культур через 5...7 сут после сильных морозов (-25...-30 °С) срезают одно- и двулетние ветки и ставят в сосуд с теплой водой на 20...25 сут. Затем подсчитывают общее число почек на ветке, а также число набухших и распутившихся. Не- распутившиеся почки считают поврежденными (на срезе они имеют бурую или желтоватую окраску). Кроме того, также по окраске среза определяют степень повреждения древесины.

Результаты наблюдений после их первичной обработки и контроля на станциях передают по специальным каналам в межрегиональные территориальные УГМС и их областные и краевые оперативно-производственные сетевые организации, а оттуда в Гидрометцентр России.

Основные принципы организации и методы проведения всех видов гидрометеорологических и агрометеорологических наблюдений и связанных с ними работ, а также методы обработки результатов наблюдений, выполняемых станциями, постами и учреждениями Гидрометслужбы, регламентируются Наставлением гидрометеорологическим (агрометеорологическим) станциям и постам.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Лосев, А. П. Агрометеорология: учебник для вузов / А. П. Лосев, Л. Л. Журина. – М.: Колос, 2001. – 302 с.
2. Наставления гидрометеорологическим станциям и постам. – Вып. 3. – Ч. 1. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 301 с.
3. Код для составления ежедневных метеорологических телеграмм на сухопутных станциях КН-01. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 64 с.
4. Виноградова, Л. И. Агрометеорология: методические указания / Л. И. Виноградова. – Красноярск, 2010. – 40 с.
5. Виноградова, Л. И. Агрометеорология: методические указания к учебной практике / Л. И. Виноградова. – Красноярск, 2001. – 19 с.
6. Лосев, А. П. Агрометеорология / А. П. Лосев, Л. Л. Журина. – М.: Колос, 2004. – 301 с.
7. Чирков, Ю. И. Агрометеорология: учебник для вузов / Ю. И. Чирков. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 296 с.
8. Шульгин, А. М. Снежная мелиорация и климат почвы / А. М. Шульгин. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 70 с.
9. Уланова, Е. С. Агрометеорологические условия и урожайность озимой пшеницы / Е. С. Уланова. – Л.: Гидрометеиздат, 1975.
10. Левицкая, Н. Г. Основы агрометеорологии: учебное пособие / Н. Г. Левицкая, Ю. В. Бондаренко. – Саратов: Саратовский источник, 2012. – 150 с.
11. Атлас облаков / под ред. А. Х. Хргиана и Н. Н. Новожилова. – Л.: Гидрометеиздат, 1978.
12. Борисенков, Е. П. Климат и деятельность человека / Е. П. Борисенков. – М.: Наука, 1982. – 134 с.
13. Кулик, М. С. Погода и минеральные удобрения / М. С. Кулик. – Л.: Гидрометеиздат, 1966. – 137 с.
14. Шашко, Д. И. Агроклиматические ресурсы СССР / Д. И. Шашко. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 247 с.
15. Бондаренко, Ю. В. Гидрология, климатология и метеорология: учебное пособие / Ю. В. Бондаренко, Б. В. Фисенко, В. В. Афонин. – Саратов, 2016. – 292 с.
16. Косарев, В. Н. Лесная метеорология с основами климатологии: учебное пособие / В. П. Косарев, Т. Т. Андрющенко. – Саратов: Лань, 2009. – 288 с.
17. Бондаренко, Ю. В. Методы полевых гидрологических и метеорологических исследований: учебное пособие / Ю. В. Бондаренко. – Саратов: Наука, 2011. – 202 с.
18. Павлова, М. Д. Практикум по агрометеорологии: учебное пособие / М. Д. Павлова. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 184 с.
19. Иванников, А. В. Методика прогнозирования запасов продуктивной влаги в метровом слое почвы на начало полевых работ: практикум по растениеводству / А. В. Иванников. – Акмола, 1996. – С. 42-45.

20. Атлас облаков // Сельскохозяйственная энциклопедия: в 6 т. / под ред. В. В. Мацкевича и П. П. Лобанова. – М.: Советская энциклопедия, 1973. – Т. 4. – С. 209.

А. А. Сабанова

# **МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ОБСЛУЖИВАНИЕ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННОГО ПРОИЗВОДСТВА**

учебное пособие для обучающихся по специальности  
35.02.05 Агронмия

Лицензия: ЛР. № 020574 от 6 мая 1998 г.

Электронная версия 2023 г.

Бумага формат А4 (210x297 мм), масса 80 г/м<sup>2</sup>.

Усл. печ.л 9,62. Заказ

---

362040, Владикавказ, ул. Кирова, 37.  
Типография ФГБОУ ВО Горский ГАУ