

1. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВОДНЫХ РЕСУРСОВ

Брестская область занимает 32,8 тыс. км², 37 % из которых занимают леса, 11 % – водные объекты, 45 % – сельскохозяйственные угодья, 7 % – прочие земли. Она вытянута с запада на восток на 300 км, а протяженность с севера на юг составляет 166 км. Самой северной точкой является д. Заозерье Барановичского района (53°24' с. ш. и 25°52' в. д.), южной – д. Орхово Брестского района (51°30' с. ш. и 23°40' в. д.), западной – д. Крынки Каменецкого района (52°17' с. ш. и 23°11' в. д.), а самой восточной точкой является д. Лутки Лунинецкого района (52°02' с. ш. и 27°37' в. д.), наибольшая высота над уровнем моря 267 м приходится на южные склоны Новогрудской возвышенности в Барановичском районе, и самая низкая – 122 м расположена в долине р. Западный Буг, возле д. Рудавец Каменецкого района.

1.1. Климат

Современный климат Брестской области характеризуется как умеренно континентальный. В связи с тем, что область простирается в широтном направлении на 300 км, а с севера на юг на 166 км климатические условия в различных частях территории имеют некоторые отличия. Континентальность нарастает в юго-восточном направлении. Климат формируется в результате сложного взаимодействия солнечной радиации, подстилающей поверхности и атмосферной циркуляции. Наиболее значительную роль в формировании климата области играет атмосферная циркуляция.

Географическое положение Брестской области определяет своеобразие климата формирующегося в процессе взаимодействия морского и континентального влияния. Усиление континентального восточного влияния обуславливает ясную солнечную погоду, летом – жаркую и сухую, зимой морозную. Морское, западное влияние приносит влажную ненастную погоду, летом – прохладную, зимой – теплую, со снегопадами, метелями и гололедами.

Господство атмосферной циркуляции зимой ведет к нарушению широтного хода метеоэлементов, а летом активность атмосферной циркуляции уменьшается и роль солнечной радиации в климатоформировании увеличивается, что приводит к более выраженной широтной зональности климата.

Теплоэнергетические ресурсы

Лучистая энергия Солнца, преобразуемая земной поверхностью в тепловую, обуславливает фазовые превращения воды, биологические и химические процессы. В результате прихода коротковолновой прямой и рассеянной

солнечной радиации на земной поверхности формируются теплоэнергетические ресурсы, обеспечивающие ее влагообмен с приземной атмосферой. В этой связи необходимо иметь количественную оценку теплоэнергетических ресурсов в виде радиационного баланса земной поверхности. Под *радиационным балансом земной поверхности* принято понимать основную часть теплоэнергетических ресурсов, представляющую собой разность количества поглощенной радиации и длинноволнового излучения за период ее прихода). Математическое выражение радиационного баланса имеет вид [Мезенцев, 1982]:

$$R^+ = Q \cdot (1 - \alpha) - I_d \quad , \quad (1.1)$$

где R^+ – радиационный баланс; Q – суммарная коротковолновая радиация; α – альbedo (отражающая способность земной поверхности); $Q \cdot (1 - \alpha)$ – поглощенная радиация; I_d – длинноволновое (эффективное) излучение земной поверхностью в дневные часы.

Длинноволновое излучение происходит и ночью за счет аккумуляции тепла земной поверхностью во время прихода лучистой энергии. Поэтому в целом за сутки радиационный баланс определяется из выражения:

$$R = R^+ - I_n = Q \cdot (1 - \alpha) - I_d - I_n \quad , \quad (1.2)$$

где R – скомпенсированный радиационный баланс; I_n – ночное эффективное излучение земной поверхности.

Годовой ход альbedo (α), как правило, противоположен годовому ходу суммарной радиации и практически не зависит от типа подстилающей поверхности. Это приводит к различию величины поглощенной радиации в летнее и зимнее время. Так в январе месячная суммарная радиация примерно в 9...10 раз меньше, чем в июне, в то время как поглощенная радиация в январе меньше, чем в июне в 20 и более раз [Климат..., 1996].

Поверхность земли, как и всякое нагретое тело, излучает электромагнитные волны, спектральный состав которых зависит от температуры. При естественных (природных) температурах излучение имеет длины волн в диапазоне 4...40 мкм, поэтому собственное излучение земли, которое определяется соотношением $E_z = I_d + I_n$ называют *длинноволновым*, в отличие от суммарной *коротковолновой* радиации, длины волн которых колеблются от 0,29 до 4 мкм. Собственное излучение земли является значительной величиной. В год с 1 м² поверхности в Беларуси излучается около 11·10³ Мдж, что превосходит приходящую суммарную радиацию более чем в 2 раза и почти в 4 раза больше поглощаемой солнечной радиации. Часть собственного излучения земли возвращается к ней в результате отражения от облаков, кроме этого к

земле поступает собственное длинноволновое излучение атмосферы и облаков. Это излучение иногда называют *противоизлучением атмосферы* E_a . Приходящее излучение (E_a) почти компенсирует расход собственного излучения земли (E_3). Годовая разность почти в 10 раз меньше собственного излучения земли. Разность между собственным излучением земли и противоизлучением атмосферы называется *эффективным излучением* [Климат..., 1996] и определяют как:

$$E_{эф} = E_3 - E_a, \quad (1.3)$$

а величину, обратную эффективному излучению – длинноволновыми балансами:

$$E_0 = -E_{эф}. \quad (1.4)$$

В зависимости от соотношения приходной и расходной частей радиационный баланс может быть положительным (происходит поглощение поверхностью земли быстрее, чем его отдача), или отрицательным (скорость излучения больше, чем поглощения).

В таблице 1.1 приведены данные по радиационному режиму Брестской области по метеостанции Полесская: суммы излученной солнечной радиации на нормальную к лучу поверхность при средних условиях облачности, суммы прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность при средних условиях облачности, суммы рассеянной солнечной радиации при средних условиях облачности, суммы солнечной радиации и альbedo деятельной поверхности при средних условиях обеспеченности и радиационный баланс деятельной поверхности [Научно–прикладной..., 1987].

Таблица 1.1. Радиационный баланс деятельной поверхности ($МДж/м^2$) при средних условиях облачности

Месяц	За часовой интервал (истинное солнечное время)												
	0-1	1-2	2-3	3-4	4-5	5-6	6-7	7-8	8-9	9-10	10-11	11-12	12-13
I	- 0,07	- 0,07	- 0,07	- 0,07	- 0,07	- 0,06	- 0,06	- 0,06	- 0,04	0,01	0,04	0,06	0,06
II	- 0,08	- 0,08	- 0,07	- 0,07	- 0,06	- 0,06	- 0,06	- 0,04	- 0,02	0,10	0,16	0,19	0,19
III	- 0,12	- 0,12	- 0,12	- 0,12	- 0,12	- 0,12	- 0,05	0,14	0,32	0,46	0,58	0,65	0,65
IV	- 0,11	- 0,11	- 0,11	- 0,11	- 0,11	- 0,03	0,12	0,36	0,61	0,86	0,99	1,05	1,05
V	- 0,10	- 0,10	- 0,10	- 0,10	- 0,08	0,09	0,32	0,63	0,92	1,19	1,34	1,41	1,39
VI	- 0,10	- 0,10	- 0,10	- 0,10	- 0,04	0,18	0,43	0,73	1,01	1,24	1,36	1,40	1,35
VII	- 0,10	- 0,10	- 0,10	- 0,10	- 0,06	0,13	0,37	0,68	0,95	1,18	1,29	1,32	1,30

VIII	-	-	-	-	-	-	0,23	0,55	0,84	1,10	1,24	1,29	1,27
	0,10	0,10	0,10	0,10	0,09	0,01							
IX	-	-	-	-	-	-	0,02	0,36	0,56	0,71	0,85	0,92	0,92
	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09							
X	-	-	-	-	-	-	-	0,01	0,17	0,31	0,43	0,50	0,50
	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,07						
XI	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00	0,10	0,17	0,21	0,21
	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06					
XII	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,02	0,07	0,09	0,09
	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04				
Год													

→ продолжение таблицы 1.1

Ме- сяц	За часовой интервал (истинное солнечное время)										За сутки	За месяц	
	13-14	14-15	15-16	16-17	17-18	18-19	19-20	20-21	21-22	22-23			23-24
I	0,04	0,01	-0,05	-0,06	-0,06	-0,06	-0,06	-0,07	-0,07	-0,07	-0,07	-0,92	-29
II	0,17,	0,11	-0,05	-0,07	-0,07	-0,07	-0,07	-0,08	-0,08	-0,08	-0,08	-0,15	-4
III	0,57	0,45	0,29	0,11	-0,06	-0,12	-0,12	-0,12	-0,12	-0,12	-0,12	2,67	83
IV	0,95	0,79	0,58	0,38	0,15	-0,06	-0,11	-0,11	-0,11	-0,11	-0,11	6,70	201
V	1,26	1,07	0,81	0,54	0,29	0,04	-0,08	-0,10	-0,10	-0,10	-0,10	10,34	321
VI	1,25	1,09	0,88	0,62	0,36	0,12	-0,05	-0,10	-0,10	-0,10	-0,10	11,13	334
VII	1,20	1,05	0,85	0,60	0,35	0,11	-0,06	-0,10	-0,10	-0,10	-0,10	10,46	324
VIII	1,16	0,99	0,76	0,51	0,22	-0,02	-0,09	-0,10	-0,10	-0,10	-0,10	9,15	284
IX	0,82	0,66	0,43	0,20	-0,03	-0,10	-0,11	-0,10	-0,10	-0,10	-0,10	5,27	158
X	0,43	0,30	0,13	-0,01	-0,08	-0,09	-0,09	-0,09	-0,08	-0,08	-0,08	1,63	51
XI	0,17	0,10	0,00	-0,06	-0,08	-0,08	-0,08	-0,07	-0,07	-0,07	-0,07	-0,15	-4
XII	0,06	0,00	-0,04	-0,06	-0,06	-0,06	-0,06	-0,05	-0,05	-0,05	-0,05	-0,59	-18
Год													1701

Годовые суммы радиационного баланса по территории области увеличиваются с северо-востока на юго-запад от 1700 до 1785 $МДж/м^2$. Однако ландшафт, режим облачности и другие местные особенности приводят к существенным отклонениям от этой общей тенденции. Радиационный баланс Брестской области наибольший в республике и превышает северо-восточные ее районы на 300 $МДж/м^2$ в год. Таким образом, годовые суммы радиационного баланса деятельной поверхности для области довольно велики, но среднегодовая температура поверхности за продолжительный период остается постоянной. Это объясняется тем, что радиационный баланс хотя и ведущая, но только одна из составляющей частей теплового баланса деятельной поверхности. Другие составляющие: затраты тепла на процессы испарения, теплообмена в почве, конвективный и турбулентный теплообмен с приземными слоями воздуха. В среднемноголетнем разрезе тепловой баланс деятельной поверхности стремится к нулю [Климат..., 1996].

На рисунке 1.1 показан годовой ход составляющих радиационного баланса по метеостанции Полесская за многолетний период.

Распределение годовых сумм коротковолнового баланса по территории области в основном соответствует распределению сумм суммарной радиации, а сами годовые суммы B_k изменяются в пределах 2900...2980 $\text{МДж}/\text{м}^2$. Годовые суммы эффективного излучения энергии, которую теряет поверхность земли в результате длинноволнового излучения колеблется от 1147 до 1209 $\text{МДж}/\text{м}^2$, это около 30 % суммарной радиации. В течении 8 (на юго-западе области до 9) месяцев значения месячных величин радиационного баланса положительные и достигают наибольших значений, как и суммарная радиация, в основном в июне. В остальные месяцы (с ноября по февраль, а на юго-западе области по январь) радиационный баланс отрицательный.

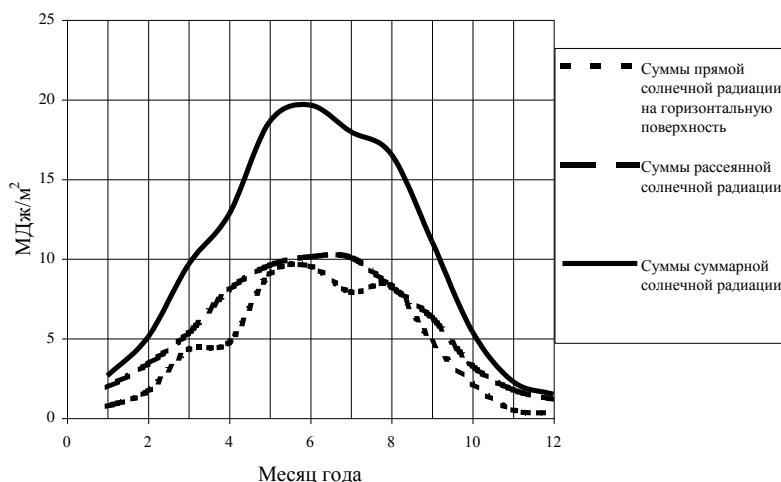


Рисунок 1.1. Суточные суммы составляющих радиационного баланса за многолетний период по метеостанции Полесская.

Суточные суммы радиационного баланса, как и месячные, имеют плавный годовой ход с максимумом в июне и минимумом в январе. На рисунке 1.2. приведен суточный ход радиационного баланса по метеостанции Полесская в январе (самая малая величина радиационного баланса), июне (максимальные значения) и в марте и октябре (переходный период). Во все месяцы баланс переходит через 0° утром после восхода солнца при высоте солнца $6...8^\circ$, вечером – перед заходом при высоте $7...10^\circ$. Таким образом в течение 50...80 минут в утренние и вечерние часы, когда солнце над горизонтом, деятельная поверхность теряет излучением больше энергии, чем получает от солнца [Климат..., 1996].

В ночные часы радиационный баланс равен эффективному излучению с обратным знаком (длинноволновому балансу), поэтому он за очень редким исключением отрицателен. Эффективное излучение пропорционально $T^3\Delta T$, где T – абсолютная температура земной поверхности, ΔT – разность температур поверхности земли и воздуха. Так как температура деятельной поверхности в летние месяцы выше, то и эффективное излучение в это время больше (вторая причина увеличения $E_{эф}$ летом – уменьшение облачности). Интенсивности баланса в течение всего темного времени меняются незначительно и их средняя величина в летние месяцы составляет $-0,03...-0,04 \text{ кВт/м}^2$, а в зимние – $-0,01...-0,02 \text{ кВт/м}^2$. В ясные ночи эффективное излучение увеличивается и интенсивность баланса достигает $-0,06 \text{ кВт/м}^2$, наоборот, в пасмурную погоду ночной баланс приближается к нулю.

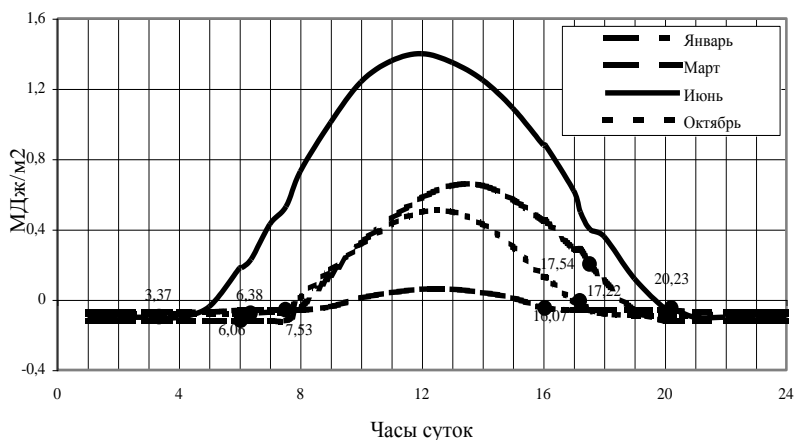


Рисунок 1.2. Суточный ход радиационного баланса в январе, марте, июне и октябре (кружочками обозначены время восхода и захода солнца) по метеостанции Полесская.

Температура воздуха

Температура воздуха является одной из основных характеристик климата Брестской области.

В теплый период года, когда велики высота солнца над горизонтом и продолжительность солнечного сияния, солнечная радиация формирует широтный характер изменения температуры по территории области. В холодный период температурный режим определяется в основном циркуляцией атмосферы. Аккумулятор тепла – Атлантический океан и господствующий в уме-

ренных широтах западный перенос оказывают основное влияние на распределение температуры в области.

Среднее месячное значение температуры воздуха является наиболее общей характеристикой температурного режима. Оно позволяет получить представление о температурном фоне любого района, определить изменения температуры по территории всей области и на протяжении года и, наконец, проследить температурные изменения или колебания во времени.

Однако для этого требуются климатические характеристики, которые можно представить как "нормы". Учитывая существующие кратко- и долгопериодические колебания климата, устойчивые характеристики, "нормы" могут быть получены лишь из длительных рядов наблюдений. Однако использование таких рядов сопряжено с нарушением других требований, предъявляемых к материалу, — однородности рядов и единства периода обобщения для всей территории. С этими противоречиями связано существование различных подходов к обобщению данных по температуре воздуха. До 70-х годов прошлого столетия использовались как можно более полного периода наблюдений, к которым приводились и короткорядные станции. При этом различными климатологическими методами добивались однородности рядов наблюдений. Такой подход использован при составлении Справочников по климату ЦССР, издания 1965–1970 гг. [Справочник..., 1965]. Впоследствии, при составлении "Научно-прикладного справочника по климату СССР" издания 80-х годов [Научно-прикладной..., 1987], предпочтение отдавали фактическим рядам наблюдений, используя лишь длиннорядные метеостанции.

В настоящее время Всемирная метеорологическая организация использует "нормы", полученные по 30-летним рядам наблюдений; 1931–1960 гг., затем 1961–1990 гг. При обобщении данных всего мира, это единственный способ получить однородные по времени ряды наблюдений.

Рассмотрим насколько различимы значения месячных температурах воздуха полученные по различным методикам (таблица 1.2).

Таблица 1.2. Средние многолетние значения месячных и годовых температур воздуха по метеостанции Брест (°С)

Месяцы												Год	Источник информации
I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII		
-5,2	-4,3	0,4	7,1	16,5	17,0	18,6	17,2	12,9	7,1	1,6	-2,9	6,9	Справочник, 1965
-4,4	-3,6	0,6	7,3	14,2	17,0	18,8	17,6	13,4	7,7	2,4	-2,2	7,4	Ресурсы, 1966
-4,5	-3,6	0,6	7,4	14,1	17,0	18,9	17,7	13,3	7,7	2,4	-2,2	7,5	Агроклиматический, 1970
-4,7	-3,8	0,4	7,3	13,6	16,9	18,4	17,4	13,1	7,7	2,6	-2,0	7,2	Научно-прикладной, 1987
-4,5	-3,5	0,7	7,3	13,6	16,7	18,4	17,4	13,3	7,7	2,6	-1,8	7,3	Климат, 1996

-4,5	-3,6	0,6	7,4	14,1	17,0	18,9	17,7	13,3	7,7	2,4	-2,2	7,4	По данным метеостанции Брест
-4,1	-3,3	0,8	7,6	13,8	16,9	18,5	17,6	13,1	7,8	2,5	-1,8	7,5	За весь период наблюдений

Как видно из таблицы 1.2 данные по среднемесячной температуре воздуха разнятся между собой. Это связано, прежде всего, большой изменчивостью средних значений. По метеостанции Брест среднее квадратическое отклонение в течение года изменяется от 1,2 °С до 3,8 °С, что при нормальном распределении элемента позволяет получить средние многолетние значения по 30-летнему ряду с погрешностью в отдельные месяцы до 0,7°С [Климат..., 1996]. В таблице 1.3 представлены средние месячные температуры воздуха (°С) по Брестской области [Климат..., 1996]

Таблица 1.3. Средняя месячная температура воздуха (°С) по Брестской области

Месяцы												Год
I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
-5,4	-4,5	-0,4	6,8	13,4	16,5	18,1	17,0	12,7	7,0	1,7	-2,8	6,7

Временная изменчивость температуры характеризуется величиной среднего квадратического отклонения (σ). По метеостанциям Брест и Пинск величины σ приведены в таблице 1.4 [Климат..., 1996].

Таблица 1.4. Среднее квадратическое отклонение (σ) средней месячной и годовой температуры воздуха (°С)

Метеостанция	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Брест	3,6	3,8	2,6	1,8	1,7	1,5	1,3	1,2	1,4	1,7	1,9	2,5	0,8
Пинск	3,7	3,4	2,7	1,9	1,8	1,5	1,4	1,2	1,4	1,7	2,5	2,5	0,8

В связи с малой изменчивостью ее по территории данные таблицы 1.4 могут быть использованы для оценки возможных колебаний температуры любого пункта области.

Изменение во времени средней месячной температуры воздуха достаточно хорошо описывается нормальным законом распределения, что позволяет по среднему квадратическому отклонению и среднему многолетнему значению температуры получить обеспеченные величины по формуле:

$$t_p^o = \bar{t}^o \cdot \left(\Phi_p \cdot \frac{\sigma}{\bar{t}^o} + 1 \right), \quad (1.5)$$

где t_p^o – величина температуры воздуха расчетной обеспеченности ; \bar{t}^o – среднееголетнее значение температуры воздуха; Φ_p – нормированное отношение ординаты кривой обеспеченности.

Экстремальные значения средней месячной температуры воздуха за инструментальный период по метеостанции Брест приведены в таблице 1.5. [Климат..., 1996], т. е. вероятность их появления примерно 1 раз в 100 лет.

Таблица 1.5. Экстремальные значения средней месячной температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$) по метеостанции Брест за инструментальный период наблюдений (1888-1994)

Значения	Месяцы											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
min	-14,8	-15,5	-5,3	1,1	9,8	13,9	15,0	14,6	10,5	4,1	-3,2	-8,4
max	2,3	4,6	6,4	10,9	17,6	20,7	21,9	21,6	16,4	12,0	7,8	2,6
P=99%	-12,9	-12,4	-5,5	3,1	9,6	13,2	15,4	14,6	10,0	3,7	-1,8	-7,6
P=1%	3,7	5,4	6,8	11,5	17,6	20,2	21,4	20,2	16,6	11,7	7,0	4,0

Атмосферные осадки

Величина и характер распределения атмосферных осадков по территории Брестской области определена рядом факторов, главным из которых являются особенности циркуляции атмосферы, рельеф местности, характер подстилаемой поверхности. Общециркуляционные факторы определяют общее по Восточно-Европейской равнине уменьшение осадков к юго-востоку с ослаблением влияния западного переноса. Однако из-за небольших размеров области влияние этого фактора не является определяющим, большее влияние оказывает рельеф местности. Поэтому, годовое количество атмосферных осадков увеличивается на западе в районе г. Высокое на возвышенной равнине Загородье и на наветренных склонах Новогрудской возвышенности и Копыльской гряде и приурочены к повышенным рельефам местности. Исследования выполнены А.Г. Булавко по 200 метеостанциям Беларуси и Литвы, показали, что зависимость количества наблюдаемых осадков от высоты местности имеет нелинейный характер (рисунок 1.3) [Булавко, 1971].

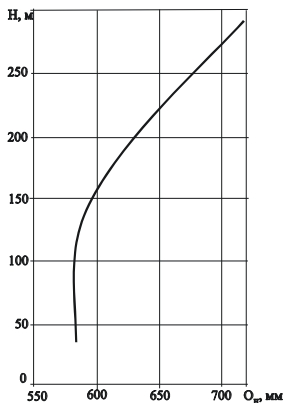


Рисунок 1.3. Зависимость нормы атмосферных осадков от высоты местности над уровнем моря.

В справочниках и специальной литературе приводятся данные по атмосферным осадкам существенно различающиеся между собой. Дело в том, что измерение атмосферных осадков представляет сложную техническую задачу. В настоящее время гидрометрическая сеть оборудована стандартными осадкомерами конструкции Третьякова, которые устанавливаются на высоте 2 м. Воздушный поток, огибая прибор, сносит падающие, особенно твердые атмосферные осадки, что ведет к уменьшению измеренных осадков. Поэтому в измеренное количество осадков вводят поправку на ветровой недоучет. Особенно большие погрешности получают при измерении твердых зимних атмосферных осадков, в этот период поправочные коэффициенты достигают 1,20...1,50, для жидких атмосферных осадков эта величина значительно меньше и составляет порядка 1,02...1,07, а в среднем за год – 1,20. Сложность учета ветрового выдувания для осредненных данных ограничивает применение этих коэффициентов в рамках водобалансовых расчетов, где требуется увязка атмосферных осадков со стоком и испарением [Климат..., 1996].

Вторая проблема при измерении атмосферных осадков – это испарение воды из осадкомерного цилиндрического ведра между сроками их измерения, особенно в жаркие дни. В связи с тем, что эта поправка не велика, особенно по сравнению с ветровым недоучетом, ее в измеренные данные обычно не вводят.

Кроме ветрового недоучета и потерь воды на испарение с осадкомерного ведра, часть атмосферных осадков попавших в ведро идет на смачивание его поверхности. Эта величина незначительна для разовых измерений (0,1...0,2 мм), но в целом за месяц составляет 5...15 % от общего количества

измеренных осадков [Климат..., 1996]. С 1966 г. поправка на смачивание ведра вводится непосредственно при измерении осадков и данные опубликованные после этого года содержат эту поправку.

В связи с тем, что в разных источниках приводятся данные с поправками или без их и объясняется разница в самих величинах атмосферных осадков. В таблице 1.6 нами приведены два крайних случая без учета поправок [Агроклиматический..., 1970] и с учетом поправок на ветровой недоучет и смачивание осадкомерного ведра [Справочник..., 1966].

Таблица 1.6. Месячные и годовые суммы атмосферных осадков (мм) (числитель без поправок, знаменатель с учетом поправок на ветровой недоучет и смачивание)

Метеостанция	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Барановичи	31	33	31	40	62	83	84	81	58	47	41	39	630
	51	53	45	48	70	90	91	87	65	57	56	60	773
Ганцевичи	36	38	36	46	60	72	92	74	55	48	46	42	645
	54	56	50	55	67	78	99	79	60	57	58	61	774
Ивацевичи	31	32	31	43	57	69	88	71	52	45	39	37	595
	47	48	43	51	64	75	95	76	58	54	50	54	715
Пружаны	28	31	32	38	54	82	76	77	49	39	35	31	572
	42	44	44	46	60	89	82	82	55	47	44	44	679
Высокое	25	27	29	35	49	74	70	71	45	36	31	28	520
	40	43	42	42	55	80	76	76	51	44	42	41	632
Полесская	35	37	35	44	59	71	90	73	54	46	45	43	632
	53	55	48	52	66	77	97	78	59	54	58	63	760
Кобрин	28	31	33	34	48	72	68	69	44	35	37	42	531
	41	44	46	41	54	78	73	74	49	42	44	43	629
Дрогичин	33	35	33	46	59	72	92	74	54	48	42	41	629
	54	56	51	55	66	78	99	79	60	58	59	62	777
Пинск	30	32	31	41	54	65	83	67	49	43	41	37	573
	48	52	45	49	60	70	90	72	54	52	55	56	703
Брест	28	31	23	36	50	76	71	72	46	37	36	32	538
	43	47	47	43	56	82	77	77	52	45	47	45	661
Столин	30	31	30	39	51	62	78	63	46	41	40	36	547
	45	46	42	46	57	67	84	67	51	49	52	52	658

Малорита	28	30	33	35	50	75	71	72	46	36	35	42	543
	43	45	48	42	56	81	77	77	52	44	46	45	656

В таблице 1.7 приведены значения поправочных коэффициенты на ветровой недоучет атмосферных осадков.

Таблица 1.7. Поправочные коэффициенты на ветровой недоучет атмосферных осадков

Метеостанция	Месяцы											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Брест	1,41	1,41	1,28	1,06	1,03	1,02	1,02	1,02	1,03	1,05	1,15	1,25
Пинск	1,50	1,52	1,32	1,07	1,03	1,02	1,02	1,02	1,04	1,06	1,19	1,37

Пространственная картина величин атмосферных осадков на территории Брестской области представлена на рисунке 1.4.

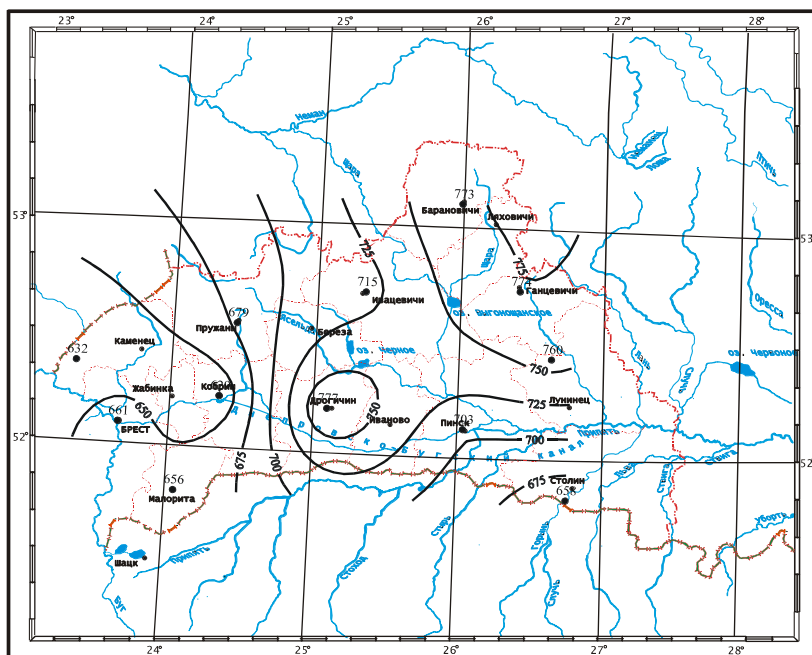



Рисунок 1.4. Распределение годовых атмосферных осадков по Брестской области, мм.

Месячные суммы атмосферных осадков имеют четко выраженный годовой ход с минимумом в январе – марте и максимумом в июне – июле.

Изменчивость во времени месячных сумм атмосферных осадков велика, коэффициенты вариации изменяются в пределах 0,2...0,7. Распределение величин месячных сумм атмосферных осадков имеет небольшую, как правило, положительную асимметрию, что исключает возможность использовать нормальный закон распределения для оценки изменчивости. Поэтому для определения обеспеченных месячных сумм атмосферных осадков использовано трехпараметрическое гамма – распределение. В таблице 1.8 приведены месячные значения вычисленных сумм атмосферных осадков по метеостанции Брест различной расчетной обеспеченности. В расчете использованы среднемесячные суммы атмосферных осадков с поправкой на смачивание осадкомерного ведра [Климат..., 1996]. Не соответствие сумм месячных величин атмосферных осадков за год и годовых значений вызвана внутригодовой асинхронностью.

Таблица 1.8. Месячные суммы атмосферных осадков различной обеспеченности по метеостанции Брест (мм)

Метеостанция	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Норма 	34	33	35	41	56	78	77	76	51	44	43	40	608
Коэффициент вариации (C_v)	0,59	0,49	0,55	0,50	0,47	0,47	0,57	0,56	0,67	0,82	0,46	0,51	0,19
Коэффициент асимметрии (C_s)	1,1	-0,2	0,4	1,0	0,8	0,4	0,8	,4	1,3	2,4	0,3	0,4	0,2
Принятое соотношение C_v/C_s	2	0,5	1	2	2	1	1,5	1	2	2,5	1	1	1
P=1 %	97	71	86	103	154	173	205	188	162	174	94	94	891
P=5 %	72	61	70	80	105	144	159	154	116	114	78	77	804
P=25 %	44	49	48	49	88	102	107	101	68	58	56	53	683
P=75 %	19	21	20	26	37	50	44	42	26	19	28	24	527
P=95 %	9	8	7	14	21	23	43	15	8	7	14	16	502
P=99 %	5	3	3	8	13	12	8	6	5	3	7	4	345

Снежный покров

Снежный покров является важной характеристикой климата, определяющей его суровость и степень увлажнения территории в свою очередь является климатообразующим фактором. Обладая большим альбедо, снежный покров резко уменьшает радиационный баланс, способствует охлаждению нижних прилегающих к нему слоев воздуха и формированию над обширными территориями суши устойчивых антициклонов [Климат..., 1996]

Снежный покров в пределах области характеризуется значительной неустойчивостью. Время его появления колеблется в значительных пределах, так

раннее образование снежного покрова в районе Бреста наблюдается 28 ноября, которое проявляется примерно раз в 20 лет, а позднее с такой же повторяемостью – 5 февраля. Средняя дата образования снежного покрова – 25 декабря. Аналогичная картина и с разрушением снежного покрова. Средняя дата разрушения снежного покрова – 5 марта, наиболее ранняя дата разрушения снежного покрова повторяемостью 1 раз в 20 лет – 7 февраля, а поздняя дата – 3 апреля.

Величина снежного покрова изменяется не только в течение года, но по годам, в зависимости от количества атмосферных осадков, температурного режима, ветрового снегопереноса, испарения и других факторов. Средняя из максимальных высот снежного покрова закономерно увеличивается от 15 см на юго-западе области до 25 см на северо-востоке.

Наряду с высотой снежного покрова важной характеристикой является плотность снега. В холодные зимы плотность свежеснегавпавшего снега в области составляет $0,12 \dots 0,17 \text{ г/см}^3$. В результате оседания и подтаивания происходит уплотнение. Средняя многолетняя величина плотности в конце января составляет $0,23 \dots 0,28 \text{ г/см}^3$, в феврале – $0,25 \dots 0,30 \text{ г/см}^3$ и в середине марта достигает своего максимального значения $0,29 \dots 0,36 \text{ г/см}^3$.

Данные о высоте снежного покрова и его плотности дают возможность рассчитать снегозапасы, т. е. количество воды накопившейся в снеге. Знания величины снегозапасов необходимо для прогнозирования весеннего половодья, влагообеспеченности и других задач. Распределение запасов воды в снеге по территории области подчиняется общим закономерностям формирования снежного покрова и изменяется от 40 мм на юго-западе области до 60 мм на северо-востоке. Приведенные данные относятся к открытым участкам. Для оценки запаса воды в снеге в лесу необходимо использовать коэффициент превышения (для области равный 1,5), и который увеличивается в сторону меньших снегозапасов. Это связано с более частыми оттепелями, когда снег полностью или частично сходит в поле, но сохраняется в лесу, где происходит застаивание холодного воздуха [Климат..., 1996]. Общие влагозапасы для любого участка территории рассчитываются как средневзвешенная величина открытых территорий и покрытых древесно-кустарниковой растительностью, полученная величина влагозапасов позволит уточнить прогноз весеннего половодья.

Влажность воздуха

Относительная влажность воздуха (r) характеризует степень насыщенности воздуха водяными парами и представляет большой практический интерес. Влажность воздуха в области сравнительно велика. Число дней, когда

относительная влажность превышает 80 % составляет за год для Бреста 126 дней, для Пинска – 134, а число сухих дней с влажностью менее 30 % соответственно – 11 и 5 дней. Годовой ход относительной влажности воздуха обратно пропорционален годовому ходу температур воздуха, так как с повышением температуры воздуха парциальное давление насыщенного водяного пара растет быстрее фактического, относительная влажность при этом уменьшается. Наибольшая сухость приходится на весенний период. В основном на май, а не самый теплый месяц года, так как нарастание температуры над сушей происходит относительно быстрее, чем рост влагосодержания в воздушных массах, приходящих с медленнее прогревающейся поверхности океана. В мае средняя относительная влажность составляет 69...70 %, наибольшая влажность наблюдается зимой, так в декабре она составляет 88...89 %. Внутригодовой ход относительной влажности воздуха по области можно проследить по данным таблицы 1.9.

Таблица 1.9. Годовой ход относительной влажности воздуха и числа засух и влажных дней

Метеостанция	Параметр	Месяцы												Год
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Брест	относительная влажность воздуха, %	86	85	78	72	69	70	72	75	79	83	88	88	79
	число сухих дней ($r < 30\%$)	–	0,1	0,7	2,1	3,7	1,5	0,9	0,9	0,4	0,2	–	–	11
	число влажных дней ($r > 80\%$)	20	16	9	5	5	4	4	4	6	12	18	23	126
Пинск	относительная влажность воздуха, %	86	85	80	74	70	71	74	77	79	84	89	89	80
	число сухих дней ($r < 30\%$)	–	0,1	0,3	1,3	1,2	0,6	0,2	0,1	0,5	0,3	–	–	5
	число влажных дней ($r > 80\%$)	20	18	12	6	4	4	3	5	6	13	20	24	134

Дефицит насыщения

Дефицит насыщения изменяется в течение года аналогично ходу температуры воздуха, так как с увеличением температуры воздуха увеличивается дефицит, растет при определенных значениях абсолютной влажности. Последняя в свою очередь зависит от влагосодержания господствующей воздушной массы. Дефицит насыщения влияет на интенсивность испарения и служит одним из критериев оценки засушливых условий погоды.

Дефицит насыщения достигает минимальной величины в зимние месяцы и колеблется от 0,6 до 0,7 *гПа*, максимальный в июне–июле 6,7...7,1 *гПа*. В среднем за теплый период (апрель– октябрь) дефицит насыщения изменяется от 4,5 до 5,5 *гПа* (таблица 1.10).

Таблица 1.10. Среднемесячный и годовой дефицит насыщения (*гПа*)

Метеостанция	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Брест	0,6	0,7	1,6	3,6	5,8	7,0	7,1	6,0	4,0	2,4	1,0	0,7	3,4
Пинск	0,6	0,7	1,3	3,3	5,4	6,7	6,4	5,5	3,8	1,9	0,8	0,6	3,1

Ветер

Ветровой режим обусловлен общей циркуляцией атмосферы над континентом Евразии и Атлантикой. Преобладающим на протяжении всего года являются трансформированные атлантические воздушные массы умеренных широт. Значительно реже на территорию Брестской области проникают тропические и арктические массы. Такой характер циркуляции вызывает господство ветров юго-западного, западного и северо-западного направлений. Это достаточно четко регистрируется в ориентировке форм эолового рельефа, определяет направление волн в озерах, что отражается на их абразионной деятельности и т. д. [Рельеф..., 1982].

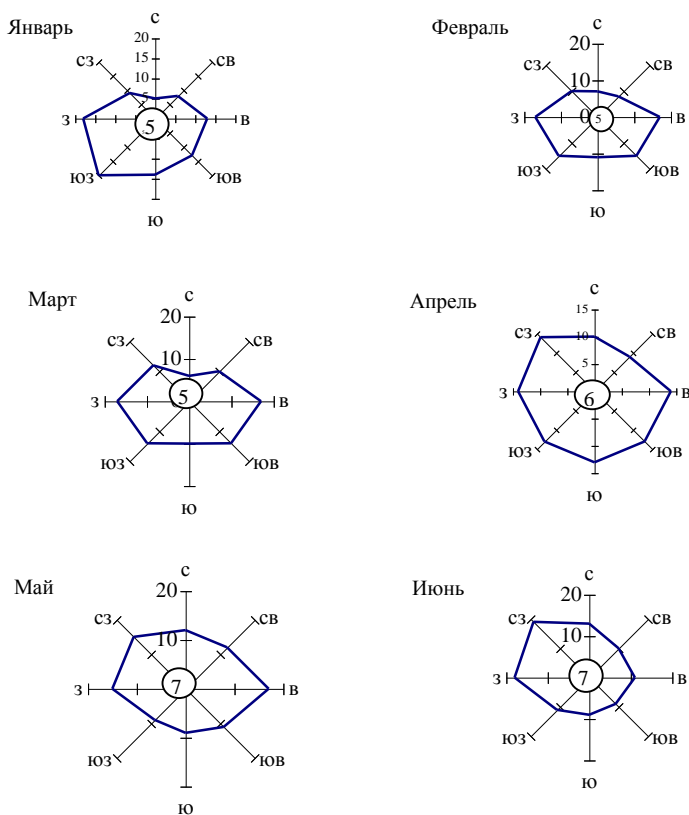
В холодный период года преобладают ветра юго-западных и западных направлений. Различные формы рельефа трансформируют этот преобладающий поток, так в долине р. Припять преобладает западное направление. В холодный период года повторяемость ветров юго-западной направленности горизонта (Ю, ЮЗ, З) составляет 45...50 %. Сравнительно часто (15...20 %) дуют юго-восточные ветры, связанные с юго-западной периферией сибирского антициклона или малоподвижными антициклонами восточной Европы [Климат..., 1996].

В разные годы наблюдается вторжение континентального воздуха со сторон Карского моря, кроме того, значительное влияние оказывают восточные и северо-восточные ветра, их повторяемость достигает 15...20 %. При северо-западных ветрах (повторяемость 9...12 %) приходит арктический воздух с Гренландского и Норвежского морей. Чисто северные ветры для области редки, их повторяемость не превышает 5...8 %, поэтому они не играют значительной роли в формировании климата области.

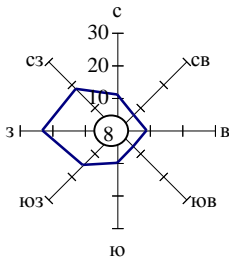
Барические градиенты ослабляются летом, поэтому воздушные потоки слабее зимних и носят иной характер. Направление ветра менее устойчивое, чем в холодный период, оно связано либо с тыловой частью западных цикло-

нов, либо с восточной окраиной областей высокого давления, идущих с Атлантического океана на материк. В сумме ветры с западной составляющей занимают почти 50 % времени теплого периода, 30 % времени теплого периода занимают восточные румбы и северо- и юго-восточные. Повторяемость северных и южных ветров близка к величине при равномерностном распределении всех направлений около 12 %.

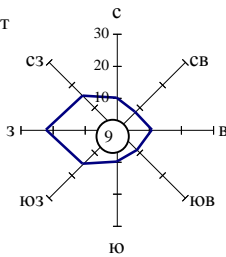
Весной и осенью воздушные течения имеют меньшую направленность, вероятность их появления почти одинаковая, хотя весной более выражены ветры юго-восточного направления, а осенью – юго-западного и западного. На рисунке 1.5 – 1.6 приведены характерные розы ветров по метеостанциям Брест и Пинск.



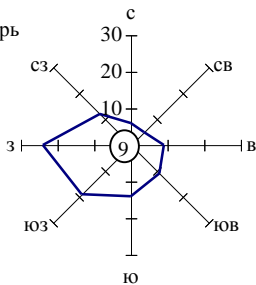
Июль



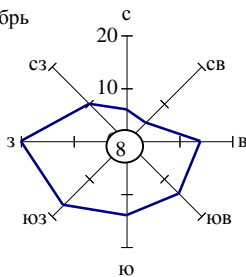
Август



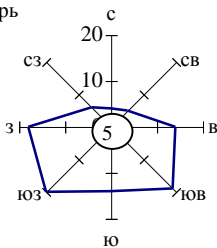
Сентябрь



Октябрь



Ноябрь



декабрь

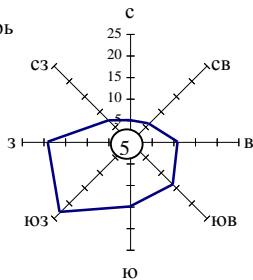
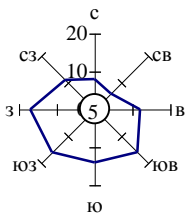
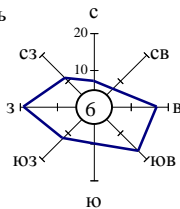


Рисунок 1.5. Повторяемость различных направлений ветра и штилей в течение года по метеостанция Брест.

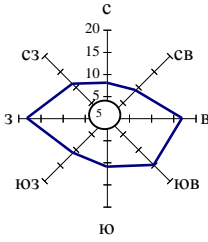
Январь



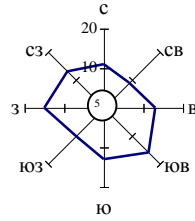
Февраль



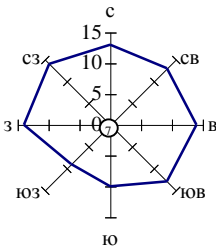
Март



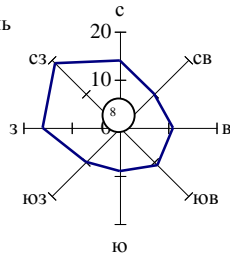
Апрель



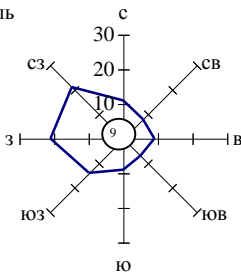
Май



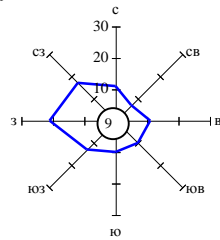
Июнь



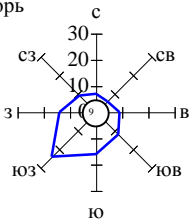
Июль



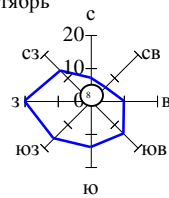
Август



сентябрь



Октябрь



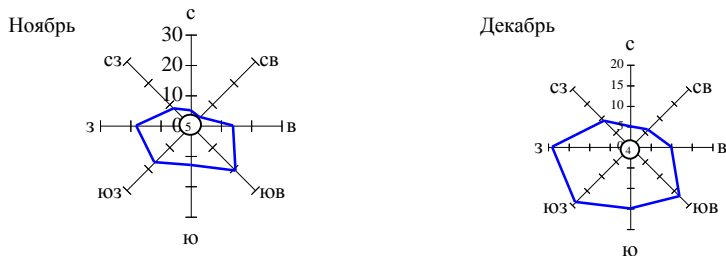
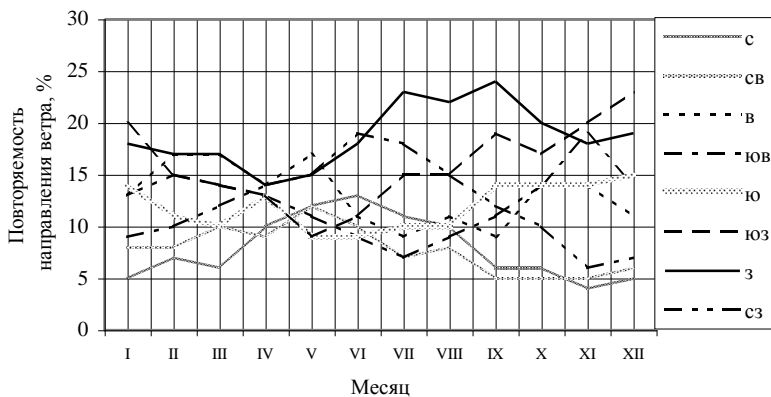


Рисунок 1.6. Повторяемость различных направлений ветра и штилей в течение года по метеостанция Пинск.

Интересно проследить как меняется повторяемость ветра определенного направления в течение года (рисунок 1.7).

а) метеостанция Брест



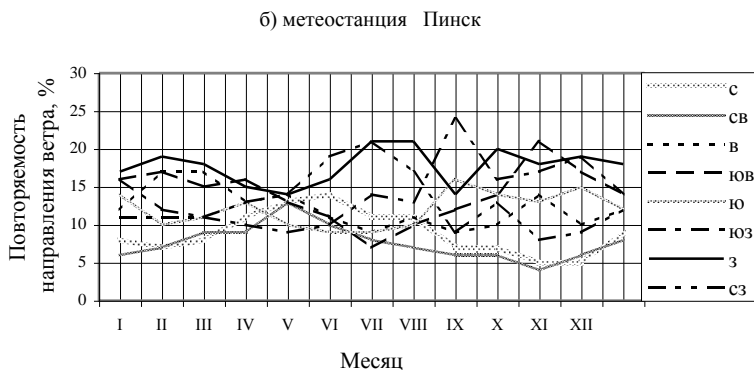


Рисунок 1.7. Годовой ход повторяемости (Р %) ветра различных направлений по метеостанциям: а) Брест, б) Пинск.

Скорость ветра зависит от величины барического градиента, который в свою очередь определяется господствующими синоптическими процессами, кроме того, существенную роль играет макроклиматические и микроклиматические факторы, зависящие от месторасположения метеостанции. При определении скорости ветра необходимо учитывать факт снижения скорости ветра в течение 70-х годов. Климатологи связывают снижение скорости ветра с изменением в общем – циркуляционных процессов и, в частности – увеличением повторяемости восточных форм циркуляции атмосферы в умеренных широтах. Это приводит к необходимости при получении норм по ветру использовать весь период наблюдений.

В таблице 1.11 приведены средние значения скорости ветра (m/c) вычисленные за разные периоды наблюдений.

Таблица 1.11. Средняя месячная и годовая скорость ветра (m/c) за различные периоды осреднения по метеостанции Брест

Периоды осреднения	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
1936-1960	4,0	4,0	4,2	3,5	3,2	3,1	3,0	2,9	2,9	3,2	3,8	3,8	3,5
1936-1980	3,6	3,6	3,7	3,3	2,9	2,8	2,8	2,7	2,8	3,1	3,6	3,5	3,2
1936-1990	3,5	3,5	3,6	3,3	2,9	2,8	2,7	3,6	2,7	3,1	3,5	3,4	3,1

Как видно из таблицы 1.11 произошло заметное уменьшение скорости ветра, что необходимо учитывать при воднобалансовых расчетах водосборов, особенно при определении испарения.

Суммарное испарение

Суммарное испарение – один из основных расходных элементов водного баланса речных водосборов, причем его роль становится определяющей в зоне неустойчивого и недостаточного увлажнения. При решении большого круга научных и практических задач используются вероятностные закономерности и статистические характеристики пространственно-временных колебаний суммарного испарения. Сложность исследования суммарного испарения заключается в том, что в настоящее время нет приборов, которые бы напрямую измеряли его величины. Существующие косвенные методы измерения испарения, впрочем, как и расчетные методы дают существенные ошибки. Кроме того, ограничивающим моментом является малый объем исходной выборки, вследствие чего неизбежно искажение статистических модельных представлений структуры испарения в точке. В рядах наблюдений имеются пропуски, отмечается нестационарность наблюдений во времени и неоднородность рядов. Для практических целей необходимо определить не структуру испарения в окрестностях отдельных метеостанций, а поле испарения как стохастическое формирование в целом. Данные отдельных лизиметров являются репрезентативными лишь для однородной по условиям формирования испарения территории. Увеличение потенциала информативности исходных выборок (одна реализация в год) также не приводит к корректному решению поставленной задачи. Поэтому, в ряде случаев целесообразнее отказаться от наблюдаемых величин, а использовать рассчитанные величины, что и сделано в настоящей работе.

До настоящего времени не разработано теоретически обоснованной схемы, описывающей движение воды в почве при испарении. Существующие расчетные схемы включают ряд эмпирических параметров, точность определения которых существенно влияет на величины испарения. Необходимо критическое применение современных методов определения суммарного испарения. Во всех случаях практических расчетов, необходим обязательный анализ погрешностей и сопоставление полученных результатов с данными о радиационном балансе, испаряемости и, конечно, с измеренными значениями суммарного испарения и данными воднобалансовых исследований.

С методологической точки зрения можно выделить три направления (метода) количественной оценки суммарного испарения: статистические, балансовые и физические (рисунок 1.8). Детальный анализ методов определения суммарного испарения и возможность их использования выполнен в работе [Волчек, Марчук, 1987]. Методы определения суммарного испарения, не требующие дополнительных измерений, сопоставлялись между собой. В качестве

критерия точности приняты годовые нормы испарения, полученные общепринятым методом водного баланса. При расчете годовых норм суммарного испарения по методу водного баланса использованы нормы атмосферных осадков с поправками к показаниям осадкомера [Справочник..., 1968]. Сток принят по карте модуля среднего годового стока Беларуси и Верхнего Приднепровья [Пособие..., 2000]. Величины суммарного испарения, вычисленные различными методами, находятся в довольно широком диапазоне, размах колебаний для ряда пунктов достигает более 100 мм (таблица 1.12). Методы Э.М. Ольдекопа (вариант II), гидролого-климатических расчетов (ГКР) [Режимы..., 1974] и комплексный дают близкие результаты, которые хорошо согласуются с величинами суммарного испарения, вычисленными по водному балансу. Методы М.И. Будыко и А.Р. Константинова дают, хотя и несколько заниженные, но вполне приемлемые результаты.

В настоящей работе, для контроля восстановленных величин суммарного испарения, использован комплексный метод, по методу гидролого-климатических расчетов рассчитаны месячные величины суммарного испарения. Это позволило оценить величины суммарного испарения и их изменчивость.



Рисунок 1.8. Граф-схема основных методов определения суммарного испарения.

Точность расчета суммарного испарения методом ГКР зависит от корректности определения максимально возможного испарения и ряда параметров, которые необходимо уточнить для рассматриваемой территории.

Таблица 1.12. Сопоставление годовых норм испарения с суши, полученных по водному балансу и другими методами, мм.

Метеостанция	Методы						
	Водного баланса	Ольдекопа (вариант I)		Ольдекопа (вариант II)		Тюрка	
		Е, мм	Δ , %	Е, мм	Δ , %	Е, мм	Δ , %
Пинск	574	422	-26,5	545	-5,1	408	-28,9
Брест	551	429	-22,1	529	-4,0	409	-25,8

→ продолжение таблицы 1.12

Метеостанция	Метод							
	Будыко		Константинова		Мезенцева (метод ГКР)		Будыко (комплексный метод)	
	Е, мм	Δ , %	Е, мм	Δ , %	Е, мм	Δ , %	Е, мм	Δ , %
Пинск	515	-10,3	495	-13,8	575	0,2	578	0,7
Брест	495	-10,2	567	2,9	560	1,6	550	-0,2

Теплоэнергетические ресурсы процесса испарения

Теплоэнергетические ресурсы процесса испарения для любого расчетного промежутка времени определяются как:

$$L \cdot E_0 = R^+ + P^+ \pm \Delta B - \Delta E_m, \quad (1.6)$$

E_0 – эквивалент теплоэнергетических ресурсов – максимально возможное испарение, м; L – скрытая теплота испарения, $\text{м}^3/\text{Дж}$; R^+ – положительная составляющая радиационного баланса, $\text{Дж}/\text{м}^2$; P^+ – положительная составляющая турбулентного теплообмена, $\text{Дж}/\text{м}^2$; ΔB – изменение теплозапасов деятельного слоя почвы, $\text{Дж}/\text{м}^2$; ΔE_m – расход тепла на таяние снега, льда, прогревание почвы, $\text{Дж}/\text{м}^2$.

Из-за ограниченности материалов наблюдений за радиационным режимом, турбулентным и почвенным теплообменами использовать уравнение (1.6) в практических расчетах затруднительно. В связи с этим были получены связи элементов радиационного баланса с широко измеряемыми климатическими характеристиками. В настоящее время имеется ряд зависимостей для определения годовых норм E_0 для условий Беларуси [Голченко, 1976; Стефаненко, Водчиц, 1977; Марчук, 1982] по сумме температур воздуха выше 10°C . Нами же найдено приближенное решение уравнения (1.6) для месячных интервалов времени [Волчек, 1986]. На основе анализа имеющихся режимных данных наблюдений на актинометрических станциях установлены количественные

связи месячных величин положительной составляющей радиационного баланса с дефицитом насыщения воздуха. Примечательно, что эти связи носят нелинейный характер. Причины нелинейности и гистерезиса этой связи состоит в том, что положительная составляющая радиационного баланса является одной из составляющих уравнения (1.6), куда входят еще затраты тепла на испарение, турбулентный теплообмен с атмосферой и изменение теплосодержания почвогрунтов. Дефицит насыщения воздуха характеризует лишь интенсивность турбулентного обмена с атмосферой. В соответствии со знаком теплообмена в почвогрунтах и интенсивностью затрат тепла на испарение изменения дефицита влажности воздуха в первом полугодии происходит по выпуклой кривой, а во втором – по прямой.

Пространственная структура максимально возможного испарения имеет широтное распространение, увеличивается с юго-запада на северо-восток и подчиняется основным закономерностям распределения солнечной радиации (рисунок 1.9).

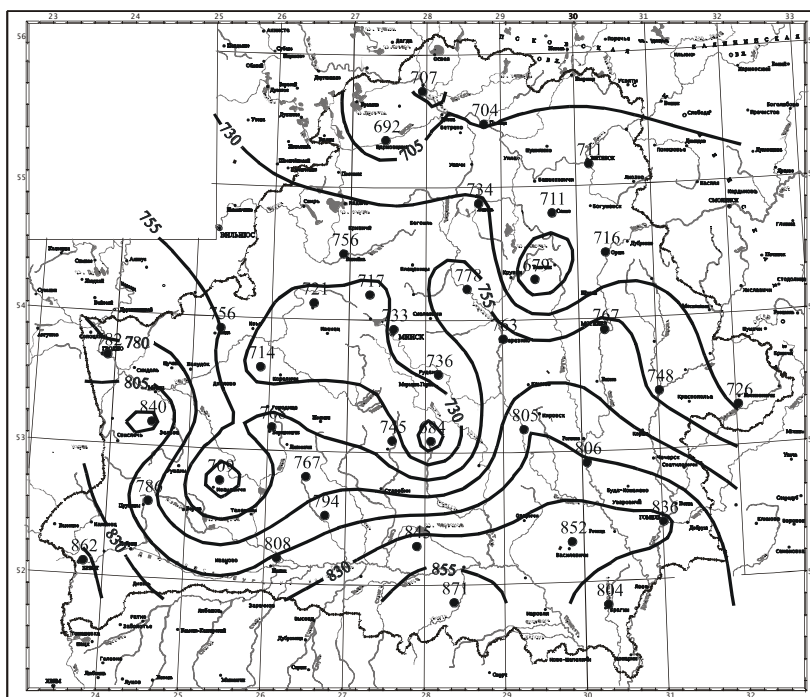


Рисунок 1.9. Годовые нормы максимально возможного испарения на территории Беларуси, мм.

В таблице 1.13 приведены месячные значения максимально возможного испарения по некоторым пунктам Брестской области.

Таблица 1.13. Средние многолетние значения максимально возможного испарения на территории Брестской области (мм)

Метеостанция	Месяцы								Год
	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	IV-X	
Барановичи	82	112	123	116	97	68	42	640	768
Ганцевичи	85	109	119	106	85	61	43	607	767
Ивацевичи	88	112	125	118	97	69	45	654	709
Пружаны	82	108	120	127	94	68	41	639	786
Полесская	91	112	121	109	88	64	45	630	794
Пинск	88	110	125	116	97	73	47	656	808
Брест	91	114	125	130	106	76	48	689	862

Расчет суммарного испарения

Как было обосновано выше для расчета суммарного испарения принят метод ГКР. Суммарное испарение по методу ГКР за расчетный интервал времени определяется по следующим уравнениям [Мезенцев, 1969]:

$$E = E_0 \cdot \left(1 + V_{cp}^{-r \cdot n} \right)^{1/n}; \quad (1.7)$$

$$V_{cp}^r = \frac{\left(X + G \right) + V_i}{\frac{W_{HB}}{E_0} + V_i^{1-r}}; \quad (1.8)$$

$$V_{i+1} = V_i \cdot \left(\frac{V_{cp}}{V_i} \right)^r, \quad (1.9)$$

где E – суммарное испарение, мм; W_{HB} – значение наименьшей влагоемкости деятельного слоя почвы, мм; V_i, V_{i+1} – влажность деятельного слоя почвы на начало и конец расчетного периода в долях от W_{HB} ; V_{cp} – средняя за расчетный период влажность почвы в долях от W_{HB} ; X – атмосферные осадки с учетом поправок на выдувание и смачивание, мм; G – грунтовая составляющая водного баланса, мм; r – параметр, зависящий от водно-физических свойств и механического состава почвогрунтов; n – параметр, учитывающий гидравлические условия стока.

Системы уравнений (1.7) – (1.9) относительно норм суммарного испарения решаются методом итераций. Задача сводится к подбору такой влажно-

сти почвогрунтов на начало первого периода, чтобы величина на конец последнего периода замкнутого цикла были одинаковы.

На рисунке 1.10 представлена карта годового суммарного испарения на территории Беларуси. Годовая величина суммарного испарения изменяется в небольших пределах и составляет 520...590 мм, увеличиваясь с севера к центру страны, величина суммарного испарения достигает максимального значения и затем убывает к югу, так как на севере оно ограничено тепловыми ресурсами, а на юге – водными. Внутригодовое распределение суммарного испарения для всей рассматриваемой территории характеризуется максимумом в июне (100...120 мм/мес.) и минимумом в декабре, что соответствует экстремальным значениям теплоэнергетических ресурсов.

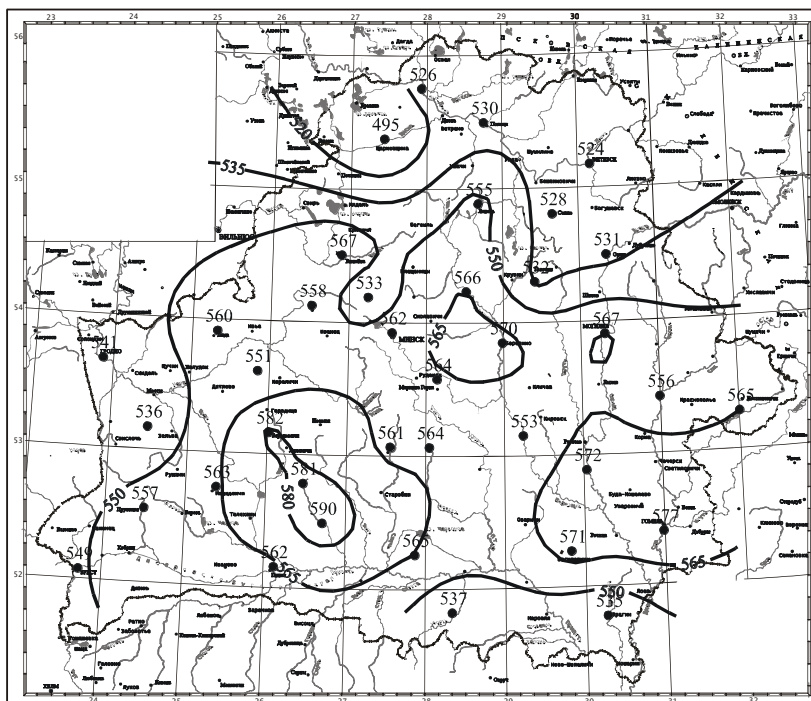


Рисунок 1.10. Годовое суммарное испарение на территории Беларуси (мм).

В таблице 1.14 приведены средние многолетние значения суммарного испарения на территории Брестской области.

Таблица 1.14. Средние многолетние значения суммарного испарения на территории Брестской области (мм)

Метеостанция	Месяцы								Год
	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	IV-X	
Барановичи	60	106	111	97	77	51	27	528	582
Ганцевич	66	105	102	89	69	46	29	506	581
Ивацевичи	64	103	102	87	69	47	27	499	563
Пружаны	60	93	101	92	72	48	26	492	557
Полесская	72	102	101	91	70	48	30	519	590
Пинск	65	100	106	85	68	47	27	498	562
Брест	65	93	95	83	69	47	27	479	549

По методу гидролого-климатических расчетов определены месячные величины суммарного испарения за конкретные годы. Это позволило оценить изменчивость суммарного испарения, которая сравнительно невелика по отношению к стоку и атмосферным осадкам и составляет ($C_v=0,10\dots 0,16$), т. е. в среднем ($C_v=0,13$). Несколько большие значения коэффициентов вариации для теплого ($C_v=0,15$) и вегетационного ($C_v=0,16$) периодов. Коэффициенты вариации месячных величин суммарного испарения принимают еще большие значения, достигая ($C_v=0,32$). Во внутригодовом разрезе наибольшая изменчивость наблюдается в июле ($C_v=0,26$). Причина этого заключается в том, что к этому времени весенние влагозапасы уже, как правило, израсходованы и суммарное испарение определяется, в основном, режимом выпадения атмосферных осадков (таблица 1.15).

Таблица 1.15. Коэффициенты вариации суммарного испарения на территории Брестской области

Метеостанции	Месяцы								Год
	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X		
Барановичи	0,26	0,23	0,22	0,23	0,23	0,24	0,25	0,13	
Ганцевичи	0,23	0,22	0,21	0,32	0,24	0,22	0,26	0,11	
Ивацевичи	0,25	0,22	0,22	0,25	0,24	0,29	0,29	0,16	
Пружаны	0,22	0,20	0,22	0,15	0,20	0,21	0,23	0,15	
Полесская	0,25	0,29	0,22	0,27	0,23	0,24	0,27	0,11	
Пинск	0,20	0,22	0,23	0,30	0,23	0,24	0,31	0,10	
Брест	0,27	0,26	0,23	0,26	0,20	0,22	0,27	0,12	

Изменение климата

В настоящее время пространственная структура распределения метеорологических элементов изучена более подробно, чем их временная структура. Вопросам первостепенной важности является достоверное определение “сигнала” в изменении климата, связанного с тем или иным естественным или антропогенным фактором или их сочетаний.

По существующим оценкам, температура воздуха Северного полушария уже поднялось почти на $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ по сравнению с доинструментальным периодом, а по расчетам возможного накопления примесей, может к середине текущего столетия повыситься еще на $2,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ [Дроздов, 1990].

Прогнозируемые изменения температуры незамедлительно скажутся и на увлажнении, настолько, что без их учета уже сейчас нельзя планировать долговременные гидрологические мероприятия. Следует учитывать, что воздействие глобальных потеплений на увлажнение (осадки и речной сток) процесс многосторонний. Оно неоднозначно в зависимости от уровня потепления, его причины, района, сезона, динамики потепления. Ожидаемое потепление вызовет возрастание испарения с океанов, что в свою очередь повысит содержание влаги в атмосфере, а вместе с тем и интенсивность атмосферных осадков, а также способствует дальнейшему росту температур и развитию конвекций. Связанное с потеплением отступление полярных льдов помимо дальнейшего усиления потеплений уменьшает меридиальные контрасты температур между высокими и низкими широтами, чем ослабляет циклоническую деятельность в умеренных широтах континентов, а с ней и количество осадков, особенно в холодное время года. Уменьшение межширотных температур контрастов ослабляет скорости зональных переносов влаги с океанов внутрь материка, что может увеличить аридность в континентальных районах. Изменение концентрации CO_2 в атмосфере в основном меняет эффективное излучение. Влияние этого фактора равномерно распределяется по широтам. При потеплениях происходит сдвиг циркуляционных зон к северу (аналогично годовому ходу). Это вызывает увеличение атмосферных осадков в одних районах и уменьшение в других, причем величина этих изменений зависит от уровня потепления.

В настоящее время существует три основных направления прогнозирования изменения климата [Дроздов, 1990]:

- сложные модели общей циркуляции атмосферы, которые удовлетворительно описывают общие закономерности изменений климата при больших потеплениях, при этом их детали прогнозируются весьма проблематично;
- палеогеографические аналоги в климатах прошлого и настоящего, как правило, никогда не бывают полными из-за изменений в геологическом прошлом географических и геофизических условий важных для климата исследуемой территории;
- данные инструментальных наблюдений показывают закономерности формирования современной климатической системы и особенно важны

для оценки условий, складывающихся на начальном этапе глобального потепления, происходящего в настоящее время, при этом эти модели не всегда статистически надежны и могут не отражать особенностей поведения климатической системы, возникших при быстром потеплении.

Важнейшей особенностью потепления климата Брестской области, как и Беларуси в целом является изменение годового хода температуры воздуха и атмосферных осадков [Природная..., 2002]. Главной особенностью изменения климата является частое появление «безъядерных зим», т. е. январь перестал быть самым холодным месяцем зимы. Амплитуда годового хода температуры уменьшилась; климат стал более морским, при этом также изменился характер годового хода выпадения атмосферных осадков. В некоторых районах области прослеживается положительный тренд в изменении разности количества атмосферных осадков в мае – июне и июле – августе, который обуславливает в значительной степени уменьшением атмосферных осадков в июне – августе. При этом выделяются 18 – 21 летние колебания [Природная..., 2002]. Несмотря, что коэффициент природной увлажненности на территории Брестской области равен единице, временная и пространственная неравномерность выпадения атмосферных осадков по ее территории обуславливает образование засушливых периодов различной продолжительности. В области в среднем раз в 4 – 5 лет засушливым может быть любой из месяцев теплого периода, а один раз в 8 – 10 лет засушливым бывает два месяца подряд.

По данным академика В.Ф. Логинова число экстремальных засушливых явлений с 1951 по 1999 гг. несколько увеличилось, по сравнению с периодом с 1891 по 1950 гг. В период интенсивной мелиорации Полесья и до настоящего времени наблюдается рост экстремальных засушливых явлений, который был особенно заметен в августе и сентябре, а в первую половину лета происходит даже некоторое уменьшение числа засушливых явлений.

Определенный интерес представляет динамика засух охватывающих большие территории. За период инструментальных наблюдений засухи, охватывающие южную часть Беларуси в мае–августе наблюдались 13 раз. В 1936 году такая засуха отмечалась в мае, в июне засухи наблюдались в 1915, 1964, 1979, 1999 гг., в июле – 1952, 1959, 1992, 1999 гг., в августе – 1898, 1909, 1939, 1999 гг. Пять раз засухи охватывали центральный и южный район республики, они наблюдались в мае 1917, 1949, 1986 гг., июне 1940 г., и июле 1951 г. [Природная..., 2002].

Особо надо отметить засуху 1999 г., когда в течение всего летнего периода наблюдалась экстремальная температура воздуха, а атмосферные осадки

значительно ниже нормы. В среднем засухи охватывающие не менее 30 % области повторяются 1 раз в 2–3 года.

Как показал академик В.Ф. Логинов, за период инструментальных наблюдений повторяемость природно-масштабных засух существенно не изменилась, тогда как появление засух в августе в последние тридцатилетие стало более частым.

Как известно, одним из главных антропогенных факторов в Брестской области является гидротехническая мелиорация. Широкомасштабная мелиорация оказала существенное влияние не только на микроклимат осушительных территорий, но и на региональный климат Полесья [Логинов, 1997].

Понижение уровня грунтовых вод на торфяно-болотных почвах Полесья в результате осушительной мелиорации привело к понижению их теплопроводности и повышению объемной теплоемкости. Это способствовало значительному увеличению прогрева почв в дневное время суток и резкому охлаждению в ночные часы и как результат увеличение количества заморозков. При этом происходит перераспределение поступающей на поверхность солнечной радиации в следствие увеличения альбедо, что вызывает уменьшение радиационного баланса на освоенных болотах конденсация влаги на поверхности почвы в 1,5 ...3,5 раза больше, чем на естественном болоте, это вызывает усиление внутрпочвенной конденсации суммарного испарения, а также наблюдается усиление внутрисуточного влагооборота в системе почва – атмосфера. В целом дневная температура почвы в теплый период года осушенного торфяника больше, чем неосушенного болота.

Проведенный академиком В.Ф. Логиновым анализ хода метеорологических изменений в районах республики, где проводилась массовая осушительная мелиорация, в том числе и Брестской области, показали, что в период интенсивной мелиорации (1965 – 1984 гг.) и последующие годы температура воздуха в июне и июле уменьшилась на 0,2...0,7 °С, в августе ее снижение не существенно. Эти изменения можно отнести на счет влияния интенсивной мелиорации земель области и сопредельных территорий. Поскольку при интенсивном сельскохозяйственном использовании мелиорированных земель суммарное испарение и влажность воздуха увеличивается в первую половину лета и уменьшается во вторую, количество атмосферных осадков возрастает в первую половину лета. Общие изменения атмосферных осадков составят 10...31 мм [Природная..., 2002].

1.2. Рельеф

Современный рельеф Брестской области представлен преимущественно плоскими и покатоволнистыми низинами и равнинами, речными долинами