



МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение  
высшего образования  
«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ  
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Кафедра метеорологических прогнозов

**ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА**  
(магистерская диссертация)

На тему: «Изменчивость альbedo различных поверхностей как важный  
фактор микроклимата»

Исполнитель **Багаутдинова Виктория Алексеевна**  
(фамилия, имя, отчество)

Руководитель кандидат физико-математических наук  
(ученая степень, ученое звание)  
**Топтунова Ольга Николаевна**  
(фамилия, имя, отчество)

«К защите допускаю»  
заведующий кафедрой

(подпись)

кандидат физико-математических наук, доцент  
(ученая степень, ученое звание)

**Анискина Ольга Георгиевна**

(фамилия, имя, отчество)

«17» февраля 2022 г.

Санкт-Петербург  
2022

## Содержание:

ВВЕДЕНИЕ .....	3
Глава 1 .....	5
1.1 Основное понятие альbedo поверхности. ....	5
1.2 Изменчивость альbedo поверхности в зависимости от типа подстилающей поверхности. ....	7
1.3 Влияние альbedo поверхности на общий поток суммарной радиации. ....	11
1.4 Влияние альbedo поверхности на радиационный баланс земной поверхности. ....	16
1.5 Связь альbedo поверхности и изменчивости микроклимата. ....	19
Глава 2 .....	24
2.1 Методика расчета альbedo поверхности. ....	24
2.2 Методика расчета и изменения основных составляющих радиационного баланса. ....	30
2.3 Описание базы данных измеренного альbedo и основных составляющих параметров уравнения радиационного баланса. ....	35
Глава 3 .....	48
3.1 Результаты анализа изменчивости альbedo в зависимости от подстилающей поверхности. ....	48
3.2 Результаты анализа влияния альbedo на общий поток суммарной радиации. ....	59
3.3 Результаты анализа влияния альbedo на радиационный баланс земной поверхности. ....	61
ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....	64
СПИСОК ИСПОЛЬЗУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ .....	66

## ВВЕДЕНИЕ

Падая на земную поверхность, суммарная радиация в большей своей части поглощается в верхнем, тонком слое почвы или воды и переходит в тепло, а частично отражается. Величина отражения солнечной радиации земной поверхностью зависит от характера этой поверхности. Отношение количества отраженной радиации к общему количеству радиации, падающей на данную поверхность, называется альбедо поверхности. Это отношение выражается в процентах.

Отношение отраженной части радиации  $R_k$  ко всей приходящей суммарной радиации  $Q$  называют отражательной способностью или альбедо  $A$  данной подстилающей поверхности:

$$A=R_k/Q \quad (1)$$

Преобладающая часть радиации, отраженной земной поверхностью и верхней поверхностью облаков, уходит за пределы атмосферы в мировое пространство. Также уходит в мировое пространство часть рассеянной радиации, около одной трети ее. Отношение этой уходящей в космос отраженной и рассеянной солнечной радиации к общему количеству солнечной радиации, поступающему в атмосферу, носит название планетарного альбедо Земли или просто альбедо Земли.

Планетарное альбедо Земли оценивается в 35-40%; по-видимому, оно ближе к 35%. Основную часть планетарного альбедо Земли составляет отражение солнечной радиации облаками.

Актуальность настоящей работы обусловлена тем, что альбедо подстилающей поверхности оказывает основное влияние на микроклимат, отражает основные процессы, проходящие на уровне деятельной поверхности. Изучение альбедо необходимо при анализе изменения климатической системы,

при агрометеорологических прогнозах и для сельскохозяйственного планирования, так как альбедо влияет на опустынивание.

Целью работы является анализ изменчивости альбедо в зависимости от подстилающей поверхности; анализ влияния альбедо на общий поток суммарной радиации и влияние альбедо на радиационный баланс земной поверхности.

Для реализации поставленной цели были выполнены задачи:

- Участие в организации и проведении серий экспериментальных наблюдений за альбедо различных поверхностей (водная поверхность Ладожского озера, районы черничника, разнотравье, оголенная почва и т.д) в период с 2017 по 2020;
- Анализ, расчет и обработка сопутствующих актинометрических и метеорологических данных в период с 2017 по 2020, создание архива.

Магистерская работа состоит из введения, 3 глав и заключения. Во введении представлены актуальность и цели настоящего исследования, 1 глава посвящается теоретической основе теории альбедо, во 2 главе представлено методика расчета альбедо и описание базы данных, в 3 главе описываются результаты анализа влияния альбедо на общий поток суммарной радиации и радиационный баланс современное состояние. В заключении перечислены все основные выводы, сделанные в ходе проведенной работы.

### ***1.1 Основное понятие альбедо поверхности.***

Солнечная радиация, достигающая поверхности Земли, не поглощается ею полностью. Часть излучения отражается поверхностью, а в отражении участвует только верхний активный слой земной поверхности, в котором происходит поглощение излучения и его преобразование [17]. В этот слой входит вся травяная и растительная масса леса, первые десятки метров чистой и дециметры мутной воды, а также дециметры снега, несколько сантиметров песка и доли миллиметров темных почв. Отражательная способность земной поверхности зависит от вида тел, их физических свойств, цвета и состояния. Отношение отраженного излучения к суммарному излучению Солнца и атмосферы называется альбедо. Значения альбедо чаще всего выражаются в процентах (или долях единиц). [6,7,17] Расчет альбедо системы земная поверхность-атмосфера производится по формуле;

$$r = (r_1 + r_2) (1 - n) + (r_3 - r_2)n \quad (2)$$

где  $r_1$ ,  $r_2$ ,  $r_3$ —альбедо земной поверхности, атмосферы и облаков соответственно;  $r_2$  — альбедо слоя атмосферы выше облаков,  $n$  — количество облачности (в долях единицы).

Прибавки до ста процентов характеризуют поглощательную способность организма, если только он не пропускает излучение. Альбедо земной поверхности сильно варьируется. [6] Это связано с типом ландшафтных зон, а в умеренных и высоких широтах еще и со сменой времен года. Так, в центральных частях полярных областей отражательная способность высока и мало меняется в течение года: в Антарктиде в пределах 80–86%; в центральной Арктике в пределах 70–86%. В июле снижение альбедо в Арктике (до 65%) связано с более интенсивным снеготаянием, чем в декабре в Антарктиде. [6,7,17]

Также альbedo поверхности зависит от ее цвета, шероховатости, влажности и других свойств. Альbedo водных поверхностей на высоте Солнца выше  $60^\circ$  меньше альbedo суши, так как солнечные лучи, проникая в воду, в значительной степени поглощаются и рассеиваются в ней. [26]

Альbedo всех поверхностей, а особенно водных зависит от высоты Солнца: наименьшее альbedo бывает в полуденные часы, наибольшее - утром и вечером. Это связано с тем, что при малой высоте Солнца в составе суммарной радиации возрастает доля рассеянной, которая в большей степени, чем прямая радиация отражается от шероховатой подстилающей поверхности. [27]

## ***1.2 Изменчивость альbedo поверхности в зависимости от типа подстилающей поверхности.***

Наблюдения показывают, что альbedo различных поверхностей изменяется в сравнительно узких пределах (10—30%), исключение составляют снег и вода, в таблице 1.1 и 1.2 приведены значения альbedo различных поверхностей. [1]

Альbedo естественных поверхностей (по В. Л. Гаевскому и М. И. Будыко)

Поверхность	Альbedo
Снег и лед	
Свежий сухой снег	0.08-0.95
Чистый влажный снег	0.60-0.70
Загрязненный снег	0.40-0.50
Морской лед	0.30-0.40
Обнаженная почва	
Темные почвы	0.05-0.15
Влажные серые почвы	0.10-0.20
Сухие глинистые или серые почвы	0.20-0.35
Сухие светлые песчаные почвы	0.25-0.45
Поля, луга, тундра	
Поля ржи и пшеницы	0.10-0.25
Картофельное поле	0.15-0.25
Хлопковые поля	0.20-0.25
Луга	0.15-0.25
Сухие степи	0.20-0.30
Тундра	0.15-0.20
Древесная растительность	
Хвойные леса	0.10-0.15
Лиственные леса	0.15-0.20



Средние величины альбедо для основных видов естественных поверхностей суши (по М. И. Будыко, Т. Г. Берлянд, Л. И. Зубенок)

Поверхность	Альбедо
Устойчивые снежные потоки:	
Высокие широты (60 и более)	0.80
Умеренные широты (менее 60)	0.70
Неустойчивый снежный покров	0.45
Хвойные леса	0.14
Тундра, степи, лиственные леса, саванны во влажное время года	0.18
Саванны в сухое время года	0.25
Пустыни	0.30

Среднее альбедо снега составляет 60%, а со свежим снегом может достигать 90%. Альбедо водной поверхности сильно зависит от угла падения солнечных лучей. Так, при высоте Солнца  $90^\circ$  альбедо водной поверхности составляет 2 %,  $50^\circ$  — 4 %,  $45^\circ$  — 5 %,  $20^\circ$  — 12 %,  $5^\circ$  — 3,5 %. В целом альбедо водных поверхностей (океанов) меньше альбедо суши: его средние значения колеблются в пределах 0,06 в экваториальной зоне ( $20^\circ$  ю.ш., тогда как альбедо более 0,15 наблюдается только зимой). Альбедо существенно зависит от влажности почвы, при повышении которой оно уменьшается. Значительное снижение альбедо при увеличении влажности почвы играет важную роль в процессе изменения теплового режима орошаемых полей [1]. Вследствие уменьшения альбедо при увлажнении почвы происходит увеличение поглощаемой радиации. Альбедо различных поверхностей имеет

хорошо выраженный дневной и годовой ход, обусловленный зависимостью альbedo от высоты Солнца. Наименьшие значения альbedo наблюдаются в околополуденные часы, а в течение года—летом.[1]

### ***1.3 Влияние альбедо поверхности на общий поток суммарной радиации.***

Суммарной радиацией называется сумма прямой и рассеянной солнечной радиации, поступающей на горизонтальную поверхность; она является важнейшей составной частью общего притока тепла к земной поверхности.[1]

Из общего потока суммарной радиации  $(S \sin \theta_0 + D)$  отражается от земной поверхности часть его  $(S \sin \theta_0 + D)A$ , где  $A$  — альбедо поверхности. Остальная часть суммарной радиации  $(S \sin \theta_0 + D)(1 - A)$  поглощается земной поверхностью и идет на нагревание верхних слоев почвы и воды. Эту часть называют поглощенной радиацией.[19,21]

На первый взгляд, измерение рассеянной и суммарной (т. е. рассеянной плюс прямой) радиации представляет собой простую задачу: необходимо обеспечить падение на некоторую черную поверхность радиации со всей верхней полусферы. Однако необходимо решить следующие проблемы:

Рассеянная радиация имеет максимум в голубой (коротковолновой) части спектра, следовательно, прибор для её измерения должен также иметь максимальную чувствительность в этом диапазоне.

Для измерения необходимо исключить попадание радиации на некоторую поверхность, находящуюся рядом с зачерненной пластиной, чтобы далее измерять разность температур между пластиной и этой поверхностью.

Эти трудности решаются комплексно. Основной чувствительный элемент пиранометра (рис. 1.1, а) - прибора для измерения рассеянной и суммарной радиации, показан на рис. 1.1, б. [24]

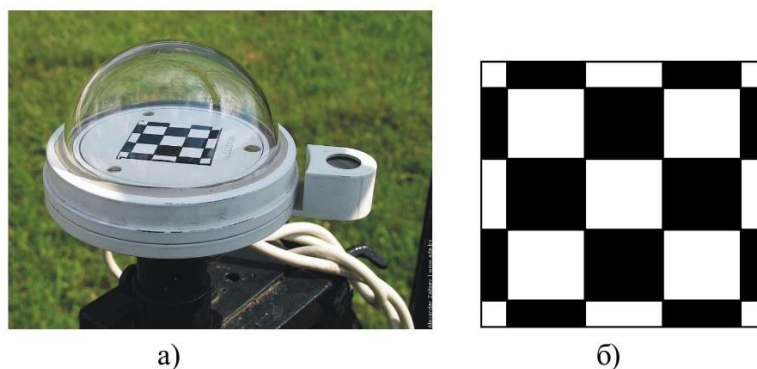


Рис. 1.1. Внешний вид пиранометра (а); приёмник радиации пиранометра М-80м (б)

Это плоская поверхность, участки которой окрашены в чёрный и белый цвета. Чёрные участки закрашены сажей, которая поглощает всю радиацию, белые участки закрашены магнезией, поглощающей только длинноволновую радиацию. Таким образом, между черными и белыми участками появляется разность температур, обусловленная разным поглощением радиации. Значит, коротковолновая радиация, которую поглощает сажа, но не поглощает магнезия, является причиной появления разности температур между участками. Разность температур измеряется с помощью термобатарей, нечётные спаи которой помещены под чёрными участками, а чётные – под белыми. Следовательно, мерой рассеянной радиации является термоток термобатарей, измеряемый с помощью гальванометра. Однако поглощательные свойства сажи и магнезии не являются столь идеальными. Магнезия все же поглощает коротковолновое излучение, хотя и значительно хуже, чем сажа, а поглощающие свойства сажи и магнезии а) б) рис. 1.1.

Внешний вид пиранометра (а); Приемник излучения пиранометра М-80м(б)150 отличается по отношению к длинноволновому излучению. Для выравнивания поглощающих свойств по отношению к длинноволновому излучению белые поля пропитывают парафином. Для устранения ветровой погрешности, т. е. для выравнивания температур черного и белого полей, приемник излучения закрывается прозрачным колпаком (1) (рис. 1.2), пропускающим коротковолновое излучение. Правда, стеклянный купол

поглощает излучение в областях 0,3—0,4 мкм и 2,5—4 мкм, но в этих областях интенсивность прямого и рассеянного излучения очень мала. Для измерения диффузного излучения пиранометр не должен подвергаться прямому солнечному излучению. Для этого предусмотрен теневой экран (5), который прикручивается к специальной штанге и закрепляется на ней винтом. Размеры экрана и стержня рассчитываются так, чтобы экран был виден из центра приемника излучения пиранометра под углом 100°. Тогда экран закрывает область неба вокруг солнечного диска с телесным углом 50°. Необходимой частью пиранометра является осушитель (6), установленный во внутренней полости стойки. Осушитель заполнен силикагелем - веществом, поглощающим водяной пар.

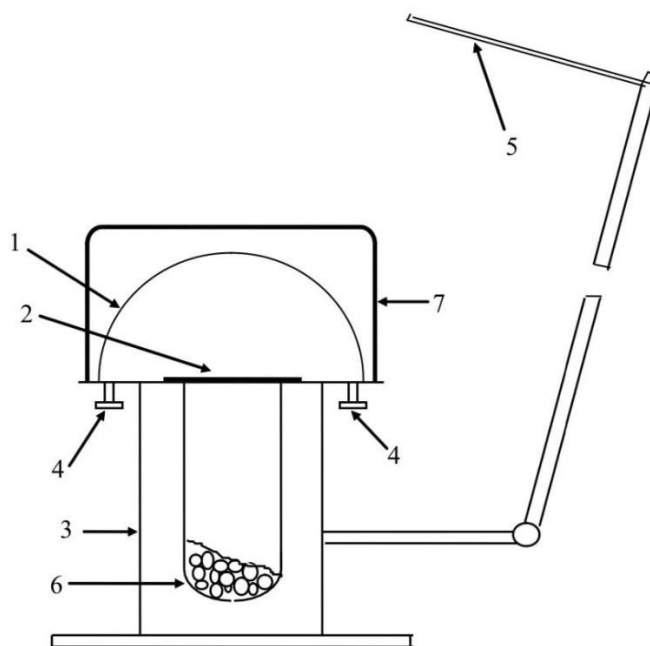


Рис. 1.2. Пиранометр универсальный М-80м. 1 - стеклянный колпак; 2 - приемник радиации; 3 - корпус; 4 – выходы термобатареи; 5 - теневой экран; 6 - осушитель; 7 – крышка

Таким образом, под колпаком находится сухой воздух, что способствует сохранности термобатареи. В промежутках между измерениями пиранометр закрывают металлической крышкой (7).

Суммарное излучение можно измерить пиранометром так же, как и рассеянное излучение, но в этом случае теневой экран не используется. На практике полное излучение определяется сложением прямой, измеряемой актинометром, и рассеянной, измеряемой пиранометром. Это делается потому, что при измерении суммарного излучения черные поля слишком сильно нагреваются и тепло передается от черных к белым полям, что вызывает ошибки измерения. Пиранометр измеряет альbedo подстилающей поверхности (иногда его также называют альбедомером). Делается это с помощью двух последовательных измерений: сначала измеряется (или вычисляется) суммарное излучение, идущее от верхней полусферы, затем пиранометр поворачивается на  $180^\circ$  и измеряется излучение, отраженное земной поверхностью. Альbedo рассчитывается как отношение этих значений.[24]

Альbedo поверхности почвы меняется в пределах 10—30%; у влажного чернозема оно снижается до 5%, а у сухого светлого песка может повышаться до 40%. С возрастанием влажности почвы альbedo снижается. Альbedo растительного покрова — леса, луга, поля — заключается в пределах 10—25%. Альbedo поверхности свежеснеженного снега составляет 80—90%, давно лежащего снега — около 50% и ниже. Альbedo гладкой водной поверхности для прямой радиации меняется от нескольких процентов при высоком Солнце до 70% при низком; оно зависит также от волнения. Для рассеянной радиации альbedo водных поверхностей равно 5—10%. В среднем альbedo поверхности Мирового океана составляет 5—20%. Альbedo верхней поверхности облаков — от нескольких процентов до 70—80% в зависимости от типа и мощности облачного покрова — в среднем 50—60%.

Приведенные цифры относятся к отражению солнечной радиации не только видимой, но и во всем ее спектре. Фотометрическими средствами измеряют альbedo только для видимой радиации, которое, конечно, может несколько отличаться от альbedo для всего потока радиации. [20-22]

Характер распределения планетарного альbedo, полученного по наблюдениям с метеорологических спутников, обнаруживает резкий контраст между значениями альbedo в высоких и средних широтах Северного и Южного полушарий за 30-й параллелью. В тропиках самые высокие значения альbedo наблюдаются над пустынями типа Сахары, в зонах конвективной облачности над Центральной Америкой, над океанами в зоне внутритропической конвергенции (например, в восточной части экваториальной зоны тихий океан).

В Южном полушарии наблюдается зональная изменчивость изолиний альbedo, обусловленная более простым распределением суши и океана. Самые высокие значения альbedo наблюдаются в полярных широтах, где преобладают снежные и ледяные поля.

Преобладающая часть излучения, отраженного земной поверхностью и верхней поверхностью облаков, выходит за пределы атмосферы в мировое пространство. Часть (около трети) рассеянного излучения также уходит в космическое пространство. Отношение отраженной и рассеянной солнечной радиации, идущей в космос, к общему количеству солнечной радиации, поступающей в атмосферу, называется планетарным альbedo Земли, или альbedo Земли.

В целом планетарное альbedo Земли оценивается в 31%. Основную часть планетарного альbedo Земли составляет отражение солнечной радиации облаками. [2-4]

#### ***1.4 Влияние альбедо поверхности на радиационный баланс земной поверхности.***

Согласно определению, радиационный баланс – это сумма всех радиационных потоков на данную поверхность, причём потоки с верхней полусферы суммируются с положительным знаком, а с нижней – с отрицательным. Для измерения радиационного баланса используется балансомер М-10м в комплекте с одним из приборов: гальванометром, интегратором или самописцем типа КСП-4. Часто проводят измерения с одним гальванометром, что не даёт возможности определять интегральный радиационный баланс и проводить непрерывную запись результатов. Балансомер М-10м состоит из термобатареи, укрепленной между двумя черными пластинами, помещёнными одна под другой (рис. 1.3).[24]



Рис. 1.3. Внешний вид балансомера М-10м

Пластины устанавливаются горизонтально. Верхняя пластина нагревается потоками излучения от верхней полусферы, а именно: прямым солнечным излучением, рассеянным излучением, излучением самой атмосферы. Нижняя пластина нагревается потоками излучения от нижней полусферы: прямым солнечным излучением, отраженным земной поверхностью, рассеянным излучением (если балансомер находится на определенной высоте над землей),



излучением нижележащего слоя атмосферы и излучением от поверхности земли. Кроме того, менее нагретая пластина нагревается тепловым потоком, идущим от более горячей пластины. Обе пластины обмениваются теплом с окружающим воздухом в результате излучения и конвективного теплообмена.[24]

Приток тепла в виде лучистой энергии является важнейшей составной частью общего притока тепла, под влиянием которого изменяется термический режим атмосферы и земной поверхности. Балансом лучистой энергии, или радиационным балансом тела называется разность между поглощенной им радиацией и собственным излучением тела.

Радиационный баланс ( $B$ , МДж/м<sup>2</sup>) деятельной поверхности ( $B$ ) (остаточная радиация) представляет собой разность между приходом и расходом лучистой энергии и в общем виде может быть записан в виде уравнения:

$$B = Q + E_a - (R_k + R_d + E_z) \quad (3)$$

где:  $Q$  – суммарная радиация (сумма прямой и рассеянной солнечной радиации, кВт/м<sup>2</sup>;

$E_a$  – длинноволновое излучение атмосферы, Вт/м<sup>2</sup>;

$R_k$  – коротковолновая отраженная радиация, Вт/м<sup>2</sup>;

$R_d$  – отраженная длинноволновая радиация, Вт/м<sup>2</sup>;

$E_z$  – длинноволновое излучение земной поверхности, Вт/м<sup>2</sup>.

В случае, когда деятельная поверхность поглощает больше лучистой энергии, чем отражает и излучает, то  $B$  положителен: избыток полученной энергии расходуется на испарение с земной поверхности и прогрев почвы и воздуха. Если деятельная поверхность поглощает меньше лучистой энергии,

чем отражает и излучает, то  $B$  отрицательный. В умеренных широтах в теплый сезон года днем  $B$  положителен, ночью – отрицателен.

Радиационный баланс земной поверхности оказывает существенное влияние 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).

Радиационный баланс изменяется в зависимости от широты, времени года и суток, погодных условий и т.д. Расчет баланса производят за различные промежутки времени (минуту, сутки, месяц, сезон, год и т.д.).

Переход радиационного баланса через нуль, от отрицательных значений к положительным и обратно, проходит при высоте Солнца  $10-150^{\circ}$ . В течение ночи радиационный баланс при отсутствии или постоянном количестве облачности сохраняется практически постоянным.

На радиационный баланс оказывает влияние высота солнца и альбедо, но также еще и облачность. В дневное время суток при положительном балансе появление облачности приводит уменьшению суммарной радиации и эффективного излучения.

При увеличении альбедо поверхность сильнее отражает радиационную энергию и меньше нагревается.

### ***1.5 Связь альбедо поверхности и изменчивости микроклимата.***

Микроклиматом называют местные особенности режимных метеорологических величин, обусловленные неоднородностью строения подстилающей поверхности и существенно меняющиеся уже на коротких расстояниях, но наблюдаемые в пределах одного типа климата. Это означает, что в одной и той же географической области с одним общим типом климата на больших площадях подстилающей поверхности наблюдаются разные микроклиматы в зависимости от ее строения и свойств. Над лугом и окрестным лесом, над пашней и болотом, над плоской степью и балкой, у озера и вдали от него набор атмосферных условий будет до известной степени различаться. Это значит, что в этих местах с одинаковым типом климата будет разный микроклимат.

Микроклиматические различия зависят от мелкомасштабных различий в строении и свойствах подстилающей поверхности. Эти различия меньше по сравнению с особенностями климата, которые создаются влиянием других крупномасштабных географических факторов. В предыдущих главах, говоря о влиянии подстилающей поверхности на температуру, облачность и другие элементы климата, мы обращали внимание главным образом на наиболее общие и пространственно протяженные черты подстилающей поверхности, такие как деление ее на сушу и море.

Крупномасштабные влияния подстилающей поверхности оказывались настолько существенными, что приводили к необходимости выделения отдельных типов климата, например континентального и морского. Сейчас же мы остановимся более подробно на мелкомасштабных воздействиях подстилающей поверхности, приводящих к микроклиматическим различиям в распределении метеорологических элементов, но в пределах одного типа климата.

Обнажение подстилающей поверхности относительно сторон света, мелкомасштабные неровности рельефа, повышенная или пониженная

влажность почвы, характер и особенности растительного покрова и т. д. играют роль в создании микроклиматических различий. Эти различия в подстилающей поверхности определяют различия в поглощенной радиации, эффективной радиации и радиационном балансе поверхности, а также в условиях турбулентного теплообмена между подстилающей поверхностью и пограничным слоем атмосферы. В результате наблюдаются микроклиматические различия температурно-влажностного режима воздуха и испарения [6–17].

Микрорельеф и различия шероховатости земной поверхности также могут создавать микроклиматические различия ветрового режима. Известны усиления ветра на наветренных склонах и вершинах холмов, а также зоны слабых ветров в небольших котловинах.

Сложнее обнаружить микроклиматические различия в режиме облачности и осадков. Например, над большим озером в теплое время года может происходить частичное рассеивание кучевых облаков. В холодное время года над открытой водной поверхностью, наоборот, могут образовываться конвекционные облака.

При разных погодных условиях микроклиматические различия могут быть выражены лучше или хуже. Например, наибольшие перепады температур будут в безветренную и солнечную погоду, при сильном ветре перепады температур будут наименьшими, а ветровыми - наибольшими.

Образование различных типов туманов и, следовательно, их климатический режим зависят и от микроособенностей земной поверхности. Например, в низине или вблизи болота частота туманов может быть значительно выше, чем на соседней открытой местности (за счет наземных туманов). Над крупными реками радиационные туманы бывают реже, чем над соседними районами, но зимой могут возникать туманы испарения.

Зеленые насаждения способны существенно влиять на микроклимат, снижая температуру и увеличивая скорость движения воздуха, что в жарких летних условиях благотворно влияет на организм человека и создает ощущение комфортного тепла. Растения в первую очередь влияют на радиационный режим за счет снижения интенсивности прямой солнечной радиации. Чем сильнее поверхность отражает энергию излучения, тем меньше она нагревается и тем больше ее альбедо.

Охлаждающий эффект зеленых насаждений во многом обусловлен расходом большого количества тепла на испарение и повышением относительной влажности воздуха. Листья имеют температуру значительно ниже температуры окружающей среды. Расчет показал, что на 1 га при 198 деревьях бука с 23,6 млн листьев общая площадь листовой поверхности составляла 5,6 га, а у 790 елей также на 1 га было 4128 млн хвои при площади 12,8 га.

Различные виды растений обладают способностью по-разному отражать, поглощать и пропускать солнечные лучи в зависимости от физиологического строения листьев, строения, размера кроны и т. д. Деревья с крупными листьями (каштан, дуб, липа крупнолистная, клен) дают лучший эффект в снижении температуры. остролист, тополь серебристый, платан и др.).

Альбедо в зависимости от плотности, расположения листьев и формы кроны изменяется у деревьев и кустарников в пределах 8—46 %. Деревья с наибольшим альбедо дают наилучшую защиту от тепловой энергии, и их применение имеет большое практическое значение. Следует учитывать, что альбедо всей кроны дерева на 12—15 % меньше альбедо отдельно взятых листьев. Чем мельче лист, тем меньше тепловой энергии отражает крона растения. Альбедо хвойных пород значительно ниже лиственных. Необходимо иметь в виду, что солнечному нагреву подвергаются листья в основном верхней части кроны.

Листья на дереве располагаются в виде листовой мозаики, не затеняя друг друга. Если листья создают сплошную поверхность, то отражение увеличивается по сравнению с рыхлым расположением листьев. Просветы в кроне поглощают значительную часть поступающей энергии. Листва деревьев и кустарников пропускает солнечную радиацию за счет прозрачности кроны. Коэффициент прозрачности кроны определяется как отношение интенсивности прямой солнечной радиации под кроной к потоку прямой радиации, падающей на открытое место (по исследованиям Е. С. Лахно в Центральном республиканском ботаническом саду АН СССР).

Характеристика прохождения световой энергии сквозь кроны деревьев, %

Деревья	Коэффициент прозрачности кроны	Поглощение	Альbedo
Берёза бородавчатая	6,5	55,5	38
Боярышник сибирский	1	62	37
Дуб летний	8,5	41,2	50,5
Каштан конский	10	38,5	51,5
Клен остролистный	6	44	50
Липа крымская	5	72	23
Ольха черная	5	58	37
Осина	9,5	29	61,5
Орех маньчжурский	1	71	28
Сирень вегенрская	5	63	32
Тополь бальзамический	5,5	55	39,5
Черёмуха обыкновенная	2	78,5	19,5
Яблоня сибирская	10	36,5	53,5

Осина пропускает сквозь листву почти\* в 10 раз больше тепловой энергии, чем орех маньчжурский или боярышник, и в то же время альbedo осины

приблизительно в 2 раза выше альбедо этих растений. [5] Альбедо газона равно 20,5 %.

На территории зеленых насаждений радиационный режим и, как следствие, температура воздуха изменяются в зависимости от ассортимента деревьев, их возраста, сомкнутости крон, ярусности. Например, по среднегодовалым данным, в сосновых лесах лесостепной зоны температура почвы на 6-6,2 % выше, а в стволах на 4,1-4,3 % выше, чем в лиственных. Радиация среди насаждений существенно различается в зависимости от высоты. Если принять радиацию на поверхности кроны за 100 %, то непосредственно под кроной всего 30 %, на высоте 1 м над почвой — 25 %, а на травяном покрове — всего 10 %, что создает самые благоприятные условия.[5]

## Глава 2

### ***2.1 Методика расчета альбедо поверхности.***

Альbedo подстилающей поверхности рассчитывается по значениям полной и отраженной радиации, измеренным на актинометрической станции. Стационарные альбедометры используются для измерения суммарной, рассеянной и отраженной радиации на актинометрических станциях (рис. 1.1). Альбедометр измеряет интенсивность суммарного, рассеянного и отраженного коротковолнового излучения Солнца. Альбедометр может быть установлен в двух положениях: приемной поверхностью вверх (см. рис. 1.1 а) и вниз (см. рис. 1.1 б). В первом положении альбедометр используется для измерения суммарного или рассеянного излучения, а во втором положении — для измерения отраженного коротковолнового излучения.

Центр актинометрических измерений радиации обычно располагается на южной стороне площадки стандартной погоды. Наблюдения отраженной радиации на площадке над огороженной территорией месторождения обычно не характерны для всей территории, но одним из важных моментов этих наблюдений является то, что параллельные наблюдения и регистрация всех составляющих радиационного баланса и полное программа метеорологических наблюдений. [18-23]



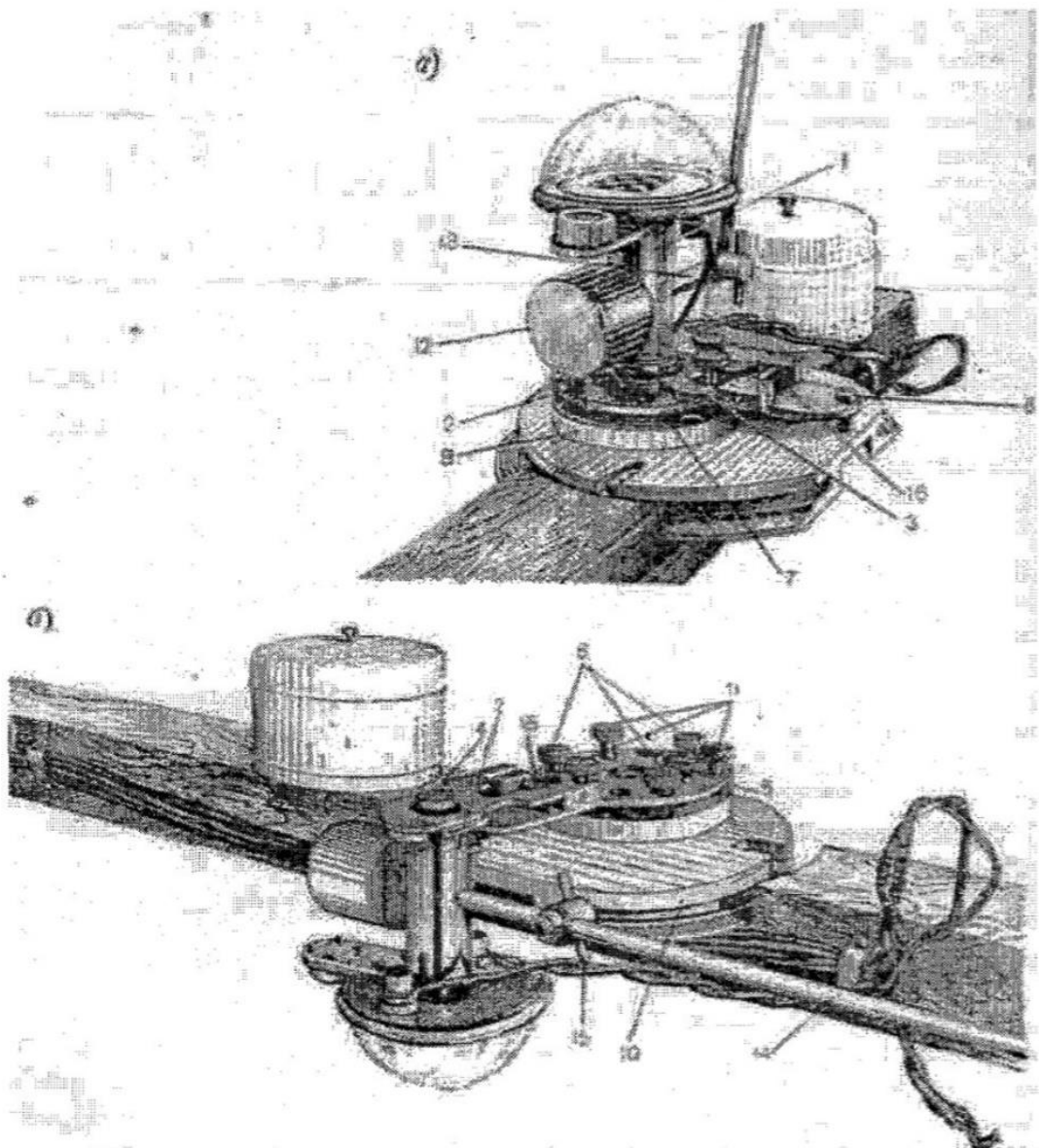


Рисунок 1.1 - Альбедометр стационарный

Альbedo Земли как планеты. С точки зрения общего теплового баланса Земли представляет интерес величина альbedo Земли как планеты. Альbedo Земли в целом можно вычислить на основе астрономических наблюдений над интенсивностью света от яркой (освещенной Солнцем) и темной (освещенной только отраженным от Земли светом) частей Луны. В результате таких наблюдений, продолжавшихся девять лет, было получено среднее альbedo Земли, равное 39%. Другой метод определения альbedo Земли основывается на

оценке величины альbedo различных составных частей Земли: земной поверхности, атмосферы и облаков. Наибольшее влияние, как показывают расчеты, на величину альbedo Земли как планеты оказывает облачность. Расчет альbedo системы земная поверхность — атмосфера производится по формуле:

$$r = (r_1 + r_2) (1 - n) + (r_3 - r_2)n, \quad (4)$$

где  $r_1$ ,  $r_2$ ,  $r_3$ —альbedo земной поверхности, атмосферы и облаков соответственно;  $r_2$  — альbedo слоя атмосферы выше облаков,  $n$  — количество облачности (в долях единицы). Наиболее полные расчеты альbedo системы земная поверхность — атмосфера произведены Н. А. Багровым [а] и А. И. Федосеевой. Рассчитанные Багровым среднегодовые значения альbedo системы земная поверхность—атмосфера в различных широтных зонах приведены в табл. 2.1.

Таблица 2.1

Средние за год значения альbedo системы земная поверхность — атмосфера (в %)

Полушарие	Широтная зона, град.								
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90
Северное	36.7	36.1	34.8	36.9	41.0	43.1	43.9	50.5	55.0
Южное	36.6	33.8	34.8	37.9	40.5	46.4	50.1	53.8	54.3

Среднее значение планетарного альbedo Земли за январь, по расчетам Багорова, равно 38,5%, за июль — 38,3%, Альbedo Земли как планеты в среднем за год составляет 38,4%, При этом солнечная постоянная принималась равной 1,88 кал/см<sup>2</sup> • мин. Если последнюю считать равной 2 кал/см<sup>2</sup> • мин, то альbedo Земли составит 42%. [1]

Теоретические основы методики фотограмметрической оценки альbedo базируются на современных методиках экспонометрии, и зависимости

параметров съемки и яркости снимаемого объекта — или, обобщенно, снимаемой сцены (Ильинский, 1998; ISO 12232:2006).[28]

Оригинальная методика основывается на решении простого алгебраического уравнения (Журавский и др., 2017, 2018):

$$A = \alpha L + \beta Q + \gamma \quad (4)$$

где  $L$  — исчисленная яркость снимаемой поверхности,  $Q$  — известная (измеренная) приходящая солнечная радиация (Вт/м<sup>2</sup>),  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$  — эмпирические коэффициенты. С учетом приемов расчета  $L$  (Журавский и др., 2018) эта формула имеет следующий вид:

$$\begin{aligned} A &= \alpha \frac{GN^2}{qtS} \frac{I_n}{I_{128}} + \beta Q + \gamma = \\ &= \alpha \frac{GN^2}{\frac{\pi}{4} T_v(\theta) \cos^4 \theta t S} \frac{I_n}{I_{128}} + \beta Q + \gamma \end{aligned} \quad (5)$$

где  $G$  — коэффициент, равный 10 для методики «стандартной выходной чувствительности определения экспозиционного индекса» или равный 78 для методики «точки насыщения», или имеет иное значение для других методик, выбранных производителем фотооборудования (ISO 12232:2006);  $N$  — «диафрагменное число»;  $q$  — коэффициент объектива;  $t$  — выдержка (сек);  $S$  — эквивалентная светочувствительность, единицы ISO;  $I_n$  — яркость снимка в пространстве RGB;  $I_{128}$  — средняя яркость снимка в пространстве RGB, равная 128;  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$  — эмпирические коэффициенты, вычисленные расчетом уравнения множественной регрессии для выбранного оборудования и условий съемки.[28]

Для дальнейшей проверки и усовершенствования разработанной методики было сконструировано и изготовлено мобильное устройство на базе микропроцессора RaspberryPi (рис. 2.2) с модулем камеры PiCamV2.0 и квантового датчика LI-190SA (Quantum Sensor instruction Manual, 2008). Выбор

данных элементов комплекса был связан с гибкостью микропроцессорной архитектуры Pi, совпадением спектральных охватов камеры и датчика (400–700 нм), а также типичностью камеры, являющейся достаточно обычным образцом фоторегистрирующего устройства хорошего качества.[28]



Рис. 2.2. Микропроцессорное устройство ARM архитектуры Raspberry Pi, на базе которого был сконструирован опытный образец мобильного устройства (снимок производителя).

Устройство было исполнено в компактном корпусе и предназначалось для применения на БПЛА. Автономность до нескольких суток непрерывной работы обеспечивалась встроенной аккумуляторной батареей. Данные о пространственном расположении поступали от встроенного приемника GPS/ГЛОНАСС. Регистрация данных выполнялась в соответствии задаваемым оператором устройства интервалом времени. При полевых испытаниях использовался интервал между измерениями от 2 до 10 секунд. При полевых измерениях, устройством одновременно исполнялось несколько действий: — регистрация показаний квантового датчика ( $\mu\text{mol}/\text{m}^2/\text{sec}$ ); — фотографирование подстилающей поверхности с сохранением снимка во внутреннюю память устройства; — запись параметрической информации (время, координаты, данные снимка и экспозиции). Таким образом, «на выходе» мы получали

массив синхронных данных об отражательных и экспозиционных характеристиках подстилающей поверхности, предоставляющий большие возможности для научного анализа, а снятые фотоматериалы позволяли выполнять отбраковку нерепрезентативных материалов и качественную оценку морфометрических характеристик снимаемой поверхности. Собранные информация копировалась на персональный компьютер при помощи Wi-Fi соединения. Анализ полученных данных и расчет альбедо поверхности выполнялся при помощи лицензионных программных продуктов. После накопления новых данных и усовершенствования методик измерений, в новых устройствах предполагается выполнять расчеты альбедо в автоматическом режиме.[28]

## ***2.2 Методика расчета и изменения основных составляющих радиационного баланса.***

Актинометрическими измерениями называют измерения различных потоков радиации в атмосфере. Основными актинометрическими величинами являются:

Прямая солнечная радиация, т. е. радиация, поступающая на земную поверхность непосредственно от Солнца. Разумеется, в ночное время, так же как и в пасмурную погоду, прямая солнечная радиация отсутствует.

Рассеянная радиация. Эта радиация также приходит от Солнца, но рассеивается молекулами воздуха и атмосферными аэрозолями. Именно рассеянная радиация обуславливает голубой цвет неба в ясную погоду. Рассеянная радиация присутствует и в пасмурную погоду, и в сумерки, но в ночное время она равна нулю.

Радиационный баланс. Это сумма всех радиационных потоков, идущих с верхней полусферы минус сумма всех потоков, приходящих с нижней полусферы. Радиационный баланс может быть как положительным, так и отрицательным. В ночное время он, как правило, отрицательный, так как с верхней полусферы поступает только излучение самой атмосферы.

В актинометрических измерениях важно учесть все радиационные потоки, оказывающие сколько-нибудь заметное влияние на тепловой режим атмосферы и почвы, т. е. в конечном итоге, определяющие погоду. Поэтому одним из основных требований к актинометрическим приборам является способность регистрировать радиацию в спектральном диапазоне от 0,3 до 100 мкм. Именно этот диапазон является в метеорологии наиболее значимым. Нижняя граница этого диапазона находится на границе ультрафиолетового и видимого излучения, далее идет весь видимый диапазон, а верхняя граница заходит далеко в инфракрасную область. Имея в виду это требование, выберем способ измерения радиационных потоков. Перечислим основные способы измерения и обсудим их особенности. [24]

Калориметрический метод. Он заключается в том, что чёрное тело (обычно это небольшая пластинка) помещается под радиационный поток и нагревается вследствие поглощения радиации. Измеряется разность температур между пластинкой и окружающим воздухом, которая, разумеется, зависит от величины радиационного потока. Чувствительность этого метода весьма низкая. Спектральный диапазон измерения радиации – практически весь спектр длин волн.

Фотоэлектрический метод. Этот метод предусматривает использование фотоэлектрических преобразователей – фотоэлемента или фотоэлектронного умножителя (ФЭУ). Преобразователь помещается под радиационный поток и преобразует его в электрический ток. Далее измеряется значение этого тока. Чувствительность этого метода очень высокая. Спектральный диапазон измерения – от  $10^{-3}$  до 6,5 мкм.

Фотографический способ. В принципе для измерения радиационных потоков возможно применение фотопластинки. Предположим, фотопластинка помещается в поток радиации на некоторое время и затем проявляется. Степень почернения фотопластинки зависит от мощности потока и может быть измерена. Чувствительность такого метода также очень высокая. Спектральный диапазон – от  $10^{-3}$  до 1,2 мкм.

Визуальный метод. Не будем здесь обсуждать технические детали этого метода. Скажем только, что он также возможен, поскольку глаз человека очень чувствителен к радиационным потокам (в видимом диапазоне!). Чувствительность такого метода достаточно высока, но спектральный диапазон ограничивается видимой частью спектра, т. е. от 0,4 до 0,75 мкм. Мы видим, что основное требование, касающееся спектрального диапазона, выполняется только для калориметрического метода. Именно по этой причине калориметрический метод является основным в актинометрических измерениях. Недостаточная чувствительность метода может быть в значительной степени компенсирована чувствительностью элементов для

измерения разности температур черной пластинки и окружающего воздуха. Единица измерения радиационных потоков – Дж/м<sup>2</sup> ·с, т. е. Вт/м<sup>2</sup> .

Для измерения прямой и рассеянной солнечной радиации, радиационного баланса и других видов радиации существует много приборов как с визуальными отсчетами, так и с автоматической регистрацией. Ограничимся рассмотрением общих принципов их построения.

Приборы для измерения прямой солнечной радиации называют пиргелиомерами и актинометрами, для измерения рассеянной радиации — пиранометрами, для измерения радиационного баланса — балансомерами.

Для измерения радиации применяется зачерненная металлическая пластинка, которая по своим поглощающим свойствам практически идентична абсолютному черному телу, т.е. поглощает и превращает в тепло всю падающую на нее радиацию. Во многие приборы входят, кроме того, пластинки с белой поверхностью, почти полностью отражающие падающую радиацию.

В компенсационном пиргелиомере Ангстрема зачерненная металлическая пластинка выставляется на Солнце, а другая такая же пластинка остается в тени. Между пластинками возникает разность температур. Эта разность температур передается спаям термоэлемента, приклеенным (с изоляцией) к пластинкам, и тем самым возбуждает термоэлектрический ток. Через затененную пластинку пропускается ток от батареи, пока пластинка не нагреется до той же температуры, до которой нагрелась солнечными лучами первая пластинка; тогда термоэлектрический ток исчезает.

По силе пропущенного «компенсирующего» тока можно определить с помощью закона Джоуля—Ленца количество тепла, полученное второй пластинкой. Оно равно количеству тепла, полученному от Солнца первой пластинкой. Отсюда можно определить величину солнечной радиации. Есть и другие типы пиргелиометров.



В термоэлектрическом актинометре Савинова—Янишевского приемная часть представляет собой тонкий металлический зачерненный диск. К нему через изоляцию приклеены нечетные спаи термобатарей. Четные спаи термобатарей приклеены также через изоляцию к медному кольцу в корпусе прибора. Под влиянием солнечной радиации возникает электрический ток, по силе которого определяют интенсивность радиации. Для этого нужен переводной множитель прибора, который определяется путем сравнения с абсолютным прибором — пиргелиометром.

В пиранометре приемная часть чаще всего представляет собой батарею термоэлементов, например из манганина и константана, с зачерненными и белыми спаями. Приемная часть прибора должна иметь горизонтальное положение, чтобы воспринимать рассеянную радиацию со всего небесного свода. От прямой солнечной радиации он затенен экраном, а от встречного излучения атмосферы защищен стеклянным колпаком. Под действием рассеянной радиации черные и белые спаи нагреваются неодинаково и возникает термоэлектрический ток, по силе которого определяют значение радиации (заранее устанавливается переводной множитель прибора). При измерениях суммарной радиации пиранометр не затеняют от прямых солнечных лучей.

Радиационный баланс определяется термоэлектрическим балансомером, в котором одна зачерненная приемная пластинка направлена вверх, а другая — вниз, к земной поверхности. Разница в нагревании пластинок позволяет определить величину радиационного баланса. Ночью она равна величине эффективного излучения.[24]

Для автоматической регистрации измерений термоэлектрический ток, возникающий в актинометре, пиранометре, балансомере, подают на самопишущий электронный потенциометр. Изменения силы тока записываются на движущейся бумажной ленте.

При этом актинометр должен автоматически вращаться так, чтобы его приемная часть следовала за Солнцем, а пиранометр должен быть всегда затенен от прямой радиации особой кольцевой защитой [2,3,4].

### ***2.3 Описание базы данных измеренного альbedo и основных составляющих параметров уравнения радиационного баланса.***

Потоки электромагнитного излучения, приходящие к поверхности Земли и уходящие с нее, являются важнейшими переменными составляющими теплового баланса Земли в целом и каждого отдельного места на земной поверхности и в атмосфере. На практике чаще всего измеряется энергетическая освещенность, создаваемая радиационными потоками, которую в метеорологии принято называть «излучением» или «лучистой энергией».

Именно солнечное излучение является важнейшим видом энергии на Земле, без которого невозможно развитие жизни на ней. Она является основной причиной почти всех метеорологических явлений и процессов, происходящих на земной поверхности и в атмосфере. Важность и необходимость изучения лучистой энергии Солнца очень тонко подметил в 1884 г. ученый А.И. Воейков является основоположником современной климатологии: «Я думаю, что одной из важнейших задач физических наук в настоящее время является ведение книги прихода и расхода солнечного тепла, получаемого Землей, с ее воздушной и водной оболочкой.

Нам нужно знать: сколько солнечного тепла получается на верхних границах атмосферы, сколько его расходуется на нагрев атмосферы, на изменение состояния смешанного с ней водяного пара; затем сколько достигает поверхности суши и вод, сколько расходуется на нагревание различных тел, сколько расходуется на изменение их состояния (из твердого в жидкое в газообразное), на химические реакции, особенно на сопряжение с органической жизнью; тогда нужно знать, сколько тепла Земля теряет за счет излучения в небо и как протекает эта потеря, т. е. сколько за счет понижения температуры и сколько за счет изменения состояния тел, особенно воды. Измерения радиации имеют большое значение для следующих целей:

Изучение преобразования энергии в системе Земля-атмосфера и его изменения в пространстве и времени;

Анализ свойств и распределения в атмосфере таких компонентов, как аэрозоли, водяной пар, озон и др.;

Изучение распределения и изменений приходящей и уходящей радиации;

Удовлетворение потребностей специалистов в области биологии, медицины, сельского хозяйства, архитектуры и промышленности в радиационных данных.

Верификация алгоритмов и спутниковых измерений радиации.

Такая программа требует получения регулярных рядов данных наблюдений различных видов коротковолновой и длинноволновой радиации с широкой сети актинометрических станций, а также предоставления репрезентативных оценок величин радиации. Помимо публикации рядов данных с отдельных актинометрических станций, необходимо получение (что и является основной целью) комплексных радиационно-климатических данных, с помощью которых можно более точно определить суточные и сезонные вариации различных компонентов радиационного климата. радиационный баланс и лучше понять взаимосвязь между ними и другими метеорологическими величинами [32].

Для изучения составляющих радиационного баланса Земли, как планеты, необходимо использовать методы, принципиально отличные от наземных актинометрических измерений. Информация о глобальном распределении потоков радиации на верхней границе атмосферы может быть получена только с помощью приборов, установленных на искусственных спутниках Земли. Важно также знать точное значение солнечной постоянной, значение которой ранее определялось косвенными методами, т. е. путем экстраполяции измерений солнечной радиации на земной поверхности за пределы атмосферы. Современные приборы и методы измерений [30, 31] позволили измерить величину солнечной постоянной, а также ее вариации во времени с достаточно высокой степенью точности. Настоящий учебник подготовлен с учетом

современных спутниковых методов измерения потоков коротковолновой солнечной радиации, данных по уточнению значения солнечной постоянной [29]. Даны определения основных видов солнечной радиации, а также описание актинометрических приборов, используемых для ее измерения.

Актинометрические наблюдения проводятся в сроки 0 ч 30 мин, 6 ч 30 мин, 9 ч 30 мин, 12 ч 30 мин, 15 ч 30 мин и 18 ч 30 мин по среднему солнечному времени. Наблюдения проводятся в следующем порядке. За 10 минут до срока наблюдатель должен оценить готовность приборов к работе, для чего следует проверить чистоту стеклянной сферы пиранометра и приемных поверхностей приборов, надежность контактов штепсельной розетки и вилки, клемм приборов и исправность затенителей [33].

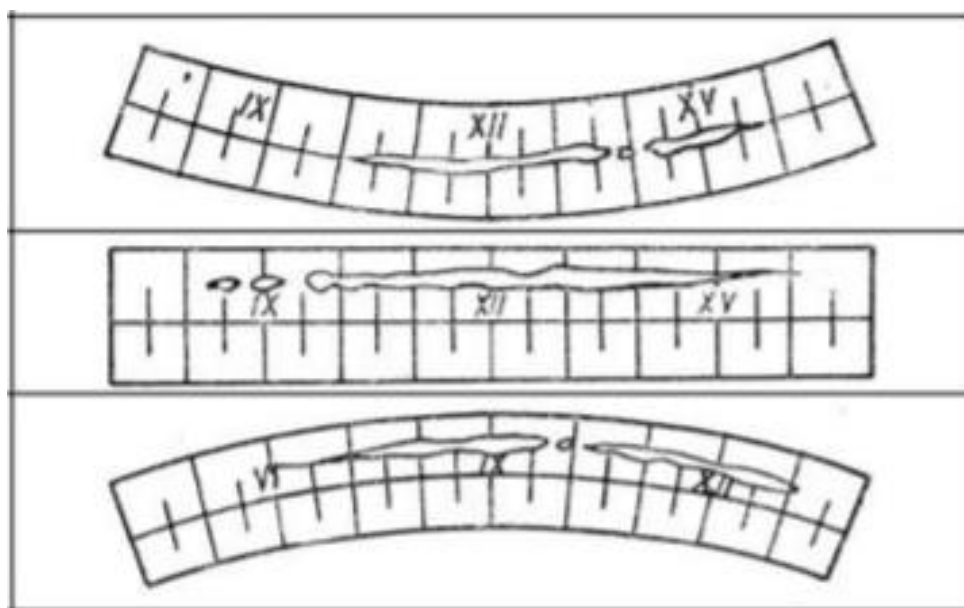


Рис. 2.3. Пример ленты гелиографа

За 5 минут до срока наблюдатель снимает крышки с приборов, проверяет установку актинометра по широте и наводит его на солнце, устанавливает теневые экраны к балансомеру и пиранометру, проверяет горизонтальность их установки. При облачности 3/3 балла и менее отмечает цвет неба и дает характеристику состояния диска солнца:

⊙2 - на диске солнца и в радиусе  $5^\circ$  (что соответствует ширине ладони вытянутой руки) нет следов облаков, тумана, дымки или пыли.

⊙ - солнце просвечивает сквозь облака, туман или дым, и трубку актинометра можно нацелить на солнце.

⊙0 - солнце слабо просвечивает сквозь слой плотных облаков, нацелить актинометр на солнце невозможно. П - солнце не видно сквозь плотные облака.

Определяется дальность видимости. Затем снимают показания температуры воздуха в психометрической будке и температуры поверхности почвы, характеризующие ее состояние (сухая, влажная). За 3 минуты до периода наблюдения наблюдатель определяет нулевую точку весов, пиранометра и актинометра, а также температуру на гальванометре, подключенном к актинометру. Нулевая точка балансомера определяется при разомкнутой цепи. Нулевая точка актинометра и пиранометра определяется при закрытых крышках прибора и замкнутой цепи. За 1 минуту до установленного срока наблюдатель снимает крышки с пиранометра и актинометра, проверяет наведение актинометра на солнце (т.е. совмещает солнечный «луч» с меткой на кольце), правильность затенения пиранометра и балансировку метр.

Точно по времени отмечают время начала наблюдений и снимают рассеянное излучение D с помощью заштрихованного пиранометра, после чего производят первое отсчет с помощью актинометра. Затем делается второе показание пиранометром и второе показание актинометром. После этого на заштрихованном пиранометре снимают последнее третье показание. Затем приступайте к измерениям на балансире.

К гальванометру, к которому был подключен пиранометр, теперь подключается балансомер (наблюдатель должен вставить вилку в розетку так, чтобы стрелка отклонилась вправо). Сделайте три отсчета по заштрихованным шкалам (B-S') и два по актинометру в той же последовательности, что и на пиранометре. Перед началом этой серии отсчетов анемометр Фусса включают

на одну минуту. Если установлен АРИ-49, то показания на нем производятся, по возможности, одновременно с показаниями на балансире (три показания). Пиранометр снова подключают к гальванометру, проверяют наведение актинометра на солнце, поворачивают пиранометр и снимают три отсчета  $R_k$  пиранометром и два отсчета актинометром в указанной выше последовательности. Затем пиранометр снова поворачивают вверх, снова проверяют положение солнечного «луча» 21 на кольце актинометра, затемняют пиранометр и снимают с актинометра три отсчета  $D_2$  и два отсчета. При этом отмечают степень затенения солнца облаками и время окончания наблюдений. При измерении всех видов излучения отсчеты производятся с точностью до 0,1 деления шкалы. На этом наблюдения заканчиваются, приборы накрывают чехлами, а актинометр и пиранометр дополнительно накрывают футлярами.

При отсутствии облаков на диске Солнца и в зоне радиусом  $5^\circ$  вокруг него проводятся дополнительные наблюдения с помощью незатененного пиранометра и балансомера. Это необходимо для контроля коэффициентов преобразования во время работы устройств. Порядок наблюдений в этом случае следующий. После снятия показаний на заштрихованном пиранометре  $D_1$  его экран снимают. Снимите показания на незаштрихованном балансире  $B$ , а затем на заштрихованном ( $B-S'$ ). После этого производят наблюдения незатененным пиранометром  $Q$ , обращенным к солнцу той стороной диафрагмы, на которой нанесен номер прибора. Затем снимают показания  $R_k$  и  $D_2$ .

Очень удобно иметь для наблюдений перед собой простую схему объема наблюдений при различных состояниях солнечного диска: 1) на солнечном диске и вблизи него нет облаков (условия для контроля переводных множителей):  $D_1$ ,  $B$ ,  $B-S'$ ,  $Q$ ,  $R_k$ ,  $D_2$ ; 2) на солнечном диске облака ( $\odot$ ,  $\odot_0$ ,  $\Pi$ ):  $D_1$ ,  $B-S'$ ,  $R_k$ ,  $D_2$ . В ночное время наблюдения ведутся только по балансомеру, цвет неба и видимость не определяются. Наблюдения по пиранометру не производятся при сильном дожде, а наблюдения по балансомеру при любом дожде, исключая выпадение отдельных капель [33].

Бланк для актинометрических измерений

Число					Температура поверхности почвы	Температура воздуха	Время, склонение, высота солнца			
Облачность							$\tau_m$		$h_\odot$	
Цвет неба и видимость					Влажность воздуха		$\tau_a$		$\sin h_\odot$	
							$\delta_\odot$			
Состояние деятельной поверхности					Место для приборов					
					Актинометра		Балансометра		Альбедометра	
Время	Вид радиации клеммы	Состояние диска солнца	Альбедометр и балансомер		№ ф. AN №	№ испр. U ср. $\Phi_s N_s$	Актинометр		Радиация в кал/см <sup>2</sup> мин	
			Скорость ветра	Отсчет гальванометра			Отсчет гальванометра $\Delta NN_0$	№ испр.		
	$D_1$		X						$D_1$	
			X							
	$B$									
	$B-S'$								$B-S$	
									$S$	
									$S'$	
									$B$	
	$Q$		X						$B_s$	
			X							
	$R_s$		X						$R_s$	
			X						$S$	
			X						$S'$	
	$D$		X						$D_2$	
			X						$Q$	
			X						$A_s$	
Атмосферные явления										
Примечания										
Подпись наблюдателя						Проверил				

Рис.2.4. Пример бланка актинометрических измерений.

Обрабатываются результаты показаний на гальванометрах с актинометрическими приборами, так как показания на них производятся в делениях шкалы, являющихся относительными величинами. Их необходимо перевести в абсолютные единицы – Вт/м<sup>2</sup>, умножив полученные результаты на переводной коэффициент. Коэффициент пересчета – это число, на которое



необходимо умножить показания гальванометра, чтобы получить значения излучения в Вт/м<sup>2</sup>. Обработку начинают с определения среднего солнечного времени середины наблюдений (с точностью до одной минуты). Это время записывается в графу  $t_m$ . Среднее солнечное время  $t_m$  переводится в истинное время  $t_0$  с помощью специальных таблиц.

По специальным таблицам, составленным для данной широты места, где расположена метеорологическая площадка, согласно числам дня и месяца, а также времени наблюдения, находят высоту солнца и соответствующее ей значение  $\sin h_{\odot}$ . Обе величины записываются в соответствующие графы книжки. Из трех отсчетов по пиранометру и балансомеру для каждого вида радиации находят среднее значение  $N_{сп}$  с точностью до одного деления шкалы и записывают их в графу 6 против соответствующих потоков радиации. Под средними значениями записывается шкаловая поправка гальванометра  $\Delta N$  с соответствующим знаком, которая вводится только в случае, когда она равна 0,5 деления или больше.

Поправка  $\Delta N$  определяется путем интерполяции. Например,  $N_{сп}$  для пиранометра 74,5 деления. Ближайшие шкаловые поправки для гальванометра при пиранометре следующие: для семидесятого деления поправка 0,0, а для восьмидесятого деления +0,08. Тогда поправка для  $N_{сп}$  будет +0,04. Под значением шкаловой поправки (со знаком + или -) подписывается значение места нуля  $N_0$  гальванометра со знаком минус. В графе 7 против каждого вида радиации записывается исправленный отсчет  $N_{испр}$  (путем введения в  $N_{сп}$  поправки  $\Delta N$  и  $N_0$  с соответствующими знаками). В этой же графе ниже исправленных отсчетов  $B$  и  $B-S'$  в трех строках выписываются: а) средняя скорость по анемометру (с точностью до 1 м/с); в) поправочный множитель  $\Phi_p$  на ветер (согласно поверочному свидетельству балансомера); г) результат умножения  $N_{испр} \times \Phi_p = N_{ш}$  (отсчет, приведенный к штилю). В графе 8 под двумя отсчетами по актинометру выписывается шкаловая поправка  $\Delta N$  и место нуля  $N_0$  гальванометра при актинометре. В графе 9 записывается исправленный

отсчет Ниспр (определенный с учетом поправки  $\Delta N$  и  $N_0$ ). В графе 11 против соответствующего значения радиации записывается его абсолютное значение с точностью до  $1 \text{ Вт/м}^2$ . Величина рассеянной радиации  $D_1$ ,  $D_2$ , и  $R_k$  при всех отметка состояния солнечного диска ( $\odot_2$ ,  $\odot$ ,  $\odot_0$ ,  $\Pi$ ) получается путем умножения Ниспр на переводной множитель пиранометра "ап". Величина  $B-S'$  при отметках диска солнца  $\odot_2$  и  $\odot$  получается путем умножения приведенного к штилю отсчета  $N_{ш}$  на переводной множитель балансомера. При состоянии солнечного диска  $\odot_0$  и  $\Pi$ , а также в ночные сроки, величина баланса, полученная от умножения  $\Phi_{ш}$  на переводной множитель, записывается в графу 11 против обозначения  $B$ . Строка  $B-S'$  в этом случае остается незаполненной. Значение прямой радиации на перпендикулярной поверхности  $S$  получается умножением Ниспр на переводной множитель.

Прямая радиация на горизонтальную поверхность определяется путем умножения  $S$  на  $\sin h\odot$ . Суммарная радиация  $Q$  получается сложением  $D_2$ , измеренной в конце наблюдений, и  $S'$  - прямой радиации на горизонтальную поверхность, измеренной одновременно с  $R_k$ . При отметке состояния диска солнца  $\odot_0$  и  $\Pi$  в графу  $Q$  записывают значение величины  $D_2$ . Затем вычисляется альbedo  $A_k$  путем деления  $R_k$  на  $Q$  и записывается результат с точностью до сотых долей. При отметках  $\odot_0$  и  $\Pi$  альbedo  $A_k$  получают путем деления отсчета по пиранометру "вниз" на отсчет по пиранометру "вверх". При отсчетах  $R_k$ , меньших  $0,5$ , деления  $A_k$  не вычисляется.

Для получения длинноволнового баланса радиации из суммы  $B + R_k$  вычитают  $Q$  и получают значение  $B_d$ . Если ведутся наблюдения по незатененному пиранометру и балансомеру (с целью контроля переводных множителей), то отсчеты исправляются поправками (шкаловой, место нуля, на ветер), но перевод показаний в абсолютные величины ( $\text{Вт/м}^2$ ) не производится, а они выписываются вместе с другими данными в бланк для актинометрических измерений (см. приложение)[33].

## Формулы и обозначения

$$Q = S' + D2 \quad (6)$$

$$S' = S \cdot \sin h \odot \quad (7)$$

$$A_k = R_k Q \quad (8)$$

$$B = (B - S') + S' \quad (9)$$

$$B_d = B + R_k - Q \quad (10)$$

$Q$  – суммарная радиация.

$S$  – прямая радиация на горизонтальную поверхность.

$D$  – рассеянная радиация.

$D2$  – рассеянная радиация, измеренная в конце измерений.

$S$  – прямая радиация на перпендикулярную поверхность.

$h$  – высота солнца.

$R_k$  – отраженная радиация (коротковолновая).

$A_k$  – альbedo (коротковолновое) деятельной поверхности.

$B - S'$  – радиационный баланс (без прямой радиации) деятельной поверхности.

$B$  – радиационный баланс деятельной поверхности.

$B_d$  – длинноволновый радиационный баланс деятельной поверхности.

	A	B	C	D	E	F	G	H	I
1	Дата	Ист. Время	Знак солнца	$h_0$	$F_n$	Облачность	Цвет неба	Видимость, балл	Состояние пп
2									
3									
4	1 июля	0:41			1	6/0 Ci		8	сухая
5	1 июля	6:39	$\Theta^2$	23,5	0,93	2/0 Cs, Cu	голубой	9	сухая
6	1 июля	9:53	$\Theta^2$	46,1	0,88	2/0 Cs	голубой	9	сухая
7	1 июля	12:51	$\Theta^2$	50,5	0,91	1/0 Ci	голубой	9	сухая
8	1 июля	15:38	$\Theta^1$	37	0,86	2/2 Cu	голубой	9	сухая
9	1 июля	18:11	x	19	0,97	2/2 Cu	голубой	9	сухая

Рис.2.5. Пример части базы данных с высотой солнца, знаком солнца и облачностью.

Высота солнца ( $h$ ) над горизонтом изменяется непрерывно и последовательно в течение суток и зависит от времени года и географической широты места. Если исключить влияние на освещение состояния атмосферы (запыленность, насыщенность водяными парами и др.), которая поглощает и рассеивает часть лучей, то при прочих равных условиях от высоты солнца зависит следующее: 1) общая интенсивность освещения; 2) контрасты между участками тела, освещенными прямым светом и затененными; 3) направление света на горизонтальную поверхность.

	A	J	K	L	M	N	O	P
1	Дата	Измерения						
2		$\sin h_0$	$D1, \text{кВ/м}^2$	$B, \text{кВ/м}^2$	$B-S', \text{кВ/м}^2$	$Q, \text{кВ/м}^2$	$R_k, \text{кВ/м}^2$	$D2, \text{кВ/м}^2$
3	2017 год							
4	1 июля				-0,57			
5	1 июля	0,399	0,5	1,22	-0,88	5,7	0,73	0,53
6	1 июля	0,721	0,66	5,42	-1,86	8,79	1,55	0,67
7	1 июля	0,772	0,64	4,04	-1,6	8,78	1,5	0,7

Рис.2.6. Пример части измерений из базы данных.

$Q$  – суммарная радиация.

Суммарной радиацией называется сумма прямой и рассеянной солнечной радиации, поступающей на горизонтальную поверхность; она является важнейшей составной частью общего притока тепла к земной поверхности.

$R_k$  – отраженная радиация (коротковолновая).

Суммарная радиация, дошедшая до земной поверхности, частично от нее отражается, создает отраженную радиацию ( $R$ ). Остальная ее часть поглощается земной поверхностью.

$D_1$  – рассеянная радиация.

$D_2$  – рассеянная радиация, измеренная в конце измерений.

Рассеянное излучение – это солнечное излучение, подвергшееся рассеянию в атмосфере. Количество рассеянного излучения, попадающего на  $1 \text{ см}^2$  горизонтальной поверхности за одну минуту, называется потоком рассеянного излучения; поток рассеянного излучения обозначим через  $i$  кал/ $\text{см}^2$  мин. Поскольку первичным источником рассеянного излучения является прямое солнечное излучение, поток рассеянного излучения  $i$  должен зависеть от факторов, определяющих  $F$ , а именно: а) высоты Солнца (чем больше, тем больше  $F$ ); б) прозрачности атмосфера (чем больше  $p$ , тем меньше  $F$ ); в) облачности; в то же время разные типы облаков по-разному влияют на значение  $i$ . Облака верхнего яруса несколько ослабляют прямую солнечную радиацию. По этой причине поток рассеянной радиации при наличии облаков верхнего яруса лишь незначительно увеличивается по сравнению с безоблачной атмосферой. Облака нижнего яруса (слоисто-кучевые, слоисто-дождевые, слоистые) сильно поглощают прямую солнечную радиацию и поэтому величина  $i$  для этих облаков также невелика (небо серое или темное). Поток рассеянного излучения достигает наибольших значений в облаках среднего яруса [1].

$B - S'$  – радиационный баланс (без прямой радиации) деятельной поверхности.

Под прямой солнечной радиацией, которую нередко называют просто солнечной радиацией, понимают радиацию, доходящую до места наблюдения в виде пучка параллельных лучей непосредственно от диска Солнца.

$B$  – радиационный баланс деятельной поверхности.

Радиационный баланс ( $B$ , МДж/м<sup>2</sup>) деятельной поверхности ( $B$ ) (остаточная радиация) представляет собой разность между приходом и расходом лучистой энергии и в общем виде может быть записан в виде уравнения:

$$B = Q + E_a - (R_k + R_d + E_z) \quad (11)$$

где:

$Q$  – суммарная радиация (сумма прямой и рассеянной солнечной радиации, кВ/м<sup>2</sup>);

$E_a$  – длинноволновое излучение атмосферы, Вт/м<sup>2</sup>;

$R_k$  – коротковолновая отраженная радиация, Вт/м<sup>2</sup>;

$R_d$  – отраженная длинноволновая радиация, Вт/м<sup>2</sup>;

$E_z$  – длинноволновое излучение земной поверхности, Вт/м<sup>2</sup>.

В случае, когда деятельная поверхность поглощает больше лучистой энергии, чем отражает и излучает, то  $B$  положителен: избыток полученной энергии расходуется на испарение с земной поверхности и прогрев почвы и воздуха. Если деятельная поверхность поглощает меньше лучистой энергии, чем отражает и излучает, то  $B$  отрицательный. В умеренных широтах в теплый сезон года днем  $B$  положителен, ночью – отрицателен.

Радиационный баланс земной поверхности оказывает существенное влияние 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) [1].

Расчеты									
D1, кВт/м <sup>2</sup>	B-S, кВт/м <sup>2</sup>	B=S+(B-S), кВт/м <sup>2</sup>	S=Q-D2, кВт/м <sup>2</sup>	S=S <sub>sin</sub> h <sub>0</sub> , кВт/м <sup>2</sup>	R <sub>к</sub> , кВт/м <sup>2</sup>	D2, кВт/м <sup>2</sup>	Q, кВт/м <sup>2</sup>	A, R <sub>к</sub> /Q	B <sub>д</sub> =B-R <sub>к</sub> -Q, кВт/м <sup>2</sup>
0,05	-0,06	0,40	1,25	0,50	0,07	0,05	0,55	0,13	-0,06
0,06	-0,09	0,54	1,02	0,74	0,14	0,06	0,80	0,18	-0,07
0,06	-0,20	0,54	1,02	0,74	0,14	0,06	0,80	0,18	-0,12
0,06	-0,17	0,59	0,99	0,76	0,14	0,06	0,82	0,17	-0,09

Рис.2.7. Пример части расчетов из базы данных.

Для того, чтобы произвести измерения и собрать базу данных использовался походный альбедометр (рис. 2.8), используемый при маршрутных наблюдениях, представляет собой головку пиранометра 1, соединенную с опрокидывающимся кардановым подвесом 2 с рукояткой 3. Такое устройство обеспечивает горизонтальность приемной части при повороте рукоятки вокруг горизонтальной оси. При наблюдениях рукоятка насаживается на шест, другой конец которого находится в руках наблюдателя. При положении приемной поверхности вверх определяется суммарная радиация Q. Затем для измерения отраженной радиации R рукоятку альбедометра поворачивают на 180°.

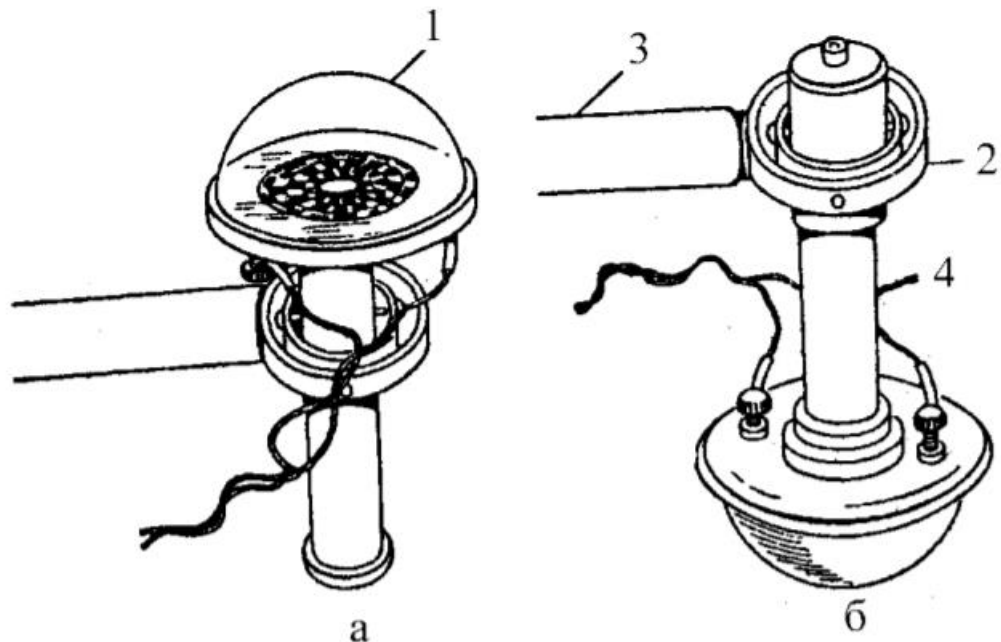


Рис.2.8. Альбедометр походный: а - положение вверх, б - положение вниз.

## Глава 3

### *3.1 Результаты анализа изменчивости альбедо в зависимости от подстилающей поверхности.*

Экспериментальные участки на которых производились измерения.



Рис.3.1. Чернично – вересковый зеленомошник.





Рис.3.2. Вереск, зеленые мхи, единичные ландыши.



Рис.3.3. Овсяница овечья, зеленые мхи, сухая трава.



Рис.3.11. Толокнянка, полевица тонкая, редкая брусника.



Рис.3.4.. Вереск, мох



Рис.3.5. Габбро-диабаз



Рис.3.6. Поверхность воды.

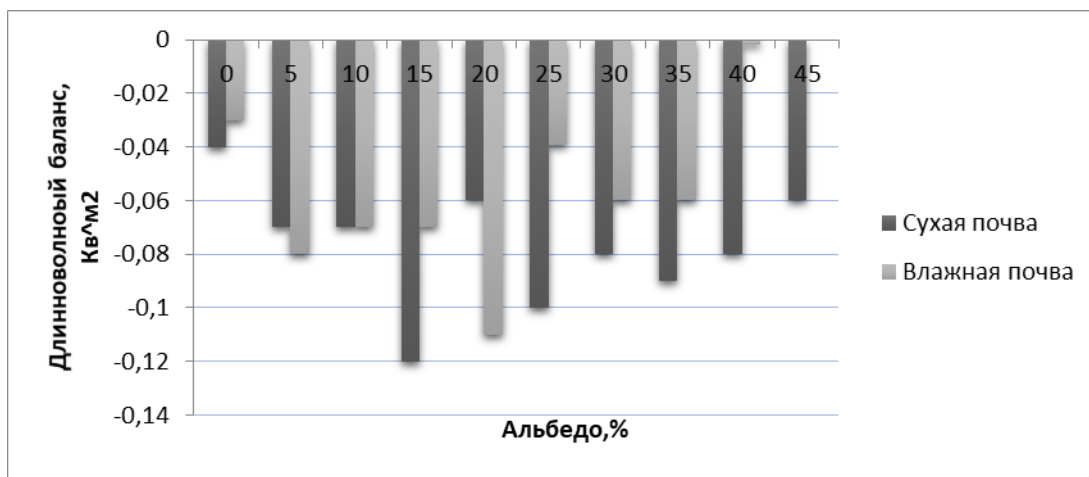


Рис.3.7. Средние значение радиационного длинноволнового баланса деятельного слоя атмосферы при различных значениях Альbedo в условиях сухой и влажной почвы.

На данном рис.3.7 представлены средние значения радиационного длинноволнового баланса деятельного слоя атмосферы при различных значениях альbedo в условиях сухой и влажной почвы. Стоит обратить внимание, что влажная почва даёт значительно меньше отражение длинноволнового излучения, так как она более чёрная, а сухая наоборот. Этот фактор также подтверждает, что альbedo водных и влажных постилающих поверхностей меньше.

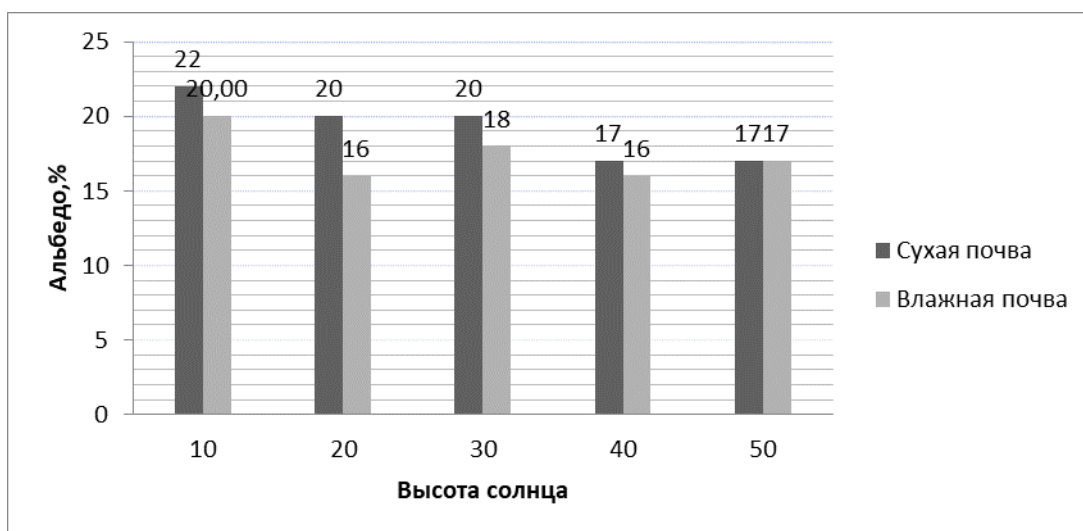


Рис.3.8. Зависимость средних значений альbedo поверхности от высоты солнца (поверхность, покрытая скошенной травой).

На Рис.3.8 представлена зависимость средних значений альbedo поверхности от высоты солнца (поверхность покрытая скошенной травой). Хорошо просматривается, что у сухой почвы альbedo больше, отражательная способность лучше, чем у влажной, а также, как и у водной поверхности у влажной почвы альbedo становится меньше при приближении высоты солнца к 60 градусам. Также у сухой почвы уровень шероховатости больше, чем у влажной, что хорошо показывает данная диаграмма. Альbedo больше у сухой почвы.

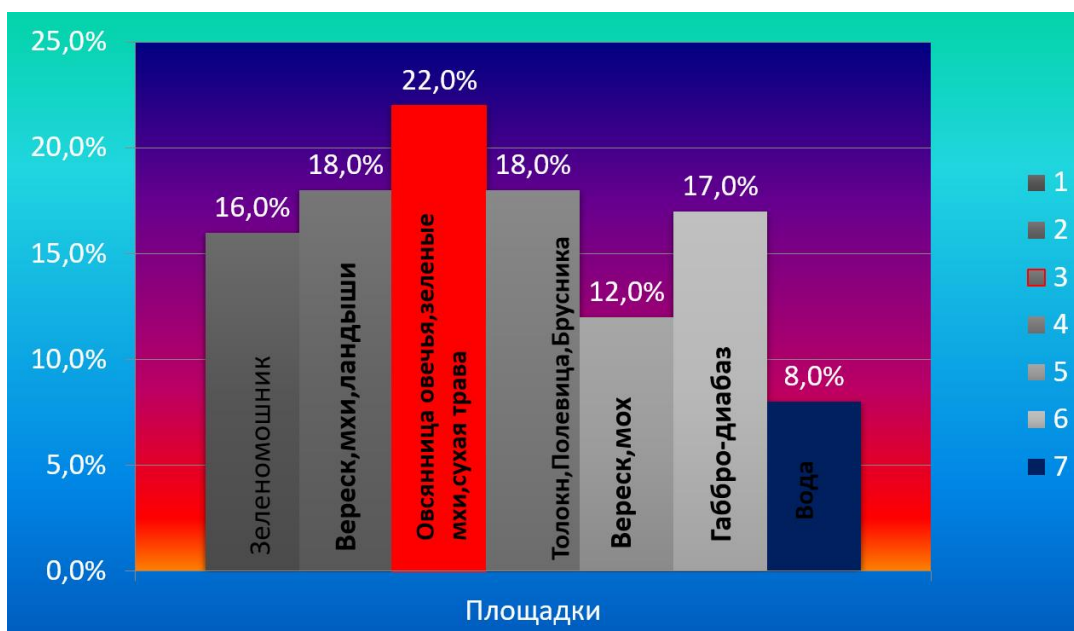


Рис.3.9. Осредненное Альbedo различных площадок при открытом диске солнца и при наличии облачности (0-3 баллов).

На данном графике (Рис.3.9) представлены усреднённые значения альbedo различных площадок при открытом диске солнца и наличии облачности 0-3 баллов. Исходя из этих данных видно, что больше всего поглощает солнечной радиации вода, а меньше всего овсяница, овечья, зелёные мхи, сухая трава, то есть их альbedo больше всего (22%). Это связано с тем, что высота солнца больше 60 градусов, а при такой высоте альbedo водной поверхности всегда будет меньше, чем у любой поверхности земли.

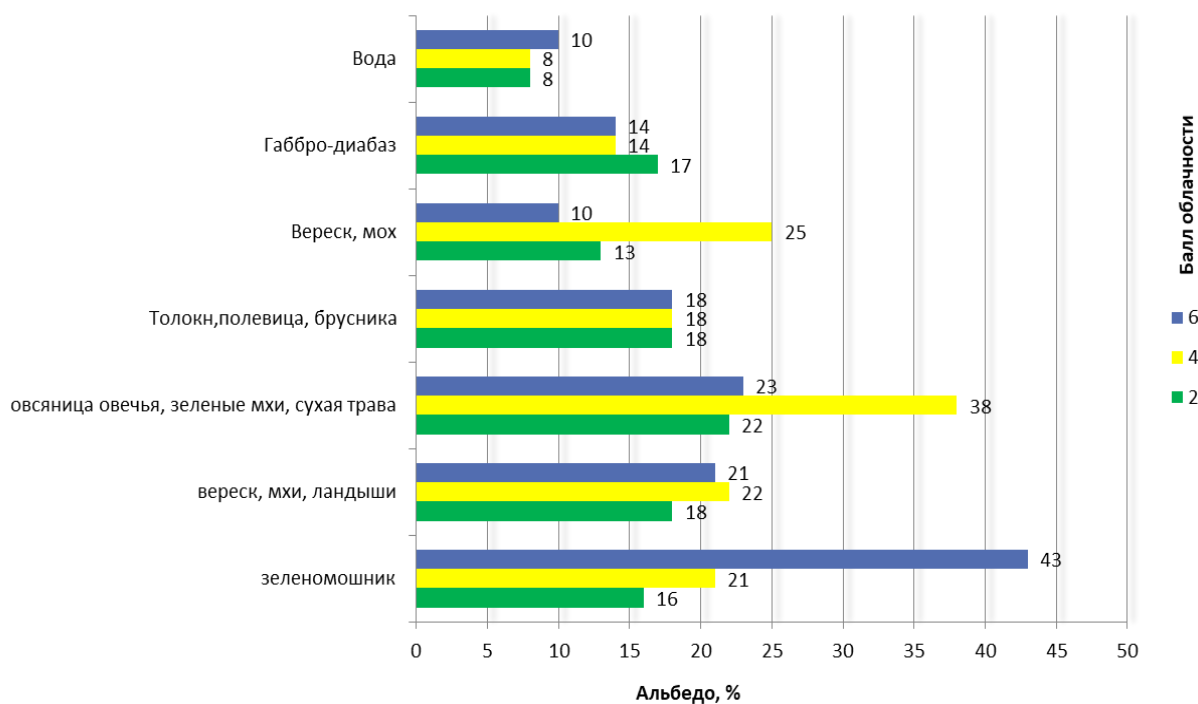


Рис.3.10. Среднее значение альбеда различных площадок при облачном небе, но открытом диске солнца.

Здесь (Рис.3.10) мы рассматривали также средние значения альбеда различных площадок, но уже при облачном небе и открытом диске солнца, и видно, что с водой ситуация повторяется, также самое большое альбеда сохраняется у зелёных мхов и сухой травы, но при облачности в 4 балла, а при облачности в 6 большая отражаемость у зеленомошника (43%).

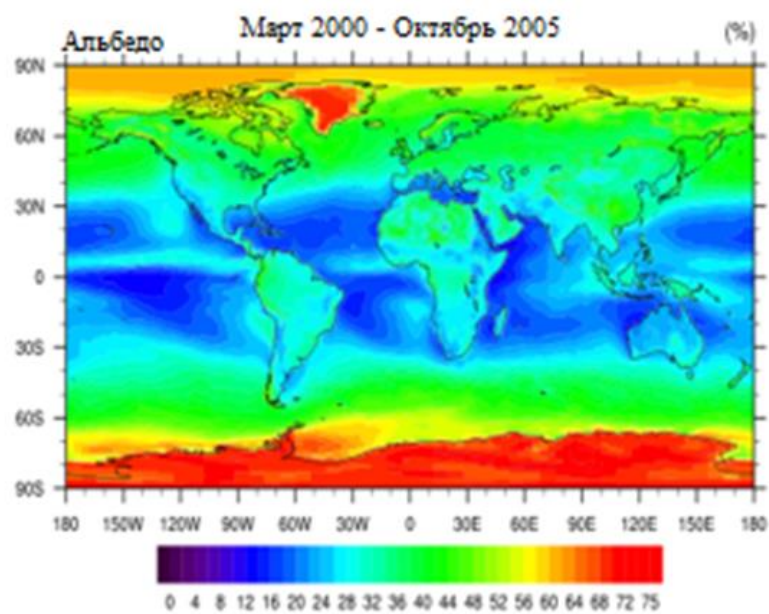


Рис.3.11. Распределения альbedo за период с марта 2000г. По октябрь 2005г.



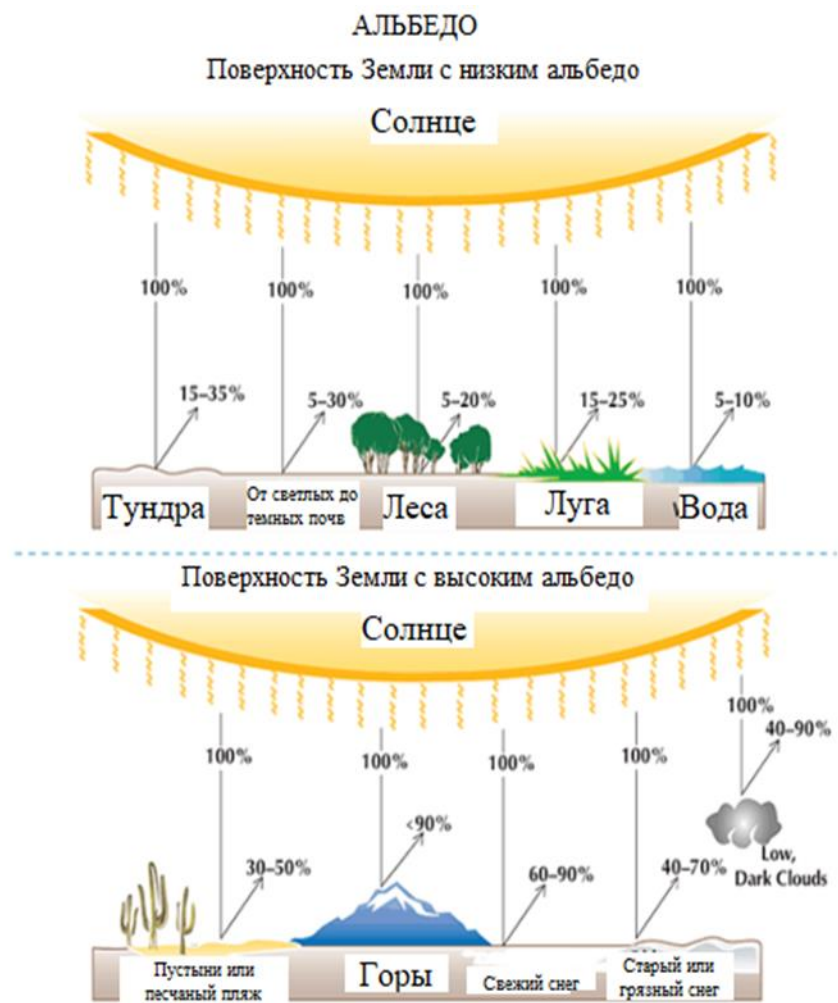


Рис.3.12. Альбедо поверхности земли с низким и высоким уровнем отражения.



Рис.3.13. Солнечная радиация. Количество тепла и света, приходящееся на единицу поверхности.

### ***3.2 Результаты анализа влияния альбедо на общий поток суммарной радиации.***

Суммарная радиация – это сумма прямой (на горизонтальную поверхность) и рассеянной радиации:

$$Q = S' + D$$

Состав суммарной радиации, т.е. соотношение между прямой и рассеянной радиацией, меняется в зависимости от высоты солнца, прозрачности атмосферы и облачности.

До восхода солнца суммарная радиация состоит полностью, а при малых высотах солнца – преимущественно из рассеянной радиации. С увеличением высоты солнца доля рассеянной радиации в составе суммарной при безоблачном небе уменьшается: при  $h = 8^{\circ}$  она составляет 50%, а при  $h = 50^{\circ}$  – только 10-20%.

Чем прозрачнее атмосфера, тем меньше доля рассеянной радиации в составе суммарной.

В зависимости от формы, высоты и количества облаков доля рассеянной радиации увеличивается в разной степени. Когда солнце закрыто плотными облаками, суммарная радиация состоит только из рассеянной. При таких облаках рассеянная радиация лишь частично восполняет уменьшение прямой, и поэтому увеличение количества и плотности облаков в среднем сопровождается, уменьшением суммарной радиации. Но при небольшой или тонкой облачности, когда солнце совсем открыто или не полностью закрыто облаками, суммарная радиация за счет увеличения рассеянной может казаться больше, чем при ясном небе.

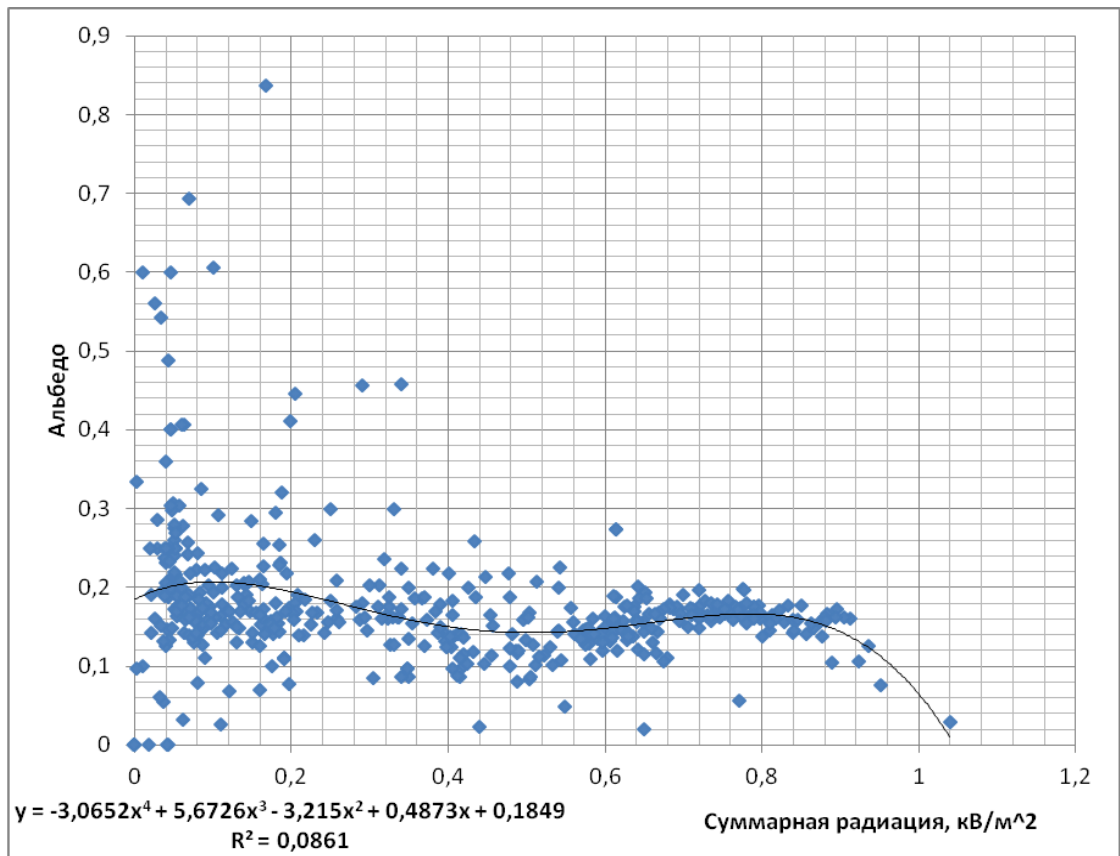


Рисунок 3.14 – Осредненная взаимосвязь между суммарной радиацией в летний период (северо-западная часть РФ) и альbedo подстилающей поверхности (габбродиабаз).

### ***3.3 Результаты анализа влияния альбедо на радиационный баланс земной поверхности.***

Изучение радиационного баланса деятельной поверхности представляет большой практический интерес, так как этот баланс является одним из основных климатообразующих факторов. От его величины зависит тепловой режим не только почвы или водоема, но и прилегающих к ним слоев атмосферы. Значение радиационного баланса имеет большое значение при расчетах испарения, при изучении вопроса о формировании и трансформации воздушных масс, при рассмотрении влияния радиации на здоровье человека и видовой изменчивости флоры и фауны.

Радиационный баланс в данном пункте можно вычислить для определенного момента («мгновенный», «минутный» баланс) или за какой-то промежуток времени (сутки, месяц, год).

Радиационный баланс, в целом, как и отдельные составляющие его элементы, зависят от многих факторов. Особенно сильно на него влияют высота солнца, продолжительность солнечного сияния, характер и состояние деятельной поверхности, замутнение атмосферы, содержание в ней водяного пара, облачность и др.

Мгновенный (минутный) баланс днем обычно положителен, особенно летом. Примерно за час до захода солнца (исключая зимнее время) расход лучистой энергии начинает превышать ее приход и радиационный баланс становится отрицательным. Приблизительно за час после восхода солнца он снова становится положительным. Суточный ход баланса днем при ясном небе примерно параллелен ходу прямой радиации. В течение ночи радиационный баланс обычно изменяется мало, но под влиянием переменной облачности он может изменяться значительно.

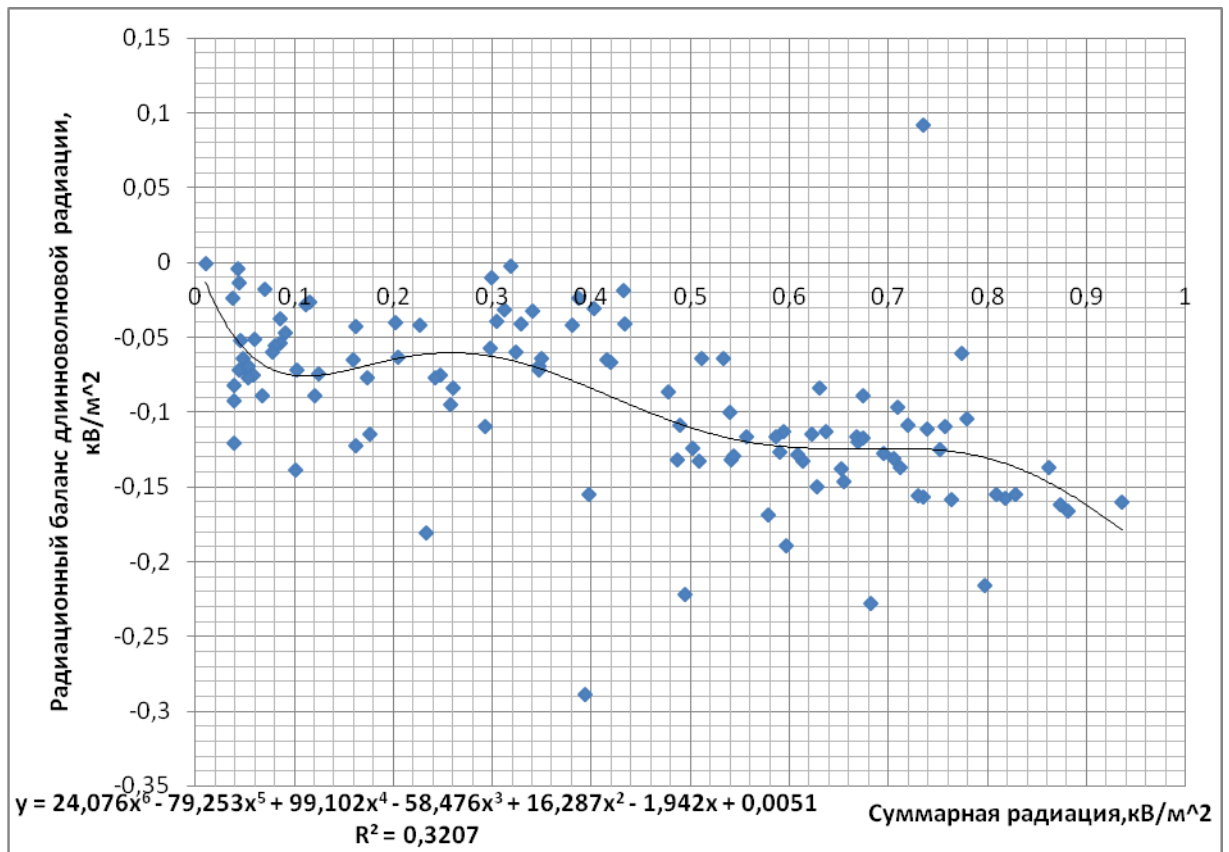


Рисунок 3.14 – Осредненная взаимосвязь между радиационным балансом длинноволновой радиации в летний период (северо-западная часть РФ) и суммарной радиацией (габбродиабаз).

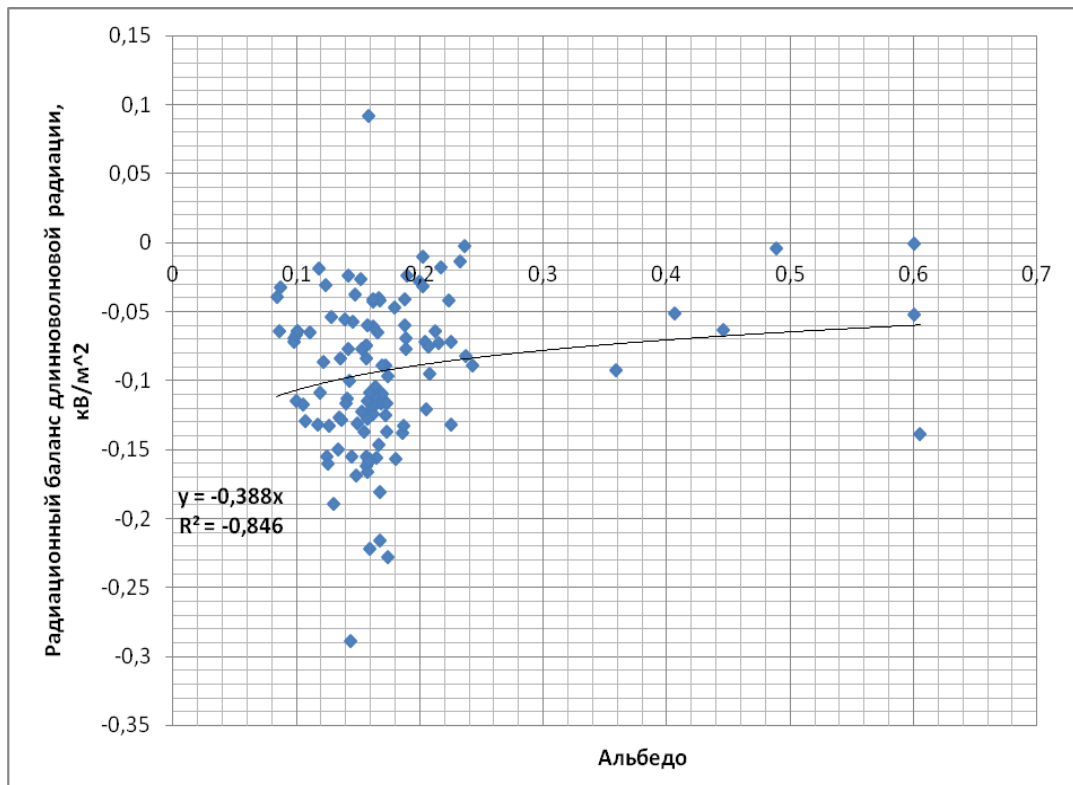


Рисунок 3.15 – Осредненная взаимосвязь между радиационным балансом длинноволновой радиации в летний период (северо-западная часть РФ) и альbedo подстилающей поверхности (габбродиабаз).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Радиационный режим данной местности играет большую роль во многих отраслях экономики и народного хозяйства.

1. Альbedo земной поверхности зависит от ее свойств и состояния: цвета, влажности, шероховатости, наличия и характера растительного покрова. Темные и шероховатые почвы отражают меньше, чем светлые и гладкие. Влажные почвы отражают меньше, чем сухие, так как они темнее. Следовательно, с возрастанием влажности почвы увеличивается поглощаемая ею доля суммарной радиации. Это оказывает большое влияние, например, на тепловой режим орошаемых полей.

2. Альbedo естественных поверхностей часто изменяется в течение суток, причем наибольшие величины альbedo отмечаются утром и вечером, а в дневные часы альbedo несколько уменьшается. Объясняется это неодинаковой отражательной способностью одной и той же поверхности для разных дли волн и спектрального состава суммарной радиации от высоты солнца. При малой высоте солнца в составе суммарной радиации увеличена доля рассеянной, а последняя отражается от шероховатой поверхности сильнее, чем прямая.

3. Альbedo водных поверхностей в среднем меньше, чем альbedo поверхности суши. Объясняется это тем, что солнечные лучи значительно глубже проникают в прозрачные для них верхние слои воды, чем в почву. В воде они рассеиваются и поглощаются. В связи с этим на альbedo воды влияет степень ее мутности: для загрязненной воды и мутной воды альbedo заметно возрастает по сравнению с чистой водой.

4. Для рассеянной радиации альbedo воды в среднем составляет 8-10%, а для прямой оно зависит от высоты солнца и увеличивается при ее уменьшении. Например, при отвесном падении лучей альbedo воды составляет лишь около 2-5%, а при малых высотах солнца – уже 30-70%.



5. Зная альбедо поверхности и суммарную радиацию, можно определить количество коротковолновой радиации, поглощенной данной поверхностью. Величина  $1-A$  представляет собой коэффициент поглощения коротковолновой радиации данной поверхностью. Он показывает, какая часть суммарной радиации, приходящей на земную поверхность, ею поглощается.

6. Для научного ведения сельского хозяйства необходимо знать действительные суммы радиации, приходящей на земную поверхность в вегетационный период и во все остальные периоды года. Для этого следует учитывать характер деятельной поверхности (альбедо), наличие склонов, холмов и пр., так как количество радиации, поглощенной почвой, зависит от угла падения лучей и альбедо поверхности.

7. При проектировании городов следует располагать здания таким образом, чтобы обеспечить наиболее благоприятное их освещение солнечными лучами. Необходимо знать суммы радиации, поступающей на вертикальные стены различной ориентации. При этом следует учитывать, что на них поступает не только прямая и рассеянная радиация, но и радиация, отраженная от прилегающих участков земной поверхности и от других близко расположенных зданий. Степень поглощения радиации зависит также от цвета и состояния стены – ее шероховатости, влажности и т.д. Поэтому, облицовывая стены домов различными материалами и окрашивая их в различные цвета (т.е. изменяя альбедо), можно изменить и их поглощательные свойства.

## СПИСОК ИСПОЛЬЗУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Матвеев Л.Т. [текст]. // Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 751 с.
2. ОСТ 52.04.10-82. Актинометрия. Термины, буквенные обозначения и определения основных величин. – Л.: Гидрометеиздат, 1984
3. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. [текст].// Вып. 3. ч. 1. Л.: Гидрометеиздат, 1985
4. Российский гидрометеорологический энциклопедический словарь. [текст].// Том I – III. – Санкт-Петербург: Летний сад, 2008
5. РД 52.04.688–2006 «Положение о методическом руководстве наблюдениями за состоянием и загрязнением окружающей среды [текст].// Часть 1. Метеорологические, актинометрические и теплобалансовые наблюдения»
6. Будыко, М.И. Изменение климата [Текст] / М.И. Будыко.-Л.: Гидрометеиздат, 1974.-280 с.
7. Будыко, М.И. Климат и жизнь [Текст] / М.И. Будыко.-Л.: Гидрометеиздат, 1971.-472 с.
8. Хлебникова, Е.И. Климатические изменения характеристик солнечной радиации и облачности по данным наземных наблюдений на территории России [Текст] / Е.И. Хлебникова, В.В. Стадник // Научная конференция по результатам исследований в области гидрометеорологии и мониторинга загрязнения природной среды в государствах-участниках СНГ, посвященная 10-летию образования Межгосударственного совета по гидрометеорологии. Секция 3. Изменение климата и природной среды и влияние этих изменений на экономику и население: Тезисы докладов, СанктПетербург, 23 -2 6 апреля 2002 г.- СПб.: Гидрометеиздат, 2002.

9. Абакумова, Г.М. Изменчивость суммарной и рассеянной радиации в различных участках спектра при безоблачном небе в теплый период года [Текст] / Г.М. Абакумова, Е.М. Незваль, Е.Л. Горбаренко, О.А. Шиловцева // Метеорология и гидрология.-1999.-№ 3.-С.
10. Абакумова, Г.М. Тенденции многолетних изменений прозрачности атмосферы, облачности, солнечной радиации и альbedo подстилающей поверхности в Москве [Текст] / Г.М. Абакумова // Метеорология и гидрология.-2000.-№ 9.
11. Абакумова, Г.М. Влияние кучевой облачности на рассеянную и суммарную ультрафиолетовую, фотосинтетически активную и интегральную солнечную радиацию [Текст] / Г.М. Абакумова, Е.М. Незваль, О.А. Шиловцева // Метеорология и гидрология.-2002.-№ 7.-С.
12. Байкова, И.М. Оценка альbedo земной поверхности и облаков [Текст] / И.М. Байкова // Метеорология и гидрология.-1990.-№ 3.
13. Байкова, И.М. Схема расчета альbedo системы Земля-атмосфера [Текст] / И.М. Байкова // Труды ГГИ.-1984.-Вып.317.
14. Беева (Байкова), И.М. Об учете зависимости альbedo системы Земля-атмосфера от высоты Солнца в зональных климатических моделях [Текст] / И.М. Байкова // Труды ГГИ.-1982.-Вып.280.
15. Байкова, И.М. Методика оценки альbedo земной поверхности и облаков с учетом данных спутниковых наблюдений [Текст] / И.М. Байкова // Использование аэрокосмической информации при изучении энерго- и массообмена экосистем: Экспресс-информация. № 8 (87).- Л.: Наука, 1988.
16. Беева (Байкова), И.М. Влияние изменения планетарного альbedo на среднюю глобальную температуру воздуха при потеплении климата, вызванном увеличением содержания углекислого газа в атмосфере [Текст] / И.М. Байкова, Н.А. Ефимова // Труды ГГИ.-1988.-Вып.330.

17. Будыко, М.И. О связи альbedo подстилающей поверхности с изменениями климата [Текст]/ М.И. Будыко, И.М. Байкова, Н.А.Ефимова, Л.А. Строкина // Метеорология и гидрология.-1998.-№ 6.

18. Головкин, В.А. Глобальное перераспределение составляющих радиационного баланса Земли [Текст] / В.А. Головкин // Исследование Земли из космоса.-2003.-№ 6.

19. Ефимова, Н.А. Влияние изменения альbedo земной поверхности на термический режим Земли [Текст] / Н.А. Ефимова // Метеорология и гидрология.-1980.-№7.

20. Покровский, И.О. Определение альbedo системы почва-растительность по данным многоугловых дистанционных измерений отраженной солнечной радиации [Текст]/ И.О. Покровский, Покровский О.М. // Исследование Земли из космоса.-2003 -№ 5.

21. Покровский, О.М. Моделирование непрерывного усвоения спутниковой и наземной информации при анализе полей суммарной радиации у поверхности земли [Текст] / О.М. Покровский // Исследование Земли из космоса.-2003.-№ 1.

22. Кондратьев, К.Я. Альbedo и угловые характеристики отражения подстилающей поверхности и облаков [Текст] / К.Я. Кондратьев, В.И. Биненко, Л.А. Дьяченко, В.И. Корзов, В.В. Мухенберг.-Л.: Гидрометеиздат, 1981.-232 с.

23. Кондратьев, К.Я. О возможностях определения альbedo подстилающей поверхности по данным спутниковых наблюдений [Текст] / К.Я. Кондратьев, Л.А. Дьяченко, В.В. Мухенберг, Н.П.Пятовская // Труды ГГО.- 1973.-Вып. 295.-С.

24. Н.О. Григоров, А.Г. Саенко, К.Л. Восканян. Методы и средства гидрометеорологических измерений. Метеорологические приборы. Учебник. – СПб.: изд. РГГМУ, 2012 – 306 с.

25. Метеорология и климатология : учебник. - 7-е изд. / С.П. Хромов, М.А. Петросянц. - М. : Изд-во Моск, ун-та : Наука, 2006. - 582 с. : илл. - (Классический университетский учебник). -ISBN 5-211-05207-2. -ISBN 5-02-035762-6 (в пер.).

26. Протасов В.Ф., Матвеев А.С. Экология: Термины и понятия. Стандарты, сертификация. Нормативы и показатели. Учеб. и справочное пособие. 2001. — 208 с.

27. Полякова Л.С., Кашарин Д.В. Учебное пособие «Метеорология и климатология» – Новочеркасск НГМА, 2004, 107 с.

28. ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА  
ПОЛЕВЫЕ ИСПЫТАНИЯ МЕТОДИКИ ФОТОГРАММЕТРИЧЕСКОЙ  
ОЦЕНКИ АЛЬБЕДО СНЕЖНО-ЛЕДНИКОВЫХ ПОВЕРХНОСТЕЙ 2019 г. Д.  
М. Журавский<sup>1</sup>, У. В. Прохорова<sup>1</sup>, Б. В. Иванов<sup>1,2,\*</sup>, А. С. Янжура<sup>1</sup>, Н. М.  
Куприков<sup>3,4</sup>, М. В. Курапов<sup>3</sup>

29. Кмито А.А., Скляр Ю.А. Пиргелиометрия. Л. Гидрометеиздат, 1981. 144 с.

30. Макарова Е.А., Харитонова А.В., Казачевская Т.В. Поток солнечного излучения. М.: Наука, 1991. 397 с.

31. Руководство гидрометеорологическим станциям по актинометрическим наблюдениям. Л.: Гидрометеиздат, 1973. 220 с.

32. Руководство по метеорологическим приборам и методам наблюдений (ВМО-№ 8). Chairperson, Publications Board World Meteorological Organization (WMO). CH-1211 Geneva 2, Switzerland, 2010. 782 p.

33. М.Ю. Червяков, Я.А. Нейштадт Актинометрические методы измерений Учебно-методическое пособие для студентов географического факультета Саратов Издательство Саратовского университета 2018.