

Работы на проверку представляем в рукописном сканированном варианте или в Word, затем после получения разрешения, размещаем в личном кабинете, предварительно переводим графику и текст в PDF.

Лекция МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ ОСОБЕННОСТЕЙ РАДИАЦИОННО-ТЕПЛОВОГО БАЛАНСА ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ В ОБЛАСТИ КРИОЛИТОЗОНЫ

3.1 Климатические исследования

Мерзлотные условия того или иного района в первую очередь определяются климатом этого района, но и мерзлотная обстановка, в свою очередь, влияет на климат района (Центральная Якутия была бы пустыней, если бы не наличие мерзлоты). Поэтому при геофизиологических исследованиях необходимо иметь сведения о таких основных параметрах климата, как радиационно-тепловой баланс поверхности, количество осадков по сезонам года, влажность воздуха, средняя годовая температура и амплитуда колебаний среднемесячных температур воздуха, скорость ветра. Именно эти параметры входят во многие расчетные формулы геофизиологических характеристик, некоторые из них можно найти на сайте www.pogodaiklimat.ru.

Основным исходным материалом для изучения климата являются данные наблюдений метеорологической сети РФ в виде справочников. Общее представление о климате создается на основе изучения многолетнего режима указанных метеорологических элементов.

На основании всего собранного материала составляются специальные карты климатического районирования. Каждый из выделенных районов характеризуется своим комплексом климатоформирующих факторов, структурой радиационно-теплого баланса поверхности земли,

среднегодовыми температурами, амплитудами колебаний температур воздуха, влажностью воздуха, количеством атмосферных осадков, высотой и плотностью снежного покрова и закономерностями его распространения, направлениями и скоростью ветра.

При средне- и крупномасштабных геокриологических съемках сравнительно небольших по площади участков особое внимание уделяется изучению микроклиматических особенностей, вызванных главным образом изменением рельефа и свойств подстилающей поверхности.

Особое внимание при мерзлотной съемке всех масштабов уделяется изучению снежного покрова, закономерностям изменения его мощности и плотности в различных ландшафтных условиях. С этой целью в период, предшествующий началу снеготаяния, производят снегомерную съемку по профилям, пересекающим основные элементы ландшафта. Выявляется зависимость снежного покрова от характера рельефа, обводненности подстилающей поверхности, растительного покрова. Для районов с метелевым переносом важно установить участки выдувания снега и его накопления. При средне- и крупномасштабной съемке рекомендуется составлять специальные карты мощности и плотности снега (на период максимального снегонакопления). Особо выделяются участки, где мощность снега превышает критическое значение, при котором среднегодовая температура поверхности почвы становится положительной.

Существуют некоторые простейшие приемы обработки длинных рядов наблюдений, имеющих на метеостанциях. С этой целью обычно применяют метод скользящих (перекрывающихся) средних. Например, ряд значений среднегодовых температур воздуха за n лет $t_1, t_2 \dots t_n$ с помощью этого преобразуется в ряд:

$$\frac{1}{m} \sum_1^m t_i, \frac{1}{m} \sum_1^{m+1} t_i, \dots, \frac{1}{m} \sum_{n+1-m}^n t_i,$$

полученный после осреднения по m последовательных членов исходного ряда ($m < n$). График, построенный по скользящим средним, дает возможность судить о наличии климатических периодов, длина которых превышает период осреднения m . Колебания с периодом, меньшим m , при этом сглаживаются. В климатологии обычно используется осреднение по 5, 10, 20, 35 и 80 лет. Метод скользящих средних может применяться для анализа динамики изменений различных метеорологических, мерзлотных и гидрологических параметров: температур воздуха, количества осадков, мощности снежного покрова, температуры пород, глубин сезонного промерзания или протаивания, уровней поверхностных и подземных вод, модулей поверхностного и подземного стока и т. д. Очевидно, чтобы судить о динамике климата, необходимо иметь данные метеостанций с достаточно длинным рядом наблюдений (не менее 30 лет).

В случае, если метеостанции на территории съемки отсутствуют, используются данные ближайших метеостанций. Интерполяция и экстраполяция метеорологических данных приводятся с учетом зависимости их от широты и абсолютной высоты местности, форм рельефа, удаленности от водных артерий и бассейнов, геоботанических и других особенностей. В слабо изученных районах может возникнуть необходимость в проведении специальных метеорологических наблюдений, включающих измерение температуры и влажности воздуха, количества осадков, высоты и плотности снежного покрова.

Баланс солнечной энергии на поверхности земли за определенный отрезок времени равен

$$(Q + q)(1 - \alpha) - I = R \quad (1)$$

где Q – прямая солнечная радиация, ккал/см²;

q – рассеянная солнечная радиация, ккал/см²;

α – альbedo земной поверхности, т.е. отношение отраженной радиации к приходящей;

I – эффективное длинноволновое излучение Земли;

R – радиационный баланс.

Уравнение 1 называется уравнением радиационного баланса

Уравнение теплового баланса земной поверхности

$$R = LT + P + B \quad (2)$$

где LE - затраты тепла на суммарное испарение, ккал/см²;

P – затраты тепла на турбулентный теплообмен между земной поверхностью и атмосферой;

B – теплообмен между земной поверхностью и почвой.

Большое значение в формировании структуры радиационно-теплового баланса, кроме широты местности, имеют геолого-географические факторы, такие как различные естественные покровы (снег, растительность, вода), рельеф и экспозиция склонов, состав и влажность грунтов, гидрологические и гидрогеологические условия. Все эти факторы определяют и условия инсоляции поверхности, и величину альбедо, и все тепловые процессы, в результате чего в тех широтных зонах, где приход радиации велик, могут формироваться и существовать мерзлые толщи, и наоборот, в зонах с небольшим количеством поступающей солнечной радиации широкое развитие получили талики. Например, г. Санкт-Петербург находится на широте 60⁰ с.ш., а г.Чита на 59⁰ с.ш., соответственно в г. Чите солнечной энергии поступает больше, чем в г. Санкт-Петербурге. Однако в г.Чите ММП есть, а в г. Санкт-Петербурге – нет.

Величина поглощенной радиации

$$Q_n = (Q + q)(1 - \alpha)$$

Определяется количеством поступающей прямой солнечной радиации Q , рассеянной q и величиной альбедо α . Практически при любом виде хозяйственного освоения территории происходят те или иные изменения Q и α . Так при выполаживании естественных откосов северной экспозиции крутизной 30⁰ и доведения их до горизонтальной поверхности Q увеличивается на 10-20 % в пределах 60-68⁰ северной широты. При выполаживании склонов южной экспозиции наблюдается обратная картина,

так как на горизонтальную поверхность поступает солнечной радиации на 20-30 % меньше, чем на южные склоны.

Ещё более существенное значение имеет изменение альbedo. Так снятие растительного покрова может привести к изменению альbedo поверхности от 7-10 до 25 %. Одно и то же изменение альbedo приводит к разному изменению $Q_{\text{п}}$. Так в условиях континентального климата, когда $Q + q$ достигают больших значений, даже самое малое изменение альbedo может привести к существенным изменениям температур пород. В условиях морского климата эти изменения будут незначительны.

Наиболее значительные изменения в температурном режиме поверхности грунта отмечаются в случае устройства искусственных покрытий, что связано с изменением количества поглощенной радиации, особенно, с резким уменьшением затрат тепла на испарение. Например бетонное покрытие может повысить среднюю годовую температуру пород на 2-3° С, а асфальтовое на 3-4°С.

Существенное значение в структуре радиационно-теплового баланса имеют испарение и турбулентный обмен, которые также могут изменяться при хозяйственном освоении территории, и, следовательно, повлечь за собой изменение мерзлотных характеристик района.

Всё это заставляет изучать при геокриологической съемке структуру радиационно-теплового баланса района и возможности её изменения при хозяйственном освоении территории.

3.2 Климатический расчёт составляющих радиационного баланса

Сеть специальных станций, ведущих актинометрические (за режимом солнечной, земной и атмосферной радиаций) и теплобалансовые (за режимом тепла и влаги вблизи земной поверхности и теплообменом в почве) наблюдения в настоящее время довольно редки. В Забайкальском крае из 106 метеорологических станций и 97 постов такие наблюдения проводятся лишь

на 6. Поэтому при исследовании условий теплового режима земной поверхности возникает необходимость расчёта составляющих радиационно-теплового баланса. Расчёт можно сделать по средним многолетним величинам метеорологических элементов, полученных по длинному ряду наблюдений (20-30 лет и более).

На основании климатических расчётов и наблюдений актинометрических станций построены карты радиационного баланса, как для России, так и для всего земного шара. Есть такие сводки и для отдельных регионов.

На участках с горным рельефом часто возникает необходимость оценки общего прихода солнечного тепла на различно ориентированные склоны. Это обычно делается путём расчёта. Например, суточные величины суммарной радиации получают по формуле

$$\sum Q_{\text{сум.скл}} = \sum Q'_{\text{скл}} + \cos^2 \frac{\alpha}{2} \sum q_{\text{гор}} + \sin^2 \frac{\alpha}{2} \sum r_{\text{гор}},$$

где - $Q'_{\text{скл}} = Q' \cos i$

Q' - интенсивность прямой солнечной радиации на перпендикулярную лучам поверхность;

i - угол падения солнечных лучей на поверхность склона;

α - крутизна склона;

$q_{\text{гор}}$ и $r_{\text{гор}}$ – соответственно поток рассеянной и отраженной радиации на горизонтальной поверхности.

Составляющие радиационно-теплового баланса, прежде всего солнечная радиация, существенно зависят от высоты местности. Обычно с высотой количество суммарной радиации увеличивается.

Для расчёта влияния поглощенной радиации необходимо знать альbedo поверхности. Этот параметр как правило берется из таблиц. Например альbedo (α , %) некоторых поверхностей

Известняк – 56,

Гранит – 12-18,

Трава зеленая – 5-14,
 Снег свежий – 85,
 Снег старый – 70,
 Асфальт – 10-30,
 Гравийное покрытие – 13 и т.д.

3.3 Методы расчёта составляющих теплового баланса

Расчет величины испарения. Все используемые сейчас методы определения суммарного испарения с почвы и транспирации растительным покровом можно разделить на три группы:

- 1) Основанные на использовании уравнения водного баланса;
- 2) Основанные на использовании уравнения турбулентной диффузии водяного пара;
- 3) Основанные на уравнение теплового баланса.

Наиболее часто используется метод Тюрка (1958). Для естественных поверхностей при условии $r^2/E^2 > 0,1$ расчетная формула имеет вид:

$$E = \frac{1,054r}{\sqrt{1 + \left(\frac{1,054}{E_0}\right)^2}},$$

где E - величина испарения (годовая сумма), мм;

r - годовая сумма осадков, мм;

E_0 – максимальное испарение лимитирующееся влагоёмкостью воздуха, мм.

$$E_0 = 300 + 25t + 0,05t^3 \text{ при } t \text{ – среднелетняя температура воздуха, } ^\circ\text{C}.$$

Испарение с оголенной поверхности почвы можно определить по формуле Тюрка, введя дополнительный коэффициент K , учитывающий влажность грунта, т.е.

$$E = \frac{Kr}{\sqrt{1 + \left(\frac{r}{E_0}\right)^2}}, \quad K = \frac{w - w_r}{w_H - w_r},$$

$$\text{где } E_0 = \frac{1}{16} (t + 2) \sqrt{Q_{\text{сум}}} \text{ при } t > 2 \text{ } ^\circ\text{C},$$

$E_o = 0$ при $t \leq 2^\circ\text{C}$. Место для формулы.

r – сумма осадков за декаду, мм;

E_o – максимальное испарение, мм;

$Q_{\text{сум}}$ – суммарная радиация, поступающая на поверхность за декаду
ккал/см²;

w – естественная влажность грунта;

w_n – полная влагоемкость грунта;

w_2 – гигроскопическая влажность.

Расчет величины турбулентного теплообмена земной поверхности с атмосферой. Расчет турбулентного потока тепла P (кДж/м², сут), основанный на теории турбулентности, предложен А.Р. Константиновым (1956). Расчетная формула имеет вид

$$P = a \cdot V_{\phi} \left(1 + b \frac{T_{\text{п}} - T_{\text{в}}}{V_{\phi}^2} \right) (T_{\text{п}} - T_{\text{в}}),$$

где V_{ϕ} – средняя за месяц скорость ветра на высоте флюгера, м/с;

$T_{\text{в}}$ – средняя месячная температура воздуха, °С;

$T_{\text{п}}$ – средняя месячная температура поверхности почвы, °С;

Коэффициенты a и b принимаются:

1) для периода со снегом $a=4$, $b=0.1$;

2) для периода без снега $a=6$, $b=0.9$.

Сумма P за месяц получается умножением суточной величины на число дней в месяце. Применить эту формулу для сильно пересеченной местности нецелесообразно.

При производстве мерзлотной съемки и составлении мерзлотного прогноза можно пользоваться более простой зависимостью

$$P = \alpha(t_{\text{п}} - t_{\text{в}}),$$

где α – коэффициент турбулентного теплообмена между почвой и атмосферой (кДж/м²•час•°С);

Величина α может быть определена при съемке из уравнения радиационно-теплового баланса, если его составляющие измерены непосредственно в поле, т.е.

$$\alpha = \frac{R - LE - B}{(t_{\text{п}} - t_{\text{в}})},$$

Расчет величины теплооборота в почве и горных породах.

Теплообороты в почве за полгода, по В.А. Кудрявцеву, определяется уравнением

$$B = \xi(nA_{\text{ср}}C + Q_{\text{ф}}) + t_{\xi} \sqrt{\frac{2\lambda TC}{\pi}},$$

где A_o - амплитуда годовых колебаний температуры на поверхности почвы, °С;

T – период, равный году, час;

λ - теплопроводность грунта, кДж/м•час•°С;

C – объемная теплоёмкость грунта, кДж/м³•°С

$Q_{\text{ф}}$ – теплота фазовых переходов воды в грунте, кДж/м³;

ξ – глубина сезонного промерзания-оттаивания грунта.

$$n \approx \sqrt{2}/$$

Из этого уравнения видно, что величина B зависит от континентальности климата (через A_o), от высотной поясности и широтной зональности (через t_{ξ}). Весьма важно также, что теплообороты большой степени зависят от теплофизических характеристик грунта и от фазовых переходов воды при промерзании и оттаивании грунта, что связано с влиянием геологических факторов.

Кроме составляющих радиационно-теплового баланса при мерзлотных исследованиях анализируются данные и о других метеоэлементах (облачность и др.).

Облачность является важным фактором, влияющим на лучистый теплообмен на поверхности земли и в атмосфере и, следовательно, влияет на

формирование температурного режима воздуха и подстилающей поверхности. Данные по облачности используются при расчете суммарной радиации и эффективного излучения, а также анализа микроклиматических особенностей формирования температуры воздуха.

Увеличение облачности уменьшает приход прямой солнечной радиации к земной поверхности и в то же время уменьшает эффективное излучение Земли. Поэтому летом увеличение облачности (и влажности воздуха приводит к сокращению поглощения солнечной радиации и ослаблению нагрева воздуха и почвы. Зимой, наоборот, повышенная облачность, препятствует сильному радиационному охлаждению поверхности и тем самым сокращает расход тепла из почвы и горных пород.

В связи со сказанным интересно изучение облачности в начале зимы и весной, когда начинается промерзание и оттаивание. Увеличение облачности приводит к замедлению темпов промерзания в этот период. Весной увеличение облачности тормозит протаивание пород.

Атмосферное давление и ветер. Годовой ход атмосферного давления позволяет судить об особенностях циркуляции атмосферы в том или ином районе, от чего в свою очередь зависит годовой ход облачности и выпадения осадков. Ветер оказывает непосредственное влияние на формирование температурного и влажностного режима воздуха и поверхности, так как 1) воздушные массы способны переносить большое количество влаги и тепла (адвекция), 2) ветер воздействует на состояние (плотность и мощность снежного покрова и распределение его. Особенно важно изучение скорости ветра в горных районах, так как адвекция в горах приводит к нарушению высотной поясности и уменьшению инверсии температур воздуха. При скорости ветра в 6 м/с адвекция практически полностью исключает инверсию температур.

Атмосферные осадки и влажность воздуха. Данные по влажности воздуха, наряду с температурными данными позволяют судить об испарении влаги с поверхности почвы.

Для анализа результатов гидрогеологических наблюдений, а также характеристики отепляющего влияния летних осадков, необходимы сведения о частоте их выпадения, интенсивности и количестве осадков, в виде дождей и ливней.

Особенно велико значение снега. Поэтому для мерзлотно-гидрогеологических целей необходимы следующие сведения: данные (подекадные) о ходе нарастания снежного покрова и изменения плотности снега в течение зимы, о максимальной его мощности а также сроках установления и исчезновения. Эти задачи решаются с помощью снегомерной съёмки и режимных наблюдений.

Температура воздуха и поверхности Эти параметры отражают, с одной стороны, влияние радиационных факторов, которые определяют суточный и годовой ход, а с другой – адвективное влияние проходящих теплых и холодных воздушных масс. Поэтому температура воздуха и поверхности является одной из важнейших климатических характеристик и широко используется в проводящихся при мерзлотной съёмке теплофизических расчетах и при расчётах составляющих радиационно-теплового баланса. Для расчёта использую среднее годовое значение температуры, годовой ход её средних месячных (или среднедекадных) значений, суточный ход температуры, продолжительность периода с отрицательными или положительными значениями температуры.

Наблюдения за температурой почвы глубиной сезонного промерзания и оттаивания пород представляют большой интерес при мерзлотных исследованиях. В частности эти данные позволяют применять метод Тумеля для определения максимальных глубин сезонного оттаивания. Кроме этого они дают возможность определить скорости промерзания или оттаивания пород, а также рассчитывать температурное поле в слое ξ на любой момент времени и в различных условиях.

При мелкомасштабной съёмке и картировании значительную сложность представляют интерполяция полученных на метеостанциях

данных, так как для этого требуется достаточно четкие представления об изменчивости метеорологических элементов в данных географических условиях.

Следует отметить, что при мелкомасштабных комплексных исследованиях нельзя ограничиваться получением данных метеостанций, а необходимо на основе изучения специальной литературы и путём дополнительных полевых наблюдений.