

О СВЯЗИ ГЛУБИНЫ СЕЗОННОГО ПРОТАИВАНИЯ С МЕЖГОДОВОЙ ИЗМЕНЧИВОСТЬЮ СРЕДНЕЙ ГОДОВОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ГРУНТОВ

П.Я. Константинов, Р.Н. Аргунов, Е.Ю. Герасимов, И.С. Угаров

*Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, 677010, Якутск, Мерзлотная, 36, Россия,
konstantinov@mpi.ysn.ru*

Приведены результаты исследований глубины сезонного протаивания в таежных ландшафтах междуречья Лены и Кенкеме (вблизи Якутска). Выявлена связь глубины сезонного протаивания с межгодовой изменчивостью средней годовой температуры грунтов. Получены данные о влиянии межгодовых вариаций почвенной влажности на глубину сезонного протаивания.

Температура грунтов, глубина сезонного протаивания, сезоннотальный слой, почвенная влажность

ON THE RELATIONSHIP BETWEEN SEASONAL THAW DEPTH AND INTERANNUAL VARIATION OF MEAN ANNUAL GROUND TEMPERATURE

P.Ya. Konstantinov, R.N. Argunov, E.Y. Gerasimov, I.S. Ugarov

Mel'nikov Permafrost Institute SB RAS, 677010, Yakutsk, Merzlotnaya str., 36, Russia, konstantinov@mpi.ysn.ru

The paper presents the results of investigations on seasonal thaw depth in the taiga landscapes on the Lena-Kenkeme watershed (in the vicinity of Yakutsk) and the determinant factors. A relationship between seasonal thaw depth and interannual variation of mean annual ground temperature has been obtained. Data on the influence of interannual soil moisture variations on the depth of seasonal thawing have been collected.

Ground temperature, seasonal thaw depth, active layer, soil moisture content

ВВЕДЕНИЕ

В последнее время в связи с проблемой глобального изменения климата резко возрос интерес к изучению динамики природных объектов и процессов. Среди них достаточно чувствительны к изменениям многолетнемерзлые породы (ММП).

Одна из основных характеристик ММП – глубина сезонного протаивания. Исследования межгодовой изменчивости глубины сезонного протаивания грунтов ведутся давно. Обзоры публикаций, посвященных этой проблеме, можно найти в работах Е.А. Втюриной [1976] и А.В. Павлова с соавт. [2004]. В настоящей статье основное внимание уделено вопросу влияния межгодовых различий интенсивности зимнего охлаждения грунтов на глубину их сезонного протаивания. Этот вопрос поднимался еще в ранних работах по мерзлотоведению. Так, в коллективной монографии „Общее мерзлотоведение” [Сумгин и др., 1940] находим: „...если имеют место необычно большие и длительные зимние холода, то и сезонное протаивание грунтов за данный год замедляется”. На необходимость учета зимних теплопотерь в слое годовых теплооборотов при анализе закономерностей сезонного протаивания указывается в работах Г.В. Порхаева [1959], А.В. Павлова [1965], М.К. Гавриловой [1966] и П.Ф. Швецова [1971],

где это обосновывается с позиций теплового баланса пограничного с атмосферой слоя горных пород. Действительно, чем больше будут зимние теплопотери грунтовой толщи (всего слоя годовых теплооборотов), тем больше тепла летом уйдет на ее предварительный обогрев. Соответственно, произойдет некоторое уменьшение доли затрат тепловой энергии из летнего теплооборота на фазовые превращения почвенной влаги, что означает снижение энергетических возможностей для глубокого летнего оттаивания почвогрунтов.

Согласно исследованиям В.А. Благообразова [1964] на Тянь-Шане, увеличение мощности сезонноталого слоя (СТС) происходит при сокращении зимних теплопотерь почвогрунтов после многоснежных зим, а в последнее время обусловлено ростом летних и зимних температур воздуха в регионе [Марченко, 2002].

По А.В. Павлову [1979], снижение интенсивности зимнего охлаждения грунтов, наблюдаемое в многоснежные зимы, способствует увеличению глубины сезонного оттаивания в последующий летний сезон. Экспериментальные наблюдения в городах Якутске и Игарке на участках, где снежный покров регулярно удалялся по мере выпадения, показали уменьшение мощности СТС на 5–10 %.

Ряд авторов, например П.Н. Скрябин, С.П. Варламов и Ю.Б. Скачков [1998], не относят зимнее охлаждение к ведущим факторам, определяющим глубину сезонного оттаивания, но приводят факты, свидетельствующие о его влиянии на процесс протаивания грунтов. Так, они отмечают, что на участках в пределах водораздельного и мелководного типов местности около Якутска максимальные значения мощности СТС наблюдаются в теплые и влажные летние сезоны, которым предшествовали аномально теплые или аномально многоснежные зимы. В том же районе на северном склоне минимальные значения мощности СТС были зафиксированы в летний сезон, которому предшествовала аномально малоснежная зима.

Наконец, некоторые исследователи полностью отрицают влияние зимнего охлаждения на глубину сезонного оттаивания ММП. А.Л. Арэ и Р.Я. Демченко [1972], изучая процесс сезонного протаивания в супесчаных отложениях II надпойменной террасы р. Лена в окрестностях Якутска за период с 1952 по 1965 г., пришли к выводу об отсутствии какого-либо влияния зимнего охлаждения грунтов на глубину их летнего оттаивания.

Интенсивность зимнего охлаждения приповерхностных горизонтов горных пород количественно выражается величиной грунтового теплооборота в зимний период. Экспериментальные определения этой величины очень трудоемки, а расчетные значения зачастую имеют большую погрешность. За качественный показатель интенсивности зимнего охлаждения можно принять среднюю годовую температуру на подошве слоя сезонного оттаивания грунтов (t_{ξ}), так как в формировании температурного режима грунтов в области ММП решающая роль принадлежит зимнему периоду. По сравнению с величиной грунтового теплооборота t_{ξ} более доступна для экспериментального определения и при проведении режимных температурных замеров определяется по постоянно установленным в грунте термодатчикам. В годы с повышенным зимним расходом тепла грунтами t_{ξ} понижается, и, наоборот, в годы с меньшими зимними теплотерями происходит ее повышение. Таким образом, оценить влияние интенсивности зимнего охлаждения грунтов на глубину их сезонного протаивания можно, если исследовать связь последней с межгодовой изменчивостью средней годовой температуры грунтов.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Надежным прибором для изучения межгодовой изменчивости глубины сезонного протаивания, особенно в регионах с большой мощностью СТС, является мерзлотомер конструкции А.И. Данилина. Этот мерзлотомер, предназначенный для определения глубины промерзания–протаивания,

начал внедряться в практику наблюдений на гидрометеорологических станциях с начала 50-х годов прошлого века. Принцип действия прибора основан на регистрации положения нулевой изотермы в толще почвогрунта по положению границы талой и мерзлой зоны в специальной мерной резиновой трубке с дистиллированной водой, вынимаемой на время замера из постоянно установленного в грунте жесткого корпуса – трубки.

Мерзлотомер конструкции А.И. Данилина обладает рядом важных достоинств. Во-первых, определение положения нулевой изотермы в окружающем грунте по фазовому переходу воды в измерительной трубке гарантирует достаточную объективность измерений, не требует предварительной градуировки и обладает практически неограниченной временной стабильностью. При этом, даже если будет иметь место некоторое расхождение определенного по мерзлотомеру положения нулевой изотермы и реального положения фазовой границы (или верхней границы пластично-мерзлого грунта для глинистых пород) вследствие отличий точки замерзания грунта и воды в трубке мерзлотомера, это не скажется на получаемых статистических параметрах временного ряда наблюдений, так как ошибка будет иметь систематический характер. Во-вторых, мерзлотомер позволяет соблюсти принцип единства места измерения. В-третьих, это относительная простота конструкции прибора.

Для целей геофизиологического мониторинга мерзлотомер А.И. Данилина является более предпочтительным инструментом по сравнению с механическими и температурными методами, поскольку первые не позволяют соблюсти принцип единства места измерения, а температурные датчики нуждаются в тщательной градуировке и недостаточно стабильны при многолетнем использовании. Кроме того, мерзлотомер способен учитывать поправку на пучение и осадку грунта на сильнопучинистых почвах [Лейбман, 2001]. Этот прибор давно не выпускается промышленностью, но легко может быть изготовлен в исследовательских учреждениях.

Многолетняя практика исследований в области ММП показала достаточную точность мерзлотомера А.И. Данилина в определении глубины протаивания, но слабую пригодность для изучения промерзания СТС. Поэтому нами применялась упрощенная конструкция мерзлотомера, приспособленная для определения только глубины летнего оттаивания. Это позволило отказаться от выдвижной мерной трубки, что полностью устраняет конвекцию воздуха в измеряемый грунт. Упрощенный вариант мерзлотомера представляет собой полипропиленовую трубку с внешним диаметром 25 мм (внутренний диаметр 20 мм), длина которой должна с запасом превышать максимально воз-

можную глубину сезонного протаивания на экспериментальном участке. Один конец трубки герметично закрывается водонепроницаемой заглушкой. Конец трубки с заглушкой опускается в специально пробуренную скважину небольшого диаметра. Глубина скважины задается так, чтобы верхний конец трубки был выше поверхности почвы на 10–15 см. Затрубное пространство в скважине засыпается выбуренным грунтом и тщательно уплотняется. После этого внутрь трубки заливается дистиллированная вода до уровня поверхности почвы. Для предотвращения попадания в трубку пылевидных частиц верхний конец трубки желательнее закрывать съёмной пробкой. Положение уровня нулевой изотермы в грунте определяется обычной выдвижной металлической рулеткой (или мерным штырем), конец которой опускается в трубку мерзлотомера до границы воды и льда на момент замора. Разница величины отсчета по мерной рулетке и длины выступающего конца мерзлотомера является глубиной нулевой изотермы относительно уровня земной поверхности.

В районе исследований экспериментальные участки выбирались в ландшафтах, наиболее характерных для таежных междуречных пространств Центральной Якутии. С начала лета 1998 г. на экспериментальных участках установлены мерзлотомеры (описание см. выше). Ранее на них были оборудованы температурные скважины глубиной от 3 до 20 м с постоянно установленными термодатчиками на основе термисторов. Температурный режим исследуется здесь с 1996 г. [Konstantinov et al., 2001; Konstantinov, Fukuda, 2001; Федоров и др., 2003]. Замеры максимальной глубины сезонного протаивания делались во второй половине сентября, а температуры грунтов – ежемесячно в течение года. На всех площадках проводились наблюдения за динамикой накопления снежного покрова, определялась предзимняя влажность и по возможности предлетняя влажность СТС бурением мерзлого почвогрунта до начала сезона протаивания. В настоящей работе рассматривается верхняя часть слоя годовых теплооборотов, включающая почвогрунты СТС и самые верхние горизонты ММП. Для краткости в дальнейшем при обозначении верхней части слоя годовых теплооборотов используются термины „грунты” и „грунтовая толща”.

ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Район исследований находится в междуречье Лены и Кенкеме, в 30 км к северо-западу от Якутска (рис. 1). Его размеры составляют 15 × 10 км. В геолого-геоморфологическом отношении район неоднороден. Его южная часть представляет собой денудационную равнину с абсолютными отметками 200–230 м, в геологическом строении которой

принимают участие неогеновые породы, представленные в основном песками. Для рельефа характерно сочетание выположенных водораздельных поверхностей, низких гряд, пологих склонов и межрядовых западин. Северная часть изучаемой территории расположена в пределах денудационно-аккумулятивной равнины с преобладанием плоского равнинного рельефа и абсолютными высотами 200–215 м. Верхняя толща отложений представлена здесь сплошным чехлом сильнольdistых четвертичных отложений небольшой мощности (5–6 м) с полигонально-жильными льдами (ледовый комплекс). Данную равнинную поверхность еще называют межаласной, так как на ней часто встречаются котловины термокарстового происхождения – аласы.

В растительном покрове района исследований преобладают лиственничные леса брусничной группы. Широкое распространение имеют луговые ландшафты. На вершинах гряд денудационной равнины встречаются сосновые леса. Из нарушенных ландшафтов наибольшее распространение имеют площади вырубок лиственничной тайги, на которых впоследствии развиваются вторичные березовые леса. Рассматриваемый район расположен в зоне сплошного распространения ММП, мощность которых составляет 400–500 м. Фоновые значения температур на глубинах 10–15 м находятся в пределах –2...–3,5 °С.

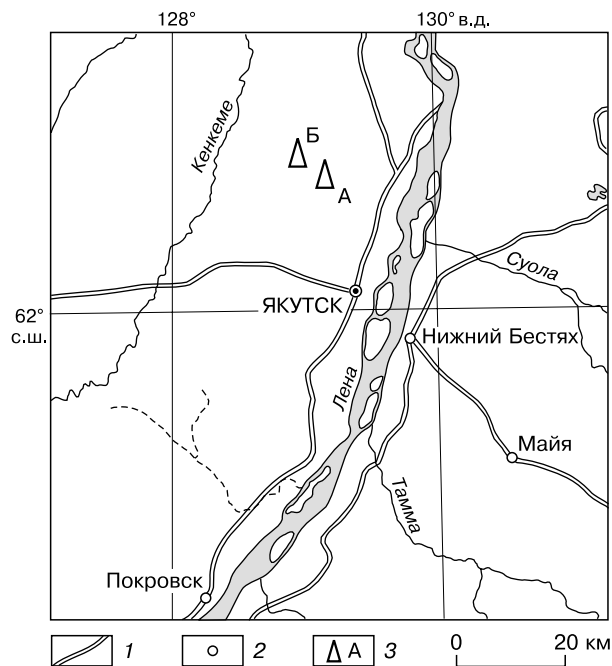


Рис. 1. Схема расположения экспериментальных участков:

1 – автодороги; 2 – населенные пункты; 3 – места расположения экспериментальных участков (А – участки 1, 2, 3; Б – участки 4, 5, 6).

Экспериментальные участки 1, 2 и 3 находятся в пределах денудационной равнины (южная часть района исследований), где в составе почвогрунтов СТС преобладают мелкозернистые пески (плотность скелета грунта 1100–1800 кг/м³; содержание песчаных фракций 75–85 %, пылеватых – 8–11 %, глинистых – 6–15 %) и супеси (плотность скелета грунта 1200–1750 кг/м³; содержание песчаных фракций 61–67 %, пылеватых – 25–29 %, глинистых – 6–10 %). Экспериментальные участки 4, 5 и 6 расположены на денудационно-аккумулятивной равнине (северная часть района исследований), где преимущественное распространение получили пылеватые суглинки (плотность скелета грунта 960–1700 кг/м³; содержание песчаных фракций 19–47 %, пылеватых – 41–66 %, глинистых – 7–20 %).

Экспериментальный участок 1. Средняя часть протяженного пологого склона северной экспозиции. Грунты представлены песками и супесями. Коренной лиственничный лес арктоусово-брусничный (*Laricetum arctouso-vacciniosum*).

Экспериментальный участок 2. Привершинная поверхность гряды. Грунты представлены песками. Коренной лиственнично-сосновый лес лимнасово-толокнянковый (*Lariceto-pinetum limnos-arctostaphylosum*).

Экспериментальный участок 3. Верхняя часть протяженного пологого склона северной экспозиции. Грунты представлены песками и супесями. Вторичный лиственнично-березовый лес лимнасово-брусничный (*Lariceto-betuletum limnosovacciniosum*).

Экспериментальный участок 4. Межаласная поверхность, окруженная зрелыми и развивающимися термокарстовыми котловинами. Грунты представлены пылеватыми суглинками. Разнотравно-злаковый луг (*Mixtoherboso-graminosum*).

Экспериментальный участок 5. Сухой участок в днище обширной термокарстовой (аласной) котловины. Грунты представлены пылеватыми суглинками. Разнотравно-злаковый луг (*Mixtoherboso-graminosum*).

Экспериментальный участок 6. Межаласная поверхность. Обширная площадь сплошной вырубki лиственничного леса, где древостой был сведен в начале 1990-х гг. Грунты представлены пылеватыми суглинками. Растительный покров составлен вторичным травостоем и фрагментарно сохранным кустарничковым ярусом.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Как уже отмечалось, в формировании средней годовой температуры грунтов в области ММП решающая роль принадлежит зимнему сезону, и чтобы он не относился к разным годам, в геохронологии обычно используется не календарный год, а условный годовой период (у. г.), за начало которого принимается дата начала промерзания или оттаивания почвогрунтов [Павлов, 1965]. Применительно к нашим исследованиям за начало принято 1 октября, что примерно соответствует средней многолетней дате начала промерзания грунтов в районе г. Якутска. Соответственно, средние годовые значения температуры грунтов рассчитываются для данного условного года. Для его выделения применены двоякие обозначения, например, 1997/1998 у. г. означает, что рассматривается условный год с 1 октября 1997 г. по 30 сентября 1998 г. Далее в тексте, в таблицах и на рисунках используются только условные годы.

Значения основных метеорологических характеристик за период исследований представлены в табл. 1. Как видно из приведенных данных, для таежных ландшафтов междуречья Лены и

Таблица 1. Межгодовые изменения метеорологических характеристик за период исследований

Условный годовой период (у. г.)	Σ_{-t_B} , град·сут	Σ_{+t_B} , град·сут	t_B^{cp} , °C	R_L , мм	$h_{сн}^{np}$, м	$h_{сн}^{max}$, м
1997/1998	-5051	2158	-8,0	146	0,27–0,29	0,40–0,45
1998/1999	-5341	1964	-9,4	196	0,29–0,32	0,43–0,48
1999/2000	-5026	1941	-8,6	126	0,32–0,38	0,40–0,45
2000/2001	-5529	2014	-9,8	68	0,16–0,20	0,27–0,30
2001/2002	-4658	2139	-7,0	89	0,22–0,25	0,42–0,48
2002/2003	-5022	1996	-8,4	243	0,10–0,16	0,26–0,29
2003/2004	-5109	1821	-9,2	128	0,15–0,18	0,30–0,38
2004/2005	-5394	2087	-9,2	199	0,40–0,45	0,50–0,60

Примечание. Рассматриваются условные годовые периоды (1 октября–30 сентября); Σ_{-t_B} и Σ_{+t_B} – суммы отрицательных и положительных градусо-суток температуры воздуха (метеостанция Якутск); t_B^{cp} – средняя годовая температура воздуха (м/с Якутск); R_L – годовая сумма летних осадков (м/с Якутск); $h_{сн}^{np}$ – высота снежного покрова на экспериментальных участках в период промерзания (на 1 декабря); $h_{сн}^{max}$ – максимальная зимняя высота снежного покрова на экспериментальных участках.

Таблица 2. Межгодовые изменения средней годовой температуры грунтов (t_{ξ}) на экспериментальных участках

Номер участка	t_{ξ} , °C									Средне-квадратическое отклонение	Коэффициент вариации
	1997/1998 у. г.	1998/1999 у. г.	1999/2000 у. г.	2000/2001 у. г.	2001/2002 у. г.	2002/2003 у. г.	2003/2004 у. г.	2004/2005 у. г.	Сред.		
1	-2,5	-2,6	-1,6	-2,9	-3,0	-3,4	-3,2	-2,6	-2,7	0,55	0,20
2	-1,7	-1,7	-0,9	-2,2	-2,0	-2,7	-2,4	-1,7	-1,9	0,55	0,29
3	-1,6	-1,6	-0,8	-1,9	-1,9	-2,3	-2,2	-1,8	-1,8	0,46	0,26
4	-2,2	-2,0	-1,5	-1,8	-1,7	-2,7	-2,3	-1,6	-2,0	0,41	0,21
5	-2,6	-2,4	-1,4	-2,5	-2,6	-3,2	-3,0	-2,0	-2,5	0,56	0,23
6	-1,8	-2,0	-1,2	-2,8	-3,4	-4,4	-3,4	-2,1	-2,6	1,05	0,40

Кенкеме около Якутска, представляющего собой типичный пример внутриконтинентального района криолитозоны с недостаточным и неустойчивым характером атмосферного увлажнения, характерны большие межгодовые вариации основных метеопараметров. Это обусловило большие межгодовые колебания средней годовой температуры грунтов (табл. 2). Максимальный перепад температуры t_{ξ} составил при этом в абсолютных значениях $1,5^{\circ}-3,2^{\circ}\text{C}$.

Межгодовые изменения максимальной глубины сезонного протаивания на экспериментальных участках приведены в табл. 3. За период наблюдений ее среднеквадратическое отклонение составило $0,06-0,13$ м, а коэффициент вариации находился в пределах $0,03-0,07$. Как видно, глубина сезонного протаивания является значительно менее вариабельной характеристикой, чем средняя годовая температура грунтов, коэффициент вариации которой за тот же период составил $0,16-0,40$. На слабую межгодовую вариабельность глубины сезонного оттаивания по сравнению с другими параметрами температурного режима грунтов указывают многие исследователи [Гаврилова, 1973; Втюрина, 1976; Павлов и др., 1984]. Это обстоятельство повышает требования к техническим и методическим аспектам проведения натурных экспериментов. Применение только механических или температурных методов при изучении межгодовой из-

менчивости глубины сезонного протаивания не всегда эффективно, они могут уступать по точности мерзлотомеру.

На рис. 2 приведены графики изменения за период исследований сумм температур воздуха ($\Sigma_{+t_{\theta}}$) и осадков ($R_{\text{л}}$) теплого периода, средней годовой температуры грунтов (t_{ξ}), предзимней ($W_{\text{прз}}$) и предлетней ($W_{\text{прл}}$) влажности почвогрунтов СТС (использованы осредненные значения влажности для всего профиля СТС), максимальной глубины сезонного оттаивания (ξ) по шести экспериментальным участкам.

На графиках видно, что нет четкой связи между глубиной сезонного протаивания и суммами положительных температур воздуха. Только в 2004/2005 у. г. наблюдалось совпадение повышенной мощности СТС и больших сумм положительных температур. В остальные годы максимальные и минимальные глубины протаивания приходились на годы со средними значениями сумм температур воздуха теплого периода. Не прослеживается также четкой зависимости глубины сезонного протаивания от суммы атмосферных осадков теплого периода. Так, в годы с максимальным (1999/2000 у. г.) и минимальным (2000/2001 у. г.) протаиванием грунтов за все лето выпало соответственно 126 и 68 мм дождевых осадков. Очевидно, что здесь влияние осадков на глубину сезонного протаивания нельзя считать определяющим при

Таблица 3. Межгодовые изменения максимальной глубины сезонного протаивания (ξ) на экспериментальных участках

Номер участка	ξ , м									Средне-квадратическое отклонение	Коэффициент вариации
	1997/1998 у. г.	1998/1999 у. г.	1999/2000 у. г.	2000/2001 у. г.	2001/2002 у. г.	2002/2003 у. г.	2003/2004 у. г.	2004/2005 у. г.	Сред.		
1	1,50	1,57	1,52	1,46	1,52	1,54	1,37	1,62	1,51	0,07	0,05
2	2,01	1,97	2,08	1,91	1,92	2,01	1,94	2,12	2,00	0,08	0,04
3	1,83	1,88	1,91	1,73	1,83	1,80	1,71	1,90	1,82	0,07	0,04
4	1,85	1,77	2,07	1,63	1,86	1,81	1,79	1,96	1,84	0,13	0,07
5	1,76	1,80	1,84	1,66	1,77	1,76	1,71	1,82	1,77	0,06	0,03
6	1,53	1,49	1,66	1,39	1,43	1,44	1,39	1,62	1,49	0,10	0,07

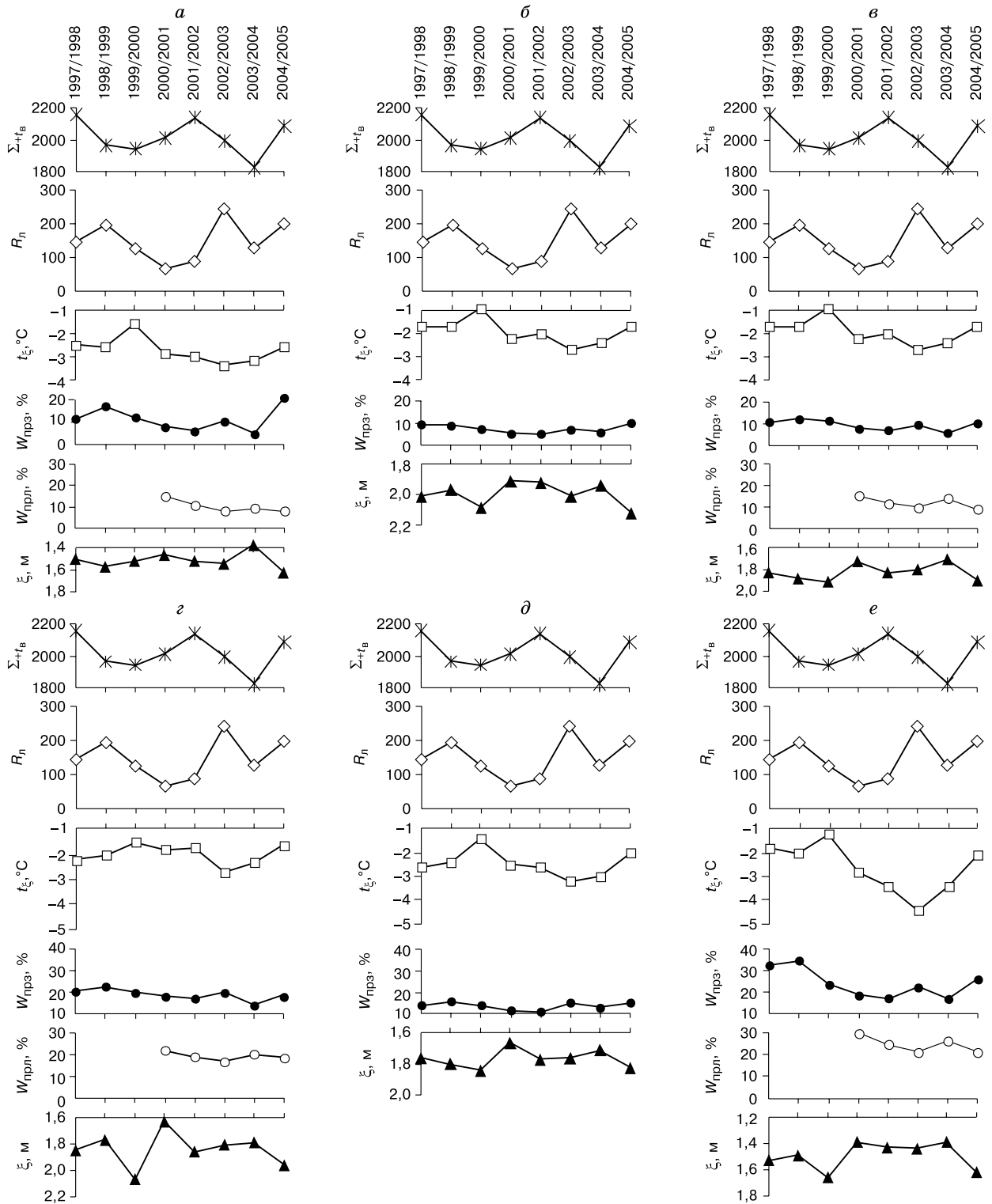


Рис. 2. Межгодовые изменения суммы положительных температур воздуха ($\Sigma_{+t_{в}}$), суммы осадков теплого периода ($R_{п}$), средней годовой температуры грунтов (t_{ξ}), предзимней ($W_{прз}$) и предлетней ($W_{прл}$) влажности почвогрунтов СТС (осредненные значения для всего профиля СТС) и максимальной глубины сезонного протаивания (ξ) на экспериментальных участках 1–6 (а–е соответственно).

столь небольшой разнице в суммах осадков, хотя пределы их изменения за время наблюдений составили 68–243 мм. Хорошо выраженная зависимость глубины протаивания от количества летних осадков отмечена только на экспериментальном участке 1, расположенном в средней части протяженного пологого склона, занятого лиственный лесом на песчаных почвах (см. рис. 2,а). Здесь после обильных дождей в 1998/1999 и 2004/2005 у. гг. происходил транзит надмерзлотных вод с большими величинами расхода, что и обусловило наиболее глубокое оттаивание грунтов. Отметим, что на расположенных выше по рельефу экспериментальных участках 2 (лиственный-сосновый лес на вершине гряды, см. рис. 2,б) и 3 (лиственный-березовый лес в верхней части склона, см. рис. 2,в) с аналогичным составом почвогрунтов, где в те же годы существование надмерзлотных вод было кратковременным, максимум почвенного протаивания пришелся на другие периоды.

Из рис. 2 видно, что в годы повышения средней годовой температуры грунтов (1999/2000 и 2004/2005 у. гг.) увеличивалась и глубина сезонного протаивания и, наоборот, в периоды понижения t_{ξ} (2000/2001, 2001/2002, 2002/2003 и 2003/2004 у. гг.) она уменьшалась. Максимум t_{ξ} за весь период исследований был зафиксирован в 1999/2000 у. г. На большинстве экспериментальных участков в этот год был отмечен и максимум глубины сезонного оттаивания почвогрунтов. При этом суммы положительных температур и летних осадков за 1999/2000 у. г. не выходили за пределы средних значений вариационных рядов.

Если сравнить условия протаивания почв в четыре „холодных” по грунтовой температуре периода (2000/2001, 2001/2002, 2002/2003 и 2003/2004 у. гг.), то оказывается, что в наиболее „холодный” из них 2002/2003 у. г. глубина протаивания не была минимальной. Такое противоречие объясняется тем, что предельная влажность почв в 2000/2001 и 2003/2004 у. гг. была в 1,5–1,8 раза больше, чем в 2001/2002 и 2002/2003 у. гг. (см. рис. 2). Это и явилось основной причиной минимального протаивания именно в 2000/2001 и 2003/2004 у. гг. из-за больших затрат тепла на фазовые превращения почвенной влаги в условиях повышенной сезонной льдистости СТС. Данный пример показывает важность учета почвенной влажности при изучении межгодовой изменчивости глубины сезонного протаивания.

В табл. 4 приведены коэффициенты корреляции (r) глубины сезонного протаивания с суммой положительных температур воздуха, суммой летних осадков и средней годовой температурой грунтов, полученные по результатам наблюдений на экспериментальных участках. Из табл. 4 видно, что связь глубины сезонного протаивания с межгодовой изменчивостью величины t_{ξ} выражена

Таблица 4. Коэффициенты корреляции максимальной глубины сезонного протаивания с суммой положительных температур воздуха ($\Sigma_{+t_{\text{в}}}$), суммой летних осадков ($R_{\text{л}}$) и средней годовой температурой грунтов (t_{ξ})

Номер участка	Коэффициент корреляции		
	$\Sigma_{+t_{\text{в}}}$	$R_{\text{л}}$	t_{ξ}
1	0,52	0,56	0,29
2	0,12	0,54	0,54
3	0,35	0,38	0,68
4	0,09	0,21	0,43
5	0,16	0,48	0,63
6	0,19	0,27	0,76

сильнее, чем с межгодовыми вариациями величин $\Sigma_{+t_{\text{в}}}$ и $R_{\text{л}}$. Наиболее тесная связь средней годовой температуры грунтов и глубины сезонного протаивания ($r = 0,76$) имеет место на участках с максимальным размахом значений t_{ξ} за период наблюдений. Таким примером является экспериментальный участок 6, представляющий собой площадь сплошной лесной вырубке, где перепад температуры t_{ξ} за 8 лет достигал в абсолютном выражении 3,2 °С (см. табл. 2, рис. 2,е). Лишь для локальных участков, где велика роль дождевых осадков в формировании мощности СТС (участок 1), характерна слабая корреляционная связь между ξ и t_{ξ} ($r = 0,29$).

Все вышесказанное позволяет считать, что в таежных ландшафтах рассматриваемого района межгодовые вариации сумм температур воздуха и осадков теплого периода не являются главными причинами межгодовой изменчивости глубины сезонного протаивания грунтов. Можно предположить, что в годы с наиболее теплыми летними сезонами излишки теплоприхода к земной поверхности расходуются в основном на увеличение испарения и турбулентного теплообмена и лишь малая их часть тратится на тепловой поток в почву. Последние исследования показывают, что в целом для области ММП коэффициенты корреляции между летними осадками и глубиной сезонного протаивания составляют не более 0,3–0,4 [Павлов и др., 2004]. Одним из основных факторов, определяющих межгодовую изменчивость глубины сезонного протаивания, безусловно, является влажность почвогрунтов СТС, которая заслуживает более углубленного изучения в аспекте рассматриваемой проблемы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В области ММП межгодовая изменчивость средней годовой температуры грунтов может качественно характеризовать межгодовые различия интенсивности их зимнего охлаждения, которые

обуславливают разные по годам начальные условия для их летнего протаивания, увеличивая или уменьшая долю энергозатрат на изменение тепло-содержания грунтовой толщи в структуре летнего теплооборота.

В результате проведенных исследований выявлено, что в таежных ландшафтах между речья Лены и Кенкеме около г. Якутска связь глубины сезонного протаивания с межгодовой изменчивостью средней годовой температуры грунтов выражена сильнее, чем с межгодовыми вариациями сумм температур воздуха и осадков теплого периода. Лишь на локальных участках, где по рельефу и составу почвогрунтов имеются благоприятные условия для транзита надмерзлотных вод, количество летних осадков выступает ведущим фактором, способным вызвать максимальное оттаивание почвогрунтов. Но влияние летних осадков на глубину протаивания может сильно сказываться опосредованно в следующий летний сезон через изменение запасов предзимней почвенной влажности и вызванное этим изменение сезонной льдистости в СТС. Минимальные значения глубины сезонного протаивания на экспериментальных участках отмечены в годы с совпадением повышенной сезонной льдистости в СТС и пониженных значений средней годовой температуры грунтов.

Работа выполнена по проекту 24.1.5 СО РАН.

Литература

- Арэ А.Л., Демченко Р.Я.** Некоторые результаты многолетних наблюдений за протаиванием грунта в окрестностях Якутска // Экспериментальные исследования процессов теплообмена в мерзлых горных породах. М., Наука, 1972, с. 91–97.
- Благообразов В.А.** Вопросы сезонных и многолетних колебаний верхней границы вечной мерзлоты на сыртах Центрального Тянь-Шаня // Гляциологические исследования на Тянь-Шане. Фрунзе, Изд-во АН Киргизской ССР, 1964, с. 65–76.
- Гаврилова М.К.** Климат Центральной Якутии. Якутск, Кн. изд-во, 1973, 119 с.
- Гаврилова М.К.** Пространственная и временная изменчивость сезонного протаивания в Якутии // Сезонное протаивание и промерзание грунтов на территории Северо-Востока СССР. М., Наука, 1966, с. 7–13.
- Втюрина Е.А.** О временной изменчивости мощности сезоннопротаивающего слоя горных пород // Сезонно- и многолетнемерзлые горные породы. Владивосток, ДВНЦ СО АН СССР, 1976, с. 107–114.
- Лейбман М.О.** Динамика слоя сезонного оттаивания пород и методика измерения его глубины в различных ландшафтах Центрального Ямала // Криосфера Земли, 2001, т. V, № 3, с. 17–24.
- Марченко С.С.** Результаты мониторинга активного слоя в горах Северного Тянь-Шаня // Криосфера Земли, 2002, т. VI, № 3, с. 25–34.
- Павлов А.В.** О тепловом равновесии в верхнем слое земной коры // Техногенные ландшафты Севера и их рекультивация. Новосибирск, Наука, 1979, с. 5–11.
- Павлов А.В.** Теплообмен промерзающих и протаивающих грунтов с атмосферой. М., Изд-во АН СССР, 1965, 254 с.
- Павлов А.В., Вотякова Н.И., Шипицына Л.И.** Анализ многолетних изменений параметров теплового режима сезоннопротаивающих грунтов // Мерзлые грунты при инженерных воздействиях. Новосибирск, Наука, 1984, с. 46–52.
- Павлов А.В., Скачков Ю.Б., Какунов Н.Б.** Взаимосвязь между многолетними изменениями глубины сезонного протаивания грунтов и метеорологическими факторами // Криосфера Земли, 2004, т. VIII, № 4, с. 3–11.
- Порхаев Г.В.** Основы инженерного управления тепловым режимом горных пород // Материалы по инженерному мерзлотоведению. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 15–20.
- Скрябин П.Н., Варламов С.П., Скачков Ю.Б.** Межгодовая изменчивость теплового режима грунтов района Якутска. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 1998, 144 с.
- Сумгин М.И., Качурин С.П., Толстихин Н.И., Тумель В.Ф.** Общее мерзлотоведение. М., Изд-во АН СССР, 1940, 340 с.
- Федоров А.Н., Гаврильев П.П., Константинов П.Я.** Изучение динамики мерзлотных ландшафтов на территории станции «Спаская Падь» // Наука и образование, 2003, № 3, с. 62–65.
- Швецов П.Ф.** Природные теплоравновесные циклы в почвенно-грунтовой системе на разных широтах // Вопросы геофизиологии. М., ВСЕГИНГЕО, 1971, с. 73–90.
- Konstantinov P.Y., Rusakov V.G., Fukuda M.** Thermal regime of the upper permafrost layers in taiga landscapes, Yakutsk Area, 1996–2000 // Proc. of the 9th Symposium on the Joint Siberian Permafrost Studies between Japan and Russia in 2000. Sapporo, Japan, 2001, p. 204–209.
- Konstantinov P.Y., Fukuda M.** Temperature regime of the upper permafrost in the Yakutsk Area // Proc. of the Second Intern. Workshop on Global Change: Connection to the Arctic, 2001. Sapporo, Japan, 2001, p. 103–106.

Поступила в редакцию
21 февраля 2005 г.