

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СНЕГОЗАПАСОВ НА ЗАБОЛОЧЕННОМ ВОДОСБОРЕ В ЮЖНО-ТАЕЖНОЙ ПОДЗОНЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Приведены результаты экспедиционных исследований основных характеристик снежного покрова (толщины, плотности и снегозапасов) в различных экосистемах на малом заболоченном водосборе. Результаты снегосъемок показали: наибольшая неравномерность распределения снега характерна для грядово-мочажинных и грядово-озерковых микроландшафтов, что объясняется в первую очередь явлениями метелевого переноса. Наблюдается синхронность в изменениях максимальных снегозапасов в лесоболотной группе микроландшафтов. Не установлены связи в снегонакоплении между прирусловым лесом и открытыми безлесными участками.

Ключевые слова: снежный покров; снегозапасы; коэффициент снегонакопления; заболоченный водосбор; микроландшафт.

Изменения климата и вызванные ими последствия, зарегистрированные в конце прошлого века, но не получившие пока однозначного заключения о причинах и возможных последствиях, продолжают быть актуальным предметом научных исследований. Часто трудно оценить, насколько и в какую сторону меняются климатические показатели, особенно комплексных явлений, таких как, например, эволюция снежного покрова. Изменения снежного покрова могут считаться комплексным индикатором климата холодного сезона, отражающим изменения температуры, осадков, частоты оттепелей и т.д. [1].

На Западно-Сибирской равнине талые воды вносят наибольший вклад (порядка 65–75%) в речной сток и являются источником пополнения болотных вод. Характерной особенностью рассматриваемой территории является высокая заболоченность. Здесь расположено самое большое болото в мире – Васюганское. Болота распространены неравномерно: заболоченность Обь-Васюганского междуречья 38%, Обь-Иртышского водораздела в верховьях рек Икса, Бакчар, Андарма достигает 80–100%.

Запас воды в снежном покрове является на этой территории основным фактором формирования объема весеннего стока, поэтому детальное изучение закономерностей формирования, распределения и количественные оценки снегозапасов с дифференциацией по разным уровням организации геосистем представляют большой научный и практический интерес.

Кроме того, пространственная неоднородность снегонакопления на различных элементах болотного ландшафта опосредованно влияет на формирование гидрологического режима заболоченного водосбора и позволяет связать его особенности с иерархией ландшафтной структуры бассейна.

Основной целью работы являлось исследование закономерностей снегонакопления и пространственного распределения снежных ресурсов, их оценка на основных элементах заболоченного водосбора: в поле, в лесу, в основных типах микроландшафтов олиготрофных болот; эволюция в многолетнем разрезе.

История исследований. Комплексные исследования гидрологического режима заболоченных рек территории, в том числе условий промерзания и снегонакопления на их водосборах, которые в среднем 175 дней в году находятся под снежным покровом, были начаты организациями Гидрометслужбы в 60-х гг. прошлого столетия на болотных стационарах вблизи поселков Жарково, Патюканово, Новый Васюган, Мыльджино, д. Коноваловка [2].

Трудность изучения снегонакопления на обширных водораздельных торфяниках связана с удалением их от рек. С целью изучения влияния ландшафтов на распределение снежного покрова на Бакчарском болоте с 1965 г. были начаты работы сотрудниками Томского государственного университета [3, 4]. Комплексные исследования с перерывами ведутся по настоящее время и другими научными организациями – Томским государственным педагогическим университетом, Сибирским НИИ сельского хозяйства и торфа Россельхозакадемии, Институтом мониторинга климатических и экологических систем СО РАН.

В гидрологическом отношении к настоящему времени болота Западной Сибири, том числе и Васюганское, изучены недостаточно.

Объект и методика исследований. В настоящих исследованиях использованы материалы специальных снегомерных съемок на болотах, в лесу и поле на опорных профилях, заложенных на наиболее характерных и репрезентативных участках, а также опубликованные материалы многолетних наблюдений опорной сети гидрометеорологических станций и постов. Все использованные материалы наблюдений вполне надежны. Для оценки снежных ресурсов использованы методы: гидролого-климатический, интерполяционный, статистический.

Анализируются данные снегомерных съемок непрерывного периода исследований (1994–2004 гг.) на репрезентативной для Васюганского болота водораздельной ненарушенной болотной экосистеме (БЭС) на олиготрофных ландшафтах бассейна р. Ключ. По ландшафтному районированию территория относится к типу западно-сибирских таежных ландшафтов. Климат исследуемой территории континентальный. Средняя годовая температура воздуха – минус 1,6°C. Район расположен в зоне избыточного увлажнения. Годовое количество атмосферных осадков составляет 469–506 мм. Устойчивый снежный покров образуется в третьей декаде октября. Средняя высота снежного покрова на открытых участках достигает 40–60 см, на защищенных – 60–80 см. Разрушение устойчивого снежного покрова начинается во второй – третьей декадах апреля. Период со снежным покровом составляет в среднем 175 дней. Метеорологические данные приводятся по ближайшей метеостанции в с. Бакчар.

Водосбор р. Ключ (правый приток р. Бакчар, площадь 58 км², заболоченность бассейна около 70%) практически полностью представлен исследуемой БЭС, болотные воды которой являются основным источни-

ком питания этого водотока. Истоки реки расположены на периферии верхового болотного массива.

Снегомерные съемки проводились в марте – апреле. Общая длина снегомерных маршрутов менялась по годам от 7 до 13 км, пересекая последовательно все характерные типы местности: поле, лиственный лес, осоковый кочкарник с мелким березняком, переходное хвойно-березовое болото, сосново-кустарничково-сфагновые сообщества (высокий рям, высота сосен составляет 10–12 м), мелкий рям (высота сосен – 1–1,5 м), проточная топь (галля), грядово-мочажинный и грядово-озерковый комплексы. Господствующими ландшафтами являются леса приречного склона и болота.

Результаты исследования и их обсуждение. Из всех изучаемых климатических характеристик снежного покрова (высота, даты образования и разрушения, продолжительность таяния и др.) и водно-физических (плотность, теплопроводность, водоудерживающая способность и т.д.) важнейшим интегральным стокообразующим показателем являются максимальные снегозапасы. Определенные для конкретной территории (района, зоны или водосбора реки), они характеризуют снежные ресурсы этой территории. На формирование снежного покрова оказывают влияние многие факторы.

1. Роль рельефа в формировании и распределении снежных ресурсов. Вопрос о влиянии рельефа на вариацию снегозапасов во времени для равнинных территорий с относительно невысокими возвышенностями изучен слабо. Материалы многолетних наблюдений на небольшом числе водосборов ЕТР показывают, что между коэффициентом вариации максимальных снего-

запасов C_v и высотой местности H имеется тесная обратная линейная связь, которая четко выражена лишь для районов с высотой местности более 150 м БС. В пределах равнин и низменностей со средней высотой менее 150 м, где относительные превышения невелики, вертикальной зональности в распределении снегозапасов нет [5].

Абсолютные отметки Васюганской наклонной равнины колеблются в пределах 116–146 м. Максимальная отметка расположена в истоках р. Бакчар. Интенсивность расчленения рельефа в баллах преимущественно до 20, горизонтальная – до 0,6 км/км², а глубина расчленения – до 10 м.

Таким образом, влияние рельефа на атмосферную циркуляцию и выпадение атмосферных осадков и формирование снежного покрова здесь исключено. Неравномерность залегания вызвана другими аazonальными факторами: очевидными различиями таких угодий, как, например, поле, лес, кустарник, или изменениями высоты растительного покрова (залежь, кочки, гряды, мочажины), продолжительностью залегания снежного покрова, экспозицией по отношению к метелевым ветрам.

2. Влияние ландшафтов на распределение снежного покрова. Наибольшая дифференциация снегозапасов наблюдается между полем и лесом. Массовые материалы показывают, что в лесах запасы воды в снеге, скапливающиеся к началу снеготаяния, больше, чем в поле, а в самих лесах различаются в зависимости от таксационных характеристик (табл. 1–2). Здесь и далее обсуждаются пространственно-временная динамика максимальных за зиму снегозапасов.

Таблица 1

Характеристики снегозапасов (S) и коэффициента снегонакопления (K) различной обеспеченности на микроландшафтах бассейна р. Ключ – п. Полынянка за период 1994–2004 гг.

№ п/п	Природно-территориальный комплекс (ПТК)	Запас воды в снеге, мм			Коэффициент снегонакопления		
		S _{6%}	S _{50%}	S _{94%}	K _{6%}	K _{50%}	K _{94%}
1	Лиственный лес приречного склона	191	137	99	1,50	1,16	0,94
2	Переходное хвойно-березовое болото	196	128	110	1,71	1,14	0,90
3	Кедровый лес	183	136	101	1,54	1,12	0,97
4	Крупный рям	185	139	92	1,65	1,15	0,91
5	Средний рям	205	144	108	1,77	1,21	1,01
6	Мелкий рям	218	150	99	1,73	1,28	0,98
Среднее по ПТК 1–6		196	139	102	1,65	1,18	0,95
7	Безлесная галля	149	115	71	1,40	0,94	0,62
8	Грядово-мочажинный	175	154	121	1,63	1,20	1,04
9	Поле	154	115	82	1,00	1,00	1,00

Примечание. К – отношение снегозапаса ПТК к снегозапасу в поле.

Таблица 2

Матрица коэффициентов корреляции максимальных снегозапасов на различных природно-территориальных комплексах бассейна р. Ключ – с. Полынянка за период 1994–2004 гг.

№ п/п	Природно-территориальный комплекс (ПТК)	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	Лиственный лес приречного склона	1								
2	Переходное хвойно-березовое болото	0,92	1,00							
3	Кедровый лес	0,93	0,89	1,00						
4	Крупный рям	0,91	0,87	0,92	1,00					
5	Средний рям	0,86	0,86	0,94	0,95	1,00				
6	Мелкий рям	0,96	0,91	0,92	0,96	0,94	1,00			
7	Безлесная галля	0,27	0,30	0,34	0,25	0,26	0,23	1,00		
8	Грядово-мочажинный	0,47	0,37	0,61	0,48	0,50	0,43	0,20	1,00	
9	Поле	0,72	0,54	0,72	0,67	0,65	0,65	0,63	0,55	1

Примечание. Полу жирным шрифтом выделены значимые коэффициенты корреляции.

К основным факторам, обуславливающим разницу снегозапасов в поле и в лесу, относятся: различная интенсив-

ность снеготаяния в поле и в лесу во время оттепелей; разница в испарении с поверхности снега в поле и в лесу; бла-

гоприятные условия для конденсации водяных паров в лесу; ветровой перенос снега с поля в лес. Перечисленные факторы способствуют увеличению снегозапасов в лесу.

Устойчивый снежный покров на открытых участках исследуемой территории образуется в конце октября – начале ноября. Под влиянием осенних оттепелей разница максимальных снегозапасов в лесу и в поле может превышать 20–30 мм. Основные различия величин снегозапасов формируются в декабре – январе, когда выпадает до 80% твердых осадков. Зимой же оттепели для южно-таежной подзоны Западно-Сибирской тайги не характерны и не сказываются сколько-нибудь на ходе снегонакопления.

Основной же причиной превышения снегозапаса в лесу по сравнению со снегозапасом в поле является, вероятнее всего, ветровой перенос снега с полей к лесным опушкам. Снегомерные съемки в бассейне р. Ключ показали, что высота снега у опушек может в 1,5–2 раза превышать высоту снега в лиственном лесу.

Целинное болото представляет собой поверхность, обладающую значительной шероховатостью по сравнению с полевыми участками. Это связано с развитием кустарничков, высокостебельных травянистых растений, кочек, т.е. неоднородность распределения снегозапасов на нем связана с характером подстилающей поверхности.

Как показал статистический анализ рядов максимальных снегозапасов, из 9 микроландшафтов заболоченного водосбора можно выделить группу лесных ландшафтов и рямов со схожими условиями формирования снегозапасов, что проявляется в значимых коэффициентах корреляции (см. табл. 2) и достаточно синхронном характере многолетней динамики коэффициента снегонакопления (рис. 1).

Формирование снегозапасов на безлесой галье (проточная топь) и грядово-мочажинном комплексе в многолетнем разрезе происходит в обособленном от выделенной группы режиме (рис. 2).



Рис. 1. Многолетняя динамика максимальных снегозапасов в группе лесных микроландшафтов и рямов

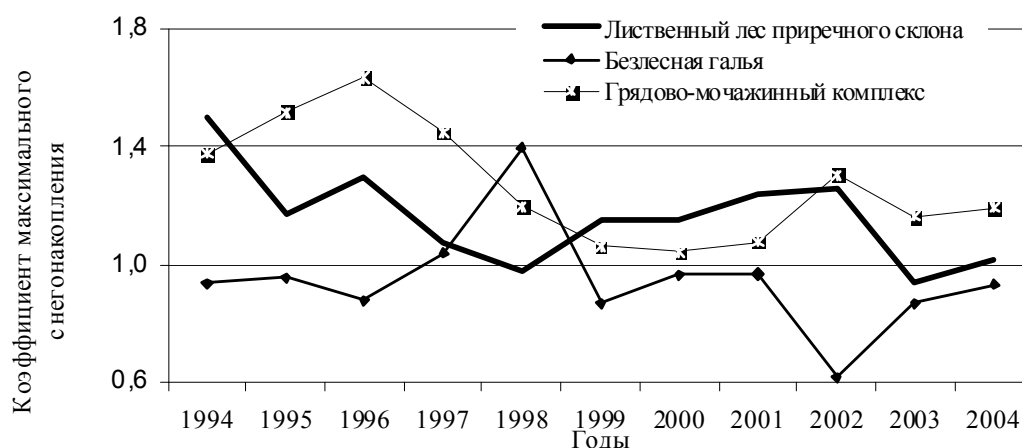


Рис. 2. Многолетняя динамика максимальных снегозапасов на слабо коррелирующих по снегонакоплению микроландшафтах

По результатам снегосъемок снег залегает особенно неравномерно в грядово-мочажинных и грядово-озерковых микроландшафтах, что объясняется в первую очередь явлениями переноса и отложения снега в условиях грядового рельефа и устойчивого направления метелевого ветра (юго-западное). Наибольшее количество снега залегает на подветренных склонах

облесенных гряд и прилегающих к ним участках мочажин, где высоты снега достигают 1,5–2,0 м. На участках мочажин, сопрягающихся с грядами, обращенными к ветру, на наветренных склонах гряд и в обширных микроозерах высота снега снижается до 15–20 см. Средняя высота снежного покрова на грядово-мочажинном комплексе составляет порядка 69, а мак-

симальная – 160 см, что в 2,3 раза больше средней. Коэффициент вариации превышает 0,5.

Значительно меньшие колебания высоты снега наблюдаются в сосново-сфагновых микроландшафтах и в лиственных приречных лесах. В сосново-сфагновых микроландшафтах (рямах) колебания высоты и запасов воды в снеге в определенной степени связаны с метелевым переносом. Наибольшая высота и запасы воды приурочены к понижениям между моховыми кочками. Средняя высота составляет 72 см, коэффициент вариации равен 0,09. Плотность снега изменяется в зависимости от защищенности места от воздействия ветра. В крупных сосняках плотность снега наименьшая (0,19–0,22 г/см³). В низкорослых разреженных рямах плотность снега несколько выше. В лиственных лесах дренированной приречной полосы снег залегает наиболее равномерно (0,21–0,25 г/см³).

3. Снегонакопительная роль болотного микроландшафта зависит от снежности зимы. В целом снегозапасы на полевых участках в мало- и многоснежные зимы соответственно равны 82 и 154 мм, в лиственном лесу приречного склона – 106 и 191 мм. Разница в снегозапасах по мере увеличения снежности зимы возрастает (от

24 мм в малоснежную зиму до 37 мм в многоснежную). Однако приведенные абсолютные величины снегозапасов еще не говорят о том, что снегонакопительная роль леса в многоснежную зиму проявляется в большей степени, чем в малоснежную. Более достоверную информацию может дать анализ коэффициента снегонакопления (К), представляющий собой отношение снегозапасов в микроландшафте к снегозапасам в поле (табл. 3).

Для группы лесоболотных угодий (1–3) в малоснежные зимы накопительная роль увеличивается незначительно (4–7%). В рямах картина обратная, но в количественном выражении разница также не превосходит 10%. Наиболее контрастны различия с полем в снегозапасах грядово-мочажинного комплекса, составляющие 63% в малоснежную зиму и 14% – в многоснежную. Таким образом, снегонакопительная роль грядово-мочажинного комплекса в наибольшей степени проявляется в малоснежные зимы, в наименьшей степени – в многоснежные. Учитывая доминирующую по площадям роль грядово-мочажинных комплексов в олиготрофных БЭС Васюганского болота, следует в прогнозах объема стока с заболоченных водосборов дифференцировать расчет его снегозапасов по снежности года.

Таблица 3

Характеристики снегонакопления в разные по снежности зимы в бассейне р. Ключ – с. Полынянка

№ п/п	Природно-территориальный комплекс (ПТК)	Запас воды в снеге, мм		Коэффициент снегонакопления	
		Малоснежная зима 1996 г.	Многоснежная зима 2001 г.	Малоснежная зима	Многоснежная зима
1	Лиственный лес приречного склона	106	191	1,29	1,24
2	Переходное хвойно-березовое болото	110	196	1,34	1,27
3	Кедровый лес	101	183	1,23	1,19
4	Крупный рям	94	181	1,15	1,18
5	Средний рям	108	205	1,32	1,33
6	Мелкий рям	99	218	1,33	1,42
	Среднее по ПТК 1–6	103	196	1,26	1,27
7	Безлесная галья	72	149	0,88	0,97
8	Грядово-мочажинный комплекс	134	175	1,63	1,14
9	Поле	82	154	1	1

Из анализа данных снегосъемок следует, что амплитуда колебания коэффициента снегонакопления (см. табл. 1) по территории достаточно велика. За рассматриваемый период максимальный коэффициент снегонакопления (1,77) наблюдался в среднем ряме, минимальный (0,62) – в галье. В галье почти в 90% случаев формируется снегозапас меньший, чем в поле. Немаловажную роль в формировании заниженных снегозапасов на галье (проточной топи) играет, по-видимому, недоучет в отдельные годы части осенних твердых осадков, которые в отличие от аккумулирующихся в поле тают на открытой водной поверхности гальи в силу ее более высоких теплоемкостных свойств. Но проточные топи занимают относительно небольшие площади, поэтому при выводе осредненного для лесоболотных ландшафтов коэффициента снегонакопления они будут вносить ошибку непропорционально своему вкладу в объем стока половодья.

Если пренебречь межгодовой изменчивостью процессов формирования снегозапасов и ограничиться средними арифметическими значениями коэффициентов снегонакопления, то за период 1994–2004 гг. в лесоболотной группе микроландшафтов (лиственный лес приречного склона, переходное хвойно-березовое бо-

лото, кедровый лес и крупный рям) он изменялся в пределах 1,14–1,16; в группе рямов (средний и мелкий) и грядово-мочажинном комплексе – в пределах 1,25–1,27. Среднее арифметическое значение коэффициента снегонакопления по всем микроландшафтам без гальи составляет 1,2, с учетом гальи – 1,17.

Полученные оценки согласуются с имеющимися данными наблюдений за снегонакоплением для основных типов болотных микроландшафтов за период 1965–1975 гг. Выборки коэффициентов снегонакопления за оба периода наблюдений оказались однородными по дисперсии и среднему, что позволило их объединить (табл. 4).

Среднее значение коэффициента снегонакопления объединенных выборок получилось равным 1,2, как оно было оценено ранее для рассматриваемой территории южной тайги в работах [3, 4].

Однако для прогнозов объема стока половодья с малых заболоченных водосборов для параметризации математических моделей стока и ряда других задач одного «генерализованного» значения коэффициента снегонакопления для всех болотных микроландшафтов недостаточно. Учитывая значимые статистические связи между болотными микроландшафтами и лесом,

можно более точно оценивать снегозапасы для некоторых из них по уравнениям регрессии (табл. 5).

Коэффициент детерминации у всех уравнений превышает 0,5; качество прогноза (S/σ), оцененное на зависимом материале, для всех уравнений удовлетворительное, а для мелкого рьяма – хорошее.

Таким образом, приведенные регрессионные зависимости могут быть использованы для дифференцированных оценок снегозапасов на различных природно-территориальных комплексах заболоченного водосбора.

4. Влияние испарения. Вопрос о степени влияния испарения на разницу в снегозапасах леса и поля мало изучен. Основные трудности вызваны малыми величинами

испарения со снега, которые нередко сопоставимы с точностью наблюдений. Хорошо известно, что испарение с плоской поверхности снежного покрова невелико. По-иному протекает процесс испарения, когда снег раздроблен на отдельные снежинки, окруженные воздушной средой. Ускоренное испарение поднятого и перемещаемого метелью и поземками снега происходит по нескольким причинам, в том числе за счет турбулентного массообмена, приводящего к непрерывному удалению с поверхности летящей снежинки насыщенных паров с заменой их более сухим воздухом. При метелях съем пара с поверхности снега с учетом летящих снежинок оказывается на 1–2 порядка больше, чем при безветрии [5].

Таблица 4

Коэффициент снегонакопления за различные периоды наблюдений

Период наблюдений	Лиственный лес приречного склона	Средний рям	Безлесая галья	Грядово-мочажинный комплекс
1965–1975	1,32	1,34	1,03	1,29
1994–2004	1,16	1,25	0,95	1,27
Объединенная выборка	1,24	1,29	0,99	1,28

Таблица 5

Расчетные зависимости для определения снегозапасов, мм

Природно-территориальный комплекс	Коэффициент корреляции	Уравнение регрессии	Коэффициент детерминации	S	σ	S/σ
Переходное хвойно-березовое болото	0,92	$y = 1,036x - 5,2675$	0,84	12,6	29,81	0,42
Кедровый лес	0,93	$y = 0,8925x + 11,723$	0,86	10,16	25,41	0,40
Крупный рям	0,91	$y = 1,0054x - 0,6559$	0,84	12,30	28,95	0,42
Средний рям	0,86	$y = 1,0414x + 4,993$	0,74	17,11	31,87	0,54
Мелкий рям	0,96	$y = 1,2303x - 20,293$	0,93	9,50	33,63	0,28
Безлесная галья	0,27					
Грядово-мочажинный комплекс	0,47					
Поле	0,72	$y = 0,5568x + 42,813$	0,51	15,04	20,46	0,74

Примечание. x – снегозапас в лиственном лесу; S – стандартная ошибка уравнения регрессии, мм; σ – среднее квадратическое отклонение ряда, мм.

Поскольку скорость ветра, частота и сила метелей в лесу меньше, чем в открытом поле, потери снега на испарение в лесу также меньше, чем в поле.

Частота повторяемости опасных явлений за последние 20–30 лет по земному шару возросла в два раза. В Сибири на 20–30% повысилась частота повторяемости таких опасных явлений, как сильные метели, сильные ветры. Средняя месячная скорость ветра в зимние месяцы изменяется в пределах 3,3–4,3 м/с (по метеостанции Бакчар) с повторяемостью до 47% [6]. Буревая скорость ветра может достигать 15 м/с, что создает суровые зимние условия в данном районе. Специальные исследования по изменению испарения со снега от условий ветровой деятельности на водосборе не проводились, хотя качественно понятно, что доля испарения со снежного покрова возрастает.

5. Многолетняя динамика снегозапасов. Для анализа многолетней динамики снегозапасов и климатических характеристик территории были использованы данные по ближайшей метеостанции в п. Бакчар (рис. 3).

За период исследований 1994–2004 гг. в ряде осадков за X–III месяцы фиксируется значимый возрастающий линейный тренд (на уровне значимости 0,05).

Тенденция к увеличению зимних осадков началась примерно с 1985 г., значимый тренд фиксируется и для периода 1985–2004 гг. Резкое увеличение интенсивно-

сти тренда начинается с 1993–1994 г. Аналогичная картина имеет место и на других метеостанциях (Парабель, Колпашево, Молчаново, Александровское). Однако с 2004 г. осадки за зимний период по метеостанции Бакчар стали уменьшаться, что хорошо прослеживается по спаду кривой осадков на рис. 3. В целом ни за представленный в работе графический период наблюдений 1977–2010 гг., ни за имеющийся более длительный период 1936–2010 гг. в осадках зимнего периода тренда не обнаружено. В связи с этим, как нам представляется, следует рассматривать значимые тренды на отрезке времени 1985–2004 гг. не проявлением глобального потепления климата, а естественной флюктуацией природного колебательного процесса.

У ряда снегозапасов (S_{max}) для временного отрезка 1994–2004 гг. наблюдается слабая тенденция к увеличению. В рядах средней температуры за зимний период не обнаружены тенденции ни на временном отрезке за 1994–2004 гг., ни за весь период наблюдений.

Наиболее неравномерное распределение снежного покрова отмечается в грядово-мочажинном комплексе. Коэффициенты вариации, характеризующие пространственную неравномерность распределения снегозапасов, составляют в лесах 0,10–0,15, в сосново-сфагновых комплексах 0,10–0,20, в грядово-мочажинных и грядово-озерковых комплексах 0,40–0,70.

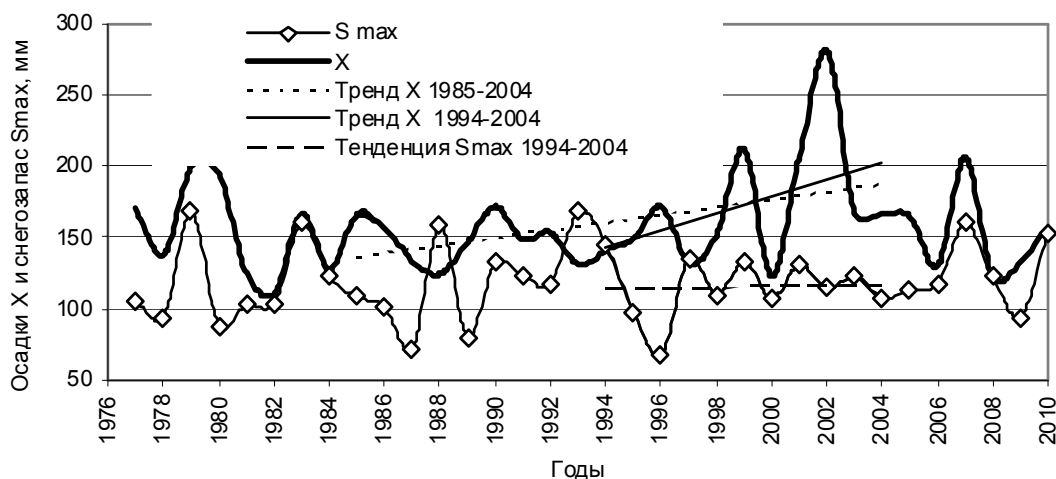


Рис. 3. Многолетняя динамика максимальных снегозапасов ($S_{\max}$) и осадков холодного периода (X) по метеостанции Бакчар

Снегонакопительная роль грядово-мочажинного комплекса в наибольшей степени проявляется в малоснежные зимы, в наименьшей степени – в многоснежные. Учитывая доминирующую по площадям роль грядово-мочажинных комплексов в олиготрофных БЭС Васюганского болота, следует в прогнозах объема стока с заболоченных водосборов дифференцировать расчет его снегозапасов по снежности года. Средний коэффициент снегонакопления в грядово-мочажинном комплексе составляет 1,28.

В лесоболотной группе микроландшафтов (лиственный лес приречного склона, переходное хвойно-

березовое болото, кедровый лес и крупный рям) средний коэффициент снегонакопления равен 1,16; в группе рямов (средний и мелкий) с грядово-мочажинным комплексом – 1,26. Среднее значение коэффициента снегонакопления по всем микроландшафтам без гальи составляет 1,2, с учетом гальи – 1,17.

Значимый тренд в осадках зимнего периода по метеостанции Бакчар на отрезке времени 1985–2004 гг. следует рассматривать как проявление естественного природного колебательного процесса. В значимые изменения снегозапасов он не трансформировался.

ЛИТЕРАТУРА

1. Шмакин А.Б. Климатические характеристики снежного покрова Северной Евразии и их изменения в последние десятилетия // Снежный покров и снежные лавины. М. : Наука, 2010. С. 43–57.
2. Васюганское болото (природные условия, структура и функционирование) / под ред. чл.-корр. Л.И. Инишевой. 2-е изд. Томск : ЦНТИ, 2003.
3. Бураков Д.А. Некоторые особенности залегания снежного покрова в условиях Васюганья // Вопросы географии Сибири. 1966. № 6. С. 53–57.
4. Бураков А.Д., Петров А.И., Авдеева Ю.В. и др. Гидролого-математические модели в прогнозах речного стока сибирских рек // География и окружающая среда. СПб. : Наука, 2003. С. 242–253.
5. Мишон В.М. Снежные ресурсы и местный сток: закономерности формирования и методы расчета. Воронеж : Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 1988. 192 с.
6. Кадастр возможностей. Томск : Изд-во НТЛ, 2002. 265 с.

Статья представлена научной редакцией «Науки о Земле» 17 апреля 2012 г.