

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М.В. ЛОМОНОСОВА
ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

На правах рукописи



Комаров Антон Юрьевич

**Пространственно-временная изменчивость снежного покрова
в Московском регионе**

1.6.8 Гляциология и криология Земли
(25.00.31 Гляциология и криология Земли)

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени
кандидата географических наук

Научный руководитель:

PhD, к.г.н.,
Сократов С.А.

Москва — 2022

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Глава 1. Изученность снежного покрова	14
1.1 Исследования свойств снега и снежного покрова	15
1.2 Исследования строения снежного покрова	20
1.3 Классификации сезонно выпадающего снега и формирующегося снежного покрова	22
Глава 2. Снежный покров в Московском регионе	33
2.1 Климатическая и физико-географическая характеристика района исследований	34
2.2 Характеристики снегонакопления в Московском регионе	54
2.3 Строение снежного покрова в Московском регионе	64
Глава 3. Влияние местных факторов на строение и свойства снежного покрова в Московском регионе	91
3.1 Пространственная неоднородность снежного покрова в масштабе десятков и сотен километров	93
3.2 Пространственная неоднородность снежного покрова в масштабе десятков и сотен метров	98
3.3 Пространственная неоднородность снежного покрова в масштабе первых метров	110
3.4 Оценка пространственной неоднородности снежного покрова с применением современных методов исследования	119
Глава 4. Алгоритм восстановления и прогноза строения снежного покрова на основе данных метеорологических наблюдений	133
4.1 Учитываемые в алгоритме метеорологические характеристики	137
4.2 Методика восстановления и прогноза строения снежного покрова	138
4.3 Верификация результатов выполнения алгоритма	145
4.4 Возможности прогнозирования строения снежного покрова	160
Заключение	163
Литература	165
Список сокращений и условных обозначений	181
Приложение 1. Характеристика климатических классов снега	182
Приложение 2. Метеорологические измерения на станциях	183
Приложение 3. Результаты измерений с применением ДДЗ	189
Приложение 4. Алгоритм восстановления строения снежной толщи на основе данных метеорологических измерений	192
Приложение 5. Влияние растительности на снежный покров	196

ВВЕДЕНИЕ

Благодаря своим физическим свойствам, особенностям строения и пространственного залегания сезонный снежный покров является важным компонентом природных систем умеренных, субполярных и полярных широт (*Рихтер, 1955*). Следствием высоких значений альбедо снежного покрова является отражение значительной части приходящей коротковолновой солнечной радиации от его поверхности. Ввиду значительной пористости и, как следствие, низкой теплопроводности снежный покров определяет температурный режим, сроки и глубину промерзания почв и грунтов, которые учитываются при строительстве и эксплуатации объектов инфраструктуры (*Котляков, 1961; Павлов, 1976*). От толщины, плотности и микроструктуры слоёв снега зависит количество и интенсивность поступления воды в водосборы во время снеготаяния и, следовательно, наполняемость водохранилищ, увлажнённость почв и состояние грунтовых вод, что находит применение в сельском хозяйстве и электроэнергетике (*Кузьмин, 1957; Lehning et al., 2002*). Строение снежного покрова определяет устойчивость снега на склонах (*Тушинский, 1949; Brun et al., 1989*) и условия существования флоры и фауны под снегом (*Формозов, 1990*). Значительные механические нагрузки, связанные с залеганием снежного покрова, также оказывают влияние на функционирование природных систем и хозяйственную деятельность (*Войтковский, 1977*).

Снежный покров отличается большой пространственно-временной изменчивостью строения и свойств, что определяет необходимость его разномасштабных исследований. Неоднородность снежного покрова обусловлена не только различием климатических условий и особенностями циркуляции атмосферы, но также неоднородностью растительного покрова и рельефа поверхности. В процессе своего образования и развития снежный покров проходит разные стадии, сопровождающиеся непрерывно идущими процессами преобразования, обусловленными внешними и внутренними факторами. Поскольку строение снежного покрова зависит от условий его аккумуляции и залегания, оно может быть рассмотрено как интегральная характеристика погодных условий соответствующего зимнего сезона. Понимание процессов, происходящих в снежном покрове при различных погодных условиях, открывает возможности для моделирования его строения на основе метеорологических параметров.

Актуальность работы.

Среди современных проблем исследования снежного покрова одной из ключевых является взаимное влияние сезонного снежного покрова и климата планеты, а также его

влияние на функционирование природных систем в различных пространственно-временных масштабах. В связи с этим, в последние годы повышенное внимание уделяется параметризации снежного покрова в глобальных климатических моделях с учетом локальных и региональных особенностей его залегания, строения и определяемых ими теплофизических свойств (*Bartelt et al., 2004*). Поскольку климатические модели имеют невысокое пространственное разрешение, они не учитывают локальную изменчивость строения и свойств снежной толщи, что приводит к погрешностям в результатах моделирования. Наличие соответствующей информации позволяет совершенствовать точность глобальных климатических моделей, гидрологических и метеорологических прогнозов. В связи с этим широкое развитие получают методы дистанционного зондирования снежного покрова, которые позволяют добиваться высокого пространственного разрешения получаемых данных о высоте снежного покрова (хотя и на ограниченной по площади территории). В то же время, возможности оперативного определения строения и плотности снежной толщи дистанционными методами остаются ограниченными, а значит натурные исследования стратиграфии снежной толщи сохраняют свою актуальность (*Pirazzini et al., 2018*). Данные, полученные в результате полевых (натурных) исследований необходимы для верификации математических моделей снежного покрова и данных дистанционного зондирования. Ограниченное количество данных о строении снежного покрова создает определенные сложности при рассмотрении вопросов, связанных с оценкой его физических свойств и их параметризации, в то время как анализ осреднённых значений метеорологических параметров лишь приблизительно отражает строение снежного покрова и ход его эволюции во времени.

Большая межгодовая изменчивость в площади распространения, свойствах и строении снежного покрова определяет необходимость мониторинга соответствующих показателей для принятия мер по защите от его неблагоприятного воздействия и рационального использования (*Коломыц, 1976; Sturm, 1992; Rasmus et al., 2011*). Наиболее активно используемыми в хозяйственной деятельности «полезными» свойствами снежного покрова являются его способность аккумулировать большие запасы пресной воды и защищать почвы и грунты от промерзания. Эти свойства используются в сельском хозяйстве, промышленности, градостроительстве, рекреационной деятельности и многих других отраслях. «Негативное» влияние снежного покрова связано в первую очередь с ограничением пропускной способности транспортных систем, значительными механическими нагрузками на объекты инфраструктуры, опасностью схода снежных лавин

в горах. Активное таяние снежного покрова в весенний период может приводить к катастрофическим последствиям — затоплению территорий и сходу селей в горах.

Цель исследования заключается в оценке изменчивости строения и свойств снежного покрова в Московском регионе в зависимости от погодных условий, растительности и микрорельефа поверхности.

Основные задачи:

1) анализ данных метеорологических измерений на станциях Московского региона за период с 1960 по 2021 гг.

2) анализ данных натуральных измерений параметров снежного покрова в шурфах и траншеях (зимы 2014–2021 гг.) и сравнение полученных результатов с данными литературных источников (зимы 1957/58 и 1961/62 гг.).

3) оценка возможностей восстановления и прогноза строения снежной толщи на основе среднесуточных значений метеорологических параметров;

4) выявление различий в строении снежной толщи, связанных с особенностями растительного покрова и микрорельефа поверхности;

5) оценка возможностей оперативного получения информации о снежном покрове с использованием методов дистанционного зондирования.

Объектом исследования диссертационной работы является снежный покров в Московском столичном регионе, который включает территорию Москвы, Московской области и прилежащих областей в радиусе 150 км от центра Москвы. Зимние погодные условия исследуемой территории определяют значительное разнообразие высоты, плотности и строения снежного покрова, а также непрерывные структурные преобразования снежной толщи. Хотя Московский регион является одним из наиболее освоенных и густонаселенных регионов России, детальное изучение строения снежной толщи и свойств отдельных слоёв снега выполнялось редко, поэтому стратиграфические описания практически отсутствуют. Отдельные стратиграфические описания снежной толщи выполнялись в районе г. Сергиев Посад в 50–60-х годах XX века. Эти данные позволили провести сравнение с современными стратиграфическими описаниями, выполненными в том же районе.

Предметом исследования является изменчивость строения и свойств снежного покрова в Московском регионе. Наибольшее внимание уделено исследованию пространственно-временной изменчивости снежного покрова в зависимости от зимних

погодных условий, растительности и микрорельефа поверхности, представленного биогенными формами с амплитудой высот до десятков сантиметров.

Эта информация необходима для совершенствования глобальных климатических моделей, изучения взаимного влияния снежного покрова и других компонентов природных систем, прогнозирования состояния снежной толщи, расчетов температурного режима почв и грунтов, обоснования снежной мелиорации, устройства зимних дорог и переправ и защиты объектов инфраструктуры. Данные стратиграфических описаний снежного покрова позволяют установить связь между зимними погодными условиями и структурными характеристиками снега.

Фактический материал, личный вклад автора.

В основу диссертации положены результаты снегомерных работ, выполненных в Москве и Подмосковье в период с 2014 по 2021 гг. Фактический материал представлен данными снегомерных маршрутов и стратиграфическими описаниями снежной толщи в более чем 300 шурфах и траншеях, записями автоматических регистраторов высоты снежного покрова и камер с интервальным режимом съемки, данными дистанционного зондирования (БПЛА), данными метеорологических наблюдений на метеостанциях Москвы и Подмосковья и литературных источников (*Власов, 1914; Павлов, 1976; Формозов, 1990; Локощенко, 2005; Чернов, 2013 и другие*), а том числе архивных материалов НИЛ снежных лавин и селей, кафедры гляциологии и криолитологии Географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова и обсерватории Михельсона (ТСХА), а также многие другие отечественные и зарубежные источники.

Автор принимал активное участие в постановке задач, выполнении полевых работ и камеральных расчетов, интерпретации их результатов, подготовке материалов публикаций и докладов на конференциях. В работе приведены полученные автором результаты анализа многолетних рядов данных метеостанций Московского региона и описания более чем 300 шурфов и траншей. Разработка методики восстановления строения снежного покрова на основе данных стандартных метеорологических наблюдений выполнена автором под руководством доктора наук М. Стурма (University of Alaska, Fairbanks) в рамках научной стажировки Fulbright, которая проходила в г. Фэрбанкс, Аляска.

Методология.

Для решения поставленных задач выполнялся сбор и обобщение литературных данных, применялись методы полевых исследований, которые включали снегомерные

съемки и структурно-стратиграфические описания снежной толщи. Последующий камеральный анализ полученных данных выполнялся с использованием методов сравнения, статистического анализа, математического моделирования и дешифрирования данных дистанционного зондирования (аэрофотосъемка с БПЛА).

Основные защищаемые положения:

1. Регистрируемый с середины XX века рост средней зимней температуры воздуха и количества жидких осадков, выпадающих в зимние месяцы, приводит к сокращению продолжительности залегания, но не влияет на значения максимальной высоты снежного покрова в Московском регионе. Сокращение продолжительности залегания устойчивого снежного покрова происходит преимущественно за счет смещения дат его установления на более поздний срок.

2. Межгодовая изменчивость продолжительности залегания, дат установления, разрушения и максимальной высоты снежного покрова в Московском регионе за тот же период времени увеличивается.

3. Результаты применения разработанного алгоритма, позволяющего восстанавливать строение снежной толщи на основе анализа среднесуточных значений метеорологических параметров, свидетельствуют об увеличении доли слоев таяния-замерзания в снежном покрове в Московском регионе в начале XXI века по сравнению с серединой XX века.

4. Высота снежного покрова, запасы воды в снеге и пространственная однородность исследуемых параметров снежного покрова в Московском регионе в лесных природно-территориальных комплексах (ПТК) меньше, чем в безлесных ПТК. Неоднородность снежного покрова в лесных ПТК обусловлена преимущественно влиянием стволов и крон деревьев, в то время как в безлесных ПТК она связана преимущественно с влиянием микрорельефа поверхности и ветровым воздействием.

Научная новизна работы.

В результате полевых измерений получены и обобщены данные о строении снежного покрова рассматриваемого региона и впервые представлены схемы изменения строения снежной толщи зимами, характеризующимися значительно различающимися погодными условиями. Впервые выполнено сравнение стратиграфических разрезов снежной толщи исследуемой территории, описанных в соответствии с различающимися классификациями снега, и приведение их к единым классам для возможности сопоставления. Впервые дана оценка влияния изменяющихся погодных условий, растительности и микрорельефа

поверхности на неоднородность строения и свойств снежной толщи на северо-востоке Московского региона. Разработана методика восстановления и прогноза строения снежной толщи на основе данных стандартных метеорологических наблюдений. Впервые на исследуемой территории произведена оценка возможностей определения высоты снежной толщи методами дистанционного зондирования с применением БПЛА. Впервые на данной территории произведены измерения твердости снега с использованием прибора SnowMicroPen.

Степень достоверности.

Полученные данные о строении снежной толщи Московского региона и его пространственно-временной изменчивости хорошо согласуются с результатами исследований отечественных и зарубежных исследователей, выполненных в других регионах с аналогичными и похожими климатическими условиями. Проверка достоверности полученных результатов неоднократно осуществлялась на специализированных семинарах и конференциях, в опубликованных статьях, а высокая степень достоверности выводов обеспечена обширным фактическим материалом.

Теоретическая и практическая значимость работы.

Использование информации о строении снежного покрова и понимание особенностей его залегания и свойств дает возможность совершенствовать методы моделирования природных процессов и оценки рисков опасных и неблагоприятных процессов, связанных со снежным покровом.

Установленные закономерности пространственного залегания и стратификации снежной толщи создают основу для гидрологических, метеорологических и климатических прогнозов, инженерного проектирования объектов инфраструктуры. Информация о пространственно-временной изменчивости снежного покрова даёт возможность рассчитывать и прогнозировать устойчивость снежного покрова на склонах, снеговые нагрузки, запасы воды в снеге и интенсивность весеннего снеготаяния, температурный режим и глубину промерзания грунта, интенсивность энергетического обмена между атмосферой и почвой на территориях, характеризующимся аналогичными району исследования климатом и погодными условиями.

Применение современных методов изучения снежного покрова позволяет значительно увеличить скорость и пространственное разрешение измерений. Эти возможности способствуют улучшению оценки взаимного влияния снежного покрова и

других компонентов экосистем, увеличению эффективности прогнозирования и моделирования снежного покрова на территориях, характеризующимся аналогичными району исследования климатом и зимними погодными условиями.

Полученные данные о строении и свойств снежной толщи и их изменчивости позволяют проводить оценку точности моделирования снежного покрова и могут быть использованы для верификации и уточнения климатических моделей и данных дистанционного зондирования.

Апробация.

Результаты работы представлены на 19 тематических всероссийских и международных конференциях в форме 26 устных и 9 стендовых докладов: IV Международная конференция «Лавины и смежные вопросы» (Кировск, 2011); II Международный симпозиум «Физика, химия и механика снега» (Южно–Сахалинск, 2013); XIII научно-практическая конференция «Проблемы прогнозирования чрезвычайных ситуаций» (Москва, 2014); XVI Гляциологический симпозиум «Прошлое, настоящее и будущее криосферы Земли» (Санкт-Петербург, 2016); EGU General Assembly 2017 (Вена, 2017); Первая научно-практическая конференция и выставка «Изучение опасных природных процессов и геотехнический мониторинг» (Москва, 2017); III Международный симпозиум «Физика, химия и механика снега» (Южно–Сахалинск, 2017); Семинар по численному моделированию лавин, оползней и горных обвалов в программе RAMMS (Ташкент, 2018); Междисциплинарные научные исследования в целях освоения горных и арктических территорий (Сочи, 2018); International Snow Science Workshop (Инсбрук, 2018); XV Общероссийская научно-практическая конференция «Перспективы развития инженерных изысканий в строительстве в Российской Федерации» (Москва, 2019); Национальная картографическая конференция (Москва, 2018); EGU General Assembly 2019 (Вена, 2019); Fulbright PE Pre-academic program final poster conference (Сиракьюз, 2019); Международная конференция «Solving the puzzles from Cryosphere» (Пушино, 2019), Ломоносовские чтения 2019, секция «География» (Москва, 2019); XVII гляциологический симпозиум «Роль криосферы в прошлом, настоящем и будущем Земли» (Санкт-Петербург, 2020); UK-Russia Arctic Science Priorities Conference 2021 (Онлайн, 2021); Fulbright International Arctic Seminar (Онлайн, 2021).

Публикации.

По теме диссертации опубликовано 23 научных работы, в том числе 5 статей в рецензируемых изданиях из списка Scopus, WoS и RSCI (2 статьи в зарубежных журналах),

5 коллективных монографий, 11 статей в материалах всероссийских и международных конференций, 2 – в прочих изданиях. Постановка научных задач, проведение полевых и лабораторных исследований, анализ и интерпретация полученных результатов, предоставление их в печать осуществлялись непосредственно соискателем, либо при его активном участии. Получение и дешифрирование ДДЗ осуществлялось под руководством А.А. Сучилина и к.г.н. А.Л. Энтина. В публикациях [3-10; 14; 19] вклад автора составляет 1/3, в публикациях [11-13; 15-18; 20-21; 23] – 1/4, в публикации [22] – 1/6.

В журналах Scopus, WoS, RSCI, а также в изданиях, рекомендованных для защиты в диссертационном совете МГУ по специальности 1.6.8 (25.00.31):

1. **Комаров А.Ю.** Влияние растительности и микрорельефа на стратиграфию снежного покрова в Подмоскowie // *Вестник Московского университета. Серия 5: География*. — 2021. — № 6. — С. 77–88.
2. **Комаров А.Ю.** Строение снежного покрова на северо-востоке Московской области // *Лёд и снег*. — 2021. — Т. 61, № 3. — С. 391–403. — doi: 10.31857/s2076673421030096.
3. **Komarov A.Y., Seliverstov Y.G., Grebennikov P.B., Sokratov S.A.** Spatial variability of snow water equivalent – The case study from the research site in Khibiny Mountains, Russia // *Journal of Hydrology and Hydromechanics*. — 2019. — Т. 67. — № 1. — С. 110–112. — doi: 10.2478/johh-2018-0016.
4. **Комаров А.Ю., Селиверстов Ю.Г., Гребенников П.Б., Сократов С.А.** Пространственно-временная неоднородность снежной толщи по данным пенетрометра SnowMicroPen // *Лёд и Снег*. — 2018. — Т. 58. — № 4. — С. 473–485. — doi: 10.15356/2076-6734-2018-4-473-485.
5. **Komarov A.Y., Seliverstov Y.G., Glazovskaya T.G., Turchaninova A.S.** Risk assessment in the North Caucasus ski resorts // *Natural Hazards and Earth System Sciences*. — 2016. — Т. 16. — № 10. — С. 2227–2234. — doi: 10.5194/nhess-16-2227-2016.

Главы в монографиях:

6. Фролов Д.М., **Комаров А.Ю.**, и др. Изучение пространственно-временной неоднородности снежной толщи на площадке МО МГУ зимой 2018/2019 гг. // *Эколого-климатические характеристики атмосферы Москвы в 2018 г. по данным Метеорологической обсерватории МГУ имени М.В. Ломоносова*. — М.: МАКС Пресс, 2019. — С. 225–230.
7. **Комаров А.Ю.**, и др. Изучение пространственно-временной неоднородности снежной толщи на площадке Метеорологической обсерватории МГУ зимой 2017/2018 гг // *Эколого-климатические характеристики атмосферы Москвы в 2017 г. по данным*

Метеорологической обсерватории МГУ имени М.В. Ломоносова. — М.: МАКС Пресс, 2018. — С. 199–203.

8. **Комаров А.Ю.**, и др. Изучение пространственно-временной неоднородности снежной толщи на площадке метеорологической обсерватории МГУ зимой 2016/2017 гг. // Эколого-климатические характеристики атмосферы в 2016 г. по данным метеорологической обсерватории МГУ имени М.В. Ломоносова. — М.: МАКС Пресс, 2017. — С. 190–202.

9. **Комаров А.Ю.**, и др. Изучение пространственно-временной неоднородности снежной толщи с использованием пенетрометра высокого разрешения SnowMicroPen на территории метеорологической обсерватории МГУ // Эколого-климатические характеристики атмосферы в 2015 г. по данным метеорологической обсерватории МГУ имени М.В. Ломоносова, — М.: МАКС Пресс, 2016. — С. 201–210.

10. **Комаров А.Ю.**, и др. Крупномасштабная оценка коллективного и индивидуального лавинного риска на примере горнолыжного комплекса Ведучи (Чеченская Республика) // Снежные лавины, сели и оценка риска. Выпуск 3. — М.: «Перо», 2014. — С. 50–58.

Публикации в материалах конференций:

11. Энтин А.Л., Сучилин А.А. Селиверстов Ю.Г., Сократов С.А., Гребенников П.А., **Комаров А.Ю.**, Турчанинова А.С. Определение снеготолщин с использованием крупномасштабного дистанционного зондирования // Инженерные изыскания в строительстве. Материалы докладов XV Общероссийской конференции изыскательских организаций — М.: Геомаркетинг, 2019. — С. 112–117.

12. Turchaninova A.S., Seliverstov Y.G., Sokratov S.A., **Komarov A.Y.** Avalanche hazard zoning for the land use planning in the Russian Arctic. // Proceedings of the International conference «Solving the puzzles from cryosphere». — Pushchino, Russia, 15-18 April 2019. — P. 95–96.

13. Sokratov S.A., Seliverstov Y.G., **Komarov A.Y.**, et al. Simultaneous use of different techniques in assessment of spatial-temporal variability of the characteristics of snow cover // Proceedings of the International Snow Science Workshop ISSW 2018, Innsbruck, Austria, 7–12 October 2018. — Innsbruck: ISSW, 2018. — P. 373–376.

14. **Komarov A.**, Seliverstov Y., Turchaninova A., Sokratov S. A new approach to avalanche risk assessment in Russia // Proceedings of the International Snow Science Workshop ISSW 2018, Innsbruck, Austria, 7–12 October 2018 — Innsbruck ISSW, 2018 — P. 241–245.

15. Turchaninova A., Seliverstov Y., **Komarov A.**, Sokratov S., Loginova E. A successful attempt to introduce the protective dams into snow avalanches simulations by RAMMS in the Khibini Mountains, Russia // Proceedings of the International Snow Science Workshop ISSW 2018, Innsbruck, Austria, 7–12 October 2018 — Innsbruck ISSW, 2018 — P. 778–782.

16. Lazarev A., Turchaninova A., Seliverstov Y., **Komarov A.**, Sokratov S. Estimation of accumulation from snow avalanches on the mountain glaciers // Proceedings of the International Snow Science Workshop ISSW 2018, Innsbruck, Austria, 7–12 October 2018 — Innsbruck ISSW, 2018 — P. 488-492

17. Энтин А.Л., Сучилин А.А., Владимирова М.Р., Сократов С.А., **Комаров А.Ю.**, Турчанинова А.С., Гребенников П.Б., Селиверстов Ю.Г. Использование беспилотных летательных аппаратов (БПЛА) для построения модели высоты снежного покрова // Национальная картографическая конференция 2018. Сборник тезисов. Москва, 16-19 Октября 2018. — С. 295–296.

18. Селиверстов Ю.Г., Турчанинова А.С., Сократов С.А., **Комаров А.Ю.**, Глазовская Т.Г. Зонирование по степени лавинной опасности и риска при градостроительной деятельности (на примере Хибин) // Инженерные изыскания в строительстве. Материалы докладов XIV Общероссийской конференции изыскательских организаций. — М.: Геомаркетинг, 2018. — С. 170–175.

19. **Комаров А.Ю.**, и др. Изучение пространственно-временной неоднородности снежной толщи с использованием пенетromетра Snowmicropen // III Международный симпозиум «Физика, химия и механика снега»: сборник докладов, часть II, Южно-Сахалинск, 2–6 октября 2017 г. — Южно-Сахалинск: Сахалинский филиал ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, 2017. — С. 64–68.

20. Родионова П.М., **Комаров А.Ю.**, Турчанинова А.С., Селиверстов Ю.Г. Анализ противолавинных мероприятий для оценки лавинного риска на Красной Поляне // III Международный симпозиум «Физика, химия и механика снега»: сборник докладов, часть II, Южно-Сахалинск, 2–6 октября 2017 г. — Южно-Сахалинск: Сахалинский филиал ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, 2017 — С. 130-135

21. **Комаров А.Ю.**, и др. Методические аспекты использования пенетromетра SnowMicroPen при снеголавинных исследованиях // Географические исследования молодых ученых в регионах Азии: материалы Всероссийской молодежной конференции с международным участием, 7–11 ноября 2016 г. — Барнаул: «Пять плюс», 2016. — С. 171–176.

Прочие публикации:

22. СП 428.1325800.2018. Инженерные изыскания для строительства в лавиноопасных районах. Общие требования / Богданов М.И., Болгова Г.Р., Леденева Е.В., Шныпарков А.Л., Сократов С.А., Селиверстов Ю.Г., Глазовская Т.Г., **Комаров А.Ю.**, Турчанинова А.С. — М: МинСтрой, 2018.

23. Лазарев А.В., Турчанинова А.С., Селиверстов Ю.Г., Глазовская Т.Г., Сократов С.А., **Комаров А.Ю.** Моделирование снежных лавин для обоснования выбора противолавинных мероприятий // Геориск. — 2017. — № 3. — С. 50–57.

Объем и структура работы.

Диссертация состоит из введения, четырёх глав, заключения, списка литературы и 5 приложений. Общий объем работы составляет 198 страниц текста (с приложениями), включающего 60 рисунков и 23 таблицы. Список литературы насчитывает 174 наименования, в том числе 80 на иностранных языках.

Благодарности.

Диссертационная работа выполнена в Лаборатории снежных лавин и селей МГУ имени М.В. Ломоносова под руководством PhD, к.г.н. С.А. Сократова. Автор выражает благодарность научному руководителю диссертации С.А. Сократову, а также Ю.Г. Селиверстову, к.г.н. Т.Г. Глазовской и к.г.н. А.С. Турчаниновой за многочисленные рекомендации и советы при подготовке работы, А.А. Сучилину и к.г.н. А.Л. Энтину за помощь в организации измерений с использованием методов дистанционного зондирования, Д.М. Фролову за помощь в выполнении полевых работ. Автор признателен Н.А. Терешенку (Центральное УГМС), к.г.н. М.А. Локощенко (Обсерватория МГУ) и Н.Н. Коршуновой (ВНИИГМИ МЦД) за предоставленные данные метеорологических измерений на станциях и постах. Благодарность за помощь в поиске данных и организации исследований автор выражает д.г.н. Н.А. Зайцевой (РАН), к.г.н. А.Л. Шныпаркову и всему коллективу НИЛ Снежных лавин и селей. Особую благодарность за возможность прохождения научной стажировки Fulbright автор выражает профессору Университета Аляски, Фэрбанкс М. Стурму.

Глава 1. ИЗУЧЕННОСТЬ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Снежный покров играет важную роль в функционировании экосистем оказывая влияние на различные компоненты природной среды. Снежный покров защищает подстилающие почвы и грунты от промерзания и выветривания, создавая особые условия температуры и влажности на границе с подстилающей поверхностью. Строение снежного покрова, наличие в нем корок и слоёв разрыхления определяет не только температурный режим на границе почвы и снежного покрова, но и условия существования живых организмов. В то же время, снежный покров является важным гидрологическим ресурсом. Снежный покров оказывает большое влияние на хозяйственную деятельность, включая промышленность, сельское хозяйство, строительство, транспорт, туризм и многие другие отрасли экономики. Значительную опасность представляет снежный покров в горных районах, где велика вероятность схода снежных лавин. Большая продолжительность залегания и площадь покрытия в сочетании со специфическими свойствами снежного покрова определяют необходимость его изучения. В Европейской части России, в частности, в Московском регионе значительная изменчивость зимних погодных условий определяет разнообразие свойств и большое количество возможных стратификаций снежной толщи. Локальные факторы растительности и рельефа дополнительно увеличивают неоднородность залегания и свойств снежной толщи.

Значительное влияние снежного покрова на хозяйственную деятельность и его ключевая роль в функционировании северных экосистем обусловили интерес научного сообщества к этому объекту исследования. Хотя знания о снеге и снежном покрове являются неотъемлемой частью культуры и быта северных народов, научные исследования снежного покрова начались лишь в XV–XVI веке и только к концу XIX века учение о снеге и снежном покрове выделилось в самостоятельную научную дисциплину, именуемую снеговедением и направленную на изучение всего спектра природных процессов и явлений, связанных со снежным покровом (*Гляциологический словарь, 1984*).

Процессы зарождения кристаллов льда в атмосфере, формирования снежинок и их отложения на поверхности, образования и развития снежного покрова и отдельных его слоёв зависят от множества не всегда достаточно изученных факторов. В конечном итоге их комбинация приводит к определённому набору измеряемых свойств формирующегося и затем разрушающегося снежного покрова, которые и определяют взаимное влияние снежного покрова и других компонентов природной среды. В соответствии с Международной классификацией снежного покрова (*Фириц и др., 2012*) такими

свойствами являются высота, плотность и водный эквивалент снежного покрова, содержание жидкой воды, пористость, твёрдость, тип и размер кристаллов отдельных слоёв. Важными являются площадные характеристики снежного покрова, такие как площадь покрытия, шероховатость поверхности и ее отражательная способность. В последние годы особое внимание уделяется изучению слоистого строения снежного покрова, а также микроструктуры снега.

1.1. Исследования свойств снега и снежного покрова

Несомненно, снежный покров оказывал значительное влияние на культуру и быт человека на протяжении многих тысяч лет. Первые знания о снежном покрове, вероятнее всего, имели форму обыденно-практических знаний и были основаны на эмпирическом опыте взаимодействия человека со снежным покровом, накопление и передача которого были необходимы для выживания в неблагоприятных условиях окружающей среды. Первые же научные исследования снега как природного явления были выполнены в Европе в конце XVI–начале XVII века, в эпоху просвещения, и были связаны с именами И. Кеплера, Р. Декарта, Р. Гука, Ф. Мартенса, которые проявляли интерес к исследованию гексагональной симметрии снежинок с точки зрения физики (*Sturm, 2020*). Вплоть до середины XIX века наблюдения за снегом и снежным покровом были эпизодическими, а полученные данные — фрагментарными. Основное внимание уделялось ресурсным характеристикам снежного покрова: его высоте, плотности, продолжительности залегания и запасам воды, т.е. характеристикам, оказывающим значительное влияние на сельское хозяйство и возможности промышленного освоения территории. Несмотря на ограниченное количество исследований, именно в этот период были разработаны ключевые концепции и создана база для систематических исследований (*Colbeck, 1987*). В России развитие исследования снега и льда было во многом предопределено деятельностью М.В. Ломоносова, который развивал свои идеи в учениях об атмосфере, гидросфере и литосфере, а также сформулировал основные представления о криосфере Земли (*Ломоносов, 1763*). Во многом благодаря этому уже в XIX веке Россия находилась в первых рядах исследований снежного покрова. В этот период в Европе начали формироваться представления о капиллярности и давлении водяного пара, создавая условия для дальнейшего прогресса в понимании природы и строения снежного покрова. В альпийских странах проводились снеголавинные исследования (*Ancey et al., 2005*). Наиболее значительный вклад этого периода заключался в разработке методов и инструментов, которые активно применялись в последующие этапы развития снеговедения.

Со второй половины XIX века наблюдения за снежным покровом стали более систематическим. В хозяйственной деятельности начали учитывать информацию о строении и физических свойствах снежного покрова. Заложенные в XVII–XIX веках научные основы и разработанные инструменты позволили значительно расширить сферу знаний о снежном покрове в XX веке. Количество наблюдений за снежным покровом в России и Европе увеличилось, аналогичные исследования стали проводиться в Японии и странах Северной Америки. В это время большая часть научной деятельности в области снеговедения была связана с необходимостью прогнозирования гидрологических процессов и защиты от снежных лавин. В России становление снеговедения и начало инструментальных исследований снега было связано с именем А.И. Воейкова, деятельность которого пришлась на вторую половину XIX–начало XX века. Основной целью его исследований являлось изучение влияния снежного покрова на почвенные условия, что было отчасти вдохновлено немецкими работами в области сельского хозяйства (*Сократов и Трошкина, 2009*). В этот период наибольшее внимание уделяли оценке запасов воды в снеге, его роли в формировании весеннего половодья и влиянию на выживаемость и урожайность сельскохозяйственных культур. Отдельный интерес был проявлен к влиянию снежного покрова на климат и погоду. Во многом благодаря усилиям А.И. Воейкова на метеостанциях по всей Российской империи были введены обязательные наблюдения за снежным покровом. Если в 1888/89 г. среднесуточная глубина снежного покрова измерялась на 35 станциях, то уже в 1891/92 г. их количество возросло до 130 (*Воейков, 1889*). В конце 1920-х–начале 1930-х годов на основе существующих метеостанций была создана единая сеть, которая продолжила функционировать под управлением Гидрометеорологической службы (*Очерки..., 1997*). В этот период были начаты исследования, связанные с влиянием снега на температурный и гидрологический режим почв, что позволило получить количественные оценки основных характеристик снежного покрова и его физических свойств (*Чернов, 2013*), однако изучению строения снежного покрова в этот период внимание практически не уделялось.

На 1930–70-е годы пришелся расцвет снеговедения как научного направления, сформировались исследовательские центры, в которых продолжились детальные исследования снежного покрова и его физических свойств. Для получения знаний о физических процессах, происходящих в снежном покрове, стали проводиться многочисленные лабораторные эксперименты, что послужило основой для теоретических разработок и компьютерного моделирования. В эти годы задачи снеговедения были связаны

преимущественно с прогнозированием гидрологических процессов и обеспечением защиты от лавин (*Гофф и Оттен, 1938*). В связи с этим внимание Российских и зарубежных исследователей было обращено в том числе к структурным преобразованиям в снегу (*Молочников, 1938*), были выявлены основные закономерности развития снежной толщи, исследованы процессы роста кристаллов снега и льда и образования глубинной изморози (*Paulcke, 1932; Seligman & Douglas, 1936; Bader et al., 1939; Yosida et al., 1955; Шумский, 1955; De Quervain, 1973*). Понимание физических процессов, происходящих в снежной толще, позволило перейти к детальному рассмотрению развития снежного покрова и изменчивости его свойств в пространстве и времени. В России в этот период были начаты масштабные исследования, связанные с именами Г.Д. Рихтера (*1945; 1948*), Г.К. Тушинского (*1949*), П.А. Шумского (*1955*), П.П. Кузьмина (*1957*), А.К. Дюнина (*1963*), К.Ф. Войтковского (*1977*), А.В. Павлова (*1979*) и многих других. Г.Д. Рихтер (*1945; 1948*) проанализировал роль снежного покрова в физико-географических процессах, создал сводку по географии снежного покрова на территории России, обобщил сведения о свойствах снега и предложил принципы районирования снежного покрова. В его работах изложены основные закономерности залегания снежного покрова и даны методы по определению снегозапасов. Основные задачи научных исследований этого периода, разработанные Г.Д. Рихтером, заключались в оценке влияния снежного покрова на гидрологический режим рек и водоёмов, обосновании снежной мелиорации, прогнозирование строения и свойств снежного покрова, оценке температурного режима почв и промерзания грунтов, а также защите объектов хозяйственной деятельности от негативного влияния снега (*Рихтер, 1955*). Наибольшее развитие исследования снежного покрова в СССР получили в послевоенное время, особенно в период Международного геофизического года (1957–1958). Группы исследователей снежного покрова сформировались в Москве, Хибинах, на Кавказе, в Сибири, на Сахалине, в ряде академических институтов и университетов.

Представления о процессах, протекающих в снежном покрове, были уточнены и расширены Г.К. Тушинским (*1949; 1953*), П.А. Шумским (*1955*), А.В. Павловым (*1962; 1976; 1979*). Изучением процессов снеготаяния занимались П.П. Кузьмин (*1957; 1960*), А.М. Окуждава (*1956*), Г.К. Сулаквелидзе (*1959*). Новые знания о физических свойствах снега, процессах формирования и развития снежного покрова нашли применение в строительстве, снежной мелиорации, сельском хозяйстве и др. (*Дюнин, 1963; Войтковский, 1977; Кузьмин, 1957; Котляков, 1961; и др.*). В 60–70-е годы получила развитие важная область контакта между снеговедением и ледниковедением, было введено

понятие снежности (*Калесник, 1963*). Установлены связи между снежным покровом и ледниками, касающиеся их территориального распространения, климатической обусловленности, физических процессов, водного и теплового баланса, длительной эволюции. Региональные исследования снежного покрова на территории России в этот период были направлены на изучение пространственной изменчивости характеристик снежного покрова, в первую очередь запасов воды в снеге. Были выполнены работы по изучению строения и свойств снежного покрова горных районов Большого Кавказа (*Куваева и др., 1967*), Алтая (*Ревякин и Кравцова, 1977*), Западной Сибири (*Коломыц, 1976*), Европейской части России (*Павлов, 1976; Копанев, 1971; Формозов, 1990*). Был получен обширный материал по снежному покрову в Арктике и Антарктике (*Шумский, 1955; Котляков, 1961; Котляков и Кренке, 1980*). Фактические данные о строении снежного покрова были получены преимущественно в горных районах, где соответствующие исследования проводились в рамках работы снеголавинных служб, в то время как данные о структурных особенностях снега на равнинных территориях Европейской части России появлялись эпизодически, а по некоторым районам отсутствовали вовсе. Даже наиболее развитый в экономическом отношении Московский регион оказался едва ли не менее изученным в отношении снежного покрова, чем Кавказ и Хибины. Основным источником информации о снежном покрове в Московском регионе являются базы данных сети метеостанций Гидрометеорологической службы. Однако, по большинству станций доступны лишь значения высоты и плотности снежного покрова в одной точке на метеостанции или осредненные по снегомерным маршрутам. Стратиграфические описания снежной толщи в Московском регионе в XX веке встречаются редко и ограничены данными А.В. Павлова (*1962*); Н.А. Володичевой и Е.С. Трошкиной (*1966*), И.Д. Копанева (*1971*), А.Н. Формозова (*1946; 1990*). В последующие годы они были расширены (*Голубев и др., 2010; Чернов, 2013; 2016; Осокин и др., 2013; Сосновский и др., 2018; Комаров и др., 2018; Комаров, 2021; Литвиненко и Фролов, 2019; Фролов, 2020; Frolov, 2020*), однако по настоящее время количество стратиграфических описаний снежной толщи в Московском регионе ограничено, а исследования пространственно-временной изменчивости строения снежного покрова единичны.

Во второй половине XX века для анализа больших объемов данных, накопленных в результате полевых и лабораторных исследований стали активно применяться компьютерные технологии, а для получения данных — использоваться более совершенные приборы (*Colbeck, 1987*). В этот период повышенное внимание стало уделяться строению снежной толщи, микроструктуре и свойствам отдельных слоёв (*Ishida, 1965;*

Dozier et al., 1987; Ellerbruch & Boyne, 1980). В России В 1990–2000-е годы теоретические разработки и лабораторные исследования продолжались научными коллективами в МГУ имени М.В.Ломоносова, в особенности в Лаборатории снежных лавин и селей (*Божинский и др., 2005; Викулина и др., 2005; Голубев и др., 2009; 2010; Сократов и др., 2001; Сократов и Трошкина, 2009; и др*) и в институте географии РАН (*Осокин и др., 1999; 2013; Сосновский и др., 2018; Чернов, 2013; 2016; Котляков и др., 2019*).

В последние десятилетия активно развиваются методы дистанционного зондирования снежного покрова, а результаты полевых исследований используются для верификации результатов зондирования и моделей снежного покрова, включаемых в глобальные климатические модели (*Essery et al., 1999; Etchevers et al., 2004; Brutel-Vuilmet et al., 2013; Komarov et al., 2019; Комаров, 2021*). Расширяется сеть снегомерных наблюдений, ведется работа по расчету и прогнозу запасов воды в снеге, разрабатываются методы снежной мелиорации и борьбы со снежными заносами, использования снега в строительных целях.

Несмотря на сравнительно долгую историю изучения снега и снежного покрова и значительный прогресс в этой области, анализ многочисленных литературных источников показал, что ни в отечественной, ни в зарубежной литературе до сих пор нет единства в трактовке таких основополагающих и часто употребляемых терминов, как «снежный покров» и «снежная толща», которые, как правило, рассматриваются как синонимы. Только в Международной классификации снежного покрова дается попытка разделения этих терминов. Так, снежный покров («snow cover») рассматривается преимущественно как площадная характеристика, результат аккумуляции снега на поверхности (*URL: <http://nsidc.org/snow/>*) и предлагается использовать в первую очередь при рассмотрении климатологического значения снега на подстилающей поверхности. Термин снежная толща («snowpack») используется для описания накопленного в данном месте к данному моменту времени снега, его физических и механических свойств с акцентом на его сложное, слоистое строение. Хотя эти термины во многом схожи, в данной работе термин «снежный покров» употребляется как площадная характеристика, в то время как «снежная толща» — для описания строения и свойств снега в шурфе или профиле. Термины «стратиграфия» и «строение» снежной толщи используются в данной работе как синонимы, характеризующие слоистую структуру снежной толщи.

1.2 Исследования строения снежного покрова

Несмотря на активное развитие снеговедения в XX веке, детальное изучение слоистого строения снежного покрова проводилось преимущественно в рамках исследований его устойчивости на склонах (Тушинский, 1949; Тушинский и др., 1953). Попытки расширить область применения результатов структурно-стратиграфических исследований путём установления взаимосвязей между строением снежного покрова и характеристиками ландшафта проводились (Рябцева и Тушинский, 1958; Коломыц, 1976; Сапунов и др., 2001; Генсиоровский, 2007), однако до последнего времени снеголавинные работы оставались основным источником информации по закономерностям изменения строения снежной толщи в зависимости от условий окружающей среды (Лосев и др., 1991; Durand et al., 1999; Черноус и др., 2015; Сократов и Трошкина, 2009).

В современный период важной задачей исследований снежного покрова является количественная оценка его свойств и строения, необходимых для рационального хозяйственного использования территорий. В последние десятилетия в связи с появлением новых методов исследования и повышенным вниманием международного сообщества к проблеме климатических изменений наблюдается значительный прогресс в области исследований снежного покрова, причем особый интерес направлен на изучение параметров отдельных слоёв снежного покрова и развития снежного покрова как системы, представляющей собой совокупность слоёв, различающихся по своим свойствам (Pirazzini et al., 2018).

Среди новых методов одним из наиболее актуальных является математическое моделирование строения и свойств снежного покрова на основе данных метеорологических станций. Результаты моделирования снежного покрова, в свою очередь, являются важными составляющими глобальных климатических моделей. Поскольку такие модели используют данные регулярной сети глобальных климатических данных, разреженность сети метеорологических наблюдений, в особенности на территории Сибири и Дальнего востока, приводит к необходимости интерполяции исследуемых параметров между точками наблюдений, что приводит к значительным погрешностям (Сократов и Трошкина, 2009).

Применение методов спутниковой съёмки позволяет следить за изменением площади распространения снежного покрова в глобальном масштабе, однако, на современном этапе развития технологий, определение запасов воды в снеге на определённой территории на основе данных спутникового зондирования напрямую невозможно и включает модельную составляющую, важными параметрами которой являются микроструктура и строение

снежного покрова (*Kaempfer et al., 2007*). Без учёта строения снежного покрова спутниковая съёмка позволяет получить лишь достаточно точные глобальные данные о периодах таяния/замерзания (*Bartsch et al., 2007*). Эти ограничения связаны с тем, что наличие талой воды в снежной толще блокирует проникновение сигнала радара сквозь толщу, и не позволяют получить достоверные оценки запасов воды в снежном покрове, часто подвергающемся воздействию оттепелей.

Требуемые для верификации и правильной интерпретации спутниковых данных характеристики микроструктуры ледяной матрицы снега, такие как удельная поверхность снега и форма поверхности ледяной матрицы, не являются составной частью стандартного описания шурфов в лавиноведении, поскольку требуют наличия специального высокотехнологичного оборудования и соответствующей квалификации исследователей. На сегодняшний день такие данные могут быть получены лишь с помощью методов компьютерной томографии (*Schneebeli & Sokratov, 2004; Freitag et al., 2007*), а также химической абсорбции (определение удельной поверхности снега) (*Kerbrat et al., 2008*).

Поскольку описания шурфов во время полевых исследований характеризуются некоторой степенью субъективности, активно разрабатываются методы автоматизированного получения информации. К ним относятся методы фотосъёмки в близком к инфракрасному диапазоне (*Matzl & Schneebeli, 2006*) или специальных приборов (например, SnowMicroPen) (*Schneebeli & Johnson, 1998; Komarov et al., 2019*). Другой подход — моделирование с той или иной степенью точности при помощи физических моделей эволюции снежной толщи в зависимости от метеорологических условий (*Bartelt et al., 2004*). Несмотря на значительный прогресс в развитии современных методов моделирования и зондирования снежного покрова, полевые исследования остаются ключевым источником информации о строении снежной толщи и свойствах отдельных слоёв, которая необходима для верификации этих методов.

Помимо этого, анализ многочисленных результатов шурфования позволяет найти ряд закономерностей в строении снежного покрова в зависимости от климатических условий, что было продемонстрировано М. Стурмом (*Sturm et al., 1995*). Использование регулярной сетки глобальных климатических данных позволило авторам выделить типичные для той или иной территории стратиграфические классы снежного покрова и рассмотреть их пространственное распределение на территории Северной Америки и Евразии. В более поздних работах была обоснована возможность включения внутрисезонной изменчивости строения снежного покрова в климатические модели (*Рубинштейн и др., 2006; Sturm, 2020*).

Количество классов снега и границы между ними можно выбирать в зависимости от масштабов исследования и области применения структурно-стратиграфических данных по снежному покрову.

Важной задачей дальнейших исследований становится определение влияния местной крупномасштабной ландшафтной неоднородности территорий, включая такие факторы, как растительный покров и микрорельеф поверхности, на пространственную изменчивость строения и свойств снежного покрова (*Сократов и Трошкина, 2009*).

1.3 Классификации сезонно выпадающего снега и формирующегося снежного покрова

Несмотря на значительный прогресс в моделировании и спутниковой съемке снежного покрова, открытой остаётся проблема различия в разрешении спутниковых снимков, составляющем десятки километров, полевых наблюдений и физических моделей снежной толщи, предоставляющих данные в определённой точке пространства. Решение этой проблемы, неразрывно связанное с классификацией снежного покрова, является ещё одной важной задачей современных структурно-стратиграфических исследований снежного покрова. Тем не менее, научные коллективы в России и за рубежом продолжают сталкиваться с неоднозначными классификациями снежного покрова и разным изображением его на картах и графиках. За несколько десятилетий сложились местные, региональные классификации, не всегда сопоставимые между собой. Поэтому всегда оставалась актуальной задача совмещения уже существующих классификаций снега и создания единой, понятной всем классификации снежного покрова.

Физико-механические классификации снежного покрова

Хотя известно значительное количество классификаций снега по его физико-механическим свойствам, большинство из них разрабатывалось в горных районах, где снежный покров изучался с точки зрения его устойчивости на склонах и вероятности возникновения снежных лавин. Классификации снежного покрова на равнинных территориях уделялось значительно меньше внимания, однако существующие классификации, применяемые в лавиноведении могут успешно использоваться и на равнинных территориях.

Первые классификации сезонно-выпадающего снега были разработаны в 30–40-х годах XX века В. Паульке (*Paulcke, 1934*) и Г. Зелигманом (*Seligman & Douglas, 1936*), а затем переработаны с учетом специфики условий горных территорий северных регионов

России А.В. Молочниковым (1938). Широко известная классификация Х. Бадера (*Bader et al., 1939*), основанная на двух основных характеристиках — плотности снега и размера кристаллов — использовалась в качестве основы многих более поздних классификаций (Рис. 1.3.1). В частности, все перечисленные классификации были учтены при разработке классификации Г.Д. Рихтера (1945; 1955).

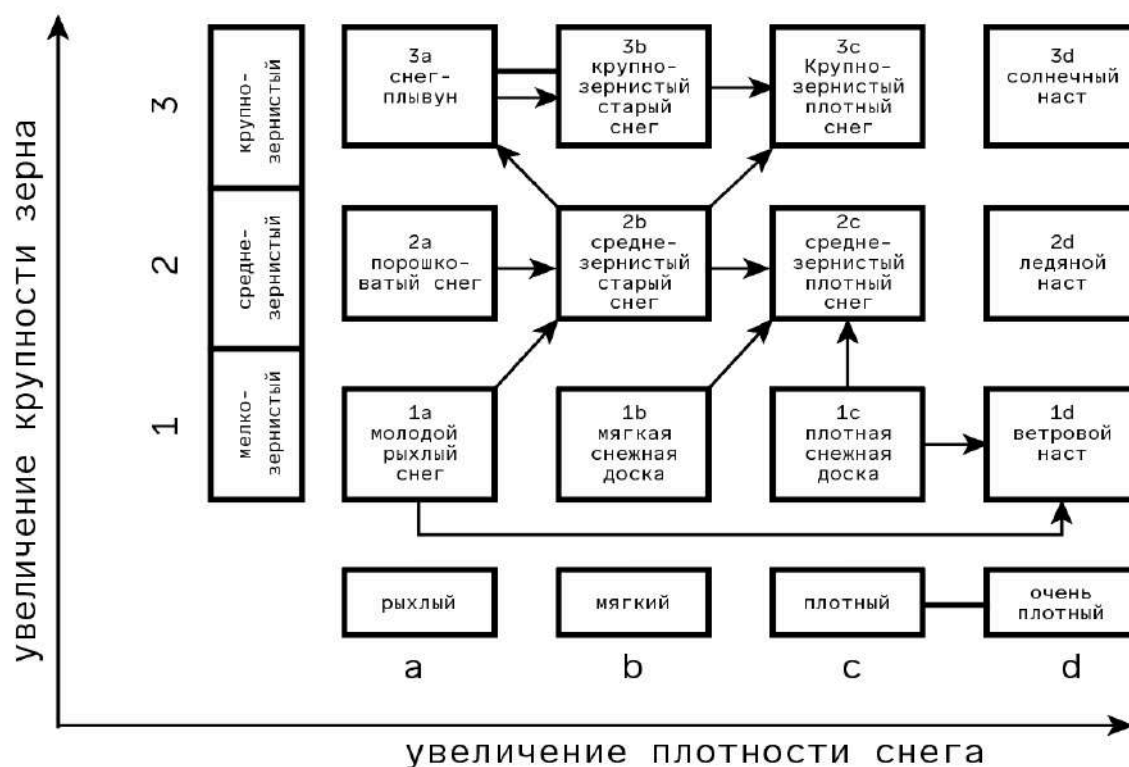


Рис. 1.3.1 Классификация снега Х. Бадера (*Bader et al., 1939*). Для определения класса снега используются параметры плотности снега и размера кристаллов, слагающих тот или иной слой. Данная классификация была использована в качестве основы для многих более поздних классификаций.

Если первые классификации снежного покрова, применявшиеся для описания результатов полевых наблюдений, были во многом заимствованы из зарубежных источников, то вновь создаваемые классификации стали ориентироваться на специфику конкретного приложения (*Рихтер, 1945; 1948; Тушинский, 1960; Трошкина, 1992*) или конкретных климатических условий (*Котляков, 1961*). В современный период исследований в отечественном снеговедении одновременно используется сразу несколько классификаций снега, наиболее известными из которых являются классификация Г.Д. Рихтера (1945), Г.К. Тушинского (1953), морфологическая классификация

Э.Г. Коломыца (1976) и Международная классификация снежного покрова (Фирц и др., 2012). Каждая из них оперирует как физическими свойствами, так и структурно-стратиграфическими характеристиками снега, в которых отражены основные этапы эволюции снежного покрова от момента его возникновения до весеннего снеготаяния, что определяет возможности их сравнения и приведения к единым показателям. В них много общего, так как большинство из них той или иной степени используют терминологию из классификации «альпийского» снега Х. Бадера (Bader et al., 1939). По замечанию Г.Д. Рихтера, классификации снежного покрова, включая его собственную, имеют ограничения и не могут описать все многочисленные разновидности снега, существующие в природе. Различные промежуточные состояния снега, однако, возникают значительно реже, чем «чистые» классы, поэтому классификации успешно применяются в снеговедении. Они позволяют систематизировать многочисленные стратиграфические описания и проследить изменения в снежной толще в течение зимнего сезона, а также согласовывать результаты измерений, выполненных в разных странах и в различающихся климатических условиях.

В настоящей работе используется Международная классификация снежного покрова, а также производится оценка возможностей ее сравнения с классификацией Г.Д. Рихтера и их приведения к единым показателям (Табл. 1.3.1). Поскольку классификация Г.Д. Рихтера является одной из наиболее широко используемой в отечественной литературе, такое сравнение необходимо, в частности, при анализе стратиграфических описаний, выполненных в XX веке. В этой классификации используется ограниченное число классов, выделенных на основе информации о плотности, размере и морфологических особенностях кристаллов снега. Используемые термины мелко-средне- крупнозернистый снег, свежеснеговывалистый и лежалый снег, глубинная изморозь имеют аналоги в Международной классификации сезонного снега, но различаются в некоторых количественных определениях.

Международная классификация оперирует значительно большим числом классов и подклассов снега, выделенных преимущественно на основе анализа морфологии кристаллов и условий их метаморфизма. Основа данной классификации была заложена еще в 60-х годах XX века (Schaefer et al., 1954) и выдержала несколько изданий (Colbeck et al., 1990; Fierz et al., 2008). Русскоязычное издание было выпущено несколькими годами позднее (Фирц и др., 2012). В последнем издании классификации сезонно выпадающего снега рассматривается восемь основных классов снега, которые, в свою очередь, делятся на многочисленные подклассы, различающиеся по форме кристаллов, месте формирования

и физических процессах, приводящих к их возникновению. Также в классификации указывается дополнительная информация о физических процессах и о пределе прочности, характерных для того или иного класса и подкласса снега. Каждому классу и подклассу присваивается индивидуальное символьное и буквенное обозначение, основным классам — цветовой код. Такая система позволяет быстро и эффективно фиксировать информацию во время полевых наблюдений, что делает ее достаточно удобной в использовании.

Несколько особняком стоит классификация Э.Г. Коломыца, основанная на кристаллографических закономерностях роста кристаллов в снежной толще, которую он разработал в 70–80-е годы в рамках изучения сухого метаморфизма снежного покрова (Рис. 1.3.2) в его связи с ландшафтной и климатической изменчивостью (Коломыц, 1976). В российском издании Международной классификации сезонно выпадающего снега рассматривается вопрос сравнения классификации Э.Г. Коломыца и Международной классификации (Фирц и др., 2012). По утверждению авторов, формы кристаллов и соответствующие типы слоёв снега, описываемые в одной или другой терминологии во многом взаимозаменяемы, однако, уточняется, что «механическая» замена терминов «морфологической классификации кристаллов в снежном покрове» Э.Г. Коломыца на термины «Международной классификации» некорректна, поскольку неминуемо приводит к потере части информации, изначально закладываемой авторами в описание.

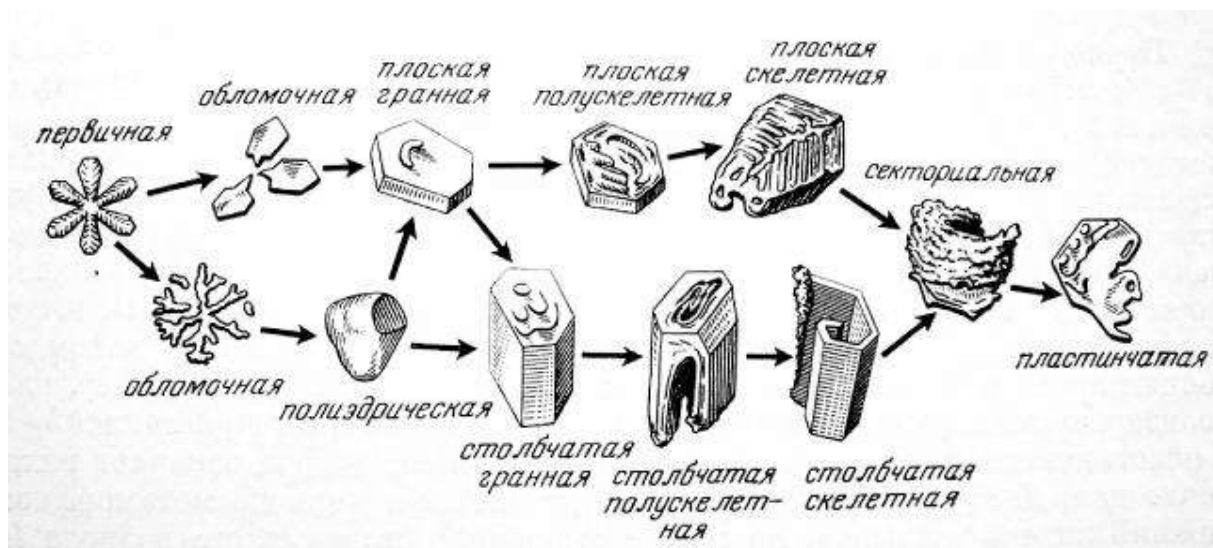


Рис. 1.3.2. Схема эволюции кристаллов снега (Коломыц, 1984)

Ниже приводится таблица, в которой представлены результаты сравнения классификаций снежного покрова, основанных на разных критериях выделения классов снега. Такое сравнение позволяет выполнять переход от одной классификации к другой, что зачастую

оказывается необходимо при анализе описаний шурфов, выполненных разными авторами и в разные периоды.

Табл. 1.3.1. Сравнение классификаций снежного покрова Г.Д. Рихтера (1945), Э.Г. Коломыца (1976) и международной классификации (Фирц и др., 2012) и схема приведения их к общим классам.

По классификации Г.Д. Рихтера (1945)	По международной классификации (Фирц и др., 2012)	По классификации Э.Г. Коломыца (1976)	Общие классы	Характеристика классов
Свежевыпавший	Свежевыпавший	Свежевыпавший	Свежевыпавший и осевший снег	Рыхлый и сухой свежевыпавший и осевший мелкозернистый снег низкой плотности и твёрдости
	Разрушенные снежинки	Обломочный		
Уплотнённый лежалый	Округлые зёрна	Сублимационно-полиэдрический		
	Ветровая упаковка	Корразионно-полиэдрический		
Молодой фирнизованный	Округлые частицы с гранями	Гранный		
Старый фирнизованный	Огранённые кристаллы	Полускелетный		
Снег пльвун (глубинный иней)	Глубинная изморозь	Скелетный		
Корки оттепелей	Корки таяния-замерзания	Режеляционно-полиэдрический	Слои таяния-замерзания	Смёрзшиеся поликристаллы, корки и включения типа линз и пальцев просачивания высокой плотности и твёрдости
	Округлённые поликристаллы	Режеляционно-полиэдрический		

Для сравнения стратиграфических описаний шурфов, выполненных на основе разных классификаций, в настоящей работе применяется два подхода. Для определения пропорций, занимаемых разными классами снега в разные годы, и оценки их изменчивости

рассматриваемые классификации приводятся к общим показателям методом группировки всех классов снега, наблюдаемых в шурфах, по трём группам:

- 1) свежего и осевшего мелко- и среднезернистого снега;
- 2) смёрзшегося крупнозернистого снега и льдистых корок;
- 3) средне- крупнозернистого снега с огранкой и глубинной изморози.

Выделенные группы представляют собой синтез классов, представленных в классификациях, и объединяют информацию о форме, размере, типе и характере метаморфизма кристаллов (*см. табл. 1*).

Другой подход для оценки возможных изменений строения снежной толщи основан на детальном анализе пространственного положения слоёв, их толщины и последовательности отложений. Для этого все имеющиеся описания приводятся в соответствие с Международной классификацией снежного покрова (*Фирц и др., 2012*). Поскольку она более детальна, чем многие другие классификации, результаты такого перехода могут быть достаточно субъективными и зависеть от экспертного мнения исследователя.

Используемые подходы применимы для оценки изменений, происходящих в снежной толще в течение года, межгодовой и многолетней изменчивости, связанной с климатическими изменениями, поскольку, как было показано М. Стурмом (*Sturm et al., 1995*), увеличение зимних температур может влиять на соотношение слоёв, представленных разными типами снега. Так, увеличение числа, продолжительности и интенсивности оттепелей может привести к росту числа смёрзшихся слоёв и корок. При этом число и толщина слоёв с огранкой и глубинной изморози может сократиться вслед за уменьшением интенсивности температурно-градиентного метаморфизма. В долгосрочной перспективе повышение зимних температур воздуха может вызвать значительные изменения в строении и свойствах снежной толщи исследуемой территории, а также смену климатического класса снежного покрова от «холодного» к более «тёплому», более характерному для западных районов, в частности, для территории центральной Европы.

Хотя в большинстве случаев рассматриваемые классификации позволяют отнести тот или иной слой снега, обнаруженный в шурфе, к тому или иному классу, в них представлены далеко не все возможные в природе типы снега. Зачастую слои снега со специфическими характеристиками нельзя однозначно отнести ни к одному из основных классов. Такие «промежуточные» слои снега, сочетающие в себе свойства сразу нескольких классов, формируются и в условиях исследуемого Московского региона. Так, по мнению Р.А. Чернова (*2013*), изучавшего строение снежной толщи на севере Среднерусской

возвышенности, частичное испарение граней кристаллов глубинной изморози и округление их формы приводит к формированию плотной или притаявшей глубинной изморози. Такое состояние снега нередко наблюдается на исследуемой территории при промерзании нижних, значительно метаморфизованных слоёв толщи после длительного повышения температуры снега до 0 °С, однако не выделяется в самостоятельную группу ни в одной из классификаций, хотя и отмечается современными исследователями стратиграфии снега. Данное состояние обозначается в работе совместным использованием символов глубинной изморози и смерзшихся поликристаллов и характеризуется как слой, которому присущи свойства обоих классов. Помимо этого, необходимо отметить, что в одном слое снежной толщи могут наблюдаться кристаллы различных форм и размеров одновременно, поэтому иногда при описании шурфа целесообразно указывать основной (более 50% слоя) и дополнительный (менее 50%) класс снега.

Климатические классификации снежного покрова

При рассмотрении снежного покрова как интегральной характеристики климата территории удобно использовать климатические классификации, задачей которых является описание исследуемых территорий с точки зрения характерного строения и свойств снежного покрова, а также их возможной межгодовой и сезонной изменчивости.

Существующие климатические классификации снежного покрова, используют в качестве основы метеорологические данные и характеристики снежного покрова. Наиболее известными из них являются классификации Г.Д. Рихтера (1945) и М. Стурма (*Sturm et al., 1995*). Эти классификации позволяют относить территорию исследований к тому или иному классу, характеризующемуся специфическими свойствами, строением и характером залегания снежного покрова, отличными от других классов. Сравнение этих классификаций показывает, что, несмотря на схожую общую характеристику зимних условий и свойств снежного покрова на территории Евразии, для отдельных территорий имеются существенные разногласия, связанные с особенностями алгоритмов выделения классов.

Карта районов снежного покрова СССР была построена Г.Д. Рихтером на основе данных о высоте снежного покрова, продолжительности его залегания и особенностях климата. Согласно этой карте, центральные области ЕТР расположены в пределах двух зон: центральной полосы Европейской территории СССР и Северо-Европейского района (*Рис. 1.3.3 а*). Северо-Европейский район занимает северо-восточную половину ЕТР и отличается умеренно холодными и снежными зимами, в то время как центральная часть ЕТР отличается более мягкими, влажными зимами с частыми оттепелями.

Территория Москвы и Московской области находится на границе этих двух районов и характеризуется некоторыми средними показателями.

Не менее известна климатическая классификация снежного покрова, разработанная М. Стурмом (*Sturm et al., 1995*). Как показали его исследования, трёх стандартных метеорологических характеристик (температуры воздуха, скорости ветра и атмосферных осадков) достаточно, чтобы отнести снежный покров территории к одному из шести классов, отличающемуся от других особенностями его строения, а именно: последовательностью и толщиной слоёв, их плотностью, формой и размером кристаллов. На основе разработанного алгоритма с использованием данных гидрометеорологических станций (ГМС) мира за 60-летний период была построена карта распределения классов снежного покрова для Северного полушария (*Рис. 1.3.3 б*). На территории Восточной Европы и центральных районов ЕТР распределение классов имеет мозаичный характер. Наблюдается чередование классов «альпийского», «морского» и «степного» снега.

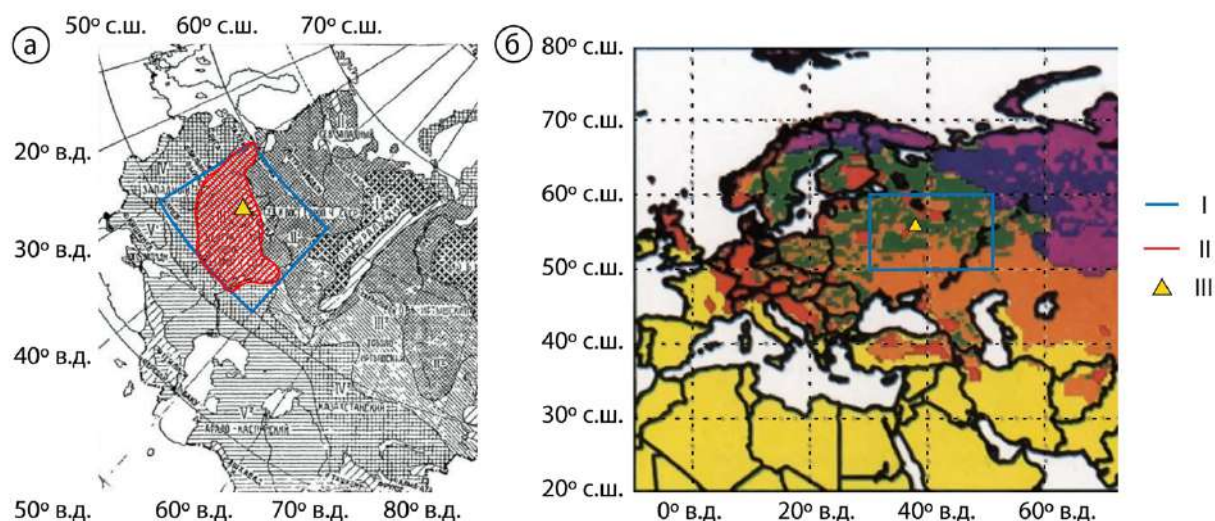


Рис. 1.3.3. Карты классов снега, выделенных на основе климатических параметров:

а) по Г.Д. Рихтеру (1945); б) по М. Стурму (Sturm et al., 1995); 1 — границы координатной сетки от 50° с.ш. до 60° с.ш. и от 30° в.д. до 50° в.д., в пределах которых находится исследуемый регион; 2 — границы класса «центральная полоса Европейской территории СССР»; 3 — г. Москва. По классификации М. Стурма на исследуемой территории распределение классов мозаично, преобладают классы «альпийского», «морского» и «степного» снега (см. Рис. 3; табл. 2); по классификации Г.Д. Рихтера территория исследования относится к одному классу центральной полосы Европейской территории СССР.

Снежный покров «альпийского» класса характеризуется значительной высотой и продолжительностью залегания, большим количеством слоёв с преобладанием рыхлого и осевшего снега, наличием слоёв с огранкой и глубинной изморози, а также отдельных корок таяния-замерзания. Снежный покров теплого «морского» класса отличается меньшей продолжительностью залегания и большей плотностью снега, почти полным отсутствием слоёв глубинной изморози и наличием многочисленных льдистых неоднородностей. Просачивание воды сквозь толщу приводит к формированию пальцев просачивания, нарушающих латеральную однородность слоёв в снежной толще. «Степной» снег характеризуется повышенной толщиной слоёв ветрового уплотнения (Рис. 1.3.4).

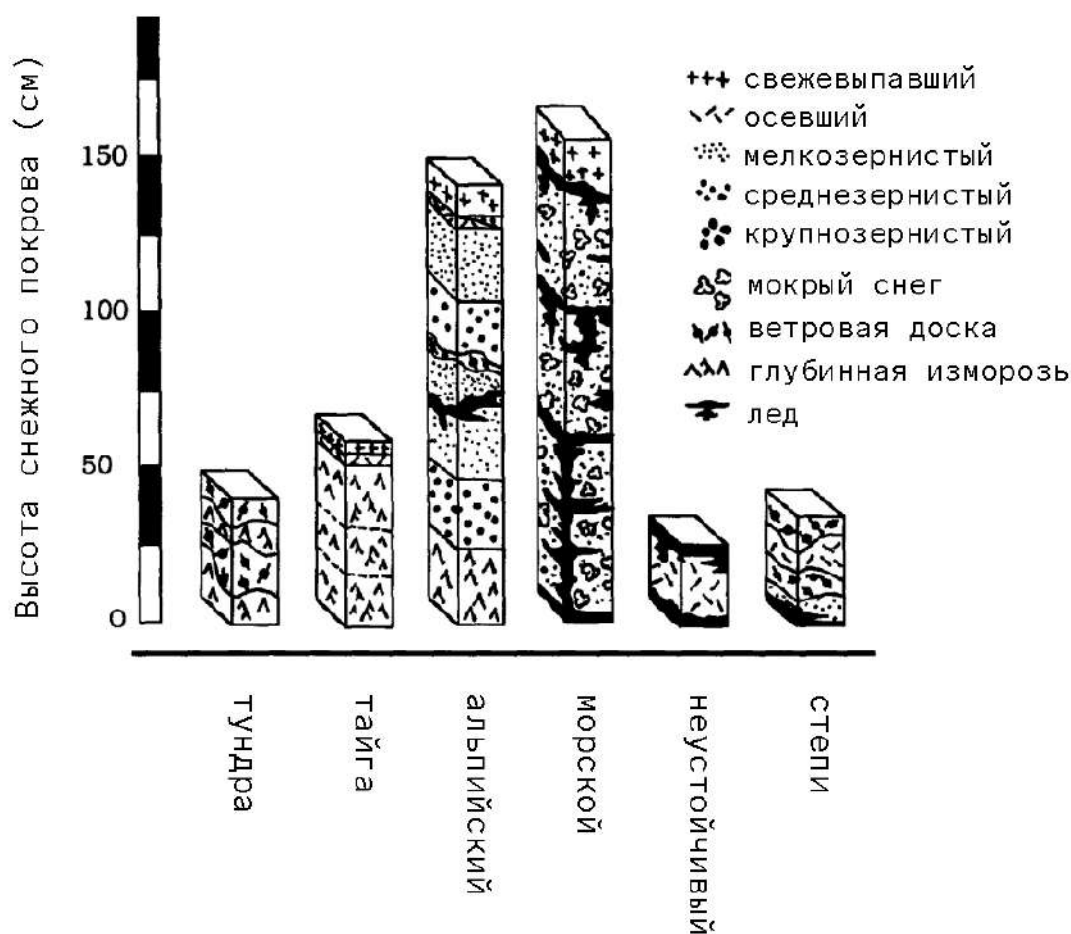


Рис. 1.3.4 Климатические классы снежного покрова и характерные для них стратиграфические разрезы в соответствии с М. Стурмом (Sturm et al., 1995). Более подробные сведения о классификации см. Приложение 1.

На картах, построенных на основе классификаций Г.Д. Рихтера и М. Стурма, территория исследования находится в пределах одного снежного района по Г.Д. Рихтеру, но относится к трём различным классам по М. Стурму. Тем не менее, общие

характеристики классов, выделенных Г.Д. Рихтером и М. Стурмом для исследуемой территории, не противоречат друг другу. Как и Г.Д. Рихтер, М. Стурм определяет территорию центральной полосы ЕТР как зону, характеризующуюся преобладанием классов «тёплого» альпийского и морского снега. При этом оба автора отмечают, что даже в пределах одного климатического класса межгодовая изменчивость строения и свойств снега может быть высокой.

Анализ современных метеорологических данных показывает значительные изменения температуры воздуха, произошедшие за последние десятилетия. Поскольку карты снежного покрова были построены Г.Д. Рихтером на основе данных до 1945 г., а М. Стурмом — на основе данных за период с 1950 по 1995 гг., последующие возможные изменения границ районов, связанные с наблюдающими климатическими изменениями, на них не отражены. Снежный покров изучаемой нами территории мог стать более «тёплым», т.е. содержать большее количество льдистых включений и корок, свидетельствующих об интенсификации зимних оттепелей.

Выводы по главе 1:

1. Исследования снежного покрова имеют более чем двухсотлетнюю историю, однако вплоть до середины XIX века наблюдения за снегом и снежным покровом были эпизодическими, а основное внимание уделялось ресурсным характеристикам снежного покрова: его высоте, плотности, продолжительности залегания и запасам воды, т.е. характеристикам, оказывающим наибольшее и непосредственное влияние на возможности хозяйственного освоения территории.
2. Интерес к структурно-стратиграфическим исследованиям снежного покрова был проявлен в начале–середине XX века в связи с необходимостью прогноза устойчивости снега на склонах. Во второй половине XX–начале XXI века изучение слоистого строения снежного покрова получило новое развитие в связи с необходимостью включения информации о свойствах и последовательности отдельных слоёв в глобальные и региональные климатические и гидрологические модели. При этом, изучение устойчивости снега на склонах не утратило своей актуальности, поскольку в современный период продолжается активное освоение лавиноопасных территорий.
3. В современный период исследований в связи с внедрением новейших методов исследования снежного покрова, включая дистанционное зондирование и применение специальных приборов, стало весьма актуально применение методов математического моделирования и автоматической обработки информации.

4. Одной из современных проблем изучения снежного покрова является ограниченное количество стратиграфических описаний, что обусловлено, в первую очередь, большими трудозатратами на проведение полевых работ.
5. Еще одной важной проблемой является отсутствие единого подхода к описанию и классификации слоёв снега, а также некоторая степень субъективности при описании шурфов. Предложенный метод сравнения существующих классификаций, представленный в работе, позволил привести ряд стратиграфических описаний, выполненных на основе разных классификаций в разные периоды времени, к единым показателям.
6. Было продемонстрировано, что все разнообразие типов слоёв, встречающихся в снежной толще, целесообразно приводить к трем основным классам, в наибольшей степени различающимся по своим физико-механическим характеристикам — слоёв рыхлого свежеснежного и осевшего снега, слоёв с оградкой и глубинной изморози и слоёв таяния-замерзания.
7. Рассмотренные в работе климатические классификации снежного покрова и анализ заложенных в них алгоритмов позволили предположить, что в современный период исследований границы между классами снега могли измениться по сравнению с серединой–концом XX века в связи с наблюдаемыми климатическими изменениями.

ГЛАВА 2. СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ В МОСКОВСКОМ РЕГИОНЕ

Московский регион, включающий в себя Москву, Московскую область и прилегающие территории граничащих с ней областей, расположенных в радиусе 150 км от центра Москвы, представляет собой крупнейшую в России городскую агломерацию (Ланно и др., 1988; Московский регион..., 2003). Несмотря на то, что эта территория является одной из наиболее освоенных и развитых в экономическом плане, вопросам строения и свойств снежного покрова в Московском регионе редко уделялось внимание (Рис. 2.1.1).

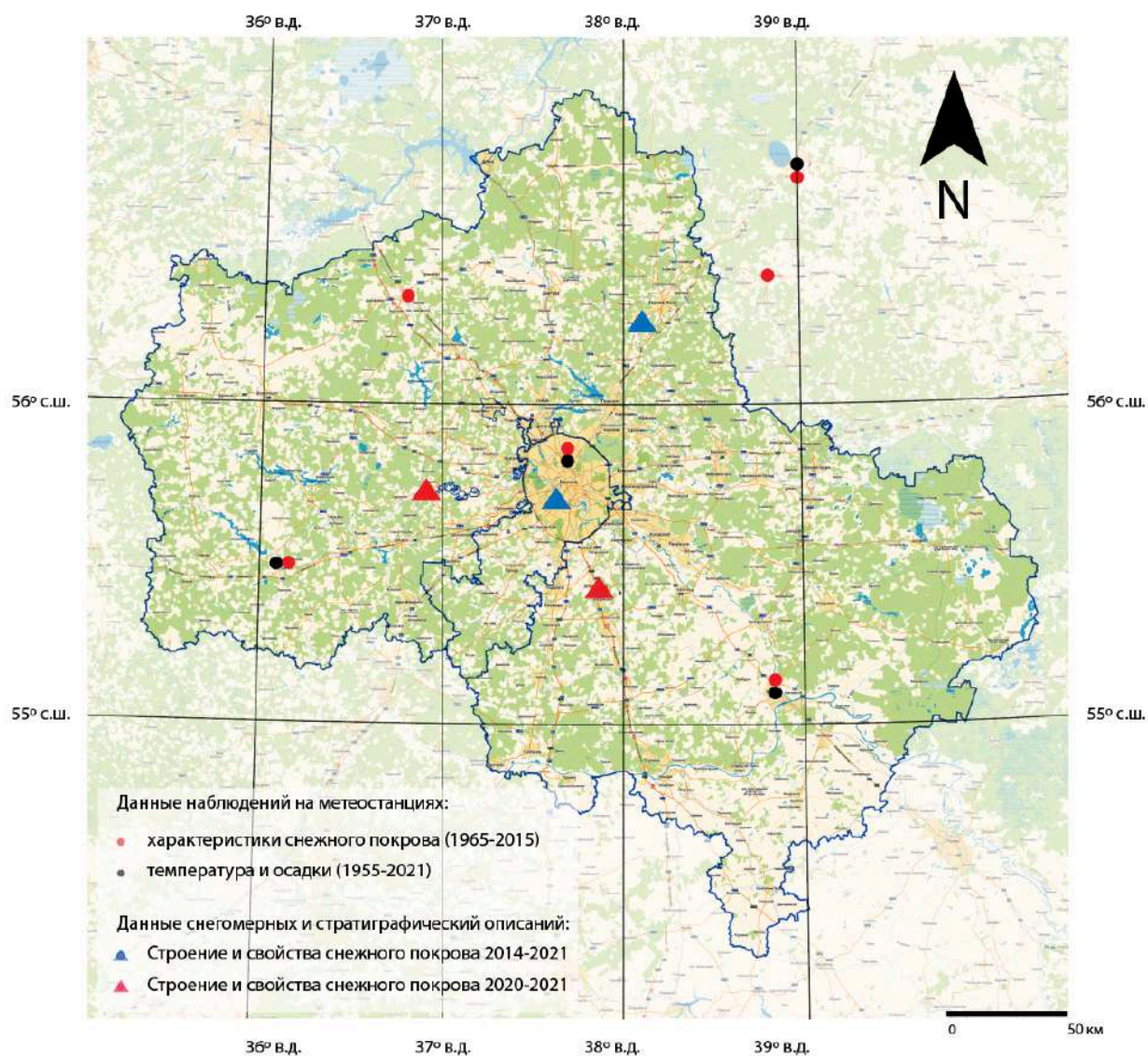


Рис. 2.1.1 Карта расположения метеостанций и участков полевых наблюдений за снежным покровом на исследуемой территории. Синей линией обозначены границы Москвы и Московской области.

В последние годы количество публикаций, рассматривающих характеристики снежного покрова исследуемой территории и их изменчивость во времени и пространстве, возрастает, что обусловлено появлением новых подходов к получению данных, анализу и интерпретации результатов шурфования.

Разнообразие ландшафтов и зимних погодных условий определяет значительную внутрисезонную и межгодовую изменчивость снежного покрова в Московском регионе, что делает его уникальным объектом исследования. Особенности растительного покрова и рельефа поверхности увеличивают неоднородность залегания, строения и свойств снежного покрова. Несмотря на возросший интерес к изучению строения снежного покрова, количество стратиграфических описаний шурфов на исследуемой территории, тем более в разных ландшафтных условиях, остается весьма ограниченным.

В рамках работы были изучены данные ряда метеостанций, расположенных в радиусе 150 км от Москвы, а также данные полевых наблюдений, выполненных автором в период с 2014 по 2021 гг. (см. *Рис. 2.1.1*)

2.1 Климатическая и физико-географическая характеристика района исследований

Исследуемая территория расположена в центральной части Восточно-Европейской равнины, что во многом определяет особенности рельефа, погодных условий и растительного покрова, то есть факторов, оказывающих влияние на строение и свойства снежного покрова. Преобладание равнинного и холмистого рельефа, отсутствие высоких гор, относительная удаленность от морских побережий и расположение на пути влагонасыщенных Атлантических воздушных масс обуславливает значительную продолжительность залегания и высоту снежного покрова, но также и большую межгодовую и внутрисезонную изменчивость его строения и свойств.

Рельеф Московского региона

Рельеф, сформировавшийся на исследуемой территории Московского региона под воздействием эндогенных и экзогенных процессов, представляет собой сочетание низменностей, возвышенностей и всхолмленных равнин, пересеченных речными долинами, балками и оврагами (*Вагнер и Манучаряни, 2003*). На юге региона расположены отроги Среднерусской возвышенности, с юго-запада на северо-восток его пересекают Смоленско-Московская возвышенность и Клинско-Дмитровская гряда, максимальные абсолютные высоты которых превышают 300 м. На севере и востоке региона расположены

обширные Верхневолжская и Мещерская низменности, характеризующиеся слабой расчлененностью рельефа и имеющие абсолютные высоты около 120–150 м.

Московский регион трижды подвергался воздействию ледниковых покровов, которые за счет формирования чехла осадочных пород в значительной степени сnivelировали доледниковый рельеф исследуемой территории. Экзогенные процессы более позднего времени, такие как водная эрозия, аккумуляция отложений различного генезиса и, в меньшей степени, карстовые процессы и ветровая эрозия определили черты современного рельефа. Наличие многочисленных рек, ручьев, оврагов и балок свидетельствует о значительной расчлененности рельефа. По долинам рек имеются четко выраженные низкая и высокая поймы и надпойменные террасы, имеющие склоны крутизной до 30–40° и резко переходящие в пологонаклонные водораздельные поверхности, относительное превышение которых над тальвегом составляет десятки метров.

Исследуемая территория имеет благоприятные для развития современных эрозионных процессов условия. К ним можно отнести тенденцию к тектоническому поднятию, наличие мощного чехла рыхлых осадочных пород, неоднородность рельефа, интенсивное снеготаяние в весенние месяцы и сильные летние ливни. К антропогенным факторам, способствующим развитию эрозионных процессов, относится хозяйственная деятельность, связанная с вырубкой лесов и распашкой земель. Совокупность этих факторов объясняет широкое распространение и значительную глубину эрозионных врезов и речных долин в пределах Среднерусской возвышенности (*Гужева, 1948; Демидов и Мушаева, 2014*). Густота расчленения составляет 1–2 км/км² (*Никольская и Прохорова, 2014; Спиридонов, 1978*).

Рельеф является одним из важных факторов, оказывающих влияние на распределение снежного покрова на исследуемой территории. Несмотря на значительную расчлененность рельефа, территория исследуемого Московского региона характеризуется относительной однородностью и преобладанием пологонаклонных водораздельных поверхностей и низменностей, которые занимают большую часть исследуемой территории. Относительные превышения водораздельных поверхностей над соседними речными долинами редко превышают несколько десятков метров, поэтому орографические различия в количестве осадков и температуре воздуха оказываются, как правило, незначительны.

При наличии в бассейнах рек эрозионных врезов, оврагов, балок и речных долин, недоучет снега, снесенного в них ветром, может приводить к погрешностям в расчетах и прогнозах весеннего стока (*Мишон, 1971; 2007*). На бровках склонов могут формироваться

снежные карнизы, достигающие объемов до десятков кубических метров. В наиболее снежные зимы возможно обрушение таких карнизов и формирование небольших осовов.

Наличие микрорельефа поверхности, представленного кочками, ложбинами стока и прочими формами рельефа, протяженность и амплитуда высот которых не превышает нескольких метров, оказывает значительное воздействие на характер залегания и пространственную неоднородность снежной толщи.

Растительный покров Московского региона

Растительный покров исследуемой территории характеризуется значительным разнообразием, что также находит отражение в особенностях залегания и свойств снежного покрова. На территории региона исторически ведется интенсивная хозяйственная деятельность, поэтому естественные ландшафты сохранились лишь фрагментарно. В современный период на исследуемой территории преобладают смешанные леса на дерново-подзолистых и подзолистых почвах. Основными лесообразующими породами являются береза (40%), ель (25%), сосна (20%) и осина (9%). Лесная растительность распределена неравномерно. На большей части исследуемой территории доля площади земель Лесного фонда составляет около 40% (*Гиряев и др., 2013*). На севере и востоке региона лесистость достигает 80%, на юге уменьшается до 20%. В настоящее время площадь лесов несколько возрастает за счет молодых березняков, разрастающихся на заброшенных сельскохозяйственных землях (*Чернов, 2013*). Открытые участки по большей части хорошо задернованы и покрыты разнотравно-злаковой растительностью.

На севере региона наиболее распространены южнотаёжные хвойные леса, преимущественно ельники. Центральная и западная части региона заняты хвойно-широколиственными лесами, которые не образуют сплошного пояса, поскольку их площадь значительно уменьшилась в результате антропогенного воздействия, в первую очередь вырубки под сельскохозяйственные угодья и строительства объектов инфраструктуры. Коренные леса сохранились на смоленско-Московской возвышенности и на склонах Клинско-Дмитровской гряды. Для Москворецко-Окской возвышенности, расположенной в центральной части региона, коренными являются хвойно-широколиственные и широколиственные леса, однако в современный период вследствие ведения хозяйственной деятельности их вытесняют вторичные мелколиственные леса. В долине реки Ока между Серпуховом и Коломной, на возвышенном левобережье, встречаются остепнённые боры (*Ланно и др., 1970*). Южнее располагается зона широколиственных лесов, представленная реликтовыми дубравами. В древесном растительном покрове также присутствуют липа, клен, ясень, вяз, а в подлеске преобладают

лещина, бересклет, жимолость, калина и пр. Для пойм крупных рек характерны луга с густым разнотравьем.

В результате ведения хозяйственной деятельности увеличилась площадь открытых участков, занятых, в первую очередь, территориями сельскохозяйственного назначения.

Процессы аккумуляции, метаморфизма и таяния снега на открытых и залесённых участках отличаются, что находит отражение в значительной изменчивости водозапаса, строения и свойств снежного покрова. На открытых участках аккумуляция происходит при повышенных скоростях ветра и свежавыпавший снег оказывается подвержен сносу в понижения рельефа и зоны ветровой тени. В лесу основным фактором, влияющим на строение и свойства снежного покрова, является древесная растительность. Процесс накопления снега в лесу является функцией многих факторов и прежде всего его таксационных характеристик (состава лесонасаждений, полноты, ярусности, возраста, сомкнутости лесного полога), а также метеорологических условий периода снегонакопления. Разница в снеготаянии в поле и в лесу обусловлена также различной интенсивностью снеготаяния во время зимних оттепелей и в весенний период, разницей в испарении с поверхности снега, и другими микроклиматическими условиями. Среди факторов, оказывающих отрицательное влияние на снегонакопление в лесу, наиболее важным является задерживание снега кронами деревьев с последующим его испарением. Более подробно влияние растительного покрова на строение и свойства снежной толщи рассматривается в главе 2.

Климат Московского региона

Ключевым фактором, определяющим особенности строения и свойств снежного покрова в Московском регионе наряду с рельефом и растительностью, являются погодные условия и их изменчивость, которая обусловлена, в первую очередь, спецификой атмосферной циркуляции исследуемого региона. Согласно классификации Б.П. Алисова, район исследования относится к территории с умеренно континентальным климатом, который характеризуется четко выраженной сезонностью, умеренно влажным теплым летом и умеренно холодной зимой (*Алисов, 1957*). Существующие климатические классификации снежного покрова, использующие в качестве основы метеорологические данные и характеристики снежного покрова, позволяют отнести территорию исследований к районам с умеренно тёплой зимой и периодическими зимними оттепелями, а также со сравнительно небольшой высотой и продолжительностью залегания снежного покрова (*Рухтер, 1945; Sturm et al., 1995*). Преобладают воздушные массы умеренных широт, преобразованные из морских воздушных масс умеренного и арктического поясов (*Климат*

Москвы, 1969). В связи с большой изменчивостью атмосферной циркуляции часто наблюдается резкая смена погоды.

В течение всего года над территорией Московского региона господствует западный перенос воздушных масс. Летом циклоническая деятельность сопровождается вторжением воздушных масс с Атлантики, которые приводят к похолоданиям и затяжным осадкам. В зимний период проникновение атлантического воздуха приводит к сильным и продолжительным снегопадам, зачастую сопровождающимся увеличением скорости ветра и повышением температуры воздуха до положительных значений. С приходом арктического воздуха и сухих, холодных воздушных масс из континентальной части России вследствие влияния арктического и сибирского антициклонов наступают сильные морозы.

Сезонная изменчивость циркуляционных процессов и связанных с ними погодных условий на исследуемой территории велика, однако можно выделить периоды, в которые наблюдается преобладание того или иного типа циркуляции. Процессы, развивающиеся по типу зональной циркуляции, то есть связанные с интенсивной циклонической деятельностью, наиболее устойчивы в ноябре и декабре, в то время как меридиональные процессы с характерным для них развитием блокирующих процессов чаще наблюдаются в середине и конце зимы. Продолжительность сохранения устойчивых барических образований меняется в широких пределах от нескольких дней до недель. Средняя продолжительность циклонической погоды меньше, чем антициклонической, однако преобладание антициклонической погоды над циклонической в зимние месяцы невелико и составляет от 1 до 5% (Кононова, 2015; URL: <https://atmospheric-circulation.ru/>).

В ноябре, декабре и конце февраля часто наблюдаются оттепели и снегопады, вызываемые атлантическими и средиземноморскими циклонами. В холодное время года с Атлантики на Восточно-Европейскую равнину может приходиться более 10 циклонов (Чернов, 2013), большая часть из которых проходит непосредственно над территорией Московского региона. Особенно большое количество циклонов перемещается между 55° и 60° с.ш., проходя над Валдайской и Смоленско-Московской возвышенностью, делая исследуемый регион одним из наиболее увлажнённых территорий Европейской территории России. С прохождением циклонов связано выпадение снега и формирование снежного покрова, часто наблюдаются оттепели и выпадение осадков в жидкой и смешанной форме. Суточные колебания температуры в такие периоды обычно невелики и составляют первые градусы. В периоды циклонической деятельности в зимние месяцы наблюдается интенсивный прирост высоты снежного покрова, формирование слоёв ветрового уплотнения, ледяных корок и линз, происходит быстрое уплотнение снежной толщи.

В январе и феврале повторяемость циклонов снижается и чаще наблюдаются антициклональный тип циркуляции атмосферы. При заходах отрогов сибирского антициклона на территорию Центральной России средняя зимняя температура исследуемой территории оказывается на несколько градусов ниже средних многолетних значений. Особенно холодными бывают зимы, в которые на фоне роста сибирского антициклона наблюдаются кратковременные обвалы холодного арктического воздуха. Продолжительность морозных периодов составляет от нескольких дней до нескольких недель. В таких условиях на всей территории Московского региона устанавливается одинаковая ясная и безветренная погода. Суточные колебания температуры могут превышать десятки градусов, что приводит к возникновению экстремальных градиентов температуры и давления водяного пара в снежной толще и находит отражение в результирующем строении снежной толщ. В частности, активизируется процесс температурно-градиентного метаморфизма, приводящего к формированию слоёв с оградкой и глубинной изморози.

В соответствии с исследованиями циркуляционных процессов Н.К. Кононовой (2015), выполнявшихся в соответствии с классификацией Б.Л. Дзердзеевского (1946; 1968), на протяжении XX века в северном полушарии сменилось несколько циркуляционных эпох, отличающихся повторяемостью синоптических процессов. В первой половине XX века продолжительнее среднего были блокирующие процессы, т. е. в средние широты перемещались арктические антициклоны и их гребни. С середины XX века началась меридиональная южная эпоха, во время которой выходы южных циклонов оказались более чем в 2 раза продолжительнее среднего. С начала XXI века на Европейской территории России (ЕТР) наблюдается уменьшение суммарной годовой продолжительности выходов южных циклонов, сопровождающееся увеличением продолжительности блокирующих процессов. В связи с этими тенденциями на ЕТР климат становится более контрастным, увеличивается количество экстремальных погодных явлений. Наблюдается рост годовой амплитуды температуры воздуха, хотя при этом продолжается общая тенденция к увеличению среднегодовых температур. Увеличение межгодовой изменчивости повторяемости и продолжительности циркуляционных процессов над территорией Московского региона в последние десятилетия находит отражение в изменчивости строения и свойств снежного покрова. С одной стороны, общие тенденции к потеплению климата приводят к увеличению зимних температур, числа и продолжительности оттепелей. С другой стороны, рост суммарной продолжительности блокирующих и стационарных антициклонов зимой ведёт к повышению вероятности

сохранения в течение зимы устойчивых морозов. Такой характер погоды отмечался на ЕТР в зимы 2005/06, 2009/10, 2010/11, 2012/13 и 2020/21 гг. Изменения характера циркуляции атмосферы отражаются во времени наступления и продолжительности циркуляционных сезонов. В последние годы на ЕТР зима наступает позднее и продолжается меньше средних сроков.

Таким образом, в конце XX века были установлены основные закономерности глобальных климатических изменений в Северном полушарии, и отмечено, что наиболее ощутимые климатические изменения будут проявляться в высоких и средних широтах, что должно отразиться на климатических условиях исследуемой территории.

Результаты современных исследования климата Европейской части России свидетельствуют о неоднородности климатических процессов на исследуемой территории. В работах отечественных исследователей показаны общие тенденции климатических изменений по территории в период с 1950 по 1990 гг., где отмечено увеличение зимних осадков, и повышение температуры воздуха (Будыко, 1980; Китаев и Кренке, 1999). Согласно (Китаев, 2002) на территории Европейской части России следует ожидать незначительное уменьшение снеготолщин на 10–20 мм в ближайшем десятилетии. Более поздние исследования показали (Попова и Шмакин, 2006), что сокращение снеготолщин в последние десятилетия не происходит.

Большинством исследователей отмечается устойчивый рост зимней температуры воздуха во второй половине XX века (Шмакин, 2010). В последние два десятилетия положительный тренд зимней температуры также сохранялся.

Температура воздуха

По данным Климатологических справочников по СССР (1931–1968), Справочников по климату СССР (1966–1970; 1976), Национального Атласа России (2007) и данных наблюдений на метеостанциях Московского региона (URL: <http://meteo.ru/>; URL: <https://rp5.ru/>) среднегодовая температура исследуемого региона составляет около 5 °С (Табл. 2.1.1). Наибольшие температуры воздуха наблюдаются в Москве и связаны с обогревающим воздействием города (Локощенко, 2005; Локощенко и др, 2016), наименьшие — на возвышенностях на севере территории. По данным метеостанций ВДНХ, Коломна, Можайск, Александров и Переславль-Залесский, среднегодовая температура воздуха за период с 1948 по 2020 гг. составила от 4 °С на севере региона (Александров) до 5,4 °С в центральной его части (Москва, ВДНХ). Хотя стандартное отклонение средних годовых температур воздуха от среднемноголетних значений невелико и составляет всего 1 °С, в зимние месяцы величина стандартного отклонения достигает 3–4 °С, что почти

вдвое больше, чем летом. Амплитуда температуры воздуха в течение одной зимы может достигать 40–50 °С, что свидетельствует о значительной контрастности и изменчивости погодных условий (*URL: <https://rp5.ru/>; Климатологический..., 1931–1968*).

Средние многолетние значения температуры холодного периода (с ноября по март) составляют от –4,8 °С в Москве до –5,5 °С на западе и юге региона, в Можайске и Коломне, и до –6,4 °С на севере региона, в Александрове и Переславле-Залесском, что в целом характерно для районов умеренно-континентального климата. Наибольшие различия в средней температуре воздуха характерны для периода с января по март (*Табл. 2.1.1*). В ноябре разница в температуре воздуха в Москве и на севере региона составляет всего около 1 °С, однако именно переход температуры через 0 °С является определяющим для различий в продолжительности залегания и высоте снежного покрова, наблюдающихся на метеостанциях. Разброс значений средней температуры холодного периода в разные годы весьма значителен и составляет около 13 °С — от +1,2 до –12 °С. Эти значения дают представление о большом различии в условиях аккумуляции и метаморфизма снежного покрова в разные по снежности и суровости зимы.

Если различия температурного режима территории в разные зимы обусловлены изменчивостью циркуляционных процессов, то различия в температуре воздуха между станциями исследуемой территории определяются также различиями в физико-географических условиях, включая рельеф, высоту над уровнем моря, особенности растительного покрова и гидрографической сети территории, которые в своей совокупности определяют микроклиматический режим в окрестностях каждой конкретной станции.

Табл. 2.1.1 Средняя многолетняя температура воздуха за год, с ноября по март и в отдельные месяцы за период с 1948 по 2020 гг. по данным метеостанций ВДНХ, Коломна, Можайск, Александров и Переславль.

	Средняя годовая	С ноября по март	Ноябрь	Декабрь	Январь	Февраль	Март
ВДНХ	5,4	–4,8	–1,2	–5,4	–8,1	–7,4	–2,0
Коломна	5,0	–5,4	–1,4	–5,8	–8,9	–8,3	–2,7
Можайск	4,6	–5,5	–1,6	–5,8	–8,7	–8,3	–3,0
Александров	4,0	–6,4	–2,4	–6,5	–10,3	–9,1	–4,1
Переславль	4,2	–6,3	–2,4	–6,7	–9,7	–9,0	–3,5

Наиболее низкие среднемесячные температуры воздуха наблюдаются в январе, хотя в последние годы самым холодным месяцем в году часто оказывается февраль (Кононова, 2015). В западных (Можайск) и южных (Коломна) районах температура воздуха в январе составляет в среднем около -9°C , а на севере и востоке (Александров, Переславль-Залесский), где зимы более суровы, понижается до -10°C . В Москве средняя температура января выше и составляет около -8°C (по данным метеостанции ВДНХ. Абсолютный минимум температуры воздуха был зарегистрирован в 1940 году сразу на двух станциях (Клин и Ново-Иерусалим) и составил -52°C . В Москве температура воздуха не опускалась ниже -43°C (Климатологический..., 1931–1968). Средняя многолетняя температура воздуха в зимние месяцы на юге региона и в Москве в среднем на $1-1,5^{\circ}\text{C}$ больше, чем на севере (табл. 2.1.1).

Продолжительность периода со среднесуточной температурой воздуха ниже 0°C составляет в среднем 4–5 месяцев, начинаясь в середине ноября и заканчиваясь во второй половине марта–начале апреля. В Москве продолжительность этого периода составляет в среднем 130 дней и продолжает сокращаться. В весенний период рост температуры как правило происходит интенсивнее, чем ее понижение осенью, когда зональный перенос развит сильнее и еще отсутствует снежный покров, оказывающий общее охлаждающее воздействие. Особенно резкий скачок среднесуточных температур наблюдается в период интенсивного таяния снега за счет освобождения участков почвы из-под снега и их интенсивного прогрева в дневное время.

Несмотря на преобладание отрицательных температур воздуха на исследуемой территории в зимний период, во время оттепелей, которые наиболее часто наблюдаются в первой половине зимы, происходит таяние и уплотнение снежного покрова, формирование в толще корок и прочих неоднородностей, связанных с просачиванием воды. Число дней с положительной температурой воздуха в зимние месяцы (ноябрь–март) составляет в среднем около 24 дней (Климат Москвы, 1969), но может меняться в очень широких пределах от 0 до 35 и более дней. Наибольшее число дней с положительными температурами воздуха приходится на ноябрь, декабрь и март, несколько меньшее — на январь и февраль. Среднее число оттепелей составляет около 5–6, однако в отдельные зимы может достигать 10 и более, а в другие не наблюдаться вовсе. Интенсивность и продолжительность оттепелей также бывает различной. Большая часть оттепелей характеризуется температурой, не сильно превышающей 0°C , однако иногда температура воздуха может достигать 5°C , а продолжительность — 10 и более дней. В отдельных случаях сумма положительных температур за период с декабря по февраль может достигать

нескольких десятков градусов. В таких условиях снежный покров может полностью или частично разрушаться.

Морозные периоды, как правило, продолжительнее оттепелей и могут длиться до нескольких недель, хотя средняя продолжительность периодов с температурой ниже $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ редко превышает 5–6 дней в исследуемом регионе. Лишь в 10% случаев продолжительность устойчивой морозной погоды с температурой ниже $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ составляет 6–13 дней (Чернов, 2013). Сумма отрицательных температур воздуха с декабря по февраль может меняться в широких пределах от -300 до $-700\text{ }^{\circ}\text{C}$, сумма температур ниже $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ — от -100 до $-500\text{ }^{\circ}\text{C}$, ниже $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ — от 0 до $-250\text{ }^{\circ}\text{C}$. Такая изменчивость повторяемости и продолжительности морозных периодов определяет интенсивность развития процессов температурно-градиентного метаморфизма в снежном покрове в различные годы, что в конечном счете определяет особенности строения и свойств снежной толщи.

В последние десятилетия на исследуемой территории наблюдается значительное потепление климата. Особенно отчетливо изменения наблюдаются в черте города Москва. В менее крупных городах Московского региона климатические изменения также наблюдаются, но менее выражены. Так, по данным метеостанции ТСХА, средняя годовая температура воздуха в конце XIX–начале XX века составила $3,6\text{ }^{\circ}\text{C}$. В период с 1961 по 1990 гг., который является базовым периодом Всемирной Метеорологической Организации (ВМО) для долгосрочной оценки климатических изменений (Руководящие..., 2017), средняя температура воздуха на метеостанции ВДНХ составила уже около $5\text{ }^{\circ}\text{C}$, а в период с 2001 по 2020 гг. составила $6,6\text{ }^{\circ}\text{C}$, причем в 2020 году она достигла $7,8\text{ }^{\circ}\text{C}$, что является максимальным значением за всю историю инструментальных наблюдений (Рис. 2.1.2, Табл. 2.1.1).

Анализ среднегодовых значений температуры воздуха осредненных по 10-летним периодам с шагом в 1 год позволил установить, что в период с 1948 по 2020 гг. наблюдается статистически значимый положительный тренд полученных значений ($y = 0,0359x - 66,223$; $R^2 = 0,898$), то есть наблюдается увеличение температуры воздуха в среднем на $0,36\text{ }^{\circ}\text{C}$ за 10 лет. В 2000–2020 годах прирост температуры составил уже $0,48\text{ }^{\circ}\text{C}$ за 10 лет. При этом, быстрее всего температура воздуха увеличивается в Москве и на юге региона, а медленнее всего — на севере региона.

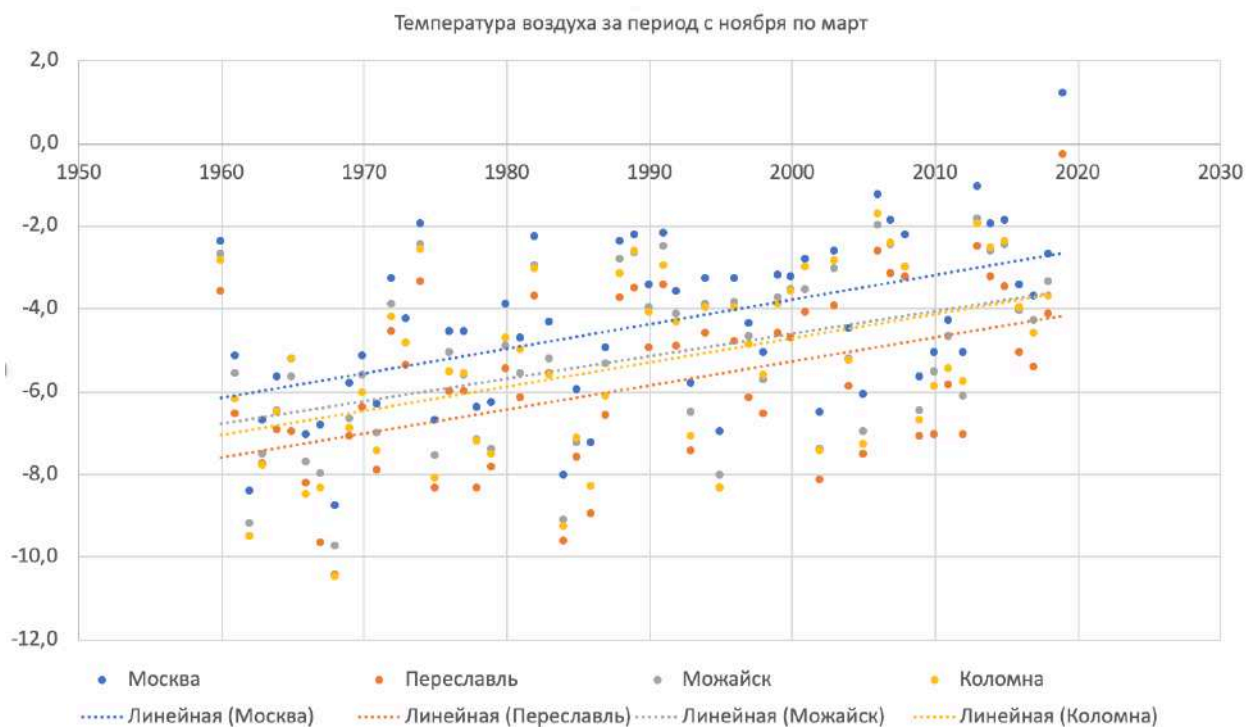


Рис. 2.1.2 Средняя температура воздуха за период с ноября по март (°C) по метеостанциям Москва (ВДНХ), Переславль, Можайск и Коломна (точки) за многолетний период наблюдений. Пунктирная линия — линейный тренд параметра по ВДНХ.

Табл. 2.1.2 Средняя многолетняя температура воздуха (°C) в различные периоды XIX–XXI века по данным метеостанции Москва, ВДНХ. Представленные данные свидетельствуют об увеличении температуры воздуха в зимние месяцы в XX веке. В последние десятилетия средняя температура ноября достигла положительных значений, а температура марта приближается к таковым. 1860–1940 — ТСХА, 1940–2020 — ВДНХ

Период	Средняя годовая	С ноября по март	Ноябрь	Декабрь	Январь	Февраль	Март
1860–1900	3,8	–7,2	–2,5	–8,1	–11,0	–9,7	–4,9
1900–1940	3,9	–6,6	–1,8	–7,8	–9,8	–9,5	–4,3
1940–1980	4,5	–6,1	–1,7	–6,3	–10,0	–8,7	–3,6
1980–2020	6,0	–3,9	–0,9	–4,6	–6,6	–6,2	–1,0
2000–2020	6,5	–3,2	0,4	–3,8	–6,4	–5,7	–0,6

Средняя температура воздуха за период с ноября по март в XXI веке увеличилась почти вдвое по сравнению со значениями XIX–первой половины XX века (Рис. 2.1.2, Табл. 2.1.2). Анализ значений линейного тренда сглаженных по 10-летним периодам

значений позволил установить, что для периода 1948–2020 гг. наблюдается статистически значимый тренд увеличения температуры воздуха периода с ноября по март. Прирост температуры периода с ноября по март составил в среднем 0,5 °С за 10 лет, как и в случае со среднегодовой температурой. Прирост температуры периода с декабря по февраль составил в среднем 0,67 °С за 10 лет. В период с 2000 по 2020 гг. средняя температура ноября превысила 0 °С, а средняя температура марта вплотную приблизилась к этому значению, что оказало влияние на даты установления и разрушения снежного покрова. Температура января возросла с –10 °С в середине XX века до –6,5 °С в XXI веке. В последние годы наблюдалось несколько теплых, коротких и малоснежных зим, продолжительность периода с температурой воздуха ниже 0 °С, в которые составила всего 1–2 месяца, что в 2–3 раза меньше средних многолетних значений. Конечно, такие зимы наблюдались и ранее на протяжении XX века, но их число в последние десятилетия возросло. Зимой 2019–2020 года средняя температура периода с ноября по март впервые за историю наблюдений достигла на исследуемой территории положительных значений, в результате чего устойчивый снежный покров не сформировался.

Число дней с температурой воздуха ниже –15 °С в середине XX века составило в среднем около 20 дней (*Климат Москвы, 1969; Научно-прикладной справочник..., 1987*), в то время как в начале XXI века оно составило в среднем 4–5 дней. Если в конце XIX–начале XX века число дней со средней температурой воздуха ниже –20 °С в Москве наблюдалось в среднем 9 дней в году (*Власов, 1914; Климатологический..., 1931–1968*), в середине XX века их число сократилось до 3–4, а в период с 2014 по 2020 гг. такая температура наблюдалась лишь зимой 2016/2017 гг.. Таким образом, число дней с морозом (холоднее –15 °С) и, следовательно, сумма отрицательных температур за период с декабря по февраль значительно сократилась по сравнению с началом–серединой XX века, что могло найти отражение в характерном строении снежной толщи в исследуемом регионе.

Число дней с положительной температурой воздуха изменилось в положительную сторону по сравнению с концом XIX и серединой XX века. Так, в конце XIX–начале XX века число дней со средней температурой выше 0 °С за период с декабря по февраль в Московском регионе составило в среднем около 8 дней, то в современный период исследований оно увеличилось до 22 дней. Число дней с оттепелями за период с декабря по февраль возросло с 13 дней в начале XX века до 24 дней в середине XX.

На фоне продолжающегося потепления климата исследуемой территории наблюдается увеличение межгодовой изменчивости зимних погодных условий, что оказывает влияние на результирующее строение и свойства снежной толщи. Часто за

морозными и снежными зимами следуют теплые и малоснежные, что обусловлено преимущественно особенностями циркуляционных механизмов в каждую конкретную зиму. Анализ температуры воздуха параметров свидетельствует о некотором смягчении зим в последние десятилетия, уменьшении продолжительности и суровости морозных периодов при увеличении числа и интенсивности оттепелей. Несмотря на это, отдельные зимы могут отличаться повышенной снежностью и суровостью, что, как правило, оказывается связано с формированием на территории Евразии крупных антициклонов и развитием блокирующих процессов. Таким образом, несмотря на общее потепление, на исследуемой территории сохраняется большое разнообразие зимних погодных условий, приводящих к формированию снежного покрова, характеризующегося большим разнообразием строения и свойств.

Атмосферные осадки

Ввиду активной циклонической деятельности в течение всего года и неоднородного рельефа поверхности на территории Московского региона выпадает значительное количество осадков, однако их распределение по сезонам года достаточно неравномерно. Наибольшее количество осадков выпадает в летние месяцы, наименьшее — в зимние. Пространственная изменчивость количества осадков на исследуемой территории невелика и связана преимущественно с особенностями ее орографии. Средние многолетние суммы осадков в Московском регионе составляют 550–600 мм на равнинах, в то время как на возвышенностях их количество увеличивается до 600–650 мм. Около двух третей общего количества осадков выпадают в виде дождя и одна треть в виде снега. Несмотря на некоторые различия, пространственное распределение осадков по территории Московского региона оказывается достаточно равномерным, что обусловлено единством циркуляционных процессов на сравнительно небольшой площади исследуемой территории и отсутствием значительных препятствий на пути влагонасыщенных воздушных масс. Наибольшее годовое количество осадков выпадает на северо-западе региона, где преобладают возвышенности, и в Москве, наименьшее — на юге и востоке, в Кашире и Коломне (Табл. 2.1.3).

Основная закономерность распределения зимних осадков на исследуемой территории совпадает с широтной зональностью, но наблюдается некоторое смещение изолиний к югу. Это более выражено на наветренных западных склонах возвышенностей, которые являются более увлажненными (Мишон, 2007). Кроме того, автор указывает на вертикальную зональность осадков, что связано с характером зависимостью частоты осадков и высоты

местности. Количественно зависимость проявляется в увеличении снеготолщин на 40–50 мм на 100 метров подъема (по данным 1944–1984 гг.) (Чернов, 2013).

Суммарное среднемноголетнее количество осадков за период с ноября по март составляет в среднем на исследуемой территории около 220 мм (Табл. 2.1.3). Наибольшее количество осадков выпадает в ноябре (около 50 мм) и декабре (45 мм), несколько меньшее — в январе, феврале и марте (по 30–35 мм). Такая сезонная изменчивость обусловлена преобладанием антициклонального типа атмосферной циркуляции в середине зимы и циклонической деятельности в начале зимы. Большая часть зимних осадков выпадает в твердом виде, однако во время оттепелей могут наблюдаться смешанные и жидкие осадки, в результате чего в снежной толще могут формироваться различные льдистые неоднородности, которые, как правило, сохраняются в течение всей зимы. Среднемноголетняя сумма твердых осадков составляет в среднем по исследуемым метеостанциям Московского региона 140–150 мм, еще около 70 мм выпадает в смешанном виде.

Анализ данных за период с 1960 по 2015 гг. позволил установить, что сумма твердых осадков за период с ноября по март по данным метеостанций Переславль, Коломна, Можайск и ВДНХ составляет в среднем около 120 мм, за период с декабря по февраль — 90 мм (Табл. 2.1.3, 2.1.4). Сумма жидких осадков в среднем за период с ноября по март составляет 70 мм, с декабря по февраль — 28 мм. смешанные осадки составляют около 10–15% суммарного количества осадков за период с ноября по март, то есть около 25 мм. В январе и феврале количество жидких осадков составляет в среднем по 1 мм, смешанных — около 5 мм, в декабре и марте — около 4 мм жидких и 10 мм смешанных осадков. В ноябре суммарное количество жидких и смешанных осадков составляет 25–30 мм, то есть более половины общего количества осадков, вследствие чего устойчивый снежный покров формируется лишь к концу месяца.

Таблица 2.1.3. Среднемноголетняя сумма жидких, твердых и смешанных осадков за период с **ноября по март** по данным метеостанций ВДНХ, Можайск, Коломна, Переславль (с 1960 по 2015 гг.).

	Переславль	Коломна	Можайск	ВДНХ	Среднее
Сумма всех осадков, мм	203	205	223	245	219
Коэффициент вариации	0,23	0,23	0,25	0,22	0,2
Сумма твердых осадков, мм	93	120	137	132	121

Коэффициент вариации	0,35	0,3	0,28	0,35	0,3
Сумма жидких осадков, мм	78	64	58	86	72
Коэффициент вариации	0,49	0,44	0,44	0,37	0,4
Сумма смешанных осадков, мм	32	21	29	28	28
Коэффициент вариации	0,54	0,65	0,47	0,56	0,6

Табл. 2.1.4. Среднемноголетняя сумма жидких, твердых и смешанных осадков за период с декабря по февраль по данным метеостанций ВДНХ, Можайск, Коломна, Переславль (с 1960 по 2015 гг.).

	Переславль	Коломна	Можайск	ВДНХ	Среднее
Сумма всех видов осадков, мм	123	126	135	149	133
Коэффициент вариации	0,26	0,31	0,34	0,27	0,3
Сумма твердых осадков, мм	71	90	98	98	89
Коэффициент вариации	0,36	0,34	0,38	0,34	0,4
Сумма жидких осадков, мм	32	24	20	35	28
Коэффициент вариации	0,68	0,59	0,67	0,58	0,6
Сумма смешанных осадков, мм	20	12	16	17	16
Коэффициент вариации	0,63	0,87	0,56	0,69	0,7

Количество зимних осадков, соотношение твердых и жидких осадков, а также периодичность, продолжительность и интенсивность их выпадения отличаются большой межгодовой изменчивостью. В многоснежные зимы средние положительные отклонения от среднемноголетних норм осадков могут достигать 150 мм (в среднем около 60 мм). Отрицательные отклонения в малоснежные зимы несколько меньше. Они достигают 130 мм при среднем значении около 40 мм. Стандартное отклонение суммы всех осадков за период с ноября по март составляет около 50 мм (коэффициент вариации 0,23). При этом, коэффициент вариации сумм жидких и смешанных осадков оказывается в зимние месяцы значительно больше, чем твердых (Табл. 2.1.3, 2.1.4). Особенно большая изменчивость количества осадков наблюдается в зимние месяцы. В январе и феврале значения коэффициента вариации количества осадков составляют 0,5–0,6. Столь значительная изменчивость суммарного количества осадков обуславливает, наряду с температурой воздуха, большую изменчивость строения и свойств снежного покрова, дат его образования, максимальной высоты и продолжительности залегания.

Что касается многолетних трендов количества осадков, наблюдаемых в связи с глобальными климатическими изменениями, они не столь выражены, как в случае с температурой воздуха, однако определенные закономерности все же присутствуют (Рис. 2.1.3 и 2.1.4).



Рис. 2.1.3 Суммы жидких, твердых и смешанных осадков, выпавших за период с ноября по март в период с 1960 по 2015 гг. осредненные по метеостанциям Москва (ВДНХ), Можайск, Коломна и Переславль. Более подробные сведения о сумме осадков на каждой станции см. Приложение 2.

Суммарное количество осадков периодов с ноября по март и с декабря по февраль в современный период исследований (с 2000 по 2015 гг.) практически не отличается от соответствующих значений в период с 1961 по 1990 гг. Наблюдаемый тренд сглаженных по 10-летним периодам сумм осадков имеет на исследуемой территории слабо выраженную положительную тенденцию, однако статистическая значимость отсутствует ($y = 0,0025x + 220,3$; $R^2 = 0,0002$). При этом, соотношение твердых, жидких и смешанных осадков значительно изменилось за период исследований. На всех метеостанциях наблюдается увеличение количества жидких осадков ($y = 0,6748x - 1263,1$; $R^2 = 0,6407$) при уменьшении количества твердых осадков ($y = -0,8433x + 1794,6$; $R^2 = 0,7888$). Эти тенденции характерны для всех станций, но наиболее выражены в Москве и Переславле. Количество смешанных осадков возросло в Москве и Переславле, не изменилось в Коломне

и сократилось в Можайске. Если за период с 1961 по 1990 гг. количество жидких осадков, выпадающих с ноября по март, составило в среднем по исследуемым станциям 30% от общей суммы осадков (65 мм), а твердых — 59% (133 мм), то в период с 2000 по 2015 гг. жидкие осадки составляли уже 41% (89 мм) против 47% (104 мм), приходящихся на твердые осадки (Табл. 2.1.5).

На фоне увеличения количества жидких и уменьшения количества твердых осадков при неизменном суммарном количестве осадков значения стандартного отклонения исследуемых величин остаются практически неизменными.

Табл. 2.1.5 Среднемноголетняя сумма жидких, твердых и смешанных осадков с ноября по март, осредненная по станциям Москва (ВДНХ), Можайск, Коломна и Переславль за периоды с 1961 по 1990 и с 2000 по 2015 гг. Наблюдается увеличение количества жидких осадков при уменьшении количества твердых осадков, выпадающих в зимние месяцы.

Период наблюдений	1961–1990	2000–2015
Сумма всех видов осадков, мм	225	218
Коэффициент вариации	0,22	0,18
Сумма твердых осадков, мм	133	104
Коэффициент вариации	0,23	0,32
Сумма жидких осадков, мм	65	89
Коэффициент вариации	0,41	0,28
Сумма смешанных осадков, мм	26	25
Коэффициент вариации	0,39	0,39

Анализ сумм осадков только за зимние месяцы (декабрь–февраль) показывает аналогичные тенденции (Рис. 2.1.3, табл. 2.1.6). Суммарное количество осадков увеличилось с 136 мм в период с 1961 по 1990 гг. до 151 мм в период с 2000 по 2015 гг. При этом, наблюдается увеличение количества жидких осадков за счет сокращения твердых. Если в период с 1961 по 1990 гг. в зимние месяцы в жидком виде выпадало в среднем около 17% суммарного количества всех осадков (24 мм), а в твердом — 71%, (86 мм) то в период с 2000 по 2015 гг. эти значения составили 31% (48 мм) и 57% (86 мм), соответственно. Стандартное отклонение количества жидких осадков в период с 2000 по 2015 гг. оказалось больше, чем в период с 1961 по 1990 гг., что свидетельствует об увеличении межгодовой изменчивости зимних оттепелей с дождями и, как следствие, формирования корок и линз в снежной толще, их количества и пространственного положения. Сумма смешанных осадков остается практически неизменной.

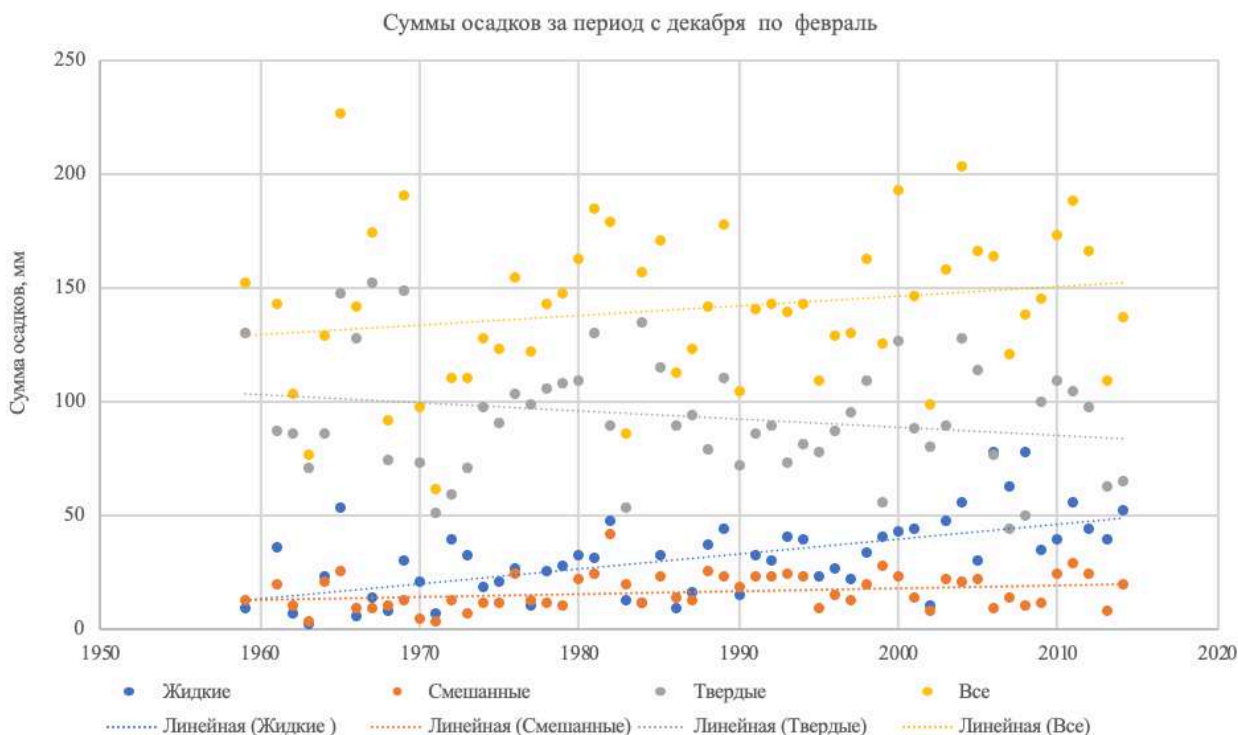


Рис. 2.1.4 Сумма жидких, твердых и смешанных осадков, выпавших с декабря по февраль за период с 1960 по 2015 гг., осредненные по метеостанциям Москва (ВДНХ), Можайск, Коломна и Переславль. Более подробные сведения о сумме осадков на каждой станции см. Приложение 2.

Табл. 2.1.6 Сумма жидких, твердых и смешанных осадков, выпавших с декабря по февраль, осредненная по метеостанциям Москва (ВДНХ), Можайск, Коломна и Переславль за периоды с 1961 по 1990 и с 2000 по 2015 гг.

Среднее по всем станциям	1961–1990	2000–2015
Сумма всех осадков, мм	136	151
Коэффициент вариации	0,28	0,19
Сумма твердых осадков, мм	96	86
Коэффициент вариации	0,29	0,29
Сумма жидких осадков, мм	24	48
Коэффициент вариации	0,57	0,38
Сумма смешанных осадков, мм	16	17
Коэффициент вариации	0,54	0,41

Интенсивность выпадения осадков в Московском регионе невысока и остается таковой. Среднее суточное количество осадков составляет около 1,5 мм. Наибольшее среднее многолетнее количество осадков, выпадающих за сутки, составляет в зимние

месяцы около 10 мм, несколько уменьшаясь в январе и феврале. В отдельные снегопады может выпасть до 30 мм осадков за сутки, в результате чего формируются слои снега высотой до 30 см, однако такие явления наблюдаются редко, раз в несколько десятилетий.

Выполненный анализ корреляционных связей между значениями температуры воздуха и суммы осадков позволил установить, что наиболее тесные связи наблюдаются между температурой воздуха (осредненной за период с ноября по март), суммой жидких (коэффициент корреляции = 0,69) и твердых (коэффициент корреляции = -0,45) осадков в этот период. Корреляционные связи между температурой воздуха и общей суммой осадков слабые положительные. Для оценки пространственных связей между исследуемыми параметрами был выполнен анализ корреляции этих параметров между рассматриваемыми станциями. Было установлено, что значения коэффициентов корреляции температуры воздуха, осредненной за период с ноября по март, составляют от 0,98 до 0,99. Значения коэффициентов корреляции суммы осадков за период с ноября по март, составляют от 0,51 (Можайск–Переславль) до 0,86 (Москва–Коломна).

Ветер

Сильные снегопады часто сопровождаются повышением температуры и скорости ветра, часто случаются метели, в результате которых происходит перераспределение и неравномерная аккумуляция снежного покрова по элементам ландшафта. Скорость ветра в зимние месяцы значительна. Она составляет в среднем около 3,5 м/с, что больше, чем в летний период. В Москве средняя скорость ветра несколько ниже и составляет около 2,8 м/с, что может быть объяснено повышенной шероховатостью поверхности в результате городской застройки. В целом же этот параметр сильно зависит от локальных условий вокруг флюгера на каждой станции. Скорость ветра более 8 м/с наблюдается на исследуемой территории в зимние месяцы в среднем 15 дней, более 15 м/с — 4–5 дней. Максимальная скорость ветра может достигать 20 м/с, порывов — более 30 м/с. В таких условиях может происходить эрозия уже отложенного снега, происходит механическое разрушение частиц, их перенос и переотложение, в результате чего плотность у поверхности снега может возрастать в несколько раз. Число дней с метелью составляет в среднем около 30 дней в году, наибольшее их количество наблюдается в январе и феврале. В отдельные годы число дней с метелью может достигать 60 и более.

Помимо перераспределения снежного покрова во время метелей происходит более интенсивное испарение с поверхности снега. Испарение с поверхности снежного покрова составляет в среднем около 20 мм (около 10% зимних осадков), причем наибольшая интенсивность процесса наблюдается в конце февраля и марте (*Справочник...*, 1966–1970),

когда наблюдаются повышение температуры воздуха, инсоляционного нагрева поверхности и конвекции воздуха. Рост изморози на поверхности снежного покрова и предметов при резком понижении температуры воздуха в некоторой степени компенсирует уменьшение снеготолщин за счет испарения. Преобладание пасмурной погоды над солнечной и низкая температура воздуха в зимние месяцы обуславливают незначительное влияние инсоляции на развитие снежного покрова, однако в весенние месяцы влияние инсоляции на снежный покров значительно возрастает и во многом определяет интенсивность его таяния на различных участках. Таким образом, анализ метеорологических условий снеготолщины на территории Московского региона показал, что за период с середины XX по начало XXI века произошли значительные изменения, которые могли оказать влияние на строение и свойства снежной толщи.

Итог:

Анализ данных метеорологических измерений на станциях Московского региона позволил установить, что наблюдаются значительные изменения в зимней температуре воздуха и количестве осадков в начале XXI века по сравнению с серединой XX века.

- Анализ значений температуры воздуха на метеостанциях Москва (ВДНХ, ТСХА, МГУ), Переславль-Залесский, Александров, Можайск и Коломна за период с 1960 по 2020 гг. позволил установить, что средняя температура воздуха периода с ноября по март увеличилась с -6°C в середине XX века до -4°C в начале XXI века, причем зимой 2019/2020 гг. средняя температура воздуха за период с ноября по март впервые за историю наблюдений достигла на исследуемой территории положительных значений.

- Анализируемая информация о количестве осадков, выпадающих в жидком, твердом и смешанном виде представлена данными метеостанций Москва (ВДНХ, ТСХА, МГУ), Можайск, Коломна и Переславль-Залесский за период с 1960 по 2015 гг. Установлено, что суммарное количество осадков, выпадающих с ноября по март, относительно неизменно, в то время как сумма осадков, выпадающих с декабря по февраль, в период с 2000 по 2015 гг. на 10% больше, чем в период с 1961 по 1990 гг. в среднем по исследуемым метеостанциям. Сумма жидких осадков, выпадающих с декабря по февраль, в современный период исследований на 50% больше, чем в среднем за период с 1961 по 1990 гг., и составляет 48 мм (32% от общего количества осадков). Сумма твердых осадков, выпадающих с декабря по февраль в период с 2000 по 2015 гг., составляет 86 мм (57% от общего количества осадков), что на 10% меньше, чем в среднем за период с 1961 по 1990 гг. Установлено, что изменчивость количества осадков, выпадающих с декабря по

февраль, остается высокой. Значения стандартных отклонений количества твердых (25 мм) и жидких (18 мм) осадков в период с 2000 по 2015 гг. превышают средние за период с 1961 по 1990 гг. значения (22 и 16 мм, соответственно).

Выполненный анализ корреляционных связей между значениями температуры воздуха и суммы осадков позволил установить, что наиболее тесные связи наблюдаются между температурой воздуха (осредненной за период с ноября по март), суммой жидких (коэффициент корреляции = 0,69) и твердых (коэффициент корреляции = -0,45) осадков в этот период. Результаты анализа корреляционных связей исследуемых параметров между рассматриваемыми станциями указывают на наличие тесных связей между значениями температуры воздуха (коэффициент корреляции 0,98–0,99), в то время как значения коэффициента корреляции количества выпадающих за зиму осадков слабее и составляют 0,51–0,87.

2.2 Характеристики снегонакопления в Московском регионе.

Как показывают результаты анализа данных метеорологических измерений на метеостанциях Москва (ВДНХ), Александров, Клин, Переславль, Можайск и Коломна за период с 1960 по 2020 гг., сохранение отрицательной температуры воздуха на протяжении нескольких месяцев, выпадение осадков в зимние месяцы преимущественно в твердом виде и небольшая величина испарения определяют значительную продолжительность залегания снежного покрова. Межгодовая изменчивость зимних погодных условий обуславливает изменчивость параметров снежного покрова: даты его установления, максимума и разрушения, продолжительности залегания, высоты, плотности, водозапаса, строения и физических свойств.

Зима является одним из наиболее продолжительных сезонов года исследуемой территории. Первые заморозки, как правило, наблюдаются еще в конце сентября, в Москве в начале октября. Однако, устойчивый переход среднесуточных температур воздуха через отметку 0 °С в сторону понижения происходит значительно позже, в конце октября–ноябре, а в сторону повышения — в конце марта–начале апреля. Таким образом, продолжительность климатической зимы в Московском регионе составляет около 5 месяцев, а продолжительность периода, в который возможны кратковременные заморозки и формирование неустойчивого снежного покрова — до 8 месяцев.

Даты формирования устойчивого снежного покрова

Появление первого снежного покрова происходит в октябре — ноябре, примерно в то же время, когда среднесуточная температура опускается ниже 0 °С. Однако первый снежный покров редко бывает устойчивым и зачастую полностью тает в результате осенних оттепелей и воздействия жидких осадков. Устойчивый снежный покров формируется в среднем лишь в последних числах ноября, через 3–4 недели после появления первого снега, и разрушается в первую декаду апреля (Рис 2.2.1 и 2.2.2).

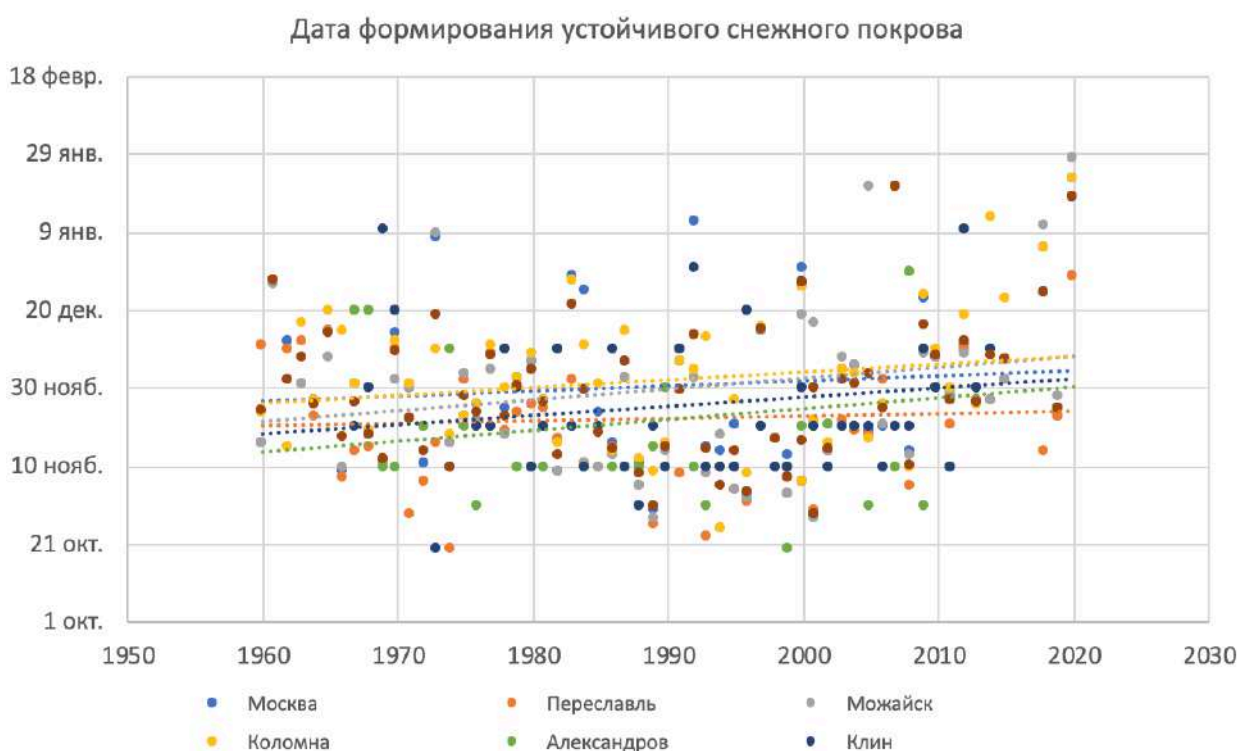


Рис. 2.2.1 Даты формирования устойчивого снежного покрова по данным метеостанций Москва (ВДНХ), Александров, Переславль, Клин, Можайск и Коломна за период с 1960 по 2020 гг.

Формирование устойчивого снежного покрова (УСП) примерно соответствует переходу среднесуточной температуры воздуха через -5 °С, что происходит, как правило, в конце ноября. Межгодовая изменчивость высока и может иметь отклонения как в сторону более ранних, так и более поздних сроков (Рис. 2.2.1). Межгодовая изменчивость дат установления характеризуется большей изменчивостью, чем дат разрушения снежного покрова: стандартное отклонение составляет 17 дней против 10 дней. Разницы между самой ранней и самой поздней датами установления снежного покрова могут достигать 90 дней, то есть в отдельные годы снежный покров может установиться еще в октябре, а в другие —

только в январе. Различия в сроках установления снежного в пределах исследуемой территории не превышают 10 дней. В Москве и Коломне установление снежного покрова наблюдается в среднем на 6–10 дней позже, чем на метеостанциях Александров, Клин и Переславль, и на 2–3 дня позже, чем в Можайске, что является следствием более высоких температур воздуха в черте города и на юге региона по сравнению с западными и северными областями. В последние десятилетия наблюдается тенденция к смещению даты установления снежного покрова на более поздние сроки (Рис. 2.2.1). Дата формирования УСП в период с 2000 по 2020 гг. сместилась в среднем на 9 дней по сравнению с периодом с 1961 по 1990 гг. В период с 2010 по 2020 гг. разница в дате формирования УСП по сравнению с базовым периодом 1961–1990 гг. составила 15 дней. Анализ значений, осредненных по 10-летним периодам свидетельствует о наличии слабого положительного тренда исследуемой характеристики за период с 1960 по 2020 гг. При этом, в период с 1991 по 2020 гг. смещение даты формирования УСП на более поздний срок происходило в среднем со скоростью 1 день в год ($y = 1,0891x + 36847$; $R^2 = 0,8295$), в то время как в период с 1961 по 1990 гг. наблюдался статистически значимый отрицательный тренд ($y = -0,3317x + 36860$; $R^2 = 0,5362$).

В среднем по исследуемым метеостанциям дата формирования УСП в период с 2001 по 2020 гг. пришлась на 4 декабря, что на 9 дней позже средней даты формирования УСП в период с 1961 по 1990 гг. Наибольшие изменения наблюдаются в Можайске (13 дней) и Коломне (9 дней), на западе и юго-востоке региона, наименьшие — на севере региона и в Москве (5–8 дней). При этом, наблюдается значительное увеличение стандартного отклонения исследуемого параметра: с 16 дней в период с 1961 по 1990 гг. до 23 дней в период с 2000 по 2020 гг., что характерно для каждой из рассматриваемых станций.

Наиболее интенсивное накопление снежного покрова происходит в конце декабря и январе, в связи с установлением холодов, но при сохранении интенсивной циклонической деятельности. К середине зимы активность циклонов снижается, для этого периода характерны длительные похолодания, связанные с развитием сибирского и арктического антициклонов. Средний максимальный прирост высоты снежного покрова в сутки составляет на исследуемой территории около 6 см, абсолютный максимум может достигать 20–30 см. Прирост высоты снега с учетом его уплотнения в среднем за зиму составляет около 10 см/месяц.

Даты с максимальной высотой снежного покрова

Максимальная высота снежного покрова чаще всего наблюдается в феврале, реже в марте (Рис. 2.2.2). В среднем за период с 1960 по 2020 гг. по данным метеостанций ВДНХ,

Александров, Клин, Переславль, Можайск и Коломна максимальная высота снежного покрова наблюдалась 19 февраля, однако, как и во второй половине XX века, разброс значений между станциями и в различные годы весьма велик. Раньше всего максимальная высота снежного покрова наблюдается в Клину и Коломне (15 и 19 февраля, соответственно), позже всего — в Александрове и Можайске (27 февраля). Стандартное отклонение составляет 20–30 дней, то есть значительно больше, чем дат установления и разрушения снежного покрова. Разброс значений за весь период наблюдений может достигать 120 и более дней.

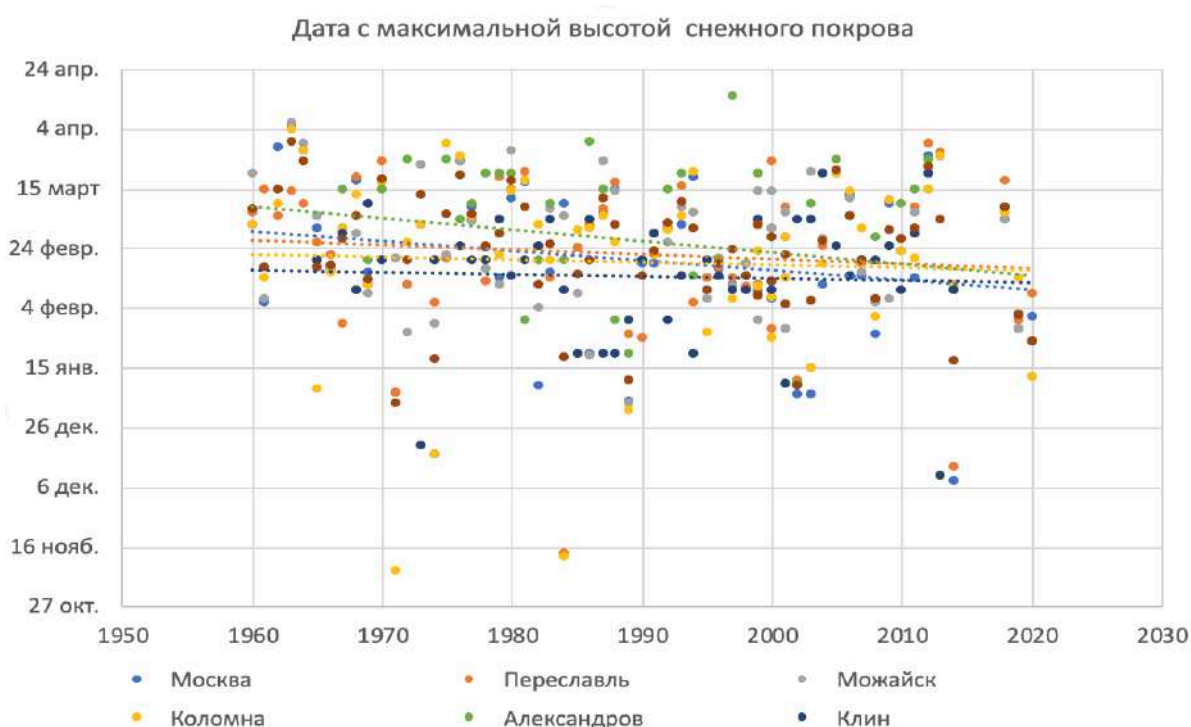


Рис. 2.2.2 Даты с максимальной высотой снежного покрова по данным метеостанций Москва (ВДНХ), Александров, Переславль, Клин, Можайск и Коломна за период с 1960 по 2020 гг.

В последние десятилетия (с 2001 по 2020 гг.) дата с максимальной высотой снега в среднем по всем рассматриваемым метеостанциям наблюдается на 6 дней раньше, чем в период с 1961 по 1990 гг., а в Москве (ВДНХ) — на 12 дней раньше. Коэффициенты уравнения линейного тренда ($y = -0,2425x + 37061$; $R^2 = 0,045$) свидетельствуют о смещении дат с максимальной высотой снега на более ранние сроки со скоростью 2,5 за 10 лет в период с 1960 по 2020 гг., однако статистическая значимость тренда отсутствует.

Даты разрушения устойчивого снежного покрова

Интенсивное таяние снежного покрова наблюдается при устойчивом увеличении средней суточной температуры воздуха до положительных значений и может продолжаться несколько недель. Как правило, разрушение УСП происходит на исследуемой территории в последних числах марта (Рис. 2.2.3). Максимальная за период наблюдений разница между датами разрушения УСП меньше, чем между датами установления и максимальной высоты снежного покрова, но также значительна и составляет около 50 дней. Снег может полностью таять уже в начале марта, а может лежать до конца мая. Значения стандартного отклонения составляют в среднем 11 дней (от 9 дней в Александрове до 13 дней в Коломне).

Даты разрушения УСП по данным шести рассматриваемых метеостанций в период с 2000 по 2020 гг. практически не отличаются от наблюдавшихся в период с 1960 по 1991 гг. Разрушение снежного покрова происходит на исследуемой территории практически одновременно — в среднем, 31 марта. Наиболее раннее разрушение снежного покрова происходит в Коломне (29 марта), наиболее позднее — на севере региона, в Переславле и Александрове (3–4 апреля). Максимальная разница в датах разрушения УСП на территории Московского региона по данным метеостанций не превышает 10 дней.

В последние десятилетия (с 2001 по 2020 гг.) дата разрушения УСП в среднем по рассматриваемым метеостанциям наблюдается на 3 дня раньше, чем в период с 1961 по 1990 гг., а в период с 2010 по 2020 гг. — на 6 дней раньше. Коэффициенты уравнения линейного тренда осреднённых по 10-летним периодам значений исследуемого параметра за период с 1960 по 2020 гг. свидетельствуют об отсутствии статистически значимого тренда в датах разрушения УСП. При этом, наблюдается значительное увеличение межгодовой изменчивости исследуемого параметра: значения стандартного отклонения увеличились с 9 дней в период с 1961 по 1990 гг. до 14 дней в период с 2000 по 2020 гг. Корреляционный анализ дат формирования, максимальной высоты и разрушения устойчивого снежного покрова (УСП) указывает на отсутствие значимых корреляционных связей между этими параметрами.

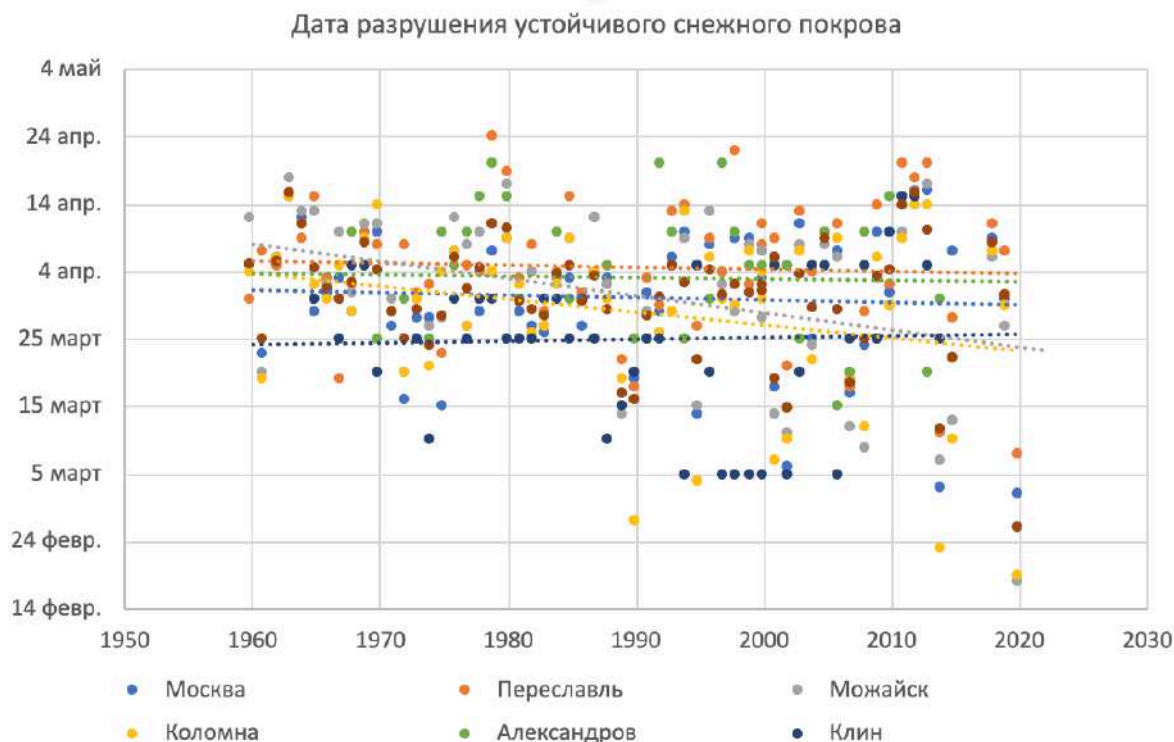


Рис. 2.2.3 Даты разрушения устойчивого снежного покрова по данным метеостанций Москва (ВДНХ), Александров, Переславль, Клин, Можайск и Коломна за период с 1960 по 2020 гг.

Продолжительность залегания устойчивого снежного покрова

Столь большая изменчивость дат установления и разрушения снежного покрова определяет межгодовую изменчивость продолжительности залегания снежного покрова на исследуемой территории. Средняя продолжительность периода с устойчивым снежным покровом за период с 1961 по 2020 гг. составляет 125 дней: 120 дней на юге региона и в Москве и 135 дней на севере региона, в Александрове и Переславле. Стандартное отклонение составляет около 23 дней (от 22 на севере до 25 в центральной части и на юге региона). В период с 2000 по 2020 гг. продолжительность залегания УСП значительно сократилась по сравнению с периодом с 1961 по 1990 гг. (Рис. 2.2.4).

Это произошло в первую очередь за счет смещения дат установления УСП на более поздние сроки. Если в период с 1961 по 1990 гг. средняя продолжительность залегания УСП в среднем по метеостанциям составила 127 дней, то в период с 2001 по 2020 гг. — 116 дней, то есть сократилась на 11 дней, а в период с 2010 по 2020 гг. — 109 дней (на 18 дней меньше, чем в базовый период с 1961 по 1990 гг.). Изменчивость продолжительности

залегания УСП увеличилась. Стандартное отклонение возросло с 17 дней в период с 1961 по 1990 гг. до 29 дней в период с 2000 по 2020 гг., что наблюдается на всех исследуемых метеостанциях. В эти же периоды наибольшие изменения продолжительности залегания УСП и увеличение её стандартного отклонения наблюдаются в Коломне, наименьшие — на севере региона, в Переславле и Александрове.

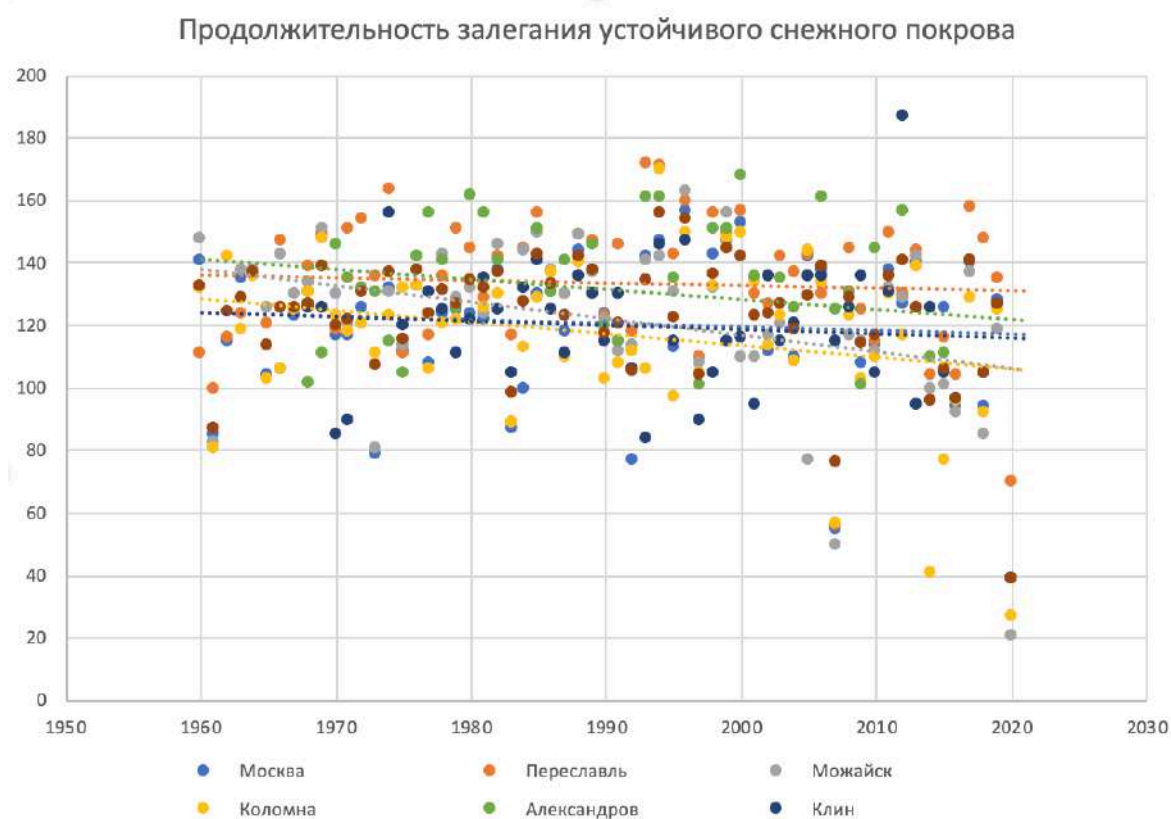


Рис. 2.2.4 Продолжительность залегания устойчивого снежного покрова по данным метеостанций Москва (ВДНХ), Александров, Переславль, Клин, Можайск и Коломна за период с 1960 по 2020 гг.

Анализ уравнения линейного тренда осредненных по 10-летним периодам значений продолжительности УСП позволил установить, что наблюдаемый за период с 1960 по 2020 гг. слабый отрицательный тренд статистически значим ($y = -0,1373x + 129,72$; $R^2 = 0,1801$). Наблюдается сокращение продолжительности залегания УСП в среднем на 1,3 дня за 10 лет. При этом, за период с 2001 по 2020 гг. продолжительность залегания УСП сокращалась быстрее, чем в предыдущие десятилетия ($y = -0,6974x + 123,07$; $R^2 = 0,4289$).

Высота снежного покрова

Высота снежного покрова является ключевой характеристикой снежного покрова, необходимой для большинства инженерных расчетов, связанных со снежным покровом. Как и проанализированные выше характеристики, этот параметр отличается значительной межгодовой изменчивостью, что обусловлено температурой воздуха, количеством и соотношением видов осадков в каждую конкретную зиму (Рис. 2.2.5).

Средняя высота снежного покрова на исследуемой территории за период с 1960 по 2020 гг. составляет около 42 см. Наибольшая высота снежного покрова может достигать в Московском регионе 70–90 см, наименьшая — 10–15 см. Значения стандартного отклонения составляют в среднем 14 см (около 30%). Наблюдается незначительное увеличение высоты снежного покрова с юга на север исследуемой территории. Наибольшая высота снега наблюдается в Александрове и Москве (более 45 см), наименьшая — на юге и западе региона (около 40 см).

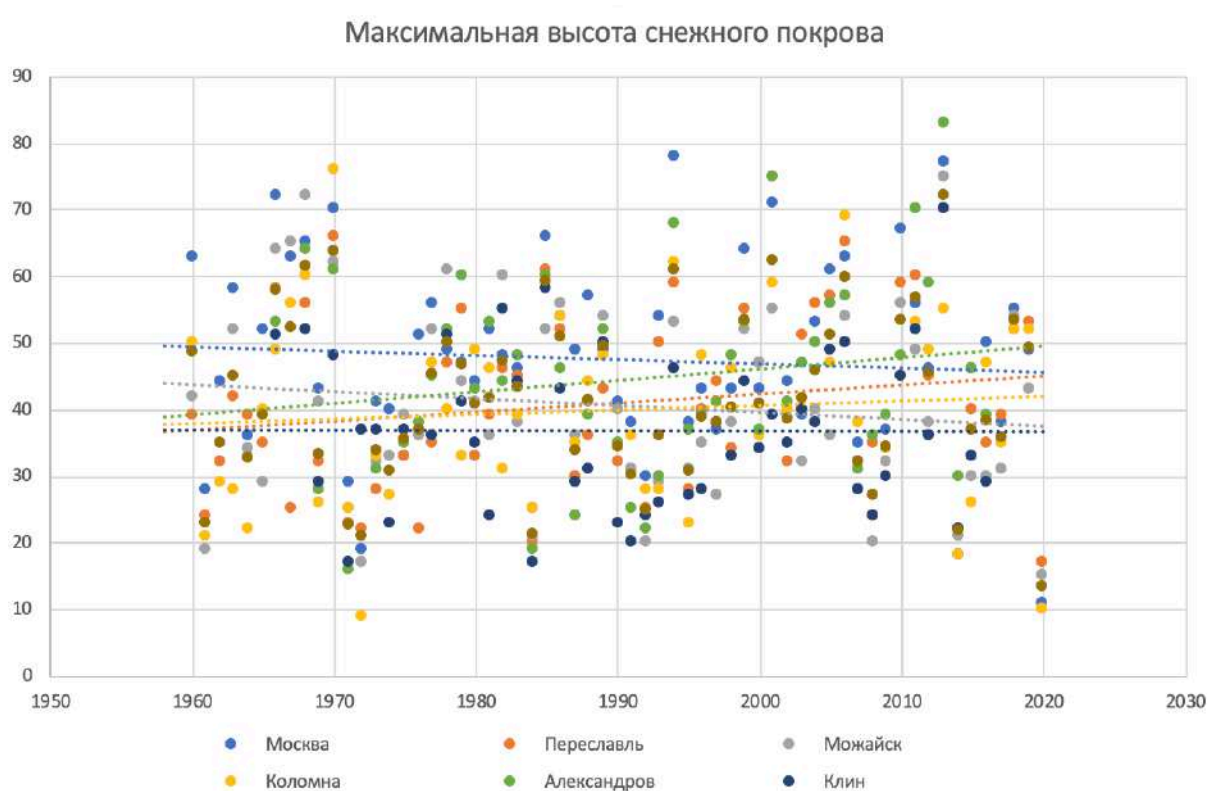


Рис. 2.2.5 Максимальная высота снежного покрова по данным метеостанций Москва (ВДНХ), Александров, Переславль, Клин, Можайск и Коломна за период с 1960 по 2020 гг.

Многолетние изменения в высоте снежного покрова выражены слабо. В период с 2000 по 2020 гг. наблюдается незначительное (около 2 см) увеличение высоты снежного покрова

по сравнению с периодом 1961–1990 гг. При этом, наблюдается увеличение межгодовой изменчивости этого параметра с 13 см в период с 2000 по 2020 гг. до 15 см в период с 1961 по 1990 гг. В частности, в период с 2000 по 2020 гг. наблюдались как наиболее снежные, так и наименее снежные зимы за весь период наблюдений (т.е. с 1960 по 2020 гг.). При этом, значения водного эквивалента снежного покрова (ВЭС) практически не изменились. В Москве и Можайске наблюдается незначительная тенденция к уменьшению высоты снежного покрова, в то время как в Переславле и Александрове — к увеличению. Однако в обоих случаях статистическая значимость уравнения линейного тренда осредненных за 10-летние периоды значений максимальной высоты снежного покрова отсутствует.

Плотность снежного покрова

По данным метеостанций Москва (ВДНХ), Александров, Переславль, Клин, Можайск и Коломна за период с 1960 по 2020 гг. плотность снега на полевых участках на период максимума высоты снежного покрова составляет в среднем около 225–250 кг/м³, колеблясь от 120 до 350 кг/м³. В начале зимы плотность снега составляет в среднем менее 150–200 кг/м³, а в период активного таяния достигает 350 кг/м³. На юге региона наблюдается тенденция к уменьшению плотности снега несмотря на рост температуры и количества жидких осадков. На севере региона такой тенденции не наблюдается, однако отмечается увеличение стандартного отклонения значений в последние десятилетия.

Значения высоты и плотности определяют запасы воды в снеге, которые составляют в среднем около 100 мм на исследуемой территории (от 90 до 110 мм). Наименьшие значения наблюдаются на юге региона, в районе Серпухова (около 90 мм), наибольшие — на севере, в Александрове и Переславле (110 мм). Изменчивость значений ВЭС высока и составляет в среднем 40–45 мм (коэффициент вариации 0,4). В период с 1960 по 1990 гг. значения коэффициента вариации составляли около 0,35. В период с 1990 по 2020 гг. их значения возросли до 0,4–0,5. Анализ многолетних данных показал отсутствие тренда на севере региона, в то время как на севере наблюдается незначительный рост водозапасов, хотя статистическая значимость тренда отсутствует. Необходимо также отметить, что в 33 года из 50 рассмотренных максимальные значения ВЭС наблюдались позже, чем даты с максимальной высотой снежного покрова.

Корреляционные зависимости между параметрами снежного покрова

Анализ корреляционных связей между исследуемыми параметрами показал, что значения максимальной высоты снежного покрова отличаются незначительно между станциями. Об этом свидетельствуют значения коэффициентов корреляции, значения которых составляют от 0,76 (Москва – Коломна) до 0,87 (Александров – Переславль). Более слабые связи наблюдаются в датах установления, разрушения и продолжительности залегания УСП. Значения коэффициентов корреляции составляют в среднем 0,36 (0,2–0,64); 0,46 (0,16–0,72) и 0,31 (0,18–0,65), соответственно. Наиболее тесные связи наблюдаются между Москвой и Переславлем, наиболее слабые — между Москвой и Коломной.

Корреляция между максимальной высотой и продолжительностью залегания УСП слабая положительная (коэффициент корреляции в среднем 0,14: от 0 в Коломне до 0,50 в Москве). Корреляция между максимальной высотой и датой установления УСП отсутствует (коэффициент корреляции в среднем 0,06: от 0,17 в Коломне до –0,17 в Москве). Корреляция между максимальной высотой и датой разрушения УСП более выражена (коэффициент корреляции в среднем 0,36: от 0,19 в Коломне до 0,47 в Александрове). Корреляция между максимальной высотой и датой с максимальной высотой снежного покрова значительна (коэффициент корреляции в среднем 0,32: от 0,18 в Александрове до 0,5 в Переславле). Наблюдается слабо выраженная положительная корреляция между датами установления и датами максимальной высоты снежного покрова (0,17). Более выраженная связь наблюдается между датами с максимальной высотой и датами разрушения УСП (0,37). Значения коэффициентов корреляция между продолжительностью залегания УСП и датами установления, разрушения и максимальной высоты составляют —0,39, 0,28 и 0,07, соответственно.

Корреляция между значениями плотности и ВЭС в период с максимальной высотой снежного покрова умеренная (коэффициент корреляции 0,35–0,45), между значениями высоты снежного покрова и запасами воды в снеге высокая (коэффициент корреляции 0,8–0,9), а между значениями высоты снежного покрова и плотностью снега — слабая (0,07).

Анализ корреляционных связей между параметрами снежного покрова, средней температурой воздуха и количеством осадков за период с ноября по март позволил установить, что наблюдается умеренная отрицательная корреляция между продолжительностью залегания УСП и температурой воздуха за период с ноября по март (коэффициент корреляции = –0,51), а корреляция с количеством осадков отсутствует (коэффициент корреляции = 0,04). При этом наблюдаются слабые связи с количеством

жидких осадков (коэффициент корреляции = $-0,30$). Наблюдается умеренная положительная корреляция продолжительности залегания УСП и максимальной высоты снежного покрова (коэффициент корреляции = $0,40$). Значения высоты снежного покрова коррелируют как с температурой воздуха (коэффициент корреляции = $-0,43$), так и с количеством осадков (коэффициент корреляции = $0,47$).

Таким образом, анализ характеристик снегонакопления на территории Московского региона показал, что за период с середины XX по начало XXI века произошли изменения в продолжительности залегания, датах установления и разрушения устойчивого снежного покрова и их межгодовой изменчивости. Наблюдаемые изменения, в свою очередь, оказали влияние на характерные строение и свойства снежной толщи в исследуемом регионе.

- В результате глобальных климатических изменений на исследуемой территории в последние десятилетия наблюдается сокращение продолжительности залегания устойчивого снежного покрова. Даты установления смещаются на более позднее время, даты разрушения и максимальной высоты снежного покрова остаются относительно неизменными. В то же время увеличивается межгодовая изменчивость исследуемых параметров.

- Наибольшей межгодовой изменчивостью характеризуются даты с максимальной высотой снежного покрова, несколько меньшей — даты установления, еще меньшей — даты разрушения. Однако корреляция дат установления и разрушения УСП отсутствует.

- Высота снежного покрова в Московском регионе остается относительно неизменной, однако межгодовая изменчивость этого параметра увеличивается. Корреляция высоты снежного покрова с продолжительностью залегания УСП, датами максимума и разрушения снежного покрова слабая, положительная. В многоснежные годы максимальная высота снежного покрова наблюдается, как правило, позже, чем в малоснежные.

2.3 Строение снежного покрова в Московском регионе

Рост зимней температуры воздуха и изменение соотношения и количества жидких, твердых и смешанных осадков, а также увеличение межгодовой изменчивости метеорологических параметров оказывают влияние не только на продолжительность залегания, высоту снежного покрова и их межгодовую изменчивость, но и на особенности строения снежной толщи. При этом, необходимо отметить, что само по себе увеличение средней зимней температуры воздуха и количества осадков не обязательно будет приводить к изменению характерного для исследуемого региона строения снежной толщи, поскольку

строение снежной толщи может рассматриваться как отражение внутригодовой изменчивости зимних погодных условий. Повторяемость и интенсивность таких погодных явлений, как оттепели, заморозки, морозы, снегопады различной интенсивности и т.д. определяют строение снежной толщи в каждую конкретную зиму. Значительная межгодовая и внутригодовая изменчивость зимних погодных условий может приводить к формированию снежных толщ, значительно отличающихся по своим физическим свойствам, толщине и последовательности слоёв. Так, например, сильные снегопады часто сопровождаются ветром и повышением температуры воздуха до положительных значений. Во время метелей на открытых пространствах формируются слои ветрового уплотнения (Дюнин, 1963). По мере промерзания снежной толщи после зимних оттепелей формируются слои таяния-замерзания и льдистые корки (Кузьмин, 1961). Во время сильных морозов интенсифицируется процесс температурно-градиентного метаморфизма и развиваются слои кристаллов с огранкой и глубинной изморози. Слои таяния-замерзания, сформировавшиеся в первые месяцы зимы, к концу зимы могут потерять свои первоначальные свойства. Таким образом, строение снежной толщи отражает условия снегонакопления и процессы, происходящие в снежной толще в течение всей зимы (Голубев и др., 2009; Осокин и Сосновский, 2014; Сосновский и др., 2018). Увеличение межгодовой изменчивости параметров снежного покрова может оказывать влияние на биоразнообразие, интенсивность протекания химических и физических процессов в почве и снежной толще, повторяемость экстремальных природных явлений, влияет на параметры глобальной климатической системы, что делает снежный покров актуальным объектом исследования.

Хотя стратиграфические описания были важной составляющей, прежде всего, снеголавинных исследований еще в первой половине XX века, на территории Московского региона исследования, направленные на изучение строения снежной толщи и ее межгодовой изменчивости были весьма ограничены вплоть до конца XX века. Интерес к анализу стратиграфических описаний возрос в связи с развитием методов дистанционного зондирования (Dozier et al., 1987) и моделирования снежного покрова с учетом слоистой структуры снежной толщи (Shmakin, 1998). Информация о строении снежной тощи, т.е. толщине, особенностях залегания и свойствах слоёв снега, представляет значительный интерес в том числе и по той причине, что может рассматриваться как интегральная характеристика погодных условий соответствующего зимнего сезона (Pielmeier & Schneebeli, 2003; Сократов и Трошкина, 2009). Такой подход открывает возможности для сравнительного анализа строения снежной толщи в разных пространственных и временных масштабах, в том числе для оценки потенциальных

изменений снежного покрова в условиях меняющегося климата. При отсутствии прямых метеорологических наблюдений анализ стратиграфических колонок позволяет получать информацию о предшествующих зимних погодных условиях, характере аккумуляции и метаморфизма снежного покрова (*Рихтер, 1945*).

Несмотря на сравнительно высокую плотность метеорологических станций и постов в пределах центральных районов Европейской территории России, изучение параметров снежного покрова было ограничено преимущественно измерением его высоты, плотности и продолжительности залегания. Изучению строения снежной толщи и её пространственно-временной изменчивости уделялось меньше внимания поскольку такие измерения требуют больших трудозатрат и не входят в программу обязательных измерений на метеостанциях и постах. Исследования строения снежного покрова в Московском регионе в середине XX века проводились редко. Они не были систематическими и ограничивались данными, полученными А.В. Павловым (*1962*) и А.Н. Формозовым (*1990*) в 1957/58 и 1961/62 гг. Эти данные являются основным источником информации о строении снежной толщи и её изменчивости в течение зимних периодов в данном регионе, по крайней мере, в середине XX века. Примеры опубликованных стратиграфических описаний считаются типичными для исследуемого района несмотря на то, что измерения были выполнены более 60 лет назад и в одинаковые по снежности зимы (*Павлов, 1962: с. 22*). Поскольку период с 1950–60-х годов по настоящее время характеризуется значительным увеличением средних зимних температур воздуха, в строении снежной толщи исследуемой территории могли произойти изменения. Для оценки этих изменений было выполнено сравнение стратиграфических описаний А.В. Павлова и А.Н. Формозова с современными описаниями, выполненными в том же районе в период с 2014 по 2019 гг., а также произведен анализ данных метеорологических измерений на станциях Московского региона с целью установить влияние тех или иных погодных условий на результирующее строение снежной толщи в период максимальных снегозапасов.

Значительные по продолжительности непрерывные наблюдения за снежным покровом на северо-востоке Московской области были выполнены А.Н. Формозовым (*1990*), который изучал строение и свойства снежного покрова в рамках исследований влияния зимних условий на жизнедеятельность птиц и млекопитающих. Исследования проводились, в частности, в Сергиево-Посадском районе (в окрестностях ст. Софрино и ст. Зеленоградская) на протяжении 24 лет — с 1946 по 1972 г. (Рис. 2.3.1)

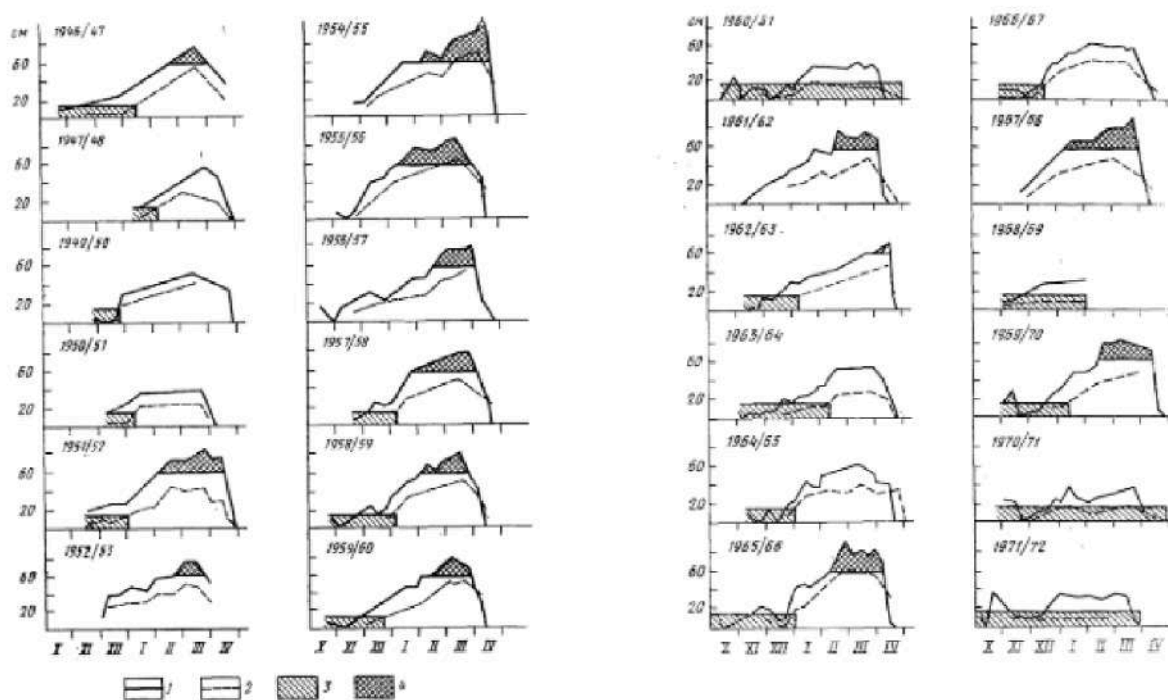


Рис. 2.3.1 Высота снежного покрова на северо-востоке Московской области зимами 1946/47 — 1971/72 г. по данным наблюдений А.Н. Формозова (1990). 1 — поляна; 2 — сомкнутый ельник; 3 — малоснежный период зимы; 4 — многоснежный период зимы.

Измерения высоты снега проводились еженедельно на участках с различной растительностью. Несмотря на обилие информации о характере аккумуляции, залегания снежной толщи и наличия в ней корок, подробное описание строения снежной толщи было выполнено лишь зимой 1961/62 гг. (Рис. 2.3.2) В целом из проведенных исследований следует, что максимальная высота снежного покрова менялась в годы исследования от 30 до 80 см, продолжительность залегания снежного покрова — от 3 до 5 месяцев. Также было установлено, что очень часто зимы характеризуются малоснежным и затяжным началом (сентябрь–ноябрь) — 18 зим из 24, и многоснежным концом (февраль–март) — 14 зим из 24. Весеннее снеготаяние как правило происходит быстро и начинается резко. Помимо этого, по данным А.Н. Формозова высота снежного покрова на полянах и под сомкнутым пологом елового леса сильно отличалась (на 20–25%), причем в многоснежные годы различие было меньше, чем в малоснежные. Характерной чертой снежного покрова исследуемой территории А.Н. Формозов называет чередование в снежной толще слоёв, сложенных разными типами снега, в частности наличие в толще корок таяния-замерзания и слоёв разрыхления.

Анализ изменчивости высоты снежной толщи в течение зимних периодов и наличия в толще корок, выполненный по данным многолетних наблюдений А.Н. Формозова (1990),

показывает, что в отдельные зимы (1946/47, 1951/52, 1967/68 гг. и др.) формировались слои таяния-замерзания, крупные (до 5–6 см) корки и серии корок, в том числе и в средней части толщи. К сожалению, имеющиеся данные являются спорадическими и не позволяют оценить соотношение слоёв разных типов в эти годы и выполнить сравнение с современными стратиграфическими описаниями. Тем не менее, можно сделать вывод, что строение снежной толщи в районе исследования отличалось большой межгодовой изменчивостью в середине XX века, что наблюдается и в современный период. Это, в частности, соответствует представлениям М. Стурма (*Sturm et al., 1995*) о значительной изменчивости строения снежной толщи в пределах одного климатического класса снега.

Строение снежного покрова на северо-востоке Московского региона в середине XX века

Подробные стратиграфические описания снежной толщи были выполнены А.Н. Формозовым в период максимальной высоты снежного покрова и в начале периода весеннего снеготаяния лишь зимой 1961/62 гг. Измерения проводились в шурфах на открытом, защищенном от ветра задернованном участке водораздельной поверхности без лесной растительности (поляна в смешанном лесу) Анализ значений метеорологических параметров, измеренных на метеостанции Москва, ВДНХ, свидетельствует о том, что зима 1961/62 гг. была холодной и многоснежной. В начале декабря наблюдалась сильная и продолжительная оттепель, а в январе — серия коротких и слабых оттепелей, в результате которых сформировались тонкие ледяные корки в центральной части толщи. Сильные и продолжительные морозы наблюдались во второй половине декабря и первой половине января, феврале и начале марта. Обильные осадки при почти полном отсутствии оттепелей обусловили преобладание слоёв осевшего снега и слоёв с огранкой, при ограниченном количестве слоёв ледяных корок и слоёв таяния-замерзания в верхней части толщи. Суммарное количество осадков, выпавших за период с ноября по март, и температура воздуха за этот период соответствовали средним многолетним значениям исследуемой территории за период с 1940 по 1980 гг.

Анализ описаний снежной толщи, выполненных 10 марта 1962 года, показал, что на период максимальной высоты снежного покрова, которая составила 64 см, А.Н. Формозов выделил 7 основных слоёв, значительно отличающихся по своим свойствам. (*Рис. 2.3.2*) Нижние 10–15 см толщи сложены слоем таяния-замерзания, сформировавшегося в начале зимнего периода, и в значительной степени разрыхлённого в результате интенсивного температурно-градиентного метаморфизма в последующие месяцы. Выше расположен мощный слой толщиной около 20–25 см рыхлого зернистого снега с огранкой, причем

в нижней части он более сыпучий, что свидетельствует о значительной продолжительности морозных периодов и активном метаморфизме в течение зимнего сезона. Верхняя часть толщи сложена рыхлым свежевывавшим и осевшим снегом без огранки, и осложнена многочисленными ледяными корками толщиной от 0,5 до 2 см. Строение снежной толщи свидетельствует о значительной продолжительности морозных периодов без продолжительных оттепелей в течение зимнего сезона. Наличие мощного слоя таяния-замерзания в нижней части свидетельствует о промачивании и промерзании нижней части толщи в начале зимы, а наличие корок в верхней части толщи — о кратковременных оттепелях, наблюдавшихся перед максимумом аккумуляции снежного покрова.

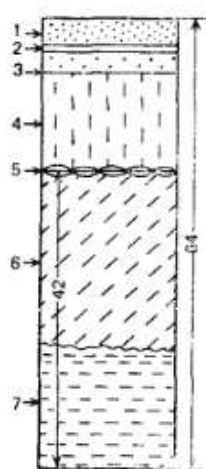


Рис. 61. Профиль снежной толщи:
 1 — свежий очень рыхлый снег (3—4 см); 2 — корка довольно плотная (2 см); 3 — ледяная корочка 0,5 см; 4 — мелкозернистый рассыпчатый снег; 5 — корка, довольно твердая, около 2 см, но не сплошная; 6 — зернистый сыпучий снег, внизу очень рыхлый; 7 — несколько ослабленная притертая корка, еще достаточно твердая. Ст. Зеленоградская Московской обл. 10/III 1962 г.

Рис. 2.3.2 Строение снежной толщи 10 марта 1962 года в окрестностях ст. Зеленоградская Московской области по данным А.Н. Формозова (1990).

К 31 марта 1962 года снежная толща осела, а ее строение и свойства значительно изменились (Рис. 2.3.3). Верхняя часть разреза толщиной около 20 см была сложена из уплотненного, спекшегося осевшего снега, отдельные слои которого были разделены корками и линзами льда.

Ниже располагался мощный слой крупнозернистого снега с огранкой, вероятно, в значительной степени оплавленного, но еще рыхлого и сыпучего. Слой таяния-замерзания в нижней части толщи претерпел значительные изменения и был в значительной степени разрушен, переходя в расположенный над ним слой разрыхления. Такая характеристика снежной толщи свидетельствует о холодной погоде в марте и отсутствии сильных и продолжительных оттепелей вплоть до конца марта.

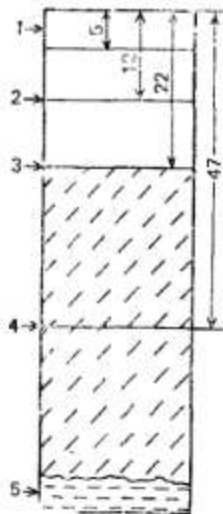


Рис. 62. Профиль снежной толщи. Сверху пласт 35—40 см (довольно связан, вынимается целиком, но распадается на отдельные 2—3 слоя). Ниже между корками все заполнено зернистым снегом («сахарный песок»)

1 — наст средней плотности, приросший к лежащей ниже корке; 2 — ледяная корка около 1 см толщины; 3 — ледяная корка около 1 см толщины; 4 — несколько ослабшая ломающаяся кусками корка, толщиной около 2 см; 5 — притертая корка 8—10 см. 31/III 1962 г. Там же, что и на рис. 61

Рис. 2.3.3 Строение снежной толщи 31 марта 1962 года в окрестностях ст. Зеленоградская Московской области по данным А.Н. Формозова (1990).

А.В. Павлов занимался изучением свойств снежного покрова в том же районе, что и А.Н. Формозов. В период с 1957 по 1959 гг. он с группой коллег провёл ряд экспериментов по изучению теплофизических характеристик снега под Сергиевым Посадом (Павлов, 1962). Помимо прочего, работы включали в себя исследование строения снежной толщи, её плотности и изменчивости в течение зимнего сезона на открытом участке (характеристики рельефа и растительности аналогичны участку наблюдений А.Н. Формозова) и в еловом лесу. Согласно А.В. Павлову, несмотря на повышенную снежность зимой 1957/58 г., прочие характеристики снежного покрова, в том числе и строение, были типичны для исследуемой территории, а метеорологические показатели этой зимы соответствовали средним многолетним за период с 1914 по 1950 гг. Поскольку А.В. Павлов изучал влияние особенностей залегания снежной толщи на ее теплофизические свойства и промерзание грунта, он уделил значительное внимание проблеме изучения строения снежной толщи и свойствам отдельных слоёв, в том числе проследил их эволюцию в течение всего зимнего сезона (Рис. 2.3.4).

Зима 1957/58 гг. оказалась достаточно холодной и снежной, как и зима 1961/62 гг. Средняя температура периода с ноября по март и количество осадков в этот период соответствует среднемноголетним значениям в Московском регионе за период с 1940 по 1980 гг. Наблюдались периоды с сильными и продолжительными морозами и отсутствие продолжительных зимних оттепелей. Начало зимы характеризовалось морозами до $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ при высоте снежного покрова менее 20 см, в результате чего в снежной толще возникали

значительные градиенты температур и происходил быстрый метаморфизм снежной толщи и формирование слоёв разрыхления в нижней части снежной толщи. Непродолжительные оттепели в конце ноября привели к оседанию и таянию снежного покрова, просачиванию воды и формированию в толще серии ледяных корок и линз. В последующие месяцы вплоть до первых чисел марта средняя температура воздуха не превышала 0 °С, поэтому таяния не наблюдалось и толще была сложена преимущественно рыхлым снегом с огранкой. Период активного снеготаяния начался лишь в середине апреля.

Таким образом, к периоду максимальной высоты снежного покрова сформировалась толща, сложенная слоями осевшего снега и слоями с огранкой, при практически полном отсутствии слоёв таяния-замерзания и корок. Анализ схемы эволюции снежной толщи, выполненной на основе данных, полученных зимой 1957/58 гг., показывает, что на период максимальной высоты снежного покрова, которая составила к середине марта около 75 см на открытом участке, А.В. Павлов выделил 10 основных слоёв, отличающихся по своим свойствам. Под пологом елового леса высота снега составила около 55 см и было выделено всего 5–6 слоёв (Рис. 2.3.4).

Таким образом, в лесу в период максимальной высоты снежного покрова она оказалась на 30% меньше, чем на поляне, что соответствует наблюдениям А.Н. Формозова. На полевом участке нижние 15–20 см толщи были сложены слоями крупнозернистого рыхлого снега с огранкой и глубинной изморози, перемежающиеся с разрушенными корками и линзами оттепелей. Этот слой сформировался в начале зимнего периода, был подвержен воздействию положительных температур в начале зимы, а затем в значительной степени разрыхлён в результате интенсивного температурно-градиентного метаморфизма в последующие месяцы. Выше расположен мощный слой толщиной около 30–35 см рыхлого среднезернистого снега (вероятно, с огранкой, особенно в нижней части). Эти слои, расположенные в центральной части толщи, не были подвержены воздействию оттепелей. Верхняя часть толщи сложена осевшим рыхлым мелкозернистым снегом без огранки и осложнена многочисленными тонкими корочками оттепелей, сформировавшихся в начале марта. В лесу строение отличалось меньшим количеством выделенных слоёв снега, меньшим количеством ледяных корок, более низкой плотностью по сравнению с полевым участком. Большее развитие получили слои с огранкой, что может быть обусловлено меньшей высотой снега в лесу и, следовательно, большими температурными градиентами в толще.

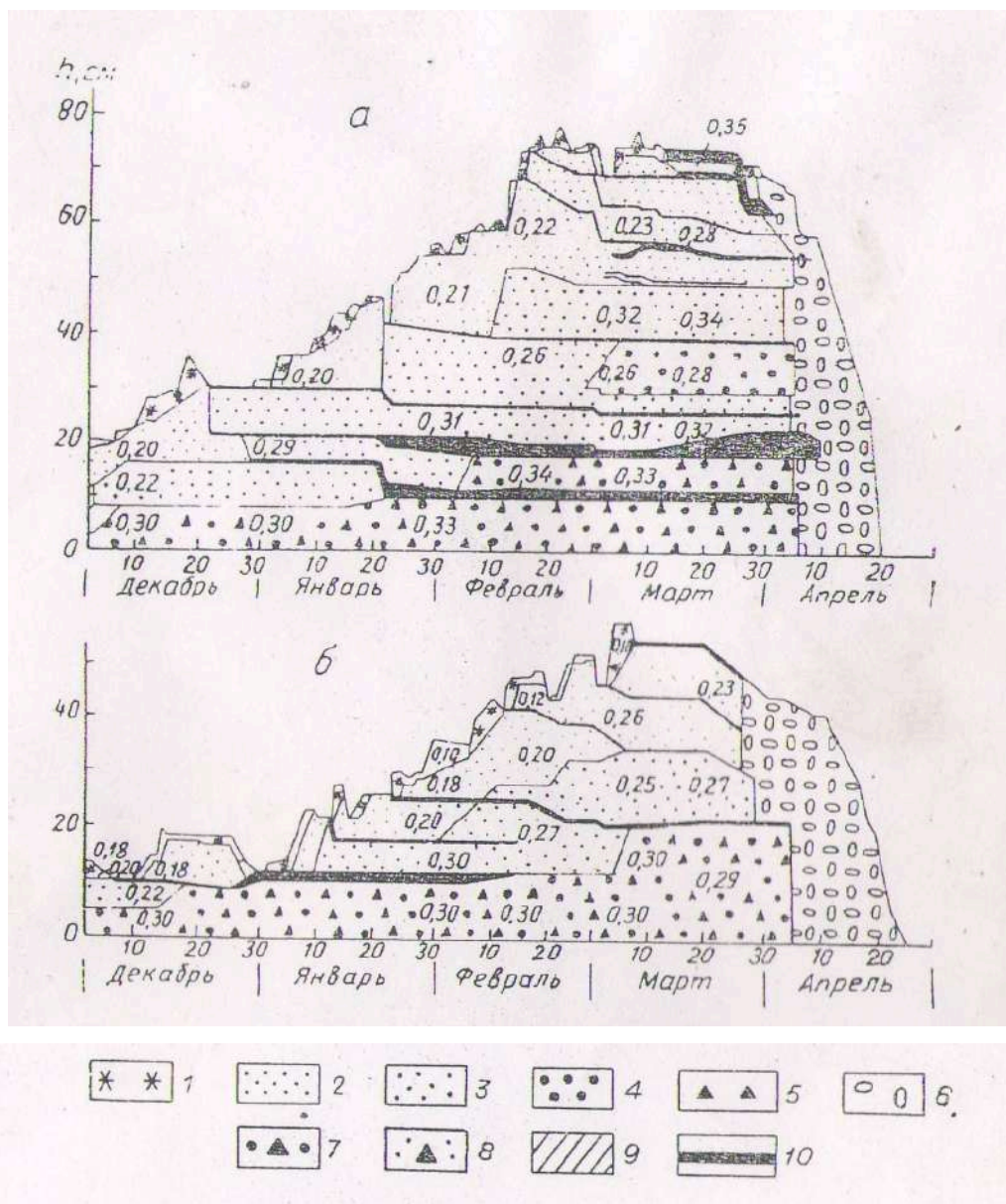


Рис. 2.3.4 Строение и плотность снежного покрова на открытом участке (а) и под пологом смешанного леса (б) под Сергиевым Посадом зимой 1957/58 гг. по данным измерений А.В. Павлова (1961). 1 — свежесвыпавший снег; 2 — мелкозернистый снег; 3 — среднезернистый снег; 4 — крупнозернистый снег; 5 — глубинная изморозь; 6 — оплавленный крупнозернистый снег; 7 — крупнозернистый с кристаллами глубинной изморози; 8 — среднезернистый с кристаллами глубинной изморози; 9 — наледь; 10 — ледяная корка. Цифрами обозначена плотность снежного покрова в г/см³.

Как было показано, анализ метеорологических параметров и стратиграфических описаний, выполненных в 1957/58 и 1961/62 гг., показал, что эти зимы характеризовались стандартными для периода с 1940 по 1980 гг. показателями температуры воздуха и количества осадков, осредненными за период с ноября по март. Анализ значений сумм

положительных и отрицательных температур в указанный период показал, что эти значения были практически идентичны в годы исследований.

Наблюдаемые в эти зимы погодные условия привели к формированию мощного снежного покрова, который имел продолжительность залегания около 5 месяцев и был сложен преимущественно слоями с огранкой и слоями рыхлого осевшего снега, в то время как слои таяния-замерзания получили ограниченное распространение.

Строение снежного покрова на северо-востоке Московского региона в XXI веке

Изучение современного строения снежной толщи выполнялось в течение пяти лет с 2014 по 2019 гг. на северо-востоке Подмосковья (под г. Сергиев Посад). Дополнительные измерения проводились в 2021 году в период максимальной высоты снежного покрова на четырех значительно удаленных друг от друга участках Москвы (МГУ) и Московской области, в том числе в 65 км к северо-востоку (Сергиев Посад), 45 км к западу (Звенигород) и в 55 км к югу (СНТ Барыбино, Домодедово) от центра Москвы, а также в Плесе (300 км от Москвы). На всех участках измерения проводились в одинаковых ландшафтных условиях, для которых была характерна равномерная аккумуляция снега без влияния ветрового переноса и древесной растительности. Участки исследования располагались на ровных безлесных задернованных площадках, защищённых от ветра, с однородной травянистой растительностью, и расположенных на пологонаклонных водораздельных поверхностях по аналогии с предшествующими исследованиями.

Методика выполнения работ заключалась в последовательном измерении ключевых параметров снежной толщи и ее подробном описании с последующим сравнительным анализом полученных данных. Измерение высоты, плотности, водозапаса снежной толщи и её отдельных слоёв проводились в шурфах и траншеях протяжённостью от 5 до 20 метров. В Москве и под Сергиевым Посадом измерения проводились каждые 5–10 дней, в Звенигороде, СНТ Барыбино и Плесе — по одному разу в период с максимальной высотой снежного покрова (18–22 февраля 2021 года). Помимо перечисленных параметров, описания строения снежной толщи включали в себя в соответствии с Международной классификацией для сезонно выпадающего снега (*Фирц и др., 2012*), информацию о форме и размере зёрен, плотности, твёрдости и характере залегания слоёв. Высота снежного покрова и толщина отдельных слоёв измерялись по линейке, выставленной перпендикулярно поверхности подстилающего грунта, с точностью до 1 см. Плотность слоёв измерялась при помощи ручного плотномера с прямоугольным сечением. Точность определения плотности слоёв составила в среднем около 10 кг/м³. На основе информации

о толщине и плотности каждого слоя рассчитывалась средневзвешенная плотность и водный эквивалент снежного покрова. Форма и размер кристаллов снега определялись с использованием снегомерной палетки с размером ячейки 1 и 2 мм. Твёрдость снега измерялась ручным методом, в результате которого получены безразмерные ручные индексы твёрдости, имеющие градации от 1 (очень рыхлый, 0–50 Н по зонду Хефели) до 4 (твёрдый, 390–750 Н по зонду Хефели). Всего за период 2014–2019 гг. было выполнено более 60 серий измерений. На основе полученных данных построены и проанализированы схемы строения снежной толщи в разные периоды развития снежной толщи. Особое внимание было уделено строению снежной толщи в период максимума снегозапасов.

Строение снежной толщи в шурфах были описаны на основе Международной классификации снежного покрова (*Фирц и др., 2012*). Затем выполнялось сравнение полученных данных с результатами исследований А.В. Павлова (*1961*) и А.Н. Формозова (*1990*), которые, в свою очередь, выполнялись на основе классификации Г.Д. Рихтера (*1945*). Для определения пропорций, занимаемых разными классами снега в разные годы, и оценки их изменчивости имеющиеся классификации были приведены к общим показателям методом группировки всех классов снега, наблюдаемых в шурфах, по трём группам (свежевыпавший и осевший снег, снег с огранкой, слои таяния-замерзания) в соответствии с описанной методикой (*см. главу 1*). Другой подход для оценки возможных изменений строения снежной толщи был основан на детальном анализе стратиграфических описаний, для чего имеющиеся описания были приведены в соответствие с Международной классификацией снежного покрова.

Анализ строения и свойств снежного покрова в шурфах в 2014–2019 гг. сопровождался анализом данных метеорологических измерений на метеостанциях Московского региона. Основное внимание уделялось анализу температура воздуха и поверхности подстилающего грунта, температурных градиентов в толще и количества осадков. Было установлено, что различия в строении снежной толщи в разные годы обусловлены значительно различающимися погодными условиями за период от начала формирования устойчивого снежного покрова до максимума снегозапасов, который, как правило, наблюдается непосредственно перед началом весеннего снеготаяния. При этом, в зимы с одинаковыми средними значениями метеорологических параметров строение снежного покрова может значительно отличаться, а в зимы с различающимися значениями этих параметров — быть похожим. Отсутствие прямых зависимостей между среднезимней температурой воздуха, количеством осадков и строением снежной толщи связано с тем, что

одинаковые осреднённые значения могут наблюдаться зимами, последовательность, повторяемость и интенсивность погодных явлений в которые значительно отличаются.

Анализ данных метеорологических измерений на метеостанциях Московского региона показал, что зимами 2014–2019 гг. средняя температура воздуха за период с ноября по март оказалась почти вдвое больше, чем в 1957/58 и 1961/62 гг. и составила от –2 до –3,5 °С (в среднем –2,7 °С) (Табл. 2.3.1). Сумма среднесуточных положительных температур воздуха за период с ноября по март увеличилась от 72–80 °С (в среднем 75 °С) в 1957/58 и 1961/62 годах до 79–168 (в среднем 120 °С) в 2014–2019 годах, а сумма отрицательных уменьшилась от –840 (–833 – –866 °С) до –530 °С (–453 – –626 °С), соответственно. При этом, сумма осадков в этот период оказалась несколько большей, чем в 1957/58 и 1961/62 гг.

Табл. 2.3.1 Значения метеорологических параметров, осредненных за период с ноября по март по метеостанциям Москва (ВДНХ), Дмитров, Клин и Александров в годы исследований.

Зима	Температура воздуха, °С	Сумма осадков, мм	Сумма положительных температур воздуха, °С	Сумма отрицательных температур воздуха, °С
1957/58	–5,2	204*	72	–861
1961/62	–5,0	251	80	–833
2014/15	–2,0	200	157	–453
2015/16	–2,0	289	168	–463
2016/17	–3,4	274	97	–617
2017/18	–3,6	292	79	–626
2018/19	–2,8	212	108	–526

*без учета погрешности осадкомеров

Поскольку строение снежной толщи в период максимальной высоты снежного покрова отражает особенности погодных условий за период от начала аккумуляции снежного покрова до момента его максимальной высоты, были выполнены дополнительные исследования метеорологических параметров за этот период для каждого года исследования. Было установлено, что число дней со среднесуточной положительной температурой воздуха и сумма среднесуточных положительных температур были больше в последние годы по сравнению с зимами 1957/58 и 1961/62 гг. (Табл. 2.3.2, 2.3.3). Число оттепелей и их средняя продолжительность также были больше в последние годы. В то же время сумма отрицательных температур, число дней с отрицательными температурами и

продолжительность залегания устойчивого снежного покрова до максимума снеготопливных запасов оказались значительно меньше. Анализ осреднённых по высоте градиентов температуры в снежной толще показал, что, несмотря на значительно более суровые и продолжительные морозы в 1957/58 и 1961/62 гг., их значения не сильно отличались от современных, что, в частности, обусловлено меньшей высотой снежной толщи в зимы 2014–2019 гг. Принимая за граничные значения начала развития кристаллов глубинной изморози температурный градиент $25\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{м}$ (Akitaya, 1974), установлено, что в современный период суммы градиентов, превышающих $25\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{м}$, оказываются даже больше, чем в 1957/58 и 1961/62 гг. Однако, более частые и продолжительные оттепели нивелируют возможный эффект повышенного развития слоёв с огранкой и глубинной изморози.

Табл. 2.3.2. Значения метеорологических параметров за период от начала залегания устойчивого снежного покрова до максимума снеготопливных запасов в годы исследования. Для расчёта параметров использовались среднесуточные значения температуры воздуха по данным метеостанции ВДНХ.

Год	1957/58	1961/62	2014/15	2015/16	2016/17	2017/18	2018/19
Продолжительность периода*	117	120	77	70	93	68	92
Сумма положительных температур воздуха, $^{\circ}\text{C}$	9	30	26	25	8	1	15
Число дней с оттепелями	7	18	20	22	8	1	14
Число оттепелей	4	7	6	8	4	1	10
Сумма отрицательных температур воздуха, $^{\circ}\text{C}$	-753	-734	-334	-386	-448	-500	-447
Число дней с отрицательной температурой воздуха	111	102	57	48	80	67	79
Сумма температур ниже $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$	-429	-369	-150	-284	-268	-218	-137
Число дней с температурой ниже $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$	29	24	11	21	17	17	11
Средние значения температурных градиентов в снежной толще больше $25\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{м}$	51	46	71	82	5	5	54

*от начала залегания устойчивого снежного покрова до максимума снеготопливных запасов

Как было показано, зимы 1957/58 и 1961/62 гг. были продолжительными, холодными и многоснежными, а оттепелей почти не наблюдалось, поэтому к периоду максимальных снеготопливных запасов снежная толща была сложена преимущественно слоями снега с огранкой и

осевшего рыхлого снега. Слои таяния-замерзания, сформировавшиеся в начале периода залегания устойчивого снежного покрова, претерпели в течение зимы значительные изменения ввиду активного температурно-градиентного метаморфизма и к периоду максимума снеготопливных запасов представляли собой слои плотного крупнозернистого снега с огранкой и кристаллами глубинной изморози.

Табл. 2.3.3 Число дней с температурой воздуха ниже $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$, $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$, суммы положительных и отрицательных температур за период с декабря по февраль зимами 1957/58, 1961/62 и 2014–2019 гг. по данным метеостанции ВДНХ.

Зима	$T > 0\text{ }^{\circ}\text{C}$		$T < 0\text{ }^{\circ}\text{C}$		$T < -20\text{ }^{\circ}\text{C}$		$T < -15\text{ }^{\circ}\text{C}$		$T < -10\text{ }^{\circ}\text{C}$	
	Сумма, $^{\circ}\text{C}$	Число дней	Сумма, $^{\circ}\text{C}$	Число дней	Сумма, $^{\circ}\text{C}$	Число дней	Сумма, $^{\circ}\text{C}$	Число дней	Сумма, $^{\circ}\text{C}$	Число дней
1957/58	8	6	-582	84	-44	2	-162	9	-310	21
1961/62	24	14	-575	75	-65	3	-205	11	-355	23
2014/15	40	29	-350	60	0	0	-52	3	-150	11
2015/16	75	35	-399	55	0	0	-83	5	-284	21
2016/17	16	11	-517	78	-99	4	-150	7	-257	16
2017/18	37	23	-439	67	0	0	-67	4	-173	13
2018/19	15	14	-343	76	0	0	-126	10	-126	10
2019/20	97	52	-77	37	0	0	0	0	-11	1

Зимы 2014–2019 гг. отличались повышенными температурами воздуха, числом и продолжительностью оттепелей. Сумма температур воздуха ниже $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ и число дней с соответствующей температурой в 1957/58 и 1961/62 гг. оказались почти вдвое больше, чем в современный период исследования (Табл. 2.3.3).

Поскольку значения осредненных за периоды с ноября по март и за период устойчивого залегания снежного покрова в годы исследований значительно отличались, было сделано предположение, что строение снежной толщи в 1957/58 и 1961/62 гг., которое считалось репрезентативным для начала-середины XX века, могло измениться в связи с климатическими изменениями. Для этого в том же районе был выполнен анализ строения изменчивости строения снежной толщи в 2014–2019 гг. и сравнение полученных результатов с результатами предшествующих исследований.

Зимой 2014/15 гг. снежный покров установился в первых числах декабря и разрушился в середине апреля. Таким образом, продолжительность залегания снежного покрова составила около 4,5 месяцев. Наибольшая высота снежного покрова наблюдалась в середине февраля, когда она достигла 45 см. Формирование снежного покрова в декабре и январе происходило в результате сильных и частых снегопадов, однако, в результате наступавших за снегопадами оттепелей происходило оседание и таяние снежного покрова. В результате к середине января снежная толща имела высоту около 20 см и была сложена преимущественно слоями таяния-замерзания. Однако, поскольку высота снега была небольшой, а морозы в отдельные периоды в декабре и январе достигали -20°C , происходил активный температурно-градиентный метаморфизм слоёв таяния-замерзания в нижней части толщи, в результате чего они приобрели черты, характерные для слоёв с огранкой. Во второй половине января и первой половине февраля держалась холодная погода без сильных оттепелей. В результате продолжающихся сильных снегопадов произошла аккумуляция 25 см свежего снега. В первых числах февраля кратковременное увеличение температуры воздуха до положительных значений привело к формированию серии тонких корочек в средней части толщи свежеснегоснежного покрова. Таяние снежного покрова началось еще в середине февраля, но, поскольку март был холодным, снежная толща просуществовала вплоть до середины апреля. Таким образом, к периоду максимальной высоты снежного покрова, снежная толща была сложена слоями рыхлого осевшего снега, слоями таяния-замерзания и слоями с огранкой. Нижняя половина снежной толщи была сложена слоями таяния-замерзания, сформировавшимися в декабре–январе, которые трансформировались в слои с огранкой и глубинной изморози в результате больших градиентов температур в снежной толще. Эта часть толщи была осложнена многочисленными корками, линзами и пальцами просачивания, которые в значительной степени разрушились под воздействием температурно-градиентного метаморфизма. Верхняя половина толщи была сложена преимущественно слоями рыхлого осевшего снега, осложненного тонкими корочками оттепели в средней части (Рис. 2.3.5). Слои таяния-замерзания и ледяные корки составили около 10% толщи, слои осевшего рыхлого снега и слои с огранкой — по 45%.

Несмотря на похожие значения метеорологических параметров тёплых зим 2014/15 и 2015/16 гг., строение снежной толщи на период максимальных снегозапасов отличалось. Зимой 2015/16 гг. сильная и продолжительная оттепель, наблюдавшаяся в конце января – начале февраля, привела к формированию в верхней части толщи слоёв таяния-замерзания и корок, а также к оплавлению кристаллов глубинной изморози и замедлению их

последующего роста, в то время как зимой 2014/15 гг. развитие слоёв с огранкой и глубинной изморози продолжалось вплоть до начала марта. К периоду максимума аккумуляции 2014/15 гг. слой таяния-замерзания, сформировавшийся в декабре, оказался в значительной мере разрыхлён в результате интенсивного температурно-градиентного метаморфизма в последующие месяцы.

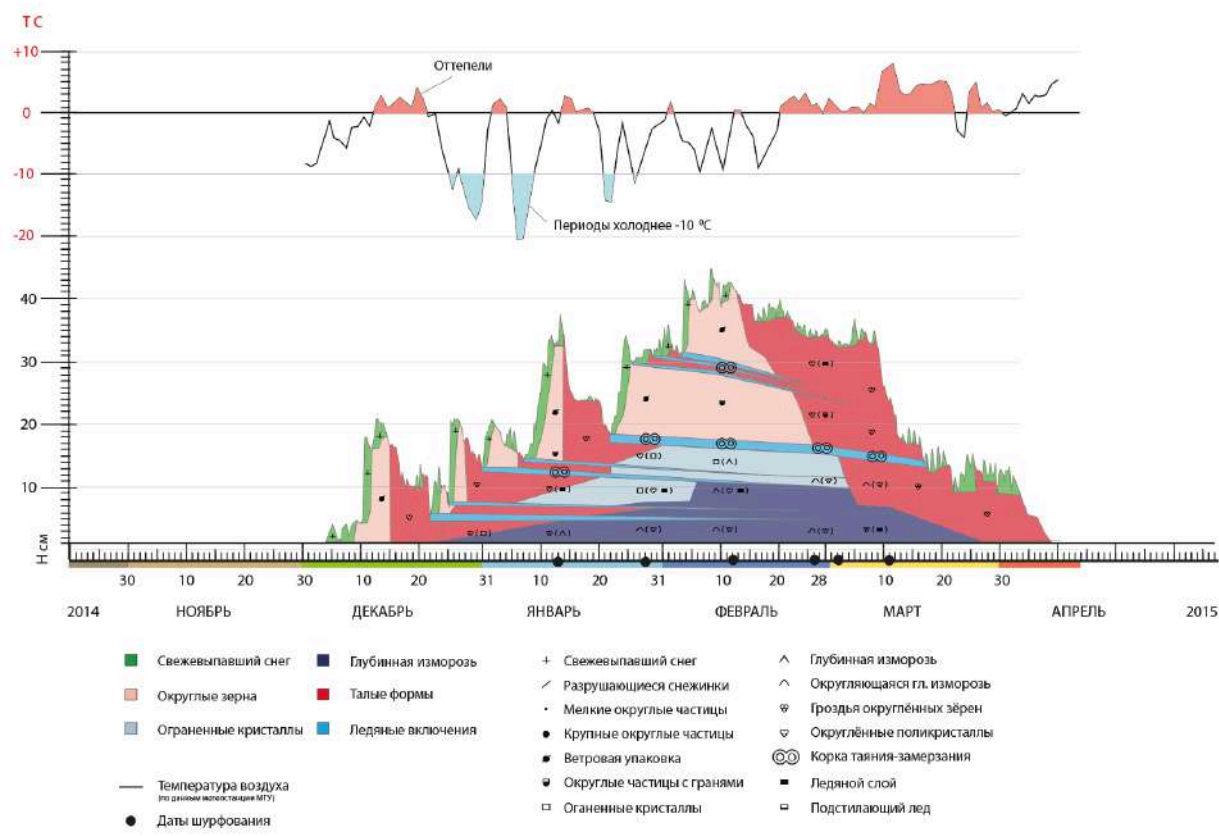


Рис. 2.3.5 Схема сезонной изменчивости строения снежной толщи на северо-востоке Подмосковья зимой 2014–2015 гг. и температура воздуха по данным измерений на метеорологической обсерватории МГУ (Москва).

Зимой 2015/2016 гг. снежный покров начал формироваться еще в середине ноября, но не был устойчивым и периодически полностью таял после 1–2 недель непрерывного залегания. Устойчивый снежный покров сформировался лишь в конце декабря и разрушился в первых числах апреля. Максимальная высота снежного покрова наблюдалась в начале марта и составила около 50 см, как и в 2014/15 гг. Продолжительность залегания устойчивого снежного покрова составила всего 3 месяца.

Характер аккумуляции и развития снежной толщи также значительно отличался, что нашло отражение в результирующем строении снежной толщи. Практически весь январь температура воздуха не поднималась выше 0 °C. При этом, наблюдались сильные

снегопады, в результате которых в течение месяца выпало около 35 см снега. Поскольку аккумуляция происходила при отрицательных температурах воздуха, которая временами опускалась ниже $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$, в нижней части толщи в результате температурно-градиентного метаморфизма сформировались слои с огранкой и глубинной изморози, имеющие суммарную толщину около 20 см. (Рис. 2.3.6).

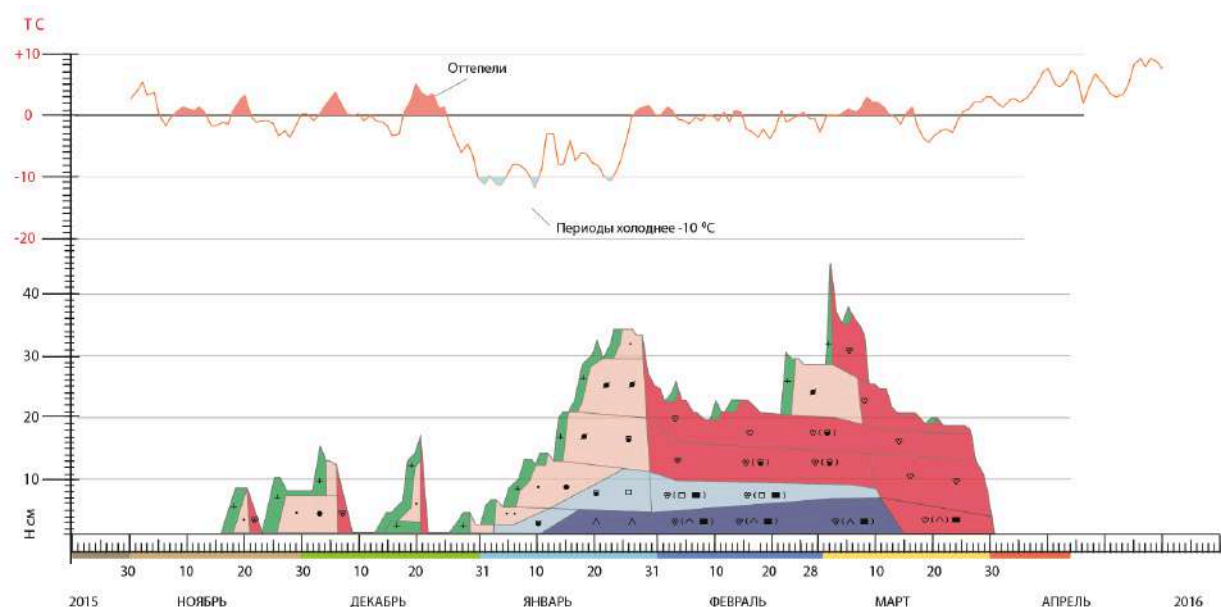


Рис. 2.3.6 Схема сезонной изменчивости строения снежной толщи на северо-востоке Подмосковья зимой 2015–2016 гг. и температура воздуха по данным измерений на метеорологической обсерватории МГУ (Москва).

К концу января снежная толща состояла из слоёв рыхлого свежего снега и слоёв с огранкой, в то время как слои таяния-замерзания полностью отсутствовали. Однако, в последующие 2 месяца толща претерпела значительные изменения, поскольку наблюдались часты оттепели и температура воздуха редко опускалась ниже $-6\text{ }^{\circ}\text{C}$. В результате серии оттепелей в начале февраля снежная толща осела, слои с огранкой оплавившись и сmerzлись, что в значительной мере ограничило дальнейшее развитие глубинной изморози в нижней части толщи. Слои осевшего рыхлого снега трансформировались в плотные и твердые слои таяния-замерзания.

В конце февраля–начале марта в результат мощных снегопадов произошла аккумуляция около 25 см свежего снега, после чего началось резкое и быстрое таяние снега, и просачивание воды вглубь толщи. Таким образом, к периоду максимальных снегозапасов снежная толща состояла из оплавленных слоёв с огранкой и глубинной изморози, осложнённых пальцами просачивания, корками и линзами в нижней части толщи, плотных

и твёрдых слоёв таяния-замерзания в средней части толщи и слоями рыхлого осевшего снега, осложнённого тонкими ледяными корками в верхней части толщи (см. *Рис. 2.3.6*). Слои таяния-замерзания занимали около 30% толщи, слои осевшего снега — около 25%, слои с огранкой — около 45%.

Зима 2016/17 г. была холодной и снежной, однако серия оттепелей в конце декабря привела к формированию мощного слоя таяния-замерзания, который сохранялся в толще вплоть до максимума снегозапасов, несмотря на значительные температурные градиенты в толще в последующий период (*Рис. 2.3.7*). Снежный покров установился очень рано, еще в конце октября, и не таял вплоть до середины марта. Продолжительность залегания УСП составила около 4,5 месяцев. Максимальная высота снежной толщи наблюдалась в конце января и составила около 40–50 см. Эволюцию снежно толщи в этот год можно условно разделить на три этапа. Первый этап наблюдался в ноябре, когда в результате двух сильных снегопадов и следующих за ними оттепелей к концу ноября сформировался слой таяния-замерзания толщиной около 10 см. В декабре погода была холодной, поэтому в результате серии снегопадов произошла аккумуляция 20 см свежеснегоснега поверх слоя таяния-замерзания. Поскольку высота снега была небольшой, а морозы были достаточно сильными, нижние слои таяния-замерзания и вышележащие слои сухого свежеснегоснега оказались подвержены процессам температурно-градиентного метаморфизма и приобрели в последующие месяцы черты слоёв с огранкой. В конце декабря в результате сильной оттепели произошло оседание и таяние верхних слоёв, и оплавление ограненных кристаллов в нижней части толщи. У поверхности сформировалась мощная ледяная корка толщиной до 1–2 см. В январе и феврале оттепелей почти не наблюдалось, поэтому происходило постепенное накопление снежной толщи. При этом, очень сильней морозы в середине января привели к активизации температурно-градиентного метаморфизма. Нижние слои таяния-замерзания вновь приобрели черты слоёв с огранкой, как и слои рыхлого свежего снега, лежащие непосредственно на корке оттепели. Таяние снежной толщи началось в конце февраля, а уже к середине марта снег полностью растаял. Таким образом, к концу января снежная толща была сложена слоями с огранкой и глубинной изморози, в значительной степени оплавленными и смерзшимися, осложнёнными ледяными включениями, слоями таяния-замерзания и корками в средней части толщи и слоями рыхлого осевшего снега со следами огранки в верхней части толщи. Слои таяния-замерзания занимали около 20% толщи, слои осевшего снега — около 40%, слои с огранкой — также около 40%.

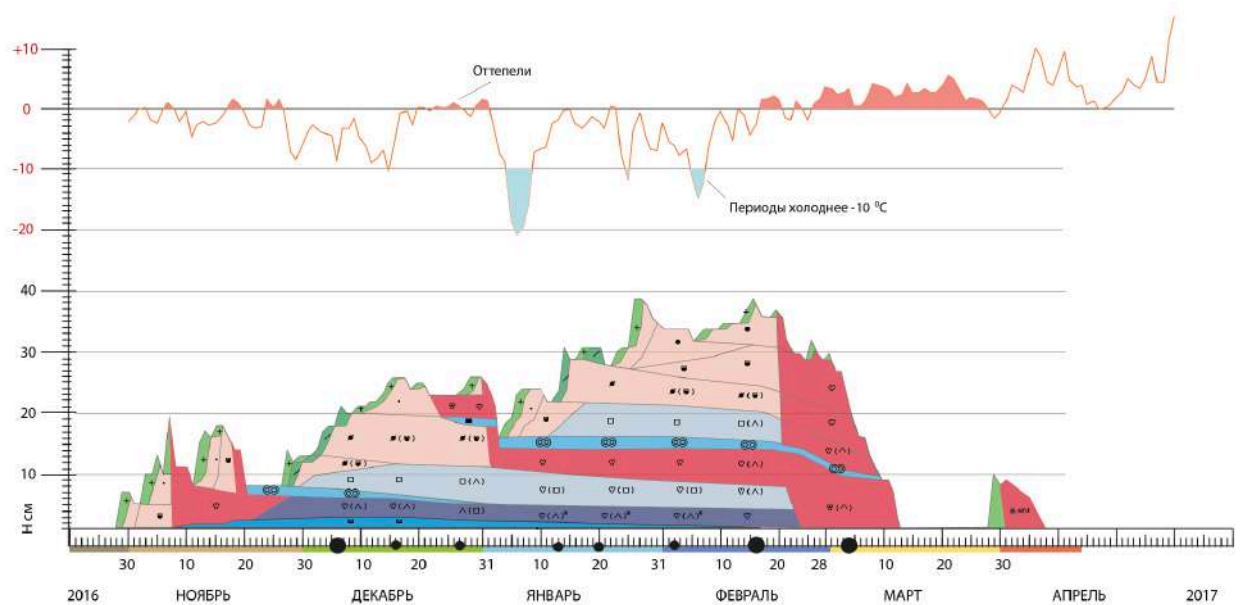


Рис. 2.3.7 Схема сезонной изменчивости строения снежной толщи на северо-востоке Подмосковья зимой 2016–2017 гг. и температура воздуха по данным измерений на метеорологической обсерватории МГУ (Москва).

Следующий зимний период 2017/18 гг. сильно отличался от предыдущих. Устойчивые положительные температуры воздуха наблюдались вплоть до середины января, поэтому снежный покров сформировался только 8 января 2018 г. С этого периода установилась холодная погода с частыми и сильными снегопадами, в то время как оттепели практически отсутствовали вплоть до максимума снегозапасов, который наблюдался в середине марта (Рис. 2.3.8). В результате сформировалась толща, в наибольшей степени похожая на описанные А.В. Павловым и А.Н. Формозовым. Преобладали слои осевшего снега и слоёв с огранкой, практически полностью отсутствовали слои таяния-замерзания и корок. Если в ноябре и декабре погода была теплая, сырая, с многочисленными оттепелями, а температура воздуха не опускалась ниже -5°C , то вторая половина зимы, начиная с середины января и заканчивая началом апреля оказалась холодной и снежной. Аккумуляция снежного покрова происходила в результате серии очень сильных снегопадов. За один только месяц с 10 января по 10 февраля 2018 года прирост высоты снежного покрова составил более 50 см. Морозная погода января и февраля способствовала развитию слоёв глубинной изморози в нижней части толщи. За весь период залегания УСП наблюдалась лишь одна кратковременная оттепель в начале февраля. Весеннее снеготаяние началось в первых числах апреля и закончилось менее чем за неделю. Таким образом, к максимуму снегозапасов высота снежного покрова составила около 60 см и была сложена

слоями с огранкой и слоями рыхлого осевшего снега, которые занимали 40% и 55% соответственно. Слои таяния-замерзания занимали лишь около 5% толщи. Продолжительность залегания снежного покрова составила менее 3-х месяцев.

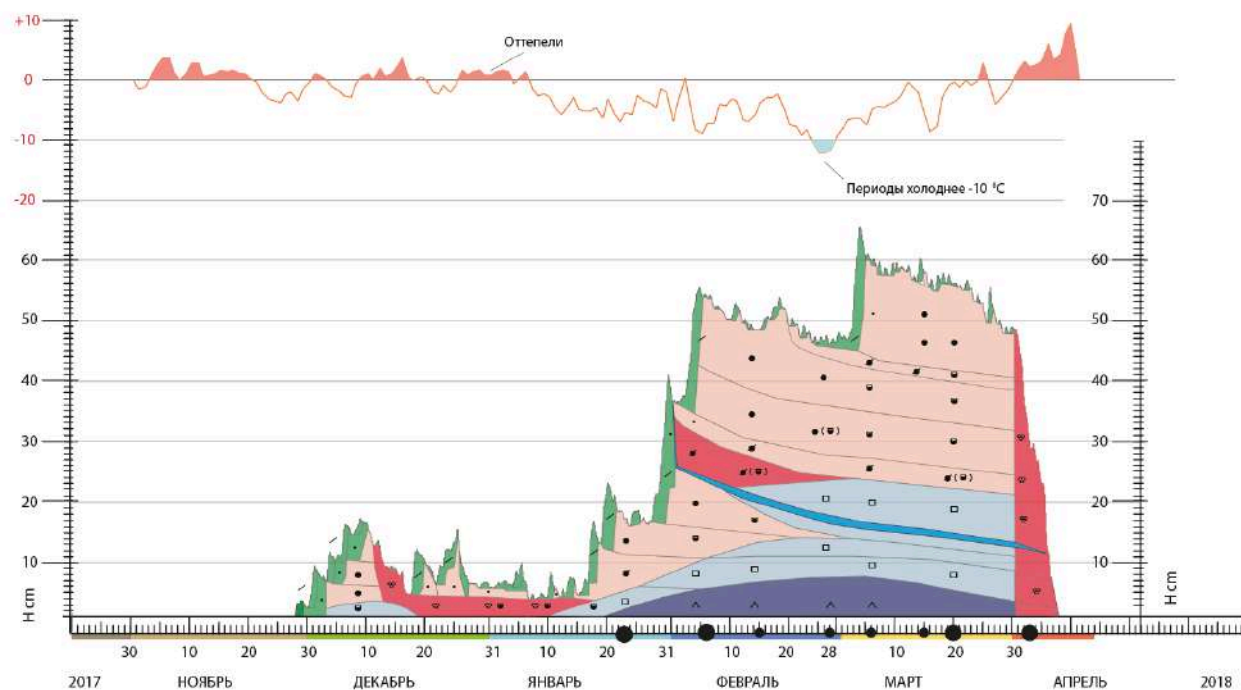


Рис. 2.3.8 Схема сезонной изменчивости строения снежной толщи на северо-востоке Подмосковья зимой 2017–2018 гг. и температура воздуха по данным измерений на метеорологической обсерватории МГУ (Москва).

Установление снежного покрова зимой 2018/19 гг. произошло в первых числах декабря, а разрушение — в начале апреля, так что продолжительность залегания УСП составила более 4 месяцев. Первая половина зимы характеризовалась холодной погодой и почти полным отсутствием оттепелей. Аккумуляция снежного покрова происходила в результате многочисленных снегопадов небольшой интенсивности. Уже к середине января в нижней и средней части толщи сформировались слои с огранкой и глубинной изморози. Однако с конца января повторяемость оттепелей увеличилась и в верхней части толщи образовались слои таяния-замерзания и корки небольшой мощности. Слои с огранкой в нижней части толщи оплавлились, но сохранили зернистую структуру. К периоду максимальных снегозапасов высота снежного покрова составляла 50–60 см. Снежная толща была сложена слоями рыхлого осевшего снега, чередующегося со слоями таяния-замерзания в верхней части толщи и слоями с огранкой и оплавленной глубинной изморози в нижней части толщи. Слои с огранкой составили около 60% толщи, слои таяния-замерзания — 15%, слои осевшего снега — около 25% (Рис. 2.3.9).

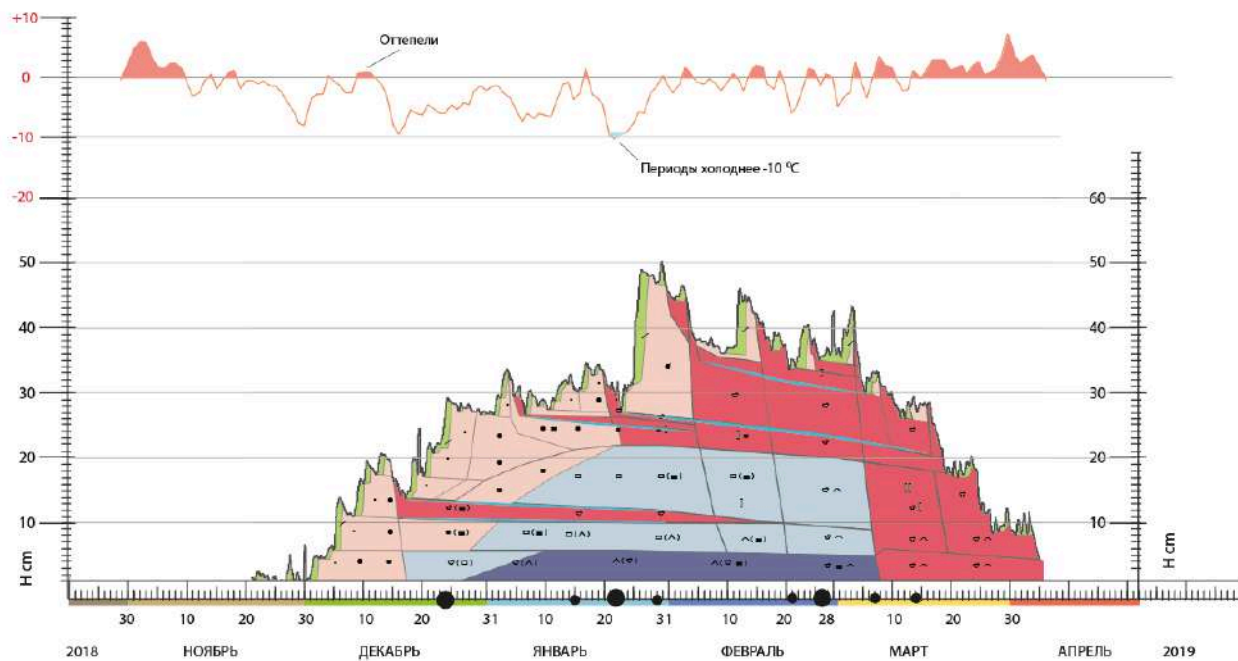


Рис. 2.3.9 Схема сезонной изменчивости строения снежной толщи на северо-востоке Подмосковья зимой 2018–2019 гг. и температура воздуха по данным измерений на метеорологической обсерватории МГУ (Москва).

Таким образом, зимы 1957/58, 1961/62 и 2014–2019 гг. значительно отличались своими погодными условиями и значениями метеорологических параметров (см. табл. 2.3.2–2.3.4, Рис. 2.3.5–2.3.9), что привело к различиям в строении снежной толщи. Но даже в годы с похожими значениями метеорологических параметров, осреднённых за периоды с начала залегания устойчивого снежного покрова до максимума снегозапасов, строение снежной толщи сильно отличалось, что обусловлено, в первую очередь, различиями в последовательности, интенсивности и продолжительности снегопадов, оттепелей и морозов. Метеорологические показатели (см. табл. 2.3.2–2.3.4) неоднозначно характеризуют структуру снежной толщи, поскольку корректно она может быть описана лишь с помощью физически обоснованных моделей, в которых входной является детальная информация о погоде.

Сравнительный анализ значений высоты, плотности, продолжительности залегания и других параметров снежной толщи в годы исследований представлен в табл. 2.3.4. По данным наблюдений 2014–2019 гг. высота снежной толщи на период максимума аккумуляции составила от 48 до 60 см при среднем значении около 55 см. Продолжительность залегания снежного покрова в годы исследований составила от 103 до 162 дней при среднем значении около 130 дней, что соответствует средним многолетним

значениям для исследуемой территории. Средневзвешенная плотность толщи в период максимума снегозапасов менялась от 180 до 290 кг/м³ (в среднем 235 кг/м³), запасов воды в снеге — от 90 до 145 мм (в среднем 125 мм). Даты установления, максимума и разрушения снежного покрова менялись в широких пределах, но, как и в период с 1950 по 1960 гг., даты с максимальными запасами воды в снеге приходились в среднем на первую декаду марта.

Табл. 2.3.4. Характеристики снежного покрова в годы исследования.

Год	1957/58	1961/62	2014/15	2015/16	2016/17	2017/18	2018/19
Даты установления УСП	23.11.1957	10.11.1961	04.12.2014	28.12.2015	27.10.2016	14.11.2017	01.12.2018
Даты максимума УСП	20.03.1958	10.03.1962	19.02.2015	07.03.2016	28.01.2017	17.03.2018	03.03.2019
Дата схода УСП	20.04.1958	15.04.1962	08.04.2015	09.04.2016	07.04.2017	11.04.2018	07.04.2019
Продолжительность залегания УСП	148	156	125	103	162	148	127
Высота снежного покрова	72	64	48	51	53	60	60
Плотность	305	—	180	290	270	195	240
Запас воды в снеге	220	—	90	122	143	120	145
Число слоёв	17	9	13	14	17	10	11
Число ледяных корок	7	3	5	5	6	3	3
Слой таяния-замерзания, %	10	7	13	31	19	5	17
Слой осевшего снега, %	36	28	42	25	38	55	17
Слой с огранкой, %	54	65	46	43	43	40	67

Строение снежной толщи на территории исследования отличалось большим разнообразием слоёв и их свойств. В разные зимы было выделено от 10 до 17 слоёв, из них от трёх до шести корок оттепелей. При этом наибольшее число слоёв и корок наблюдается в зимы с наибольшими суммами положительных температур за зиму. Осреднённые за 1957/58 и 1961/62 гг. (2 года) и за период с 2014 по 2019 гг. (5 лет) данные свидетельствуют о различии в соотношении слоёв снега разного типа на максимум снегозапасов в 1950-е и в 2010-е годы (Рис. 2.3.10). Слои таяния-замерзания занимали в среднем за две зимы 1957/58 и 1961/62 гг. около 8%, осевшего снега — около 32% и огранённых кристаллов — около 60%. При этом осреднённые за пятилетний период, с 2014 по 2019 гг., слои, сложенные этими классами снега, занимали в среднем 17, 35 и 48% соответственно. Как правило, число и толщина слоёв таяния-замерзания увеличиваются за счёт сокращения толщины слоёв

снега с огранкой, в то время как пропорции слоёв осевшего снега остаются относительно неизменными.

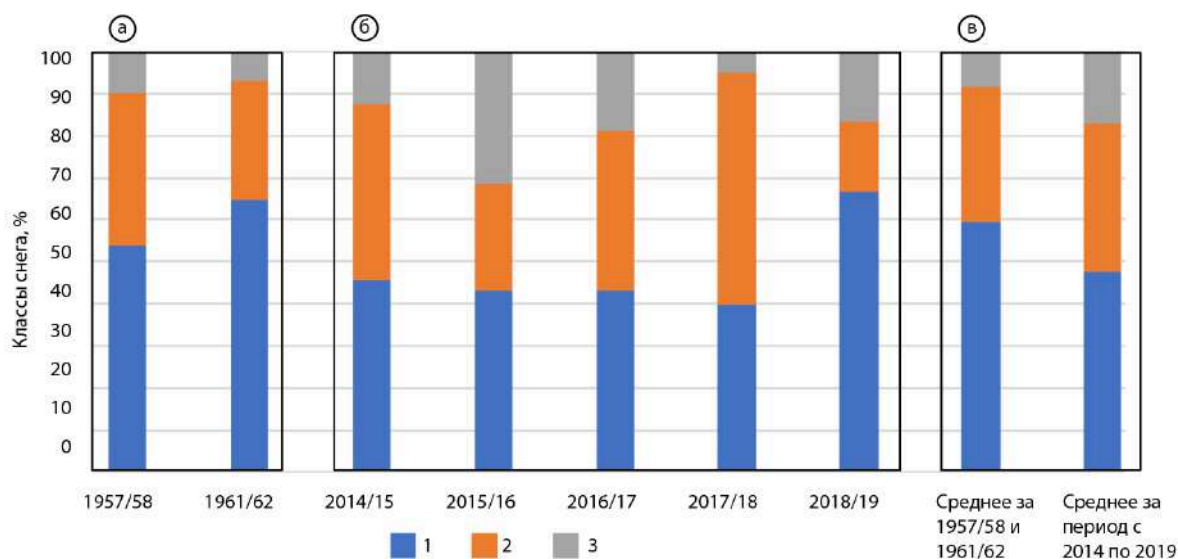


Рис. 2.3.10 Соотношение слоёв снега с огранкой и глубинной изморози (1), свежесвыпавшего и осевшего снега (2), таяния-замерзания и ледяных корок (3) в снежной толще на открытых участках под Сергиевым-Посадом в период максимальных снегозапасов (%): а) — зимами 1957/58 (по А.В. Павлову (1961)) и 1961/62 гг. (по А.Н. Формозову (1990)); б) — зимами 2014–2019 гг. по данным полевых измерений автора; в) — осреднённые за зимы 1957/58 и 1961/62 гг. и за период с 2014 по 2019 гг.

Межгодовая изменчивость строения снежной толщи за пятилетний период современных исследований оказалась очень большой. Так, смёрзшиеся слои таяния-замерзания занимали в годы исследования от 5 до 31% толщи, слои с огранкой — 43–67%, слои рыхлого осевшего снега без огранки — от 17 до 55%, что согласуется со значениями, полученным в других районах Подмосковья Р.А. Черновым (2013; 2016) в 2001–2011 гг. Анализ более детализированных схем, построенных в соответствии с Международной классификацией (Фирц и др., 2012), позволил оценить различия в пространственном положении слоёв разных типов в толще в период максимальных снегозапасов в разные годы (Рис. 2.3.11). Несмотря на относительно небольшую разницу в пропорциях слоёв снега в 1950–60-е и 2010-е гг., их пространственное положение в толще отличается более значительно.

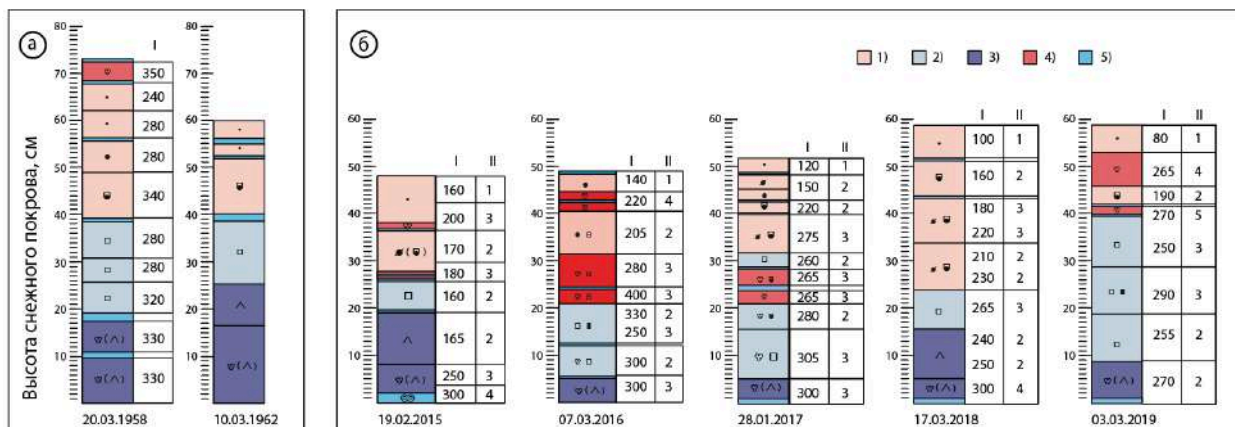


Рис. 2.3.11. Строение снежного покрова на открытых участках под Сергиевым-Посадом в период максимальных снегозапасов зимами а) 1957/58 и 1961/62 и б) 2014–2019 гг.

I — средняя плотность снега, кг/м³; *II* — твёрдость снега (ручной индекс). Цветовые и символные условные обозначения соответствуют Международной классификации снежного покрова (Фириц и др., 2012).

Погодные условия зим 1957/58 и 1961/62 гг. были охарактеризованы А.В. Павловым как типичные для среднемноголетних условий исследуемой территории (Павлов, 1962: с. 22). Следовательно, строение снежной толщи в эти годы может считаться репрезентативным для климатических условий того времени. Снежная толща характеризовалась преобладанием слоёв крупнозернистого снега с огранкой и глубинной изморози в средней части толщи и рыхлого осевшего снега, перемежающегося с корочками весенних оттепелей в верхней части толщи. Несмотря на различия в осреднённых значениях метеорологических параметров в 1957/58 и 1961/62 гг., похожее строение и свойства снежной толщи были обусловлены продолжительными (более двух месяцев) периодами холодной погоды без оттепелей и с сильными снегопадами, которые наблюдались в оба года. В период с 2014 по 2019 гг. только зимой 2017/18 гг. снежная толща имела строение, аналогичное описанному А.В. Павловым и А.Н. Формозовым для зим 1957/58 и 1961/62 гг. В остальные зимы со значительно большее развитие получили слои таяния-замерзания повышенной твёрдости (3–4) и плотности (200–400 кг/м³) в центральной части толщи, которые практически не наблюдались в 1957/58, 1961/62 и 2017/18 гг. Как правило, эти слои формировались в результате сильных оттепелей в январе и феврале и достигали толщины 5–10 см.

Совместный анализ метеорологических данных и стратиграфических описаний снежной толщи, выполненных в Московском регионе в разные годы, позволил установить, что:

Снежная толща в исследуемом регионе характеризуется большим количеством слоёв, отличающихся своими физическими свойствами, типом и размером кристаллов. Слои свежеснежавшего и осевшего рыхлого снега занимают около 30% толщи в период максимальных снегозапасов, слои с огранкой — около 50%, слои таяния-замерзания и корки — около 20%. Однако, как показывают результаты исследования, эти пропорции могут меняться в очень широких пределах год от года и в течение одного зимнего сезона, что согласуется с результатами наблюдений на юге Подмосковья 2001–2010 гг. (Чернов, 2013).

Сравнение стратиграфических описаний снежной толщи, выполненных в середине XX и начале XXI века на северо-востоке Московского региона позволило установить, что зимами 1957/58 и 1961/62, которые считаются репрезентативными для начала–середины XX века, строение снежной толщи отличалось от строения снежной толщи зимами 2014–2019 гг. В последние годы доля слоев таяния-замерзания оказалась больше, вдвое больше, а слоев с огранкой — на 12% меньше, чем зимами 1957/58 и 1961/62 гг.

Наблюдаемые различия в строении снежного покрова связаны с различиями в температуре воздуха и количестве осадков, выпадающих в твёрдом и жидком виде. Увеличение количества, продолжительности и интенсивности оттепелей может привести как к дальнейшему сокращению продолжительности залегания УСП, так и к увеличению доли слоёв таяния-замерзания и корок в снежной толще. Характерной чертой большинства изученных нами современных стратиграфических описаний является наличие плотного и твёрдого слоя таяния-замерзания в нижней части толщи, который формируется в начале зимы при таянии и последующем промерзании снежной толщи. Зачастую этот слой оказывается в значительной степени разрыхлен к периоду максимальных снегопасов в результате температурно-градиентного метаморфизма, приобретая черты слоёв с огранкой, но сохраняя ледяные неоднородности. Также часто наблюдается переходный тип снега, образующийся при оплавлении и смерзании кристаллов глубинной изморози.

Выводы по главе 2:

На фоне регистрируемого роста зимней температуры воздуха, увеличения количества жидких осадков, уменьшения количества твердых осадков, выпадающих в зимние месяцы и сокращения продолжительности залегания устойчивого снежного покрова, в Московском регионе наблюдается увеличение изменчивости зимних погодных условий и параметров снежного покрова за период с середины XX века до современного периода. Наблюдаемые

изменения оказывают влияние на характерное строение снежной толщи и свойства снежного покрова.

1. Анализ данных метеостанций Москва (ВДНХ, ТСХА, МГУ), Переславль-Залесский, Александров, Можайск и Коломна за период с 1960 по 2020 гг. позволил установить, что средняя температура воздуха периода с ноября по март увеличилась с -6°C в середине XX века до -4°C в начале XXI века, причем зимой 2019/2020 гг. средняя температура воздуха за период с ноября по март впервые за историю наблюдений достигла на исследуемой территории положительных значений.

2. Установлено, что суммарное количество осадков, выпадающих с ноября по март в период с 2000 по 2015 гг., относительно неизменно по сравнению с базовым периодом 1961–1990 гг., в то время как сумма осадков, выпадающих с декабря по февраль, в современный период исследований на 10% больше, чем за период с 1961 по 1990 гг. в среднем по исследуемым метеостанциям Московского региона. Сумма жидких осадков, выпадающих с декабря по февраль, в современный период исследований вдвое (на 24 мм) больше, а сумма твердых осадков — на 10% (11 мм) меньше, чем в среднем за период с 1961 по 1990 гг. Таким образом, доля жидких осадков, выпадающих с декабря по февраль в период с 2000 по 2015 гг. составила 31%, а доля твердых осадков — 57% , в то время как в период с 1961 по 1990 гг. эти значения составили 17% и 71%, соответственно.

3. Установлено, что, по данным метеостанций Москва (ВДНХ, ТСХА, МГУ), Можайск, Коломна, Клин, Александров и Переславль-Залесский за 60-летний период наблюдений с 1961 по 2020 гг., средняя продолжительность залегания устойчивого снежного покрова в период с 2000 по 2020 гг. оказалась на 11 дней меньше, чем в период с 1961 по 1990 гг. Зимами 2000–2020 гг. снежный покров формировался в среднем на 9 дней позже по сравнению со среднемноголетними значениями в период с 1961 по 1990 гг. Даты с максимальной высотой наблюдались в среднем на 6 дней раньше, а даты разрушения снежного покрова — на 3 дня раньше, чем в период с 1961 по 1990 гг. В период с 2010 по 2020 гг. изменения оказались еще более значительными.

4. Установлено, что в результате более частых и сильных оттепелей, доля слоёв таяния-замерзания и ледяных включений в снежной толще зимами 2014–2019 гг. была в два раза больше, чем зимами 1957/58 и 1961/62 гг. Пониженная интенсивность процессов температурно-градиентного метаморфизма привела к ограничению роста кристаллов глубинной изморози и кристаллов с огранкой. Слои таяния-замерзания занимали в среднем за две зимы 1957/58 и 1961/62 гг. около 8%, осевшего снега — около 32% и огранённых

кристаллов — около 60%. При этом осреднённые за пятилетний период, с 2014 по 2019 гг., слои, сложенные этими классами снега, занимали в среднем 17, 35 и 48% соответственно.

5. Установлено, что одновременно с потеплением климата, увеличивается изменчивость зимних погодных условий, вследствие чего возрастают межгодовые различия в строении и свойствах снежного покрова, и, как следствие изменчивость его влияния на другие компоненты экосистемы. Установлено, что изменчивость суммарного количества осадков, выпадающих с декабря по февраль, остается высокой (коэффициент вариации 0,2), а значения стандартных отклонений количества твердых (29 мм) и жидких (21 мм) осадков в современный период исследований превышают средние многолетние значения (24 и 14 мм, соответственно). Увеличилась изменчивость продолжительности залегания, дат установления, максимальных снегозапасов и разрушения УСП, в то время как значения максимальной высоты снежного покрова и ее изменчивости не изменились.

ГЛАВА 3. ВЛИЯНИЕ МЕСТНЫХ ФАКТОРОВ НА СТРОЕНИЕ И СВОЙСТВА СНЕЖНОГО ПОКРОВА В МОСКОВСКОМ РЕГИОНЕ

Пространственная и временная изменчивость снежного покрова обуславливается не только географическим положением, климатическими и погодными условиями, но также особенностями растительного покрова и рельефа поверхности (*Рухтер, 1945; Кузьмин, 1960*). При этом в разных климатических поясах влияние факторов, определяющих строение и свойства снежной толщи, может значительно отличаться.

В арктическом и субарктическом климатических поясах низкие температуры, сильные ветры и отсутствие древесной растительности приводит к формированию плотных и весьма неоднородных слоёв метелевого уплотнения, а на участках с густой кустарничковой растительностью происходит повышенная аккумуляция снега по сравнению с участками, лишенными растительности (*Sturm & Holmgren, 1994*). В тайге, где в течение зимнего сезона преобладает холодная и безветренная погода, пространственная изменчивость снежного покрова обусловлена в первую очередь влиянием растительного покрова, в то время как влияние ветрового переноса оказывается незначительным (*Sturm, 1992; Faria et al., 2000*). В более теплых районах, к которым относится и район исследования большое разнообразие зимних погодных условий, растительного покрова и рельефа поверхности приводят к формированию сложной стратиграфии снежной толщи, неоднородному залеганию и высокой пространственно-временной изменчивости снежного покрова (*Gelfan et al., 2004; Komarov et al., 2019; Sturm & Holmgren, 1994; Кузьмин, 1961; Дюнин, 1963*).

В условиях умеренного климата важную роль в распределении снежного покрова играет древесная растительность (*Кузьмин, 1961; Poteroy & Brun, 2001; Rasmus et al., 2011*). Методики расчёта значений ВЭС на лесных участках путем умножения значений ВЭС, измеренных на поле на «коэффициент снегонакопления», который является постоянным для участков с аналогичными физико-географическими условиями и растительным покровом были разработаны в 60-х годах XX века (*Кузьмин, 1961*). Было установлено, что для лесной зоны Европейской России коэффициент снегонакопления меняется в очень широких пределах: от 0,60 до 1,40 (хвойные леса) и от 1,04 до 1,23 (лиственные леса), и зависят от ряда факторов, в том числе от характеристик растительного покрова и размера и расположения исследуемого участка (*Кузьмин, 1961; Gelfan et al., 2004*). По данным этих исследований средний максимальный ВЭС на небольших лесных полянах близок к таковому в лиственных лесах, но на 5–35% больше, чем в сосновых лесах и на 10–60% больше, чем в еловых лесах. В то же время средний

максимальный ВЭС на больших полях и в открытых водосборах, подверженных ветровому воздействию, как правило, на 15–20% меньше, чем в соседних лесных водосборах. По данным исследований снежного покрова в районе Валдая, средние за 17 лет наблюдений (с 1967 по 1983 гг.) максимальные зимние значения ВЭС на открытых участках были на 15% больше, чем на участках хвойного леса, что было связано преимущественно с повышенной сублимацией снега с крон деревьев (*Gelfan et al., 2004*). За счет повышенной инсоляции интенсивность весеннего снеготаяния на полях оказалась на 23% больше, чем в лесу. При этом, было установлено, что процессы, связанные с формированием и развитием снежной толщи, в большей степени определяются атмосферными процессами и их внутригодовой и межгодовой изменчивостью, нежели чем характеристиками растительности, и варьируют в очень широких пределах. Таким образом, закономерности, наблюдаемые на любом исследуемом участке в течение одной зимы, могут считаться характерными лишь для зим со схожими погодными условиями и для участков с аналогичными характеристиками растительности и рельефа.

Сочетание погодных условий, растительности и рельефа приводит к большому разнообразию строения и свойств снежной толщи. При этом, каждый из факторов вносит свой вклад в неоднородность снежной толщи и наиболее отчётливо проявляется в соответствующем ему пространственном и временном масштабе (*Sturm & Benson, 2004*). В условиях однородного равнинного ландшафта изменение стратиграфии снежного покрова, обусловленное широтной зональностью, проявляется лишь в масштабе сотен и тысяч километров. Влияние макро- (1–100 км) и мезоформ (0,01–1 км) рельефа наиболее отчётливо прослеживается в масштабах первых километров и сотен метров. В то же время, изменчивость растительности и микрорельефа поверхности в масштабах первых метров и десятков метров может играть ключевую роль в распределении снежного покрова и функционировании экосистем (*Sturm, 1992; Pomeroy & Brun, 2001; Формозов, 1990*). Следовательно, для оценки взаимного влияния снежного покрова, почвы и растительности в течение зимы необходимы систематические измерения, причем периодичность измерений и их пространственное разрешение должны быть достаточно большими ввиду высокой пространственной неоднородности и скорости протекания некоторых процессов, например метелевого переноса, просачивания жидкой воды, обрушения снега с крон деревьев и т.п. Остается актуальной разработка моделей, позволяющих оценить ключевые параметры снежного покрова и их изменчивость, на территориях с различающимися климатическими условиями, характером растительности и микрорельефа поверхности.

Результаты полевых исследований снежного покрова необходимы для верификации климатических моделей и данных дистанционного зондирования, разрешение которых в отношении снежного покрова составляет десятки и сотни метров. Современные технологии, такие как LIDAR, радар FMCW и фотограмметрия с БПЛА, позволяют получать подробные цифровые модели поверхности земли и снега с вертикальным разрешением 5–10 см. Однако измерение высоты и свойств снежного покрова под растительным покровом все еще остается проблемой. Кроме того, возможности изучения строения снежной толщи дистанционными методами по-прежнему ограничены ввиду специфических свойств снега и периодического присутствия в нем жидкой воды (*Marshall & Koh, 2008; Webb et al., 2018*).

В дополнение к рассмотренным в предыдущих главах многолетней изменчивости метеорологических параметров и характеристик формирующегося снежного покрова, рассмотрена пространственная изменчивость строения и свойств снежной толщи, определяемая местными факторами. На примере стратиграфических описаний, выполненных в различные годы на ряде полигонов в Москве и Московской области, выполняется сравнение строения и свойств снежной толщи и оценивается влияние на них растительности и микрорельефа поверхности. Уделено внимание изучению различий в строении и свойствах снежной толщи, связанных с различиями погодных условий на территориях Московского региона, расположенных на значительном удалении друг от друга. Рассмотрена связь тепляющего воздействия большого города и строения снежной толщи.

3.1 Пространственная неоднородность снежного покрова в масштабе десятков и сотен километров

Помимо изучения межгодовой и сезонной изменчивости строения снежного покрова в Москве и на северо-востоке Подмосковья стратиграфические описания снежной толщи были выполнены еще на нескольких полигонах, характеризующихся аналогичными ландшафтными условиями и расположенных на открытых, защищенных от ветра безлесных участках водоразделов с целью оценить влияние субрегиональных (в пределах Московского региона) различий зимних погодных условий на различия в строении и свойствах снежной толщи. Сравнение состояния снежного покрова в разных точках Московского региона было выполнено в период максимума снегонакопления в конце февраля 2021 года. Было произведено сравнение строения и свойств снежной толщи в Москве и Подмосковье. Исследования проводились в Москве, под Сергиевым Посадом, в Домодедово (СНТ Барыбино) и под Звенигородом. Помимо этого, были в этих же числах

были описаны шурфы в районе г. Плёс, расположенного в 300 км к северо-востоку от г. Москвы, за границами Московского региона (Табл. 3.1.1). Было произведено сравнение полученных стратиграфических описаний (Рис. 3.1.1).

Табл. 3.1.1 Координаты участков проведения исследований строения снежного покрова и годы измерений.

	Координаты	Годы исследований
Москва (МГУ)	55.706 с.ш., 37.521 в.д.	2014–2021
Сергиев Посад	56.248 с.ш., 37.998 в.д.	2014–2021
Звенигород	55.745 с.ш., 36.828 в.д.	2020–2021
Домодедово	55.264 с.ш., 37.883 в.д.	2020–2021
Плёс	57.451 с.ш., 41.522 в.д.	2020–2021

Зима 2020/21 гг. была снежной и холодной, без сильных оттепелей, поэтому к периоду максимальных снегозапасов, наблюдавшемуся в конце февраля, снежная толща была сложена преимущественно слоями снега с огранкой и слоями осевшего рыхлого снега, в то время как слои таяния-замерзания и корки встречались сравнительно редко, хотя и присутствовали в толще. Нижние 10–15 см толщи были сложены сильно разрыхленным снегом с кристаллами глубинной изморози и ледяными включениями. Этот слой сформировался в начале зимы и был подвержен воздействию положительных температур, а затем процессу температурно-градиентного метаморфизма на протяжении длительного времени (Рис. 3.1.1, Табл. 3.1.2).

Табл. 3.1.2 Стратиграфическое описание снежной толщи в Москве (МГУ) 18 февраля 2021 года.

	Слой, см	Тип снега	Даты формирования	Плотность
1	61–55	Слой свежеснежного снега	17–18.02.2021	40 кг/м ³
2	55–33	Слой осевшего рыхлого снега	12–16.02.2021 10–11.02.2021 03–05.02.2021	175 кг/м ³
3	33–25	Слой крупнозернистого снега с огранкой	30–31.01.2021	200 кг/м ³
4	25–19	Слой крупнозернистого снега с огранкой, осложнённый линзами и пальцами просачивания с ледяными включениями, и корками	17.01.2021	230 кг/м ³

	Слой, см	Тип снега	Даты формирования	Плотность
5	19–10	Слой уплотнённого разрыхлённого леденистого	14.01.2021 3–7.01.2021	260 кг/м ³
6	10–9	Ледяная корка		
7	9–0	Слой снега с кристаллами глубинной изморози и ледяными включениями. Размер кристаллов до 3 мм	01.12.2020– 01.01.2021	290 кг/м ³

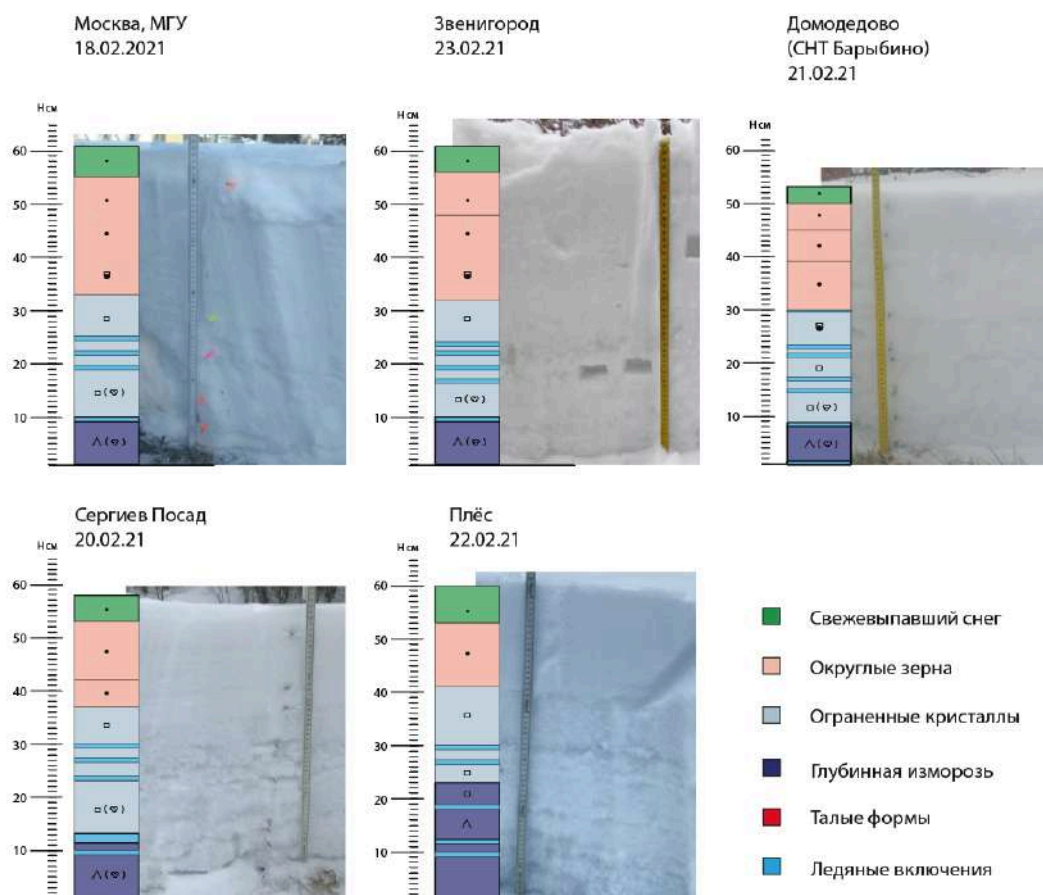


Рис. 3.1.1 Строение снежной толщи в Москве, Звенигороде, Домодедово, Сергиевом Посаде и Плесе в период максимальных снегозапасов зимой 2020/21 гг. Строение снежной толщи практически идентично несмотря на значительную удалённость участков исследования. Цветовые и символьные условные обозначения соответствуют Международной классификации снежного покрова (Фириц и др., 2012).

Сравнительный анализ стратиграфических описаний шурфов, выполненных в период максимальных снегозапасов зимой 2020/21 гг. на пяти значительно удаленных друг от друга участках, показал, что высота и строение снежной толщи в эту холодную и снежную зиму оказались практически идентичны на участках, расположенных в пределах

Московского региона (см. *Рис. 3.1.1*). В Плесе, который находится на расстоянии 300 км к северо-востоку от Москвы, несколько большее развитие получили слои глубинной изморози и слои с огранкой в нижней и средней части толщи, поскольку продолжительность морозных периодов с критическими градиентами в снежной толще была больше. Таким образом, было установлено, что зимой 2021 года строение снежного покрова на участках с одинаковой растительностью и рельефом поверхности (то есть, с условиями аккумуляции и метаморфизма снежной толщи, определяемыми в первую очередь различиями в зимних погодных условиях) оказались практически идентичны на всех исследуемых участках Московского региона, и даже в Плесе, расположенном в 300 км к северо-востоку от Москвы.

Сравнение строения снежной толщи на период максимальных снегозапасов в Москве (МГУ) и Подмосковье, под Сергиевым Посадом, выполнялось в течение ряда зим с 2014 по 2021 гг. (*Рис. 3.1.2*). Характер снегонакопления и погодные условия, наблюдавшиеся в эти зимы, были описаны выше (см. *табл. 3.1.2*). Сравнение стратиграфических описаний шурфов, выполненных в Москве и Подмосковье на безлесных защищённых от ветра ПТК в период максимальных снегозапасов (по измерениям в Подмосковье) позволило установить, что в 4 из 5 лет измерений наблюдались значительные различия в строении снежной толщи, описанные в одну и ту же дату.

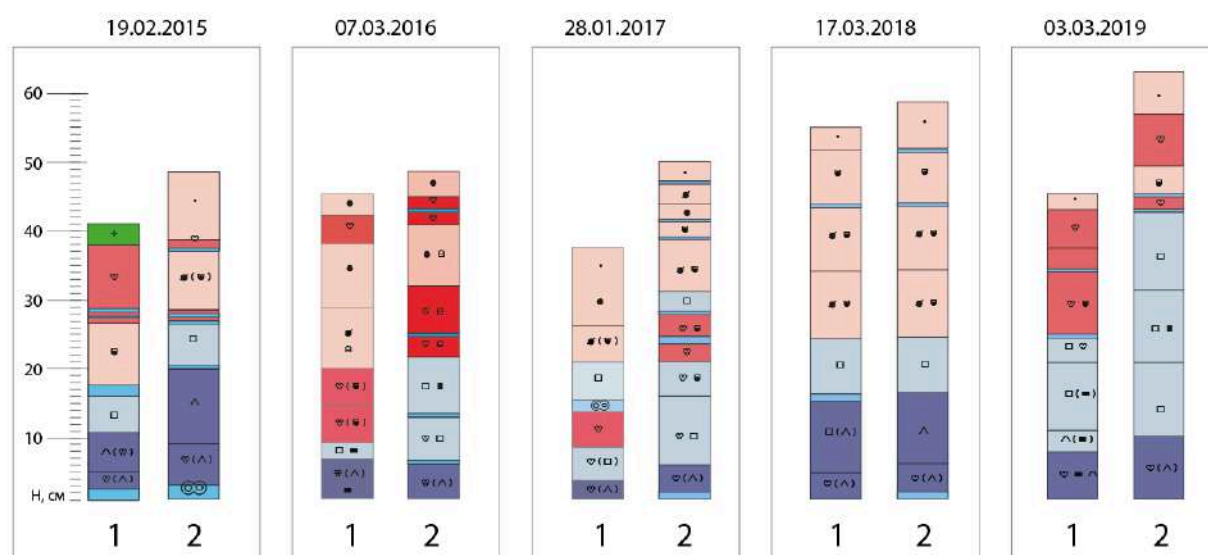


Рис. 3.1.2 Строение снежной толщи в Москве (1) и под Сергиевым Посадом (2) в период максимальных снегозапасов зимами 2014–2019 гг. Строение снежной толщи значительно различается в «теплые» зимы с частой повторяемостью оттепелей и незначительно в «холодные». Цветовые и символьные условные обозначения соответствуют Международной классификации снежного покрова (Фирц и др., 2012).

Наибольшие различия в строении снежной толщи наблюдались в «теплые» зимы с частыми оттепелями, в то время как в «холодные» зимы строение снежной толщи практически не отличалось. Установление снежного покрова, как правило, происходило практически одновременно в годы исследования, однако разрушения снежного покрова в Москве происходило раньше, чем в Подмосковье, особенно в годы с большим количеством оттепелей. Максимальная высота и запасы воды в снежной толще в Москве наблюдались раньше, чем в Подмосковье, и были меньше. Исключение составила лишь холодная и снежная зима 2017/18 гг., когда эти показатели были одинаковы на обоих участках.

Более продолжительные и сильные оттепели, наблюдающиеся в Москве по сравнению с северо-восточной частью Московской области, приводят к формированию в толще более мощных и леденистых слоёв таяния-замерзания и корок, а также к более интенсивному оседанию и уплотнению слоёв рыхлого снега и снега с огранкой. В среднем за пять лет наблюдений доля слоёв таяния-замерзания в Москве была на 10% больше, чем под Сергиевым Посадом, доля слоёв с огранкой — на 10% меньше, а доля слоёв свежеснежного и осевшего снега была одинакова. Более высокие температуры также приводят к тому, что слои с огранкой и глубинной изморози в нижней части толщи оказываются менее развиты и содержат повышенное количество леденистых включений. Пониженная высота снежного покрова в Москве связана преимущественно с тем, что снег подвержен более интенсивному таянию в начале периода аккумуляции снежного покрова, в то время как более низкие температуры в Подмосковье позволяют сохраниться «осеннему» снегу в нижней части толщи. По мере аккумуляции и метаморфизма эти слои оказываются в значительной степени разрыхлены и преобразованы в слои с огранкой и глубинной изморози, сохраняя при этом черты таяния-замерзания, приобретённые в начале зимнего периода.

Итог:

Таким образом, сравнение строения и свойств снежной толщи в пределах незалесённых безлесных ПТК, расположенных в пределах Московского региона на расстоянии 30–150 км друг от друга, в том числе в черте города Москвы, показали следующие закономерности:

Установлено, что холодной и снежной зимой 2020/2021 гг. высота и строение снежной толщи в Москве и на северо-востоке, юге и западе Подмосковья на участках, расположенных в пределах безлесных защищённых от ветра ПТК, различались незначительно. Только в Плесе, расположенном в 300 км к северо-востоку от Москвы, доля

слоёв глубинной изморози оказалась больше, чем на остальных участках, что обусловлено значительными различиями в зимней температуре воздуха.

На основе данных полевых наблюдений 2014–2019 гг. установлено, что в теплые зимы, характеризующиеся частыми оттепелями, высота и запасы воды в снеге в черте города Москва меньше, а плотность, толщина и количество ледяных корок и слоёв таяния-замерзания — больше, чем на северо-востоке Подмосковья. При этом, зимами, отличающимися низкой повторяемостью и интенсивностью оттепелей, разница в строении и свойствах снежного покрова в Москве и Подмосковье ниже, чем в зимы с высокой их повторяемостью.

В Москве, как правило, наблюдается более поздние даты установление и более ранние даты максимальной высоты и разрушения снежного покрова по сравнению с северо-востоком Подмосковья.

Установлено, что формирование устойчивого снежного покрова в Москве и на северо-востоке Московской области, происходило практически одновременно в годы исследования, однако разрушения снежного покрова в Москве происходило раньше, чем в Подмосковье, особенно в годы с большим количеством оттепелей. Максимальная высота и запасы воды в снежной толще в Москве наблюдались раньше, чем в Подмосковье, и были меньше. Исключение составила лишь холодная и снежная зима 2017/2018 гг., когда эти показатели были одинаковы на обоих участках.

3.2 Пространственная неоднородность снежного покрова в масштабе десятков и сотен метров

Для оценки влияния растительности и микрорельефа поверхности на строение и свойства снежного покрова были выполнены подробные исследования снежного покрова в траншеях и шурфах на участках, расположенных в различающихся ландшафтных условиях, в пределах ПТК, доминирующих на исследуемой территории. Измерения проводились зимами 2015/2016 и 2020/2021 гг. в Подмосковье, а также на Метеорологической обсерватории МГУ в период с 2014 по 2021 гг.

Измерения под Сергиевым Посадом проводились на трёх участках с различающимся растительным покровом. Участки исследования были подобраны таким образом, чтобы оценить влияние древесной растительности (лесные ПТК), травянистой растительности и микрорельефа поверхности (безлесные ПТК — поле и поляна) на строение и свойства снежной толщи, и определить закономерности, характерные для климатических условий центральной

России. Особое внимание было уделено оценке влияния местных факторов на особенности аккумуляции, метаморфизма и таяния снежного покрова.

Исследование снежного покрова осуществлялось на поле, поляне и в смешанном лесу в шурфах шириной около 1 м (2015/2016 гг.) и траншеях длиной от 5 м до 20 м (2020/2021 гг.) по методике, описанной в *главе 2*. В течение зим на каждом из участков было выполнено не менее 4 основных серии измерений и ряд дополнительных наблюдений. Измерения в траншеях производились с интервалом 0,5–1 м. В последующие даты траншея смещалась на 1 м параллельно предыдущей траншее.

Лесной участок расположен на пологонаклонной (2–3° северной экспозиции) поверхности водораздела, в глубине смешанного елово-берёзового леса, с густым средним ярусом, состоящим преимущественно из орешника (56°14'49" с.ш., 38°00'24" в.д.). Поверхность грунта ровная и однородная, с редкой травянистой растительностью. Зимой 2016/2017 гг. шурфы были заложены под перекрывающимися друг друга кронами больших сухостойной ели (без игл, радиус кроны около 4 м) (верхний ярус) и орешника (средний ярус), а зимой 2020/2021 гг. — под кроной живой ели радиусом около 2,5 м, на расстоянии 2 м от ствола дерева.

Полевой участок расположен на пологонаклонной (2–3 °) поверхности водораздела юго-западной экспозиции, плавно понижающегося к пойме реки, и характеризуется полным отсутствием деревьев и кустарников (56°14'57" с.ш., 37°59'59" в.д.). Размер поля — 350 на 200 м. Высота травы небольшая ввиду активного выпаса скота. Микрорельеф поверхности однородный и слабо выраженный, но имеются отдельные кочки и понижения до 10–15 см. Ввиду низкой (по сравнению с лесными участками) шероховатости поверхности и большой площади поля, на нем наблюдались повышенные скорости ветра. Шурфы были расположены в центральной части поля на плоском задернованном участке, репрезентативном для всего поля.

Пойменная поляна (56°14'55" с.ш., 37°59'55" в.д.) имеет размер 35 на 30 м. Она окружена со всех сторон лиственными деревьями (ива) высотой от 10 до 25 м. С северо-западной стороны поляна переходит в крутой залесённый склон надпойменной террасы высотой около 30 м и крутизной от 15 до 30%. Склон переходит в полого наклонную поверхность водораздела (полевой участок). С юго-восточной стороны расположена река Пажа. Аккумуляция снега на данном участке происходит в спокойных условиях, однако возможен перенос снега с поля. Шурфы расположены в центральной части поляны на плоском участке. Микрорельеф поверхности неоднороден и сформирован кочками травы высотой от 5 до 15 см, которые расположены на расстоянии 0,5–3 м.

Зимой 2020/2021 гг. был обследован дополнительный участок, представленный молодым березовым лесом, расположенный в 100 м к северо-западу от пойменной поляны (участок 1 на *Рис. 3.2.1*). На этом участке скорость ветра, как правило, значительно ниже, чем на открытых участках, но выше, чем в густом смешанном и хвойном лесу. При этом, возможен перехват снега кронами деревьев, его последующее перераспределение и испарение.



- 1 - безлесный ПТК, защищенный от ветра (поляна)
- 2 - безлесный ПТК, не защищенный от ветра (поле)
- 3 - лесной ПТК (смешанный лес)

Рис. 3.2.1 Схема расположения шурфов на участках исследования под г. Сергиев Посад. X — точки заложения шурфов. Участки исследования были подобраны таким образом, чтобы условия аккумуляции и метаморфизма снежной толщи на них отличались в силу местных факторов. Расстояние между участками не превышало 150 м, поэтому погодные условия на уровне выше растительного покрова не должны были отличаться.

Зимы 2015/2016 и 2020/2021 гг. значительно отличались условиями снегонакопления и результирующими характеристиками снежной толщи. Зима 2015/2016 гг. началась рано, но была умеренно теплой и в течение зимнего периода наблюдалось несколько оттепелей, которые привели к формированию слоёв таяния-замерзания в средней части толщи. Зима 2020/2021 гг. была холодной и многоснежной, а оттепели наблюдались преимущественно в начале зимнего периода, в то время как в феврале температура воздуха опускалась ниже -25°C . Сравнительный анализ распределения высоты, строения и характера залегания снежной толщи на исследуемых участках в разные периоды зим 2015/2016 и 2020/2021 гг. показал, что существуют значительные отличия, обусловленные не только различиями в условиях аккумуляции и метаморфизма снежной толщи в эти годы, но и различиями в местных факторах — растительности и микрорельефе подстилающей поверхности.

Высота снежного покрова в шурфах, выполненных в разные даты и характеризующие снежный покров в разные этапы его развития зимами 2015/2016 и 2020/2021 гг., значительно различались на участках исследования. Несмотря на различия в зимних погодных условиях в эти зимы, основные закономерности в распределении снежного покрова на участках исследования сохранялись.

В течение всего зимнего периода высота снежного покрова на поляне была больше, чем в поле и в лесу. Зимой 2015/2016 гг. в начале периода залегания УСП высота снежного покрова на открытых участках отличалась незначительно. Наибольшие значения наблюдались на поле (34 см) и поляне (30 см), наименьшие — в лесу (25 см). Последующий период оттепели в начале февраля привел к уменьшению высоты снежного покрова на поле (28 см) и в лесу (18 см), в то время как на поляне наблюдался небольшой прирост (31 см). К началу марта в результате серии снегопадов высота снега возросла на каждом из участков и составила 50, 38 и 28 см на поляне, в поле и лесу соответственно. К середине месяца начался период снеготаяния, и высота снега уменьшилась до 42, 35 и 20 см соответственно. К периоду с максимальной высотой снежного покрова зимой 2015/2016 гг. высота снежного покрова на поле была на 20% меньше, чем на поляне, а в лесу — на 46% меньше, чем на поляне (Рис. 3.2.2). Несмотря на более быстрые темпы оседания снежного покрова в лесу, особенно под кронами деревьев, в марте, полное таяние снежного покрова в лесу произошло несколько позже, чем на поляне и значительно позже, чем на поле, особенно склонах южной экспозиции.

Зимой 2020/2021 гг. наблюдались аналогичные закономерности распределения высоты снежного покрова. В начале зимы высота снежного покрова на поле и поляне была практически идентичной и составляла около 40 см, в то время как под кроной ели она была почти вдвое больше, что было обусловлено перехватом снега кроной. К периоду с максимальной высотой снега различия в высоте снега на поле (60 см) и поляне (50 см) увеличились, что могло быть обусловлено ветровым уплотнением снега на поле и его сносом и последующей аккумуляцией на участках ветровой тени, к которым относится и пойменная поляна. Под кроной ели высота снежного покрова составила около 37 см, а на участке с березовым лесом — 52 см. Таким образом, высота снежного покрова на поле оказалась на 15% меньше, чем на поляне, в лиственном лесу — на 12% меньше, а под кроной ели — на 37% меньше, чем на поляне (Рис. 3.2.3). В начале периода весеннего снеготаяния разница в высоте снежного покрова на поле и поляне увеличилась. При этом, высота снежного покрова под кроной ели оказалась равна высоте снега на поле. Такие изменения были обусловлены неравномерным таянием и оседанием снега на участках исследования. Более интенсивное таяние снега на поле по сравнению с поляной и лесом было обусловлено повышенной инсоляцией этого участка. Быстрое уменьшение высоты снежного покрова в лесу в марте было обусловлено воздействием капли с кроны ели.

Таким образом, в оба года высота снежного покрова на поляне была несколько больше, чем на поле и значительно больше, чем в лесу, что было обусловлено рядом факторов:

ветровым переносом и уплотнением снега, перехватом снега кронами деревьев, а также разницей в инсоляции каждого из этих участков.

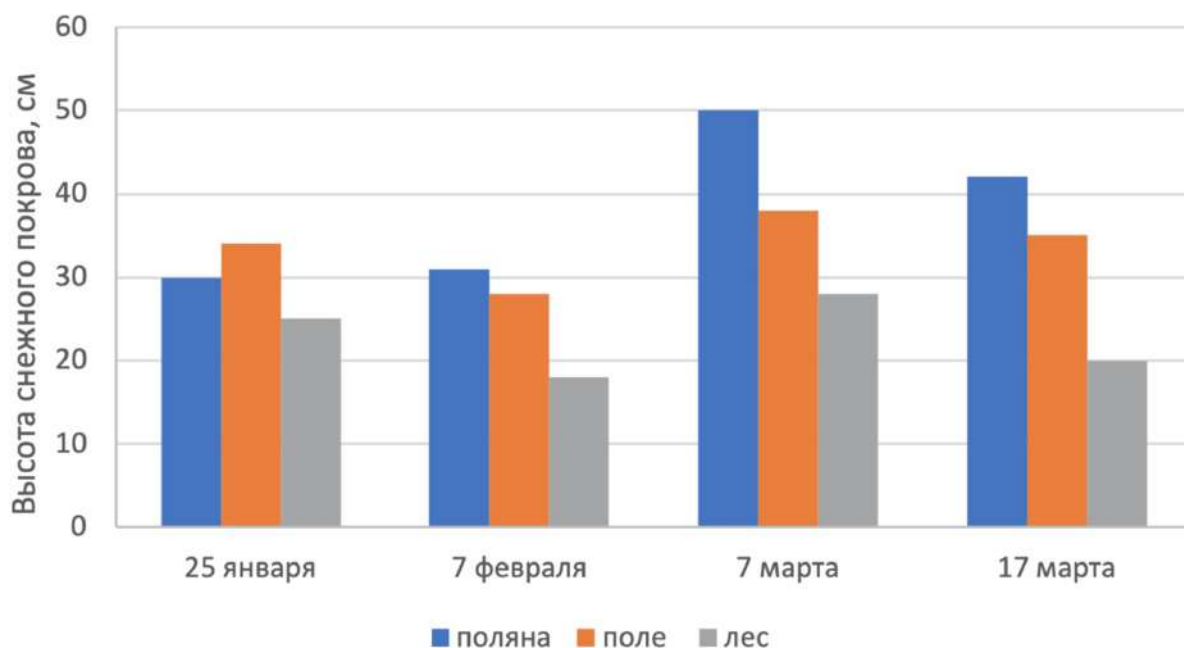


Рис. 3.2.2 Высота снежного покрова на трех участках 25 января, 7 февраля, 7 и 17 марта 2016 года.

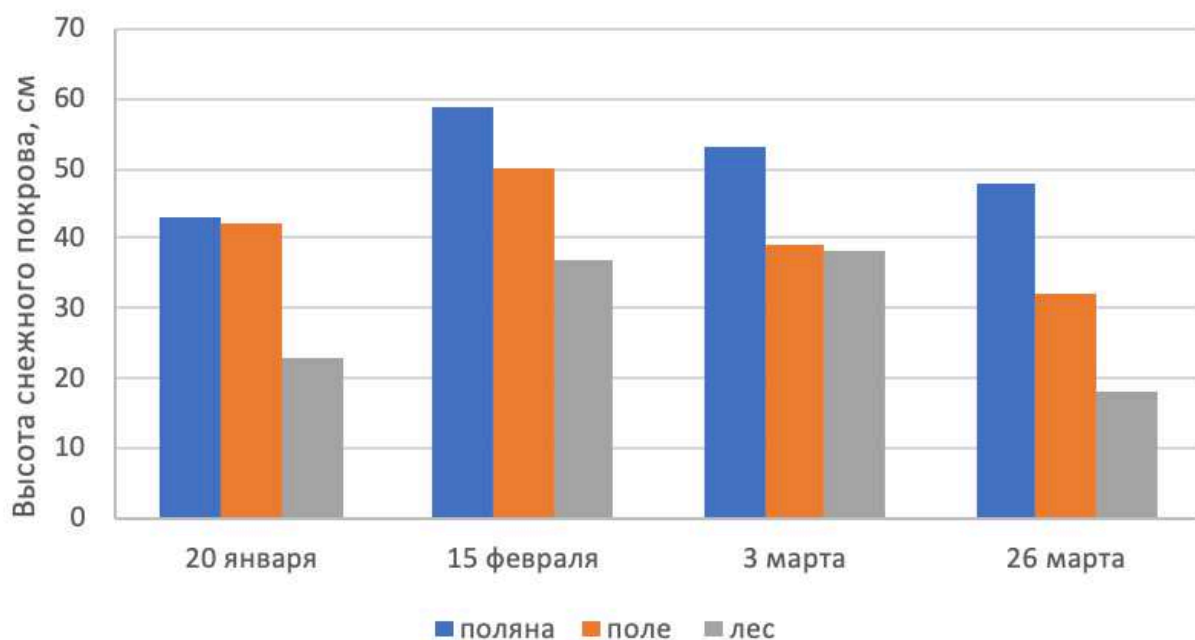


Рис. 3.2.3. Высота снежного покрова на трех участках 20 января, 15 февраля, 3 марта и 26 марта 2021 года.

Средневзвешенная плотность снега в шурфах на участках исследования зимой 2016/2017 гг. увеличилась от 160–185 кг/м³ в конце января до 200–250 кг/м³ в начале марта и

до 380–390 кг/м³ в середине марта (Рис. 3.2.4). Резкое увеличение плотности толщи произошло в начале февраля в результате оттепели, которая привела к быстрому уплотнению и оседанию снежной толщи. Затем значения 230–250 кг/м³ сохранялись в течение месяца до начала активного таяния в середине марта, когда плотность отдельных слоёв возросла до 450 кг/м³. Сравнение значений на исследуемых участках в каждую из дат измерений свидетельствует об отсутствии значительных различий в плотности снежного покрова на исследуемых ПТК. В целом, несколько пониженные значения плотности наблюдались в лесу, а повышенные — на поле. Плотность снега на поле оказалась в среднем на 5% больше, чем на поляне, а в смешанном лесу — на 5% меньше.

Зимой 2020/2021 гг. плотность снежного покрова была в целом меньше, чем в 2015/2016 гг. вследствие более холодных зимних условий и более редких оттепелей. Средневзвешенная плотность снега в шурфах на участках исследования зимой 2020/2021 гг. увеличилась от 130–180 кг/м³ в конце января до 240–250 кг/м³ в начале марта, а затем уменьшилась в период весеннего снеготаяния (Рис. 3.2.5). Как и в 2015/2016 гг., в период с максимальной высотой снежного покрова наибольшая плотность снега наблюдалась на поле, чуть меньшая — на поляне (на 10% меньше, чем на поле) и наименьшая — в лесу, под кроной ели (на 17% меньше, чем на поле). На участке с лиственным лесом плотность снега была на 2% больше, чем на прилегающей поляне.

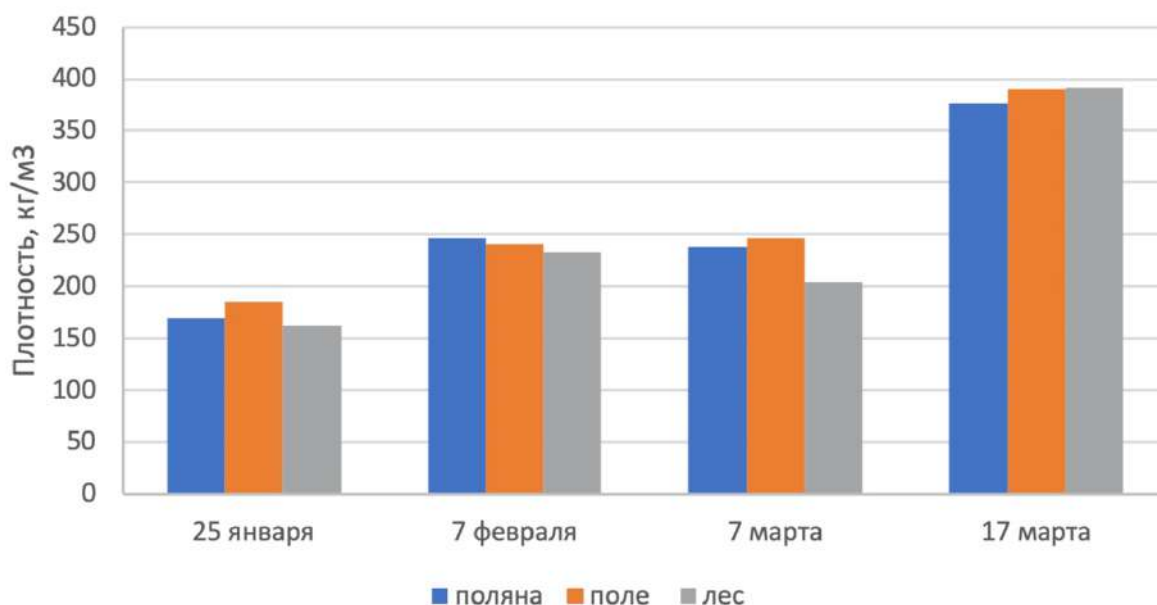


Рис. 3.2.4. Плотность снежного покрова на трех участках 25 января, 7 февраля, 7 и 17 марта 2016 года.

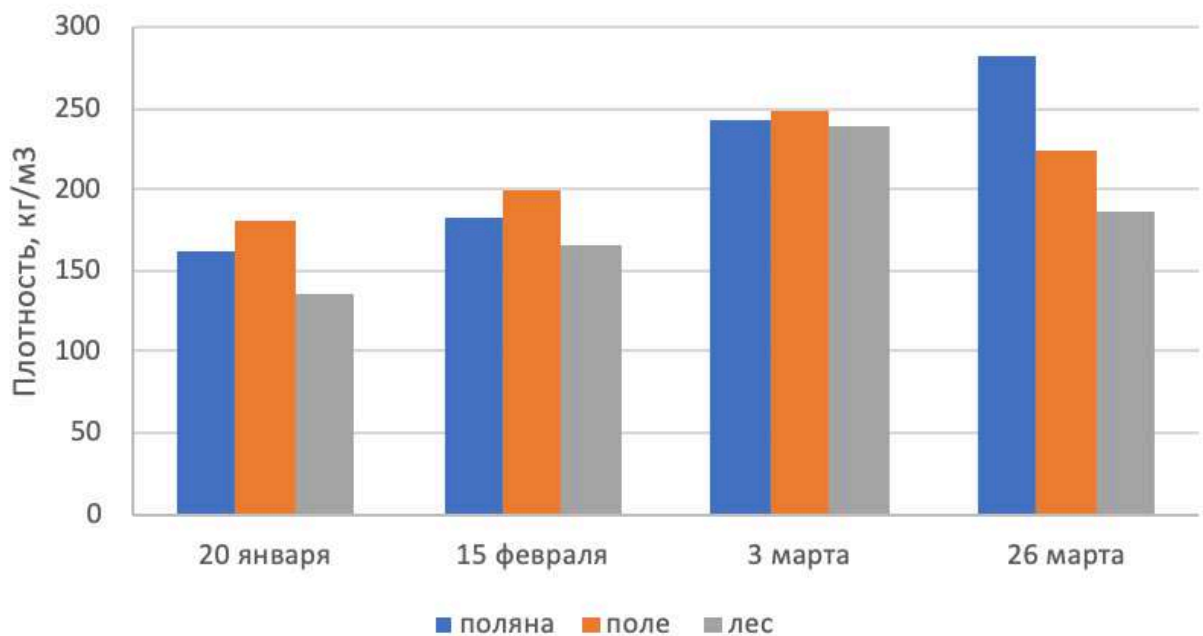


Рис. 3.2.5. Плотность снежного покрова на трех участках 20 января, 15 февраля, 3 марта и 26 марта 2021 года.

Изменчивость значений высоты и плотности снега привели к тому, что результирующие значения ВЭС также значительно отличались между участками. Зимой 2015/2016 гг. в конце января разница запасов воды в снеге между участками была невелика: наибольшие водозапасы наблюдались на поле и поляне, наименьшие — в лесу. По мере аккумуляции снежного покрова и его уплотнения значения ВЭС в толще увеличивались, причем в феврале запасы воды на поляне превысили соответствующие значения на поле и в лесу. Значения ВЭС на поле и на лесном участке в начале марта оказались в среднем на 18% и 50% меньше, чем на поляне, соответственно (Рис. 3.2.6).

Зимой 2020/2021 гг. в период с максимальной высотой снежного покрова ВЭС на поле и поляне оказался практически одинаков, несмотря на различия в высоте и плотности снежного покрова. В лиственном лесу значения ВЭС оказались на 10% меньше, чем на поле и поляне, а под кроной ели — более чем на 40% меньше (Рис. 3.2.7).

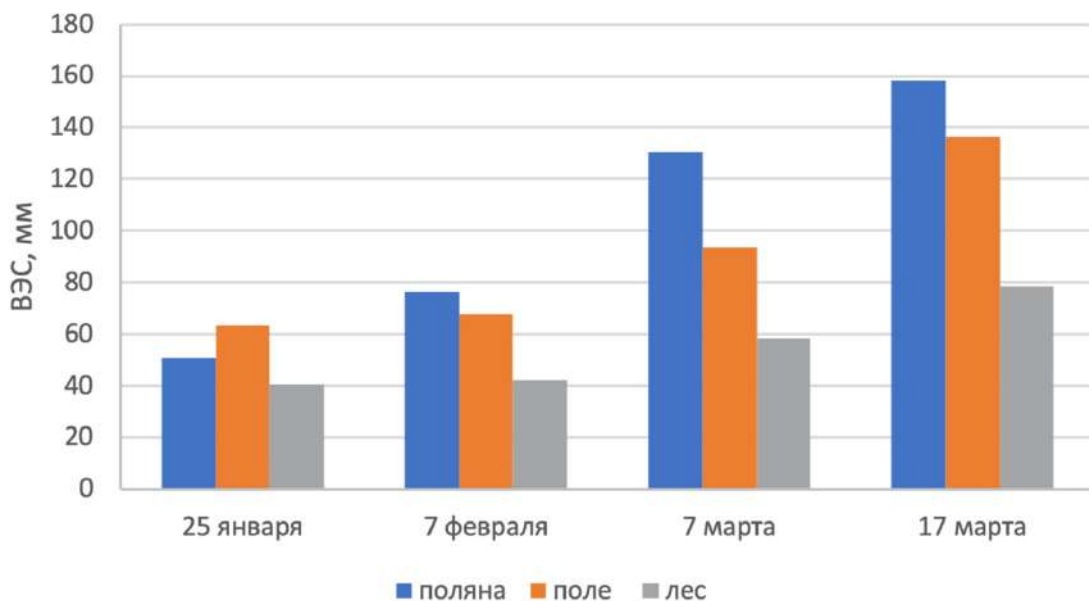


Рис. 3.2.6 Запасы воды в снежной толще на трех участках 25 января, 7 февраля, 7 и 17 марта 2016 года.

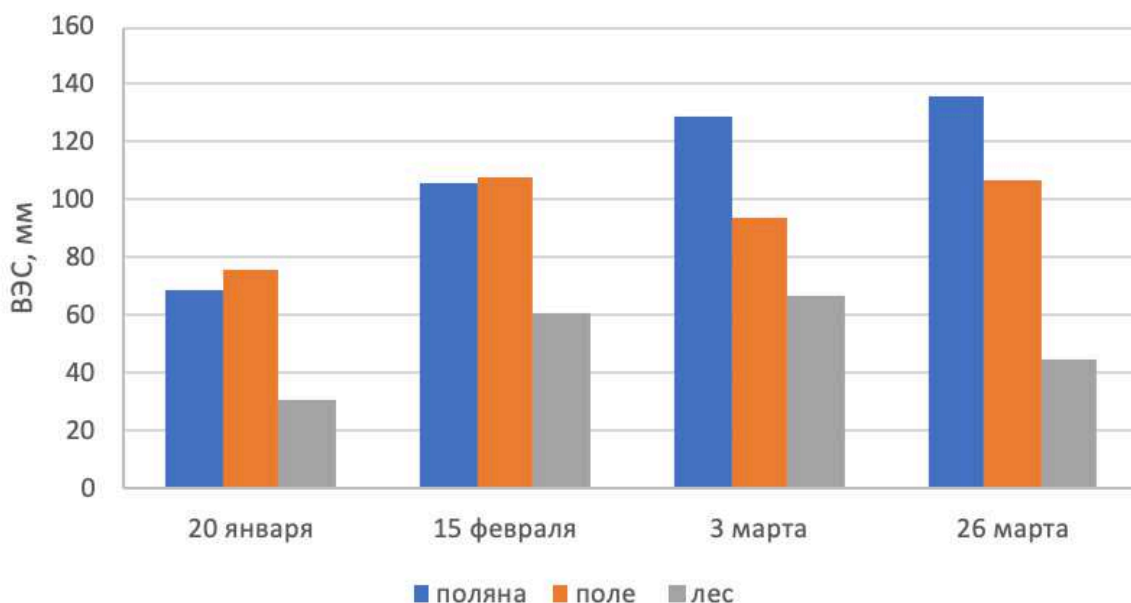


Рис. 3.2.7. Запасы воды в снежной толще на трех участках 20 января, 15 февраля, 3 марта и 26 марта 2021 года.

Подробный анализ строения снежной толщи в шурфах в годы исследования позволил установить различия в строении снежной толщи на каждом участке исследования. Строение снежной толщи на поле и поляне было похоже, в то время как на лесных участках различия были более выражены (Рис. 3.2.8).

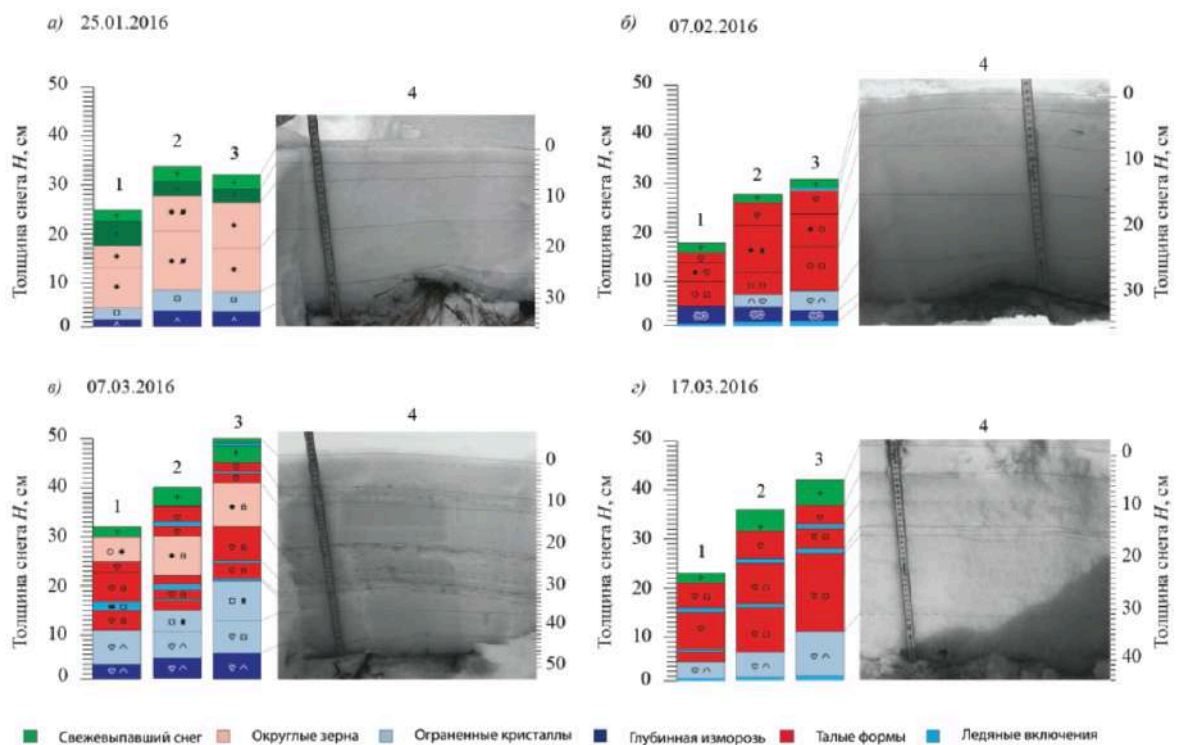


Рис. 3.2.8. Строение снежного покрова на участках исследования а) 25 января 2016 б) 7 февраля 2016 в) 7 марта 2016 г) 17 марта 2016. 1 — лес; 2 — поле; 3, 4 — поляна; Условные обозначения см. Рис. 2 (Фирц и др., 2012).

В начале зимы 2015/2016 гг. на всех трех участках преобладали слои рыхлого свежего и осевшего снега (65–70% толщи). В нижней части толщи успели сформироваться слои с огранкой и глубинной изморози (25–30%). На лесном участке толщина слоёв была в среднем на 30% меньше, чем на открытых участках. Границы между слоями были менее четкие. Размер кристаллов в нижней части толщи достигал 2–3 мм, в то время как слои осевшего свежего снега были сложены мелкозернистым снегом с кристаллами менее 0,8 мм.

В результате оттепели, длившейся с 30 января до 5 февраля 2016 года, строение толщи сильно изменилось по сравнению с предыдущими замерами. К 7 февраля большую часть толщи продолжают занимать слои осевшего и рыхлого, но влажного снега. Температура всей толщи в определенные моменты достигала температуры плавления, поэтому оплавленные формы кристаллов наблюдались во всех слоях. Однородность толщи была нарушена в результате неравномерного просачивания жидкой воды, а ее плотность значительно возросла. Слои с огранкой деградировали, но появились корки таяния-замерзания, леденистые слои, а также линзы и пальцы просачивания. В лесу также наблюдались процессы таяния и инфильтрации воды вглубь толщи. Слой влажного снега у поверхности был крайне

неоднороден. Его нижняя граница неровная, поскольку он подвергался воздействию опадающих мокрых комьев снега и капли с крон деревьев. Стратиграфия отличалась также отсутствием ледяного слоя на поверхности грунта, который наблюдался на полевых участках. Слои смерзшихся поликристаллов характеризовались многочисленными органическими включениями (опад с деревьев).

В первой половине марта на поле и поляне преобладали слои смерзшихся поликристаллов и ледяных корок (30–35%). На поле эти слои оказались более леденистыми и плотными, чем на поляне, а их толщина была меньше. (Рис. 3.2.8, 3.2.9).

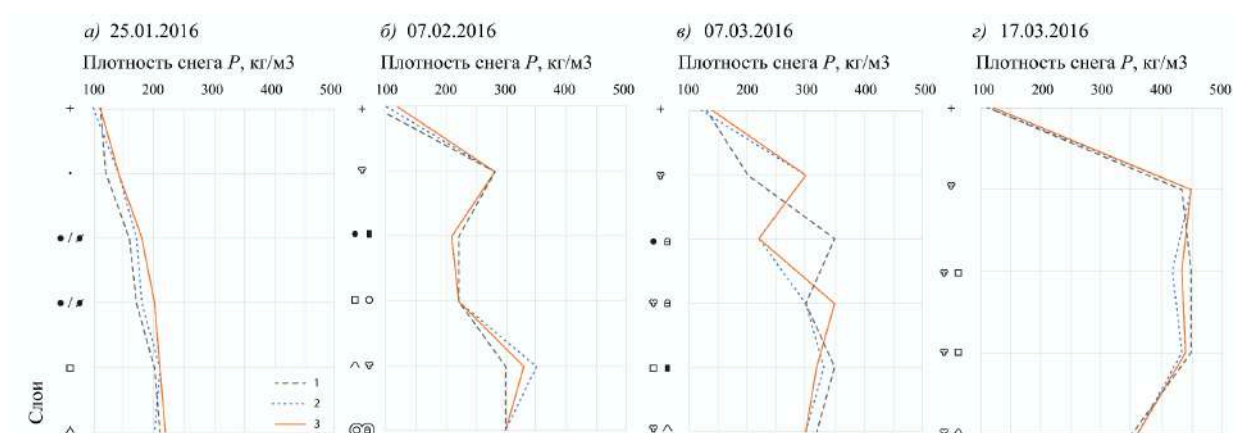


Рис. 3.2.9. Плотность снежного покрова на участках исследования а) 25 января 2015 б) 7 февраля 2016 в) 7 марта 2016 г) 17 марта 2016. 1 — лес; 2 — поле; 3 — поляна; Цветовые и символные условные обозначения соответствуют Международной классификации снежного покрова (Фирц и др., 2012).

Слои с огранкой в нижней части толщи (35–45%) оплавилась, уплотнились и смерзлись. В верхней части толщи преобладали слои свежеснежавшего и осевшего влажного снега (25–30%). В лесу около 50% толщи были сложены слоями смерзшихся поликристаллов различного возраста и плотности. Верхние 20% толщи были сложены рыхлым влажным снегом. В средней части толщи наблюдался слой, насыщенный органикой. Этот слой сформировался во время оттепели при таянии снега на кронах деревьев. В результате капли под кронами образовалась льдистая корочка с ноздреватой поверхностью. Наличие таких неоднородностей увеличило пространственную изменчивость снега в лесной зоне.

Зимой 2020/2021 гг. строение снежной толщи в период с максимальной высотой снежного покрова отличалось от наблюдавшегося в 2015/2016 года повышенной толщиной слоёв рыхлого осевшего снега и слоёв с огранкой при пониженной толщине слоёв таяния-замерзания. На поляне, где в этот период наблюдалась наибольшая высота снега среди всех

исследуемых участков, снежная толща была представлена слоями свежеснежавшего и осевшего влажного снега (25–30%), снега с огранкой (45–50 %) и слоёв таяния-замерзания в средней части толщи (около 20%). На поле, где высота снежного покрова была меньше, а плотность — больше, наблюдалось повышенное развитие слоёв метелевого уплотнения (около 35% толщи). Слои снега с огранкой занимали около 50% толщи, причем размер кристаллов в нижней части толщи был больше, чем на поляне. Слои таяния-замерзания занимали около 10% толщи, однако в нижней части толщи, в слоях, сложенных кристаллами глубинной изморози, более часто встречались льдистые неоднородности и пальцы просачивания. В лиственном лесу снежная толща отличалась пониженной толщиной и плотностью слоёв ветрового уплотнения (около 20%) и повышенной толщиной слоёв таяния-замерзания (около 30%). Под кроной ели в смешанном лесу строение снежной толщи отличалось, что было обусловлено различиями в условиях аккумуляции и метаморфизма снежной толщи. Поскольку высота снежного покрова под кроной ели, на расстоянии 1 м от ее ствола, была почти на 30% меньше, чем на поляне и поле, в течение зимы наблюдались сильные температурные градиенты, поэтому значительное развитие получили кристаллы глубинной изморози в нижней части толщи. При этом общее число слоёв, которые возможно было идентифицировать, оказалось меньше, чем на других участках. Большинство идентифицированных слоёв были в 2–3 раза тоньше, чем на открытых участках, за исключением слоя ветрового уплотнения. Кроме того, в толще наблюдались многочисленные неоднородности, связанные с падением снега с кроны ели в виде твердых комьев.

Таким образом, в течение зим 2015/2016 и 2020/2021 гг. на каждом из 3-х участков исследования можно было идентифицировать аналогичные слои, однако их толщина и свойства отличались. В обе зимы к периоду максимума аккумуляции снежная толща на поле характеризовалась повышенной плотностью и твёрдостью слоёв, подвергавшихся ветровому воздействию, слоёв таяния-замерзания и корок. При этом, толщина каждого слоя была на 10–20% меньше, чем на поляне. Толщина слоёв с огранкой была несколько меньше, чем на поляне, а степень огранки кристаллов — больше. В хвойном лесу, под кронами елей, толщина отдельных слоёв была почти вдвое меньше, чем на открытых участках. Слои с огранкой в нижней части толщи были почти вдвое тоньше, чем на поляне, однако размер кристаллов и степень развития глубинной изморози были значительно больше, что обусловлено пониженной высотой снега и, как следствие, повышенные температурные градиенты в толще. Слои таяния-замерзания, состоящие из смерзшихся поликристаллов, были толще в лесу (около 50%), чем на поляне и поле (по 30%) зимой 2016/2017 гг., в то время как холодной зимой 2020/2021 гг. доля слоёв таяния-замерзания в толще была примерно та же, что и на

открытых участках. Эти слои содержали значительное количество растительного опада, что было обусловлено воздействием капели, комьев снега и органических частиц, опадающих с крон деревьев.

Итог:

Анализ данных о высоте, плотности и строении толщи в шарфах и траншеях, расположенных в пределах 3-х ПТК, различающихся по своим характеристикам растительного покрова и микрорельефа поверхности, позволил установить, что исследуемые параметры значительно различаются на исследованных участках. В лесу наличие хвойных деревьев приводит к пониженной высоте и запасам воды в снеге, особенно под кронами деревьев, где наблюдается формирование “снежных колодцев”. На подверженных ветровому воздействию открытых участках в строении снежной толщи наблюдаются слои ветрового уплотнения, а высота снега оказывается меньше, чем на защищенных от ветра безлесных ПТК, где наблюдается наибольшая высота и запасы воды в снеге.

- Установлено, что зимами 2015/2016 и 2020/2021 гг. к периоду максимума снегозапасов высота снежного покрова, измеренная в шурфе шириной около 1 м, на поле была на 15–17% меньше, чем на поляне, защищенной от ветра, а в лесу, под кроной ели — на 37–52% меньше, чем на поляне. Зимой 2020–2021 гг. высота снежного покрова в березовом лесу оказалась на 12% меньше, чем на поляне. Несмотря на повышенные темпы оседания снежного покрова в лесу, особенно под кронами деревьев, в марте, полное таяние снежного покрова в лесу произошло несколько позже, чем на поляне и значительно позже, чем на поле, особенно склонах южной экспозиции.

- Установлено, что зимами 2016/2017 и 2020/2021 гг. к периоду максимума снегозапасов плотность снега на поле оказалась на 5–10% больше, а в лесу — на 5–17% меньше, чем на поляне. Плотность снега в березовом лесу была на 2% больше, чем на прилегающей поляне.

- Значения ВЭС на поле и на лесном участке (под кроной ели) в начале марта оказались в среднем на 18% и 50% меньше, чем на поляне, соответственно.

- Максимальные значения водозапасов в снежной толще повсеместно наблюдались значительно позже (на 10 и более дней), чем максимальные значения высоты снежного покрова.

Зимой 2015–2016 гг. на период максимальных снегозапасов в лесу в строении снежной толщи наибольшее развитие получили слои таяния-замерзания, а слои кристаллов с огранкой хоть и были тоньше, но отличались повышенной степенью развития глубинной изморози по

сравнению с открытыми участками. Под кроной ели в лесу доля слоёв таяния-замерзания составила 50%, слоёв с огранкой — 30%, слоёв свежеснежавшего и осевшего снега — 20%. На поле и поляне доли основных типов слоёв составили 32, 37 и 31%, соответственно, хотя их толщина отличалась пропорционально различиям в высоте снежного покрова на этих участках.

3.3 Пространственная неоднородность снежного покрова в масштабе первых метров

Поскольку измерения параметров снежной толщи, выполненные в одном шурфе характеризуют строение и свойства снежной толщи в одной точке и в небольшом радиусе вокруг этой точки, для понимания пространственного распределения свойств снежного покрова в крупном масштабе и влияния местных факторов на это распределение, необходимо более подробное изучение исследуемых параметров в траншеях. На основе анализа параметров снежной толщи, измеренных вдоль траншей протяженностью от 5 до 20 м в Москве и Подмосковье в 2014–2021 гг. были описаны основные закономерности пространственного распределения свойств снежной толщи и отдельные ее слоёв в различных ландшафтных условиях и выявлены факторы, оказывающие наибольшее влияние на строение снежной толщи на каждом из участков.

Анализ строения и свойств снежной толщи в шурфах и траншеях, расположенных под кронами деревьев в лиственном и хвойном лесу позволил оценить пространственную неоднородность высоты, плотности, ВЭС снежной толщи и отдельных ее слоёв. Если зимой 2015–2016 гг. исследования проводились в шурфах, которые характеризует снежную толщину в одной точке, в 2020–2021 гг. измерения проводились в траншеях протяженностью 5–10 м с интервалом 1 м, что позволило проследить, как свойства снега меняются в пределах одной фации в зависимости от растительности и микрорельефа поверхности в различные периоды зимы.

Влияние древесной растительности на строение и свойства снежного покрова.

На участках с лесной растительностью влияние крон деревьев на снежный покров значительно и обусловлено процессами перехвата осадков, созданием ветровой и инсоляционной тени. На лесных участках, характеризующимся наличием хвойных и лиственных деревьев, каждое из этих условий вносило определенный вклад. В результате, стратиграфия снежной толщи в лесных ПТК значительно отличалась от безлесных ПТК (поля и поляны) начиная с первых дней залегания снежного покрова.

Кроны деревьев, в особенности хвойных пород, характеризуется способностью задерживать значительную долю твердых атмосферных осадков (Storck et al., 2002). В результате, под кронами формируются участки пониженной высоты и плотности снежного покрова, так называемые «снежные колодцы» (Sturm, 1992; Rasmus et al., 2011). На открытых участках между деревьями снежный покров отличается более равномерной стратиграфией. Деревья создают ветровую тень, поэтому аккумуляция снега происходит как правило в спокойных условиях и снежная толща отличается однородностью слоёв и их пониженной плотностью. Ветрового уплотнения и переноса практически не наблюдается. Если аккумуляция происходит при сильном ветре, на поверхность снега могут попадать многочисленные частицы органики, которые впоследствии оказывают влияние на процессы метаморфизма и таяния снега в результате уменьшения альбедо поверхности. В хвойном и смешанном лесу уменьшение скорости ветра более значительное, чем в лиственном лесу.

По данным измерений в конце января 2021 года в траншее протяженностью 10 м, расположенной под кроной ели, высота, плотность и запасы воды в снеге заметно менялись по направлению от ствола к внешнему периметру кроны (Рис. 3.3.1). Непосредственно у ствола ели высота снежного покрова составляла всего 8–9 см, а толща была сложена рыхлым, сухим снегом низкой плотностью около 120–140 кг/м³. В толще можно было идентифицировать не более 2–3-х слоёв, отличающихся лишь по степени огранки.

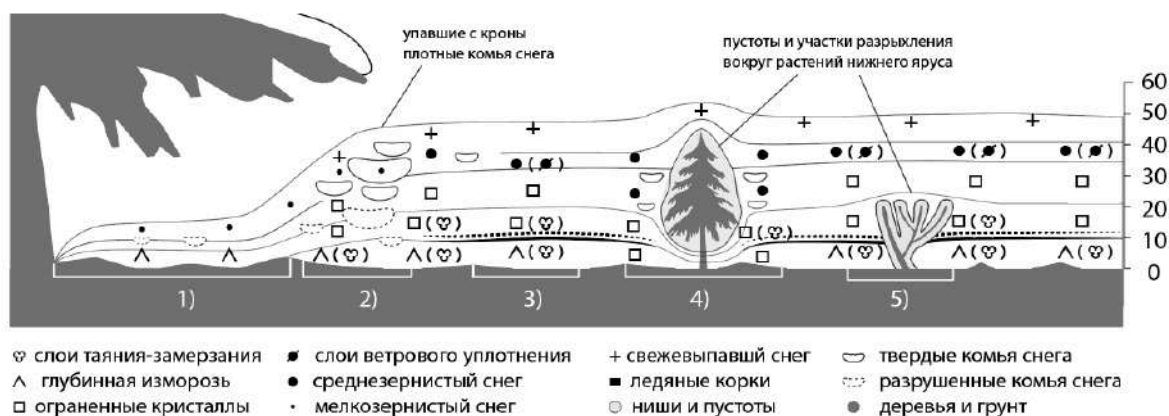


Рис. 3.3.1 Схема строения снежной толщи в траншее (5 м) под кроной ели в смешанном лесу в период максимальных снегозапасов 15 февраля 2021 года.

На расстоянии 1 м от кроны высота составляла уже около 23 см, плавно возрастая до 40 см на расстоянии 5 м от ствола. Среднезвешенная плотность снега увеличивалась по мере удаления от ствола дерева до 140–150 кг/м³ на расстоянии 5 м от ствола. На втором и третьем метре траншеи снежная толща была осложнена неоднородностями в виде плотных комьев снега, упавших с кроны. На открытом участке леса, расположенном вне площади

проективного покрытия кроны, высота снега составляла около 45 см, то есть соответствовала высоте снега на поляне и поле. Плотность снега составила около 150 кг/м³.

Таким образом, уже в начале зимы под хвойными породами деревьев в результате задержания осадков кронами сформировались участки пониженной высоты и плотности снежного покрова.

При этом, в описанной траншее можно было выделить 3 зоны со значительно отличающимися свойствами снежного покрова:

- зона, непосредственно примыкающая к стволу дерева, характеризующаяся пониженной высотой, плотностью и отсутствием четко выраженной стратиграфии;
- зона, расположенная под кроной и характеризующаяся пониженной высотой снежного покрова и нарушенным строением снежной толщи;
- участок вне зоны влияния кроны, отличающийся повышенной высотой и четко выраженным строением снежной толщи.

Количество и пропорции слоёв в просвете между деревьями (вне зоны влияния капли и комьев снега с кроны) были аналогичны наблюдаемым на поляне. Эти 3 зоны характерны для любых хвойных деревьев, вне зависимости от их породы и размера, однако соотношения могут меняться в широких пределах. Изменчивость высоты снежного покрова в траншее протяженностью 10 м в конце января составила около 20%. Вариация высоты снега в первых 5 м траншеи составила 30%. Следовательно, в зависимости от густоты, возраста и состава характеристик леса эти значения могут варьировать в широких пределах.

Метаморфизм снежной толщи в лесу во многом отличается от открытых участков. Помимо того, что вследствие задержания кронами снега высота и стратиграфия изначально отличаются, дополнительные преобразования толщи происходят по мере падения комьев снега, капли и органических частиц с деревьев во время ветреной погоды и оттепелей. В результате описанных гравитационных процессов стратиграфия снежной толщи меняется, естественное залегание нарушается, а изменчивость свойств возрастает. Наибольшие изменения наблюдались непосредственно под кронами, где снежный покров отличался пониженной высотой, повышенной плотностью и льдистостью, почти полным отсутствием слоистости и обилием органических частиц. Во время заморозков и активации температурно-градиентного метаморфизма в силу пониженной высоты снега и больших температурных градиентов процессы метаморфизма интенсивны, однако в теплые зимы слой глубинной изморози в лесу практически отсутствует.

Как показал анализ распределения строения и свойств снежного покрова в траншее под кроной ели в середине февраля 2021 года, вариация значений высоты снежной толщи в

траншее протяженностью 10 м составила около 25%. Плотность снега на расстоянии 1 м от ствола составила около 165 кг/м^3 , было выделено 5 слоёв, причем слои с огранкой были более развиты, чем на открытых участках между деревьями. На расстоянии 2 м от ствола ели наблюдалась зона с нарушенной стратиграфией снежной толщи, где плотность снега составила 185 кг/м^3 . На расстоянии 4 м от ствола, вне зоны воздействия кроны, было выделено 8 слоёв, а плотность снега составила в среднем 160 кг/м^3 .

Во время весеннего снеготаяния первыми освобождаются от снега участки под кронами, отличающиеся пониженной высотой снега. Наличие органических частиц в толще и на ее поверхности способствует интенсификации ее таяния вследствие инсоляционного нагрева этих частиц. Над иглами и листьями, лежащими на поверхности снега, формируются чаши протаивания глубиной до 10 сантиметров. Вокруг стволов деревьев и стеблей в радиусе нескольких десятков сантиметров формируются колодцы протаивания, которые затем разрастаются по мере уменьшения альбедо. В то же время древесная растительность определяет пониженную инсоляцию лесных участков. Поэтому, несмотря на пониженную высоту снега, период снеготаяния оказывается более продолжительным, чем на открытых участках.

По данным измерений в траншее протяженностью 10 м в период интенсивного весеннего снеготаяния в конце марта 2021 года, изменчивость высоты снежного покрова составила около 30% при средней высоте снега около 35 см. Минимальная высота наблюдалась непосредственно у ствола ели (5 см), плавно увеличиваясь до 45–50 см за границей зоны влияния кроны. Снежный покров под кроной был полностью покрыт слоем опавших игл, что значительно изменило теплофизические свойства поверхности снега на этом участке. Плотность снега была распределена вдоль траншеи достаточно равномерно, однако под кроной сохранились льдистые участки повышенной плотности, сформировавшиеся в результате падения плотных комьев с кроны и последующего промачивания в результате капели.

Строение и свойства снежного покрова в березовом лесу значительно отличались от наблюденных под кроной ели в смешанном лесу (Рис. 3.3.2). По данным измерений в 10-метровой траншее, исследованной в период максимальных снегозапасов в середине февраля, средняя высота снежного покрова составила 50 см, то есть была на 8–10% меньше, чем на прилегающей поляне. Строение снежного покрова отличалось наличием в толще уплотнений, которые образовались в результате падения снега с деревьев, перехваченного кронами во время снегопадов, наличием неоднородностей вокруг стволов деревьев, а также наличием плотного слоя таяния-замерзания в нижней части толщи. Слои ветрового

уплотнения практически отсутствовали. В остальном, строение и свойства снежной толщи слабо отличались от наблюдаемых на прилегающей поляне.

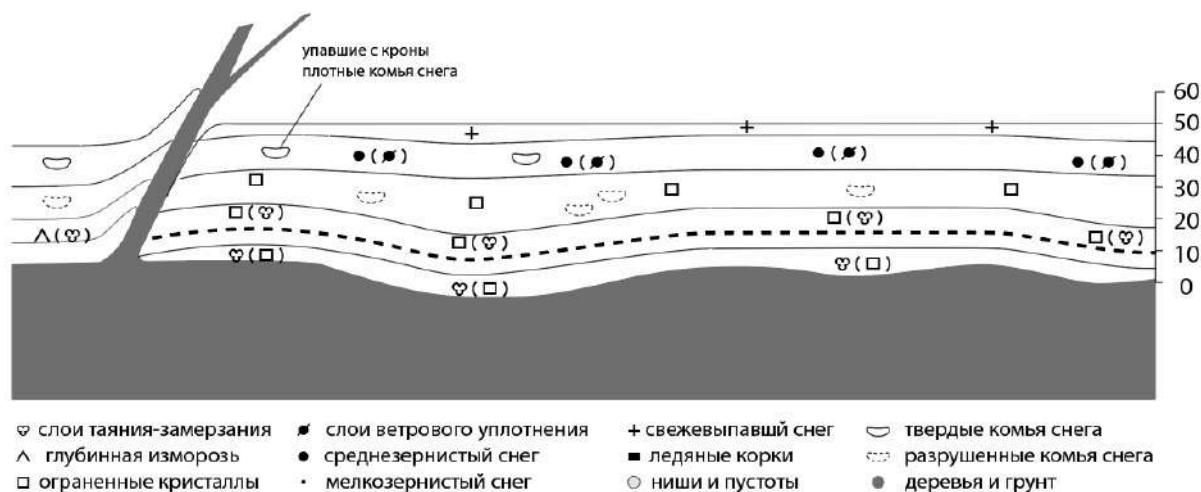


Рис. 3.3.2 Схема строения снежной толщи в траншее (5 м) в березовом лесу в период максимальных снегозапасов 15 февраля 2021 года.

Влияние микрорельефа поверхности на строение и свойства снежного покрова

Микрорельеф поверхности в той или иной степени выражен на большинстве естественных участков, не подверженных антропогенным изменениям, в том числе и на всех трёх участках исследования. Его наличие в большинстве случаев обусловлено наличием травянистой растительности, которая формирует кочки высотой от 5 до 15 см, а также полигональных форм рельефа, обломочного материала, валежника и т.п. В результате шероховатость поверхности возрастает, равно как и неоднородность залегания снежного покрова. Среди участков исследования наиболее крупные формы микрорельефа наблюдаются на поляне. Наименее выражен он в лесу, где травянистая растительность имеет ограниченное распространение.

Несмотря на интерес исследователей к вопросу влияния древесной растительности на свойства снежного покрова, влияние травянистой растительности редко рассматривается в современной литературе. Наличие в снежной толще многочисленных стеблей может оказывать существенное влияние на процессы метаморфизма снежной толщи, и функционировании экосистемы.

Во время аккумуляции снежного покрова влияние травянистой растительности сводится преимущественно к увеличению шероховатости поверхности и снижению скорости ветра непосредственно у поверхности грунта. В силу неоднородного распределения растительности на территории интенсивность аккумуляции снега на отдельных участках может отличаться. Участки с густой травой отличаются повышенной высотой и изменчивостью свойств снежной

толщи. Видовой состав также имеет значение, поскольку морфология стеблей и листьев растений, их высота и количество могут влиять на снегозадерживающие свойства, особенно на открытых полевых участках.

В первую очередь, травянистую растительность можно рассматривать как фактор формирования микрорельефа поверхности. В безветренных условиях, характерных для поляны и лесного участка, аккумуляция снега происходит достаточно равномерно, поэтому слои снега повторяют микрорельеф подстилающей поверхности. Тем не менее, результаты наших измерений подтверждают результаты зарубежных исследований (*Filhol & Sturm, 2019*) и показывают, что происходит «сглаживание» рельефа, причем достаточно быстрое. Уже по достижении высоты снега 20–30 см рельеф оказывается значительно нивелирован. На поле, где скорость ветра повышена, «сглаживание» рельефа происходит быстрее в силу интенсивного метелевого переноса и отложения снега в понижениях рельефа, где скорость ветра меньше. К концу зимнего сезона высота и плотность снега в понижениях между кочками оказывается в среднем на 10–20% больше, чем над ними. В начале зимы эта разница еще более значительна, но постепенно уменьшается по мере аккумуляции.

Анализ строения снежной толщи в конце января 2021 года на полевом участке (*Рис. 3.3.3*) и поляне (*Рис. 3.3.4*) показал, что наличие микрорельефа поверхности и травянистой растительности оказывает значительное влияние на строение снежной толщи даже в отсутствие древесной растительности.



Рис. 3.3.3 Схема строения снежной толщи в траншее (5 м) на полевом участке в период максимальных снегозапасов 15 февраля 2021 года.

В траншее протяженностью 10 м на поляне средняя высота снега составила 43 см, однако значения менялись от 30 до 52 см, а вариация параметра составила 12%. Наибольшие значения высоты и плотности снежного покрова наблюдались в понижениях рельефа, а наименьшие — над кочками. Так, плотность снега в точке, где высота снега составила 30 см (над кочкой) составила всего около 140 кг/м³ (ВСЭ — 42 мм), в то время как в точке с высотой снега 43 см

эти значения составили 160 кг/м^3 и 70 мм , соответственно. Что касается строения снежной толщи, то над кочками толщина и плотность слоёв, сформировавшихся при значительной скорости ветра, оказалась значительно меньше, чем в понижениях между ними.



Рис. 3.3.4 Схема строения снежной толщи в траншее (5 м) на защищенной от ветра поляне в период максимальных снегозапасов 15 февраля 2021 года.

По мере аккумуляции в снежной толще происходят метаморфические процессы, интенсивность которых зависит, помимо внешних условий, от микрорельефа поверхности (Sturm, 1992). Повышенная аккумуляция снега между кочками и в понижениях рельефа наблюдается с первых дней залегания устойчивого снежного покрова вследствие процессов ветрового переноса, крипа и гравитационного уплотнения снега. Над кочками и другими выпуклыми формами микрорельефа снежный покров тоньше и формируется значительно позже. Сильные заморозки, наблюдаемые в начале зимы при небольшой высоте снега приводят к возникновению больших температурных градиентов в толще и интенсификации температурно-градиентного метаморфизма. Снег, выпавший в начале зимы, практически полностью переходит в слои глубинной изморози (ГИ). Таким образом, сочетание неравномерного залегания снежного покрова в начале зимы и больших температурных градиентов в толще приводят к большой пространственной изменчивости слоёв глубинной изморози в нижней части толщ.

Интерес также представляет влияние отдельных травинки и стеблей, пронизывающих снежную толщу, на процессы происходящие в ней в течение зимы. По мере аккумуляции снега на участках с густой растительностью, в особенности над кочками, наблюдается пониженная плотность снега. Вокруг стеблей образуются небольшие воронкообразные полости шириной до 1 см, достигающие поверхности грунта. Наличие этих неоднородностей облегчает массо- и энергообмен системы грунт – снежный покров – атмосфера, а также между отдельными слоями снега как в вертикальном, так и горизонтальном направлении. В периоды активного метаморфизма (периоды с наличием в толще температурного градиента более 25°C/м)

развитие огранки в этих зонах более интенсивно. Вокруг стеблей и травинки происходит быстрый рост кристаллов глубинной изморози, а естественное залегание снежного покрова бывает сильно нарушено.

Анализ параметров снежного покрова в траншее в период максимальной высоты снежного покрова в середине февраля 2021 года позволил установить, что средняя высота снега составила 60 см, а вариация сократилась до 7% по сравнению с концом января. Наименьшие значения высоты, плотности и запасов воды в снеге наблюдались над кочками, наибольшие — в понижениях, как и в конце января. Наибольшая высота снега достигла на исследуемом участке 71 см, наименьшая — 40 см (над кочкой). Плотность снега над кочкой составила всего 133 кг/м³, что соответствовало 53 мм ВЭС. В понижении, где высота снега достигала 71 см плотность составила около 190 кг/м³, при ВЭС 135 мм. Строение снежной толщи над кочкой отличалось значительно большим развитием слоёв с огранкой и полным отсутствием слоёв таяния-замерзания (кочка не была покрыта снегом в первой половине зимы), в то время как в понижении рельефа значительно большее по сравнению со средними по траншее развитие получили слои ветрового уплотнения и таяния-замерзания, в то время как слои с огранкой в нижней части толщи были менее выражены и размер кристаллов был меньше.

Микрорельеф поверхности оказывает влияние на процесс просачивания, стока и замерзания воды в толще и на поверхности грунта (*Кузьмин, 1961*). Просочившаяся сквозь толщу вода концентрируется в понижениях между кочками и затем промерзает. Особенно ярко это проявляется на участках с хорошо развитыми льдистыми корками и слоями метелевого уплотнения в толще. Талая вода, достигая таких слабопроницаемых слоёв, движется латерально в сторону понижений, поэтому нередко между кочками наблюдаются зоны повышенной льдистости.

В осенние и весенние месяцы микрорельеф поверхности является причиной неравномерного таяния снега вследствие неоднородного поступления солнечной энергии на поверхность. Участки кочек южной экспозиции оттаивают быстрее, чем северные. Когда отдельные участки полностью освобождаются от снега, альbedo поверхности резко уменьшается, что ведет к еще более интенсивному таянию на данном участке. Таким образом снег над кочками тает быстрее, чем между ними.

Помимо описанного влияния микрорельефа поверхности, наличие в толще и на ее поверхности неоднородностей в виде стеблей может иметь следующий эффект: в результате их повышенного инсоляционного нагрева происходит более интенсивное таяние вокруг стеблей. Уже существующие неоднородности в виде полостей и зон повышенного развития

огранки усугубляются по мере нагрева толщи вокруг стеблей. Размер полостей увеличивается, у поверхности формируются воронки протаивания, которые постепенно увеличиваются в ширину и глубину. В тех случаях, когда в толще наблюдаются слабопроницаемые слои, талая вода устремляется в имеющиеся разрывы и полости.

Анализ высоты снежного покрова на поляне вдоль профиля протяженностью 10 м показал, что в конце марта 2021 года вариация этого параметра составила около 6% при средней высоте снега около 48 см на поляне и 8% при высоте снега 32 см на поле.

Итог:

По данным измерений параметров снежного покрова в траншеях протяженностью 10 м, расположенных в лесных и безлесных ПТК, установлено, что зимой 2020–2021 гг. наибольшая изменчивость значений высоты, плотности и запасов воды в снеге наблюдались в лесных ПТК, а наименьшие — на участках безлесных ПТК, защищенных от ветра. В траншее, заложенной в еловом лесу, изменчивость значений высоты снежного покрова зимой 2020–2021 гг. увеличилась от 20% в начале зимнего периода до 25% в период с максимальными снегозапасами и до 30% в период весеннего снеготаяния. Изменчивость высоты снежного покрова на открытых безлесных участках была значительно меньше и составила в период с максимальными снегозапасами 6%, постепенно увеличиваясь по мере таяния снега и уменьшаясь по мере аккумуляции и сглаживания микрорельефа. В березовом лесу изменчивость высоты снежного покрова составила около 10% в период максимальных снегозапасов.

Установлено, что локальные условия растительности и рельефа оказали значительное влияние на неоднородность распределения плотности и запасов воды в снега на каждом из участков исследования. На участках безлесных ПТК различия в плотности и ВЭС в различных точках траншеи были обусловлены влиянием микрорельефа поверхности (поле и поляна) и ветрового воздействия (поле). На обоих участках высота, плотность и ВЭС в микропонижениях рельефа (между кочками) в период максимальных снегозапасов оказались больше, чем над кочками. На лесном участке неоднородность строения и свойств была обусловлена преимущественно влиянием крон хвойных деревьев. В траншее под кроной ели были выделены 3 зоны, значительно отличающиеся по своим свойствам. Зона, примыкающая к стволу дерева, отличалась пониженной высотой и плотностью снега, и более развитыми слоями глубинной изморози. Зона воздействия опадающего с кроны снега, расположенная на периферии кроны, отличалась повышенной плотностью и запасами воды при пониженной высоте снежного покрова и сильно нарушенной стратиграфией толщи. Участки, расположенные между деревьями, отличались

повышенной высотой снежного покрова, а плотность, ВЭС и строение соответствовали наблюдаемым на защищенной от ветра поляне.

Исследования снежного покрова автором на тех же участках в другие годы в период с 2014 по 2021 гг., хотя и недокументированные, позволяют утверждать, что описанные закономерности характерны для северо-востока Подмосковья. Однако и перенос результатов в регионы вряд ли правомерен, так как отличия в температуре воздуха, количестве осадков, ветровом режиме, радиационном балансе, сплочённости крон, подстилающем покрове и микрорельефе могут привести и к другим закономерностям.

3.4 Оценка пространственной неоднородности снежного покрова с применением современных методов исследования

Для исследования строения снежного покрова в черте города Москва помимо снегомерной съемки были применены методы дистанционного зондирования земли (ДДЗ) и твердомер SMP. Наземные измерения проводились в траншеях протяженностью 20 м зимами 2014–2021 гг. на ровной, задернованной площадке с высотой травы около 5–10 см (газон) и микрорельефом поверхности, представленной кочками и понижениями с амплитудой высоты около 10–15 см, в ландшафтных условиях, аналогичных исследованному на северо-востоке Подмосковья защищенному от ветра безлесному ПТК. Измерения выполнялись по методике, описанной в главе 2, и охватили различные периоды развития снежной толщи от начала ее залегания до весеннего снеготаяния. На основе описаний шурфов, которые выполнялись с шагом 1 м вдоль 20 м траншеи, был выполнен анализ изменчивости строения и свойств снежной толщи на исследуемом участке, включая высоту, плотность, запасы воды и твёрдости снежного покрова. На основе полученных данных были произведены расчеты и построены схемы пространственной изменчивости плотности в траншеях. Дополнительно для определения твёрдости снежной толщи и их пространственной изменчивости помимо ручного индекса твердости был применен прибор SnowMicroPen (SMP), позволяющий в полуавтоматическом режиме определять твёрдость снежной матрицы с дискретностью 4 мкм. Измерения производились вдоль траншей протяженностью 20 м с шагом 0,5 м.

Данные, полученные в шурфах и траншеях с использованием ручных и полуавтоматических методов, использовались в дальнейшем для верификации результатов определения высоты снежного покрова с использованием методов дистанционного зондирования, которые были выполнены зимой 2018/19 гг. и включали в себя съемку стандартной камерой с БПЛА (DJI Phantom 3) и лидарную съемку (Leica).

Оценка пространственной неоднородности снежного покрова с применением данных ручных измерений в шурфах и траншеях

По данным наземные измерений параметров снежного покрова, выполненных в траншее протяженностью 20 м зимой 2017/2018 гг., было установлено, что в начале зимы толща характеризовалась преобладанием рыхлого мелкозернистого снега средней плотностью около 140 кг/м^3 . В приземных слоях формировались слои, сложенные кристаллами с огранкой. По мере аккумуляции происходило постепенное оседание и уплотнение снега до 180 кг/м^3 (Рис. 3.4.1). В этот период изменчивость строения и свойств снежной толщи оказалась достаточно невысока. Вариация высоты снежного покрова в траншее составила в этот период 5–6%, плотности — 3–4%, ВЭС — 6–7%.

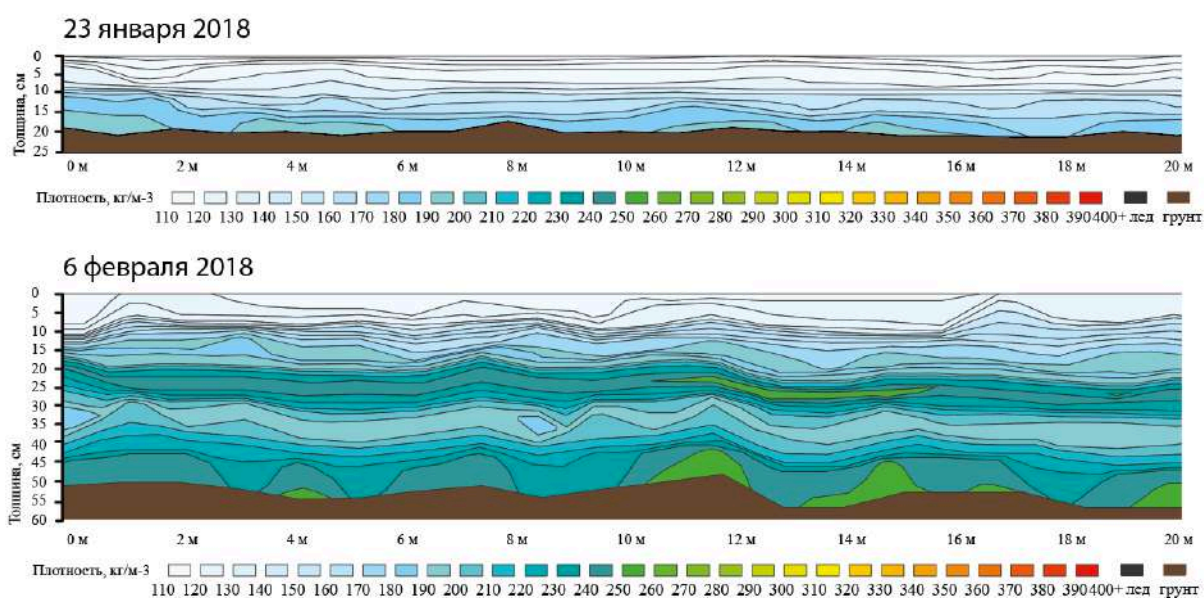


Рис. 3.4.1 Схема распределения значений плотности в толще снега в Москве (МГУ) 23 января и 6 февраля 2018 года в траншеях протяженностью 20 м.

В период максимальных снегозапасов, который пришёлся на вторую половину марта, строение снежной толщи отличалось большим разнообразием слоёв со значительно различающимися свойствами (Рис. 3.4.1). Верхняя половина толщи была сложена рыхлым мелкозернистым снегом разной степени уплотнения. Нижняя половина была представлена крупными ограненными кристаллами со следами оплавления и осложнена фирновой коркой из сmerzшихся поликристаллов, сформировавшейся в результате оттепели. Наличие неровной, фестончатой нижней границы свидетельствует о неравномерности процессов просачивания воды сквозь толщу во время оттепели, а также процессов метаморфизма. Средняя плотность толщи составила в этот период около 240 кг/м^3 , однако она варьировала между слоями в широких пределах (Рис. 3.4.3. табл. 3.4.1). Вариация значений высоты

снежного покрова составила 5%, средневзвешенной плотности в траншее составила 7%, ВЭС — 8%.

В период активного снеготаяния в начале апреля толща была сложена преимущественно округлыми кристаллами талых форм. Средняя плотность достигла 340 кг/м^3 , границы между слоями стали трудно идентифицируемы. В толще сформировались участки повышенной и пониженной плотности, представляющие собой зоны стока и последующего промерзания талой воды. Вариация значений плотности в этот период увеличилась до 11%, вариация высоты снега — до 8%, ВЭС — до 13%.

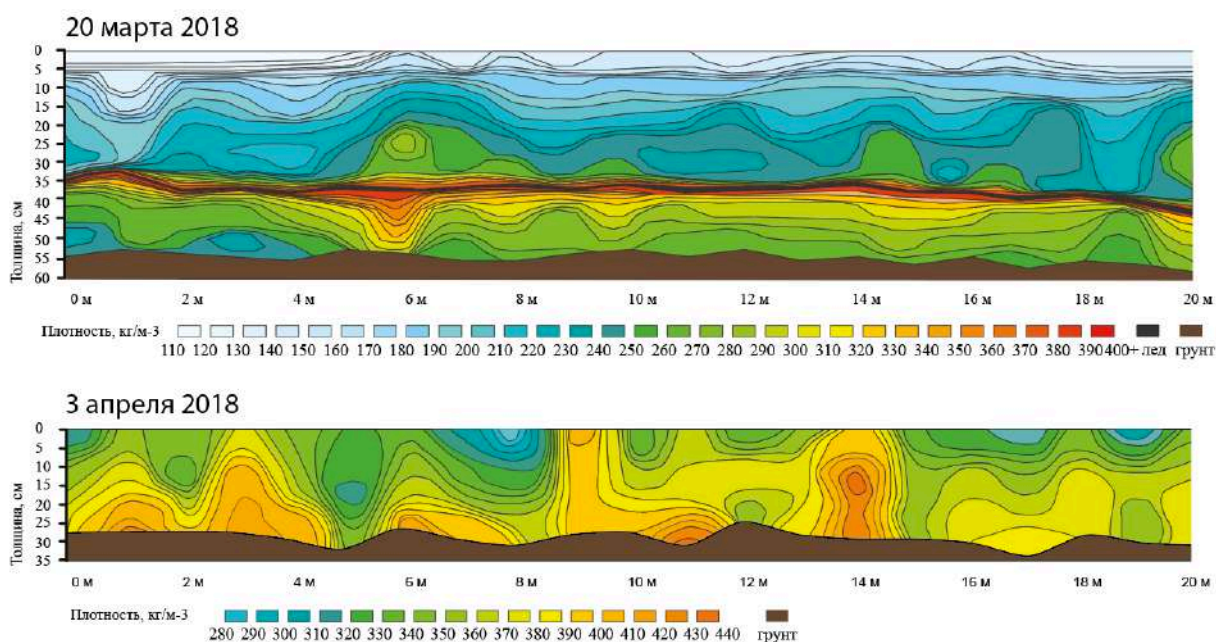


Рис. 3.4.3 Схема распределения значений плотности в толще снега в Москве (МГУ) 20 марта и 3 апреля 2018 года в траншеях протяженностью 20 м.

Несмотря на кажущуюся однородность осредненных по толще значений, анализ исследуемых параметров по отдельным слоям показал значительно большую изменчивость. Так, в период максимума аккумуляции, вариация толщины отдельных слоёв составила от 12 до 27%, плотности — от 8 до 12%, ВЭС — от 13 до 33%. Наибольшая изменчивость характерна для слоёв, подверженных процессам температурно-градиентного метаморфизма, фирнизованных слоёв смерзшихся поликристаллов (таяния-замерзания), а также слоёв, подвергшихся ветровому уплотнению в процессе аккумуляции снега. Наименьшая изменчивость характерна для слоёв рыхлого свежесвыпавшего снега, аккумуляция которого происходила при отсутствии ветра.

Анализ полученных данных позволил установить, что разброс средневзвешенных значений плотности и ВЭС между двумя соседними точками измерений в период максимума снегонакопления может достигать 35% и более даже в пределах однородной плоской площадки, что должно учитываться при попытке выбора репрезентативных точек для оценки ВЭС и прочих характеристик на больших по площади территориях. В пределах одного слоя разница ВЭС между соседними измерениями может достигать 100% и более.

Табл. 3.4.1 Средневзвешенные значения высоты, плотности и ВЭС и их пространственная изменчивость в траншеях протяжённостью 20 м в Москве (МГУ) в начале, середине и конце зимы.

Дата	23.01.2018	06.02.2018	20.03.2018	03.04.2018
Высота	19 см	53 см	54 см	29 см
Коэффициент вариации	0,06	0,05	0,03	0,08
Плотность	137 кг/м ³	185 кг/м ³	240 кг/м ³	380 кг/м ³
Коэффициент вариации	0,04	0,03	0,07	0,11
ВЭС	26 мм	99 мм	131 мм	110 мм
Коэффициент вариации	0,07	0,06	0,08	0,13
Число слоёв	3	5	8	3

Итог:

Исследование неоднородности распределения высоты, плотности и запасов воды в снеге в траншее протяжённостью 20 м показали, что изменчивость исследуемых параметров снежного покрова существенна даже в пределах ровной однородной площадки с одинаковой подстилающей поверхностью и растительностью.

Установлено, что изменчивость значений плотности и запасов воды в снеге увеличивалась в течение зимнего периода по мере развития снежной толщи и увеличения количества неоднородностей, связанных с воздействием оттепелей и температурно-градиентного метаморфизма.

Наибольшая изменчивость исследуемых параметров наблюдалась в период весеннего снеготаяния, что обусловлено неоднородным просачиванием и замерзанием воды в снеге. Изменчивость значений плотности и ВЭС в период максимальных снегозапасов больше, чем высоты снежной толщи.

Изменчивость исследуемых параметров в отдельных слоях больше, чем средних по толще. В период с максимальными снеготпасами вариация толщины отдельных слоёв составила от 12 до 27%, плотности — от 8 до 12%, ВЭС — от 13 до 33%. Наибольшая изменчивость характерна для слоёв, подверженных процессам температурно-градиентного метаморфизма, фирнизованных слоёв смерзшихся поликристаллов, а также слоёв, подвергшихся ветровому уплотнению в процессе аккумуляции снега.

Разница в средневзвешенных значениях плотности и ВЭС между двумя соседними точками измерений в период максимума снегонакопления может достигать 35%. В пределах одного слоя разница ВЭС между соседними измерениями может достигать 100% и более.

Оценка пространственной неоднородности снежного покрова с применением данных твердомера SnowMicroPen

Помимо ручных измерений значений высоты и плотности снежной толщи в шурфах и траншеях, исследования в Москве включали в себя периодические измерения твёрдости слоёв снега при помощи прибора SnowMicroPen (*Schneebeli & Johnson, 1998; Schneebeli et al., 1999*). Измерения осуществлялись с шагом 0,5 м вдоль траншеи протяжённостью около 10 м и сопровождалась определением толщины слоёв, их плотности, температуры, размера и формы зёрен. Всего было выполнено шесть серий таких измерений в 2014/15 г. и восемь в 2016/17 г. (294 замера). Таким образом, в Москве с помощью данных SMP формировалась статистика по изменению строения снежного покрова в течение зимних сезонов и её пространственной изменчивости. Изменчивость значений твёрдости оценивалась по вертикальным профилям и рассчитывалась для каждого слоя как отношение стандартного отклонения значений в этом слое к их средней арифметической. Изменчивость твёрдости и других параметров снежного покрова вдоль траншеи исследовалась аналогичным образом, однако исходными данными служили осреднённые по слоям значения. Таким образом, для каждого слоя сравнивались средние значения твёрдости, полученные по 21 вертикальному профилю.

На основе анализа данных метеорологической обсерватории МГУ за период с 2011 по 2019 гг. установлено, что высота и продолжительность залегания снежного покрова в 2014/2015 и 2016/2017 гг. имеют типичные значения, а процессы, строение, свойства и типы кристаллов снега характерные и репрезентативные для данного региона. Несмотря на то, что максимум снегонакопления пришёлся на один и тот же период, а продолжительность зимнего сезона была практически одинакова (136 и 126 дней для зим 2014/2015 и 2016/2017 гг. соответственно), наблюдалась значительная сдвигка в периоде

залегания снежного покрова. В сезоне 2014/15 г. устойчивый снежный покров сформировался на 36 дней раньше и разрушился на 26 дней раньше, чем в сезоне 2016/17 г. Метеорологические процессы и погодные явления, влияние на развитие снежной толщи в течение зим 2014/15 и 2016/17 гг., оказались схожи, но их повторяемость и интенсивность значительно отличались, что нашло отражение в изменчивости строения и механических свойств связей между кристаллами снега. Частые оттепели, наблюдавшиеся зимой 2016/17 гг., способствовали формированию неоднородной толщи с многочисленными ледяными корками и льдистыми включениями и повышенными, по сравнению с зимой 2014/15 гг., значениями твёрдости и её коэффициентами вариации. По мере развития снежной толщи форма, размер и связи между кристаллами изменялись, что нашло отражение в характере сигнала и значениях твёрдости, полученных с помощью SMP.

В начале зимы снежная толща отличалась пониженными значениями плотности, твёрдости и её коэффициентов вариации, что свидетельствует о её относительной однородности (см. Рис. 3.4.4 б и Рис. 3.4.5 б). Средние по шурфу значения плотности составили 210 кг/м^3 , твёрдости — $0,09 \text{ Н}$ при коэффициентах вариации по вертикальным профилям и вдоль траншеи 36 и 31% соответственно. В период максимального снегонакопления толща характеризовалась сложной стратиграфией, обилием зёрен различных форм и неоднородностью связей между ними (см. Рис. 3.4.4 б, в (02.03.2015) и Рис. 3.4.5 б, в (16.02.2017)).

К этому времени толща значительно уплотнилась, средние значения достигли 255 кг/м^3 . При этом прочность связей между зёрнами в целом увеличилась до средних значений — около $0,23 \text{ Н}$. Повышение коэффициентов вариации до 61% по вертикальным профилям и 53% вдоль траншеи отражает увеличение неоднородности снежной толщи. В период весеннего снеготаяния плотность снега возрастает до средних значений 358 кг/м^3 (см. Рис. 3.4.4 б (11.03.2015) и Рис. 3.4.5 б (02.03.2017)). За счёт разрушения связей между кристаллами и появления в толще жидкой воды, средняя твёрдость толщи снижается до $0,20 \text{ Н}$. Поскольку процесс таяния происходит неравномерно и осложняется ночными заморозками, сохраняется большая вариация значений. Осреднённые по толще коэффициенты вариации составляют 0,99 и 0,77 для вертикальных профилей и вдоль траншеи, соответственно.

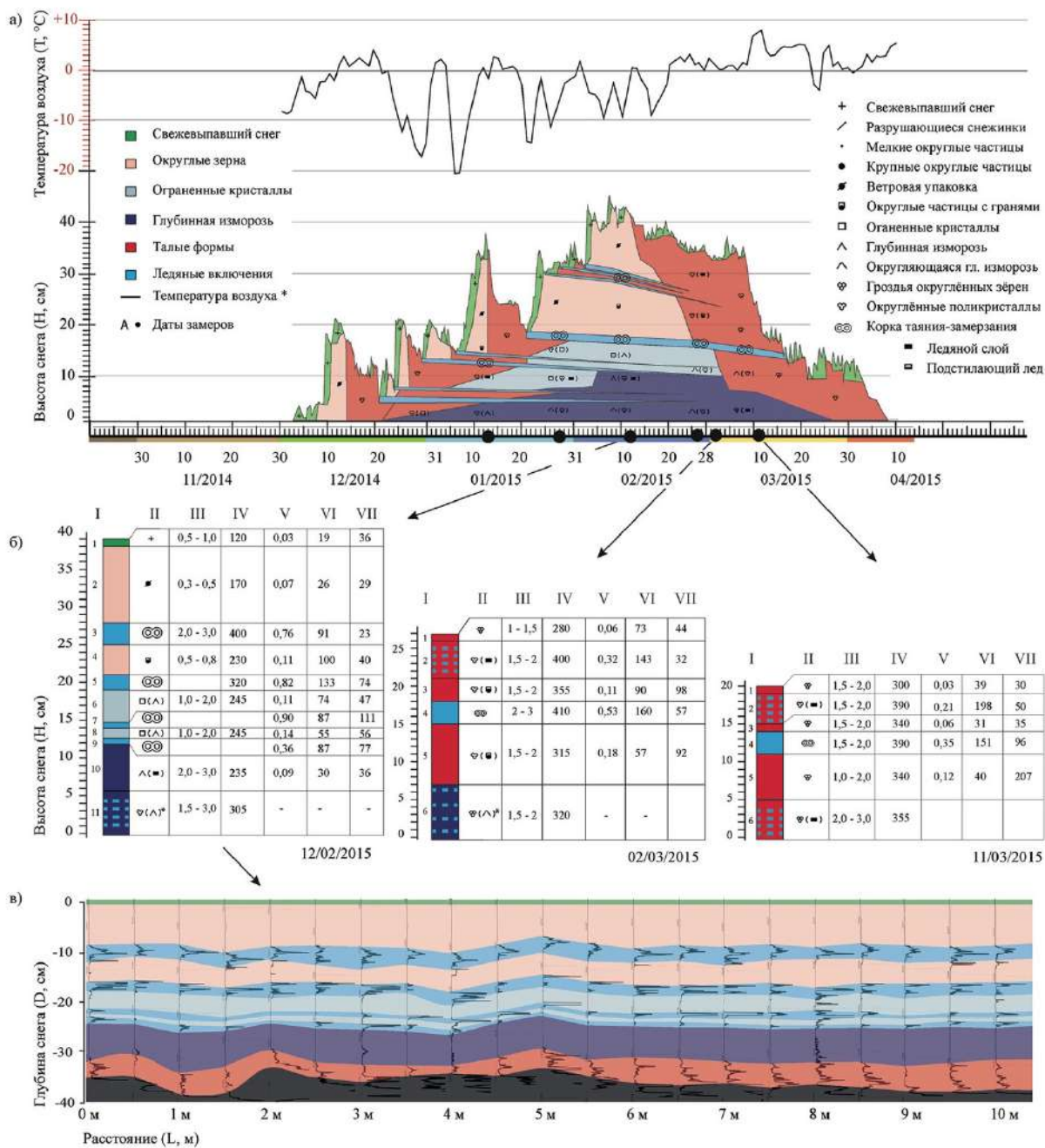


Рис. 3.4.4. Схемы временной и пространственной изменчивости характеристик снежного покрова в Москве зимой 2014/15 гг. (Комаров и др., 2018). Цветовые и символьные обозначения характеризуют морфологические классы кристаллов в соответствии с (Фирц и др., 2012). а) Схема временной изменчивости высоты и стратиграфии снежного покрова. Чёрной линией в верхней части рисунка обозначен ход среднесуточных температур воздуха на высоте 2 м от поверхности грунта (Т, °С). Черными кругами в нижней части рисунка обозначены даты проведения измерений. б) Примеры шурфов на разные даты с характеристиками выделенных слоёв: I— номер слоя, II— форма кристаллов, III— размер кристаллов (мм), IV— плотность снега в слое (кг/м³), V—

твёрдость снега в слое (H), VI — вариация твёрдости по вертикальным профилям (%), VII — вариация твёрдости вдоль траншеи (%). в) Пример схемы пространственной изменчивости стратиграфии и твёрдости снежного покрова. Чёрными линиями показаны профили значений твёрдости по данным пенетрометра SMP (21 замер). Ширина шкалы твёрдости для каждого профиля составляет $4 H$.

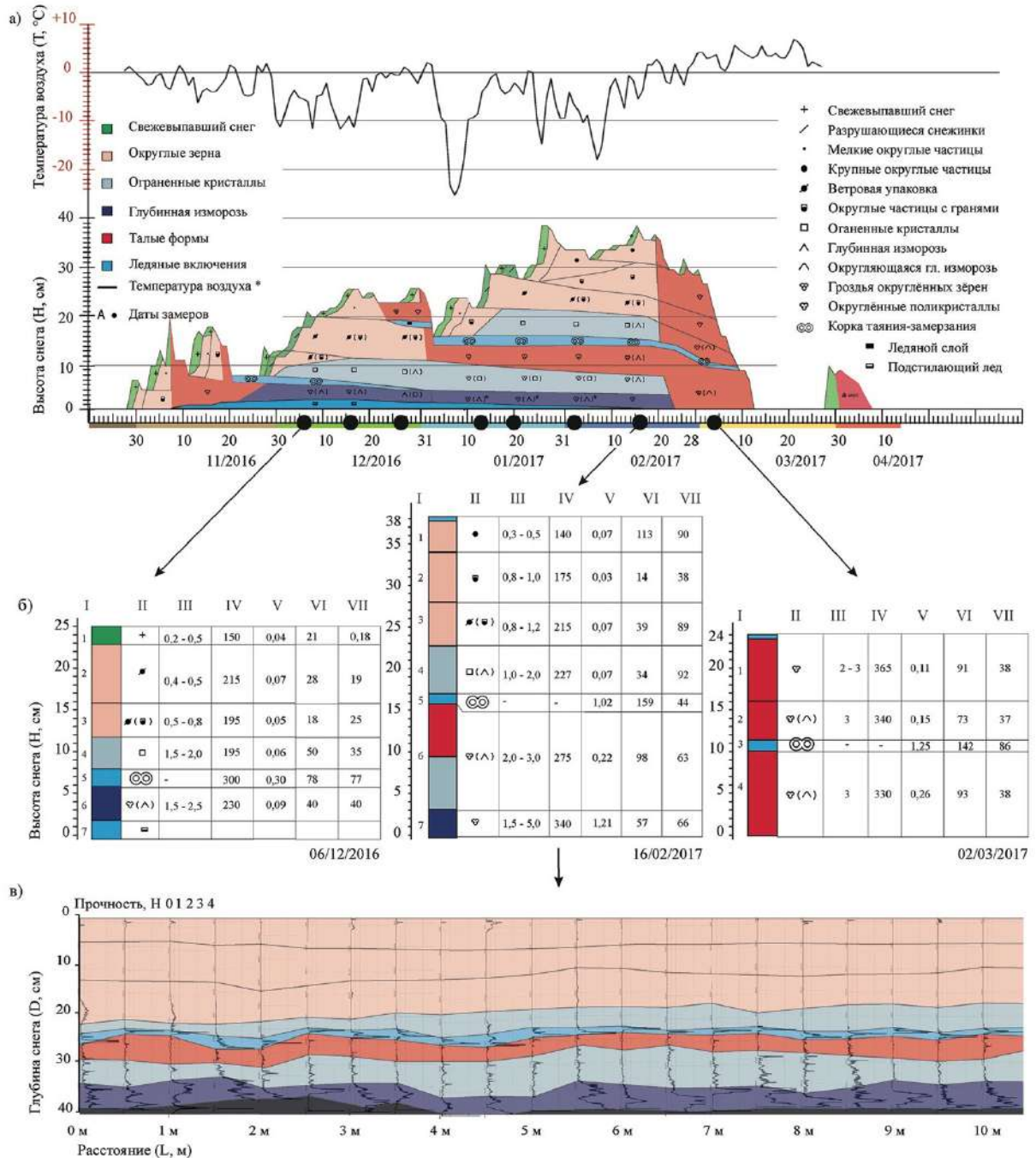


Рис. 3.4.5 Схемы временной и пространственной изменчивости характеристик снежного покрова в Москве зимой 2016/17 гг. (Комаров и др., 2018). Условные обозначения см. Рис. 3.4.4

Итог:

Исследования неоднородности твёрдости слоёв снега подтвердили выводы, сделанные на основе анализа распределения плотности снежной толщи и показали, что изменчивость снежного покрова существенна даже в пределах ровной однородной площадки с одинаковой подстилающей поверхностью и растительностью.

Значения коэффициента вариации твёрдости снега, определяемые SMP, по вертикальному профилю (внутри слоёв, слагающих снежный покров), как правило, выше, чем по продольному (вдоль траншеи), и в обоих случаях могут превышать 100%.

Изменчивость твёрдости снежной толщи вдоль траншеи протяженностью 10 м оказалась значительно больше, чем изменчивость ее высоты, плотности и ВЭС.

Значения твёрдости и её коэффициентов вариации возрастают с увеличением плотности, льдистости и размера кристаллов слоя, в частности, с увеличением числа циклов таяния-замерзания и степени подверженности толщи температурно-градиентному метаморфизму.

Наименьшие значения твёрдости и её коэффициентов вариации соответствуют однородным слоям рыхлого свежевывавшего и осевшего мелкозернистого снега, а также типичны для слоёв с огранкой и глубинной изморози, не подвергавшихся воздействию положительных температур. Наибольшие осреднённые по слоям значения твёрдости и коэффициентов вариации характерны для слоёв, формирующихся в результате последовательных циклов таяния-замерзания, включая ледяные корки, слои крупнозернистого снега и смёрзшихся поликристаллов с ледяными включениями и конгломератами зёрен.

В периоды снеготаяния значения твёрдости уменьшаются за счёт разрушения связей между зёрнами, а вариация, напротив, возрастает. Достаточно высокие значения коэффициентов вариации наблюдаются также в слоях, сложенных кристаллами в начальной стадии огранки, что указывает на неравномерность развития процесса температурно-градиентного метаморфизма даже в пределах визуально однородных слоёв.

Оценка пространственной неоднородности снежного покрова с применением данных дистанционного зондирования.

Данные о высоте снежного покрова, измеренные в траншеях во время работ по изучению строения и свойств снежного покрова в Москве были использованы для верификации данных измерений методами дистанционного зондирования. Подобные методы позволяют быстро

получать информацию о высоте снежного покрова на значительной по площади территории, однако подобные работы не выполнялись ранее в Московском регионе.

Работы по определению высоты снежного покрова с использованием методов дистанционного зондирования были выполнены зимой 2017/18 гг. на территории метеорологической обсерватории МГУ. Работы включали несколько этапов. На первом этапе исследования с использованием дрона (DJI Phantom 3) со стандартной камерой, лидара (Leica) и дифференциального GPS была получена цифровая модель рельефа поверхности до формирования снежного покрова с пространственным разрешением (в плане) 5×5 см. Измерение высоты поверхности снежного покрова выполнялось при помощи беспилотного летательного аппарата пять раз в течение зимы (23 января, 6 февраля, 15 февраля, 20 марта и 3 апреля 2018 года). Автоматическая фотограмметрическая обработка позволила построить по снимкам «плотное облако» точек. Плотность данных в облаке точек при заложенных параметрах залёта составляла в среднем 1000–2000 точек/м². На отдельных участках плотность могла достигать 4000 точек/м². Построенные облака точек использовались для получения цифровых моделей (ЦМ) поверхности снежного покрова, т.е. растров, представляющих абсолютную высоту поверхности снежного покрова. Размер ячейки растра был принят равным 5×5 см. Построение растров выполнено в SAGA GIS путём прямой конвертации облака точек в регулярную сетку ячеек (инструмент Points to Grid); при попадании в одну ячейку множества точек рассчитывалось среднее арифметическое их высоты. Для вычисления высоты снежного покрова была определена разность абсолютной высоты поверхности снежного покрова и абсолютной высоты подстилающей поверхности для соответствующих ячеек.

Как показали результаты исследования, качество восстановления поверхности зависит от условий освещения и состояния верхнего слоя снежного покрова. 23 января погода была переменно-облачной, а верхний слой снега — лежалым. Вследствие этого облако точек имеет почти равномерную плотность по всей площадке. 6 февраля погода была ясной, но снег — свежеснежившим (накануне, 5 февраля, в Москве случился сильный снегопад). Поэтому плотность облака относительно высока на освещённых частях площадки, а на затенённых участках реконструкция не удалась. 15 февраля погода была пасмурной, снег — также «свежий»; в результате текстура снежного покрова на снимках получилась примерно однородной, что привело к невозможности построения облака точек почти на всю территорию площадки (Рис. 3.4.6).

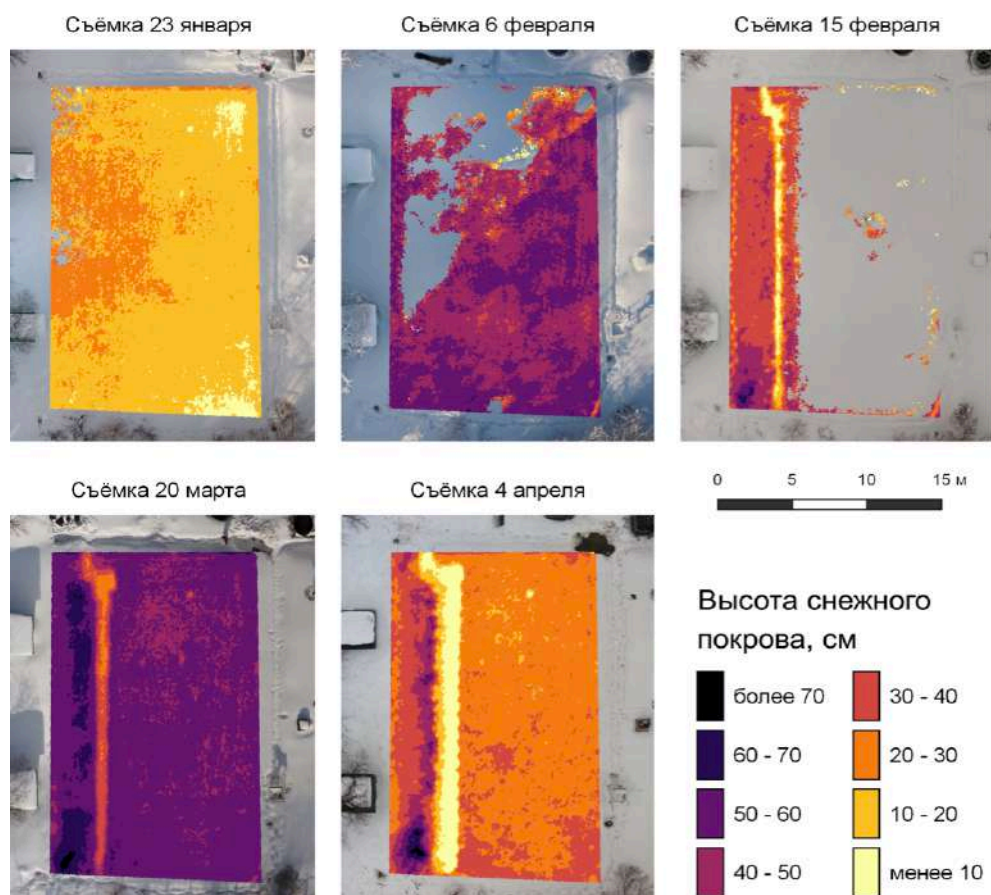


Рис. 3.4.6 Высота снежного покрова в разные даты зимой 2017/18 гг. в Москве (МГУ) по результатам фотограмметрической обработки данных аэрофотосъёмки с БПЛА.

Помимо съёмки с БПЛА, 15 февраля было проведено наземное сканирование снежного покрова. В отличие от снимков с БПЛА, сканирование является активным методом зондирования, а потому не подвержено влиянию условий освещения. Сканирование было выполнено MS-60, в результате получено облако точек сопоставимой плотности. Дистанционные измерения в каждую из дат сопровождались наземным определением характеристик снежного покрова. Измерения выполнялись вдоль профилей. Сравнение высот, полученных в ходе наземных измерений, и высот, рассчитанных по данным БПЛА, 20 марта 2018 года приведено на *Рис. 3.4.7.* и *Табл. 3.4.2.* Полученные результаты показали, что аэрофотосъёмка с малой высоты позволяет получить приемлемую точность определения высот снежного покрова. Максимальные разности высот, полученных на основе аэрофотосъёмки, и наземных измерений не превышают 15 см, а среднеквадратическая ошибка составляет порядка 6 см. Сопоставление данных аэрофотосъёмки с данными наземного лазерного сканирования также не выявляет заметных отличий (отклонения не более 5 см). Оба результата сопоставимы с точностью наземных измерений.

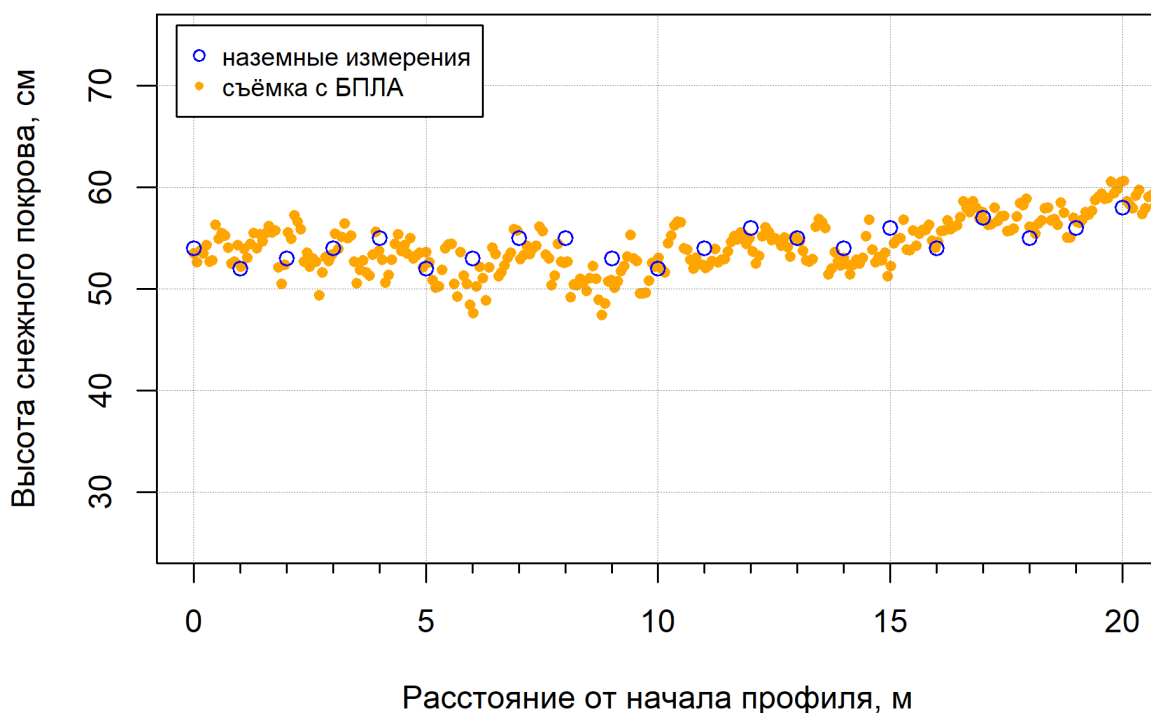


Рис. 3.4.7 Результаты измерений высоты снежного покрова с использованием БПЛА 20 марта 2018 года. Более подробные сведения о результатах измерений в другие даты см. Приложение 3.

Табл. 3.4.2 Результаты измерений высоты снежного покрова с использованием БПЛА и лидарной съемки 4 апреля 2018 года.

Метод измерений	Средняя высота, см	Минимальная высота, см	Максимальная высота, см	Вариация, %
В траншее	29	24	34	8
БПЛА	28	19	33	10
Lidar	24	17	33	12

Итог:

Рассматриваемые методы дистанционного зондирования снежного покрова позволяют с высокой точностью определять значения высоты снежного покрова на площади в сотни и тысячи квадратных метров. Однако, качество данных, получаемых с использованием БПЛА и лидарной съемки, зависит от погодных условий и состояния снежного покрова на момент проведения работ.

В ходе исследования было установлено, что наиболее важным фактором, влияющим на успешность проведения автоматизированной фотограмметрической обработки данных

БПЛА (и, в конечном счёте, на успешность определения высот), является состояние поверхности снежного покрова.

Фотографии лежалого снега гораздо лучше поддаются обработке, чем фотографии свежеснежившего снега, независимо от условий освещения. Съёмку свежеснежившего снега можно проводить при ярком солнечном освещении; в пасмурную погоду изображение свежеснежившего снега становится практически монотонным и, следовательно, непригодным для фотограмметрической обработки.

Возможности съёмки снежного покрова с использованием БПЛА при температуре воздуха ниже -10°C , порывах ветра более 15 м/с и осадках значительно ограничены.

Лидарная съёмка может быть успешно проведена в большем диапазоне погодных условий, чем с использованием БПЛА. Ограничения использования этой технологии связаны преимущественно с высокой стоимостью оборудования и необходимостью привлечения высококвалифицированных специалистов.

Установлено, что максимальные разности высот, полученных на основе аэрофотосъёмки, и наземных измерений не превышают 15 см, а среднеквадратическая ошибка составляет порядка 6 см. Сопоставление данных аэрофотосъёмки с данными наземного лазерного сканирования также не выявляет заметных отличий (отклонения не более 5 см). Оба результата сопоставимы с точностью наземных измерений.

Выводы по главе 3:

Сочетание местных условий погоды, растительного покрова и микрорельефа поверхности определяет неоднородность строения и свойств снежной толщи в масштабах первых метров, что необходимо учитывать при моделировании и оценке пространственной изменчивости водозапаса и теплофизических свойств снежной толщи даже на участках однородной растительностью и микрорельефом поверхности. Сравнительный анализ распределения толщины, строения, физических свойств и характера залегания слоёв на исследуемых участках в Москве и Подмоскowie показал, что существуют значительные отличия, обусловленные различиями в местных условиях аккумуляции и метаморфизма снежной толщи. Эти различия определяются особенностями растительного покрова и микрорельефа поверхности.

Пониженная по сравнению с открытыми участками высота и водозапасы снега в лесу связаны с влиянием крон деревьев, способных удерживать значительное количество снега. Снег, перехваченный кронами деревьев, испаряется, а также осыпается при ветре, оттепелях и дополнительной снеговой нагрузке в виде уплотнённых комьев и капели, нарушая строение

снежной толщии вокруг деревьев. Растительный опад на поверхности снега приводит к уменьшению альбедо поверхности и интенсивность снеготаяния. На период максимальных снегозапасов снежная толща под кронами характеризуется неоднородным строением, повышенной толщиной слоёв таяния замерзания и корок, по сравнению с открытыми участками.

На полевом участке, в отличие от участков, расположенных в ветровой тени, происходит формирование неоднородных слоёв метелевого уплотнения. Их толщина больше в понижениях рельефа и между кочками, чем на выпуклых участках. Луговая растительность и микрорельеф также оказывают влияние на пространственное распределение снега, особенности его метаморфизма и теплофизические свойства снежной толщии в масштабе первых метров. Наличие рыхлых пучков травы под снегом приводит к формированию полостей на границе грунта и снежного покрова. Пучки травы, пронизывающие снежную толщии, оказывают дополнительное воздействие на тепло- и энергообмен внутри толщии.

Анализ распределения высоты, твёрдости и плотности снега в траншеях показал, что большая пространственная изменчивость этих параметров наблюдается даже на однородном открытом участке, защищенном от ветра. При этом установлено, что осредненные по толщии значения плотности и твёрдости снега характеризуются значительно меньшей изменчивостью свойств, чем отдельные слои снега. Наиболее неоднородными оказались слои таяния-замерзания

Исследования снежного покрова автором в этом же районе в другие годы в период с 2014 по 2021 гг., хотя и недокументированные, различия между полем, лесом и поляной, позволяют утверждать, что описанные закономерности характерны для Подмосковья. Однако и перенос результатов в другие регионы вряд ли правомерен, так как отличия в температуре воздуха, количестве осадков, ветровом режиме, радиационном балансе, сплочённости крон, подстилающем покрове и микрорельефе могут привести и к другим закономерностям (Sturm, 1992; Storck et al., 2002; Gelfan et al., 2004).

Методы дистанционного зондирования снежного покрова позволяют с высокой точностью определять значения высоты снежного покрова, однако, качество получаемых данных зависит от погодных условий и состояния снежного покрова на момент проведения работ. Установлено, что наиболее важным фактором, влияющим на успешность проведения автоматизированной фотограмметрической обработки данных БПЛА (и, в конечном счёте, на успешность определения высот), является состояние поверхности снежного покрова.

ГЛАВА 4. АЛГОРИТМ ВОССТАНОВЛЕНИЯ И ПРОГНОЗА СТРОЕНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА ОСНОВЕ ДАННЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

Важным направлением современного снеговедения является моделирование снежного покрова на основе данных метеорологических измерений. Значительный прогресс в понимании механизмов и процессов, происходящих в снежной толще и на ее поверхности и приводящих к формированию слоёв с определенными свойствами, позволяет с той или иной точностью моделировать строение и свойства снежного покрова. Это, в свою очередь, позволяет восстанавливать и прогнозировать влияние снежного покрова на другие компоненты природной среды, и, следовательно, на всю глобальную климатическую систему.

Первые попытки моделирования сезонного снежного покрова и включения полученных результатов в глобальные модели были предприняты в 70-х годах XX века. С тех пор количество моделей, позволяющих определять те или иные свойства или характеристики снега, значительно выросло (Табл. 4.1.1) и составляет в настоящее время несколько десятков (Etchever et al., 2002; 2004).

Табл. 4.1.1 Существующие модели снежного покрова и параметры, которые учитываются при моделировании: слоистое строение снежного покрова, характеристики почвы, плотность, альбедо и пористость снега (Etchevers et al., 2004).

Модель	Слои	Почва	Плотность	Альбедо	Пористость	Публикация
Snow-17	нет	нет	да	нет	да	Anderson, 1973
SWAP	нет	да	да	нет	да	Gusev & Nasonova, 1998
CLASS	нет	да	да	да	нет	Verseghy, 1991
COLA-Sib	нет	да	нет	да	нет	Xue et al, 1991
ESCIMO	нет	нет	нет	да	нет	Strasser et al, 2002
INM SM	нет	нет	да	да	да	Fernandez, 1998
ISBA	нет	да	да	да	нет	Douville et al., 1995
ISO	нет	да	нет	да	нет	Bazile et al., 2001
MOSES	нет	да	нет	да	нет	Cox et al., 1999
NOAH-LSM	нет	да	да	нет	да	Korean et al., 1999
SPONSOR	нет	да	да	нет	да	Shmakin, 1998
TSCM 1	нет	нет	нет	да	да	Kondo & Yamazaki, 1990
ACASA	да	да	да	да	нет	Pyles at al., 2000
CSIRO	да	да	да	да	нет	Kowalczyk, 2006

Модель	Слои	Почва	Плотность	Альbedo	Пористость	Публикация
IAP94	да	да	да	да	да	Dai & Zheng, 1997
ISBA-ES	да	да	да	да	да	Boone & Etchevers, 2001
MAPS	да	да	да	нет	нет	Smirnova at al., 2000
MATSIRO	да	да	нет	да	нет	Takata & Emori, 1999
TSCM	да	да	да	да	да	Yamazaki, 2001
VISA	да	да	да	да	да	Niu & Yang, 2003
CROCUS	да	нет	да	да	да	Bartlet & Lehing, 2002
SNOWPACK	да	да	да	да	да	Lehing rt al., 2002
SNTHERM	да	да	да	да	да	Jordan, 1991

Большинство моделей снега и снежного покрова были разработаны с целью решения конкретных задач и применяются для гидрологического прогнозирования, моделирования глобальной атмосферной циркуляции, прогнозирования лавин, оценки влияния снежного покрова на другие компоненты природной среды и т.п. Модели отличаются по своей сложности и набору параметров, необходимых для корректной работы заложенных алгоритмов. В наиболее простых моделях (*Douville et al., 1995; Bazile et al., 2001*) снежный покров представляется в виде индексов, характеризующих его как одномерный однослойный объект. Наиболее сложными из них являются многослойные модели, позволяющие восстанавливать и прогнозировать слоистое строение снежного покрова и свойства отдельных слоёв на основе большого количества учитываемых метеорологических параметров (*Bartelt & Lehning, 2002; Vionnet et al., 2012*). Исследования, посвященные сравнению моделей показали, что учет слоистого строения снежного покрова и процессов, происходящих в нем, позволяет увеличить точность гидрологического прогноза и определения составляющих энергетического баланса (*Essery et al., 1999; Boone & Etchevers, 2001; Schlosser et al., 2000; Bowling et al., 2003*). Однако, в некоторых случаях, например, когда разрешение и качество входящих данных ограничено, простая модель может быть более уместна, чем сложная. Как показывают работы (*Etchevers et al., 2004*), для моделирования различных составляющих энергетического баланса снежного покрова применимы разные подходы. Наблюдения за температурой и альbedo поверхности снежного покрова, без учета слоистого строения снежной толщи, позволяют эффективно оценивать параметры приходящей и отраженной коротковолновой радиации. Более сложные модели, учитывающие строение снежной толщи, более применимы для расчета составляющих баланса длинноволнового излучения.

Современные модели снежной толщи, позволяющие восстановить и прогнозировать ее слоистое строение, наиболее часто применяются при снеголавинных исследованиях (*Hirashima et al., 2008; Schirmer et al., 2009; Morin et al., 2020*) и позволяют оценивать устойчивость снежной толщи на склоне. К таким моделям относятся CROCUS (*Brun et al., 1989; Vionnet et al., 2012*), SNOWPACK (*Bartelt & Lehning, 2002; Lehning et al., 2002*), SNTHERM (*Jordan, 1991*). Они же могут использоваться для определения плотности, водозапаса и термических свойств снега, что делает их актуальными и широко используемыми инструментами. Однако, возможности таких моделей сильно ограничены в связи с тем, что они позволяют определить строение снежной толщи только в одной точке, для которой имеется необходимый набор метеорологических данных, и не учитывают пространственную изменчивость снежной толщи, которая может быть велика даже на однородной площадке. В горах местные факторы оказывают еще большее влияние. Поэтому результаты моделирования зачастую оказываются репрезентативны только для участков, расположенных непосредственно около метеостанции. Другим лимитирующим фактором оказывается набор необходимых для моделирования метеорологических показателей, которые включают длинноволновую и коротковолновую радиацию, температуры воздуха и поверхности грунта под снегом, а также на разных уровнях в снежной толще, скорость ветра, осадки и влажность воздуха. Такие параметры измеряются далеко не на всех метеостанциях, поэтому для надежного моделирования снежной толщи необходима установка дополнительного дорогостоящего оборудования. Еще одной проблемой восстановления и прогнозирования строения снежного покрова являются сложности с моделированием просачивания воды сквозь толще с последующим ее замерзанием, а также метелевый перенос снега (*Vionnet et al., 2019; D'Amboise et al., 2017; Wever et al., 2014*). Поэтому на территориях с частыми зимними оттепелями и сильным ветром точность моделей может оказаться несколько ниже, чем на участках, где таких явлений не наблюдается. Некоторые успехи были достигнуты в улучшении точности моделей строения снежного покрова за счет учета данных реальных наблюдений при моделировании (*Viallon-Galinier et al., 2020*).

Вне зависимости от сложности модели снежного покрова и сферы ее применения требуется оценка их точности. Как правило, верификация моделей осуществляется на основе данных, полученных в результате шурфования, проведенного в непосредственной близости от метеостанции, содержат данные о строении снежного покрова, высоте, плотности, запасах воды, типе и размере кристаллов в снежной толще и отдельные ее слои. Этих данных обычно бывает достаточно для верификации моделей, однако, важную роль

играет репрезентативность участка, выбранного для шурфования, поскольку снежный покров может отличаться очень высокой изменчивостью в масштабах первых метров. Поэтому материалы полевых исследований строения снежного покрова критически необходимы для верификации климатических моделей и данных дистанционного зондирования, разрешение которых в отношении снежного покрова соответствует масштабам сотен и тысяч метров. Понимание диапазона характеристик снежного покрова внутри таких «пикселей» требует информации о закономерностях пространственно-временной изменчивости, определяемой ландшафтными условиями. Это понимание необходимо, поскольку различия в строении и свойствах снега оказывают существенное воздействие на процессы, связанные с массо-энергообменом в снежном покрове.

Таким образом, строение снежного покрова является важной характеристикой, во многом отражающей протекающие в снежной толще процессы и определяющей особенности ее взаимодействия с атмосферой, гидросферой и литосферой. Модели, позволяющие восстанавливать и прогнозировать строение снежной толщи, являются неотъемлемой частью современных снеголавинных исследований. Кроме того, учет слоистого строения снежного покрова позволяет улучшить качество климатических моделей и гидрологических прогнозов. Однако, восстановление и прогнозирование строения снежного покрова на основе метеорологических параметров с последующим включением соответствующих результатов и алгоритмов в более сложные гидрологические и климатические модели не всегда возможно, поскольку требует обширного набора измеряемых параметров и высокого разрешения данных. Так, например, для выполнения алгоритмов, заложенных в модели Snowpack (*Bartelt & Lehning, 2002*), в качестве вводных данных необходим следующий набор параметров: температура воздуха, относительная влажность воздуха, скорость ветра, поступающая и отраженная коротковолновая радиация, поступающая и отраженная длинноволновая радиация, количество осадков, высота снежного покрова, температура на поверхности снега, на поверхности грунта под снегом и на разных уровнях в толще, температурный градиент в снежной толще, а также информация о строении снежной толщи, в том числе о последовательности слоёв разных типов. В случае отсутствия таких данных моделирование строения снежного покрова с использованием существующих моделей оказывается невозможно. Часть недостающих данных может быть получено с использованием реанализа метеорологических данных, однако в результате точность результатов оказывается ниже, чем при использовании данных реальных измерений.

4.1 Учитываемые в алгоритме метеорологические характеристики

В данной работе предлагается алгоритм, позволяющей восстанавливать и прогнозировать строение снежного покрова на основе среднесуточных значений стандартных метеорологических измерений, доступных на большинстве метеостанций, без учета составляющих энергетического баланса (Табл. 4.1.2). Хотя на данном этапе разработки предложенный алгоритм не позволяет с высокой точностью определить высоту и плотность слоёв в снежной толще, он позволяет отнести каждый слой снега к тому или иному типу и проследить его эволюцию на протяжении всего зимнего сезона. Такой подход удобен для оценки многолетней изменчивости строения снежного покрова в тех местах и в такие временные промежутки, для которых отсутствуют стратиграфические описания, а также в окрестностях метеостанций, для которых доступны лишь осредненные значения метеорологических параметров, которых недостаточно для моделирования снежного покрова с использованием таких сложных моделей как SNOWPACK и CROCUS.

Табл. 4.1.2 Метеорологические параметры, учитываемые в разработанном алгоритме.

Параметр	Пояснение
Температура воздуха	Средняя суточная
Температура на поверхности грунта	В случае отсутствия данных измерений принимается равной 0 °С (для рассматриваемых климатических условий Московского региона)
Температурный градиент в толще	Рассчитывается на основе значений температуры воздуха и температуры на поверхности грунта под снегом.
Осадки	Сумма осадков за сутки
Ветер	Средняя суточная скорость ветра
Высота снега	Максимальная за сутки высота снежного покрова

Для успешной работы предлагаемого алгоритма необходимы значения высоты снежного покрова, температуры воздуха и скорости ветра осредненные за сутки, а также суточные суммы осадков на исследуемой территории. Наличие информации о температуре на границе почвы и снега позволяет улучшить точность воспроизведения развития слоёв с огранкой, а информации о скорости ветра — образования слоёв ветрового уплотнения, однако отсутствие такой информации не критично, особенно в условиях умеренно-континентального климата, где температура под снегом на протяжении большей части зимнего периода остается в районе 0 °С, а скорость ветра редко превышает критические

значения, необходимые для формирования слоёв ветрового уплотнения. Таким образом, для воспроизведения строения снежного покрова в исследуемом регионе критически необходимы всего 3 параметра — высота снежного покрова, средняя температура воздуха и сумма осадков за сутки. Анализ температуры воздуха позволяет идентифицировать периоды оттепелей и замерзания, во время которых формируются слои таяния-замерзания, в то время как информация о высоте снежного покрова и сумме осадков дает возможность фиксировать формирование новых слоёв снега. Наличие данных о скорости ветра и температуре на нижней границе снежного покрова позволяют увеличить точность восстановления и прогноза строения снежной толщи.

4.2 Методика восстановления и прогноза строения снежного покрова

Методика восстановления стратиграфии снежного покрова включает в себя несколько этапов. На первом этапе выполняется формирование базы данных стандартных метеорологических измерений, которые включают информацию о температуре воздуха и поверхности почвы под снегом, количестве осадков, скорости ветра, а также высоте снежного покрова по данным ежедневных измерений. На основе значений среднесуточной температуры воздуха, поверхности почвы под снегом и высоты снежного покрова рассчитываются значения температурного градиента в снежной толще, а также значения прироста (и убыли) высоты снежного покрова за прошедшие сутки.

Затем на основе среднесуточных значений исследуемых параметров с использованием разработанного алгоритма производится анализ погодных условий и определяются факторы, оказывающие влияние на формирование и последующее развитие слоёв снежной толщи, причем на каждом последующем шаге расчётов учитываются результаты предыдущих шагов, а также наличие и свойства расположенных выше слоёв, если таковые имеются.

Формирование новых слоёв

Первым днем, с которого начинает выполняться алгоритм, является день, в который наблюдается прирост высоты снежного покрова, то есть первый день со снежным покровом. На основе совместного анализа метеорологических параметров определяется, к какому типу снега относится свежееотложенный слой. В первый день залегания снежного покрова в зависимости от метеорологических условий могут формироваться слои 3-х типов: *свежевыпавшего сухого снега (FS)*, *свежевыпавшего влажного снега (Wet)* или *слои ветрового уплотнения (WS)* (Табл. 4.2.3). Для отнесения слоя к тому или иному типу выбираются такие пороговые значения исследуемых параметров, которые являются

необходимыми для возникновения тех или иных процессов в снежной толще и которые согласуются с результатами предшествующих российских и международных наблюдений и измерений.

Табл. 4.2.3 Заложенные в алгоритм условия формирования слоёв и соответствующие им типы снега.

Тип снега	Индекс	Условия формирования
Свежевыпавший сухой	FS	$dH > 0$ см; $T < 0^\circ\text{C}$; $W < 3$ м/с
Свежевыпавший влажный	Wet	$dH > 0$ см; $T > 0^\circ\text{C}$
Ветрового уплотнения	WS	$dH > 0$ см; $T < 0^\circ\text{C}$; $W \geq 3$ м/с

Если прирост высоты снега наблюдался при отрицательной температуре воздуха и ветре слабее 3 м/с сформировавшийся слой снега относится к типу свежевыпавшего сухого снега (**FS**).

Если аккумуляция происходила при отрицательной температуре и средней суточной скорости ветра не менее 3 м/с, то есть при скорости, когда вероятны ветровой перенос и уплотнение снега, такой слой относится к типу ветрового уплотнения (**WS**).

Если же аккумуляция происходила при температуре воздуха выше 0°C , то слой относится к типу мокрого снега (**Wet**), вне зависимости от скорости ветра.

Граничные значения для отнесения нового слоя снега к тому или иному первичному классу выбирались исходя из результатов многолетних полевых наблюдений и описаний шурфов Московского региона и анализа литературы. В других природных условиях алгоритм требует дополнительной верификации, и может быть улучшен путем изменения граничных значений или введением дополнительных условий и классов снега в систему. Так, например, для районов с повышенными скоростями ветра может быть введен дополнительный тип слоёв ветрового уплотнения, поскольку свойства снега, отложенного при разной скорости ветра могут значительно отличаться. Для районов резко-континентального климата могут быть добавлены дополнительные типы глубинной изморози.

Развитие слоёв в течение зимнего периода

Если в последующие дни происходит полное таяние снега, то отсчет начинается заново в начале следующего периода аккумуляции. При установлении отрицательных температур воздуха и формировании УСП в снежной толще происходят изменения. В

первый день залегания УСП он представлен одним слоем снега относящемуся к одному из трех описанных выше классов. В последующие дни происходит метаморфизм этого слоёв, а также аккумуляция новых слоёв снега поверх уже существующих. Под воздействием различных процессов свойства слоёв меняются (Рис. 4.2.1). С вычислительной точки зрения снежный покров рассматривается как многослойная среда, каждый слой которой характеризуется своим набором свойств, которые выражаются в виде одного из 13 типов снега. Каждый из этих классов формируется в результате определенных условий, поэтому зимами с разными погодными условиями набор и последовательность типов снега в снежной толще может значительно отличаться. Рассматриваемые типы выбраны с учетом специфики зимних погодных условий Московского региона, однако гибкость алгоритма позволяет применять его в любых других климатических условиях.

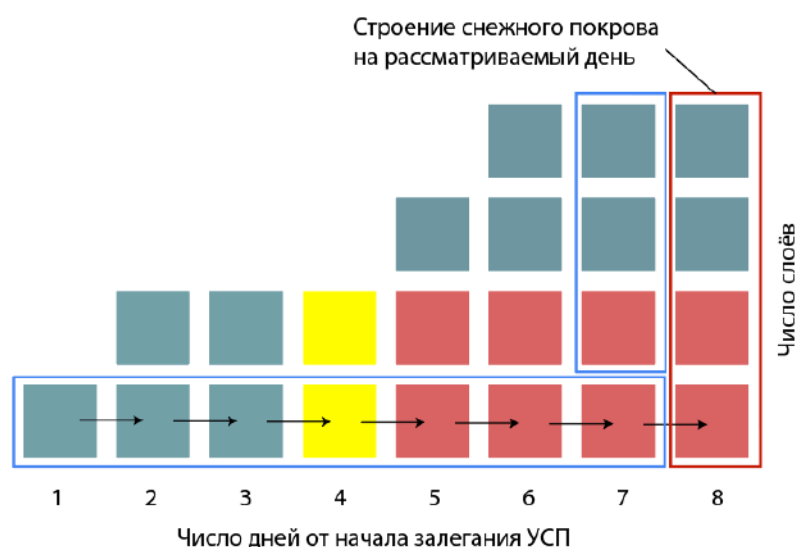


Рис. 4.2.1 Принципиальная схема выполнения алгоритма. Для отнесения каждой ячейки (слоя) к тому или иному типу снега учитываются условия развития этого слоя в течение всего периода его залегания, а также количество и тип залегающих выше слоёв. Таким образом, алгоритм представляет собой систему взаимосвязанных ячеек (блоков).

Наряду с тем, что снег рассматривается как набор слоёв, снежный покров в данном месте может быть представлен как единый объект, который характеризуется определенной последовательностью, пространственным залеганием и свойствами слоёв. Как было показано М. Стурмом (*Sturm et al., 1995*), совокупность характеристик снежной толщи, включая тип и последовательность слоёв, рассмотренная на период максимальных запасов снега, позволяет отнести снежный покров к тому или иному климатическому классу. Таким

образом, предложенный алгоритм позволяет относить снежный покров в каждую конкретную зиму к тому или иному климатическому классу, а значит и отслеживать многолетние изменения, в том числе прогнозировать потенциальные изменения в будущем.

Ниже рассмотрен заложенный в алгоритме набор правил, действующих после аккумуляции каждого нового слоя, которые определяют ход его последующего развития (Рис. 4.2.2, Табл. 4.2.4). Если слой, сформировавшийся в предыдущий день, сложен снегом типа **FS**, то есть рыхлым свежевывавшим снегом без ветрового уплотнения, средняя температура воздуха не превышает 0 °С и тип **FS** сохраняется непрерывно в течение 5 дней, этому слою снега присваивается тип **RG1**, который характеризуется преобладанием кристаллов мелкозернистого снега без огранки. Тип **RG1** также может быть присвоен в том случае, если средняя температура воздуха в расчётный день не превышает 0 °С и тип снега в предшествующий день — **Wet**. Если снег типа **RG1** залегает непрерывно в течение 15 дней, тип снега в слое меняется на **RG2**, среднезернистый снег без огранки. Спустя 15 дней непрерывного залегания типа **RG2** он меняется на **RG3**, крупнозернистый снег без огранки.

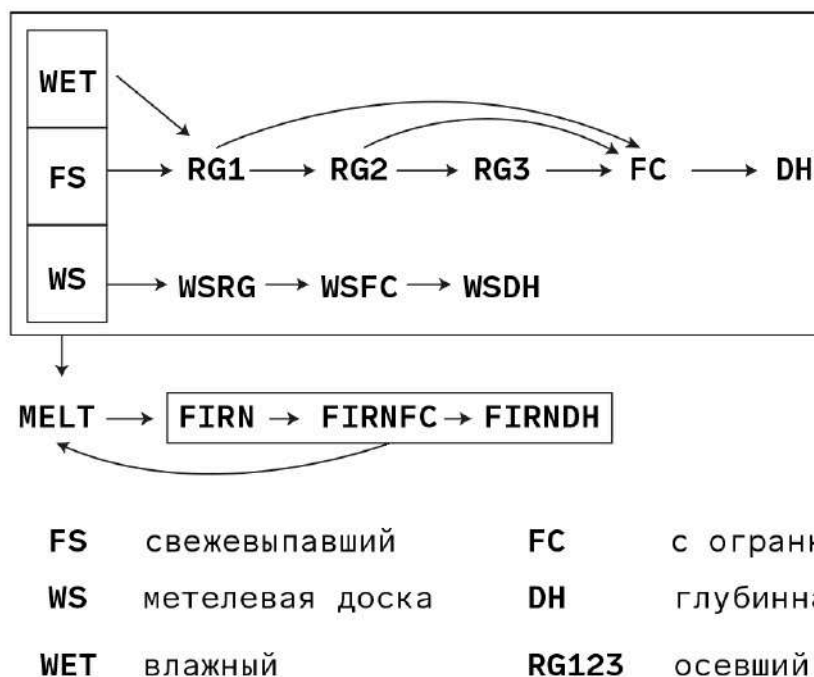


Рис. 4.2.2 Схема перехода между типами снега в алгоритме. Стрелками показаны изменения типов снега под воздействием внешних факторов. Момент перехода от одного типа снега к другому определяется значениями исследуемых метеорологических параметров, продолжительностью залегания, количеством и свойствами вышележащих слоёв снега.

В том случае, если сохраняется отрицательная температура воздуха и наблюдается температурный градиент в толще более $25\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{м}$, слои претерпевают изменения под воздействием температурно-градиентного метаморфизма. Тип **FC** присваивается слою в нескольких случаях: 1) если тип **RG1** сохраняется непрерывно в течение 5 дней и температурный градиент в толще более $25\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{м}$ сохраняется непрерывно в течение 5 дней; 2) если тип **RG2** сохраняется непрерывно в течение 5 дней и число дней с температурным градиентом в толще более $25\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{м}$ за последние 15 дней не менее 10; 3) если **RG3** сохраняется непрерывно в течение 5 дней; число дней с температурным градиентом в толще более $25\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{м}$ за последние 30 дней не менее 15; 4) Тип **WSRG1** сохраняется непрерывно в течение 5 дней; число дней с температурным градиентом в толще более $25\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{м}$ за последние 15 дней не менее 10.

В условиях, когда значительный температурный градиент в толще сохраняется в течение длительного времени, происходит формирование слоёв глубинной изморози **DH**. Для перехода от типа **FC** к **DH** необходимо, чтобы тип **FC** сохраняется непрерывно в течение 10 дней, а число дней с температурными градиентами в толще более $25\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{м}$ за последние 15 дней было не менее 10. Если тип **FC** сохраняется непрерывно в течение 20 дней, он также заменяется на тип **DH**.

Не менее важным для исследуемой территории процессом является таяние снежной толщи и последующее замерзание, которое приводит к формированию слоёв талого снега и слоёв таяния-замерзания.

Более плотные слои ветрового уплотнения менее подвержены разрыхлению и медленнее переходят в слои с огранкой и глубинной изморози. Как правило, они сохраняют свои свойства в течение большей части зимнего периода. Переход от типа **WS** к **FC** происходит спустя 15 суток с градиентом температур в толще более $25\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{м}$, от **FC** к **DH** — еще через 20 суток. При этом, сохраняются черты, характерные для слоёв ветрового уплотнения.

Если на следующий или последующие дни свежеснежный покров подвергается воздействию положительных температур происходит оплавление кристаллов и просачивание воды вглубь толщи. Поскольку глубина протаивания и просачивания воды зависит от температуры воздуха и количества снега выше интересующего нас слоя, в алгоритме используются следующие условия повеления типа **Melt**: 1) если температура воздуха положительная, наблюдается уменьшение высоты снежного покрова и число слоёв над рассматриваемым слоем не превышает 4; 2) температура воздуха положительная, наблюдается уменьшение высоты снежного покрова и число слоёв над рассматриваемым

слоем не превышает 10 и сумма положительных температур за 3 дня не менее 1 °С; 3) температура воздуха положительная, наблюдается уменьшение высоты снежного покрова и число слоёв над рассматриваемым слоем не более 15, сумма положительных температур за 3 дня не менее 3 °С.

Табл. 4.2.4 Заложенные в алгоритм условия развития слоёв в течение зимнего сезона и соответствующие им типы снега.

Тип снега	Индекс	Условия формирования
Мелкозернистый осевший	RG1	T<0; тип FS сохраняется непрерывно в течение 5 дней, либо состояние снега на предыдущий день Wet
Среднезернистый осевший	RG2	T<0; тип RG1 сохраняется непрерывно в течение 15 дней
Крупнозернистый осевший	RG3	T<0; тип RG2 сохраняется непрерывно в течение 15 дней
Крупнозернистый с огранкой	FC	T<0; Тип RG1 сохраняется непрерывно в течение 5 дней; температурный градиент в толще более 25 °С/м сохраняется непрерывно в течение 5 дней. T<0; Тип RG2 сохраняется непрерывно в течение 5 дней; число дней с температурным градиентом в толще более 25 °С /м за последние 15 дней не менее 10. T<0; Тип RG3 сохраняется непрерывно в течение 5 дней; число дней с температурным градиентом в толще более 25 °С/м за последние 30 дней не менее 15. T<0; Тип WSRG1 сохраняется непрерывно в течение 5 дней; число дней с температурным градиентом в толще более 25 °С/м за последние 15 дней не менее 10.
Глубинная изморозь	DH	T<0; Тип FC сохраняется непрерывно в течение 10 дней; число дней с температурным градиентом в толще более 25 °С /м за последние 15 дней не менее 10. T<0; Тип FC сохраняется непрерывно в течение 20 дней;
Слой таяния-замерзания	Firn	T<0; В предыдущий день наблюдался тип Melt; в предыдущие 5 дней не наблюдались типы FC, DH или FirnDH.

Тип снега	Индекс	Условия формирования
Слой таяния-замерзания с огранкой	FirnFC	<p>Тип Firn сохраняется непрерывно в течение 10 дней; число дней с температурным градиентом в толще более 25 °С/м за последние 15 дней не менее 10.</p> <p>Тип Firn наблюдается в течение 15 и более дней за последние 20 дней при отсутствии типа Melt в этот период; число дней с температурным градиентом в толще более 25 °С/м за последние 15 дней не менее 10.</p> <p>Тип FC, DH или FirnDH наблюдается хотя бы один раз за последние 7 дней; тип Melt наблюдается хотя бы один раз за последние 7 дней.</p>
Слой таяния-замерзания с кристаллами глубинной изморози	FirnDH	<p>Тип FirnFC сохраняется непрерывно в течение 10 дней; число дней с температурным градиентом в толще более 25 °С/м за последние 15 дней не менее 10.</p>
Слой ветрового уплотнения с огранкой	WSRG1	<p>$T < 0$; тип WS сохраняется непрерывно в течение 15 дней</p>
Талый снег	Melt	<p>$T > 0$; $dH < 0$; число слоёв над рассматриваемым слоем не более 4.</p> <p>$T > 0$; $dH < 0$; число слоёв над рассматриваемым слоем не более 10; сумма положительных температур за 3 дня не менее 1 °С.</p> <p>$T > 0$; $dH < 0$; число слоёв над рассматриваемым слоем не более 15, сумма положительных температур за 3 дня не менее 3 °С.</p>

Последующее промерзание снежной толщи приводит к формированию слоёв таяния-замерзания, состоящих из смерзшихся поликристаллов (**Firn**). Это происходит, если в предыдущий день наблюдался тип Melt, а в предыдущие 5 дней не наблюдались типы FC, DH или FirnDH. Слои таяния-замерзания могут подвергаться воздействию температурно-градиентного метаморфизма, однако требуется значительное время для того, чтобы смерзшиеся поликристаллы приобрели черты ограненных кристаллов и глубинной изморози. Твёрдые ледяные корки остаются в толще в течение всей зимы. Однако, продолжительные периоды морозов могут способствовать значительным преобразованиям таких слоёв. Для этого, по данным наших полевых измерений, выполнявшихся в течение 6 лет, необходимо около 15 дней со значительными градиентами температуры в толще. В этом случае тип слоя меняется с Firn на FirnFC и FirnDH. Тип **FirnFC** возникает, если 1) тип Firn наблюдается в течение 15 и более дней за последние 20 дней при отсутствии типа

Melt в этот период и число дней с температурным градиентом в толще более 25 °С/м за последние 15 дней не менее 10; 2) тип FC, DH или FirnDH наблюдается хотя бы один раз за последние 7 дней, а тип Melt наблюдается хотя бы один раз за последние 7 дней. Слои типа FirnFC могут трансформироваться в слои типа **FirnDH** в том случае, если тип FirnFC сохраняется непрерывно в течение 10 дней и число дней с температурным градиентом в толще более 25 °С/м за последние 15 дней не менее 10.

```
=ARRAY_CONSTRAIN(ARRAYFORMULA(IF(FJ$1="";0;
IF(AND($X131="melt"; $D131>=0); "melt";
IF(OR(AND($X131="melt"; (COUNTIF(FJ131:$J0131; "<>0")-1)<=4);AND($X131="melt"; (COUNTIF(FJ131:$J0131; "
<>0")-1)<=10;$R131>=1); AND($X131="melt"; (COUNTIF(FJ131:$J0131; "<>0")-1)<=15; $R131>=3)); "melt";
IF(AND($Z131="freeze";FJ130="melt"; (COUNTIF(FJ126:FJ130; "FirnDH")=0);(COUNTIF(FJ126:FJ130;
"DH")=0);(COUNTIF(FJ126:FJ130; "FC")=0)); "Firn";
IF(OR(AND(FJ130="melt"; (COUNTIF(FJ126:FJ130; "FirnDH")>0)); AND(FJ130="melt"; (COUNTIF(FJ126:FJ130;
"FC")>0)); AND(FJ130="melt"; (COUNTIF(FJ126:FJ130; "DH")>0)); "FirnFC";
IF(AND(FJ130=FJ115:FJ129; FJ130="WS");"WSRG1";
IF(OR(AND(FJ130=FJ125:FJ129; FJ130="FS"); AND(FJ130="wet";$K131=1)); "RG1";
IF(AND(FJ130=FJ115:FJ129; FJ130="RG1"); "RG2";
IF(AND(FJ130=FJ115:FJ129; FJ130="RG2"); "RG3";
IF(OR(AND(FJ125:FJ130="RG1"; COUNTIF($AC127:$AC131; "DH")=5); AND(FJ125:FJ130="RG2";
COUNTIF($AC117:$AC131; "DH")>=10);AND(FJ125:FJ130="RG3"; COUNTIF($AC102:$AC131; "DH")>=15);AND(
FJ125:FJ130="WSRG1"; COUNTIF($AC102:$AC131; "DH")>=15); countif(FJ121:FJ130; "RG3")=10; countif(
FJ121:FJ130; "WSRG1")=10); "FC";
IF(OR(AND(FJ130=FJ120:FJ129; FJ130="FC"; COUNTIF($AC117:$AC131; "DH")>=10); countif(FJ110:FJ130;
"FC")=20);"DH";
IF(OR(AND(FJ130=FJ120:FJ129; FJ130="Firn"; COUNTIF($AC117:$AC131; "DH")>=10); and(countif(FJ110:FJ130;
"Firn")>=15; countif( FJ110:FJ130; "melt")=0);and(countif(FJ123:FJ130; "FC")>0;countif( FJ120:FJ130;
"melt")>0);and(countif(FJ123:FJ130; "DH")>0;countif( FJ120:FJ130; "melt")>0); and(countif(FJ123:FJ130;
"FirnDH")>0;countif( FJ120:FJ130; "melt")>0)); "FirnFC";
IF(AND(FJ130=FJ120:FJ129; FJ130="FirnFC"; COUNTIF($AC117:$AC131; "DH")>=10); "FirnDH";
IF($B131>0; FJ130; ))))))))))); 1; 1)
```

Рис. 4.2.3 Фрагмент алгоритма определения типов снега, записанный в виде кода в программе MS Excel.

4.3 Верификация результатов выполнения алгоритма

На основе предложенного алгоритма были выполнены расчеты и визуализация полученных результатов в программе Excel (см. Рис. 4.2.3). На каждую дату с устойчивым снежным покровом определялось количество, толщина и пропорции слоёв, сложенных разными типами снега. В полученной схеме каждая ячейка характеризует состояние каждого конкретного слоя в каждый день исследуемого периода (см. Рис. 4.2.2–4; 4.3.1). Совокупность всех ячеек, рассмотренная за период она начала залегания УСП до определенной даты, характеризует снежную толщу как единое целое и является интегральной характеристикой зимних погодных условий предшествующего периода.

В зависимости от погодных условий каждый год характеризуется своим набором и последовательностью слоёв и скоростью их перехода из одного состояния в другое. Анализ суммарного количества ячеек, относящихся к тому или иному классу за весь период

залегания УСП, позволяет оценить многолетней изменчивости строения снежной толщи даже при отсутствии натуральных описаний шурфов. Рассчитанные с использованием алгоритма значения таких параметров, как число дней со снегопадами, оттепелями и градиентами температуры в толще снега более 25 °С/м за период УСП также позволяют оценить многолетнюю изменчивость зимних погодных условий и выявить имеющиеся тренды.

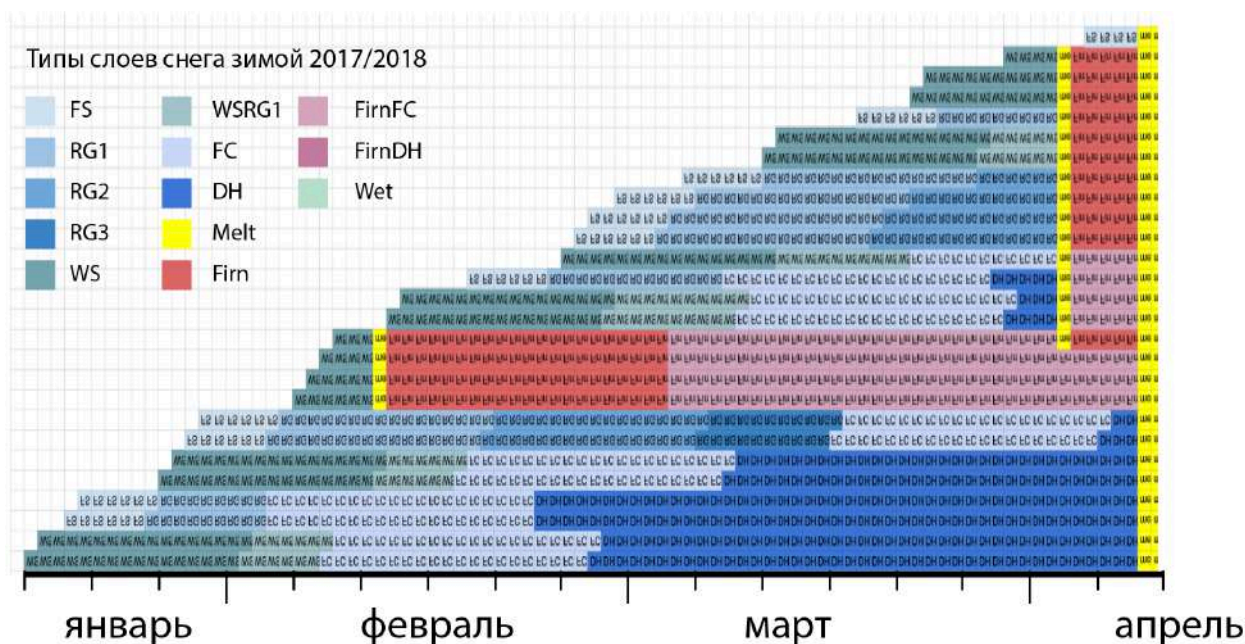


Рис. 4.3.1 Визуализация строения снежного покрова зимой 2017/2018 гг., построенная на основе предложенного алгоритма. Рассмотрен период от начала залегания УСП до начала весеннего снеготаяния. Схемы строения снежной толщи в другие зимы исследование см. приложение 4. Условные обозначения см. табл. 4.2.4

Для верификации строения снежной толщи с применением предложенного алгоритма были использованы данные метеостанции МГУ за период с 2014 по 2019 гг., а также за зимы 1957/58 и 1961/62 гг., поскольку в эти годы выполнялись полевые работы по изучению строения снежного покрова, на основе которых осуществлялась последующая верификация и совершенствование модели. Дополнительно была выполнена верификация полученных результатов с использованием описаний шурфов, выполненных зимой 2020/2021 гг. на Аляске (США), то есть в условиях, значительно отличающихся от Московского региона.

Существующие методы сравнения стратиграфических описаний, например, предложенные для верификации модели SnowPack (Lehning et al., 2002) зачастую оказываются очень сложны. Поэтому верификация предложенного нами алгоритма выполнялась следующим образом. В первую очередь, были построены схемы стратиграфических разрезов на период максимальных водозапоров исследуемых зим. Затем

была выполнена процедура нормирования полученных схем, то есть было определено процентное соотношение выделенных типов снега на даты исследования. Затем 13 выделенных типов были объединены в 3 класса (*свежевыпавший и осевший, с огранкой и глубинной изморози, слоёв таяния-замерзания*) в соответствии с методикой, описанной в главе 1. Затем была определена доля слоёв, которые были ошибочно отнесены к классам, отличающимся от наблюдаемых в шурфе. Таким образом, учитывая доли верно и неверно определенных слоёв рассчитывалась точность полученных результатов.

Ниже представлены примеры результатов выполнения алгоритма в разные по снежности и суровости зимы и их сравнение с материалами полевых исследований. Поскольку схемы строения снежной толщи, выполненные на основе полевых наблюдений и подробные описания зимних условий снегонакопления зимами 1957/58, 1961/62 и 2014–2019 гг. были рассмотрены в предыдущей главе, мы ограничимся сравнением результатов выполнения алгоритма и с результатами реальных наблюдений. Для сравнения результатов было подобрано цветовое кодирование, отличающееся от принятого в Международной классификации снега, поскольку используемые в ней цветовые сочетания позволяет отобразить только основные типы снега, в то время как в рассматриваемом алгоритме выделяется 13 типов снега, разделенных на 3 класса с различающимися характеристиками. Для обозначения слоёв рыхлого и осевшего снега используются оттенки синего цвета — причем более тёмные цвета характеризуют более плотный снег, фиолетовые оттенки отображают слои с огранкой, оттенки красного цвета — слои таяния-замерзания. Слои таяния-замерзания с огранкой отображаются с использованием оттенков розового и бордового цветов.

Определение толщины, плотности и запасов воды в каждом слое не являлось нашей первостепенной задачей, поэтому точность восстановления этих параметров оказалась невелика, что, однако, решается введением дополнительных параметров в существующий алгоритм. На *Рис. 4.3.2* представлена диаграмма, отображающая изменения в толщине слоёв по мере развития снежного покрова в течение зимы 2017/2018 гг. Толщина слоёв определялась на основе значений изначальной (на момент аккумуляции) толщины слоя и плотности слоёв, которая определялась на основе эмпирических измерений. Так, слоям свежевыпавшего снега присваивалось значение плотности 100 кг/м^3 , слоям метелевого уплотнения — 150 кг/м^3 , слоям с огранкой и глубинной изморози — 220 кг/м^3 и тд.

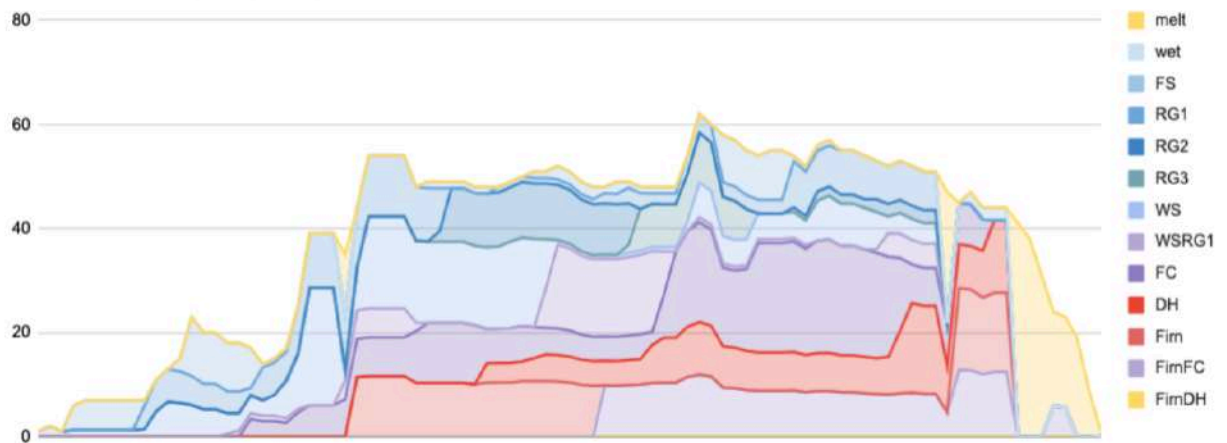


Рис. 4.3.2 Диаграмма строения снежного покрова зимой 2017/2018 гг., построенная с учетом высоты снежного покрова. Схемы строения снежной толщи в другие зимы исследование см. приложение 4. Условные обозначения см. табл. 4.2.4

Сравнение фактического и смоделированного строения снежной толщи, выполненное для периода с максимальной высотой снежного покрова зимой 2014–2019 гг., показало, что алгоритм позволил верно восстановить тип и толщину наиболее крупных слоёв: таяния-замерзания с огранкой, ветрового уплотнения и свежесвыпавшего снега. При этом, степень подверженности слоя таяния-замерзания в нижней части толщи процессам температурно-градиентного метаморфизма была несколько недооценена, что проявилось в отсутствии соответствующего слоя (FirnDH) в результатах моделирования (за счет включения его в слой FirnFC). Слой таяния-замерзания, еще сохранявшийся в средней части шурфа, также не был идентифицирован алгоритмом, однако он был включен в слой FirnFC, характеризующимся похожими свойствами. Незначительная разница в высоте снежной толщи связана, вероятнее всего, с локальными неоднородностями микрорельефа поверхности в пределах метеостанции.

Сравнительный анализ процентного соотношения слоёв основных типов в измеренном и восстановленном разрезе снежной толщи зимой 2014/2015 гг. показал, что толщина слоёв свежесвыпавшего и осевшего снега была недооценена на 2%, в то время как толщина слоёв ветрового уплотнения была переоценена на 5%, а толщина слоёв с огранкой переоценена на 3% за счет включения в него слоя таяния-замерзания, который наблюдался в шурфе и занимал около 7% толщи, но не был идентифицирован алгоритмом. Учитывая толщину рассматриваемых слоёв, было установлено, что точность восстановления строения снежной толщи этой зимой составила 91% (Рис. 4.3.3, табл. 4.3.1).

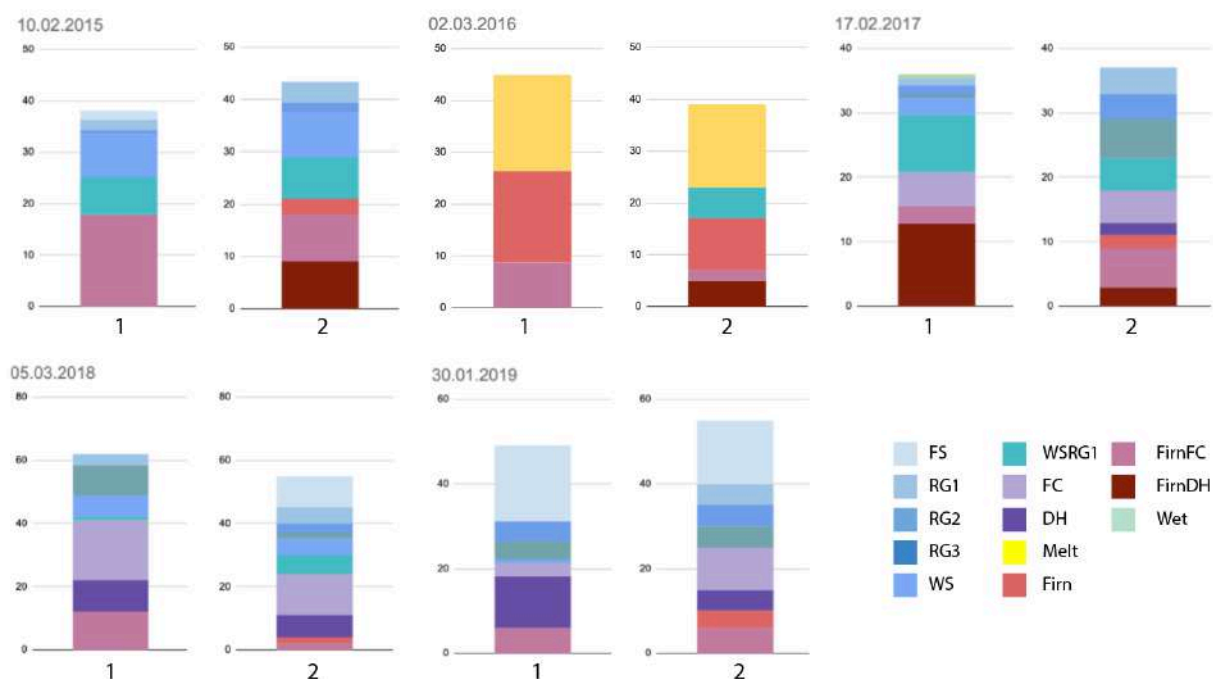


Рис. 4.3.3 Структура снежного покрова зимами 2014–2019 гг. в период с максимальной высотой снежного покрова. 1 — схемы, построенные на основе предложенного алгоритма. 2 — схемы, построенные по данным измерений в шурфах. Условные обозначения см. табл. 2.4.2

Табл. 4.3.1 Доля слоёв, сложенных разными типами снега в период с максимальной высотой снежного покрова в 2014–2019 гг. исследования по данным моделирования (мод.) и измерений в шурфах (изм.).

Тип снега	2014–2015		2015–2016		2016–2017		2017–2018		2018–2019	
	Мод.	Изм.	Мод.	Изм.	Мод.	Изм.	Мод.	Изм.	Мод.	Изм.
FS	0,10	0,12	0,00	0,00	0,17	0,19	0,19	0,43	0,42	0,44
WS	0,44	0,38	0,00	0,13	0,25	0,31	0,16	0,14	0,15	0,14
FC	0,46	0,43	0,18	0,15	0,58	0,44	0,65	0,39	0,42	0,36
Melt	0,00	0,07	0,82	0,73	0,00	0,06	0,00	0,04	0,00	0,07

Период с максимальной высотой снежного покрова теплой зимой 2015/2016 гг. наблюдался в начале марта. Аккумуляция верхнего слоя снега происходила при положительной температуре, происходило таяние и просачивание воды в толщу, поэтому 2 марта снежная толща была сложена преимущественно слоями мокрого, насыщенного водой снега и таяния-замерзания, и лишь в нижней части сохранились слои с огранкой. Было верно определено отсутствие слоёв свежеснежавшего и осевшего снега, однако не были идентифицированы слои ветрового уплотнения, которые занимали около 12% толщи. Толщина слоёв с огранкой была переоценена на 3% (18% против 15%), а толщина слоёв

таяния-замерзания переоценена на 9% (82% против 73%). Учитывая пропорциональное соотношение толщины рассматриваемых слоёв, было установлено, что точность восстановления строения снежной толщи в эту зиму составила 88%.

Зимой 2016/2017 гг. на период максимальной высоты снежного покрова, которая наблюдалась 17 февраля снежная толща была сложена большим количеством слоёв разных типов, причем нижняя часть толщи была сложена слоями таяния-замерзания с огранкой и кристаллами глубинной изморози, а верхняя — слоями рыхлого осевшего снега и слоёв ветрового уплотнения, что было успешно восстановлено с использованием модели. Однако, толщина слоёв ветрового уплотнения была переоценена за счет включения в них слоёв рыхлого осевшего снега. Была переоценена толщина и степень огранки в слоях таяния-замерзания в нижней части толщи. В целом же, строение и основные характеристики снежной толщи были воссозданы верно. Толщина слоёв с огранкой была переоценена на 14%, а толщина слоёв свежеснежавшего снега и ветрового уплотнения недооценена на 2% и 6% соответственно. Не были идентифицированы слои таяния-замерзания в нижней части толщи, которые занимали около 6% толщи. Учитывая толщину рассматриваемых слоёв, было установлено, что точность восстановления строения снежной толщи в эту зиму составила 86%.

Холодной и снежной зимой 2017/2018 гг. строение снежной толщи отличалось отсутствием слоёв таяния-замерзания и значительным развитием слоёв с огранкой, что удалось восстановить с использованием алгоритма. В условиях отсутствия оттепелей алгоритм позволяет оценивать строение снежной толщи с приемлимой точностью, однако некоторые сложности остаются с моделированием слоёв ветрового уплотнения, которые могут формироваться при кратковременном повышении скорости ветра до критических значений, которые, однако, невозможно отследить при использовании осредненных за сутки значений метеорологических параметров. Толщина слоёв свежеснежавшего и осевшего снега была недооценена на 24%, в то время как толщина слоёв ветрового уплотнения была переоценена на 2%, а толщина слоёв с огранкой переоценена на 26% за счет включения в него слоя таяния-замерзания (4%) и ветрового уплотнения, которые наблюдались в шурфе, но не были идентифицированы алгоритмом. Учитывая толщину рассматриваемых слоёв, было установлено, что точность восстановления строения снежной толщи в эту зиму составила 72%.

Зимой 2018/2019 гг. снежная толща была сложена к концу января рыхлым осевшим снегом и слоями с огранкой в нижней части. Алгоритм позволил восстановить основные черты строения толщи и толщину слоёв. Несколько переоценена толщина слоёв с глубинной изморозью, поскольку этот тип был присвоен слоям, идентифицированным как слои с огранкой, расположенные выше слоя, подвергавшегося таянию. Толщина слоёв

свежевыпавшего и осевшего снега была недооценена на 2%, в то время как толщина слоёв ветрового уплотнения была переоценена на 1%, а толщина слоёв с огранкой переоценена на 6% за счет включения в него слоя таяния-замерзания (7%), который наблюдался в шурфе, но не был идентифицированы алгоритмом. Учитывая толщину рассматриваемых слоёв, было установлено, что точность восстановления строения снежной толщи в эту зиму составила 90%.

Верификация результатов выполнения алгоритма была проведена также на основе данных 1957/58 и 1961/62 гг., для которых были доступны стратиграфические описания, а также на основе данных метеостанций, расположенных в других климатических зонах в значительно отличающихся по своим погодным условиям регионах. В первом случае мы использовали данные о толщине снега, температуре воздуха, количестве осадков и скорости ветра по метеостанции ВДНХ, а во втором — по метеостанции Фэрбанкс (Аляска).

Сравнение полученных в результате выполнения алгоритма и полевых исследований стратиграфических описаний представлено ниже (Рис. 4.3.4, Табл. 4.3.2).

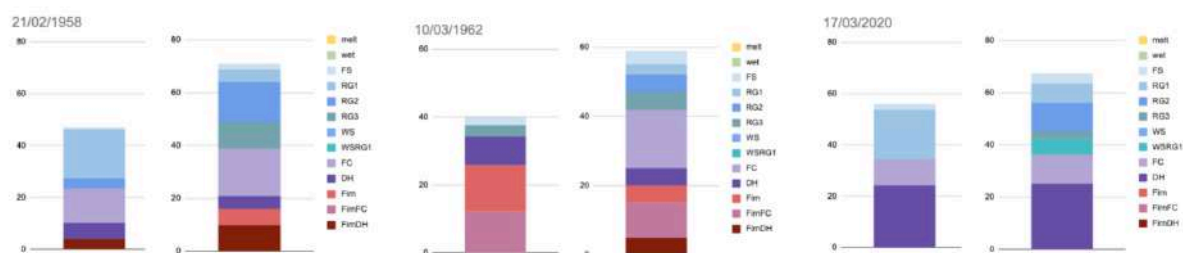


Рис. 4.3.4 Строение снежного покрова в Подмосковье зимами 1957/58 и 1958/59 гг. и на Аляске зимой 2020/21 гг. в период с максимальной высотой снежного покрова исследования по данным моделирования и измерений в шурфах. Слева — схемы, построенные на основе предложенного алгоритма. Справа — схемы, построенные по данным измерений в шурфах.

Табл. 4.3.2 Доля слоёв, сложенных разными типами снега в период с максимальной высотой снежного покрова зимами 1957/1958, 1961/62 гг. в Подмосковье и зимой 2020–2021 гг. на Аляске по данным моделирования и измерений в шурфах.

Тип снега	1957–1958		1961–1962		2020–2021	
	Мод.	Изм.	Мод.	Изм.	Мод.	Изм.
FS	0,52	0,48	0,13	0,26	0,41	0,36
WS	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09
FC	0,48	0,45	0,50	0,66	0,59	0,55
Melt	0,00	0,07	0,38	0,09	0,00	0,00

Зимой 1957/58 гг., по данным измерений А.В. Павлова, высота снежного покрова к концу февраля составила около 70 см. Это была холодная и снежная зима, поэтому к периоду с максимальной высотой снежного покрова она была сложена в основном слоями с огранкой и слоями рыхлого осевшего снега, в то время слой таяния-замерзания и корки занимал около 10% толщи. Алгоритм позволил восстановить соотношение слоёв с огранкой и рыхлого снега, однако слой таяния-замерзания (Firn) были идентифицированы как слой с огранкой (FirnFC). Большая разница в высоте снежной толщи связана, вероятнее всего, с различиями в местных условиях аккумуляции на метеостанции ВДНХ и под Сергиевым Посадом. Учитывая толщину рассматриваемых слоёв, было установлено, что точность восстановления строения снежной толщи в эту зиму составила 89%.

Зимой 1961/62 гг., по данным измерений А.Н. Формозова, высота снежного покрова к концу февраля составила около 60 см, по данным метеостанции ВДНХ — 40 см. К периоду с максимальной высотой снежного покрова толща была сложена в основном слоями с огранкой и слоями рыхлого осевшего снега, в то время слой таяния-замерзания и корки занимали ограниченное пространство. Алгоритм позволил верно восстановить соотношение слоёв с огранкой и рыхлого снега, однако слой таяния-замерзания (Firn) были идентифицированы как слой с огранкой (FirnFC). Большая разница в высоте снежной толщи связана, вероятнее всего, с различиями в местных условиях аккумуляции на метеостанции ВДНХ и под Сергиевым Посадом. Учитывая толщину рассматриваемых слоёв, было установлено, что точность восстановления строения снежной толщи в эту зиму составила 58%.

На Аляске зимой 2020/21 гг. строение снежной толщи было обусловлено отсутствием оттепелей в течение большей части зимнего периода, небольшой высоте снега и большими значениями градиентов температуры в толще снега. Снежный покров формировался при низких скоростях ветра. В результате строение снежной толщи на открытом полевым участке к периоду с максимальной высотой снежного покрова характеризовалось преобладанием слоёв глубинной изморози и рыхлого снега в верхней части толщи при отсутствии корок. Алгоритм позволил с высокой точностью восстановить строение снежной толщи, однако слой ветрового уплотнения, наблюдавшийся в шурфах, не был идентифицирован алгоритмом. Учитывая толщину рассматриваемых слоёв, было установлено, что точность восстановления строения снежной толщи в эту зиму составила 91%.

Итог:

Таким образом, сравнение полученных результатов с материалами полевых исследований на площадке метеорологической обсерватории МГУ за период с 2014 по 2019 гг., а также данными измерений А.В. Павлова, А.Н. Формозова и данными измерений

автора на Аляске позволило установить, что предложенный алгоритм может успешно применяться для восстановления строения снежной толщи.

Анализ типов, количества, толщины, пространственного положения и пропорционального соотношения слоёв в толще в различные периоды залегания устойчивого снежного покрова, в том числе в период максимальных снегозапасов, наблюдаемых, как правило, непосредственно перед началом весеннего снеготаяния, позволил установить высокую степень согласованности смоделированных результатов и данных измерений. Точность предложенного алгоритма составила в среднем 86%. То есть тип снега был неверно определен только в 14% случаев. Как правило, это происходило за счет отнесения слоёв таяния-замерзания и ветрового уплотнения, подвергавшихся процессам температурно-градиентного метаморфизма, к типу слоёв с огранкой, в то время как в шурфах эти слои можно было идентифицировать.

Погрешности в определении толщины слоев связаны с местными неоднородностями микрорельефа и растительности поверхности в месте шурфования. Ошибки в определении типов слоёв снега в снежной толще могут быть обусловлены использованием осредненных за сутки значений метеорологических параметров, что неминуемо приводит к огрублению разрешения и точности алгоритма, но, в то же время, не требует мощной вычислительной техники и подробных метеорологических данных, которые не всегда доступны.

Интегральная характеристика строения снежного покрова

Состояние снежной толщи на период максимальных снегозапасов не всегда может характеризовать состояние снежного покрова в предшествующие периоды исследования, поскольку сильные оттепели и продолжительные периоды морозов могут значительно изменить строение снежной толщи, в результате чего слои снега могут полностью утратить свои первоначальные свойства — а значит и информацию о снежном покрове в начале его залегания.

Для сравнения условий в разные зимы (за весь период залегания УСП) требуется интегральная характеристика, которая может быть представлена общим набором ячеек, то есть слоёв снега, наблюдавшихся в течение всего зимнего периода. Она объединяет информацию о наличии того или иного типа снега в течение зимнего периода и продолжительность существования этого слоя. Самым простым ее представлением является суммарное количество ячеек, каждая из которых характеризует тип слоя и его свойства. Анализ суммарного количества ячеек, отнесенных к тому или иному типу снега, позволяет оценить их пропорциональное соотношение исследуемыми зимами, что

позволяет, в свою очередь, выполнять сравнение значений этой интегральной характеристики этими зимами.

Например, большое суммарное количество ячеек типа Melt и Firn в толще и их преобладание над остальными типами снега в пропорциональном отношении свидетельствует о частых оттепелях и преобладании корок таяния-замерзания в толще на протяжении всей зимы или большей ее части. Преобладание слоёв FS, DH и FirnDH напротив свидетельствуют о преобладании морозных периодов и развитии глубинной изморози и слоёв с огранкой, которые значительно отличаются своими теплофизическими и механическими свойствами.

Хотя сравнение строения снежного покрова в разные зимы показало, что в периоды с максимальной высотой снежного покрова толщина, тип и последовательность слоёв зависят от последовательности, интенсивности и повторяемости различных комбинаций метеорологических параметров, средnezимние значения метеорологических параметров не могут в полной мере характеризовать строение снежной толщи в этот период. Так, несмотря на похожие средnezимние температуры воздуха и количество осадков зимами 2014/15, 2015/16, 2017/2018, 2018/2019, 1957/58 и 1961/62 гг. строение снежной толщи в период с максимальной высотой снежного покрова сильно отличалось. Тем не менее, анализ суммарного за зиму (от даты установления УСП до момента веенного снеготаяния) количества и продолжительности залегания слоёв различных типов, сгенерированных с использованием алгоритма показал, что соотношение слоёв в эти пары зим были похожи.

Анализ соответствующих показателей, рассчитанных на основе метеорологических данных метеостанции Фэрбенкс, Аляска, показал значительное преобладание слоёв глубинной изморози над другими слоями и почти полное отсутствие корок таяния-замерзания.

Аналогично, зимами 2016/2017 и 2017/2018 гг. средние температуры воздуха и количество осадков были похожи и, хотя строение снежной толщи в период с максимальной высотой снега отличалось, пропорции основных типов снега за зиму были похожи.

Прежде, чем приступать к анализу соотношения пропорций, занимаемых слоями различного типа в течение зимнего периода, был выполнен анализ ряда характеристик, определяющих особенности снегонакопления и развития снежной толщи в течение периода от начала залегания УСП до даты с максимальными высотами снежного покрова. К ним относились: суммарное количество снегопадов, в том числе приводящих к формированию одного из трёх исходных типов снега (FS, WS и Wet); число дней с оттепелями, в том числе

с дождем; число дней со снежным покровом и осадкам; сумма осадков за эти дни; число дней с температурой выше и ниже 0 °С; сумма температур выше 0 °С; число дней с приростом снега более 5 см; число дней и сумма с температурными градиентами в толще более 25 °С/м, а также средние значения температурных градиентов (Табл. 4.3.3, 4.3.4; Рис. 4.3.5).

Табл. 4.3.3 Характеристики погодных условий и снежного покрова за период от начала залегания до максимальной высоты устойчивого снежного покрова зимами 1955–1963 и 2011–2019 гг., рассчитанные с использованием предложенного алгоритма. Слева направо: число дней со снежным покровом (I), число дней с осадками (II), сумма осадков (III), число дней с температурой ниже 0 °С (IV) и выше 0 °С (V), сумма температур выше 0 °С (VI), число дней с приростом снега более 5 см (VII), число дней с температурным градиентом в толще более 25 °С/м (VIII), сумма градиентов в толще более 25 °С/м (IX).

Год	I дней	II дней	III мм	IV дней	V дней	VI °С	VII дней	VIII дней	IX °С
1955–1956	111	73	168,9	108	2	1,5	8	69	4900
1956–1957	139	104	229,9	115	24	26,9	6	60	4400
1957–1958	108	79	184,6	102	9	10,9	10	55	7200
1958–1959	96	71	179,1	87	16	18,4	6	36	4900
1959–1960	115	66	171,3	108	6	7,6	7	66	5500
1960–1961	84	67	123,7	61	41	56,5	4	30	2900
1961–1962	101	70	171,9	94	16	26,7	3	41	3100
1962–1963	101	68	114,4	94	9	10,4	5	80	13000
1963–1964	104	56	69,5	101	3	2,6	1	84	10100
Год	I дней	II дней	III мм	IV дней	V дней	VI °С	VII дней	VIII дней	IX °С
2011–2012	90	53	147,2	80	10	11,64	7	33	1800
2012–2013	103	63	201,1	93	11	9,08	5	34	1800
2013–2014	74	47	119,4	56	21	27,49	4	42	3600
2014–2015	73	53	162,1	56	18	22,04	6	28	3800
2015–2016	68	48	180,4	46	21	26,69	3	28	4600
2016–2017	109	73	207,1	95	11	10,36	7	48	2300
2017–2018	64	36	140,7	63	1	0,1	9	29	3300
2018–2019	98	69	165,1	80	13	11,7	7	30	1600

Табл. 4.3.4 Характеристики погодных условий и снежного покрова осредненные за период от начала залегания до максимальной высоты устойчивого снежного покрова зимами 1955–1963 и 2011–2019 гг., рассчитанные с использованием предложенного алгоритма. Слева направо: число дней со снежным покровом (I), число дней с осадками (II), сумма осадков (III), число дней с температурой ниже 0 °С (IV) и выше 0 °С (V), сумма температур выше 0 °С (VI), число дней с приростом снега более 5 см (VII), число дней с температурным градиентом в толще более 25 °С/м (VIII), сумма градиентов в толще более 25 °С/м (IX).

Год	I дней	II дней	III мм	IV дней	V дней	VI °С	VII дней	VIII дней	IX °С
1955–1963	105	70	153	95	13	16	6	57	6050
2011–2019	85	55	165	71	13	15	6	34	2850

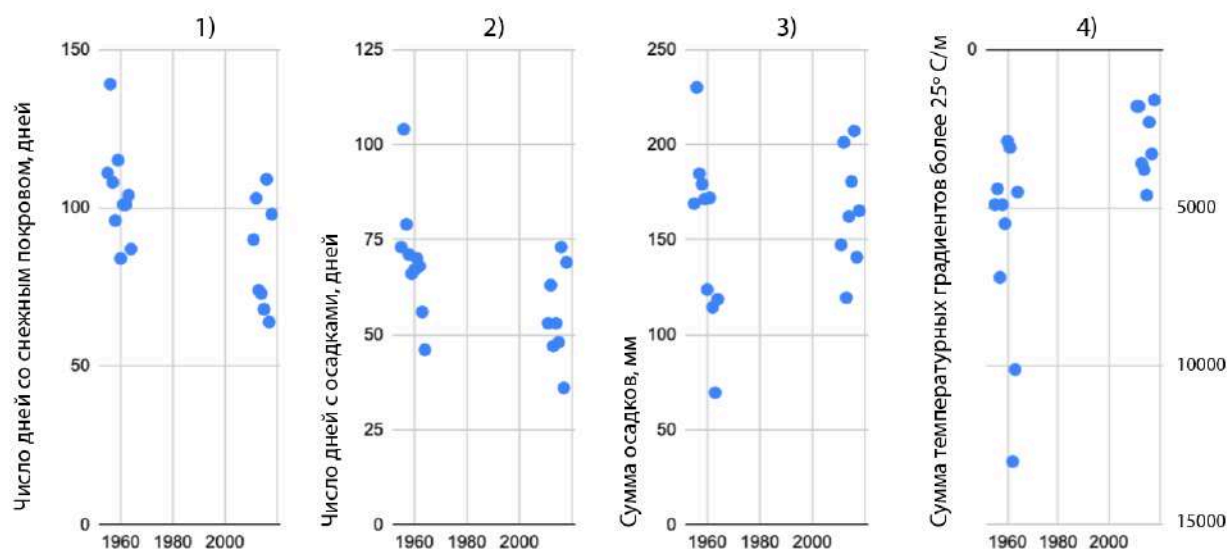


Рис. 4.3.5 Сравнение 1) числа дней со снежным покровом, 2) числа дней с осадками, 3) суммы осадков и 4) суммы температурных градиентов в толще за период от начала установления до максимальной высоты УСП зимами 1955–1963 и 2011–2019 гг.

Исходя из анализа ансамбля данных, которые были рассчитаны для периода с 1955 по 1963 и с 2011 по 2019 гг., было выполнено сравнение полученных за эти два периода результатов и получены следующие выводы.

Число дней со снегопадами составили в исследуемые периоды 40 и 33 дня, соответственно. На фоне уменьшения количества снегопадов наблюдается увеличение доли снегопадов при положительной температуре воздуха, в результате которых формируются слои влажного снега, и зимних дождей, в то время как доля снегопадов, происходящих при сильном ветре, осталась относительно неизменной. Число дней со снежным покровом сократилось с 138 дней в 1955–63 гг. до 115 дней в 2011–2019 гг., то есть более чем на 15%.

Число дней от начала залегания УСП до даты с максимальной высотой снежного покрова также оказалось на 19% меньше в последние десятилетия (85 дней) по сравнению с серединой XX века (105 дней). Несмотря на сокращение продолжительности залегания УСП до максимума аккумуляции, сумма осадков за этот период оказалась на 8% больше, а число дней с осадками — на 20% меньше, чем в середине XX века. В то же время, пропорциональные соотношения числа дней с осадками к продолжительности залегания УСП остались относительно неизменны. Интенсивность выпадения осадков в современный период исследований оказалась более чем на 30% больше, чем в 1955–63 гг. Также возросло число дней со снегопадами с приростом снега более 5 см. Число дней с температурой воздуха ниже 0 °С составило 84% от всех дней со снежным покровом за период от установления УСП до даты с максимальной высотой снежного покрова в 2011–2019 гг. и 91% в 1955–1963 гг. Соответственно, число дней с температурой воздуха выше 0 °С составили 9% и 16% для середины XX века и современного периода, соответственно, то есть оттепели стали наблюдаться более часто. При этом, сумма положительных температур воздуха оказалась примерно одинаковой в эти периоды. Анализ числа дней и суммы температурных градиентов в толще показал значительное уменьшение значения этих параметров в современный период исследований по сравнению с серединой XX века. Если в 1955–1963 гг. число дней с благоприятными для формирования глубинной изморози условиями составило 57 дней (54% продолжительности УСП), то в 2011–2019 гг. такие дни наблюдались в среднем 34 дня (около 40% продолжительности УСП), то есть сокращение относительных значений составило около 25%. Сумма температурных градиентов больше 25 °С/м в толще составила в 1955–1963 гг. 6100 °С, а средний градиент в такие дни составлял около 100 °С, то в современный период сумма значений составила всего 2900 °С, а средний градиент — 85 °С.

Таким образом, анализ серии метеорологических параметров и их производных, рассчитанных с применением предложенного алгоритма позволил установить, что в современный период исследования погодные условия стали менее благоприятны для формирования слоёв глубинной изморози, но более благоприятны для формирования слоёв влажного и сухого осевшего снега и слоёв таяния-замерзания. Увеличение числа дней с выпадением снега и дождя при положительной температуре воздуха увеличилось, в то время как доля дней с метелями осталась относительно неизменной.

Исходя из полученных результатов, можно предположить, что строение снежной толщи, характерное для середины XX века могло отличаться от характерного строения

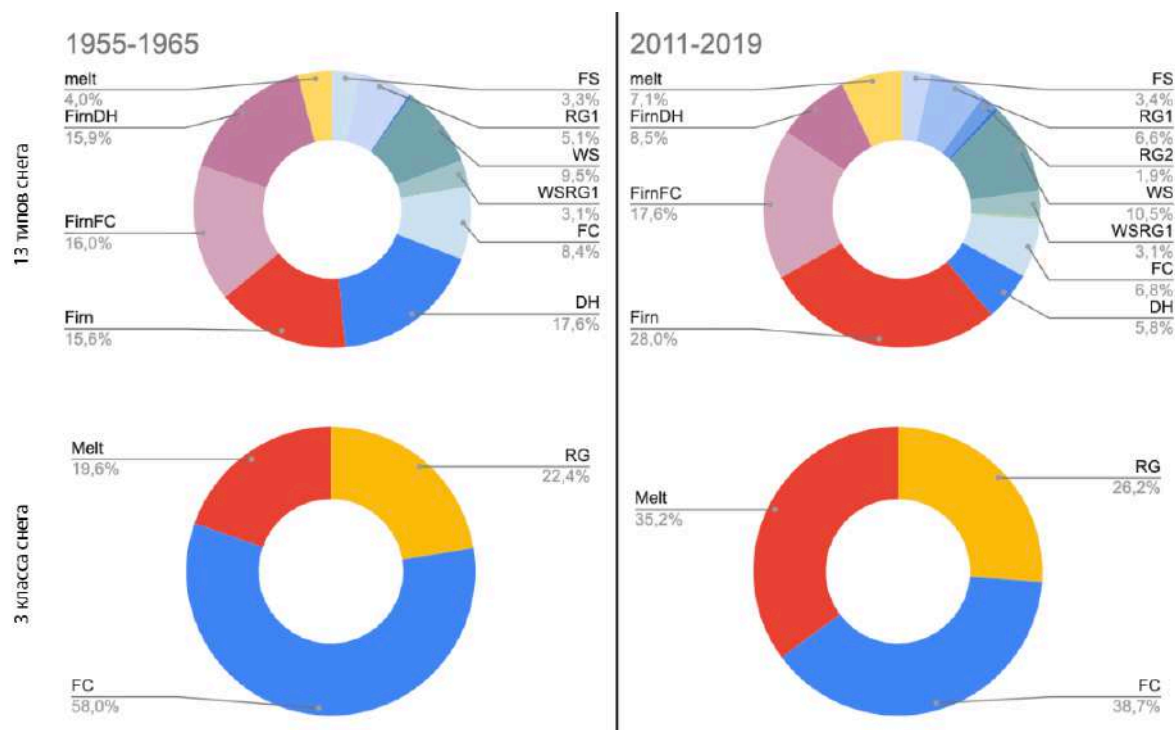
снежного покрова в современный период исследований. Для проверки этой гипотезы было выполнено сравнение строения снежной толщи, восстановленного с использованием предложенного алгоритма, для периодов 1955–1963 и 2011–2019 гг. Для этого для каждого года исследований были рассчитаны суммы ячеек того или иного типа в снежной толще за период от начала УСП до максимальной высоты снежного покрова. Как было рассмотрено выше, каждая ячейка характеризует состояние каждого слоя снега в каждый день залегания УСП. Тип присваивался каждой в зависимости от совокупности измеренных метеорологических параметров. Таким образом, суммарное количество ячеек в толще в тот или иной год характеризует одновременно и продолжительность залегания УСП, и преобладающие на протяжении зимнего сезона типы снега. Сравнение полученных значений позволяет оценить изменения в строении снежного покрова, которые могли произойти в связи с потеплением и увеличением количества осадков, как твердых, так и жидких. Были проанализированы соотношения всех 13 предложенных в алгоритме типов снега в снежной толще. Также была выполнена группировка 13 типов по 3 ключевым группам — рыхлого осевшего снега, снега с огранкой и слоёв таяния-замерзания. К первой группе были отнесены слои типов FS, RG1, RG2, RG3, WS и WSRG, ко второй — FC, DH, FirnFC и FirnDH, то есть все слои с огранкой, к третьей — Melt и Firn, насыщенные водой и льдистые слои.

На основе анализа исследуемого параметра было установлено, что в среднем зимами 1955–1963 и 2011–2019 гг. слои, сложенные рыхлым осевшим снегом, не подвергавшимся таянию, слагали в оба периода около 25% всей толщи, то есть соотношение количества ячеек, относящихся к группе RG, к суммарному числу всех ячеек не изменилось. При этом, соотношение числа ячеек типа FC и Melt отличалось в эти два исследуемых периода весьма значительно. Если в середине XX века слои группы FC составляли около 60% всех ячеек, а слои Melt — около 20%, то в современный период исследования они составили 40% и 35%, соответственно.

Учитывая продолжительность залегания УСП, то есть абсолютные значения количества ячеек, было установлено, что в 2011–2019 гг. число ячеек, представленных типами Firn, Melt и Wet увеличилось, в то время как для всех остальных типов наблюдается уменьшение числа ячеек.

Более подробный анализ каждого из 13 типов показывает, что доля слоёв FS, RG1, RG2, RG3, WS, WSRG, FC и FirnFC остается практически неизменной, доля слоёв FirnDH и DH сокращается, а слоёв Firn и Melt — увеличивается.

Рис. 4.3.6 Соотношение слоев, сложенных различными типами снега. Полученные с использованием алгоритма значения усреднены за периоды с 1955 по 1963 и с 2011 по 2019 гг. Условные обозначения см. табл. 4.3.4. Пропорции слоев в другие годы см. Приложение 4.



Сравнение восстановленного строения снежной толщи в отдельные годы показало, что в период с 1955 по 1963 гг. оно было похоже во все зимы кроме 1955/56 и 1960/61 гг. Зима 1955/56 года была аномально холодной, зимние оттепели отсутствовали, поэтому в толще на протяжении всего зимнего сезона преобладали слои с огранкой и глубинной изморози. Зима 1960/61 гг. была аномально теплой для этого десятилетия, сумма положительных температур была почти в 4 раза больше средней за этот период, поэтому толща была сложена преимущественно слоями таяния-замерзания. В остальные же годы в толще присутствовали как слои таяния-замерзания, так и слои, сложенные ограненными кристаллами и слои рыхлого осевшего снега, причем их процентное соотношение оказалось практически одинаковым. Из этого следует, что строение снежной толщи в 1957/58 и 1961/62 гг., описанное А.В. Павловым и А.Н. Формозовым, действительно может считаться типичным для этого периода.

В период с 2011 по 2019 гг. строение снежной толщи значительно отличалось от строения зимами 1955–1963 гг. Зимы 2013/14 и 2019/20 гг. оказались аномально теплыми, поэтому снежный покров периодически полностью таял, а продолжительность его залегания составляла не многим более месяца. Большую часть зимы снежная толща была сложена слоями таяния-замерзания. Слои с огранкой не сформировались вовсе. Четыре

зимы из девяти в строении снежной толщи преобладали слои таяния-замерзания и лишь зимой 2017/2018 гг. строение снежной толщи было похоже на строение снежной толщи, характерное для середины XX века.

Итог:

Анализ результатов выполнения алгоритма позволил восстановить строение снежной толщи в предыдущие годы и установить, что зимние условия снегонакопления и последующего развития снежной толщи, значительно различающиеся в 1955–63 и 2011–2019 гг., привели к различиям в строении снежной толщи в эти два периода. В последние годы значительно большее развитие получили слои таяния-замерзания, а слои глубинной изморози оказались менее развиты, формировались значительно реже и не каждую зиму.

Зимами 2011–2019 гг., несмотря на меньшую продолжительность залегания снежного покрова, число дней с оттепелью и сумма положительных температур не отличаются от наблюдавшихся зимами 1955–63 гг. Следовательно, повторяемость оттепелей возросла. В то же время, Число дней и сумма температурных градиентов более 25 °С в снежной толще оказалась почти вдвое меньше, чем зимами 1955–63 гг.

4.4 Возможности прогнозирования строения снежного покрова

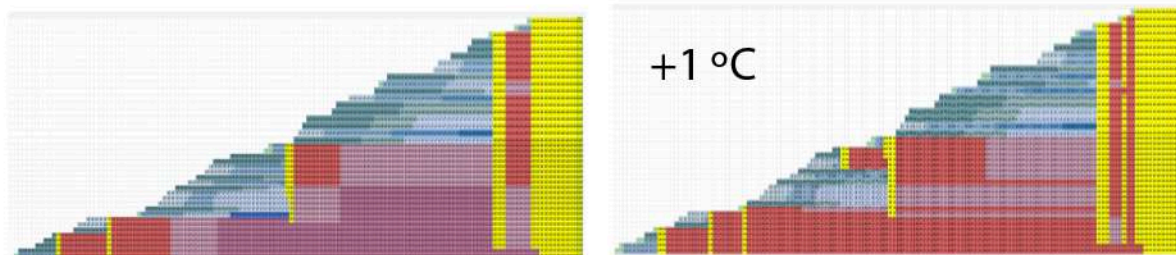
Предложенный алгоритм позволяет достоверно восстанавливать строение снежной толщи на основе осредненных за сутки значений ограниченного числа метеорологических параметров в различных климатических условиях. Следовательно, данный алгоритм может быть применен для прогноза строения снежной толщи, которое может ожидаться при тех или иных изменениях значений заложенных в алгоритм параметров. Так, увеличение количества снегопадов может привести к увеличению количества и толщины слоёв, частоты оттепелей — к увеличению слоёв таяния-замерзания, а сокращение продолжительности морозных периодов — к уменьшению интенсивности развития слоёв с огранкой. Изменения в строении снежной толщи могут, в свою очередь, привести к изменениям в функционировании природных систем.

В данной работе проработаны сценарии, при которых среднесуточная температура воздуха оказывается выше наблюдаемой в отдельные годы на 1 °С. Для этого были взяты данные реальных наблюдений зим 2016/2017 и 2017/2018 гг. и средние суточные температуры были увеличены на 1 °С, при сохранении прочих показателей в неизменном виде.

Полученные результаты свидетельствуют о значительных изменениях, которые могут

произойти в случае, если среднесуточная температура воздуха в каждый день наблюдений увеличится на заданные значения. Так, при увеличении среднесуточных температур воздуха на 1 °С зимой 2016/2017 гг. доля слоёв таяния-замерзания может возрасти более чем в 2 раза, а доля слоёв с огранкой сократиться (Рис. 4.4.1).

Зима 2016/17 гг.



Зима 2017/18 гг.

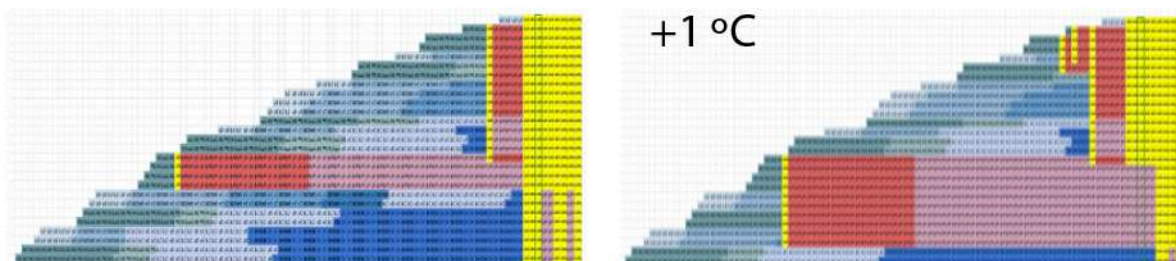


Рис. 4.4.1 Строение снежного покрова зимами 2016/2017 и 2017/2018 гг., восстановленное с использованием предложенного алгоритма на основе данных измерений на метеостанции Москва (ВДНХ) (слева) и аналогичные схемы, полученные при увеличении средней суточной температуры на 1 °С (справа). Условные обозначения см. Рис. 4.3.1

Итог:

Таким образом, предложенный алгоритм позволяет не только восстанавливать строение снежной толщи на основе измеренных значений учитываемых в нем метеорологических параметров, но и прогнозировать потенциальные изменения, связанные с климатическими изменениями

Выводы по главе 4:

1) Разработанный алгоритм позволяет восстанавливать и прогнозировать строение снежной толщи на основе ограниченного количества осредненных за сутки значений метеорологических параметров в различных климатических условиях. Применение алгоритма может быть полезно для определения строения снежной толщи на территориях, для которых отсутствуют данные непосредственных наблюдений за снежным покровом и детальных данные метеорологических измерений.

2) Результаты выполнения предложенного алгоритма позволили установить, что условия снегонакопления и строение снежного покрова в середине XX века и в первой

половине XXI века значительно отличались. Продолжительность залегания снежного покрова за период от установления до периода с максимальной высотой УСП и общее число дней со снежным покровом зимами 2011–2019 гг. оказались меньше, чем зимами 1955–1963 гг. несмотря на повышенное количество осадков, выпавших за этот период. Число дней с градиентом температур в толще более $25\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{м}$ и сумма температурных градиентов в толще в 2011–2019 гг. оказались вдвое меньше соответствующих показателей зимами 1955–1963 гг. Сумма и число дней с положительной температурой воздуха зимами 2011–2019 гг. и 1955–1963 гг. не отличались несмотря на значительно меньшую продолжительность залегания УСП в последние годы, следовательно, повторяемость оттепелей была больше. Число зимних дождей и снегопадов, происходящих при положительной температуре воздуха зимами 2011–2019 гг. оказались больше, чем зимами 1955–1963 гг.

3) Наблюдаемые различия в погодных условиях в рассматриваемые периоды оказали влияние не только на продолжительность залегания снежного покрова, но на его характерное строение в эти периоды. Доля слоёв таяния-замерзания зимами 2011–2019 гг. оказались больше, чем зимами 1955–1963 гг., а доля слоёв с огранкой — меньше. Если в 1955–63 гг. слои с огранкой слагали в среднем около 60% снежной толщи, то в 2011–2019 гг. — менее 40%, в то время как доля слоёв таяния-замерзания увеличилась с 20 до 35%. В период с 1955 по 1963 гг. наблюдалась одна аномально холодная и одна аномально теплая зимы. В остальные же годы строение снежной толщи было похожим. В период с 2011 по 2019 гг. наблюдалось две аномально теплые зимы, когда УСП залегал немногим более месяца и снежный покров был сложен преимущественно слоями таяния-замерзания на протяжении всего зимнего периода. Только зима 2017/18 гг. отличалась строением снежного покрова, характерным для периода 1955–1963 гг.

4) Таким образом, анализ результатов выполнения алгоритма позволил восстановить строение снежной толщи в предыдущие годы и установить, что зимние условия снегонакопления и последующего развития снежной толщи, значительно различающиеся в 1955–63 и 2011–2019 гг., привели к различиям в строении снежной толщи в эти два периода. В последние годы значительно большее развитие получили слои таяния-замерзания, а слои глубинной изморози оказались менее развиты, формировались значительно реже и не каждую зиму.

5) Разработанный алгоритм позволяет прогнозировать потенциальные изменения в строении снежной толщи, связанные с изменениями зимних погодных условий. При увеличении средней суточной температуры воздуха на 1°C доля слоев таяния-замерзания в толще может увеличиться более чем в 2 раза.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты исследования снежного покрова в Московском регионе позволили сделать следующие выводы:

1) Наблюдаемые на исследуемой территории изменения зимних погодных условий оказывают влияние на характеристики снежного покрова. На фоне роста зимней температуры воздуха и увеличения количества жидких осадков наблюдается сокращение продолжительности залегания снежного покрова, в то время как максимальная высота снежного покрова остается относительно неизменной. При этом, наблюдается увеличение изменчивости характеристик снежного покрова. Совокупность этих тенденций находит отражение в строении снежной толщи в исследуемом Московском регионе.

2) Совместный анализ стратиграфических описаний снежной толщи и данных метеорологических наблюдений, осредненных за сутки, позволил установить, что зимами 1957/58 и 1961/62 гг. строение снежного покрова отличалось от наблюдаемых зимами 2014–2019 гг. повышенной толщиной слоев с огранкой и пониженной толщиной слоев таяния-замерзания, что обусловлено более низкими зимними температурами воздуха и вдвое более низкой повторяемостью оттепелей в эти годы.

3) Результаты выполнения разработанного и верифицированного автором алгоритма восстановления строения снежной толщи на основе анализа среднесуточных значений метеорологических параметров позволили установить, что зимами 1955–1963 гг. доля слоев с огранкой оказалась в среднем на 19% больше, чем зимами 2014–2019 гг., а доля слоёв таяния-замерзания — на 15% меньше. Таким образом вывод о возможных изменениях в строении снежной толщи, связанных с климатическими изменениями, сделанный на основе анализа данных 1957/58 и 1961/62 гг., подтверждается. Точность восстановления строения снежной толщи составляет 86%.

4) Анализ параметров снежного покрова и его строения в шурфах и траншеях позволил оценить его пространственную изменчивость, обусловленную погодными условиями, растительностью и микрорельефом поверхности. Установлено, что строение и свойства снежного покрова на залесённых и незалесённых участках значительно различаются. Наибольшая неоднородность снежного покрова наблюдается на лесных участках и обусловлена влиянием крон деревьев, в то время как на открытых участках она меньше и связана преимущественно с влиянием микрорельефа поверхности.

5) Неоднородность строения и свойств снежного покрова, связанная с наличием микрорельефа поверхности, высока даже на однородном открытом защищённом от ветра

участке. В период с максимальной высотой снежного покрова коэффициент вариации значений высоты меньше, чем значений плотности и водного эквивалента снежной толщи на этом участке. Разница в значениях высоты, плотности и запасов воды в снежной толще между соседними точками, расположенными на расстоянии 1 м, достигает 30%.

б) Установлено, что наиболее важными факторами, влияющим на успешность проведения автоматизированной фотограмметрической обработки и определения высоты снежного покрова, являются состояние поверхности снежного покрова и освещенность территории. Максимальные разности высот, полученных на основе аэрофотосъёмки, и наземных измерений не превышают 15 см, а среднеквадратическая ошибка составляет порядка 6 см.

Полученные результаты и сделанные выводы свидетельствуют о необходимости дальнейших исследования снежного покрова на рассматриваемой территории в различных пространственно-временных масштабах. Актуальными задачами будущих исследований являются оценка изменчивости снежного покрова на участках с различающимися характеристиками (видовым составом, возрастом и густотой) растительного покрова и рельефа подстилающей поверхности, оценка влияния мезоформ рельефа, различий в экспозиции и крутизне склонов на строение и свойства снежного покрова, развитие методов ландшафтной индикации, совершенствование и широкое применение методов дистанционного зондирования, хорошо зарекомендовавших себя в настоящем исследовании.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алисов Б.П. Принципы климатического районирования СССР // Известия АН СССР. Серия География. — 1957. — № 6. — С. 118–125.
2. Атлас снежно-ледовых ресурсов мира / под ред. Котляков В.Н. — М.: Российская академия наук, 1997. — 392 с.
3. Божинский А.Н., Перов В.Ф., Трошкина Е.С., Шныпарков А.Л. Итоги и перспективы изучения снежных лавин, селей и других опасных природных явлений // Вестник Московского Университета. Серия 5. География. — 2005. — № 2. — С. 68–73.
4. Будыко М.И. Климат в прошлом и будущем. — Л.: Гидрометеиздат, 1980. — 350 с.
5. Вагнер Б.Б., Манучарянц Б.О. Геология, рельеф и полезные ископаемые Московского региона. — М.: МГПУ, 2003. — 81 с.
6. Викулина М.А., Мокров Е.Г., Подольский Е.А., Селиверстов Ю.Г., Lehning M. Апробация модели SNOWPACK в России // Материалы гляциологический исследований. — 2005. — вып. 99. — С. 105–107.
7. Власов В.А. Очерк климата Московской губернии (Материалы по климатологии Московской губернии. Т. 1 Московское Губернское Земство). — М.: тип. «Общественная польза», 1914. — 244 с.
8. Воейков А.И. Снежный покров, его влияние на почву, климат и погоду, и способы исследования. // Зап. Русск. геогр. об-ва по общей географии. — 1889. — Т. 18. — № 2. — С. 128–158.
9. Войтковский К.Ф. Механические свойства снега. — М.: Наука, 1977. — 126 с.
10. Володичева Н.А., Трошкина Е.С. Изучение структуры снега // Материалы гляциологических исследований. — 1966. — вып. 12. — С. 149–152.
11. Генсировский Ю.В. Расчет максимальных снеготпасов на основе ландшафтно-индикационных свойств снежного покрова. // Материалы гляциологический исследований. — 2007. — вып. 102. — С. 192–202.
12. Гиряев М. Д., Заварзин В. В., Иванов Н.Г. Актуальные вопросы ведения лесного хозяйства в Московской области // Вестник Московского государственного университета леса – Лесной вестник. — 2013. — № 3(95). — С. 102–105.
13. Гляциологический словарь / под ред. В.М. Котлякова. — Л.: Гидрометеиздат, 1984. — 528 с.
14. Голубев В.Н., Петрушина М.Н., Фролов Д.М. Закономерности формирования стратиграфии снежного покрова // Лёд и Снег. — 2010. — № 1(109). — С. 58–72.

15. Голубев В.Н., Петрушина М.Н., Фролов Д.М. Межгодовые вариации строения снежного покрова на территории России // Вестник Московского Университета. Серия 5. География. — 2009. — № 3. — С. 16–25.
16. Гофф А.Г., Оттен Г.Ф. Мероприятия по борьбе с обвалами, применённые в районе Кировска. // Снег и снежные обвалы в Хибинах: район г. Кировска (Всесоюзный государственный горно-химический трест «Апатит», сборник работ снежно-метеорологической службы, вып. I). — Л.-М.: Гидрометеорологическое издательство, 1938. — С. 89–97.
17. Гужевая А.Ф. Овраги Среднерусской возвышенности // Труды Ин-та Географии АН СССР. — 1948. — Т. 42. — №. 1. — С. 37–74.
18. Демидов В.В., Мушаева Т.И. Влияние эрозионных процессов в период весеннего снеготаяния на химический состав вод речного стока // Приоритетные научные направления: от теории к практике. — 2014. — № 10. — С. 71–76.
19. Дзерdzeевский Б.Л. Циркуляционные механизмы в атмосфере северного полушария в XX столетии (Материалы метеорологических исследований. Циркуляция атмосферы / Междунар. геофиз. год 1957–1958–1959. Междувед. геофиз. ком. при Президиуме АН СССР). — М.: 1968. — 240 с.
20. Дзерdzeевский Б.Л., Курганская В.М., Витвицкая З.М. Типизация циркуляционных механизмов в северном полушарии и характеристика синоптических сезонов // Труды НИУ ГУГМС. — Л.: Гидрометиздат, 1946. — 80 с.
21. Дюнин А.К. Механика метелей. — Новосибирск: Изд. СО АН СССР, 1963. — 378 с.
22. Калесник С.В. Очерки гляциологии. — М.: Географиз, 1963. — 551 с.
23. Китаев Л.М. Пространственно-временная изменчивость высоты снежного покрова в северном полушарии // Метеорология и гидрология. — 2002. — № 5. — С. 28–34.
24. Китаев Л.М., Кренке А.Н., Титкова Т.Б. Прогноз снеготпасов на территории Северной Евразии в начале XXI века // Известия РАН, серия география. — 1999. — № 1. — М.: Наука. — С. 37–50.
25. Климат Москвы (Особенности климата большого города) / под ред. Дмитриева А.А., Бессонова Н.П. — Л.: Гидрометеиздат, 1969. — 323 с.
26. Климатологический справочник по СССР. Выпуск 8. Метеорологические данные за отдельные годы. — Л.: Гидрометеиздат, 1931–1968.
27. Коломыйц Э.Г. Кристалломорфологический атлас снега. (Пособие для снеголавинных станций.). — Л.: Гидрометеиздат, 1984. — 214 с.

28. Коломыйц Э.Г. Структура снега и ландшафтная индикация. — М.: Наука, 1976. — 206 с.
29. Комаров А.Ю. Влияние растительности и микрорельефа на стратиграфию снежного покрова в Подмосковье // Вестник Московского университета. Серия 5. География. — 2021. — № 6. — С. 87–98.
30. Комаров А.Ю. Строение снежного покрова на северо-востоке Московской области // Лёд и Снег. — 2021. — Т. 61. — № 3. — С. 391–403. — doi: 10.31857/S2076673421030096.
31. Комаров А.Ю., Селиверстов Ю.Г., Гребенников П.Б., Сократов С.А. Пространственно-временная неоднородность снежной толщи по данным пенетрометра SnowMicroPen // Лёд и Снег. — 2018. — Т. 58. — № 4. — С. 473–485. — doi: 10.15356/2076-6734-2018-4-473-485.
32. Кононова Н.К. Изменения циркуляции атмосферы Северного полушария в XX–XXI столетиях и их последствия для климата // Фундаментальная и прикладная климатология. — 2015. — Т. 1. — №. 1. — С. 133–162.
33. Кононова Н.К. Колебания циркуляции атмосферы Северного полушария в XX–начале XXI века [Электронный ресурс]. URL: <https://atmospheric-circulation.ru/>. (дата обр. 05.04.2022).
34. Копанев И.Д. Методы изучения снежного покрова. — Л.: Гидрометеиздат, 1971. — 226 с.
35. Котляков В.М. Снежный покров Антарктиды и его роль в современном оледенении материка. — М.: Изд-во АН СССР, 1961. — 246 с.
36. Котляков В.М., Кренке А.Н. Роль наземного оледенения в водно-ледовом балансе Арктики // Изв. АН СССР. Сер. геогр. — 1980. — № 4. — С. 11–21.
37. Котляков В.М., Сосновский А.В., Чернов Р.А. Влияние условий на контакте снег–почва на глубину её промерзания (по наблюдениям в Курской области) // Лёд и Снег. — 2019. — Т. 59. — № 2. — С. 182–190. — doi: 10.15356/2076-6734-2019-2-407.
38. Куваева Г.М., Сулаквелидзе Г.К., Читатзе В.С., Чоторлишвили Л.С., Эльмесов А.М. Физические свойства снежного покрова Большого Кавказа (Международный геофизический год. 1957–1958–1959 IX раздельной программы МГГ. Гляциология / Междувед. геофиз. ком. при Президиуме АН СССР. Результаты исследований по программе Международного геофизического года; № 17) — М.: Наука, 1967. — 194 с.
39. Кузьмин П.П. Процесс таяния снежного покрова. — Л.: Гидрометеиздат, 1961. — 348 с.

40. Кузьмин П.П. Физические свойства снежного покрова. — Л.: Гидрометеиздат, 1957. — 179 с.
41. Кузьмин П.П. Формирование и режим снежного покрова и методы определения снегозапасов. — Л.: Гидрометеиздат, 1960. — 345 с.
42. Лаппо Г.М., Гольц Г.А., Трейвиш А.И. Московский столичный регион (подходы к системному анализу территориальной структуры) // Вопросы географии. — 1988. — № 131. — С. 13–28.
43. Лаппо Г.М., Мильков Ф.Н., Хорев Б.С. Российская Федерация: Центральная Россия. — М.: Мысль, 1970. — 909 с.
44. Литвиненко В.В., Фролов Д.М. Структура снежного покрова и особенности зимнего сезона 2018–2019 гг. в Московском регионе // Современные тенденции и перспективы развития гидрометеорологии в России : материалы II Всероссийской научно-практической конференции, Иркутск, 5–7 июня 2019 г. — Иркутск: Издательство ИГУ, 2019. — С. 485–494.
45. Локощенко М.А. Снежный покров и его современные изменения в Москве // Метеорология и гидрология. — 2005. — №. 6. — С. 71–82.
46. Локощенко М.А., Корнева И.А., Кочин А.В., Дубовецкий А.З., Новицкий М.А., Разин П.Е. О высотной протяжённости городского «острова тепла» над Москвой // Доклады Академии наук. — 2016. — Т. 466. — №. 2. — С. 213–217. — doi: 10.7868/S0869565216020213.
47. Ломоносов М.В. Первые основания металлургии или рудных дел. Прибавление второе. О слоях земных. — СПб.: Тип. Императорской Академии Наук, 1763. — Т. 5. — 436 с.
48. Лосев К.С., Божинский А.Н., Гракович В.Ф. Прикладное лавиноведение. — М.: ВИНТИ, 1991.
49. Мишон В.М. Закономерности залегания максимальных снегозапасов в условиях овражно-балочного рельефа и островной лесной растительности // Сборник работ Курской гидромет. обсерватории. Курск. — 1971. — №. 5. — С. 51–57.
50. Мишон В.М. Теоретические и методические основы оценки ресурсов поверхностных вод в зонах недостаточного и неустойчивого увлажнения европейской части России: автореферат дис. доктора географических наук: 25.00.27 / Мишон В.М. [Место защиты: Воронеж. гос. пед. ун-т]. — Воронеж, 2007. — 40 с.
51. Молочников А.В. Структура снегового покрова // Снег и снежные обвалы в Хибинах: район г. Кировска (Всесоюзный государственный горно-химический трест «Апатит»),

- сборник работ снежно-метеорологической службы, вып. I). — Л.-М.: Гидрометеорологическое издательство, 1938. — С. 15–32.
52. Московский столичный регион на рубеже веков: новейшая история и пути развития / Бабурин В.Л., Битюкова В.Р., Казьмин М.А., Махрова А.Г. — Смоленск: Ойкумена, 2003. — 186 с.
53. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Серия 3. Многолетние данные. — Вып. 8: Москва и Московская область. — Л.: Гидрометеоздат, 1987.
54. Национальный атлас России / Веденин Ю.А., Полякова М.А., Козлов В.П. и др. — М.: Роскартография, 2008.
55. Никольская И.И., Прохорова С.Д. Картографическая оценка структуры эрозионной сети Европейской территории России // Геоморфология. — 2014. — № 2. — doi: 10.15356/0435-4281-2014-2. — С. 53–60.
56. Осокин Н.И., Самойлов Р.С., Сосновский А.В., Сократов С.А., Жидков В.А. К оценке влияния изменчивости характеристик снежного покрова на промерзание грунтов // Криосфера Земли. — 1999. — Т. 3. — № 1. — С. 3–10.
57. Осокин Н.И., Сосновский А.В. Пространственная и временная изменчивость толщины и плотности снежного покрова на территории России // Лёд и Снег. — 2014. — Т. 54. — № 4. — С. 72–80. — doi: 10.15356/2076-6734-2014-4-72-80.
58. Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А. Влияние стратиграфии снежного покрова на его термическое сопротивление // Лёд и Снег. — 2013. — Т. 53. — № 3. — С. 63–70. — doi: 10.15356/2076-6734-2013-3-63-70.
59. Очерки по истории гидрометеорологической службы России / Бедрицкий А.И., Борисенков Е.П., Коровченко А.С., Пасецкий В.М. — СПб.: Гидрометеоздат, 1997. — 343 с.
60. Павлов А.В. Исследование теплового баланса и теплофизических свойств снежного покрова в районе г. Загорска (в период МГГ) // Материалы гляциологических исследований. — 1962. — вып. 4. — С. 109–117.
61. Павлов А.В. Снежный покров как промежуточная среда при теплообмене между литосферой и атмосферой // Вопросы криологии Земли / АН СССР, Науч. совет по криологии Земли. — М.: Наука, 1976. — С. 85–89.
62. Павлов А.В. Теплофизика ландшафтов. — Новосибирск: Наука, 1979. — 285 с.
63. Павлов А.В. Теплофизические свойства и тепловой баланс снежного покрова в Подмоскowie // Теплофизические вопросы геофизиологии (Материалы к основам

- учения о мёрзлых зонах земной коры. Вып. VIII). — М.: Изд-во АН СССР, 1962. — С. 3–35.
64. Попова В.В., Шмакин А.Б. Циркуляционные механизмы крупномасштабных аномалий температуры воздуха зимой в Северной Евразии в конце XX столетия // Метеорология и гидрология. — 2006. — №. 12. — С. 15–25.
65. Ревякин В.С., Кравцова В.И. Снежный покров и лавины Алтая. — Томск: Изд-во Томского ун-та., 1977. — 215 с.
66. Рихтер Г.Д. Использование снега в народном хозяйстве // Вопросы изучения снега и использования его в народном хозяйстве. / под ред. Рихтер Г.Д. — М.: Изд-во АН СССР, 1955. — С. 5–22.
67. Рихтер Г.Д. Роль снежного покрова в физико-географическом процессе (Тр. Ин-та географии, т. XL). — М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1948. — 171 с.
68. Рихтер Г.Д. Снежный покров, его формирование и свойства. — М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1945. — 118 с.
69. Рубинштейн К.Г., Громов С.С., Золоева М.В. Динамическая классификация снежного покрова // Вычислительные технологии. — 2006. — Т. 11. — № 3 (спец. выпуск). — С. 31–37.
70. Руководящие указания ВМО по расчёту климатических норм (ВМО-№ 1203). — Geneva: WMO, 2017. — 32 с.
71. Рябцева К.М., Тушинский Г.К. Стратиграфия снега как показатель особенностей природно-территориальных комплексов // Информационный сборник о работах географического факультета МГУ по международному геофизическому году. — Т. 1. — М.: Географический факультет МГУ, 1958. — С. 272–283.
72. Сапунов В.Н., Сапунова Г.Г., Глазовская Т.Г., Селиверстов Ю.Г., Соловьев А.Ю. Ландшафтная дифференциация в распределении снежного покрова в Хибинских горах // Материалы гляциологических исследований. — 2001. — вып. 91. — С. 55–59.
73. Сократов С.А., Голубев В.Н., Барри Р.Г. Влияние климатических колебаний на теплоизолирующую роль снежного покрова и термический режим грунтов // Криосфера Земли. — 2001. — Т. 5. — № 2. — С. 83–91.
74. Сократов С.А., Трошкина Е.С. Развитие структурно-стратиграфических исследований снежного покрова // Материалы гляциологических исследований. — 2009. — № 107. — С. 103–109.

75. Сосновский А.В., Осокин Н.И., Черняков Г.А. Динамика снегозапасов на равнинной территории России в лесу и в поле при климатических изменениях // Лёд и Снег. — 2018. — Т. 58. — № 2. — С. 183–190. doi: 10.15356/2076-6734-2018-2-183-190.
76. Спиридонов А.И. Геоморфология европейской части СССР: Учебное пособие. — М.: Высшая школа, 1978. — 332 с.
77. Справочник по климату СССР. Выпуск 8. Метеорологические данные за отдельные годы. — М.: Гидрометеиздат, 1966–1970.
78. Справочник по климату СССР. Устойчивость и точность климатических характеристик. — Л.: Гидрометеиздат, 1976.
79. Сулаквелидзе Г.К. Уравнение теплопроводности пористых сред, содержащих насыщенный пар, воду и лед. // Изв. АН СССР. — 1959. — № 2. — С. 284–287.
80. Трошкина Е.С. Лавинный режим горных территорий СССР (Итоги науки и техники, сер. гляциология, т. 11). — М.: Изд-во ВИНТИ, 1992. — 188 с.
81. Трошкина Е.С., Селиверстов Ю.Г., Мокров Е.Г. Влияние изменения климатических условий на нивально-гляциальные процессы в Хибинах // Вестник Московского университета. Серия 5. География. — 2009. — № 2. — С. 26–31.
82. Тушинский Г.К. Защита автомобильных дорог от лавин. — М.: Автотрансиздат, 1960. — 152 с.
83. Тушинский Г.К. Лавины: Возникновение и защита от них. — М.: Географгиз. — 1949. — 213 с.
84. Тушинский Г.К., Гуськова Е.Ф., Губарева В.Д. Перекристаллизация снега и возникновение лавин. — М.: изд. МГУ, 1953. — 116 с.
85. Фирц Ш., Армстронг Р.Л., Дюран И., Этхеви П., Грин И., МакКланг Д.М., Нишимура К., Сатьявали П.К., Сократов С.А. Международная классификация для сезонно-выпадающего снега (руководство к описанию снежной толщи и снежного покрова). Русское издание (Материалы гляциологических исследований, 2012–2). — М.: ИГ РАН, Гляциологическая ассоциация. — 2012. — 80 с.
86. Формозов А.Н. Снежный покров в жизни млекопитающих и птиц СССР (Материалы к познанию фауны и флоры СССР, изданные Московским обществом испытателей природы. Новая серия/ Отд. зоол.; Вып. 5(XX)). — М.: тип. Центросоюза, 1946. — 152 с.
87. Формозов А.Н. Снежный покров как фактор среды, его значение в жизни млекопитающих и птиц СССР. — М.: Изд-во МГУ, 1990. — 287 с.

88. Фролов Д.М. Особенности погоды и снегонакопления в Москве в зимний период 2019/2020 года // *Фундаментальные и прикладные исследования в гидрометеорологии, водном хозяйстве и геоэкологии: материалы Всероссийской научно-практической конференции, посвящённой Международному Дню воды и Дню работника гидрометеорологической службы и празднованию 75-летия Великой Победы* (г. Уфа, 20–23 марта 2020 г.). — Уфа: РИЦ БашГУ, 2020. — С. 68–71.
89. Чернов Р.А. Метаморфизм и термические свойства свежевыпавшего снега (по исследованиям в Подмосковье) // *Лёд и Снег*. — 2016. — Т. 56. — № 2. — С. 199–206. — doi: 10.15356/2076-6734-2016-2-199-206.
90. Чернов Р.А. Термические свойства снежного покрова Среднерусской возвышенности. Автореф. дисс. канд. геогр. наук. — М.: Институт географии РАН, 2013.
91. Чернов Р.А. Экспериментальное определение эффективной теплопроводности глубинной изморози // *Лёд и Снег*. — 2013. — Т. 53. — № 3. — С. 71–77. doi: 10.15356/2076-6734-2013-3-71-77.
92. Черноус П.А., Селиверстов Ю.Г., Сучков В.Е. Влияние характеристик снега на лавинообразование. // *Лёд и Снег*. — 2015. — Т. 55. — № 2. — С. 53–59. — doi: 10.15356/2076-6734-2015-2-53-59.
93. Шмакин А.Б. Климатические характеристики снежного покрова Северной Евразии и их изменения в последние десятилетия // *Лёд и снег*. — 2010. — № 1(109). — С. 43–57.
94. Шумский П.А. Основы структурного ледоведения. — М.: Изд-во АН СССР, 1955. — 492 с.
95. Akitaya E. Studies on depth hoar (Contributions from the Institute of Low Temperature Science, A 26, No. 1294). — Sapporo: ILTS, 1974. — P. 1–67.
96. Ancey C., Bakkehøi S., Birkeland K., Decker R., Hutter K., Issler D., Jóhannesson T., Lied K., Nishimura K., Pudasaini S.P., Schaerer P., Sokratov S. Some notes on the history of snow and avalanche research in Europe, Asia and America // *Ice (News Bulletin of the International Glaciological Society)*. — 2005. — Vol. 139. — No. 3. — P. 3–11.
97. Anderson E. National Weather Service river forecast system: Snow accumulation and ablation model (NOAA technical memorandum NWS HYDRO, 17). — Washington, D.C: NOAA, 1973. — 229 p.
98. Bader H., Haefeli R., Bucher E., Neher J., Eckel O., Thams C. Der Schnee und seine Metamorphose (Beiträge zur Geologie der Schweiz. Geotechnische Serie, Hydrologie,

- Bd. 3). — Zürich: Kommissionsverlag Kümmerly & Frey, Druck von Aschmann & Scheller a.-g., 1939. — 340 S.
99. Bartelt P., Buser O., Sokratov S. A nonequilibrium treatment of heat and mass transfer in alpine snowcovers // *Cold Regions Science and Technology*. — 2004. — Vol. 39. — No. 2–3. — P. 219–242. — doi: 10.1016/j.coldregions.2004.04.005.
 100. Bartelt P., Lehning M. A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning: Part I: numerical model // *Cold Regions Science and Technology*. — 2002. — Vol. 35. — No. 3. — P. 123–145. — doi: 10.1016/S0165-232X(02)00074-5.
 101. Bartsch A., Kidd R., Wagner W., Bartalis Z. Temporal and spatial variability of the beginning and end of daily spring freeze/thaw cycles derived from scatterometer data // *Remote Sensing of Environment*. — 2007. — Vol. 106. — No. 3. — P. 360–374. — doi: 10.1016/j.rse.2006.09.004.
 102. Bazile E., El Haiti M., Bogatchev A., Spiridonov V. Improvement of the snow parameterization in ARPEGE/ALADIN // *Proceedings of the SRNWP/HIRLAM Workshop Surface Processes, Turbulence and Mountain Effects* — 2001. — Vol. 22. — P. 24.
 103. Boone A., Etchevers P. An intercomparison of three snow schemes of varying complexity coupled to the same land surface model: Local-scale evaluation at an Alpine site // *Journal of Hydrometeorology*. — 2001. — Vol. 2. — No. 4. — P. 374–394. — doi: 10.1175/1525-7541(2001)002<0374:AIOTSS>2.0.CO;2.
 104. Bowling L.C., Lettenmaier D.P., Nijssen B., Graham L.P., Clark D.B., El Maayar M., Essery R., Goers S., Gusev Y.M., Habets F., van den Hurk B., Jin J., Kahan D., Lohmann D., Ma X., Mahanama S., Mocko D., Nasonova O., Niu G.-Y., Samuelsson P., Shmakin A.B., Takata K., Verseghy D., Viterbo P., Xia Y., Xue Y., Yang Z.-L. Simulation of high-latitude hydrological processes in the Torne–Kalix basin: PILPS Phase 2 (e): 1: Experiment description and summary intercomparisons // *Global and Planetary Change*. — 2003. — Vol. 38. — No. 1–2. — P. 1–30. — doi: 10.1016/S0921-8181(03)00003-1.
 105. Brun E., Martin E., Simon V., Gendre C. Coleou C. An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting // *Journal of glaciology*. — 1989. — Vol. 35. — No. 121. — P. 333–342. — doi: 10.3189/S0022143000009254.
 106. Brutel-Vuilmet C., Ménégoz M., Krinner G. An analysis of present and future seasonal Northern Hemisphere land snow cover simulated by CMIP5 coupled climate models // *The Cryosphere*. — 2013. — Vol. 7. — No. 1. — P. 67–80. — doi: 10.5194/tc-7-67-2013.
 107. Colbeck S. History of snow-cover research // *Journal of Glaciology*. — 1987. — Vol. 33. — No. S1. — P. 60–65. — doi: 10.3189/S0022143000215839.

108. Colbeck S.C., Akitaya E., Armstrong R.L., Gubler H., Lafeuille J., Lied K., McClung D.M., Morris E.M. The International Classification for Seasonal Snow on the Ground. — Boulder, CO, USA: International Commission on Snow and Ice (IAHS), World Data Center A for Glaciology, University of Colorado, 1990. — 37 p.
109. Cox P., Betts R.A., Bunton C.B., Essery R.L.H., Rowntree P.R., Smith J. The impact of new land surface physics on the GCM simulation of climate and climate sensitivity // *Climate Dynamics*. — 1999. — Vol. 15. — No. 3. — P. 183–203. — doi: 10.1007/s003820050276.
110. D'Amboise C.J.L., Müller K., Oxarango L., Morin S., Schuler T.V. Implementation of a physically based water percolation routine in the Crocus/SURFEX (V7.3) snowpack model // *Geoscientific Model Development*. — 2017. — Vol. 10. — No. 9. — P. 3547–3566. — doi: 10.5194/gmd-10-3547-2017.
111. Dai Y., Zheng Q. A land surface model (IAP94) for climate studies part I: Formulation and validation in off-line experiments // *Advances in Atmospheric Sciences*. — 1997. — Vol. 14. — No. 4. — P. 433–460. — doi: 10.1007/s00376-997-0063-4.
112. de Quervain M.R. Snow structure, heat and mass flux through snow // *The role of snow and ice in hydrology: Banff Symposium, 1972 (IAHS Proceedings and Reports “Red Books” series, 107)*. — IAHS, 1973. — P. 203–226.
113. Douville H., Royer J.-F., Mahfouf J.-F. A new snow parameterization for the Météo-France climate model: Part I: validation in stand-alone experiments // *Climate Dynamics*. — 1995. — Vol. 12. — No. 1. — P. 21–35. — doi: 10.1007/BF00208760.
114. Dozier J., Davis R.E., Perla R. On the objective analysis of snow microstructure // *Avalanche Formation, Movement and Effects: Proceedings of a Symposium held at Davos, September 1986 (IAHS Proceedings and Reports “Red Books” series, 162)* / eds. Salm B., Gubler H. — IAHS, 1987. — P. 46–59.
115. Durand Y., Giraud G., Brun E., Mérindol L., Martin E. A computer-based system simulating snowpack structures as a tool for regional avalanche forecasting // *Journal of Glaciology*. — 1999. — Vol. 45. — No. 151. — P. 469–484. doi: 10.1017/S0022143000001337.
116. Ellerbruch D.A., Boyne H.S. Snow stratigraphy and water equivalence measured with an active microwave system // *Journal of Glaciology*. — 1980. — T. 26. — No. 94. — P. 225–233. — doi: 10.3189/S0022143000010765.
117. Essery R., Martin E., Douville H., Fernández A., Brun E. A comparison of four snow models using observations from an alpine site // *Climate Dynamics*. — 1999. — Vol. 15. — No. 8. — P. 583–593. — doi: 10.1007/s003820050302.

118. Etchevers P., Martin E., Brown R., Fierz C., Lejeune Y., Bazile E., Boone A., Dai Y.-J., Essery R., Fernandez A., Gusev Y., Jordan R., Koren V., Kowalczyk E., Nasonova O., Pyles R.D., Schlosser A., Shmakin A.B., Smirnova T.G., Strasser U., Verseghy D., Yamazaki T., Yang Z.-L. Validation of the energy budget of an alpine snowpack simulated by several snow models (SnowMIP project) // *Annals of Glaciology*. — 2004. Vol. 38. — P. 150–158. — doi: 10.3189/172756404781814825.
119. Faria D.A., Pomeroy J.W., Essery R.L.H. Effect of covariance between ablation and snow water equivalent on depletion of snow-covered area in a forest. // *Hydrological Processes*. — 2000. — Vol. 14. — No. 15. — P. 2683–2695. — doi: 10.1002/1099-1085(20001030)14:15<2683::AID-HYP86>3.0.CO;2-N.
120. Fernández A. An energy balance model of seasonal snow evolution // *Physics and Chemistry of the Earth*. — 1998. — Vol. 23. — No. 5–6. — P. 661–666. — doi: 10.1016/S0079-1946(98)00107-4.
121. Fierz C., Armstrong R. L., Durand Y., Etchevers P., Greene E., McClung D.M., Nishimura K., Satyawali P.K., Sokratov S.A. The international classification for seasonal snow on the ground (UNESCO, IHP–VII, Technical Documents in Hydrology, No 83; IACS contribution No 1). — Paris: UNESCO/Division of Water Sciences, 2009. — 91 p.
122. Filhol S., Sturm M. The smoothing of landscapes during snowfall with no wind // *Journal of Glaciology*. — 2019. — Vol. 65. — No. 250. — P. 173–187. — doi: 10.1017/jog.2018.104.
123. Freitag J., Kipfstuhl S., Faria S.H. In situ X-ray microtomography of snow at the EPICA drill site Dronning Maud Land (DML), Antarctica // *European Geosciences Union General Assembly 2007 (Geophysical Research Abstracts, 9)*. — Vienna: EGU, 2007. — 06622. — (CD-ROM).
124. Frolov D. Peculiarities of weather and snow accumulation conditions in Moscow region in winter period 2019/2020 // *Topical Problems of Green Architecture, Civil and Environmental Engineering 2019 (E3S Web of Conferences, 164)*. — EDP Sciences, 2020. — 01018. — doi: 10.1051/e3sconf/202016401018.
125. Gelfan A., Pomeroy J., Kuchment L. Modeling forest cover influences on snow accumulation, sublimation, and melt. // *Journal of Hydrometeorology*. — 2004. — Vol. 5. — No. 5. — P. 785–803. doi: 10.1175/1525-7541(2004)005<0785:MFCIOS>2.0.CO;2.
126. Gusev Y.M., Nasonova O.N. The land surface parameterization scheme SWAP: Description and partial validation // *Global and Planetary Change*. — 1998. — Vol. 19. — No. 1–4. — P. 63–86. — doi: 10.1016/S0921-8181(98)00042-3.
127. Hirashima H., Nishimura K., Yamaguchi S., Sato A., Lehning M. Avalanche forecasting in a

- heavy snowfall area using the snowpack model // *Cold Regions Science and Technology*. — 2008. — Vol. 51. — No. 2–3. — P. 191–203. doi: 10.1016/j.coldregions.2007.05.013.
128. Ishida T. Acoustic properties of snow (Contributions from the Institute of Low Temperature Science, A 20, No. 708) — Sapporo: ILTS, 1965. — P. 23–63.
129. Jordan R. A one-dimensional temperature model for a snow cover: Technical documentation for SNTHERM.89 (CRREL Special Report, 91–16). — Hanover, New Hampshire: U.S. Army CRREL, 1991. — 49 p.
130. Kaempfer T, Hopkins M., Perovich D. A 3D microstructure-based photon tracking model of radiative transfer in snow // *Journal of Geophysical Research*. — 2007. — Vol. 112. — No. D24. — D24113. — doi: 10.1029/2006JD008239.
131. Kerbrat M., Pinzer B., Huthwelker T., Gäggeler H.W., Ammann M., Schneebeli M. Measuring the specific surface area of snow with X-ray tomography and gas adsorption: comparison and implications for surface smoothness // *Atmospheric Chemistry and Physics*. — 2008. — Vol. 8. — No. 5. — P. 1261–1275. — doi: 10.5194/acp-8-1261-2008.
132. Komarov A.Y. Seliverstov Y.G., Grebennikov P.B., Sokratov S.A. Spatial variability of snow water equivalent – the case study from the research site in Khibiny Mountains, Russia // *Journal of Hydrology and Hydromechanics*. — 2019. — Vol. 67. — No. 1. — P. 110–112. — doi: 10.2478/johh-2018-0016.
133. Kondo J., Yamazaki T. A prediction model for snowmelt, snow surface temperature and freezing depth using a heat balance method // *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. — 1990. — Vol. 29. — No. 5. — P. 375–384. — doi: 10.1175/1520-0450(1990)029<0375:APMFSS>2.0.CO;2.
134. Koren V., Schaake J., Mitchell K., Duan Q.-Y., Chen F., Baker J.M. A parameterization of snowpack and frozen ground intended for NCEP weather and climate models // *Journal of Geophysical Research*. — 1999. — Vol. 104. — No. D16. — P. 19569–19585. — doi: 10.1029/1999JD900232.
135. Kowalczyk E.A., Wang Y.P., Law R.M., Davies H.L., McGregor J.L., Abramowitz G. The CSIRO Atmosphere Biosphere Land Exchange (CABLE) model for use in climate models and as an offline model (CSIRO Marine and Atmospheric Research paper, 13). — Aspendale: CSIRO Marine and Atmospheric Research, 2006. — 43 p. — doi: 10.4225/08/58615C6A9A51D.
136. Lehning M., Bartelt P., Brown B., Fierz C. A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning: Part III: Meteorological forcing, thin layer formation and evaluation //

- Cold Regions Science and Technology. — 2002. — Vol. 35. — No. 3. — P. 169–184. — doi: 10.1016/S0165-232X(02)00072-1.
137. Lehning M., Bartelt P., Brown B., Fierz C., Satyawali P. A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning: Part II. Snow microstructure // Cold regions science and technology. — 2002. — Vol. 35. — No. 3. — P. 147–167. — doi: 10.1016/S0165-232X(02)00073-3.
138. Marshall H.P., Koh G. FMCW radars for snow research. // Cold Regions Science and Technology. — 2008. — Vol. 52. — No. 2. — P. 118–131. — doi: 10.1016/j.coldregions.2007.04.008.
139. Matzl M., Schnebeli M. Measuring specific area of snow by near infrared photography // Journal of Glaciology. — 2006. — Vol. 52. — No. 179. — P. 558–564. — doi: 10.3189/172756506781828412.
140. Morin S., Horton S., Techel F., Bavay M., Coléou C., Fierz C., Gobiet A., Hagenmuller P., Lafaysse M., Ližar M., Mitterer C., Monti F., Müller K., Olefs M., Snook J.S., van Herwijnen A., Vionnet V. Application of physical snowpack models in support of operational avalanche hazard forecasting: A status report on current implementations and prospects for the future // Cold regions science and technology. — 2020. — Vol. 170. — 102910. — 10.1016/j.coldregions.2019.102910.
141. NSIDC's Cryosphere Glossary [Электронный ресурс]. The National Snow and Ice Data Center, Boulder, CO, USA. URL: <http://nsidc.org/snow/glossary.html> (дата обр. 5.04.2022).
142. Paulcke W. Eisbildungen I. Der Schnee und seine Diagenese // Zeitschrift für Gletscherkunde. — 1934. — Bd. XXI. — Hft. 4/5. — S. 259–282.
143. Pielmeier C., Schnebeli M. Developments in the stratigraphy of snow // Surveys in geophysics. — 2003. — Vol. 24. — No. 5–6. — P. 389–416. doi: 10.1023/B:GEOP.0000006073.25155.b0.
144. Pirazzini R., Leppänen L., Picard G., Lopez-Moreno J.I., Marty C., Macelloni G., Kontu A., Von Lerber A., Tanis C.M., Schnebeli M., De Rosnay P., Arslan A.N. European in-situ snow measurements: Practices and purposes // Sensors. — 2018. — Vol. 18. — No. 7. — 2016. — doi: 10.3390/s18072016.
145. Pomeroy J.W., Brun E. Physical properties of snow // Snow ecology: An interdisciplinary examination of snow-covered ecosystems / Eds. Jones H.G., Pomeroy J.W., Walker D. A., Hoham R.W. — Cambridge University Press, 2001. — P. 45–126.

146. Pyles R.D., Weare B.C., Pawu K.T. The UCD advanced canopy-atmosphere-soil algorithm: Comparisons with observations from different climate and vegetation regimes // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. — 2000. — Vol. 126. — No. 569. — P. 2951–2980. c doi: 10.1002/qj.49712656917.
147. Rasmus S., Lundell R., Saarinen T. Interactions between snow, canopy, and vegetation in a boreal coniferous forest. // *Plant Ecology & Diversity*. — 2011. — Vol. 4. — No. 1. — P. 55–65. — doi: 10.1080/17550874.2011.558126.
148. Schaefer V.J., Klein G.J., de Quervain M.R. The International Classification for Snow – with Special Reference to Snow on the Ground (National Research Council of Canada Technical memorandum, 31). — Ottawa, ON: The Commission on Snow and Ice of the International Association of Hydrology. Associate Committee on Soil and Snow, 1954. — 28 p.
149. Schirmer M., Lehning M., Schweizer J. Statistical forecasting of regional avalanche danger using simulated snow-cover data // *Journal of Glaciology*. — 2009. — Vol. 55. — No. 193. — P. 761–768. — doi: 10.3189/002214309790152429.
150. Schlosser C.A., Slater A.G., Robock A., Pitman A.J., Vinnikov K.Y., Henderson-Sellers A., Speranskaya N.A., Mitchell K., The PILPS 2(D) Contributors. Simulations of a boreal grassland hydrology at Valdai, Russia: PILPS Phase 2 (d) // *Monthly Weather Review*. — 2000. — Vol. 128. — No. 2. — P. 301–321. — doi: 10.1175/1520-0493(2000)128<0301:SOABGH>2.0.CO;2.
151. Schneebeli M., Johnson J.B. A constant speed penetrometer for high resolution snow stratigraphy // *Annals of Glaciology*. — 1998. — Vol. 26. — P. 107–111. — doi: 10.3189/1998AoG26-1-107-111.
152. Schneebeli M., Pielmeier C., Johnson J.B. Measuring snow microstructure and hardness using a high-resolution penetrometer // *Cold Regions Science and Technology*. — 1999. — Vol. 30. — No. 1–3. — P. 101–114. — doi: 10.1016/S0165-232X(99)00030-0.
153. Schneebeli M., Sokratov S. Tomography of temperature gradient metamorphism of snow and associated changes in heat conductivity // *Hydrological Processes*, 2004, — Vol. 18, — No. 18, — P. 3655–3665. — doi: 10.1002/hyp.5800.
154. Seligman G., Douglas C. Snow structure and ski fields: being an account of snow and ice forms met with in nature, and a study on avalanches and snowcraft. — London: Macmillan and Co., 1936. — 555 p.

155. Shmakin A.B. The updated version of SPONSOR land surface scheme: PILPS-influenced improvements // *Global and Planetary Change*. — 1998. — Vol. 19. — No. 1–4. — P. 49–62. — doi: 10.1016/S0921-8181(98)00041-1.
156. Smirnova T.G., Brown J.M., Benjamin S.G., Kim D. Parameterization of cold-season processes in the MAPS land-surface scheme // *Journal of Geophysical Research*. — 2000. — Vol. 105. — No. D3. — P. 4077–4086. — doi: 10.1029/1999JD901047.
157. Storck P., Lettenmaier D.P., Bolton S.M. Measurement of snow interception and canopy effects on snow accumulation and melt in a mountainous maritime climate, Oregon, United States // *Water Resources Research*. — 2002. — Vol. 38. — No. 11. — P. 5-1–5-16. — doi: 10.1029/2002WR001281.
158. Strasser U., Etchevers P., Lejeune Y. Inter-Comparison of two Snow Models with Different Complexity using Data from an Alpine Site: Selected paper from EGS General Assembly, Nice, April-2000 (Symposium OA36) // *Hydrology Research*. — 2002. — Vol. 33. — No. 1. — P. 15–26. — doi: 10.2166/nh.2002.0002.
159. Sturm M. *A Field Guide to Snow*. — University of Alaska Press, 2020. — 192 p.
160. Sturm M. Snow distribution and heat flow in the taiga // *Arctic and Alpine Research*. — 1992. — Vol. 24. — No. 2. — P. 145–152. — doi: 10.2307/1551534.
161. Sturm M., Benson C. Scales of spatial heterogeneity for perennial and seasonal snow layers // *Annals of Glaciology*. — 2004. — Vol. 38. — P. 253–260. — doi: 10.3189/172756404781815112.
162. Sturm M., Holmgren J. Effects of microtopography on texture, temperature and heat flow in Arctic and sub-Arctic snow // *Annals of glaciology*. — 1994. — Vol. 19. — P. 63–68. — doi: 10.3189/1994AoG19-1-63-68.
163. Sturm M., Holmgren J., Liston G.E. A seasonal snow cover classification system for local to global applications // *Journal of Climate*. — 1995. — Vol. 8. — No 5. — P. 1261–1283. — doi: 10.1175/1520-0442(1995)008<1261:ASSCCS>2.0.CO;2.
164. Takata K. Development and validation of a land surface model “MATSIRO” // *Proceedings of the workshop on the development of the next generation climate models*. — 1999. — P. 103–106.
165. Verseghy D. CLASS – A Canadian land surface scheme for GCMs. I. Soil model // *International Journal of Climatology*. — 1991. — Vol. 11. — No. 2. — P. 111–133. — doi: 10.1002/joc.3370110202.

166. Viallon-Galinier L., Hagenmuller P., Lafaysse M. Forcing and evaluating detailed snow cover models with stratigraphy observations // *Cold Regions Science and Technology*. — 2020. — Vol. 180. — 103163. — doi: 10.1016/j.coldregions.2020.103163.
167. Vionnet V., Brun E., Morin S., Boone A., Faroux S., Le Moigne P., Martin E., Willemet J.-M. The detailed snowpack scheme Crocus and its implementation in SURFEX v7.2 // *Geoscientific Model Development*. — 2012. — Vol. 5. — No. 3. — P. 773–791. — doi: 10.5194/gmd-5-773-2012.
168. Vionnet V., Six D., Auger L., Dumont M., Lafaysse M., Quéno L., Réveillet M., Dombrowski-Etchevers I., Thibert E., Vincent C. Sub-kilometer precipitation datasets for snowpack and glacier modeling in alpine terrain // *Frontiers in Earth Science*. — 2019. — Vol. 7. — P. 182. — doi: 10.3389/feart.2019.00182.
169. Webb R.W., Jennings K.S., Fend M., Molotch N.P. Combining ground-penetrating radar with terrestrial LiDAR scanning to estimate the spatial distribution of liquid water content in seasonal snowpacks. // *Water Resources Research*. — 2018. — Vol. 54. — No. 12. — P. 10,339–10,349. — doi: 10.1029/2018WR022680.
170. Wever N., Jonas T., Fierz C., Lehning M. Model simulations of the modulating effect of the snow cover in a rain-on-snow event // *Hydrology and Earth System Sciences*. — 2014. — Vol. 18. — No. 11. — P. 4657–4669. — doi: 10.5194/hess-18-4657-2014.
171. Xue Y., Sellers P.J., Kinter J.L., Shukla J. A simplified biosphere model for global climate studies // *Journal of Climate*. — 1991. — Vol. 4. — No. 3. — P. 345–364. — doi: 10.1175/1520-0442(1991)004<0345:ASBMFG>2.0.CO;2.
172. Yamazaki T. A one-dimensional land surface model adaptable to intensely cold regions and its applications in Eastern Siberia // *Journal of the Meteorological Society of Japan*. Ser. II. — 2001. — Vol. 79. — No. 6. — P. 1107–1118. — doi: 10.2151/jmsj.79.1107.
173. Yang Z.-L., Niu G.-Y.. The versatile integrator of surface and atmosphere processes: Part 1. Model description // *Global and Planetary Change*. — 2003. — Vol. 38. — No. 1–2. — P. 175–189. — doi: 10.1016/S0921-8181(03)00028-6.
174. Yosida Z., Oura H., Kuroiwa D., Huzioka T., Kojima K., Aoki S., Kinoshita S. Physical Studies on Deposited Snow. I. Thermal Properties (Contributions from the Institute of Low Temperature Science, 7, No. 279). — Sapporo: ILTS, 1955.— P. 19–74.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ

БПЛА	Беспилотный летательный аппарат
ВМО	Всемирная Метеорологическая Организация
ВЭС	Водный эквивалент снега
ГИ	Глубинная изморозь
ДДЗ	Данные дистанционного зондирования
ПТК	Природно-территориальный комплекс
УСП	Устойчивый снежный покров
ЦМ	Цифровая модель
GPS	Global Positioning System
GIS	Geographical Information System
FS	Свежевыпавший сухой
Wet	Свежевыпавший влажный
WS	Ветрового уплотнения
RG1	Мелкозернистый осевший
RG2	Среднезернистый осевший
RG3	Крупнозернистый осевший
FC	Крупнозернистый с огранкой
DH	Глубинная изморозь
Firn	Слой таяния-замерзания
FirnFC	Слой таяния-замерзания с огранкой
FirnDH	Слой таяния-замерзания с кристаллами глубинной изморози
WSRG1	Слой ветрового уплотнения с огранкой
Melt	Насыщенный водой снег

ПРИЛОЖЕНИЕ №1. ХАРАКТЕРИСТИКА КЛИМАТИЧЕСКИХ КЛАССОВ СНЕГА

	Климатический класс снега	Высота, см	Плотность, кг/м ³	Число слов	Наличие ледяных включений	Наличие глубокой изморози	Продолжительность залегания, месяцев	Температура воздуха, °С	Температурные градиенты в толще, °С/м	Скорость ветра, м/с
По данным по М. Sturt (1995)	тундра	10--75	380	от 0 до 6	отсутствует	немного	10	от -20 до -30	-8 -25	более 5
	тайга	30-120	260	более 15	мало	много	7	от -12 до -20	-2 -7	менее 1
	альпийский	75-250	-	более 15	немного	немного	7	от -8 до -12	0 -2	-
	морской	75-500	350	более 15	много	мало	6	от -2 до -10	0 -1	-
	неустойчивый	0-50	-	от 1 до 3	немного	отсутствует	0-2	от -0 до -2	0	-
	степной	0-50	-	от 1 до 5	мало	-	-	-	-	более 5
По данным А.В. Павлова и А.Н. Формозова	альпийский / морской	64-72	300	9-17	3-7	немного	5	-6	0	3
	альпийский / морской	48-60	200-300	10-17	3-6	мало / немного	3-5	-3 до -5	0	3

Табл. 1.1 Метеорологические параметры, характерные различных климатических классов снега по М. Стурму. (Sturt et al., 1995), а также по данным измерений А.В. Павлова (зима 1957/58 гг.), А.Н. Формозова (зима 1961/62 гг.) и автора (зимы 2014–2019 гг.) на северо-востоке Московского региона.

ПРИЛОЖЕНИЕ №2. МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ИЗМЕРЕНИЯ НА СТАНЦИЯХ

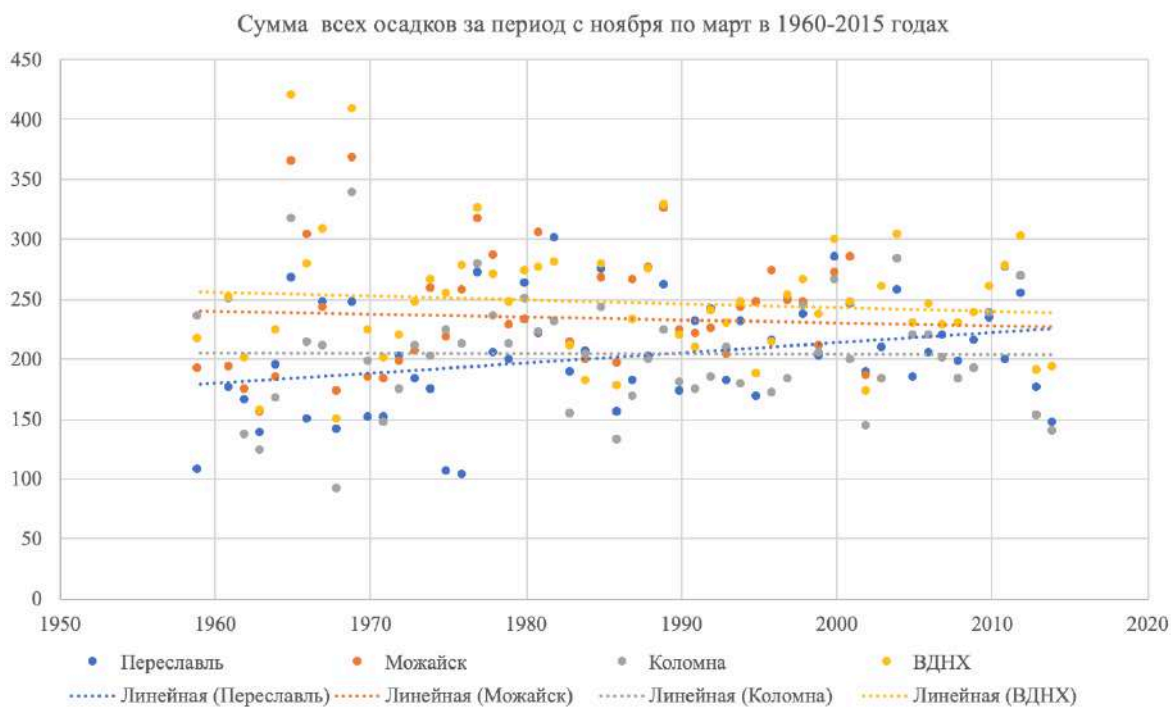


Рис. 2.1 Сумма осадков, выпавших за период с ноября по март в 1960–2015 гг. по данным метеостанций Москва, Можайск, Коломна и Переславль.

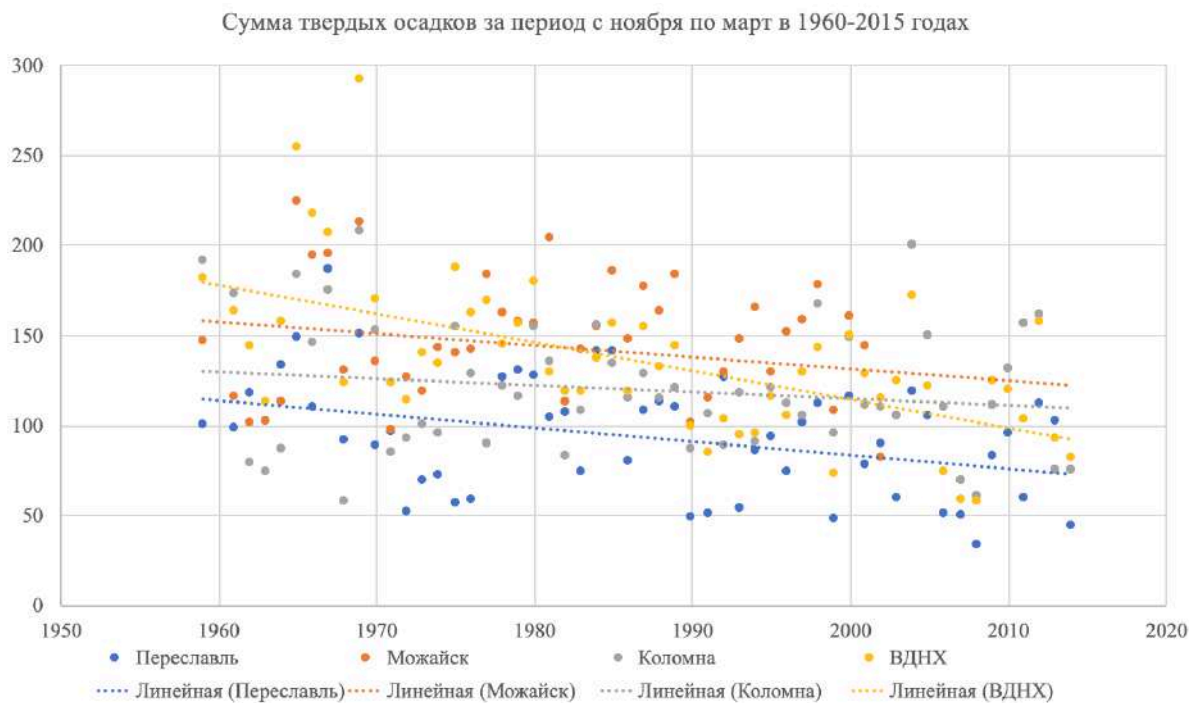


Рис. 2.2 Сумма твердых осадков, выпавших за период с ноября по март в 1960–2015 гг. по данным метеостанций Москва, Можайск, Коломна и Переславль.

Сумма жидких осадков за период с ноября по март в 1960-2015 годах

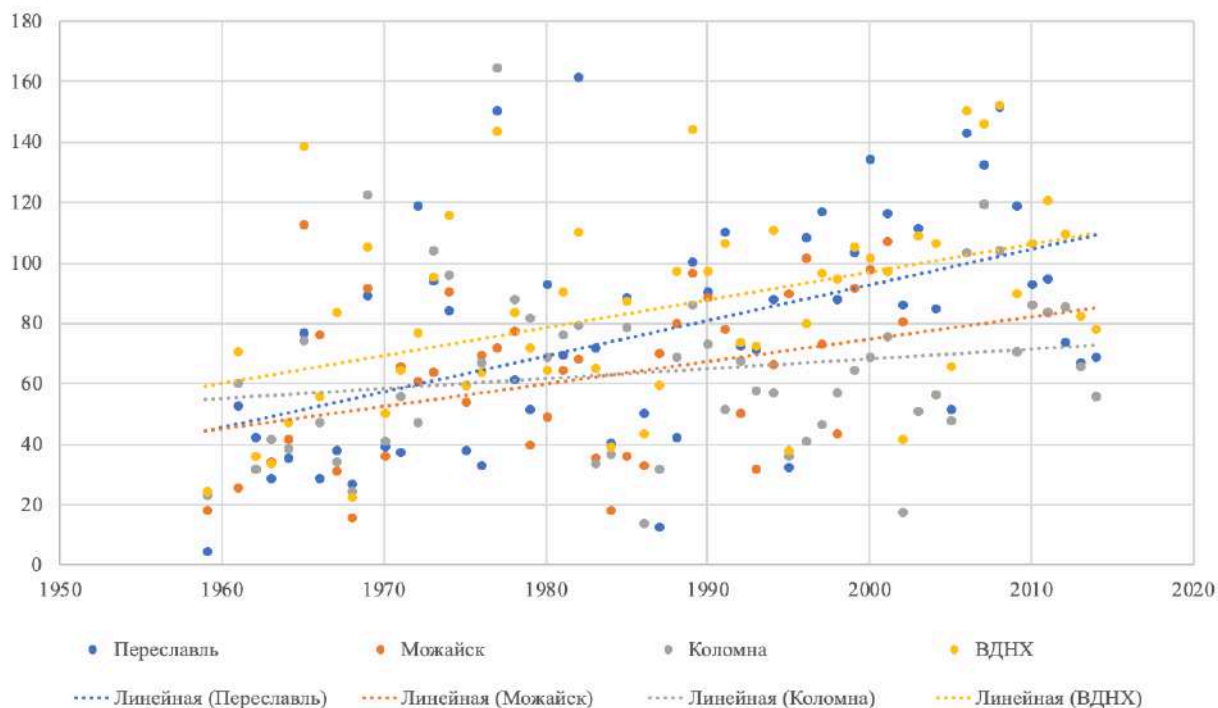


Рис. 2.3 Сумма жидких осадков, выпавших за период с ноября по март в 1960–2015 гг. по данным метеостанций Москва, Можайск, Коломна и Переславль.

Сумма всех осадков за период с декабря по февраль в 1960-2015 годах

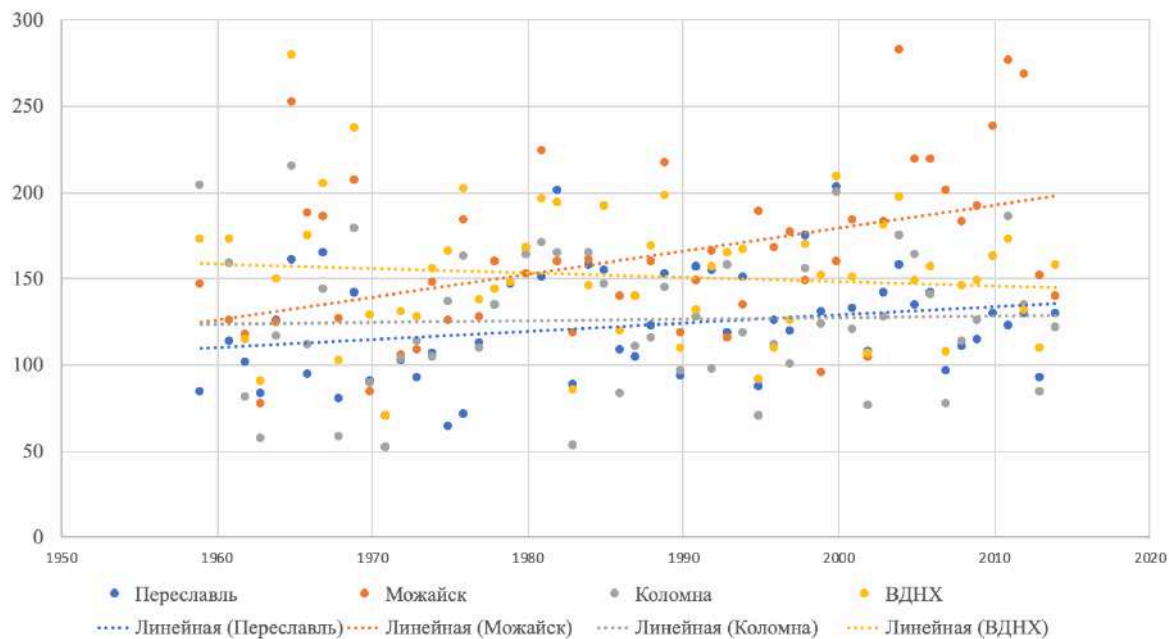


Рис. 2.4 Сумма осадков, выпавших за период с декабря по февраль с 1960 по 2015 гг. по данным метеостанций Москва, Можайск, Коломна и Переславль.

Сумма твердых осадков за период с декабря по февраль
в 1960-2015 годах

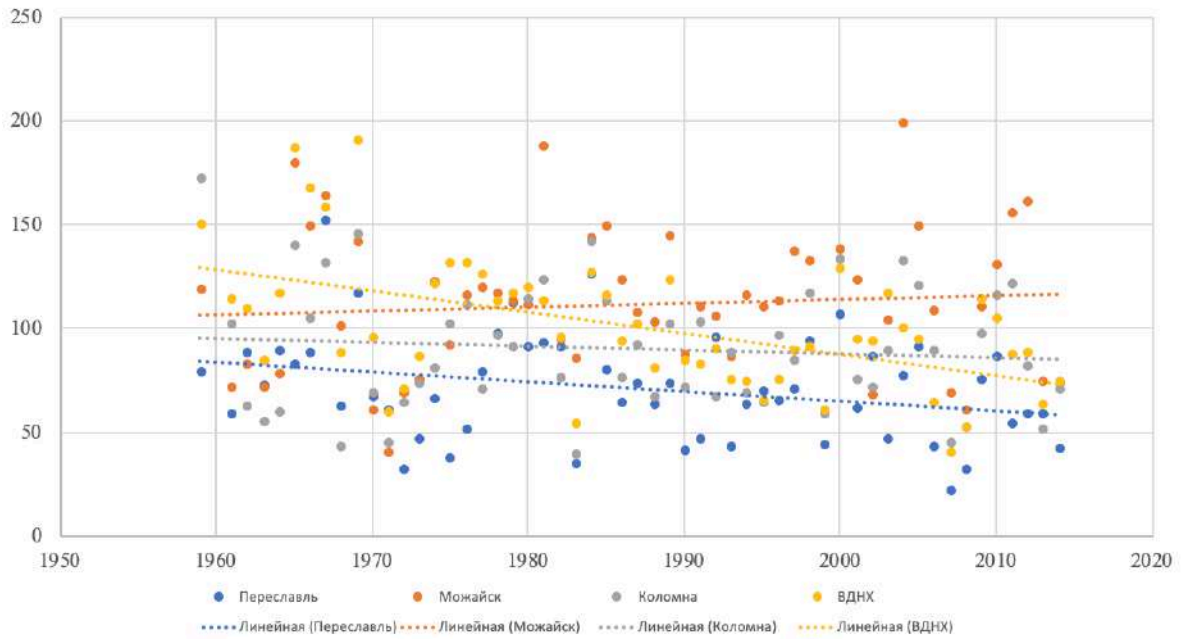


Рис. 2.5 Сумма твердых осадков, выпавших за период с декабря по февраль с 1960 по 2015 гг, по данным метеостанций Москва, Можайск, Коломна и Переславль.

Сумма жидких осадков за период с декабря по февраль
в 1960-2015 годах

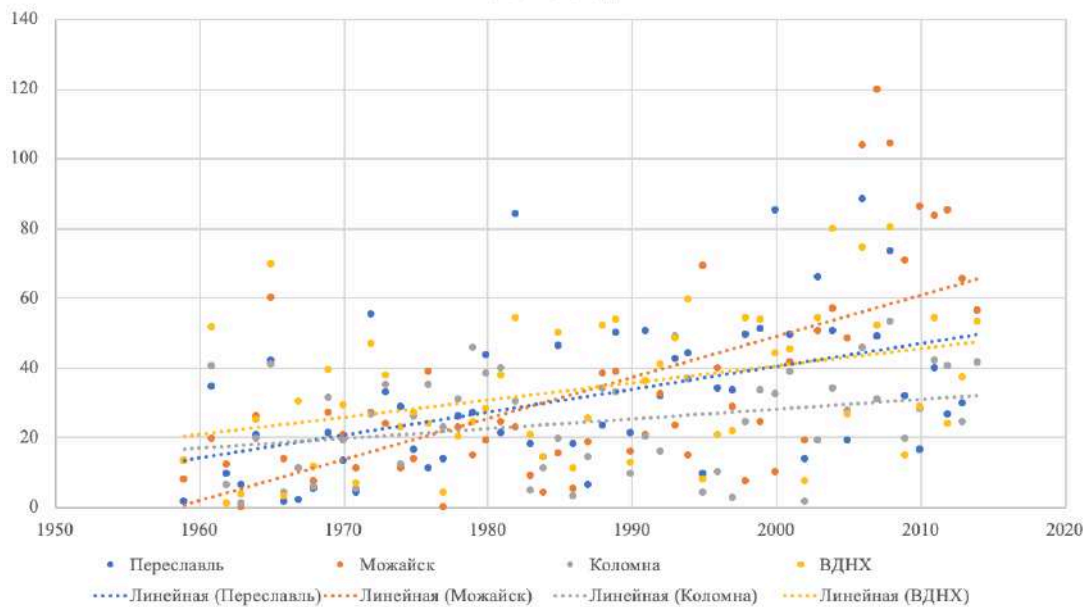


Рис. 2.6 Сумма жидких осадков, выпавших за период с декабря по февраль с 1960 по 2015 гг. по данным метеостанций Москва, Можайск, Коломна и Переславль.

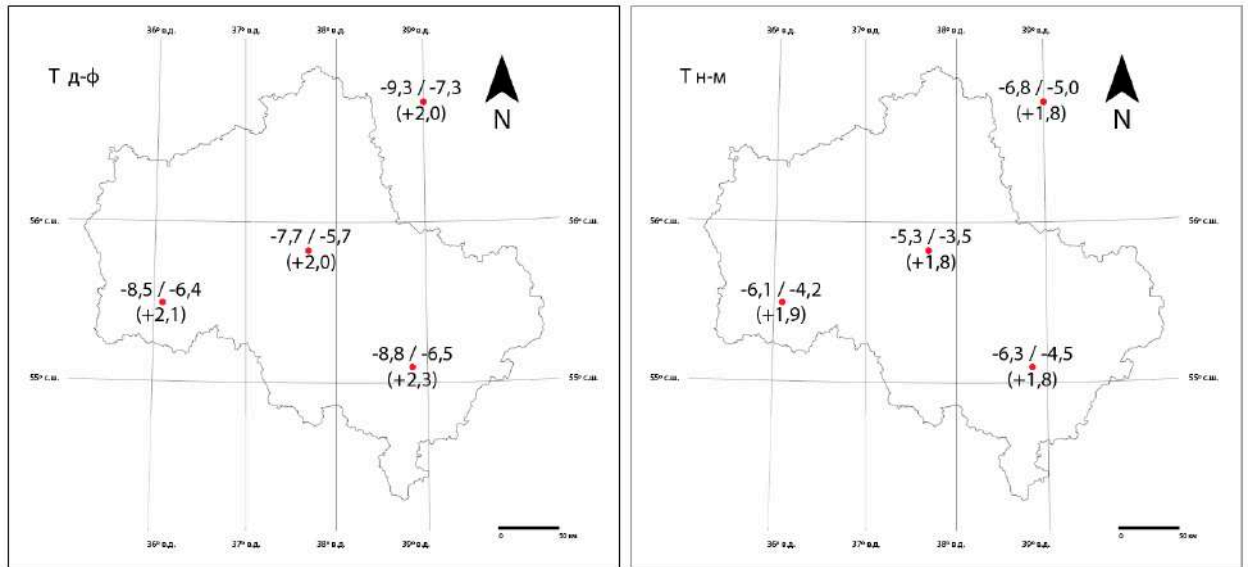


Рис. 2.7 Температура воздуха периодов с декабря по февраль (слева) и с ноября по март (справа), усредненная за период с 1961 по 1990 и с 2000 по 2020 гг. на метеостанциях Москва, Можайск, Коломна и Переславль. В круглых скобках — разница полученных значений.

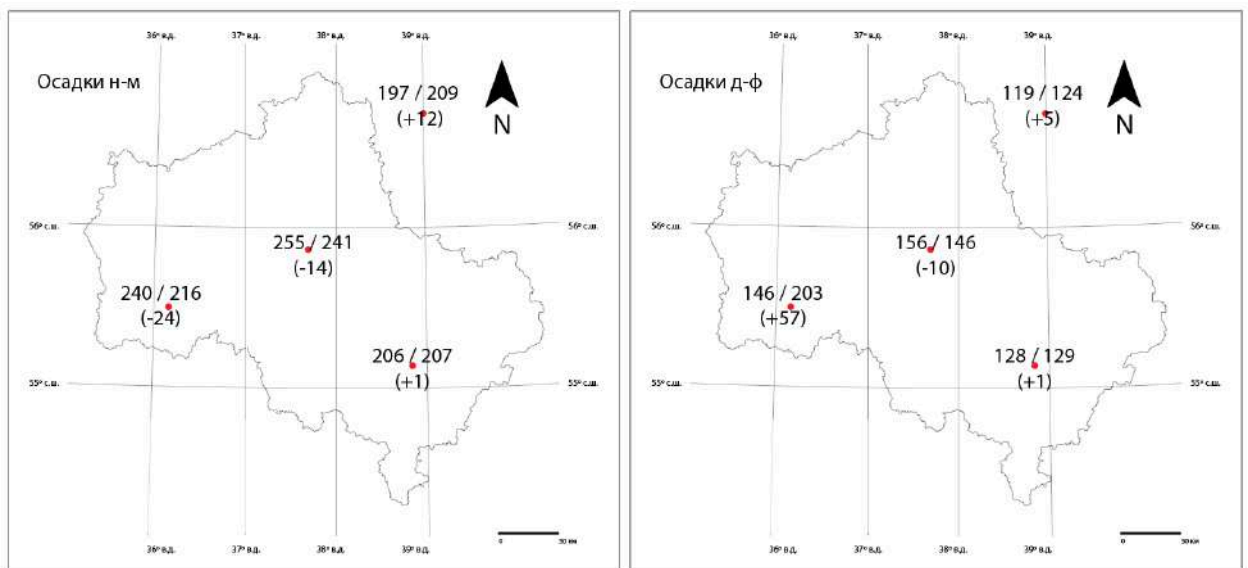


Рис. 2.8 Сумма осадков, выпадающих за период с ноября по март (слева) и с декабря по февраль (справа), усредненная за период с 1961 по 1990 и с 2000 по 2020 гг. на метеостанциях Москва, Можайск, Коломна и Переславль. В круглых скобках — разница полученных значений.

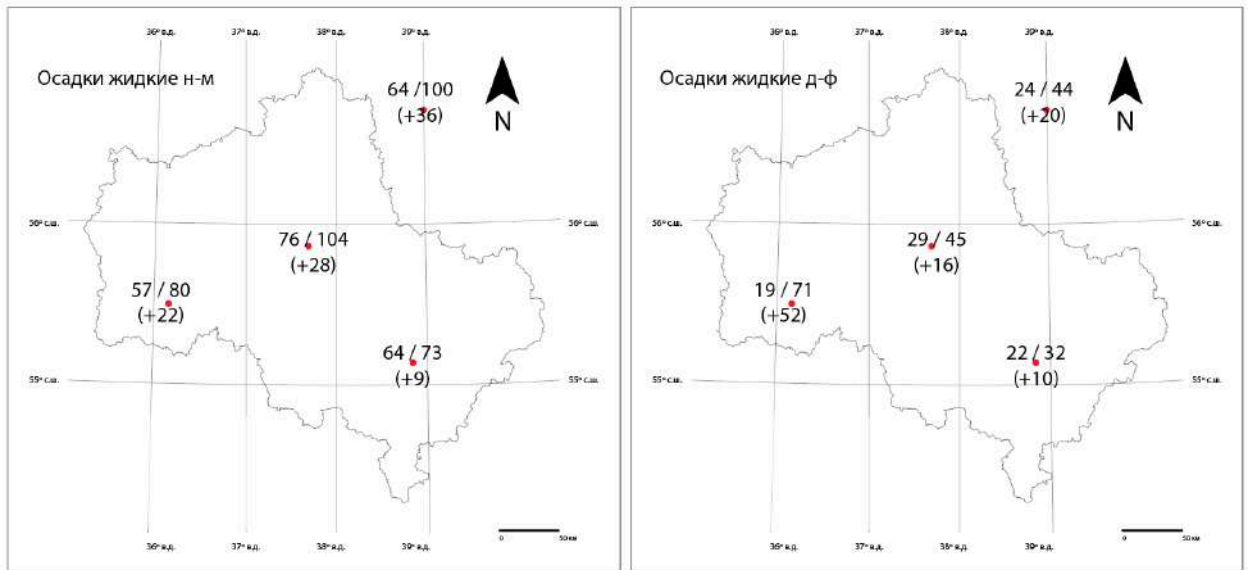


Рис. 2.8 Сумма жидких осадков, выпадающих за период с ноября по март (слева) и с декабря по февраль (справа), усредненная за период с 1961 по 1990 и с 2000 по 2020 гг. на метеостанциях Москва, Можайск, Коломна и Переславль. В круглых скобках — разница полученных значений.

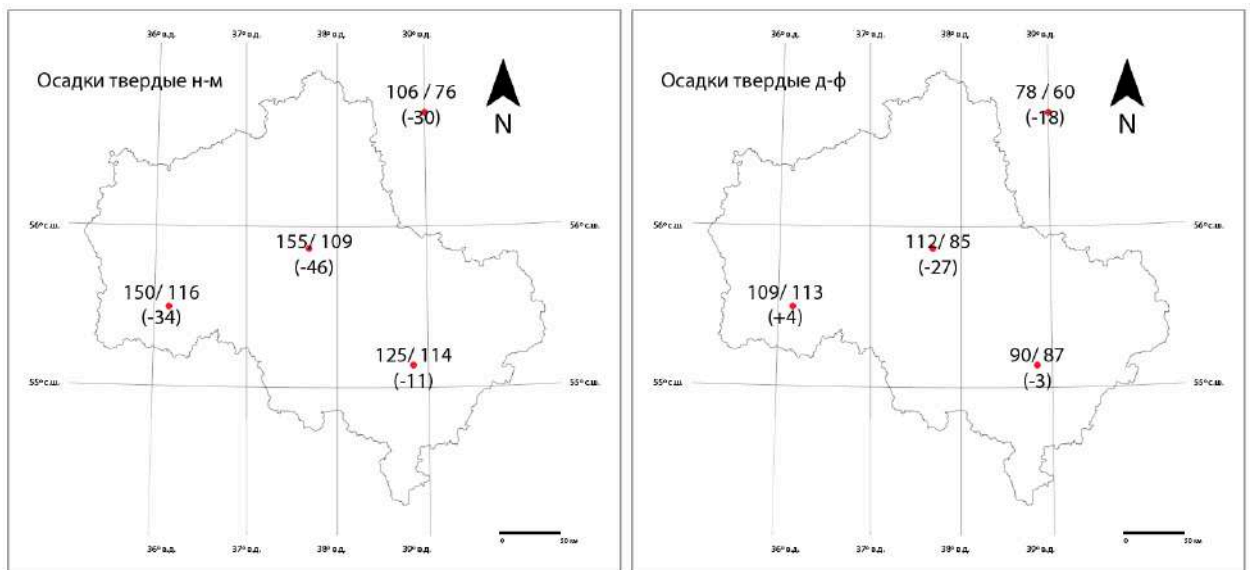


Рис. 2.9 Сумма твердых осадков, выпадающих за период с ноября по март (слева) и с декабря по февраль (справа), усредненная за период с 1961 по 1990 и с 2000 по 2020 гг. на метеостанциях Москва, Можайск, Коломна и Переславль. В круглых скобках — разница полученных значений.

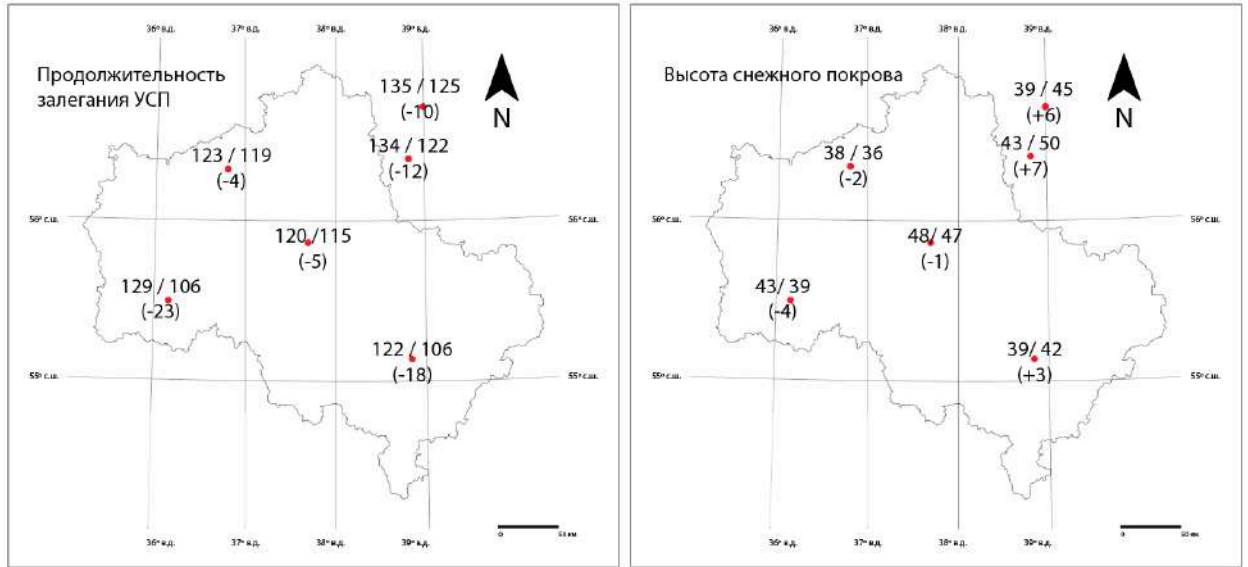


Рис. 2.10 Продолжительность залегания и максимальная высота снежного покрова усредненные за периоды с 1961 по 1990 и с 2000 по 2020 гг. на метеостанциях Москва, Можайск, Коломна, Переславль, Александров и Клин. В круглых скобках — разница полученных значений.

ПРИЛОЖЕНИЕ №3. РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ С ПРИМЕНЕНИЕМ ДДЗ

Результаты измерений 23 января

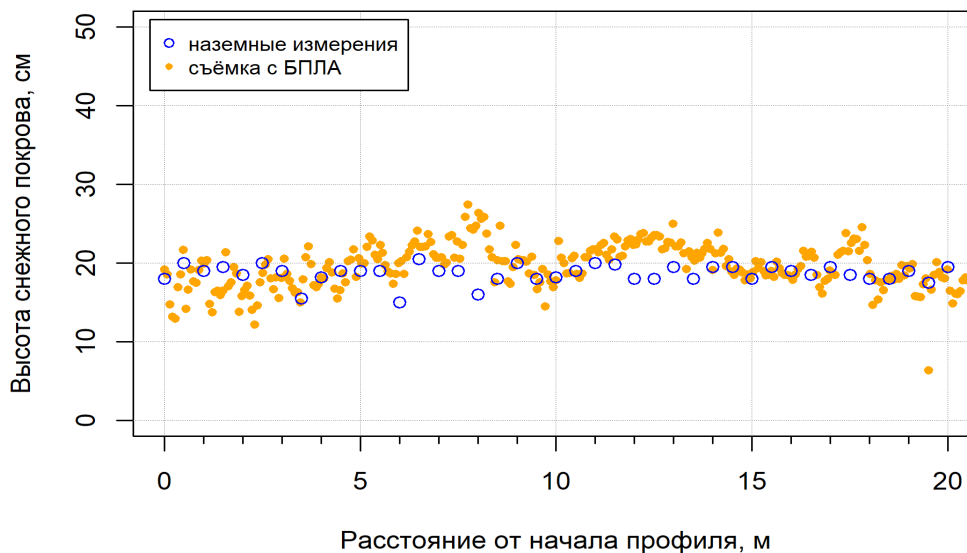


Рис. 3.1 Результаты измерений высоты снежного покрова вручную и с использованием БПЛА вдоль траншеи протяжённостью 20 м. Метеостанция МГУ, 23 января 2018 года.

Результаты измерений 6 февраля

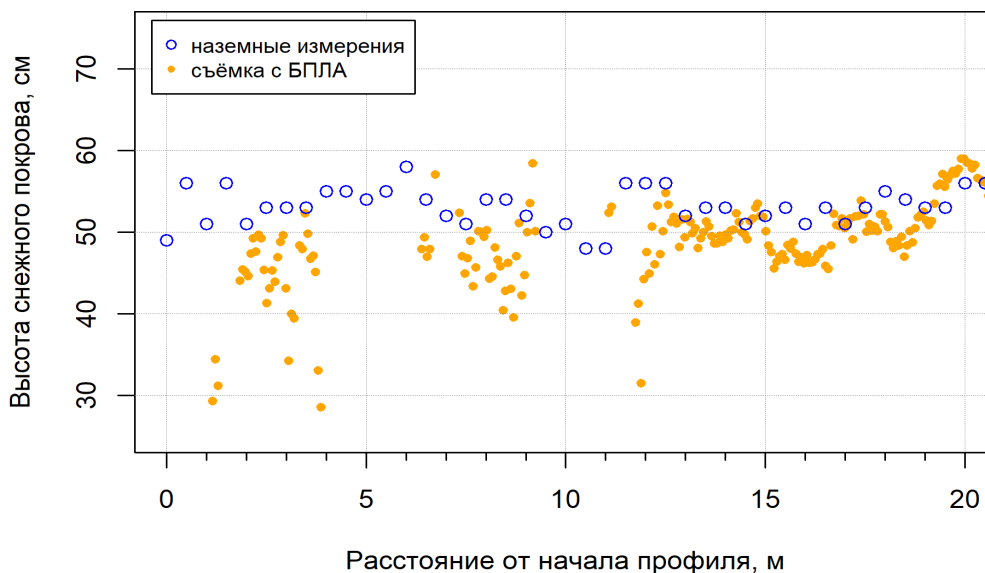


Рис. 3.2 Результаты измерений высоты снежного покрова вручную и с использованием БПЛА вдоль траншеи протяжённостью 20 м. Метеостанция МГУ, 6 февраля 2018 года.

Результаты измерений 15 февраля

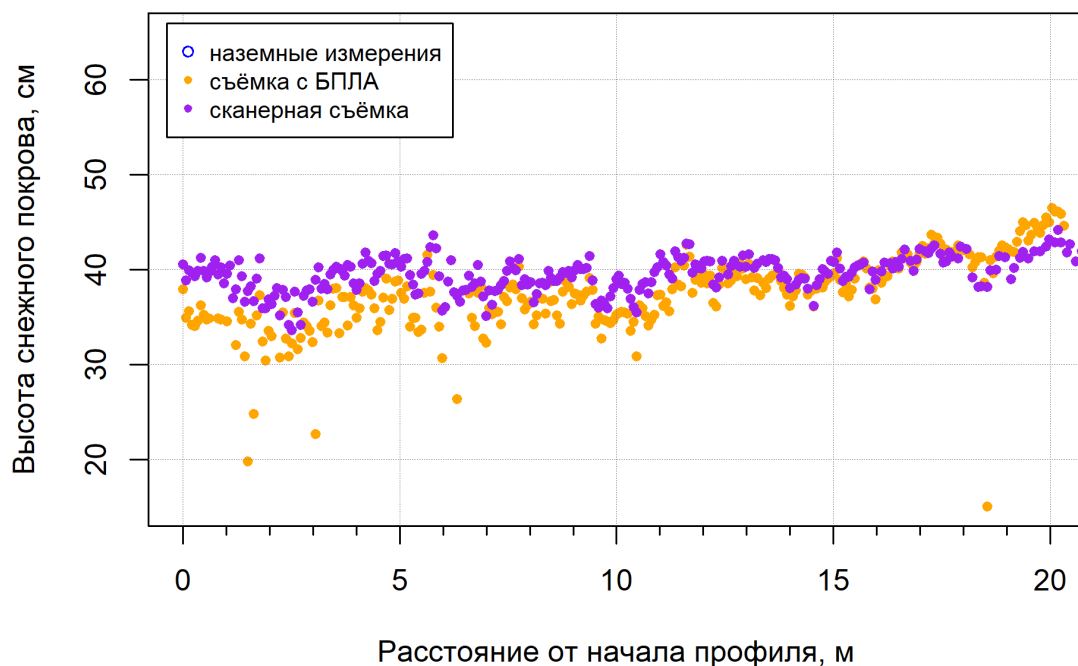


Рис. 3.3 Результаты измерений высоты снежного покрова вручную и с использованием БПЛА вдоль траншеи протяжённостью 20 м. Метеостанция МГУ, 15 февраля 2018 года.

Результаты измерений 20 марта

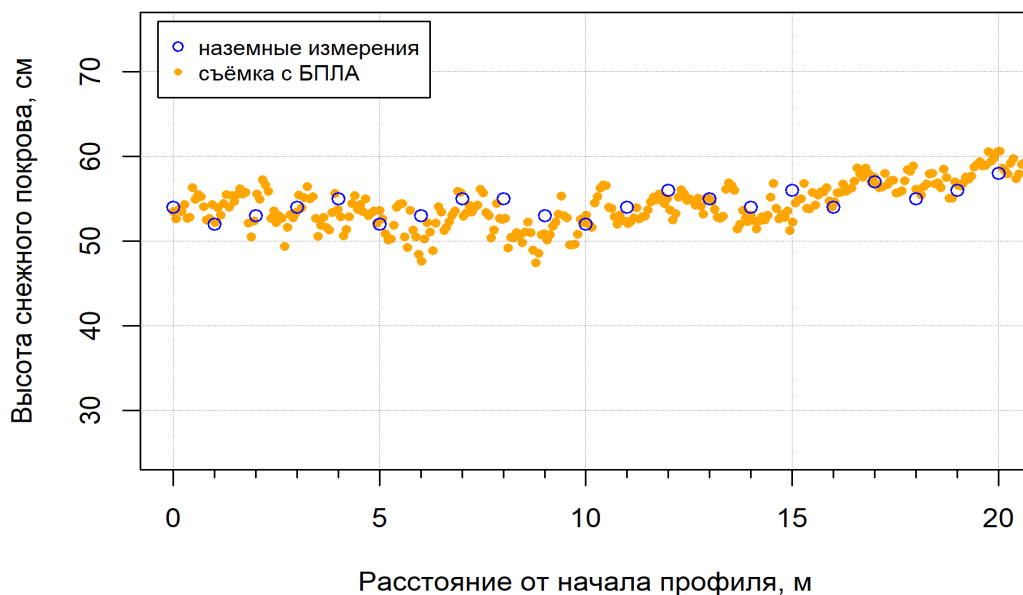


Рис. 3.4 Результаты измерений высоты снежного покрова вручную и с использованием БПЛА вдоль траншеи протяжённостью 20 м. Метеостанция МГУ, 20 марта 2018 года.

Результаты измерений 3 апреля

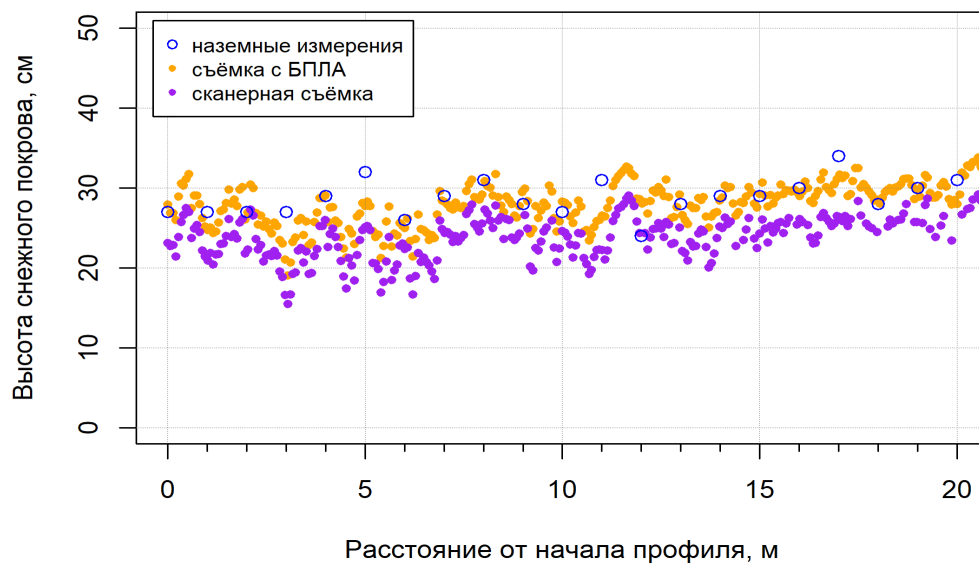


Рис. 3.5 Результаты измерений высоты снежного покрова вручную и с использованием БПЛА вдоль траншеи протяжённостью 20 м. Метеостанция МГУ, 3 апреля 2018 года.

ПРИЛОЖЕНИЕ №4. АЛГОРИТМ ВОССТАНОВЛЕНИЯ СТРОЕНИЯ СНЕЖНОЙ ТОЛЩИ НА ОСНОВЕ ДАННЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ

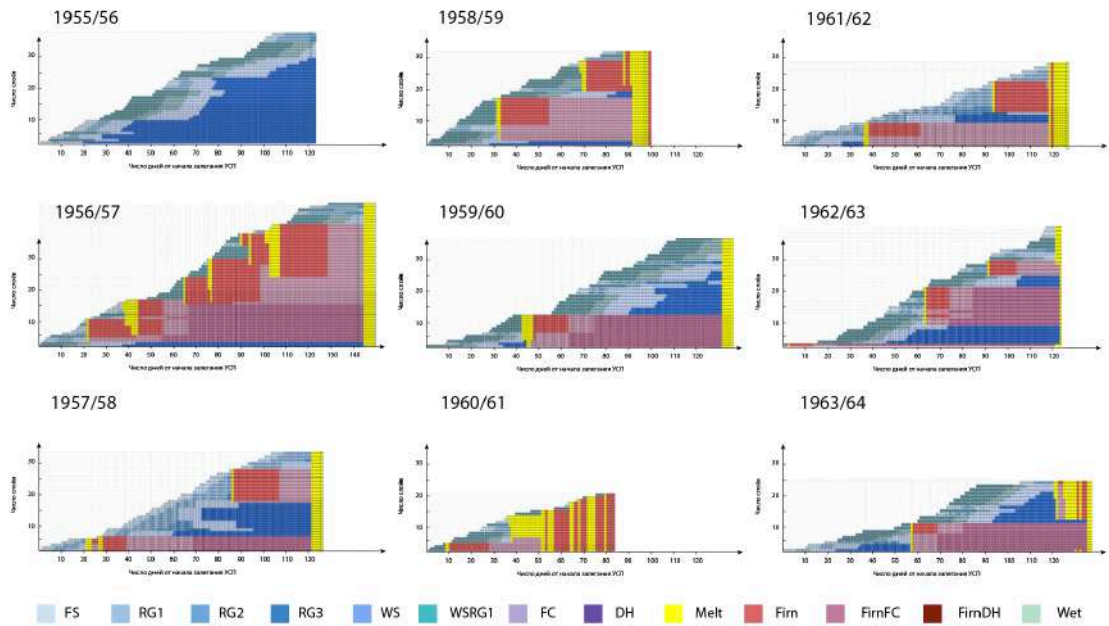


Рис. 4.1 Визуализация строения снежного покрова зимами 1955–1963 гг., построенные на основе предложенного алгоритма. Рассмотрен период от начала залегания УСП до начала весеннего снеготаяния. Условные обозначения см. табл 4.2.4

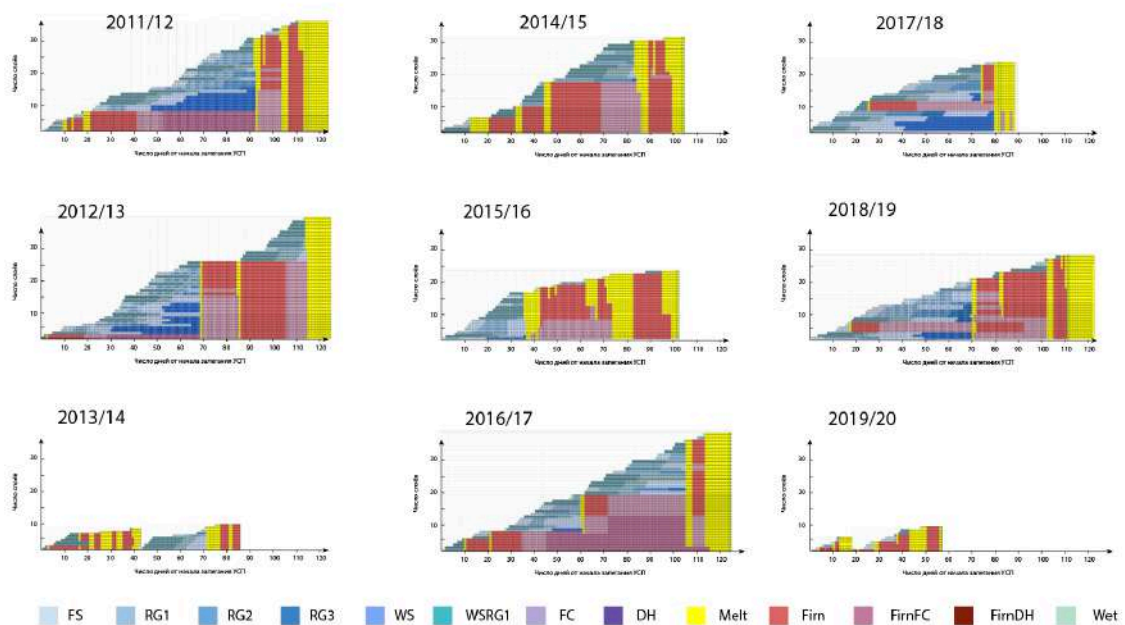


Рис. 4.2 Визуализация строения снежного покрова зимами 2014–2019 гг., построенные на основе предложенного алгоритма. Рассмотрен период от начала залегания УСП до начала весеннего снеготаяния. Условные обозначения см. табл 4.2.4



Рис. 4.3 Определенные с использованием разработанного алгоритма соотношения слоев, сложенных различными типами снега в 1955–1963 гг. 1 — слои таяния-замерзания 2 — слои свежего и осевшего снега без огранки 3) слои с огранкой и глубинной изморозью.



Рис. 4.4 Определенные с использованием разработанного алгоритма соотношения слоев, сложенных различными типами снега в 2014–2019 гг. 1 — слои таяния-замерзания 2 — слои свежего и осевшего снега без огранки 3) слои с огранкой и глубинной изморозью.

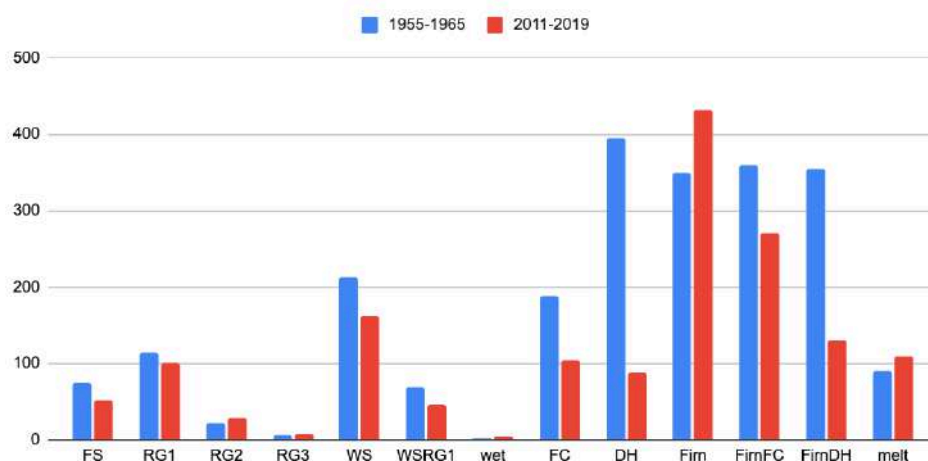


Рис. 4.5 Число ячеек, сложенных различными типами снега в 1955–1963 и 2011–2019 гг. Условные обозначения см. табл 4.2.4

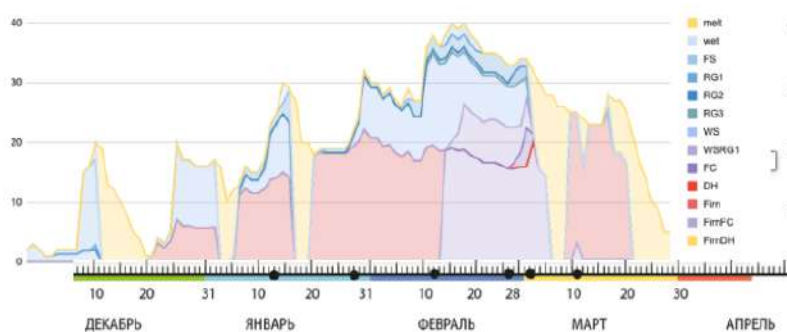


Рис. 4.6 Структура снежного покрова зимой 2014/2015 гг., восстановленное с использованием предложенного алгоритма на метеостанции МГУ.

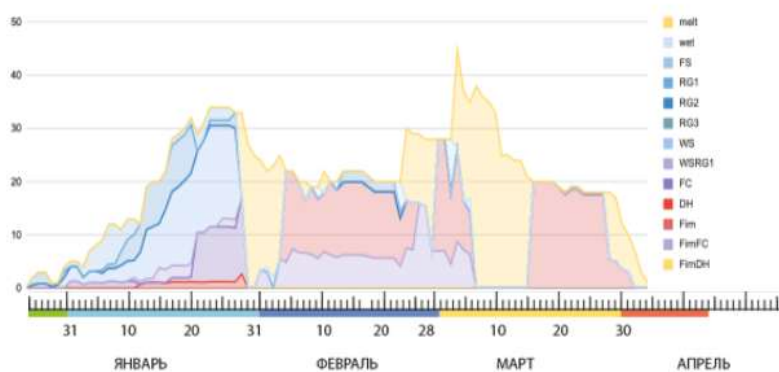


Рис. 4.7 Структура снежного покрова зимой 2015/2016 гг., восстановленное с использованием предложенного алгоритма на метеостанции МГУ.

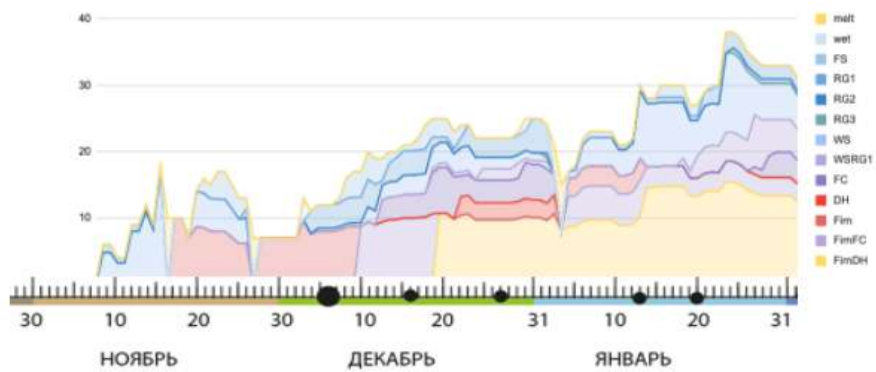


Рис. 4.8 Строение снежного покрова зимой 2016/2017 гг., восстановленное с использованием предложенного алгоритма на метеостанции МГУ.

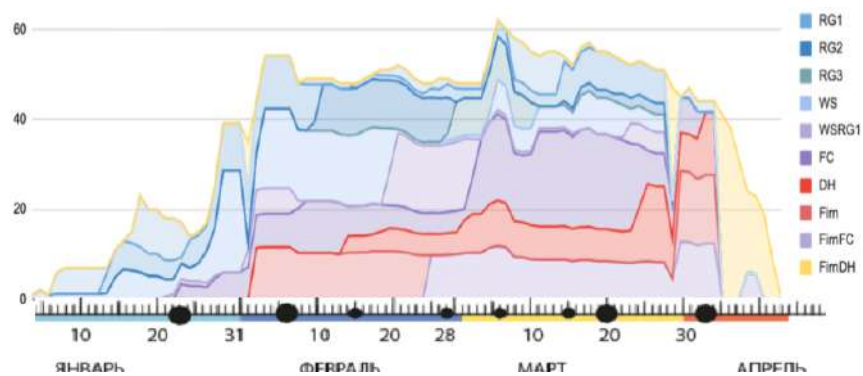


Рис. 4.9 Строение снежного покрова зимой 2017/2018 гг., восстановленное с использованием предложенного алгоритма на метеостанции МГУ.

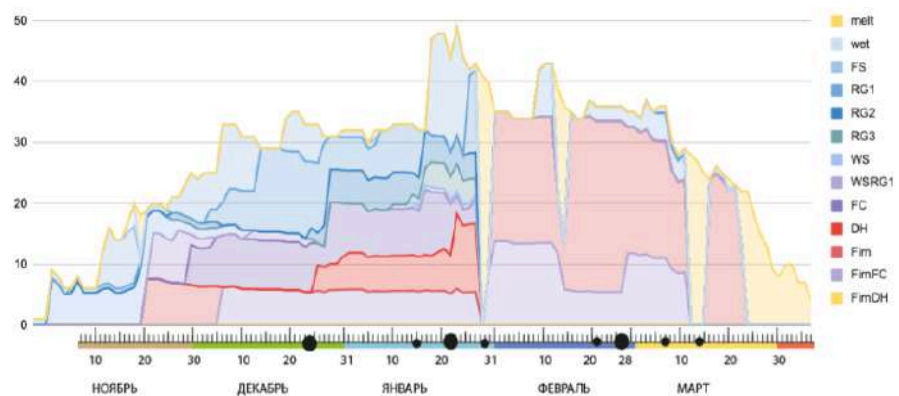


Рис. 4.10 Строение снежного покрова зимой 2018/2019 гг., восстановленное с использованием предложенного алгоритма на метеостанции МГУ.

ПРИЛОЖЕНИЕ №5. ВЛИЯНИЕ РАСТИТЕЛЬНОСТИ НА СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ



Рис. 5.1 Задержание снега на кронах елей на северо-востоке Подмосковья. Под кронами крупных взрослых деревьев формируются снежные колодцы, то есть зоны с пониженной толщиной снега. Кроны небольших деревьев может полностью засыпать снегом, однако в нишах, формирующихся вокруг дерева, происходит циркуляция воздуха, что происходит к выхолаживанию участков под кронами. Фото автора.



Рис. 5.2 Задержание снега на кронах лиственных деревьев (ольха, береза) на северо-востоке Подмосковья. Осыпание снега, как правило, происходит в течение нескольких дней. Количество снега, задержанного кронами, зависит от площади проективного покрытия растений и шероховатости поверхности ветвей. Наличие на ветвях кристаллов поверхности изморози значительно увеличивает эти параметры, что приводит к увеличению количества снега, которое может удержаться на кронах. Фото автора.



Рис. 5.3 Влияние стеблей травянистой растительности на процессы, происходящие в снежной толще и её строение. Наблюдаются участки разрыхления с крупными кристаллами глубинной изморози вдоль стеблей и в радиусе 5 см вокруг них. На поверхности наблюдаются кристаллы поверхностной изморози, что свидетельствует о циркуляции воздуха в полостях вокруг стеблей и стволов растений. Фото автора.