

Федеральное государственное бюджетное учреждение  
«Гидрометцентр России»

На правах рукописи

**Казакова Екатерина Владимировна**

**ЕЖЕДНЕВНАЯ ОЦЕНКА ЛОКАЛЬНЫХ ЗНАЧЕНИЙ И  
ОБЪЕКТИВНЫЙ АНАЛИЗ ХАРАКТЕРИСТИК СНЕЖНОГО ПОКРОВА В  
РАМКАХ СИСТЕМЫ ЧИСЛЕННОГО ПРОГНОЗА ПОГОДЫ COSMO-RU**

**25.00.30 – Метеорология, климатология, агрометеорология**

Диссертация  
на соискание ученой степени  
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель -  
д.ф.-м.н., проф. Гдалий Симонович Ривин

Москва – 2015

## СОДЕРЖАНИЕ

Введение	.....	4
ГЛАВА 1. Моделирование снежного покрова и объективный анализ его характеристик (современное состояние) .....		11
1.1 Моделирование снежного покрова в рамках задач физической географии .....	14	
1.2 Учет процессов в снежном покрове в численных моделях атмосферы.....	18	
1.3 Объективный анализ характеристик снежного покрова в технологиях численного прогноза погоды (ЧПП) .....	42	
ГЛАВА 2. Многослойная модель снежного покрова ММСП и объективный анализ характеристик снежного покрова на ее основе .....		58
2.1 Описание модели ММСП .....	59	
2.2 Верификация модели ММСП.....	65	
2.3 Объективный анализ водного эквивалента и плотности снежного покрова в рамках системы численного прогноза погоды COSMO-Ru .....	72	
ГЛАВА 3. Численные эксперименты с использованием уточненного объективного анализа характеристик снежного покрова в рамках системы ЧПП COSMO-Ru .....		81
3.1 Численные эксперименты с версией модели COSMO-Ru7.....	81	
3.2 Численные эксперименты с версией модели COSMO-Ru2.....	89	
3.3 Численные эксперименты с версией модели COSMO-Ru2 и данных ИСЗ высокого разрешения для Северо-Кавказского региона .....	106	
ГЛАВА 4. Применение алгоритмов ММСП для оценки высоты свежевыпавшего снега....		117
4.1 Метод расчета высоты свежевыпавшего снега и его проверка .....	118	
4.2 Постпроцессинг высоты свежевыпавшего снега в рамках технологии COSMO.....	125	
Заключение .....		134
Список используемой литературы .....		135
Приложение А. Климатические характеристики снежного покрова .....		149
Приложение Б. Моделирование характеристик снежного покрова .....		151
Приложение В. Профили температуры снега в модели COSMO .....		154

Приложение Г. Поля водного эквивалента снега, построенные по результатам ММСП.....	155
Приложение Д. Результаты численных экспериментов с моделью COSMO-Ru7.....	156
Приложение Е. Результаты численных экспериментов с моделью COSMO-Ru2 .....	159
Приложение Ж. Результаты верификации численных экспериментов модели COSMO-Ru.....	171
Приложение З. Пример информации о снежном покрове в Северо-Кавказском регионе.....	181

## ВВЕДЕНИЕ

Снежный покров является одним из компонентов природной среды, определяющих погоду и климат. Прогноз характеристик снежного покрова имеет существенное прикладное значение как при планировании мероприятий на длительные сроки ([Кренке, Чернавская, Черенкова, 2009; Китаев, Кислов, 2008] и др.), так и в качестве ежедневного материала для принятия решений в отраслях хозяйства.

Погодные процессы у земли во многом зависят от термо-влажностного состояния нижних слоев атмосферы, поэтому успешность численного прогноза многих погодных характеристик определяется адекватностью модельных описаний процессов тепло-влагообмена с подстилающей поверхностью. Настоящая работа посвящена описанию реализованной и протестированной технологии объективного анализа характеристик снежного покрова.

**Актуальность.** Снежный покров, а также выпадающие осадки в виде снега, оказывают большое влияние на деятельность коммунальных, автодорожных служб, железнодорожного транспорта, эксплуатацию электросетей, планирование проведения соревнований по зимним видам спорта, и др. Масса выпавшего и накопленного снега являются переменными модели, и от точности их прогнозирования зависит успешность гидрометеорологического обслуживания целого ряда отраслей экономики. Помимо этого, от точности прогнозирования границы снега зависит успешность моделирования целого комплекса метеорологических величин у поверхности земли, в первую очередь – температуры воздуха.

В настоящее время для построения полей объективного анализа (обеспечивающих комплект начальной информации для моделей прогноза погоды) используются системы усвоения данных (СУД) наблюдений, в которых применяется непрерывное интегрирование схем подстилающей поверхности, термическое и влажностное состояние которой контролируется только данными атмосферных измерений и рядом моделируемых величин (например, потоков тепла и осадков). При расчетах влагосодержания снежного покрова такой подход приводит к накоплению ошибок за длительные периоды снегозалегания в результате неточностей модельных потоков и осадков, а также – алгоритмов схем параметризаций.

Модели атмосферы работают в терминах переноса и преобразования влаги, соответственно, переменной модели атмосферы являются не высота, а водный эквивалент снега. Для того, чтобы определить водный эквивалент, требуется знание значений плотности снега, которая может меняться в очень широких пределах. Поэтому определение начальных для численного прогноза значений водного эквивалента снега представляет особую сложность. Использование параметризаций «старения» снега в рамках описанных выше подходов

непрерывного интегрирования, средних значений плотности или расчетов по многослойным подробных схемам снежного покрова в рамках непрерывного усвоения частично с модельным атмосферным форсингом приводит к большим погрешностям, особенно – к концу сезона для территорий с продолжительным периодом снегозалегания. Проблема заключается в том, что на метеостанциях в оперативном режиме измеряются и передаются в каналы связи данные только о высоте снежного покрова (гидрологические измерения водного эквивалента снега производятся раз в несколько дней лишь в особые периоды). То есть, на основе данных измерений возможно достоверное построение полей только высоты снега. Существуют и ежедневные спутниковые данные, но по ним достаточно точно можно определить лишь положение границы снежного покрова.

Вблизи границы снежного покрова весной наблюдается резкий рост ошибок численных прогнозов приземной температуры воздуха, что связано с большими ошибками в начальных полях водного эквивалента снега [Kazakova, Rozinkina, 2011].

Таким образом, подготовка для мезомасштабных атмосферных моделей достоверных начальных данных, в том числе водного эквивалента и плотности снежного покрова, является одной из важнейших задач, решение которой позволяет получить как реалистичные оценки снегозапасов, так и повысить точность прогноза основных метеорологических величин, включая прогнозы характеристик снежного покрова.

Естественным путем решения задачи является создание таких систем вычисления водного эквивалента снега, которые по доступным данным измерений воспроизводили бы всю историю его накопления и таяния за весь зимний период, включая уплотнение, оттепели и другие влияющие процессы. В такой технологии должен использоваться атмосферный форсинг, основанный на данных измерений, а не на модельных величинах. Выполнение таких расчетов необходимо производить для каждой метеостанции (либо после интерполяции на сетку модели атмосферы). Моделирование эволюции снежного покрова в таких задачах должно опираться только на данные, измеряемые оперативной метеорологической наблюдательной сетью. Такой подход стал возможным благодаря современной производительности компьютеров, поскольку требуется ежедневный «обсчет» тысяч метеостанций в пределах зон, покрытых снегом. Затем на основе совмещения рассчитанных значений с полями первого приближения, полученными из СУД, можно построить поля этих значений в координатных сетках данной величины для всей расчетной области модели атмосферы. Решению именно такой задачи, не реализованной ранее в практике численных технологий Росгидромета, и посвящена диссертация.

**Объект исследования** – взаимодействие подстилающей поверхности суши с атмосферой. **Предмет исследования** – моделирование эволюции во времени снежного покрова и анализ влияния начальных данных о характеристиках снега на модельные поля метеорологических величин.

**Цель исследования** – повышение точности начальных полей водного эквивалента снега для моделей численного прогноза погоды путем разработки системы объективного анализа характеристик снежного покрова на основе моделирования их эволюции в течение периода снегозалегания с использованием данных ежедневных стандартных измерений метеовеличин и высоты снега, учета данных информации ИСЗ о границе снега и нормированных полей первого приближения водного эквивалента снега из систем численного прогноза погоды (ЧПП).

**Задачи исследования:**

- разработать одномерную модель снежного покрова, использующую в качестве входных данных только стандартные метеорологические измерения (код SYNOP) на метеостанциях для применения в оперативных технологиях;
- выполнить верификацию разработанной одномерной модели по данным гидрологических наблюдений для различных регионов Европейской территории России (ЕТР);
- разработать технологию объективного анализа характеристик снежного покрова для оперативной системы краткосрочного прогноза погоды COSMO-Ru;
- выполнить тестирование предложенной технологии для различных областей;
- рассмотреть влияние изменений начальных полей снежного покрова на краткосрочные прогнозы различных метеорологических величин;
- предложить и апробировать метод вычисления высоты свежевыпавшего снега как приложение для выпуска дополнительного вида продукции модели COSMO.

**Исходные данные:**

Данные для работы технологии объективного анализа на основе модели снежного покрова:

- стандартные метеорологические измерения на метеостанциях, передаваемые в коде SYNOP в 2009-2015 гг.;
- спутниковые снимки, размещенные на официальных сайтах и сервере, для зимне-весенних периодов 2012/2013, 2013/2014 и 2014/2015 гг.: композитные снимки NOAA с разрешением 4 км – на сервере <ftp://140.90.213.161/autosnow/4kmNH/> и композитные снимки

MODIS с разрешением 250 м, размещенные на сайте <http://earthdata.nasa.gov/data/near-real-time-data/rapid-response/modis-subsets>;

- поля первого приближения водного эквивалента и плотности снега оперативной системы краткосрочного прогноза погоды COSMO-Ru в 2013-2015 гг.;

Данные для верификации результатов:

• стандартные метеорологические измерения расположенных на Европейской территории России станций, передаваемые в коде SYNOP, для периодов существования снежного покрова в 2009-2015 гг., а также измерения на гидрологических станциях, полученные в ходе снегомерных съемок, с периодичностью 1 раз в 5-10 дней за тот же период;

• прогнозы метеорологических величин оперативной системы краткосрочного прогноза погоды COSMO-Ru в 2013-2015 гг.;

• натурные данные на станции Горная Карусель для января 2013 г. по снегопадам;

• измерения на автоматических метеорологических станциях (АМС) в Северо-Кавказском регионе, а также прогнозы высоты свежевыпавшего снега, представленные на зарубежном сайте [www.snow-forecast.com](http://www.snow-forecast.com), содержащим прогнозы метеовеличин для горнолыжных курортов мира, для февраля-марта 2014 г.

Теоретической основой выполненной работы послужили работы отечественных и зарубежных ученых Е.М. Гусева, В.М. Котлякова, П.П. Кузьмина, Л.С. Кучмента, В.Н. Лыкосова, Е.Е. Мачульской, О.Н. Насоновой, Г.Д. Рихтера, А.Б. Шмакина, R. Pielke, J.W. Pomeroy, A.G. Slater, D.L. Verseghy, Z. Yosida и др.

**Методика исследования** включала в себя:

- систематизацию известных по литературным источникам методов определения характеристик снежного покрова и их сравнительный анализ;

- выявление физических процессов, определяющих межсуточное изменение характеристик снежного покрова, и их аналитическое описание;

- разработку одномерной модели снега с включением тех процессов, происходящих в снежном покрове, которые могут быть учтены при использовании только данных стандартной метеорологической сети;

- предложение и реализацию объективного анализа характеристик снежного покрова для модели атмосферы (на примере COSMO-Ru);

- разработку метода расчета высоты свежевыпавшего снега;

- выполнение численных экспериментов и анализ полученных результатов.

### **Научная новизна:**

- впервые в практике оперативного численного прогнозирования России, на базе системы мезомасштабного прогноза погоды COSMO-Ru создана технология объективного анализа водного эквивалента и плотности снега на основе моделирования их эволюции в течение периода снегозалегания с использованием данных ежедневных стандартных измерений метеовеличин и высоты снега, учета данных информации ИСЗ о границе снега и нормированных полей первого приближения водного эквивалента снега из систем ЧПП;
- данная технология может быть применена и для других технологий ЧПП, а также позволяет производить ежедневную оценку влагозапасов для неосвещенных снегомерными съемками регионов России;
- предложенный подход вычислений плотности и водного эквивалента снега отличается от традиционно используемых в системах усвоения данных тем, что при моделировании процессов на подстилающей поверхности (в снеге) используются данные атмосферного форсинга (главным образом – осадков), полученные не из модели атмосферы, а по данным измерений, что исключает накопление ошибок в процессе циклов усвоения данных;
- предложенная многослойная модель снега отличается экономичностью алгоритма и практическим отсутствием регионально-зависимых коэффициентов при достаточно хорошей точности получаемых результатов, что делает ее применимой для оперативных вычислений по большому количеству точек для получения информации для объективного анализа;
- в разработанной технологии применяются данные ИСЗ высокого разрешения (4 км), что позволяет уточнять положение границы снежного покрова;
- разработан и реализован уточненный метод оперативных вычислений высоты свежевыпавшего снега по данным о суммах выпавших осадков.

### **Защищаемые положения:**

- предложена одномерная многослойная параметрическая модель снежного покрова ММСП, позволяющая рассчитывать реалистичные значения характеристик снежного покрова только по станционным измерениям (код SYNOP) в режиме реального времени;
- предложена и протестирована технология объективного анализа характеристик снежного покрова для моделирования атмосферных процессов на основе результатов модели ММСП, спутниковой информации с высоким пространственным разрешением и ППП модели атмосферы;

- показано, что предложенная технология улучшает прогнозирование характеристик снежного покрова;

- установлено, что использование предложенной технологии приводит к улучшению прогнозирования приземной температуры воздуха моделью атмосферы вблизи границы снежного покрова на 1-6°C;

- предложен и протестирован метод вычисления характеристик свежевыпавшего снега, который может быть использован как независимо, так и в системе постпроцессинга модели атмосферы.

**Практическая значимость.** Использование получаемых с помощью предложенной методики полей характеристик снежного покрова в качестве начальных данных в мезомасштабной модели атмосферы COSMO-Ru обеспечивает повышение качества выпускаемой прогностической продукции за счет использования реалистичных значений характеристик подстилающей поверхности.

Разработанная методика может быть применима для получения начальных данных о характеристиках снежного покрова в технологиях численного прогноза погоды.

Результаты расчетов по ММСП для весеннего периода позволяют уточнить данные о накопленных влагозапасах снега для гидрологических задач, особенно в районах с редкой наблюдательной сетью.

На основе разработанного алгоритма вычислений характеристик свежевыпавшего снега были составлены таблицы и переданы синоптикам горного кластера Сочи-2014. Реализующая алгоритм программа для ЭВМ была зарегистрирована в РОСПАТЕНТе (Свидетельство №2014618542 от 25.08.2014, [Казакова, Чумаков, Розинкина, 2014]). Предложенный метод включен в систему оперативного постпроцессинга, действующую в ФГБУ «Гидрометцентр России».

**Апробация работы.** В 2010-2015 гг. результаты исследований докладывались на ежегодных совещаниях международного консорциума по мезомасштабному моделированию COSMO (<http://www.cosmo-model.org/content/tasks/workGroups/wg3b/default.htm>), на семинарах кафедры Метеорологии и климатологии географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова, ФГБУ «Гидрометцентр России» и в Институте географии РАН, а также на Международных научных конференциях студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов-2010» и «Ломоносов-2012», «Турбулентность, динамика атмосферы и климата» (2013, в качестве соавтора).

По теме диссертации опубликовано 16 работ, из них 3 - в изданиях, рекомендованных ВАК. Получено авторское свидетельство о государственной регистрации программного продукта.

Личный вклад в публикациях автор оценивает следующим образом: в работах с большим количеством авторов ([Негидростатическая ..., 2014] и [Система ..., 2015]) диссертант выполнил подбор и предоставил материалы при общей редакции текста Г.С. Ривина; тезисы на конференциях (4 работы) автором написаны самостоятельно; остальные статьи в соавторстве: выполнение расчетов и отладка модели ММСП проведены совместно с М.М. Чумаковым; выполнение процедур объективного анализа – под руководством Г.С. Ривина; постановочная часть и выводы сформулированы при участии И.А. Розинкиной и Г.С. Ривина.

**Объём и структура работы.** Диссертация объёмом 181 страница машинописного текста состоит из введения, четырех глав, заключения и восьми приложений, содержит 114 рисунков и 17 таблиц. Список использованной литературы включает 177 наименований.

В Главе 1 приведены подходы к описанию свойств и характеристик снега, а также процессов, происходящих в толще и на поверхности снежного покрова, в моделях географии; в последнем разделе уделено внимание обзору технологий объективного анализа характеристик снежного покрова в гидрометслужбах различных стран.

Глава 2 посвящена описанию разработанной многослойной модели снежного покрова ММСП, работающей на основе стандартных метеорологических наблюдений в коде SYNOP, ее успешному тестированию по данным гидрологических измерений и построение на ее основе технологии объективного анализа плотности и водного эквивалента снега с привлечением спутниковых данных высокого разрешения (4 км) и полей первого приближения модели атмосферы. Технология работает независимо от вычислений прогностической модели атмосферы.

В Главе 3 обсуждаются результаты экспериментов, выполненных в 2013-2015 гг. с использованием предложенной технологии, для различных территорий. Показано повышение качества прогнозов полей приземных метеорологических величин версий мезомасштабной модели COSMO-Ru с шагами сеток 7 и 2,2 км.

Последняя Глава 4 содержит описание метода вычислений характеристик свежевыпавшего снега, его тестирование. Предложенный метод был включен в систему оперативного постпроцессинга COSMO-Ru и международную систему оперативного постпроцессинга FieldExtra.

## ГЛАВА 1. Моделирование снежного покрова и объективный анализ его характеристик (современное состояние)

Изучение свойств снежного покрова и его моделирование является традиционной задачей в России (например, [Воейков, 1889; Рихтер, 1945]). Согласно [IPCC, 2007], около 45 млн. км<sup>2</sup> площади в Северном полушарии в течение холодного периода года покрывается снегом. На долю России приходится примерно треть от этой площади. Так, к концу декабря на большей территории бывшего СССР образуется устойчивый снежный покров. В России снег наблюдается от нескольких недель до нескольких месяцев, а наибольшее число дней со снежным покровом отмечено на побережье северных морей, где оно достигает 260 (Приложение А, рис.1). Поэтому сведения о характеристиках снежного покрова необходимы для осуществления целого ряда деятельности в нашей стране.

В постановке задачи ЧПП снежный покров является разновидностью подстилающей поверхности. Имея высокое значение альбедо, которое зависит от высоты снега и к концу «снежного» сезона уменьшается, при взаимодействии с атмосферой и океаном он определяет величины потоков тепла между средами, а, соответственно, и температуру вышележащего воздуха. То есть в течение периода своего существования свойства снега меняются. Чем точнее известны основные характеристики снега (плотность, водный эквивалент, высота) в заданный момент времени, тем успешнее будут спрогнозированы другие приземные метеорологические величины.

В последние несколько лет прогноз метеорологических элементов для ограниченных территорий получается с помощью мезомасштабных моделей атмосферы, обладающих достаточно высоким разрешением по пространству. Развитию мезомасштабного моделирования способствовало увеличение вычислительных ресурсов, позволяющих воспроизводить динамику мезомасштабных атмосферных процессов с помощью трехмерных мезомасштабных моделей атмосферы. Мезомасштабные атмосферные процессы по пространственно-временной структуре являются промежуточными между крупномасштабными и мелкомасштабными процессами. Согласно работам [Вельтищев, Степаненко, 2007; Атмосфера..., 1991; Шакина, 1985; Pielke, 2001; Markowski, Richardson, 2010], к мезомасштабным процессам можно отнести процессы с горизонтальным масштабом от нескольких км до нескольких тысяч км и вертикальным – от нескольких десятков метров до высоты тропосферы.

Высокое разрешение по пространству мезомасштабной модели атмосферы (несколько км) обеспечивает более детальное прогнозирование полей метеорологических элементов в сравнении с расчетами, полученными по глобальным моделям атмосферы, имеющим

пространственное разрешение в несколько десятков км. Тем не менее, известно, что качество прогноза по модели существенно зависит от задаваемых начальных условий (начальных полей метеорологических величин).

Начальные поля для мезомасштабных моделей подготавливаются путем интерполяции рассчитанных значений метеорологических элементов с использованием глобальных моделей атмосферы, то есть осуществляется так называемая технология вложенных сеток. Существуют пары глобальная модель–мезомасштабная модель (например, в Немецкой службе погоды (DWD – Deutscher Wetterdienst) ICON-COSMO, в Американской службе погоды (NWS – National Weather Service) – GFS-NAM). Иногда национальными метеорологическими службами могут использоваться прогнозы глобальной модели UM (Unified Model) службы погоды Великобритании (Met Office) для подготовки начальных и граничных условий для мезомасштабных моделей. Уже имеется тенденция перехода метеорологических центров на одну прогностическую модель, которая считала бы прогноз погоды как для всего земного шара с большим разрешением, так и для ограниченных территорий с меньшим разрешением (например, в службе Met Office модель UM используется для расчета прогнозов погоды для всего земного шара с разрешением 17 км, для ограниченной территории – с разрешением 1,5 км в центре области и 4 км ближе к границам, а также для климатических прогнозов (с разрешением примерно 50 и 140 км в средних широтах) [URL: [www.metoffice.gov.uk/research/modelling-systems/unified-model](http://www.metoffice.gov.uk/research/modelling-systems/unified-model)]; в DWD с 20 января 2015 г. используется глобальная модель ICON для расчета прогноза для всего земного шара с шагом сетки 13 км (вместо модели GME с шагом сетки 20 км), а для территории Европы – 6,5 км [URL: [http://polar.ncep.noaa.gov/conferences/WGNE-30/pdfs/day2/04-DWD\\_report.pdf](http://polar.ncep.noaa.gov/conferences/WGNE-30/pdfs/day2/04-DWD_report.pdf)]).

В 2013 году в Новосибирске проводился Всемирный Форум Снега [URL: [www.wsnf.org](http://www.wsnf.org)], который включил в себя три направления – снег и экология, снег и город, снег и спорт. В рамках первого направления была проведена международная научно-практическая конференция «Экология северных территорий-2013». Данное мероприятие подчеркивает важность правильного прогноза такого компонента природной среды как снежный покров.

В настоящее время разработано большое количество моделей снежного покрова, а также комплексных схем подстилающей поверхности, в которые входит блок с описанием снежного покрова. Поскольку снег является одним из наиболее активных элементов климатической системы, традиционное развитие многослойных моделей снега было предложено именно для задач климатического моделирования. Для того чтобы оценить степень успешности той или иной модели или параметризации, научным сообществом было решено провести ряд

исследований. В 1992 году был организован Международный проект по сравнению схем подстилающей поверхности – PILPS (Project for the Intercomparison of Land-Surface Parameterization Schemes) [URL: <http://www.pilps.mq.edu.au>], в ходе которого была проанализирована работа 30 моделей (Россия была представлена двумя моделями – SPONSOR и SWAP), включающих в себя описание процессов в снежном покрове. Сейчас этот проект входит в состав более крупного проекта - Global Land Atmosphere System Study (GLASS). До 2000 года было проведено 4 фазы проекта PILPS, в том числе – фаза 2d, посвященная снегу и замерзшей почве. В рамках этого проекта было проведено сравнение прогнозов водного эквивалента снега, а также других характеристик, полученных по моделям и параметризациям снежного покрова [Slater et al., 2001]. По результатам проекта была составлена классификация параметризаций и схем снежного покрова в моделях на основе различий в вычислении температуры снега и поглощении приходящей радиации, которая включила в себя пять классов.

Кроме того, Международной Комиссией Снега и Льда (позже – Комиссией по наукам Криосферы) был организован ещё один проект по сравнению моделей снега – Snow MIP (Snow Model Intercomparison Project), в рамках которого производилась оценка качества работы 26 моделей снежного покрова. В 2007 году он продолжил свою работу как проект по сравнению моделей снежного покрова для процессов, происходящих в снежном покрове в лесу, – Snow Model Intercomparison Project for forest snow processes (Snow MIP2) [URL: <http://xweb.geos.ed.ac.uk/~ressery/SnowMIP2.html>].

В случае тестирования моделей на лесных территориях было обнаружено, что часть моделей завышает водный эквивалент снега, а часть – занижает [Schlosser et al., 2000]. Однако следует иметь в виду, что валидация моделей в этом случае предполагает задание определенных параметров для растительности, а это само по себе уже вносит долю неопределенности в результаты, так как измерения в лесной зоне крайне редки и малочисленны, и часть параметров получается косвенным образом из того набора данных, который доступен исследователям.

По результатам сравнения моделей снежного покрова в ходе международных проектов было установлено, что значимые различия наблюдаются между моделями в самый ранний период становления снежного покрова и его весеннего таяния (скорость таяния снега, начало таяния, исчезновение снежного покрова) [Etchevers et al., 2002; Slater et al., 2001]. В моделях, участвующих в международных проектах, по-разному описаны процессы, происходящие в снежном покрове (см. далее раздел 1.2), а это, главным образом, определят успешность их прогнозирования различных метеорологических элементов.

Упомянем еще два достаточно новых проекта. В первом проекте ES1404 (Action ES1404, e-COST (European Cooperation in Science and Technology [URL: [www.cost.eu](http://www.cost.eu)])) деятельность направлена на построение более тесного взаимодействия между наблюдателями, исследователями и синоптиками в интересах различных отраслей и общества в целом, а также посвящена усовершенствованию технологий использования измерений характеристик снежного покрова для моделей. ES1404 включает в себя исследование характеристик снежного покрова, методов их измерения и возможности применения при составлении прогнозов, а также развитие методов усвоения данных о снежном покрове для моделей прогноза погоды и гидрологических моделей и способов оценки качества прогностических полей моделей и полей, полученных по измерениям. Целью второго проекта SNAPS (Snow, Ice and Avalanche Applications [[www.snap-project.eu](http://www.snap-project.eu)]), осуществленного в 2011-2014 гг., было улучшить безопасность и эффективность транспортной системы в областях, где снег и лавины могут представлять угрозу. В проекте принимали участие 4 страны: Финляндия, Норвегия, Швеция, Исландия. Главной задачей проекта была разработка карт характеристик снежного покрова с использованием спутниковых данных, измерений и результатов моделей атмосферы в близком к реальному режиму времени, а также – прогнозов лавиноопасности и сноса снега.

Подходы к описанию снежного покрова, используемые в моделях для задач климатологии и гидрологии, нашли свое применение и в параметризациях в моделях прогноза погоды. Однако при составлении прогноза погоды особое значение имеет качество начальных данных

Ниже будут рассмотрены модели и схемы снежного покрова для различных задач.

## 1.1 Моделирование снежного покрова в рамках задач физической географии

При решении ряда задач физической географии, связанных с описанием процессов в снежном покрове, применяются различного рода модели, которые условно можно отнести к следующим видам: для задач гидрологии, для задач гляциологии и криолитологии (прогноз лавиноопасности, поведения многолетней мерзлоты, возникновения селей, а также для расчетов характеристик ледников (например, площади оледенения, слоя таяния...)), для задач метеорологии и климатологии (и, в частности, задач прогноза погоды). Описание процессов, происходящих в снежном покрове, может быть включено в качестве простых параметризаций, например, в блоки подстилающей поверхности моделей атмосферы либо входить в самостоятельные модели различной степени сложности.

Рассмотрим характерные методы описания процессов в снежном покрове и приведем некоторые примеры для каждого вида моделей.

Основным принципом, положенным в основу **гидрологических моделей**, является расчет речного стока по метеорологическим данным, расположенным в бассейне реки или в непосредственной близости от него. Поэтому, как правило, областью интегрирования гидрологических моделей являются бассейны рек. Для прогнозирования паводков, наводнений, стока и т.д. первостепенное значение имеют начальные данные об осадках (их вид часто определяется в зависимости от температуры воздуха) и водном эквиваленте снега.

Таяние снега зачастую вычисляется с использованием коэффициента стаивания (например, в моделях HBV [Johansson, Andreasson, Jansson, 2003], SRM [Martinec, Rango, Roberts, 2008]). Часто такого рода модели позволяют решать не только задачи гидрологии, но и климатические задачи. Описание процессов в снеге для горных территорий является отдельной задачей, которая также может быть решена (например, модель формирования снежного покрова в горных бассейнах [Денисов, 1967]).

При моделировании стока немаловажное значение имеет учет процессов, происходящих со снежным покровом на залесенных территориях. Например, в Институте Водных проблем РАН разработана динамико-стохастическую модель формирования весеннего половодья [Кучмент, Гельфан, 1993]. Для описания динамики осреднённых по глубине характеристик снежного покрова использовалась система уравнений, полученная путём упрощений детальных уравнений тепло- и влагопереноса в снеге. Впоследствии эта модель была несколько модифицирована в физико-математическую модель формирования снежного покрова и снеготаяния в лесу [Оценка характеристик..., 2009], в которой также рассчитываются потоки тепла и влаги, но отдельно для открытых участков и под пологом леса. Так, например, количество снега, задерживаемое кронами, определяется в зависимости от максимального количества осадков, которое может удерживаться на кронах деревьев, которое в свою очередь зависит от вида растительности. Интенсивность таяния снежного покрова рассчитывается из уравнения теплового баланса при нулевой температуре снега.

В работе [Борщ, Силантьева, 1989] предложена модель таяния снега на льду, которая учитывает процессы, протекающие в толще снега, и изменяющиеся в процессе таяния снега значения его плотности и альбедо. Как показали результаты проверочных расчетов и прогнозов, применение предлагаемой модели снеготаяния может способствовать заметному повышению точности прогнозов весенних ледовых явлений, составляемых на основе метода Булатова.

Существуют модели с более детальным описанием процессов тепло- и влагообмена в системе почва-растительный/снежный покров-приземный слой атмосферы, например, физико-математическая модель SWAP. Модель воспроизводит следующие процессы: перехват жидких

и твердых атмосферных осадков растительным покровом, их последующее испарение и возможное таяние или замерзание; формирование поверхностного стока и впитывание воды (поступающей на поверхность почвы вследствие выпадения жидких осадков или таяния снежного покрова) в почву; формирование водного баланса зоны аэрации (включающего в себя транспирацию, физическое испарение воды почвой, влагообмен с грунтовыми водами и изменение почвенных влагозапасов); динамику уровня грунтовых вод; формирование теплового баланса системы SVAS и ее термического режима; промерзание и оттаивание почвы [Насонова, Гусев, Ковалев, 2011]. В качестве начальных данных для нее используется приземная метеорологическая информация (температура и влажность воздуха, атмосферное давление, скорость ветра, атмосферные осадки, а также значения приходящих потоков длинно- и коротковолновой радиации) с разрешением менее 1 суток и параметры подстилающей поверхности. Метеорологические характеристики могут быть получены из данных наблюдений метеорологических станций или из глобальных баз данных, основой которых служат, как правило, результаты реанализа или продукты их «гибридизации» с данными наземных и дистанционных наблюдений [Гусев, Насонова, Джоган, 2013].

Более подробному описанию гидрологических моделей, их сравнению и применению посвящено много работ, например, [Beckers et al., 2009; Davie, 2004; Geethalakshmi et al., 2008; Pechlivanidis et al., 2011].

В работе [Tarboton et al., 1991] приводятся общие блоки или характерные структуры для моделей, дающих прогноз склоновой эрозии (на примере трёх моделей – SHE, USU и PRMS). Так же, как и гидрологические модели, эти модели работают на территории водосбора конкретной реки со станциями.

Разновидностью гидрологических моделей являются **гидравлические модели**, в которых также учитываются процессы, происходящие в снежном покрове, например, HEC-RAS [HEC-RAS River analysis system, 2010]. Эта модель позволяет рассчитывать профили установившегося течения реки, моделировать неустойчивое течение, вычислять перенос наносов в реке, проводить анализ качества воды.

**Модели для прогноза лавиноопасности** по используемому в них подходу можно разделить на аналитические (метод получения точечного решения основных уравнений сохранения движения, т. н. «простые» модели, первые варианты которых появились уже в 1920-х гг., и более усовершенствованные, т.н. «промежуточные» модели, которые используют уравнения сохранения движения и массы для расчета характеристик лавины и были впервые разработаны русскими и французскими учеными) [Ancey, 2001; Bartelt et al., 1999],

статистические [McClung, 2001] и численные (например, работы [Chiaia, Frigo, 2009], [Salm, 1993]. Более подробный обзор моделей можно найти, например, в работе [Ancey, 2001].

Так, в модели SNOWPACK (см. обзор в [Мокров, Соловьев, 2010]) снег определяется как трехкомпонентный (лед, вода, воздух) пористый материал, способный к значительным необратимым вязким деформациям. Моделируются фазовые переходы между компонентами, из которых состоит снег. Для слоев снега рассчитываются не только толщина и плотность, но и микроструктура, т.е. размер, форма и размер контактов слагающих ледяную решетку зерен. Первоначально модель предназначалась для применения противолавинными организациями Швейцарии при составлении прогноза лавинной опасности. Однако впоследствии диапазон ее использования был значительно расширен. В настоящее время модель SNOWPACK применяется также в исследованиях мерзлоты, для оценки взаимодействия снега и растительности, анализа изменений климата, для подсчета баланса массы и энергии в снеге в арктических районах, а также при расчете миграции химических растворов в снежном покрове.

Отметим успехи, достигнутые отечественными исследователями, в прогнозировании лавиноопасности. В конце 60-х - начале 70-х годов XX в. были созданы модели зарождения и движения снежных лавин на основе уравнений механики сплошной среды, которые были в дальнейшем усовершенствованы. Так, в обзоре [Итоги и перспективы ..., 2005] приведено краткое описание двухслойной модели движения водоснежного потока. В модели взаимодействие фаз (насыщенного водой снега и воды) в потоке в первом приближении заменяется взаимодействием двух слоев.

Согласно обзору [Итоги и перспективы ..., 2005], был разработан метод физического моделирования гранулированными материалами процесса схода снежных лавин. Кроме физического было проведено и статистическое моделирование с использованием метода Монте-Карло для снежных лавин, водоснежных и селевых потоков, в результате которого получены вероятностные зоны зарождения и отложения, а также вероятностные значения динамических характеристик снежных лавин и других гравитационных лавинных потоков.

В связи с подготовкой зимних Олимпийских игр «Сочи-2014» проводились исследования снежного покрова в районе Кавказа для обеспечения проведения прогнозов лавиноопасности. Укажем некоторые из них. Так, в работе [Бойко, Погорелов, 2012] предложен метод авиадистанционной съемки толщины снежного покрова в горах, который может быть успешно использован для оперативной оценки распределения снежного покрова с целью снеголавинного обеспечения районов горнолыжного катания и мест зимней рекреации, что повысит достоверность прогнозов лавинной опасности. В работе [Метаморфизм снега ..., 2011]

выполнены исследования снежного покрова и лавин на северном склоне хребта Аибга, на высотах 800–2200 м за 1999–2008 гг. Выявлены особенности метаморфизма снега и проведено картографирование лавин разных генетических типов. В работе [Ефремов, Салатовка, Бенделлиани, 2011] также изучен режим снежных лавин за последние пять лет, сделаны выводы о снежности зим в горах Западного Кавказа. Установлены морфологические и генетические типы снежных лавин и определены их некоторые особенности.

**В моделях вечной мерзлоты**, как правило, решается задача Стефана, в которой процессы тепловлагопереноса в талой и мерзлой зонах почвы описываются раздельно, а затем решения «соединяются» на подвижной границе раздела этих зон. Коэффициент теплопроводности снега в них может быть рассчитан по различным формулам. В работе [Зарецкий, 1990] проведен анализ численных аспектов при моделировании процессов тепловлагопереноса в почвах. Модели для задач прогнозирования поведения вечной мерзлоты различной степени сложности предложены в работах [Анисимов, Белолуцкая, 2003; Малевский-Малевич, Молькентин, Надежина, 2000; Сосновский, 2006; Goodrich, 1982; Nelson, Outcalt, 1987].

При **моделировании ледников** очень часто применяются энерго-балансовые модели (например, [Рец, Фролова, Поповнин, 2011]). Разработаны и физико-статистические модели для расчета таяния ледников (например, [Коновалов, 1985]). В работе [Красс, 1981] приводятся описание системы численного моделирования «GLACIER» и подробные методы расчета характеристик ледников, которые могут быть использованы при оценках состояния ледников, прогнозах их подвижек и колебаний.

**Селевые потоки** могут быть описаны, например, с помощью двухфазной модели, в которой учитывается раздельное движение фаз (вода и твердые включения) и их взаимодействие [Перов, 2012]. Предложенная двухфазная модель позволяет описать распад селевого потока в стадии торможения и отложения твердого материала. В обзоре [Итоги и перспективы ..., 2005] отмечено, что это математическая модель гидравлического типа, когда все динамические характеристики по поперечному сечению осреднены. Модель позволяет рассчитать все основные динамические характеристики водоснежного потока: глубину, скорость, плотность, давление на препятствие.

## 1.2 Учет процессов в снежном покрове в численных моделях атмосферы

Моделирование снежного покрова является довольно трудоемкой задачей ввиду изменчивости свойств снега. Для задач прогноза погоды особенно важно иметь наиболее точные ежедневные начальные значения таких характеристики снежного покрова, как его

плотность, высота и водный эквивалент, поскольку от этого будет зависеть успешность прогнозирования приземных метеорологических величин.

В задачах численного атмосферного моделирования используют схемы параметризации снега, совмещенные со схемами описания процессов на подстилающей поверхности. При этом степень сложности параметризации снега определяется теми задачами, которые ставятся перед атмосферной моделью.

Схемы параметризации снежного покрова, совмещённые с моделями прогноза погоды, используются в моделях метеорологических центров стран, расположенных в умеренных широтах, например, в известных консорциумах Европы – HIRLAM (High Resolution Limited Area Model [URL: <http://hirlam.org>]), ALADIN (Aire Limitee Adaptation dynamique Developpement InterNational [URL: <http://www.cnrm.meteo.fr/aladin>]), COSMO (The Consortium for Small-scale Modelling [URL: [www.cosmo-model.org](http://www.cosmo-model.org)]), а также в национальных центрах США, Канады и некоторых других стран. Следует отметить, что многие модели снежного покрова изначально создавались для конкретных прикладных задач, а потом были использованы в задаче численного прогноза погоды.

Кроме того, ряд моделей используется для климатического моделирования. Например, локальная теплобалансовая модель SPONSOR лаборатории климатологии Институте географии РАН [Шмакин, Турков, Михайлов, 2009], RAMS [Strack, Liston, Pielke, 2004], BATS [Biosphere Atmosphere ..., 1986; Yang et al., 1997].

Одной из главных характеристик снежного покрова является его **плотность**. В течение всего периода существования снежного покрова его плотность претерпевает изменения, которые обусловлены различными факторами: давление вышележащих слоев снега на нижележащие, процессы метаморфизма, оттепели и связанные с ними процессы фазовых переходов и перемещения талой воды, воздействие ветра, рельефа местности, влияния растительности, фазовый состав выпадающих осадков.

Плотность снежного покрова существенно меняется как в пространстве, так и во времени (см. Приложение А, рис.2). Она постепенно нарастает от начала зимы к весне и достигает своего максимума в период таяния снега. Больших значений плотность может достигать в районах с высоким снежным покровом и продолжительной зимой благодаря уплотнению снега под влиянием силы тяжести. Она может быть большой также и в районах с невысоким снежным покровом, если в течение зимы наблюдаются сильные ветры, способствующие уплотнению снега, или возможны оттепели, вызывающие подтаивание снега [Климат России, 2001].

В работе [Хайруллин, 1969] (см. Приложение А, рис.3) приводится районирование территории бывшего СССР на основе данных об оттепелях. Упомянем, что ранее нами проводились попытки связать определение/расчет плотности снежного покрова с использованием данных об оттепелях или разделив территорию России на несколько регионов с характерной (средней) плотностью. Такой подход для решения задач прогноза погоды является не совсем правильным, так как использование климатических значений плотности снега в случае ежедневных расчетов будет давать лишь примерные характеристики снега, не везде соответствующие данным измерений. В более поздней публикации [Мирвис, Гусева, 2007] в результате анализа данных о температуре воздуха было установлено, что во второй половине XX столетия на большей части территории России наблюдалось уменьшение продолжительности и устойчивости морозного периода. Особенно заметными были изменения на Европейской части России и в Западной Сибири к югу от 60-й параллели. При этом в ряде районов – в Поволжье, на юге Урала и в Западной Сибири – преобладала тенденция увеличения числа дней с оттепелью, а в районах вдоль западных границ России и на юге ЕЧР смягчение зим выражалось в сокращении и продолжительности устойчиво морозного периода. Таким образом, при меняющемся климате применение констант для плотности снега в задачах прогноза погоды не будет отражать всей пестроты ежедневных характеристик снежного покрова.

Из экспериментальных данных известно, что плотность снега может изменяться от 10 кг/м<sup>3</sup> (свежевыпавший крупнозвёздчатый снег в безветренную погоду) до 700 кг/м<sup>3</sup> (сильно промокший и смёрзшийся снег) [Кузьмин, 1957]. В [Войтковский, 1977] отмечено, что плотность свежевыпавшего сухого снега составляет 30-100 кг/м<sup>3</sup>, мокрого снега – до 200 кг/м<sup>3</sup>, мокрого снега, выпадающего с дождем, – до 300 кг/м<sup>3</sup>.

В работе [Динамика масс..., 1985] указывается, что начальное состояние отложенного снега зависит от определенной комбинации ветровых условий и типа кристалла в момент его выпадения. Можно выделить два крайних случая с экстремальными значениями плотности свежего снега. Первый случай создают агрегаты или дендритовые кристаллы, отложенные в штилевую погоду и образующие очень пористый слой снега с объемной плотностью около 10 кг/м<sup>3</sup>. Второй случай создают однородные агрегаты или замерзшие капли воды и крупа, способные образовать слой снега с объемной плотностью до 500 кг/м<sup>3</sup>, в особенности, если они переотложены приповерхностными ветрами непосредственно после момента отложения.

Итак, изменения плотности свежевыпавшего снега зависят как от метеорологических условий выпадения снега (приземных температуры воздуха, скорости ветра), так и от

структуры и размера (эффективного радиуса) выпадающих снежных кристаллов. Чем больше эффективный радиус снежных кристаллов, тем рыхлее они ложатся, и, соответственно, меньше плотность свежевыпавшего снега. Эти характеристики во многом определяются метеорологическими условиями в слое формирования кристаллов на высоте 2-5 км.

При расчете плотности свежевыпавшего снега в горных условиях следует учитывать, что особенности микроклиматических условий, главным образом определяемые высотой и экспозицией склона, также оказывают дополнительное влияние на значения плотности свежего снега [Grant, Rhea, 1974; Judson, Doesken, 2000]. Согласно [Котляков, 1968], плотность сезонного снежного покрова в горах изменяется в широких пределах. Основным факторами, определяющими значения плотности, являются инфильтрационное уплотнение снега под влиянием оттепелей в нижних частях склонов гор, ветровое уплотнение снега, обычно возрастающее с высотой, и оседание снега под действием силы тяжести, увеличивающееся с ростом снегозапасов.

Снег с большей плотностью чаще выпадает в период весенних и осенних месяцев, в то время как выпадение снега с меньшей плотностью наблюдается, как правило, в течение середины зимы [Shulski, Seeley, 2004; Doesken, Judson, 1997].

Во многих моделях атмосферы для расчета дальнейшей эволюции снежного покрова необходима информация о плотности свежевыпавшего снега, которая может по-разному задаваться: часто за величину плотности свежевыпавшего снега берется ее среднее значение – 100 кг/м<sup>3</sup> (например, в моделях BATS [Biosphere Atmosphere..., 1986], SPONSOR [Шмакин, Турков, Михайлов, 2009], BASE [Desborough, Pitman, 1998]. По всей видимости, для задач климата такое допущение приемлемо, так как в этих задачах, в отличие от задач прогноза погоды, не требуется оценок прироста высоты снега в первые часы его залегания. В то же время еще в 1945 году в работе [Рихтер, 1945] приведены таблицы с измерениями плотности свежевыпавшего снега, которая зависит от формы снежных кристаллов, температуры и влажности воздуха, силы ветра во время снегопада и многих других факторов. Автор отмечает, что «плотность свежевыпавшего снега находится в прямой зависимости от температуры воздуха при снегопаде. При прочих равных условиях, чем выше температура воздуха, тем больше плотность выпадающего снега».

Для вычисления плотности свежевыпавшего снега, как правило, прибегают к различного рода зависимостям, например, от температуры воздуха (модели COSMO-Ru [Doms et al., 2011], CLASS [Bartlett, MacKay, Verseghehy, 2006], см. Главу 4 и разделы 1.2 и 2.1).

В модели RAMS [Strack, Liston, Pielke, 2004] плотность свежевыпавшего снега рассчитывается как:

$$\rho_s = 50 + 1,7(T_{wb} - 258,16)^{1,5},$$

где  $\rho_s$  - плотность снега ( $\text{кг}/\text{м}^3$ ),  $T_{wb}$  - температура смоченного термометра в приземном слое (К). Это уравнение используется для расчёта плотности выпадающих осадков (снега), если температура воздуха ниже или равна  $0^\circ\text{C}$ , в противном случае осадки считаются дождём, и плотность устанавливается как значение для жидкой воды.

Существуют алгоритмы вычисления плотности свежевыпавшего снега в зависимости от температуры слоев воздуха, где происходит формирование частиц твердых выпадающих осадков, предложенные в ряде работ (например, [Diamond, Lowry, 1954], [McGurk, Azuma, Kattelmann, 1988]). Например, в [McGurk, Azuma, Kattelmann, 1988] приводится уравнение, линейно связывающее плотность с температурой на высоте 700 гПа:

$$\rho = 14,9 + 0,96T_{700}, \quad (1)$$

где  $\rho$  - плотность свежевыпавшего снега (в %, то есть, например 12% соответствуют плотности  $120 \text{ кг}/\text{м}^3$ ),  $T_{700}$  - температура на поверхности 700 гПа ( $^\circ\text{C}$ ).

В более сложных моделях может быть предусмотрено влияние скорости ветра на плотность свежевыпавшего снега. В частности, в модели CROCUS [Vionnet et al., 2012] плотность свежевыпавшего снега вычисляется с помощью выражения:

$$\rho_{new} = a_p + b_p(T_a - T_{fus}) + c_p U^{\frac{1}{2}},$$

где  $T_{fus} = 273,15\text{K}$ ,  $T_a$  - температура воздуха,  $U$  - скорость ветра,  $a_p = 109\text{кг}/\text{м}^3$ ,

$b_p = 6\text{кг}/(\text{м}^3 \cdot \text{К})$ ,  $c_p = 26\text{кг}/(\text{м}^{\frac{1}{2}} \cdot \text{с}^{\frac{1}{2}})$ . Минимальная плотность снега равна  $50 \text{ кг}/\text{м}^3$ .

Отметим, что зависимость плотности свежевыпавшего снега от температуры воздуха чаще всего используется в практике моделирования, так как температура относится к категории наиболее надежно измеряемых метеорологических величин.

Плотность лежащего снега рассчитывается по формулам, построенным на обобщении эмпирических данных. Одной из первых удачных формул, полученных в начале нашего столетия, является формула Абэ:

$$\rho = a \cdot 10^{bz}$$

где  $a = 185,4$ ;  $b = 0,545$ ;  $z$  - глубина от поверхности снега, м.

В нашей стране в 1950 году Н.Г. Дмитриевой [Дмитриева, 1950] была предложена эмпирическая формула для расчета плотности снега, основанная на метеорологических данных:

$$P = P_0 + 0,0024\tau_v + k\sqrt{\Sigma\theta_t}, \quad (2)$$

где  $P$  - средняя плотность на конец расчетного периода,  $P_0$  - исходная плотность снежного покрова,  $\tau_v$  - число суток со скоростью ветра, равной или больше критического значения 6 м/с,  $\sqrt{\Sigma\theta_t}$  - сумма положительных среднесуточных температур воздуха на конец расчетного периода,  $k$  - эмпирический коэффициент: для плотностей, меньших 0,26 г/см<sup>3</sup>, он принят равным 0,007, а для плотностей, больших и равных 0,26 г/см<sup>3</sup>, - 0,002. По Н.Г. Дмитриевой, зимой плотность свежевыпавшего снега после того, как он пролежит 5-10 суток, следует принимать равной 0,15 г/см<sup>3</sup>, если за это время не было ветра со скоростью выше критической, или вычислять по формуле:

$$P_c = 0,15 + 0,024\tau_v,$$

где  $P_c$  - средняя плотность свежевыпавшего снега, остальные обозначения те же, что и в (2).

Следует отметить, что предложенный алгоритм для вычислений значений плотности снега справедливо использовать в период снеготаяния и с интервалом в 5-10 дней.

В настоящее время изменение плотности с течением времени в моделях, в основном, выражается с помощью т. н. «функций старения» (см. табл.1 Приложения В). Например, в модели BATS [Yang et al., 1997] с одним слоем снега вычисление плотности и функция старения выглядят следующим образом:

$$\rho_s = \rho_{snew}(1 + 3f_{age}),$$

где  $\rho_{snew} = 100\text{кг/м}^3$  - плотность нового снега, а  $f_{age}$  - фактор старения снега, определяемый как:

$$f_{age} = \tau_s / (1 + \tau_s),$$

где  $\tau_s$  - также безразмерная величина – возраст снега, определяемый по формуле:

$$\tau_s^{N+1} = (\tau_s^N + \Delta\tau_s)[1 - \max(0, \Delta S) / \Delta P_s].$$

Здесь  $N$  - текущий шаг по времени,  $\Delta S$  - изменение водного эквивалента снега (в мм или кг/м<sup>2</sup>) за один шаг по времени  $\Delta t$ ,  $\Delta P_s = 10\text{кг/м}^2$  - количество свежевыпавшего снега.

Таким образом,  $\Delta P_s$  определяет интенсивность выпадения снега в данный момент времени. Предполагается, что выпавший снег со значением водного эквивалента 10 мм или больше за один шаг по времени приводит к тому, что поверхности присваиваются значения характеристик свежевыпавшего снега (то есть  $\tau_s = 0, f_{age} = 0$ ).  $\Delta \tau_s$  зависит от группы факторов: от эффекта роста зерна вследствие диффузии водяного пара, эффекта роста снежных зёрен около или при замерзании растаявшей воды и от наличия грязи и сажи.

Процесс снегонакопления в различных районах России протекает неодинаково, и объясняется это не только различным количеством выпадающих осадков и их неравномерным распределением во времени, но и влиянием местных факторов. Так, согласно [Копанев, 1978], на значительной части ЕТР прирост средней **высоты снежного покрова** от середины января до начала весеннего снеготаяния, по материалам снегомерных съемок, на полевых участках составляет около 13 см, а на лесных полянах и в лесу под кронами 17 и 19 см соответственно. В зависимости от режима осадков и оттепелей, метелевого переноса прирост высоты может достигать и больших значений. Наибольшее увеличение высоты снежного покрова во второй половине холодного периода на защищенных участках отмечается в районах с развитой циклонической деятельностью. С высотой над уровнем моря как высота, так и запасы воды в снеге обычно увеличиваются.

Как приводится в работе [Климат России, 2001], в среднем соотношение между высотами на открытом и защищенном участках в многоснежном районе с небольшими скоростями ветра составляет 1,1-1,35, в малоснежных районах – 0,95-1,05. Если сравнить наблюдения на участках поле и лес, то этот коэффициент изменяется от 0,8 до 1. Если же брать соотношения для отдельных станций, то они могут быть существенно больше.

В северных и центральных районах России накопление снега идет в течение всей зимы и максимум высоты приходится соответственно на апрель-май и февраль-март. Но в отдельные годы эти сроки могут быть более ранними и более поздними. Например, на севере это может быть начало июня, а на юге центральной зоны и в южных районах максимум высоты может наблюдаться с декабря по февраль. Время наступления максимума может меняться и в зависимости от характера участка наблюдения: «лес» или «поле».

В зимний период наибольший интерес для народного хозяйства представляют снегопады (количественно – значение высоты свежевыпавшего снега), так как причиняемый ими ущерб бывает весьма значительным. На железных и шоссейных дорогах – это внеплановые и дорогостоящие очистительные работы, в городских условиях – увеличенные снеговые нагрузки

и нарушенный режим работы транспорта, в сельском хозяйстве – повреждение плодовых деревьев и гибель животных при отгонном животноводстве. Так, проблеме влияния снега на проходимость дорог уделено внимание в исследованиях (например, [Методические..., 1973; Псаломщикова и др., 2008]). В среднем по территории России число дней со снегопадами, при которых прирост высоты снежного покрова за сутки был равен 10 см или более, меняется от 0,1 до 13,5 за год [Климат России, 2001].

Высота и плотность позволяют определить **запас воды в снежном покрове**, т.е. слой воды, который образовался бы на горизонтальной поверхности, если бы снежный покров полностью растаял. Он равен произведению высоты на плотность и выражается в мм.

Существенное влияние на распределение запасов воды в снеге оказывают неровности подстилающей поверхности и возвышенности. Совместное воздействие возвышенностей и циркуляционных процессов на распределение осадков и запасов воды в снеге особенно четко выражено в малоснежные зимы. В южных степных районах ЕТР на распределении запасов воды в снеге в большей мере сказываются не неровности подстилающей поверхности, а оттепели [Копанев, 1978].

Изменчивость запаса воды в снежном покрове по территории России очень велика (Приложение А, рис.4). Мерой изменчивости может служить различие его наибольших и наименьших значений. В районах с устойчивым снежным покровом они отличаются в 2-3 раза, в районах с непостоянным и неустойчивым снежным покровом – в 10-15 раз [Климат России, 2001].

#### - Описание других характеристик снега и процессов в снежном покрове

Свежевыпавший снег под действием собственного веса уплотняется. По мере образования новых слоев снежного покрова нагрузка на предыдущие слои увеличивается, вызывая дополнительное уплотнение. Работы по изучению влияния силы тяжести на снежный покров проводились ещё в 1950-х годах в виде лабораторных экспериментов японскими исследователями [Yosida, Huzioka, 1954].

Наряду с механическим уплотнением в снежном покрове происходят интенсивные процессы изменения структуры зерен снега в результате термодинамической нестабильности поверхности кристаллов и массопереноса при наличии температурного градиента в снеге. Такие процессы называют метаморфизмом [Войтовский, 1977]. Метаморфизм приводит к преобразованию структуры снега - изменению формы, размеров и количества кристаллов льда и связей между ними. Существенные изменения снежного покрова происходят также из-за

процессов таяния и испарения с поверхности, под воздействием жидких осадков и других метеорологических факторов.

В моделях снежного покрова процесс метаморфизма может быть описан количественно.

Например, в модели ЕЦСПП [Dutra et al., 2010] скорость изменения плотности  $\rho_{sn}$  вычисляется из уравнения:

$$\frac{1}{\rho_{sn}} \frac{\partial \rho_{sn}}{\partial t} = \frac{\sigma_{sn}}{\eta_{sn}(T_{sn}, \rho_{sn})} + \xi_{sn}(T_{sn}, \rho_{sn}) + \frac{\max(0, Q_{sn}^{INT})}{L_f(S - S_l)},$$

где  $\sigma_{sn}$  и  $\eta_{sn}$  - давление вышележащего снега (Па) и вязкость снега (Па·с), соответственно;  $T_{sn}$  - температура снега (К);  $Q_{sn}^{INT}$  - изменения тепла, связанные с фазовыми переходами (Вт/м<sup>2</sup>);  $L_f$  - скрытая теплота сублимации (Дж/кг);  $S_l$  - содержание жидкой воды в снеге (кг/м<sup>2</sup>);  $S$  - сумма снега и воды в снежном покрове (кг/м<sup>2</sup>). В правой части первые два члена представляют собой нагрузку и термический метаморфизм, соответственно, а последний член – уплотнение из растаявшейся воды, удерживаемой в снеге. Растворенная вода, удерживаемая в снежном покрове, приводит к уменьшению высоты снега, в то время как водный эквивалент остается константой.

В работе [Coléou et al., 2005] приведены зависимости, по которым рассчитываются характеристики снега, включенные в две модели, – CROCUS и SNTHERM.

В частности, приводим описание уплотнения снега, которое учитывается в этих моделях.

INDEX имеет значения: CRO для модели CROCUS, ST – для модели SNTHERM. Индексы CRO и ST относятся к моделям CROCUS и SNTHERM, соответственно.

В модели CROCUS скорость деформации принимается линейной функцией давления веса снега  $P_s$ :

$$CR_{CRO} = \frac{-P_s}{\eta},$$

где  $P_s$  - нагрузка снега (в метеослужбе Meteo-France, при прогнозировании лавин нагрузка принимается равной 100 Н/м<sup>2</sup>),  $\eta$  - средняя вязкость:

$$\eta = \eta_0 \times e^{c1(273,15 - T)} \times e^{c2 \times \rho_s},$$

$\rho_s$  - плотность (кг/м<sup>3</sup>), Т – температура снега (К),  $c1, c2$  - параметры,  $\eta_0$  зависит от типа снежного зерна и равно  $\eta_0 = 7,77 \times 10^4 \times \frac{\rho_s}{250}$ .

В модели SNTHERM, разработанной для исследовательских целей, закон уплотнения выражается через два члена:

$$CR_{ST} = CR_{metamo} + CR_{overburden},$$

где  $CR_{metamo}$  - уплотнение вследствие деструктивного метаморфизма свежего снега и  $CR_{overburden}$  - уплотнение снега вследствие тяжести вышележащего снега

$$CR_{metamo} = 2,778 \times 10^{-6} \times c3 \times c4 \times e^{-0.04(273.15-T)},$$

$$CR_{overburden} = \frac{-P_s}{\eta},$$

где  $\eta = \eta_0 \times e^{c5(273.15-T)} \times e^{c6 \times \rho_s}$   $\eta_0 = 3,6 \times 10^6 \text{ H} \cdot \text{сек} / \text{м}^2$ ;  $c3, c4, c5, c6$  - параметры. Критическое значение для плотности определено как  $100 \text{ кг/м}^3$ .

В модели CROCUS также есть форма, которая описывает снег как функцию непрерывных параметров: дендритости, сферичности и размера зерна. В модели SNTHERM размер зёрен не растёт при условиях изотермии.

Вариации строения снежного покрова, обусловленные различиями в характере снегоотложения и последующей эволюции снежной толщи, приводят к формированию крайне сложной и неоднородной среды: в нем могут возникать ледяные корки, слои уплотненного ветром снега, слои глубинной изморози и слои с различной структурой снега.

Как отмечается и в [Снег..., 1986], одна из основных структурных особенностей снежного покрова заключается в наличии в нём ледяных прослоек, влияющих не только на интенсивность воздухо- и влагообмена внутри снежной толщи, но и на проходимость снежной целины. До начала активного снеготаяния прослойки льда формируются в результате поверхностного таяния, вызванного преимущественно воздействием радиации, последующего замерзания и перекрытия ледяных образований слоями свежевыпавшего снега, а также в результате выпадения ледяного дождя. Как только капли дождя достигают поверхности снежного покрова, начинается процесс их замерзания и вся вода или часть её превращается в лёд.

Как указано в работе [Войтковский, 1977], на склонах гор процессы метаморфизма усложняются из-за неоднородности мощности и плотности снежного покрова и действующих в нем напряжений сжатия и сдвига. Различие крутизны и ориентировки склонов и неровности рельефа приводит к тому, что процессы метаморфизма снежного покрова могут протекать по-разному даже на относительно близко расположенных друг от друга участках.

Процесс превращения снега в фирн называется фирмацией. Фирн (от нем. «прошлогодний снег») – ледяная порода плотностью 450-800 кг/м<sup>3</sup>, состоящая из связанных между собой ледяных зерен. Фирнация не является типом метаморфизма, это отдельный процесс. У фирмации так же, как и у метаморфизма, выделяется несколько типов. Подробное их рассмотрение не входит в план данной работы и не требуется при решении задач прогноза погоды. Более полное описание типов метаморфизма и свойств снега можно найти в основополагающих работах [Шумский, 1955; Кучмент, Демидов, Мотовилов, 1983; Sommerfeld, LaChapelle, 1970; Colbeck, 1987; Colbeck, 1997 и др.].

По [Кузьмин, 1957], фирмация происходит как в сухом, так и в содержащим жидкую воду снежном покрове, в течение всего периода его существования, от установления до схода снега, и обусловлена происходящими внутри снежной толщи физическими процессами, зависящими от внешних факторов – теплообмена снежного покрова с атмосферой и подстилающей поверхностью. Сущность явлений и процессов, происходящих внутри снежной толщи, заключается во взаимодействии частиц льда (кристаллов), характер и интенсивность которого зависит от поверхностной энергии частиц и их взаимного расположения. Сублимационный процесс играет решающую роль в фирмации снега в зимних условиях при наличии отрицательных температур и температурного перепада. Во время оттепелей и в период снеготаяния фирмация обусловлена, главным образом, процессами повторного таяния и замерзания (при колебаниях температуры около нуля).

В течение времени залегания снежного покрова различия в характеристиках соседних слоев могут нарастать или, наоборот, исчезать в зависимости от конкретных термодинамических условий их существования.

Таким образом, снежный покров не стабилен: его характеристики непрерывно меняются.

Радиационные свойства снега наиболее полно описаны в работе [Кузьмин, 1957]. Здесь же отметим, что в моделях очень часто используется закон Буге-Ламберта – закон ослабления проникающей в снег радиации:

$$S_z = S_0 e^{-\alpha z}, \quad (3)$$

где  $S_z$  – поток радиации, проникшей на глубину  $z$  (в см),  $S_0$  – радиация, вошедшая в снежный покров через его дневную поверхность,  $\alpha$  – коэффициент экстинкции (ослабления), имеющий размерность см<sup>-1</sup>. Вместо коэффициента экстинкции пользуются иногда коэффициентом прозрачности ( $p$ ). Эти два коэффициента связаны между собой соотношением:

$$p = e^{-\alpha}.$$

В работе [Андреев, Иванов, 2001] отмечено, что использование этих коэффициентов вносит в задачу о поглощении солнечной радиации снегом определенные проблемы, так как их значения, по данным литературных источников, изменяются в широких пределах. Авторы считают, что необходимо детально выявить связь коэффициента ослабления с параметрами среды.

Среди радиационных свойств снега, играющих важную роль в снеготаянии, выделяется альbedo. Как известно, альbedo меняется в течение всего периода существования снежного покрова (от 0,95 для чистого свежевыпавшего до 0,20 для пропитанного водой загрязненного снега). В моделях для прогноза погоды и климата эта величина используется при определении радиационного баланса. Альbedo снега может быть либо постоянной величиной, либо зависеть от температуры (модели BASE, SSiB, см. табл.1 Приложения В), возраста (CLASS, ISBA, UGAMP, SLAM) или высоты (MOSES, NCEP, SPONSOR, SWAP, UKMO) снежного покрова, коэффициентов экстинкции (AMBETI, CLASS), солнечного зенитального угла (BATS), плотности снега (SWAP), размера и типов кристаллов (CROCUS) [Гусев, Насонова, 2010].

В работе [Гордеев, 2013] предлагается методика расчета альbedo снега в зависимости от нескольких величин по следующей формуле:

$$r_{\tau} = r_{\min} + \frac{(r_{\max} - r_{\min})S_{\tau-1} \exp\left(-\frac{\tau}{300}\right)}{6,31S_1^{-0,6}(1+1/f_{\tau-1})} + 5\sqrt{X_s}$$

где  $r_{\tau}$  - альbedo снежного покрова в расчетные сутки (%),  $r_{\min}$  - альbedo подстилающей поверхности после полного схода снега (%),  $r_{\max}$  - максимально возможное альbedo снежного покрова (%),  $S_{\tau-1}$  - запас воды в снеге в предшествующий расчету день (мм),  $S_1$  - начальный запас воды в снеге (мм),  $\tau$  - порядковый номер расчетных суток от 21 марта,  $f_{\tau-1}$  - покрытие снегом расчетного участка в предшествующий расчету день,  $X_s$  - сумма твердых осадков в расчетные сутки (мм). Данная методика является региональной и может быть использована в оперативной практике прогноза талого стока рек Средней Сибири.

Ветер также оказывает влияние на снег. Скорость ветра определяет характер упаковки кристаллов в поверхностном слое. При большой скорости ветра первоначальное дробление кристаллов происходит в турбулентном приземном слое атмосферы, простирающемся на несколько метров над поверхностью земли, а дальнейшее дробление частиц наблюдается при их отскакивании и волочении по поверхности снежного покрова (в процессе сальтации) во время снегопада, либо впоследствии при метелевом переносе. В результате уменьшения

размеров и увеличении окатанности частиц их упаковка в поверхностном слое становится значительно более плотной.

В частности, [Pomeroy, Brun, 2001] предлагают рассчитывать перенос снега по эмпирической зависимости:

$$q_T = 0,0000022u_{10}^{4,04}$$

где  $q_T$  - горизонтальный перенос сдуваемого снега (кг/с) через колонну диаметром 1 м, простирающуюся от 0 до 5 м,  $u_{10}$  - скорость ветра на 10 метрах (м/с).

Перемещение снега может быть представлено в виде трех моделей, учитывающих его тип: ползучесть, сальтацию и турбулентную диффузию. Как отмечается в [Shulski, Seeli, 2004], пороговыми скоростями, при которых может наблюдаться перемещение снега, являются скорости примерно в 7-8 м/с при большом разбросе температуры. Существует большое количество работ, посвященных изучению данного вопроса, например, [Tabler, 1975; Schmidt, 1982; Дюнин, 1983]. В работе [Sundsbø, 1997] указывается, что задача о перемещении снега – это задача для двухфазного потока (газ-газ). Т.н. «blowing snow» определяется изменением массы снега ввиду, как правило, сублимации и испарения с частиц снега, находящихся в воздухе.

В работе [Воейков, 1889] автор указывал на необходимость изучения процесса испарения и писал: «Ввиду постоянного испарения с поверхности снега, воздух над ним обыкновенно имеет значительную относительную влажность, то есть не далёк от насыщения парами». А.К.Дюнин [Дюнин, 1983] отмечает, что испарение с плоской поверхности снежного покрова может происходить и в процессе падения снежинок из облака, и оно очень мало. Как считает А.К. Дюнин, главными факторами, существенно ускоряющими возгонку снега, являются в порядке их весомости: 1) метелевое перемешивание и диспергирование; 2) обдувание ветром; 3) солнечная радиация; 4) приток тепла от грунта.

Следует отметить, что в снежном покрове также осуществляется перенос водяного пара диффузией по поровому пространству (микроскопическая диффузия) и путем возгонки льда и сублимации пара на противоположных поверхностях зерен снега (макроскопическая диффузия). Перенос массы путем диффузии относительно небольшой и мало влияет на изменение плотности снега. По данным А.В. Павлова [Павлов, 1975], изменение плотности снежного покрова за счет диффузии пара редко превышает 10 кг/м<sup>3</sup> за зимний период.

Согласно [Тверской, 1962.; Роджерс, 1979; Чеботарев, 1975], если упругость водяного пара в воздухе меньше, чем насыщающая упругость пара при температуре поверхности снега,

то испарение будет происходить с поверхности снега и льда. В приведенным источниках указано, что о наличии испарения или конденсации в период снеготаяния можно судить по температуре и относительной влажности воздуха.

Впервые общий вид формулы для расчета величины испарения (но с поверхности воды) был предложен в США Майером [Meyer, 1942; Михалев, 2002]:

$$h_v = A(1+au)d,$$

в которой  $u$  - скорость ветра на высоте измерения,  $d$  - дефицит влажности воздуха, значения параметров  $A, a$  зависят от высоты, на которой производятся измерения. Например, формула Зайкова [Зайков, 1949] имеет вид, сходный с формулой Майера:

$$h_v = (0.15 + 0.12u_{100})(e_n - e_{200}),$$

где  $e_n$  - упругость водяного пара, насыщающего пространство над поверхностью при температуре воды (мб),  $e_{200}$  - абсолютная влажность водяного пара на высоте 200 см над водной поверхностью (мб),  $u_{100}$  - скорость ветра на высоте 100 см (м/с),  $h_v$  имеет размерность мм/сутки.

Формул расчета испарения с поверхности снега существует несколько. В работе [Гусев, Насонова, 2010] констатируется тот факт, что большинство моделей рассчитывает суммарное испарение с его разделением на испарение с оголенной почвы/снега, транспирацию и испарение перехваченных растительностью осадков. Обычно сначала рассчитывается потенциальное испарение – в этом случае испаряющая поверхность полагается достаточно влажной, а воздух в непосредственной близости от нее – насыщенным.

В случае комплексной модели снежного покрова, когда имеется достаточно широкий круг вычисляемых и используемых в разных блоках величин, принято считать испарение со снега непосредственно с помощью уравнения для потока влаги. Например, в модели SPONSOR [Шмакин, Турков, Михайлов, 2009] уравнение для расчета величины испарения выглядит следующим образом:

$$E_s = K_t \rho_a (q_s - q_a),$$

где  $K_t$  - коэффициент турбулентного обмена,  $\rho_a$  - плотность воздуха,  $q_s$  - удельная влажность на поверхности снега (т.е. при насыщении),  $q_a$  - удельная влажность воздуха.

В модели ЕЦСПП [URL: [www.ecmwf.int](http://www.ecmwf.int)] испарение вычисляется по уравнению типа уравнения Пенмана-Монтейта:

$$E_{sn} = \rho_a \frac{q_L - q_{sat}(T_{sn})}{r_a + r_{a,sn} + r_{a,sn} \frac{r_a}{r_c}},$$

где  $T_{sn}$  - температура снега,  $r_{a,sn} = 67 \text{с/м}$  для неустойчивого случая и  $r_{a,sn} = 220 \text{с/м}$  - для устойчивого,  $\rho_a$  - плотность воздуха,  $r_a = (|U_L| C_{H,i})^{-1}$ ,  $|U_L|$  - скорость ветра нижнего атмосферного уровня модели,  $C_{H,i}$  - коэффициент турбулентного обмена,  $q_L$  - влажность нижнего атмосферного уровня модели,  $q_{sat}$  - влажность на поверхности снега,  $r_c$  - функция от приходящей коротковолновой радиации, листового индекса LAI, средней величины размороженной почвенной воды у корней, дефицита атмосферного водяного пара и минимального значения устьичного сопротивления.

На основе исследований [Harding, Pomeroy, 1996] было установлено, что более интенсивное испарение снега в лесу наблюдается не с земной поверхности непосредственно, а с растительности. Авторы обзора [Schmidt, Troendle, 1992] отмечают, что приблизительно третья часть ежегодного количества выпавшего снега теряется из-за сублимации с перехваченного снега плотными хвойными насаждениями в Канаде.

Тип растительности оказывает влияние на формирование снежного покрова и последующее изменение его свойств в течение периода существования. Так, в работе [Рутковский, 1956] показано, что на накопление снега наименьшее влияние оказывают лиственные насаждения, наибольшее – еловые и среднее место в этом отношении занимают сосновые насаждения. Автор делает вывод, что в ельниках накопление снега будет большим в изреженных и меньшим в высокополнотных, причем влияние полога леса, по-видимому, прямо пропорционально его полноте.

В более поздней работе [Pomeroy, Brun, 2001] приводится зависимость высоты снежного покрова и водного эквивалента в лесу Канады в зависимости от листового индекса LAI по данным измерений. Было установлено примерно линейное уменьшение водного эквивалента с уменьшением LAI, хотя отдельные виды деревьев имели прямо противоположный эффект, и наблюдался разброс водного эквивалента и LAI внутри типов вида для хвойных деревьев.

Перехват выпадающего снега растительностью играет важную роль в лесных сообществах, так как он выражается в перераспределении снега и особенностях микроклимата зимой. Кроме того, кроны деревьев существенно ослабляют поступление солнечной радиации под полог леса. Имея большую аэродинамическую шероховатость, лес приводит к усилению турбулентных потоков над собой.

В работе [Климат России, 2001] указано, что в проблеме влияния леса на формирование снежного покрова имеется много противоречий: одни авторы считают, что в лесу снега больше, чем в поле, другие отмечают положительное влияние только лиственных лесов и отрицательное – хвойных. Если бы снег не переносился ветром и метелями, то в лесу его должно было быть меньше, так как он задерживается на кронах деревьев. Но поскольку накопление снежного покрова происходит в разную погоду, в том числе в ветреную и холодную, холодный воздух задерживается в лесу дольше и предохраняет снежный покров от таяния. В поле в это время снег интенсивно тает.

В большинстве моделей с включенным блоком растительности учитывается только низкорослая растительность, находящаяся под снегом в зимнее время. В большинстве моделей влияние леса учитывается лишь посредством изменения эффективного альбедо подстилающей поверхности и параметра шероховатости (ISBA, ECMFW). В модели BASE учтен лишь обмен длинноволновой радиацией. Модели CLASS и SSiB моделируют перехват снега деревьями аналогично перехвату жидких осадков, хотя физика этих процессов различна. В модели SWAP сделан учет перехвата и жидких, и твердых осадков, причем как максимальные емкости перехвата, так и параметризации этих процессов для разных видов осадков различны [Гусев, Насонова, 2010].

Подводя итог данному обзору, отметим, что благодаря многочисленным работам существует большое количество формул, приближений, теорий, описывающих процессы в снежном покрове и на его поверхности, а также параметры снега как среды. Данный обзор не претендует быть исчерпывающим, так как еще имеются исследования и практическое применение различных подходов и методов в представлении снежного покрова, требующихся для различных узкоспециальных задач. Существуют, соответственно, и определенные допущения для тех свойств снега, которыми можно пренебречь при решении конкретных задач.

#### - Описание процессов в снежном покрове в мезомасштабной модели COSMO-Ru

Предложенные в настоящей работе методы вычисления характеристик свежего снега и снежного покрова тестились на основе мезомасштабной модели COSMO-Ru [Вильфанд, Ривин, Розинкина, 2010], поэтому настоящий раздел посвящен описанию процессов в снежном покрове в схеме подстилающей поверхности TERRA в модели. В консорциум COSMO входит семь стран (Германия, Греция, Италия, Польша, Россия, Румыния, Швейцария), сотрудники метеорологических служб которых занимаются исследованием свойств модели COSMO и ее дальнейшим усовершенствованием. Так как расчетных областей модели несколько, то было

принято решение называть версии модели с добавлением соответствующих букв аббревиатуры названия страны (например, COSMO-**Ru**, COSMO-**It** и т.д.).

Модель TERRA [Doms et al., 2011], реализованная в виде блока программных модулей, состоит из двух частей. В первой части представлено вычисление испарения с оголённой почвы и транспирации растений. Во второй части решаются уравнение теплопроводности и уравнение влагопроводности вглубь почвы. Также в схеме TERRA производятся расчеты процессов внутри снежного покрова, его накопления и разрушения. Схема почвы представлена восьмью слоями.

Большинство параметров почвенной модели (водно- и термофизические свойства почвы) сильно зависят от ее строения. Для каждого типа почвы задаются свои параметры (гидравлическая проводимость, теплопроводность...). В схеме представлены пять различных типов почвы: песок, супесь, плодородная земля, суглинок, глина. Также учитываются три специфических типа почвы: лёд, горная порода, торф.

Гидрологический раздел модели TERRA вычисляет значения содержания жидкой воды различных резервуаров на поверхности и в почве. Это: «перехватывающий» резервуар (в котором содержится вся поверхностная вода, включая росу на растениях и почве), резервуар снега (содержащий снег, а также замёрзшую почвенную воду и иней) и заданное число почвенных слоёв. Чтобы рассчитать массовый баланс воды в этих резервуарах, должны учитываться обменные процессы и процессы вертикального переноса.

Взаимосвязь почвы и атмосферы осуществляется за счёт осадков и формирования росы и инея как источника воды, аналогично испарения и транспирации – как стока воды. Дополнительно учитывается поверхностный сток. Обмен и движение воды между резервуарами существует посредством инфильтрации, просачивания и движения по капиллярам, а также таяния снега и замерзания воды в перехватывающем резервуаре.

Главное предположение почвенной модели: перехватывающий резервуар может содержать воду только в случае, когда снежный резервуар пуст. Когда снежный резервуар полон, тогда перехватывающий резервуар пуст. То есть снежная и перехватываемая вода не могут быть представлены вместе. И соответствующее содержание воды однозначно зависит от температуры поверхности  $T_{sfc}$  (перехватывающий резервуар:  $W_i = 0$  при  $T_{sfc} < 0$ ; снежный резервуар:  $W_{snow} = 0$  при  $T_{sfc} > T_0$ , где  $T_0 = 273,15K$ ). Иначе говоря, если температура верхнего слоя почвы (а, следовательно, и температура воздуха) положительная, то снега уже нет; если же в ячейке есть снег, а температура верхнего слоя почвы положительная (ситуация с таянием

снега весной), то вся энергия идет на таяние снега, при этом температура верхнего слоя почвы приравнивается к 0°C (см. раздел ж). Это означает, что воздух в модели начнет прогреваться только тогда, когда снега в ячейке не будет. Именно весной, при наличии неглубокого снежного покрова в случае адвекции теплого воздуха модель COSMO (как и многие другие модели атмосферы) будет прогнозировать температуру воздуха с ошибками (см. Главу 3).

Температура поверхности снега  $T_{snow,sfc}$  диагностируется из температуры поверхности почвы  $T_{sfc}$  и средней температуры снега с помощью линейной экстраполяции  $T_{snow,sfc} = 2T_{snow} - T_{sfc}$ . Прогностическое уравнение для средней температуры снежного покрова вычисляется из уравнения:

$$\frac{\partial T_{snow}}{\partial t} = \frac{1}{(\rho c \Delta z)_{snow}} (G_{snow,sfc} - G_{snow} + G_{melt}), \quad (4)$$

где  $G_{snow,sfc}$  - атмосферный форсинг на поверхность снега (см. уравнение (10)),  $G_{snow}$  - поток тепла из снега в почву,  $G_{melt}$  обозначает все процессы таяния, связанные со снежным покровом.

а) Альбето снега, зависящее от времени

Для альбето снега считается функция старения  $0 \leq S_{age} \leq 1$ . Альбето снега вычисляется из уравнения:

$$\alpha_s = \alpha_{s,\max} S_{age} + \alpha_{s,\min} (1 - S_{age}),$$

где  $\alpha_{s,\max} = 0,7$ ,  $\alpha_{s,\min} = 0,4$ . Значение  $S_{age}$  равно 1 для «свежего» снега и приближается к 0 для старого снега. Разброс  $S_{age}$  со временем состоит из постоянного старения и регенерации (за счет выпадающего снега):

$$\Delta S_{age} = S_{age} \left[ \frac{P_{snow}}{P_{norm}} - \frac{\Delta t}{\tau_\alpha} \right],$$

где  $P_{snow}$  - скорость выпадения снега,  $P_{norm} = 5 \text{мм}/24\text{ч}$ ,  $\Delta t$  - шаг по времени,  $\tau_\alpha = 28\text{дней}$ . Функция старения устанавливает связь между анализом снега и прогнозом модели. Если снега нет, то считается, что  $S_{age} = 1$ .

б) Прогностическая плотность снега

$(\rho c \Delta z)_{snow}$  - теплоёмкость снега, имеющего прогностическую плотность  $\rho_{snow}$ .

Учитываются два процесса: старение (увеличение уплотнённости) снега, зависящее от

температуры снега, и уменьшение плотности вследствие выпадения снега, зависящей от температуры окружающего воздуха. Прогностическое значение плотности снега  $\rho_{snow}^{n+1}$  вычисляется как:

$$\rho_{snow}^{n+1} = \left\{ \rho_{snow,age} W_{snow}^n + \rho_{snow,fresh} P_{snow} \frac{\Delta t}{\rho_w} \right\} / z_{norm}, \quad (5)$$

где  $W_{snow}^n$  - водный эквивалент в начале шага по времени  $\Delta t$ . Старение рассчитывается как:

$$\rho_{snow,age} = \rho_{snow,max} + (\rho_{snow}^n - \rho_{snow,max}) \exp \frac{-c_{age} \Delta t}{\tau_\rho}, \quad (6)$$

$$\text{где } C_{age} = 0,2 + (0,4 - 0,2) \frac{(T_{snow} - T_{min})}{T_0 - T_{min}} \quad (7)$$

с временем-константой  $\tau_\rho = 1 \text{ день}$ , точкой замерзания  $T_0 = 273,15K$  и  $T_{min} = 258,15K$ .  $\rho_{snow}^n$  - плотность снега в начале шага по времени.

Плотность свежевыпавшего снега определяется как:

$$\rho_{snow,fresh} = \rho_{s,f,min} + (\rho_{s,f,max} - \rho_{s,f,min}) \frac{T_{low} - T_{min}}{T_0 - T_{min}}, \quad (8)$$

где  $\rho_{s,f,min} = 50 \text{ кг/м}^3$ ,  $\rho_{s,f,max} = 150 \text{ кг/м}^3$ , а  $T_{low}$  - температура самого нижнего модельного уровня атмосферы. Наконец,

$$z_{norm} = W_{snow}^n + P_{snow} \frac{\Delta t}{\rho_w}.$$

Плотность снега может принимать значения от  $\rho_{snow,min} = 50 \text{ кг/м}^3$  до  $\rho_{snow,max} = 400 \text{ кг/м}^3$ .

### в) Высота снега

Высота снежного покрова вычисляется по формуле:

$$\Delta z_s = \frac{\rho_w}{\rho_{snow}} \frac{W_{snow}}{f_{snow}}, \quad (9)$$

где  $f_{snow}$  - фракционное покрытие снегом, рассчитываемое по формуле:

$$f_{snow} = \text{Max} \left[ 0,01; \text{Min} \left( 1,0; \frac{W_{snow}}{\delta_s} \right) \right], \quad (10)$$

где  $\delta_s = 0,015 \text{ м}$  - параметр для снега,  $W_{snow}$  - водный эквивалент снежного покрова.

Как можно видеть из формулы (10), в COSMO-Ru (как и во многих других моделях атмосферы) начиная с некоторого порогового значения водного эквивалента снега предполагается возможность существования проталин, которые могут значимо нагревать воздух. Соответственно, чем точнее будет начальное значение водного эквивалента и дальнейший его расчет, тем лучше будет качество прогнозирования других метеорологических величин.

Минимальное значение  $\Delta z_{snow,min}$  принимается равным 0,01 м. Отметим, что экстремальные глубины снега не могут быть посчитаны правильно для представления в таком виде (достаточно адекватно описываются процессы для снега с максимальной глубиной в 1,5 м).

г) Границные условия для снега и снежных поверхностей, поток тепла через снежный покров

Границные условия на снежной поверхности те же, что и на поверхности почвы: на верхней границе поток тепла  $\lambda \frac{\partial T_{so}}{\partial z}$  заменяется суммами радиационного баланса и потоками явного и скрытого тепла ( $G_{sfc}$ ):

$$\left( \frac{\partial T_{so}}{\partial t} \right)_{k=1} = \frac{1}{\rho c \Delta z_1} \left[ \lambda \frac{(T_{so})_{k=2} - (T_{so})_{k=1}}{z_{m,2} - z_{m,1}} + G_{sfc} \right],$$

$$G_{sfc} = c_p H_{sfc} + LE_{sfc} + Q_{rad,net} + G_p + G_{snow,melt}.$$

$c_p H_{sfc}, LE_{sfc}$  - потоки явного тепла и скрытого тепла (эвапотранспирация),  $Q_{rad,net}$  - радиационный баланс поверхности почвы,  $G_p$  - поток, определяющий эффекты замерзания дождя и таяния выпадающего снега, в зависимости от температуры поверхности,  $G_{snow,melt}$  - член, отвечающий за возможное влияние процессов таяния снега на температуру почвы (см. уравнение (13), Глава 1).

В случае записи граничных условий для снега эвапотранспирация должна быть заменена на испарение с поверхности снега (см. секцию д).

Чтобы учесть влияние снежного покрова, верхнее граничное условие на поверхности почвы должно быть приведено к виду:

$$G_{snow,sfc} = (1 - f_{snow}) \cdot (c_p H_{sfc} + LE_{sfc} + Q_{rad,net}) + f_{snow} \cdot G_{snow}. \quad (11)$$

Поток тепла через снежный покров (см. уравнения (4) и (11)) параметризуется как:

$$G_{snow} = \lambda_{snow} \frac{T_{snow,sfc} - T_{sfc}}{\Delta z_{snow}}. \quad (12)$$

Удельная теплопроводность  $\lambda_{snow}$ , зависящая от плотности снега  $\rho_{snow}$ , которая, в свою очередь, зависит от времени, рассчитывается как:

$$\lambda_{snow} = \lambda_{ice} \left\{ \frac{\rho_{snow}}{\rho_w} \right\}^{1.88},$$

где  $\lambda_{ice} = 2.22 Bm / mK$  - удельная теплопроводность льда.

д) Испарение с поверхности снега

Параметризация поверхностных потоков в атмосферной части модели основана на формулировках закона сопротивления, и параметрическое отношение для поверхностного потока водяного пара запишется как:

$$(F_{q^v}^3)_{sfc} = \rho C_q^d |\mathbf{v}_h| (q^v - q_{sfc}^v),$$

где  $q^v$  - удельная влажность на нижнем уровне сетки модели над поверхностью и  $q_{sfc}^v$  - удельная влажность на уровне земли. Чтобы применить граничное условие нижнего потока,  $q_{sfc}^v$  должно быть определено. Модуль скорости ветра на нижнем уровне модели вычисляется с помощью выражения:

$$\mathbf{v}_h = \sqrt{u^2 + v^2}.$$

Начальным этапом для вычислений испарения с поверхности снежного покрова является потенциальное испарение  $E_{pot}$ , определяемое по формуле:

$$E_{pot}(T_{snow,sfc}) = \rho C_q^d |\mathbf{v}_h| (q^v - Q^v(T_{snow,sfc})),$$

где  $T_{snow,sfc}$  - температура поверхности снега,  $Q^v$  - насыщенная удельная влажность.

Если  $W_{snow} > 0$  и  $E_{pot}(T_{snow,sfc}) < 0$ , испарение со снега ограничено общим содержанием снега в снежном резервуаре, и скорость испарения равна:

$$E_{snow} = \text{Max} \left[ -\frac{\rho_w}{\Delta t} W_{snow}; f_{snow} E_{pot}(T_{snow,sfc}) \right].$$

$\Delta t$  - текущий шаг по времени.

Формирование инея вычисляется в том случае, если  $E_{pot}(T_{snow,sfc}) > 0$  и  $T_{snow,sfc} < T_0$  ( $T_0 = 273,15 K$ ):

$$E_{snow} = E_{pot}(T_{snow,sfc})$$

(Если  $W_{snow} \equiv 0, T_{snow,sfc} \equiv T_{sfc}$ ).

e) Неявное решение уравнения теплопроводности для снежного покрова

Из-за возможно очень тонкого снежного покрова (0,01 м) необходимо неявное решение для предсказания температуры снежного покрова. Главное прогностическое уравнение для средней температуры снежного покрова записывается в виде:

$$\frac{\partial T_{snow}}{\partial t} = F(T),$$

где функция  $F(T_{snow})$  обозначает члены  $G_{sfc,snow}$  и  $G_{snow}$  из уравнения (12). Неявное решение завершается осреднением функции F за предыдущий и последующий временные шаги:

$$T_{snow}^{n+1} = T_{snow}^{n-1} + 2\Delta t[(1-\beta)F(T_{snow}^{n-1}) + \beta F(T_{snow}^{n+1})].$$

ж) Таяние снега

Температура поверхности снега  $T_{snow,sfc}$  диагностируется из температуры поверхности почвы  $T_{sfc}$  и средней температуры снега с помощью линейной экстраполяции  $T_{snow,sfc} = 2T_{snow} - T_{sfc}$ .

Если температура поверхности снега или температура поверхности почвы превышает ноль градусов, тогда они приравниваются к 0, и считается, что происходит таяние снега.

Случай 1 (Приложение Б, рис.1). Если предварительная температура поверхности снега больше 273,15К, а температура поверхности почвы ниже 273,15К:  $T_{snow,sfc,p}^{n+1} > 273,15K, T_{sfc}^{n+1} < 273,15K$ . Конечное значение температуры поверхности снега принимает значение температуры замерзания  $T_0$  (равное 273,15К):  $T_{snow,sfc,f} = T_0$ . Температура поверхности почвы сохраняет постоянное значение. Среднее значение температуры снега изменяется на количество  $\Delta T_{snow,1} = 0,5(T_{snow,sfc,p} - T_0)$ .

Случай 2 (Приложение Б, рис.2). Если предварительное значение температуры поверхности почвы превышает температуру замерзания  $T_{sfc}^{n+1} > 273,15K$ , предварительное значение температуры поверхности снега может быть больше или меньше температуры замерзания. Средняя температура верхнего слоя почвы ( $T_{sfc,p} \equiv T_{k=1}$ ) уменьшается до 0°C.

Появляется дополнительная энергия для увеличения средней температуры снега от значения  $\Delta T_{snow,p} = 0,5(T_{sfc} + T_{snow,sfc,p})$  до значения  $\Delta T_{snow,p2} = 0,5(T_0 + T_{snow,sfc,p2}) = T_{snow,p} + \Delta T_{snow,2}$ , где

$$\Delta T_{snow,2} = \frac{(\rho c \Delta z)_{k=1}}{(\rho c \Delta z)_{snow}} (T_{sfc,p} - T_0).$$

Соответственно, новая температура поверхности снега

$$T_{snow,sfc,p2} = 2[T_{snow,p} + \Delta T_{snow,2}] - T_0.$$

Если такое преобразование приведет к тому, что  $T_{snow,sfc,p2} > T_0$ , тогда следует шаг с таянием снега, и средняя температура снега изменяется на  $\Delta T_{snow,3} = 0,5(T_{snow,sfc,p2} - T_0)$ .

### Инфильтрация и сток

В случае замёрзшей поверхности почвы, как в случае 1 (и в целом для типов 1 и 2) инфильтрация воды невозможна. Общее количество растаявшего снега читается как сток. В ситуации случая 2 отмечается расщепление количества растаявшего снега на инфильтрацию и сток.

Поток  $G_{melt}$ , описывающий изменение температуры снега в случае его таяния, вычисляется из уравнения:

$$G_{melt} = (\rho c \Delta z)_{snow} (\Delta T_{snow,1} + \Delta T_{snow,2} + \Delta T_{snow,3}) / 2\Delta t.$$

Влияние верхнего почвенного слоя на температуру записывается в виде:

$$G_{snow,melt} = (\rho c \Delta z)_{k=1} \Delta T_{soil} / 2\Delta t. \quad (13)$$

### Промерзание - оттаивание

Точная интерпретация процессов замерзания/таяния воды/льда в почве требует итерационного решения уравнений Ричардсона и теплопроводности в почве. Но из-за очень короткого шага по времени модели COSMO достаточно применять более простое диагностическое приближение.

Процессы замерзания/таяния в почвенных слоях учитываются после завершающих шагов:

- решения уравнения теплопроводности и б) таяния снега. Если при этих процессах предсказанная предварительная температура  $T_{so,p}$  падает ниже/выше установленной пороговой температуры  $T_*$ , замерзание/таяние учитывается.

С 2009 года в мезомасштабную модель COSMO-Ru включена в качестве дополнительной опции многослойная схема снежного покрова, разработанная в ИВМ РАН [Володина, Бенгтссон, Лыкосов, 2000; Мачульская, 2001].

Для описания процесса теплопереноса в слое снега используется уравнение теплопроводности. Таяние снега наступает, если температура подстилающей поверхности становится равной 0°C.

В модели снежный покров рассматривается как многослойная среда, каждый слой которой характеризуется своей температурой, влагосодержанием, толщиной, плотностью и пористостью, зависящей от плотности. При этом введён в рассмотрение процесс влагопереноса в снеге, который для каждого из слоёв описывается следующим уравнением:

$$\rho_{sn} \frac{\partial w_{sn}}{\partial t} = \rho_w (M - R - q_+ + q_-). \quad (14)$$

Здесь  $w_{sn}$  - содержание жидкой влаги в рассматриваемом слое снега, м;  $R$  - скорость повторного промерзания воды, удерживаемой в слое, м/с;  $q_+, q_-$  - направленные вниз потоки воды на нижней и верхней границе слоя, соответственно, м/с.

Модель позволяет учитывать процесс, при котором вода, получающаяся при таянии снега на его поверхности, не оказывается мгновенно на поверхности почвы, а просачивается в толщу снега, замерзая и отдавая при этом скрытое тепло кристаллизации снежному покрову.

Диффузия жидкой влаги и водяного пара не учитываются. Скорости таяния снега и промерзания воды в каждом слое определяются тепловым балансом слоя. Тепловой баланс верхнего слоя формируется за счёт лучистого теплообмена, турбулентных потоков явного и скрытого тепла, теплопроводности, а также потока тепла, поглощённого при оттаивании верхнего слоя и выделившегося при замерзании просочившихся из вышележащих слоёв воды.

Поток жидкой влаги ( $q_+, q_-$ ), вызванный действием силы тяжести, определяется эмпирической формулой:

$$q = \gamma_{sn} \left( \frac{w_{sn} / \Delta z - w_{hc}}{\Pi - w_{hc}} \right)^3,$$

где  $\gamma_{sn}$  - гидравлическая проводимость (в модели  $\gamma_{sn} = 0,01 \text{ м/с}$ );  $\Delta z$  - толщина рассматриваемого слоя снега,  $\Pi$  - пористость снега,  $w_{hc}$  - некоторая гидравлическая константа (в модели  $w_{hc} = 0,04$ ).

После расчёта баланса жидкой и твёрдой влаги в слое снега на каждом шаге по времени вычисляется его новая толщина и плотность. При расчёте плотности снега необходимо решить две задачи: определить плотность свежевыпавшего снега и рассчитать её последующие изменения в течение всего срока существования снежного покрова. Соответственно, плотность слоя зависит от плотностей жидкой и замёрзшей воды, от их количества в слое, а также от плотности свежевыпавшего снега. В модели плотность свежевыпавшего снега является функцией температуры подстилающей поверхности: при температуре поверхности меньше  $-10^{\circ}\text{C}$  плотность равна  $50 \text{ кг}/\text{м}^3$ , она квадратично возрастает до  $200 \text{ кг}/\text{м}^3$  при увеличении температуры до  $0^{\circ}\text{C}$  (имитация мокрого снега). Таким образом, учитывается уплотнение снега вследствие таяния, метаморфизма в толще снега, давления вышележащих слоёв снега, влияния ветра (плотность не принимается постоянной величиной, как это делается во многих моделях).

Таким образом, с помощью уравнения (14) и расчёта теплового баланса слоёв снега в модели учитываются процессы просачивания талой воды и дождя сквозь снежную толщу, их замерзания и повторного, чаще всего ночного, промерзания воды, удерживаемой внутри снежного покрова.

Согласно закону Бугера-Ламберта, интенсивность радиации уменьшается с глубиной (см. уравнение (3)). В предположении, что вся длинноволновая радиация поглощается верхним слоем снега, в модели учтён перенос радиации сквозь снег с единственным для коротковолновой радиации коэффициентом  $\beta$ .

Ранее было выполнено тестирование модели COSMO-Ru с шагом сетки 14 км с использованием стандартной схемы снежного покрова («старая» версия) и схемы Лыкосов-Мачульская («новая» схема) [Казакова, Розинкина, Мачульская, 2010; Kazakova, Rozinkina, 2011]. Высота снежного покрова, полученная с помощью обоих схем, находится в хорошем соответствии с данными наблюдений, в отличие от водного эквивалента снега: начальные данные и прогнозы водного эквивалента снега в не зависят от параметризации снежного покрова содержат значительные ошибки по сравнению с данными снегомерных съемок.

### 1.3 Объективный анализ характеристик снежного покрова в технологиях численного прогноза погоды (ЧПП)

Объективным анализом (ОА) поля метеорологического элемента называют вычислительную процедуру построения этого поля по данным измерений. При этом под

построением поля обычно понимают получение значений метеорологического элемента в точках некоторой регулярной сетки [Гандин, 1963; Гандин, Каган, 1978].

Проведение процедуры объективного анализа обусловлено тем, что подготовка прогноза погоды осуществляется с использованием моделей, осуществляющих расчет на сетках. Начальные данные для мезомасштабных моделей с высоким пространственным разрешением формируются с использованием рассчитанных глобальной моделью полей (технология вложенных сеток), которая имеет гораздо больший шаг сетки. Вследствие этого начальные данные для мезомасштабных моделей могут быть уточнены с помощью использования данных измерений с учетом (или без) прогностических значений глобальной модели (полей первого приближения – ППП).

Отметим, что в качестве начальных данных о снежном покрове для моделей атмосферы требуются не только данные о его высоте, но также и о плотности и водном эквиваленте. Снежный покров описывается в моделях атмосферы в терминах водного эквивалента, как звено гидрологического цикла, и, следовательно, его эволюция может быть описана как результат генерируемых моделью осадков, процессов просачивания и стока талой воды. Особое значение имеет точное определение влагозапасов снега в период его схода для более точной оценки и прогнозирования границ его пространственного распределения, которое определяет структуру теплового баланса подстилающей поверхности. То есть во многих моделях атмосферы поле водного эквивалента является начальным полем, соответственно, величина водного эквивалента должна либо рассчитываться, либо извлекаться из доступных видов информации. Рассмотрим существующие виды измерений характеристик снега и возможность их использования в задачах ЧПП.

### Виды измерений характеристик снега

Среди измерений характеристик снежного покрова можно выделить следующие: 1) высота снежного покрова (см), передаваемая метеорологическими станциями; 2) характеристики снежного покрова, передаваемые автоматическими метеорологическими станциями (AMC); 3) высота снежного покрова (см) по рейкам с вертолетов; 4) водный эквивалент снежного покрова (мм), определяемый на маршрутах снегомерных съемок; 5) спутниковые данные о водном эквиваленте снега и степени покрытия территории снегом (от 0 до 100%); 6) гамма-съемка водного эквивалента снега (мм), с самолета или наземная; 7) водный эквивалент снежного покрова (мм), измеряемый радиоизотопными снегомерами. Однако не все

они могут быть использованы для уточнения начальных полей моделей атмосферы по различным причинам, которые будут рассмотрены ниже.

Измерения высоты снежного покрова проводятся на метеорологических станциях по снегомерной рейке в стандартные сроки измерений: на территории России – раз в сутки, в Европе – один или несколько раз в сутки. Такие данные могут быть использованы для составления оперативного прогноза погоды, так как измерения передаются ежедневно.

АМС передают информацию о высоте, водном эквиваленте снега и его температуре с дискретностью по времени, равной нескольким минутам или менее. В настоящее время в России АМС не представляют собой организованной сети наблюдений. Были проведены исследования, касающиеся точности измерений АМС. Так, в работе [Augros, Zanghi, 2008] сообщается, что приборы с датчиком Campbell SR50A, установленные в предгорном районе Французской метеорологической службой Meteo-France, систематически занижают высоту снега по сравнению с данными стандартных речных наблюдений и чрезвычайно подвержены влиянию выпадающих осадков (в этом случае необходимо проводить фильтрацию измерений). Другой тип датчика – Solia 300 – способен измерять высоту снега только в определенном диапазоне – от 0 до 60 см.

Наблюдения высоты снега по рейкам с вертолетов проводятся, в основном, в горной местности. Они дают более ценную информацию о запасах снега потому, что ими более равномерно освещаются наиболее высокие зоны речных водосборов, где накапливаются основные запасы снега и где промеры его наземным путем не производятся [Ильин, 1970]. Недостатки этого метода состоят в том, что вертолеты могут вылетать только при наличии летной погоды, из-за чего бывают пропуски или опоздания с проведением наблюдений. Кроме того, отсчет по каждой рейке характеризует высоту снега в одной точке и с погрешностью до 5 см, поэтому такие наблюдения целесообразно проводить только в бассейнах, где высота снега бывает 1,0-1,5 м и более, а число реек должно быть достаточно велико. Автор отмечает, что точность наблюдений над снегом с вертолетов может быть существенно повышена, если в каждом пункте устанавливать не по одной, а, например, по три рейки и вместо визуального отсчета применять фотографирование реек; тогда точность определения высоты снега в пункте повысится почти в два раза. Наблюдения с вертолетов являются достаточно дорогостоящим мероприятием, поэтому могут проводиться лишь локально и в случае решения определенных задач.

В России осуществляются измерения характеристик снежного покрова на маршрутах снегомерных съемок (при этом кроме запаса воды в снеге (водного эквивалента) определяются:

степень покрытия окрестности станции снегом; степень покрытия маршрута снегом; степень покрытия маршрута ледяной коркой; средняя, наибольшая и наименьшая высоты снежного покрова на маршруте; средняя плотность снега; средняя толщина ледяной корки; толщина слоя снега, насыщенного водой; толщина слоя чистой воды; общий запас воды; характер залегания снежного покрова; характер снежного покрова). Их временное разрешение составляет раз в 10 суток, в период снеготаяния – раз в 5 суток. Эти данные могут быть использованы для тестирования алгоритмов/моделей снежного покрова, например, в климатических исследованиях, однако они непригодны в оперативной практике прогнозирования.

Так как снегомерные съемки нужны в первую очередь для гидрологических целей (расчет стока, определение вероятности наводнений и др.), то измерения, полученные на маршрутах, в полном объеме доступны специалистам-гидрологам. В архиве на сайте ВНИИГМИ-МЦД [URL: <http://aisori.meteo.ru/climater>] представлены измерения с 1966 по 2011 гг. лишь для отдельных маршрутов (порядка 800, для Европейской территории России) согласно одобренным ВМО стандартам. Для горных районов использование маршрутных снегосъемок сопряжено с рядом недостатков, а именно: 1) измерения снежного покрова по большей части бассейнов производятся в низко- и средневысотной зоне гор (ниже 2500-3000 над у.м.), где снежный покров частично или полностью стаивает еще в марте-апреле. Главная же масса воды в реки поступает из более высоких частей речных водосборов, поэтому результаты снегосъемок в нижней зоне гор не могут характеризовать накопление влаги во всем бассейне. Отсюда нельзя ожидать и достаточно надежных прогнозов, основанных на данных таких снегосъемок; 2) частые пропуски в наблюдениях, особенно по наиболее высоким и наиболее важным снегомерным пунктам, а также проведение снегосъемок раньше или позднее установленного планом срока. Все это нарушает однородность рядов и не позволяет использовать в прогнозах такой дорогой ценой получаемые сведения о снежном покрове в горах [Гирник, 1970].

Для наблюдений с помощью ИСЗ могут быть применены устройства, регистрирующие излучение в диапазоне длин волн от 0,3 мкм до 1 м. Этот широкий участок спектра принято подразделять на ряд поддиапазонов: 0,3-0,4 мкм – ближний ультрафиолетовый (УФ), 0,40-0,76 мкм – видимый, 0,76-1,5 мкм – ближний инфракрасный (ИК), 1,5-1000 мкм – средний и дальний ИК, 1 мм-1 м – сверхвысокочастотный (СВЧ), называемый также микроволновым [Герман, 1985]. У разных авторов границы поддиапазонов могут несколько отличаться [Шовенгердт, 2013].

Возможность получения информации не только о свойствах подстилающей поверхности, но и о том, как они меняются в ней с глубиной, зависит от глубины проникновения

электромагнитной волны в среду. В ИК диапазоне все излучение формируется в очень тонком поверхностном слое. Глубина проникновения СВЧ излучения в материковые льды и снег составляет единицы – десятки метров, что служит основой для дистанционного изучения свойств ледяного и снежного покровов до значительной глубины [Герман, 1985].

Метеорологические спутники конца 1960-х – начала 1970-х годов (например, «Тайрос» (TIROS – Television Infrared Observation Satellite), «Нимбус» (Nimbus), «Космос-243») дали возможность следить за снежным и ледовым режимом на обширных регионах в видимой, ближней инфракрасной (0,7-1,3 мкм) и дальней инфракрасной (3,8 и 10-12 мкм) областях спектра со средней пространственной разрешающей способностью порядка 4 км. Однако уже со спутников ЕРС-1 (технологический спутник для исследования земных ресурсов) и «Нимбус-5», запущенных в США в 1972 г., наблюдения земных покровов велись при большем разрешении [Богородский, Гаврило, 1980]. Отметим, что в видимом и ИК участках спектра информация о характеристиках подстилающей поверхности может быть получена только при отсутствии облачности. Измерения со спутников в СВЧ диапазоне не зависят от погодных условий и времени суток.

В зависимости от природы регистрируемого электромагнитного излучения дистанционное зондирование Земли (ДЗЗ) может осуществляться активными и пассивными методами. Пассивные методы основаны на измерении характеристик поля собственного излучения исследуемых объектов (например, водный эквивалент снежного покрова) и (или) отраженного ими солнечного излучения. При активном зондировании (радио- и лазерная локация) источник излучения (передатчик) расположен на спутнике [Герман, 1985].

Запас воды в снеге может быть определен с помощью пассивных методов ДЗЗ (например, с помощью микроволновых радиометров SSM/I (Special Sensor Microwave Imager), SMMR (Scanning Multi-channel Microwave Radiometer), TMI (Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Microwave Imager), AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer-EOS (Earth Observing System))) при которых измеряется естественное излучение снега (см. табл.1). Алгоритмы расчета величины водного эквивалента снега по данным измерений с ИСЗ подробно рассмотрены в работе [Liang, Li, Wang, 2012]. Основным недостатком полученной таким образом информации о пространственном распределении и величине водного эквивалента является достаточно грубое пространственное разрешение, что осложняет ее применение в современных мезомасштабных моделях. Кроме того, данные о водном эквиваленте, полученные с помощью микроволновых радиометров (например, SSM/I), содержат большие ошибки по сравнению с данными наблюдений [Pullainen, Hallikainen, 2001]. Также необходимо отметить,

что определение водного эквивалента снега во время оттепели при наличии жидкой фазы в толще снега в микроволновом диапазоне невозможно, поскольку влажный снег ведет себя как абсолютно черное тело и разность температур между каналом 19 ГГц и 37 ГГц становится отрицательной, что показано и в работе [Носенко, Долгих, Носенко, 2006]. Поэтому микроволновые приборы могут использоваться в процессе становления снежного покрова и для оценки его максимальных запасов и не могут применяться в период таяния. Авторами было установлено, что ежедневные карты водного эквивалента, строившиеся в американском Национальном центре данных по снегу и льду (NSIDC – National Snow and Ice Data Center) по данным спектрорадиометра AMSR-E, имеют расхождение с наземными данными в 2 и более раз для территории Европейской части России, причем наиболее существенные расхождения между полученными по спутниковым снимкам и наземными значениями имеют место в безлесных районах из-за образования снежной доски после оттепелей.

Несмотря на это, значения водного эквивалента снега, полученные с помощью пассивных методов, могут быть использованы для климатических и других исследований (например, [Методика ..., 2007]).

В обзоре, приведенном в работе [Kelly et al., 2004], показано, что одним из возможных методов улучшения качества данных о водном эквиваленте снега является использование спутниковой информации в моделях микроволнового излучения (microwave emission models) с их последующим совмещением с энерго-балансовыми моделями снежного покрова. Тем не менее, авторы отмечают, что несмотря на уменьшение ошибок в определении водного эквивалента снега согласно таким методам, эти ошибки все равно значительны. Получение более точных данных о водном эквиваленте снега может быть обеспечено также разработкой и последующим внедрением более совершенных приборов на метеорологические спутники.

Для определения характеристик подстилающей поверхности также применяются активные методы ДЗЗ, использующие радиолокаторы с синтезированной апертурой (PCA) [Geldsetzer, Yackel, 2009], с помощью которого можно получать радиолокационные изображения земной поверхности с высоким пространственным разрешением (менее 10 м, что сравнимо с качеством аэрофотосъемки) независимо от метеорологических условий и уровня естественной освещенности местности. В работе [Liang, Li, Wang, 2012] отмечено, что при определении значений водного эквивалента некоторую погрешность в результаты расчетов могут вносить снегопады и снос снега. В настоящее время данных PCA нет в свободном доступе. И они покрывают лишь отдельные территории.

Таблица 1. Пассивные микроволновые приборы для определения водного эквивалента снега (по [Liang, Li, Wang, 2012])

Пассивный микроволновый прибор	SMMR	SSM/I, SSMIS	AMSR-E	TMI	MWRI
Спутник	Nimbus-7	DMSP F-8,11,13,15,17	Aqua	TRMM	FY3B
Время эксплуатации	1978-1987	1987-наст. время	2002-наст. время	1997-наст. время	2010-наст. время
Частота получения данных	Через день	Ежедневно или через день	Ежедневно или через день	От одного до неск. дней	Ежедневно или через день
Пространственный диапазон данных	глобальный	глобальный	глобальный	35°ю.ш.-35°с.ш.	глобальный
Частота (ГГц)	18,0; 37,0	19,35; 37,0	18,7; 36,5	19,35; 37,0	18,7; 36,5
Пространственное разрешение (км)	60x40; 30x20	69x43; 37x29	27x16; 14x8	30x18; 16x9	30x50; 18x30
Поляризация	H/V	H/V	H/V	H/V	H/V
Угол обзора (°)	51	53	55	52,8	53

Спутниковые данные о покрытии снегом определенной территории (Snow Cover Area – SCA) обладают большей достоверностью, чем данные о водном эквиваленте. Поэтому в последнее время увеличилась частота их использования. Как правило, это данные высокого разрешения в ИК диапазоне, согласно которым площадь, покрытая снегом, представляется в процентах: 0% - в случае отсутствия снега, 100% - полностью покрыта снегом. Существенным недостатком спектрорадиометрических спутниковых снимков является невозможность непосредственного получения информации о состоянии земной поверхности, когда присутствуют облака. В таких случаях используются специальные методики, например, приведенные в обзоре [Thirel et al., 2011] такие, как использование данных за предыдущий день, или использование информации с соседних пикселей, или интерполирование информации с пикселей, находящихся на подобной высоте.

Такие спутниковые данные дают информацию только о наличии/отсутствии снега, а для прогнозов могут требоваться данные и о водном эквиваленте. Поэтому, чтобы перевести SCA в термины водного эквивалента, используются кривые истощения снега (SDC – Snow Depletion Curves), согласно которым SCA равно, например, [Zaitchik, Rodell, 2008]:

$$SCA = \min \left[ 1 - \left( \exp \left( -\frac{\tau \cdot SWE}{SWE_{SCA=1,0}} \right) - \frac{SWE}{SWE_{SCA=1,0}} \exp(-\tau) \right); 1,0 \right],$$

где  $\tau$  - параметр распределения формы снега (snow distribution shape parameter), равный 4,0;  $SWE$  - водный эквивалент снега;  $SWE_{SCA=1,0}$  - параметр покрытия поверхности, который определяет минимальное значение водного эквивалента, относящееся ко всему снежному покрову.

В настоящее время получение достоверной информации о SCA с достаточно высоким пространственным разрешением (до 250 м) возможно при использовании данных измерений, выполняемых с помощью спектрорадиометра MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) или SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager). Следует отметить, что, используя данные SEVIRI, можно получать информацию о SCA даже при наличии облачности.

Усвоение спутниковой информации о состоянии снежного покрова возможно с применением фильтра Калмана или метода Монте-Карло, которое в практике зарубежных исследователей довольно востребовано и сопряжено с применением ансамблевого подхода для решения задач.

Возникает вопрос: каким образом пользоваться спутниковой информацией, если ее существует множество, с различным разрешением по пространству и времени? Одним из логичных вариантов является комбинирование данных, полученных разными приборами, как это сделано, например, в работе [Использование ..., 2012].

Подготовка программного обеспечения для интерпретации спутниковых данных требует времени и работы коллектива сотрудников, особенно – в случае получения оперативной прогностической продукции. В связи с этим лишь немногими европейскими странами разрабатываются такие технологии, предназначенные для внутреннего применения. Так, в Швейцарии объективный анализ снежного покрова базируется на использовании информации с геостационарного спутника Meteosat-8 со встроенным прибором SEVIRI, работающим в видимом и инфракрасном диапазонах. Информация обрабатывается с интервалом в 15 минут, что позволяет отделять облака и их тени от подстилающей поверхности. Разработанный анализ на основе таких данных позволяет получать точность 95% в сравнении с данными наблюдений [De Ruyter de Wildt, Seiz, Gruen, 2007]. К сожалению, Meteosat-8 расположен на 3,4° з.д., поэтому полученные с его помощью данные о площадях, покрытых снегом, не охватывают территорию России.

Большинство метеорологических центров пользуются спутниковой продукцией, находящейся в свободном доступе сети Интернет на сайтах Национального управления океанических и атмосферных исследований (National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA) и его подразделений. Так, это спутниковые продукты IMS (Interactive Multisensor Snow and Ice Mapping System) [Helfrich et al., 2007], подготавливаемые NESDIS (National Environmental Satellite Data and Information Service) NOAA, содержащие информацию о покрытии снегом и льдом территории, с разрешением 24 и 4 км (с декабря 2014 г. был представлен и разработанный продукт с разрешением 1 км), а также композитный продукт NOAA с разрешением 4 км, генерируемый ежедневно и автоматически на основе методики, описанной в работе [Romanov, Gutman, Csiszar, 2000], содержащий информацию о покрытии снегом и льдом территории Северного и Южного полушарий. Последний может быть доступен в нескольких форматах на открытом сервере [URL: <ftp://140.90.213.161/autosnow/4kmNH/>]; композитный спутниковый продукт построен на основе измерений, выполненных с помощью приборов AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) (спутник Metop), SEVIRI (спутник MSG), прибора со спутника GOES и SSMIS (Special Sensor Microwave Imager/Sounder, созданным для замены SSM/I) (программа DMSP (Defense Meteorological Satellite Program (DMSP)).

Наземная гамма-съемка с помощью ручного детектора позволяет измерять количество воды в снежном покрове в диапазоне от 10 до 300 мм. Точность измерений колеблется от  $\pm 2$  до  $\pm 6$  мм и зависит от колебаний влажности почвы, распределения снега, а также от стабильности работы измерительной системы. Для измерения запаса воды в снеге может применяться стационарный наземный детектор, который устанавливается на снегомерном маршруте. Однако выпадение осадков приводит к переносу значительного количества радиоактивного материала в снежном покрове, поэтому измерения, выполняемые в течение и непосредственно после выпадения осадков подвержены влиянию этой дополнительной радиации. Распад радиоактивных элементов позволяет измерять запас воды в снеге в течение примерно четырех часов после прекращения осадков. Сравнение отсчетов перед началом снегопада и после него дает информацию об изменении водного эквивалента снежного покрова [Руководство..., 2011].

Оперативная программа по осуществлению маршрутов самолетной гамма-съемки водного эквивалента снежного покрова разработана Национальным оперативным гидрологическим центром дистанционного зондирования США (National Operational Hydrologic Remote Sensing Center (NOHRSC)) [URL: [www.nohrsc.noaa.gov](http://www.nohrsc.noaa.gov)]. Съемки проводятся раз в несколько дней и только по маршрутам, охватывающим определенные территории, поэтому такая информация

используется при составлении прогнозов наводнений и весенних паводков на реках и запасов воды.

Различные модификации телеметрических радиоизотопных снегомерных устройств, снимающих профиль снега по горизонтали и по вертикали и передающих результаты измерений на основные станции по земле, по радио или через спутники, разработаны во Франции и США. Для установки радиоизотопных устройств требуется сравнительно дорогое и сложное оборудование. Кроме того, при любом типе установки необходимо принимать соответствующие меры предосторожности, особенно там, где приходится применять довольно сильный источник излучения [Руководство..., 2011].

Таким образом, при подготовке начальных полей характеристик снежного покрова для моделей прогноза погоды могут использоваться лишь два источника информации о снеге — измерения со станций наблюдательной сети и спутниковые данные.

#### Объективный анализ характеристик снежного покрова

На сегодняшний момент в Канадской метеорологической службе и в консорциумах Европы применяется, в основном, метод ОИ для усвоения станционных измерений высоты снега (SYNOP) и спутниковых данных (см. табл.2, по состоянию на 2013 год).

Так, например, в Европейском центре среднесрочных прогнозов погоды (ЕЦСПП) в 2010 г. в оперативный режим был включен объективный анализ снежного покрова [ECMWF. Technical Advisory Committee..., 2010] с применением метода оптимальной интерполяции (ОИ). Использовались станционные данные о высоте снежного покрова, передаваемые в коде SYNOP, и спутниковый IMS-продукт NESDIS с пространственным разрешением 25 км, идентифицирующий присутствие снега (есть/нет). Стимулированию этой деятельности способствовали обнаруженные ошибочные прогнозы приземной температуры воздуха в районах таяния снега, т.е. в зоне пролегания границы снежного покрова. После проведения исследований оказалось, что спутниковая информация о снежном покрове с разрешением 25 км может быть заменена на продукт с разрешением 4 км, что существенно улучшило определение положения снежного покрова в прибрежных зонах.

Оперативный анализ характеристик снега в ЕЦСПП представляет собой двухступенчатый алгоритм. На первом шаге используется простая схема для расчета информации о снежном покрове по данным IMS. Ячейкам сетки, не покрытым снегом согласно модельным данным ППП (model background), но имеющим снег согласно спутниковому IMS-продукту, присваивается постоянное значение высоты снежного покрова (0,1 м) и плотности (100 кг/м<sup>3</sup>).

На втором шаге измерения в коде SYNOP и спутниковые данные об отсутствии снега (которые входят в анализ со значением высоты снега, равной 0 м) усваиваются с использованием метода ОИ, чтобы подготовить поля характеристик снега [De Rosnay et al., 2014].

Таблица 2. Объективный анализ характеристик снежного покрова в метеослужбах (по [URL:[http://www.ecmwf.int/newsevents/meetings/workshops/2013/Polar\\_prediction/Presentations/Essery.pdf](http://www.ecmwf.int/newsevents/meetings/workshops/2013/Polar_prediction/Presentations/Essery.pdf)])

Модель	Измерения	Усвоение	Оперативный режим
CMC	SYNOP	ОИ	1999
ECMWF	SYNOP	Метод Крессмена	1987
	IMS	Метод Крессмена	2004
	SYNOP, IMS	ОИ	2010
HARMONIE	SYNOP	ОИ	2010
HIRLAM	SYNOP	Метод Крессмена	1995
	SYNOP	ОИ	2004
	Globsnow	ОИ	эксперимент
Met Office	IMS	модернизация	2009

Met Office использует спутниковый продукт IMS для подготовки анализа характеристик снежного покрова. В дальнейшем планируется добавить к этим данным измерения высоты снежного покрова, передаваемые в коде SYNOP, а также ежедневный спутниковый продукт LandSAF (Land Surface Analysis Satellite Applications Facility, [URL: [www.landsaf.meteo.pt](http://www.landsaf.meteo.pt)]) на основе данных SEVIRI [URL: <http://www.cnrm.meteo.fr/aladin/IMG/pdf/METOFFICE.pdf>]. Как часть препроцессинга данных IMS, спутниковый продукт с разрешением 4 км интерполируется в узлы сетки модели, для которых рассчитывается и фракционное покрытие снегом. Для коррекции модельных прогнозистических значений высоты снежного покрова используется простое приближение: если IMS-продукт отражает отсутствие снега, высота снега в анализе принимается равной нулю; в противном случае данные IMS сравниваются с модельными значениями ППП. Если и IMS-продукт и значения ППП обнаруживают покрытие снегом региона, то высота снега в анализе принимается равной значению ППП. Если согласно данным

IMS-продукта регион покрыт снегом, а значения ППП отражают факт отсутствия снега, то высота снежного покрова в анализе рассчитывается как функция от наблюденного значения с использованием логарифмической кривой истощения [De Rosnay et al., 2014].

Анализ характеристик снега GLDAS (Global Land Data Assimilation System) в американской службе NASA/NOAA построен по тому же принципу, что и в службе Met Office, но с использованием продукта MODIS. Реанализ NCEP CFSR также основан на простом приближении с применением данных IMS и анализа высоты снега (SNODEP), подготовленного Агентством военно-воздушных сил (Air Force Weather Agency) [De Rosnay et al., 2014].

Однако, несмотря на коррекцию пространственного расположения снежного покрова, приведенные методы анализа характеристик снега не дают информации о запасах снега.

Для подготовки начальных данных о характеристиках снежного покрова для моделей атмосферы могут использоваться циклы усвоения различной информации о снежном покрове (наземные и/или спутниковые измерения), иногда и с применением различных функций (например, «функций старения» для расчета водного эквивалента снега по данным о высоте и плотности снега, см. раздел 1.2 и формулы (5)-(7)).

Финским метеорологическим институтом (FMI – Finnish Meteorological Institute) был сконцентрирован специальный проект по подготовке полей водного эквивалента и степени покрытия территории снегом (фракционное покрытие) на основе спутниковой информации – GlobSnow [URL: [www.globsnow.info](http://www.globsnow.info)]. Созданы архивы для Северного полушария с 1979 по 2012 гг. для поля водного эквивалента снега (на основе спутниковых данных с пассивных микроволновых сенсоров SMMR и SSM/I и наземных измерений в цикле усвоения) и фракционного покрытия снегом с 1995 по 2012 гг. (на основе оптических данных с сенсоров Envisat AATSR и ERS-2 ATSR-2). Продукты доступны в формате NetCDF, существуют ежедневные, недельные и месячные. Для целей прогноза погоды поля характеристик снега создаются в режиме близком к реальному с 2010 г.

Для различных климатических и гидрологических задач с целью реалистичного представления снежного покрова может осуществляться сопряжение специальных моделей снежного покрова со спутниковой информацией. Так, в работе [Оценка..., 2009] показано, что использование спутниковых данных о водном эквиваленте снега, полученных по картам NASA AE DySno, с применением информации по картам NOAA AVHRR о типе подстилающей поверхности, густоты и вида лесной растительности, с моделью снежного покрова дает заметно большую точность определения пространственного распределения снегозапасов, чем использование только спутниковых измерений, кроме того, при большой лесистости водосбора

использование только спутниковых измерений дает значительное занижение объема стока. В более поздней работе [Музылев и др., 2013] показана возможность совмещения модели взаимодействия поверхности суши с атмосферой с полями спутниковых оценок характеристик растительного и снежного покровов, полученных с помощью разработанных методов тематической обработки данных измерений радиометров AVHRR, MODIS (спутники Terra и Aqua), AMSR-E (спутник Aqua) и SEVIRI (спутник Meteosat-9). Для уточнения результатов моделирования в период снеготаяния и дополнительной настройки модели была разработана процедура усвоения ею спутниковых данных о покрытости территории снегом.

В работе [Liston, Hiemstra, 2008] предложен алгоритм усвоения спутниковой информации о водном эквиваленте, сопряженным с моделью SnowModel, основанный на применении метода ОИ. Авторы показали, что предложенная методика дает более реалистичные значения характеристик снега, прогнозируемые моделью, и может быть использована для всего периода существования снежного покрова.

С 2008 г. в Норвежском метеорологическом институте (Norwegian Meteorological Institute) в экспериментальном режиме была запущена совместная модель консорциумов HIRLAM и ALADIN HARMONIE (HIRLAM ALADIN Regional/Mesoscale Operational NWP In Europe), анализ полей подстилающей поверхности подготавливается CANARI (Code d'Analyse Necessaire 'a' ARPEGE pour ses Rejets et son Initialisation). Анализ снега в CANARI и HIRLAM построен на одинаковых принципах — использование станционных измерений SYNOP и метода ОИ. В CANARI применяется однослойная модель снега.

Проблема, которая возникает при усвоении станционных измерений высоты снега, — не всегда передается в сообщении весной, что снег растаял. Недостаток «нулевых» измерений высоты снега в анализе часто приводит к слишком медленному таянию снега весной в модели. Поэтому Норвежским метеорологическим институтом вот уже несколько лет ведутся попытки сделать измерения по осадкомерам доступными в реальном времени для их усвоения в моделях прогноза погоды [Homleid, Killie, 2013].

Отдельно приведем описание процедуры анализа характеристик снежного покрова, применяемого для подготовки начальных полей для модели COSMO в Немецкой службе погоды DWD [Schraff, Hess, 2003], основанного на интерполяции по методу Крессмена.

Для анализа используются три источника информации: 1) станционные измерения высоты снега (SYNOP); 2) модельные прогностические значения водного эквивалента снега, переведенные в значения высоты снега, для территорий, плохо освещенных станционными

данными; 3) месячные климатические значения высоты снега (архив ЕЦСПП) для определения перманентно покрытых льдом ледниковых площадей.

Если в коде SYNOP высота снега не была передана станцией, то в этом случае используются 6-часовые суммы осадков, которые преобразуются в значения приращения снега, если приземная температура (измеренная или прогностическая) составляла менее 0°C и в сводке текущей или прошедшей погоды (ww) был зафиксирован снегопад. При отсутствии этих наблюдений используются наблюдения за текущей или прошедшей погодой. Если наблюдался снегопад, то приращение снега рассчитывается по эмпирической формуле в зависимости от ww. Остальные наблюдения ww приводят к нулевым приращениям снега.

Перед проведением анализа высоты снега производится контроль качества данных. Измерение высоты снежного покрова не используется, если оно превышает допустимое предельное значение  $d_{sn}^{al}$  (м), рассчитываемое эмпирически в зависимости от высоты станции

$Z_{ob}$  (м):

$$d_{sn}^{al} = 1,5 \cdot (1 + Z_{ob}/800).$$

Отметим, что, согласно [Попов, Тушинский, 1973], в горных районах западного полушария, получающих обильные твердые атмосферные осадки с Тихого океана, высота снега достигает огромной величины (например, в Сьеррах выпадало до 20 м снега). Приведенная выше зависимость, таким образом, может исключить из анализа случаи после экстремальных снегопадов.

После контроля наблюдений проводится контроль получаемого ППП. Предыдущие значения высоты снега из анализа  $d_{sn}^{a(t-1)}$  предполагается считать истинными, и наблюдение бракуется, если оно отличается от ППП на величину  $d_{sn}^{thr}$  (м), большую чем:

$$d_{sn}^{thr} = 0,8 \cdot \left( 1 + \frac{Z_{ob}}{2000} \right) \cdot \max \left( 0, \min \left( 1, \frac{287,16 - T_{2m}}{10} \right) \right),$$

где  $T_{2m}$  - приземная температура (К).

Метод анализа предполагает использование значений высоты снежного покрова, основанный на средневзвешенном осреднении наблюденных значений, и не учитывает фоновых значений, за исключение районов с редкой сетью наблюдений. Индивидуальный вес наблюдения  $w_k$  для требуемой точки сетки зависит от горизонтального  $\Delta r$  и вертикального  $\Delta z$

расстояния (то есть взвешенные функции вертикального и горизонтального расстояний между измерением и модельной точкой сетки):

$$w_k = \max\left(\frac{s^2 - \Delta r^2}{s^2 + \Delta r^2}, 0\right) \cdot \max\left(\frac{z_s^2 - \Delta z^2}{z_s^2 + \Delta z^2}, 0\right).$$

Вес равен нулю для наблюдений, которые расположены слишком далеко от требуемой точки сетки, чем радиусы влияния  $s$  и  $z_s$ . Принято, что горизонтальный радиус  $s$  равен 120 км в областях с густой сетью наблюдений и 200 км — с редкой; вертикальный радиус влияния  $z_s$  (м) возрастает с увеличением высоты  $z$  требуемой точки сетки согласно выражению  $z_s = 0,4 \cdot z + 180$ .

Рассчитываются взвешенные средние значения измерений высоты снега и приращений снега, полученных по измерениям сумм осадков и информации о погоде  $ww$ , а также суммы весов. Общие веса являются критериями для плотности по локальным данным, полученной по двум типам измерений.

При определении величин водного эквивалента в системе непрерывного усвоения данных используется модельная параметризация снега в сочетании с применением «функций старения» — достаточно типичный подход для задач такого рода (водный эквивалент рассчитывается исходя из данных о высоте снежного покрова и его плотности, которая рассчитывается по уравнениям (5)-(7)). В частности, именно такая информация используется в настоящее время в качестве начальных данных для моделирования погодных условий мезомасштабной модели COSMO-Ru [Ривин, Розинкина, Блинов, 2012], [Schättler, Doms, Schraff, 2012].

Таким образом, в метеорологических центрах стран существует ОА характеристик снежного покрова. Как правило, в циклах усвоения данных присутствуют измерения на станциях высоты снега в коде **SYNOP**, иногда к ним добавляются спутниковые данные о покрытии снегом территории. Однако в качестве начальных данных моделям атмосферы требуются поля водного эквивалента и плотности снега. Плотность снега представляется, в основном, в виде простых зависимостей, что приводит к неточностям в начальных полях водного эквивалента при его пересчете из корректных данных о высоте снега с использованием этих зависимостей. Непосредственно значения водного эквивалента можно получить с помощью информации со спутников, но она будет иметь разрешение 20-25 км (что достаточно грубо для мезомасштабных моделей прогноза погоды с шагами сеток до 15 км) и, возможно, неточности. Для подготовки начальных полей водного эквивалента можно привлекать модели снежного покрова (как это сделано, например, в консорциумах **HIRLAM** и **ALADIN**), но лишь с

несложной структурой, чтобы иметь возможность рассчитать характеристики снега оперативно. Если такие модели являются энерго-балансовыми, то потоки тепла и влаги, которые требуются для них в качестве начальных данных из модели атмосферы, также могут содержать неточности, что может привести к накоплению ошибок в процессе счета. Использование более сложных моделей снежного покрова оправдано для исследовательских и других целей, не требующих оперативно машинных ресурсов и не ограниченных по времени.

## ГЛАВА 2. Многослойная модель снежного покрова ММСП и объективный анализ характеристик снежного покрова на ее основе

В работе [Kazakova, Rozinkina, 2011] установлено, что модель COSMO-Ru воспроизводят водный эквивалент снега с ошибками (относительные ошибки в модельных и измеренных значениях водного эквивалента составляют до 200-300%, а среднеквадратические – до 10 мм для южных районов ЕТР и до 130 мм – для северных) вне зависимости от типа использования схемы снега внутри модели. Данный результат обусловлен тем, что имеются ошибки в начальных полях водного эквивалента снега и его плотности для мезомасштабной модели COSMO-Ru.

Как было показано в разделе 1.3, при подготовке начальных полей характеристик снежного покрова во многих метеорологических службах реализован анализ высоты снега, в некоторых — с привлечением информации о степени покрытия снегом территории. Однако водный эквивалент получается из этих значений высоты снега путем умножения на плотность снега. Плотность снега может рассчитываться с помощью «функций старения», или по простым зависимостям, заложенным в несложные параметризации снежного покрова в циклах усвоения, или же зачастую принимать константные значения. Поэтому начальные поля плотности снега и его водного эквивалента содержат ошибки. Оперативно усваивать измерения водного эквивалента невозможно, потому что нет ежедневных измерений данной характеристики, а спутниковые данные с разрешением 20-25 км имеют погрешность и не всегда могут быть доступны каждый день (см. подробнее раздел 1.3).

Поэтому для целей прогноза погоды существенным ограничением для решения задачи о начальных полях водного эквивалента снега и его плотности стала необходимость использования только станционных данных как самого надежного источника информации о снежном покрове. В связи с этим требовалось разработать такой алгоритм, который бы позволил рассчитывать характеристики снежного покрова с привлечением только данных стандартных метеорологических наблюдений (в коде SYNOP), передаваемых по каналам связи каждые 3 часа, и учитывал бы основные процессы, которые происходят в снежном покрове в течение времени его существования и могут быть учтены с помощью использования только станционных измерений, без излишней детализации, которая бы привела к увеличению времени расчетов характеристик снега. В связи с этим ниже будут рассмотрены формулы и подходы, которые удовлетворили перечисленным требованиям.

## 2.1 Описание модели ММСП

В настоящей работе была предложена и реализована в виде программного комплекса одномерная Многослойная численная Модель Снежного Покрова (ММСП), согласно которой снежный покров на каждой станции представляется в виде набора элементарных слоев (будем здесь и далее называть их «элементами»), находящихся между собой в термическом и механическом взаимодействии (рис.1; пояснения см. далее в формуле (4)). Высота каждого элемента может задаваться параметрически, в рассматриваемой реализации было предложено использовать значение 1 см (в соответствии с точностью измерений высоты снега). Таким образом, количество элементарных слоев приравнивается к измеренной на станции высоте (см) снежного покрова. Поскольку с течением времени высота снега на станции изменяется, следовательно, будет меняться и количество элементарных слоев; с другой стороны, при уплотнении снега масса каждого слоя увеличивается.

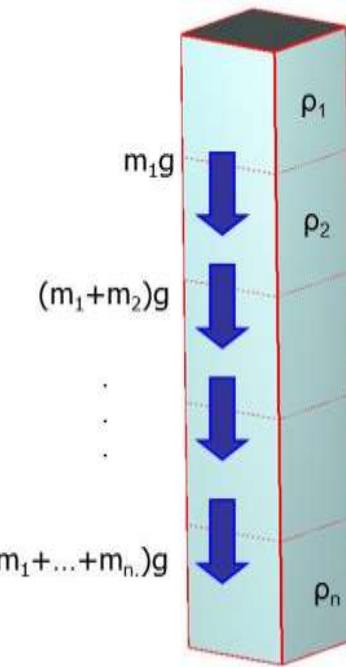


Рис.1. Вертикальная структура ММСП.  $\rho_1, \rho_2 \dots$  - плотности первого, второго и т.д. слоев,  $m_1 g, (m_1 + m_2)g \dots$  - сила, с которой вышележащие элементы «давят» на нижележащие. Стрелочками показано направление действия силы тяжести

В ММСП рассматриваются два процесса – увеличение и уменьшение высоты снежного покрова. Логическая схема работы ММСП модели показана на рис.2. Как видно из схемы, увеличение мощности снежного покрова может быть связано только с выпадением свежего снега, уменьшение – с рядом причин. Кроме того, для каждого нового цикла происходит

пересчет плотности каждого из слоев с учетом упругих деформаций – фактора, приводящего к сжиманию слоев, находящихся под давлением вышележащих.

Согласно многочисленным исследованиям (см. разделы 1.1 и 1.2), плотность свежего снега может меняться в широких пределах, в модели ММСП была использована зависимость плотности свежевыпавшего снега от температуры воздуха (1), полученная на основе натурных данных и предложенная в работе [Bartlett, MacKay, Verseghy, 2006]:

—, (1)

где  $\rho_{s,f}$  - плотность свежевыпавшего снега,  $\text{кг}/\text{м}^3$ ,  $T_a$  - температура воздуха,  $^{\circ}\text{C}$ .

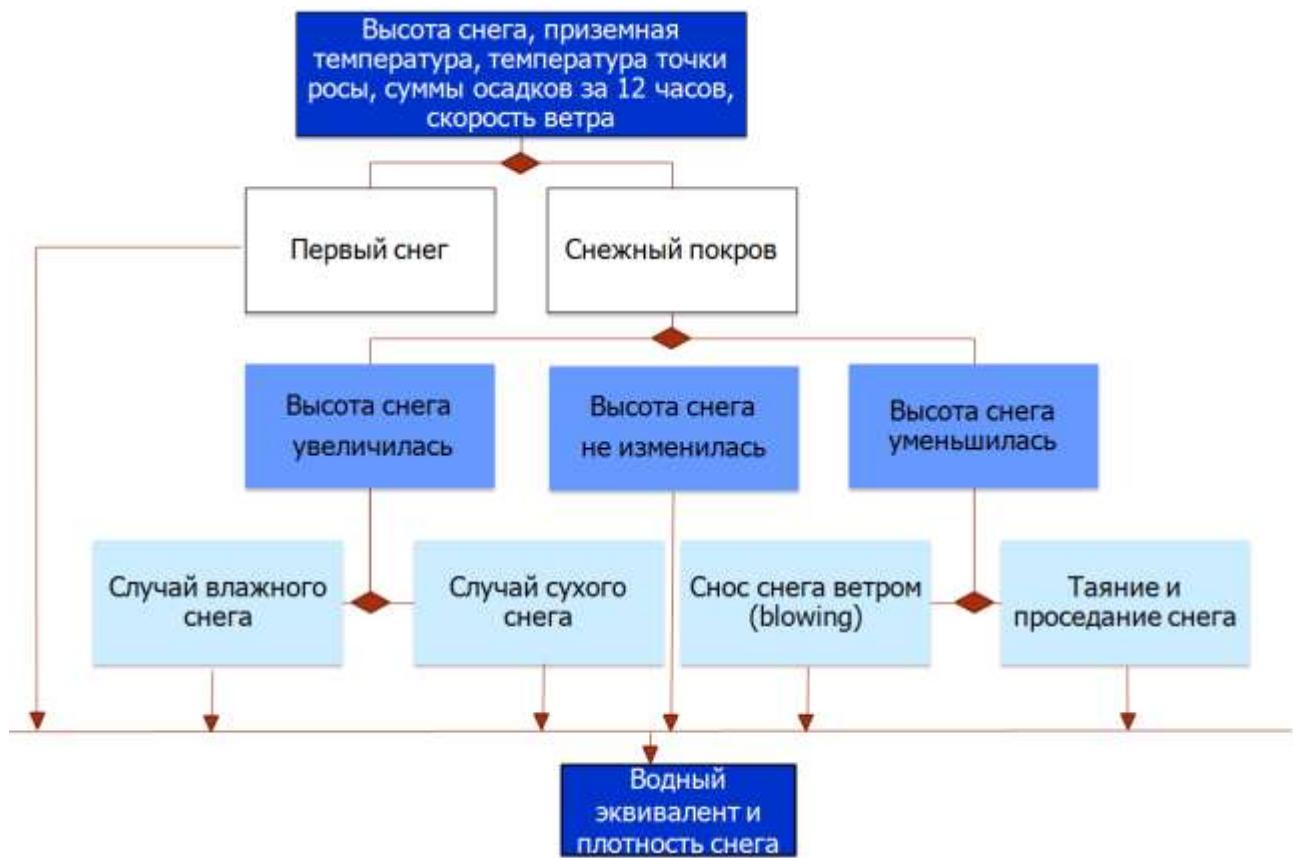


Рис.2. Схема модели ММСП. Темно-синим цветом показаны параметры, используемые в качестве входных и выходных данных

Отметим, что в ходе настоящей работы авторами было выполнено сопоставление результатов ряда расчетов по различным алгоритмам определения плотности свежего снега как функции температуры воздуха с данными измерений характеристик снега после каждого снегопада снеголовинным отрядом в районе Красной Поляны [Казакова, Чумаков, Розинкина,

2013], на основе чего было установлено, что зависимость (1) наиболее адекватно аппроксимировала зависимость плотности свежего снега от температуры, т.е. прирост снега для широкого диапазона температур.

Система вычислений по ММСП построена следующим образом: для каждой предварительно заданной точки (в нашем случае – метеостанций с оперативными измерениями, соответствующими коду SYNOP) круглый год ежедневно ММСП работает в режиме проверки снег отсутствует/присутствует (высота снега равна 0 / больше 0). Как только на основе сообщения SYNOP фиксируется наличие снега, включается режим расчетов эволюции снега в данной точке. Для этих суток будет произведен расчет плотности свежего снега по (1) для всех элементарных слоев. В последующем ежедневные дальнейшие перерасчеты плотности снега производятся в предположении, что колонна снега находится в квазистатическом равновесии, то есть что в этот момент в снеге происходят только упругие деформации.

Плотность для лежалого снега (не свежевыпавшего) рассчитывается на основе полученных по эмпирическим данным зависимостей модуля Юнга снега  $E$  (Па) от плотности и температуры, которые выполняются для двух температурных интервалов: от  $-1$  до  $-5$  °C и от  $-5$  до  $-13$  °C [Yosida, Huzioka, 1954]. Предложенные зависимости были немного модифицированы авторами: в условиях отсутствия данных натурных измерений и учитывая низкую теплопроводность снега было сделано допущение о расширении используемого диапазона температур (больше  $-5$  °C и меньше  $-5$  °C). В этом случае формулы запишутся в виде:

$$\rho = \frac{E_1 E_2}{E_1 + E_2}, \quad (2)$$

где  $E_1, E_2$  - модуль Юнга снега для двух температурных интервалов (Па),  $\rho$  - плотность снега ( $\text{кг}/\text{м}^3$ ),  $T$  - приземная температура воздуха (°C).

По определению, модуль упругости – общее название нескольких физических величин, характеризующих способность твердого тела (материала, вещества) упруго деформироваться (то есть не постоянно) при приложении к нему силы. В области упругой деформации модуль упругости тела  $\lambda$  определяется производной (градиентом) зависимости напряжения от деформации:

$$\lambda \stackrel{\text{def}}{=} \frac{p}{e},$$

где  $p$  - напряжение, вызываемое в образце действующей силой (равно силе, деленной на площадь приложения силы),  $e$  - упругая деформация образца, вызванная напряжением (равна отношению изменения размера образца после деформации к его первоначальному размеру).

Если напряжение измеряется в паскалях, то так как упругая деформация является безразмерной величиной, то и единицей измерения  $\lambda$  также будет паскаль.

Модуль Юнга можно записать следующим образом:

$$E = \frac{F}{S \cdot e}, \quad (3)$$

где  $F$  - сила (Н),  $S$  - площадь поверхности, по которой распределено действие силы ( $\text{м}^2$ ).

Предполагается, что конечные элементы в колонне снега испытывают только упругую деформацию. Простейшей элементарной деформацией является относительное сжатие некоторого элемента:

$$e = \frac{l_0 - l_n}{l_0},$$

где  $l_n$  - длина элемента после деформации (м),  $l_0$  - исходная длина элемента (м).

Поскольку в теории упругости материалов полагается, что упругие деформации наблюдаются при значениях условного предела текучести снега, меньшем, чем 0,2% [Епифанов, Осокин, 2010], то для нашего случая имеем:

$$\frac{l_n}{l_0} = 1 - 0.002.$$

$\sigma = 0,002$  - эмпирический параметр, отвечающий за напряжение при остаточной деформации.

Считая, что каждый последующий элемент снега испытывает давление вышележащих слоев, примем, что действующей силой является сила тяжести. Тогда выражение для модуля Юнга (3) запишется в виде:

$$E = \frac{mg}{S \cdot e},$$

где  $S = 1 \text{ м}^2$ ,  $m$  - масса (кг),  $g = 9,81 \text{ м/с}^2$  - ускорение свободного падения.

Тогда выразим из формул (2) плотность снега:

$$\frac{E}{F} = \frac{8600}{\rho g},$$

В итоге вычисление плотности каждого элемента для двух температурных интервалов может быть рассчитано следующим образом:



где  $m$ ,  $\rho$ ,  $\rho_1$ ,  $\rho_2$  ... - плотности первого, второго и т.д. элементов.

То есть на каждом шаге по времени, составляющем сутки, плотность каждого элемента в колонне будет пересчитываться на основе формул (4).

Очевидно, что в процессе снегонакопления в колонне снега со временем будут выделяться слои - «включения», - имеющие достаточно однородную плотность, которая была определена в зависимости от температуры (4) (то есть слои будут делиться на основании температуры воздуха, при которой происходило выпадение снега).

Моделирование процесса снегонакопления выполняется по следующему алгоритму: к элементам, образовавшим снежный покров за предыдущий срок измерений, добавляются элементы, слагающие слой свежевыпавшего снега, и, таким образом, общее число элементов соответствует измеренной высоте снега (в см) в какой-либо момент времени. Плотность верхних элементов определяется согласно (2), а остальных - по формуле (4). Далее производится проверка на возможность пластических деформаций в нижележащих элементах под воздействием свежевыпавшего снега, и если это может произойти, то их плотности увеличиваются в соответствии с формулами (4), определяющими максимальные значения плотности для данного диапазона температур (без учета увеличения за счет просачивания талой воды).

Уменьшение высоты снежного покрова может быть обусловлено следующими факторами, которые учитываются моделью: проседание, таяние, снос снега сильным ветром.

Процесс проседания снежного покрова параметризован следующим образом: в случае уменьшения высоты снежного покрова между двумя последовательными измерениями на метеорологической станции предусмотрено вертикальное перераспределение массы снега (влаги) по всем слоям во всех «включениях». Для этого определяется количество «включений», и в них - элемент с минимальной плотностью. Этот элемент удаляется из колонны, а его масса равномерно добавляется каждому из элементов «включения», которое его содержало. В результате этой операции высота снежной колонны уменьшается на высоту одного элемента. Цикл продолжается до тех пор, пока не будет достигнута высота снежного покрова, измеренная в данный момент времени.

Процесс снеготаяния и связанный с ним последующий сток воды учтены следующим образом: в случае положительной температуры воздуха рассчитывается излишек воды, который

образовался при таянии, вызвавшем уменьшение высоты снега (эквивалентен разности между предыдущим и текущим значениями высоты снега при ранее определенных плотностях верхних элементарных слоев). Предполагалось, что половина этой воды удаляется поверхностным стоком, а остальная часть – просачивается вглубь и расходуется на уплотнение оставшихся элементов.

Было проведено исследование возможности использования значений коэффициента стаивания: предполагалось, что количество стекающей воды не превышает произведения коэффициента стаивания на величину наблюдаемой среднесуточной температуры воздуха. В различных источниках приводятся близкие значения коэффициента стаивания. Так, в [Попов, 1979] указано, что согласно исследованиям В.Д. Комарова, для открытой местности в северной половине Европейской территории России он в среднем составляет около 5 мм/(°С·сутки). В.Д. Комаров рекомендует принимать для практических расчетов приближенные значения коэффициентов стаивания для различных типов лесов от 1,4 до 4 мм/(°С·сутки). Автор отмечает, что расчеты снеготаяния по средней суточной температуре воздуха с использованием коэффициентов стаивания для открытой местности имеют более низкую точность, чем для леса.

В работе [Жидиков, Нечаева, 1982] предлагается рассчитывать осредненный коэффициент стаивания  $\alpha_p$  в зависимости от времени для зоны ETP между 47 и 57 ° с.ш. по формуле:

$$\alpha_p = 0.343, \quad (1)$$

где  $D_1$  – дата расчетных суток, равная числу суток начиная от ранней даты снеготаяния.

При проведении экспериментов для территории Чехии в модели LISFLOOD задавались значения от 2,5 до 5,5 мм/(°С·сутки) [Thirel et al., 2011].

На основе приведенных выше работ авторами было принято значение коэффициента стаивания равным 3 мм/(°С·сутки), так как значительная часть ETP покрыта лесами, где таяние снега происходит медленнее, чем на поле. При анализе полученных результатов с использованием исходного варианта расчета стока и с применением постоянного коэффициента стаивания оказалось, что для каких-то пунктов отмечено улучшение расчетов водного эквивалента по ММСП, а для других – ухудшение, что обусловлено распространением постоянного значения коэффициента стаивания для различных природных зон. Более точным будет расчет снеготаяния при введении дополнительных переменных, которые будут определять расположение станции (природная зона, рельеф и др.), что в дальнейшем может быть учтено в качестве улучшения модели.

В модели реализован упрощенный алгоритм учета сноса снега ветром, который состоит в проверке условия  $H_{new} \leq H_{old}$ , где  $H_{new}$  - высота снега в текущий день (см),  $H_{old}$  - высота снега в предыдущий день (см), т.е. если высота снега в текущий момент времени изменилась больше, чем на 25% по сравнению с предыдущим измерением. Считается, что соответствующая часть снега была удалена под воздействием ветра из точки наблюдений. Порог в 25% был выбран эмпирически, на основе валидации модели по измерениям на метеостанциях.

Предполагается, что максимальная плотность снега в модели не может быть выше 700 кг/м<sup>3</sup> (плотность пористого льда).

В качестве дополнительной возможности в модели может быть учтен процесс испарения/конденсации с поверхности снега, описываемый широко известной формулой П.П. Кузьмина [Кузьмин, 1961]:

$$dH/dt = F - u_{10m} \cdot (e_{sat} - e_{2m})$$

где  $F$  - скорость испарения/конденсации, мм/сутки,  $u_{10m}$  - скорость ветра на 10 метрах, м/с,  $e_{sat}$  - насыщающая упругость водяного пара при температуре поверхности снежного покрова, мбар,  $e_{2m}$  - упругость водяного пара на высоте 2 метра, мбар.

Таким образом, для работы модели нужны данные станционных измерений высоты снежного покрова, приземной температуры воздуха, скорости ветра, температуры точки росы.

Выходными параметрами модели являются средние значения плотности и водного эквивалента снежного покрова, а также распределение плотности в столбе (значение плотности для каждого сантиметрового слоя колонны снега). Программное обеспечение ММСП написано на языке Fortran 90.

## 2.2 Верификация модели ММСП

Тестирование модели проводилось для некоторых станций Европейской территории России (см. рис.3). Выбор данной территории обусловлен наличием достаточно густой сети станций и различными природными условиями. Исследовались четыре сезона со снежным покровом: 2009-2010, 2010-2011, 2011-2012 и 2012-2013 гг. Для сравнения полученных по модели результатов водного эквивалента и плотности снежного покрова использовались данные измерений водного эквивалента снега маршрутов снегомерных съемок с частотой раз в 10 дней, в период таяния снежного покрова – раз в 5 дней.

Тестирование предложенной ММСП выполнялось в несколько этапов.

Первоначально было выполнено сравнение рассчитанных с ее помощью значений водного эквивалента снега с накопленными за весь сезон значениями 12-часовых сумм осадков, измеренных на гидрометеорологических станциях, где не наблюдалось таяния снега и оттепелей. В качестве примера приводится одна из них – Цугшпитц (Бавария, 2960 м над у.м.). Выбор данной станции был обусловлен тем, что при практически отсутствии оттепелей продолжительность залегания снежного покрова составляет несколько месяцев и измерения высоты снежного покрова на ней проводятся через каждые 6 часов. Поскольку водный эквивалент снежного покрова в отсутствии оттепелей определяется, главным образом, количеством выпавших осадков, то можно полагать, что в случае корректной работы модели для любых дат холодного периода эти величины должны быть близкими.



Рис.3. Область исследования – Европейская территория России

Статистические характеристики были рассчитаны по формулам:

- средняя ошибка  $ME$ :  $ME = f_i - o_i$

- относительная ошибка  $RE$ :  $RE = \frac{|f_i - o_i|}{o_i} \cdot 100\%$ ,

- средняя относительная ошибка  $MRE : MRE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{|f_i - o_i|}{o_i} \cdot 100\% ,$

- среднеквадратическая ошибка  $RMSE : RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (f_i - o_i)^2} ,$

где  $f_i$  - прогноз метеорологической величины,  $o_i$  - наблюдение,  $n$  - количество случаев.

Из анализа данных, приведенных в табл. 1, следует, что средняя относительная ошибка значений водного эквивалента при осреднении ее месячных значений оказалась равной всего 2,4%. Полученный результат позволяет сделать вывод о реалистичности получаемых с помощью ММСП значений водного эквивалента снега (а, соответственно, и его плотности) в период снегонакопления в условиях отсутствия оттепелей. Для сравнения авторы выполнили вычисления, используя в качестве значений плотности ее среднюю для данной станции для данного сезона величину (293 кг/м<sup>3</sup>). В этом случае средняя относительная ошибка (MRE) значений водного эквивалента оказалась существенно выше и составила 12,3%, а по отдельным месяцам - до 17-24 % (см. две последние строки табл.1). Приведенные результаты подтверждают целесообразность использования многослойного моделирования снега для расчета его плотности и влагозапасов.

Таблица 1. Сумма накопленных осадков (мм) на станции Цугшпитц (Бавария) и значения водного эквивалента снежного покрова (мм) по расчетам модели МСП для периода снегонакопления в 2009-2010 гг. и относительная ошибка (%) по результатам моделирования

Месяц	X	XI	XII	I	II	III	IV	Всего за период
Сумма накопленных осадков (по станционным измерениям)	241	335	520	629	717	859	965	4264
Водный эквивалент снега по ММСП, мм	245	298	506	629	715	902	968	4263
RE ММСП, %	1,6	12,5	2,6	0	0,2	4,8	0,4	3,15
Водный эквивалент снега по расчетам со средней плотностью снега (СП), мм	293	313	498	600	600	790	776	3869
RE СП, %	17,6	6,9	4,4	4,8	19,4	8,7	24,4	12,3

Второй этап тестирования успешности работы ММСП заключался в анализе всего снежного периода на станциях с различными погодо-климатическими условиями, включая

оттепели и сход снега. Для сравнения были использованы измерения 31 снегосъемки на Европейской территории России (см. рис.3). Было рассмотрено четыре «снежных» сезона (в общей сложности 124 случая).

Основываясь на материалах из работы [Копанев, 1978], для анализа успешности расчетов станции были объединены в три условных региона: «север» (преобладают низкие температуры при выпадении снега, преимущественно станции Северо-Западного, Северного, Мурманского УГМС; регион характеризуется наличием устойчивого снежного покрова с достаточно большой высотой снега и его средней плотностью 180-200 кг/м<sup>3</sup>), «центр» (выпадение снега наблюдается при широком диапазоне температур – станции в основном Центрального и Центрально-Черноземного УГМС; регион имеет среднюю высоту снега 35-60 см и характеризуется средней плотностью 200-260 кг/м<sup>3</sup>) и «юг» (условия либо небольших высот снега, либо - неустойчивого снежного покрова, с частыми или продолжительными оттепелями – станции, как правило, Северо-Кавказского УГМС; регион характеризуется наибольшей средней плотностью снега, которая может принимать значения до 300-350 кг/м<sup>3</sup>).

Как видно из рис.4, несмотря на сложность процессов во время оттепелей и снеготаяния, ход водного эквивалента снега для различных станций был промоделирован достоверно. Ближе к концу снегонакопления ММСП, как правило, воспроизводила эти величины с погрешностью менее 10%. Наибольшие ошибки наблюдались в период схода снежного покрова.

Максимальные влагозапасы снега (по наблюдениям на станциях) к 28 февраля 2014 г. были рассчитаны ММСП с той же точностью, что и в среднем для всего «снежного» сезона по станциям (см. табл.3). Дата 28 февраля в гидрологической практике традиционно приурочена к учащению наблюдений за водным эквивалентом снега, так как на многих станциях к этому моменту формируются максимальные влагозапасы снега, и специалистами-гидрологами начинают подготавливаться прогнозы стока. Тем не менее, в регионе «север» эта дата, как правило, смещена на март-апрель.

Деление на регионы позволило лучше проанализировать возможности предлагаемого подхода. В табл. 2 приведены результаты оценок успешности расчетов с учетом такого осреднения по сходным погодно-климатическим условиям. Данные, приведенные в табл.2, подтверждают, что модель реалистично воспроизводит водный эквивалент снежного покрова: среднеквадратическая ошибка по ETP составила величину 2,6 мм при осреднении за все дни со снегом по всем станциям, причем преобладающие значения на большинстве станций в различных регионах оказались близкими к этой величине. Средняя относительная ошибка для всех станций ETP при осреднении за 4 сезона составила 27,4%.

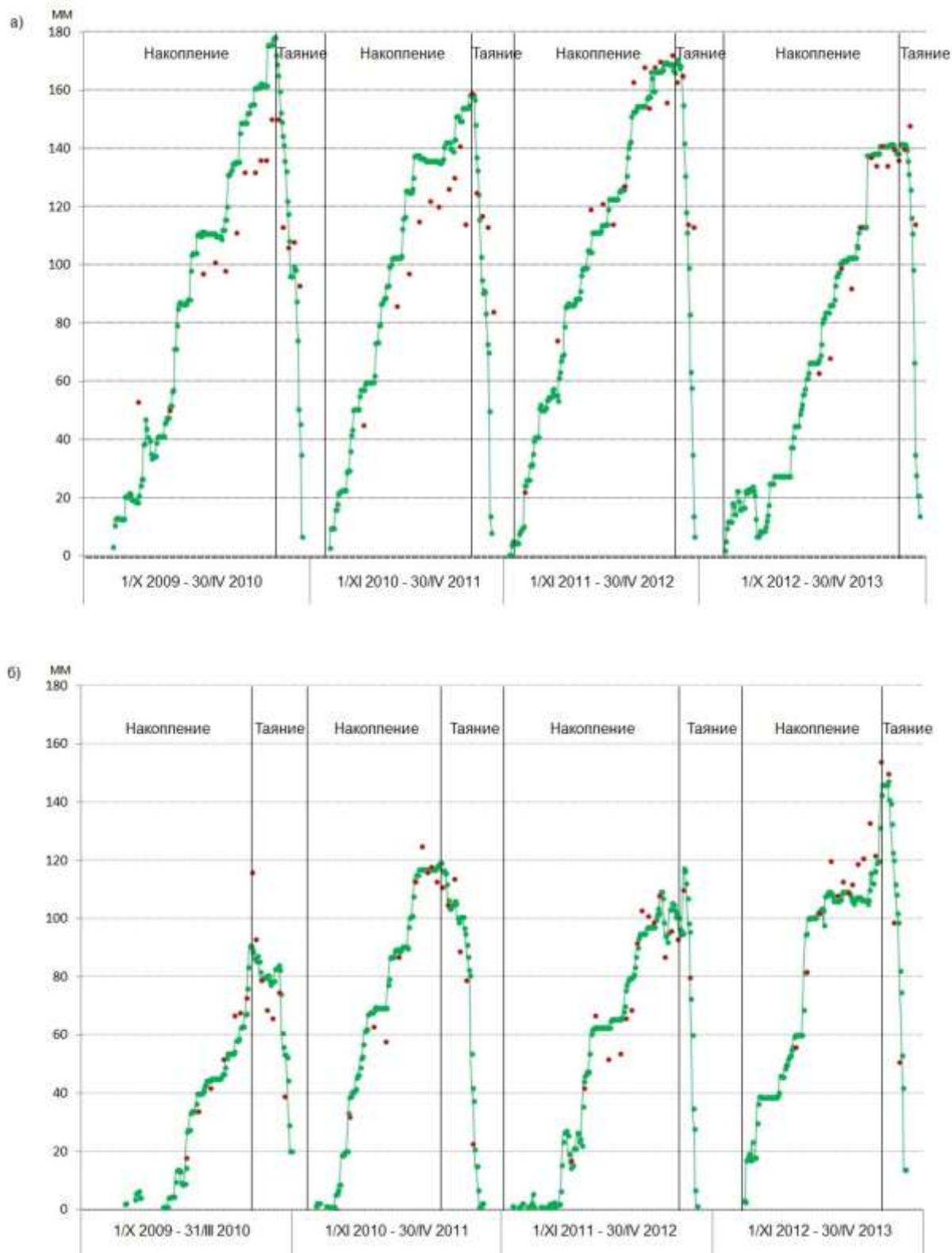


Рис.4. Ход водного эквивалента снежного покрова (мм) в периоды существования снега с 1 октября 2009 по 30 апреля 2013 г. для станций Верхняя Тойма (а) и Коломна (б): зеленым цветом показаны расчеты по ММСП, красные точки – измерения, вертикальными линиями разделены периоды снегонакопления и разрушения снежного покрова

Лучше всего с помощью ММСП были рассчитаны значения водного эквивалента для региона «север» (так как этот регион меньше всего был подвержен влиянию оттепелей): среднеквадратическая ошибка по региону равна 2,9 мм, средняя относительная ошибка – 20,4%.

Как видно из табл.2, станции, расположенные на севере и в центре ЕТР, имеют наиболее низкие значения относительных ошибок. Связано это с тем, что период снегонакопления в этом регионе длится достаточно долго, снежный покров имеет большую толщину и оттепели наблюдаются сравнительно редко. Напротив, там, где преобладают малые суммы выпадающего снега и снежный покров может разрушаться в течение сезона, ошибки вычислений оказались максимальными.

Таблица 2. Характеристики успешности расчетов водного эквивалента снега для станций на ЕТР для холодных периодов года в 2009/10, 2010/11, 2011/12, 2012/13 гг.

Номер станции	Название станции	RMSE, мм	MRE, %	Номер станции	Название станции	RMSE, мм	MRE, %
<b>Центр</b>							
34238	Анна	1,4	23,5	27635	Коломна	1,3	12,0
26298	Бологое	1,5	14,9	27935	Мичуринск	2,4	26,8
28909	Бузулук	1,9	24,7	28409	Можга	3,6	19,0
27242	Буй	2,0	14,4	27848	Моршанск	1,6	17,6
27277	Ветлуга	2,5	26,0	34003	Поныри	2,6	21,4
34202	Готня	1,3	21,3	27972	Радищево	3,7	19,6
27419	Дмитров	1,9	16,4	27225	Рыбинск	5,3	26,1
27872	Инза	4,7	46,3	33166	Рыльск	1,6	24,2
27901	Карабев	4,6	36,1	26795	Спас-Деменск	1,9	17,7
Средние по региону		2,7	20,4				
<b>Север</b>				<b>Юг</b>			
22778	Верхняя Тойма	2,6	14,2	34958	Благодарный	2,1	70,7
22876	Красноборск	2,1	17,6	34579	Верх. Баскунчак	2,1	48,3
22983	Лальск	3,4	26,6	34363	Камышин	4,4	45,4
22563	Пинега	3,5	23,0	34072	Карабулак	3,6	23,3
Средние по региону		2,9	20,4	37145	Моздок	3,0	28,8
				37212	Нальчик	1,8	43,6
				37144	Прохладная	2,2	30,7
				34356	Фролово	1,6	41,3
				34687	Харабали	1,8	22,5
<b>Средние по всем станциям</b>		2,6	27,2	Средние по региону		2,3	39,4

Таблица 3. Характеристики успешности расчетов максимальных влагозапасов снега для станций на ЕТР в 2015 г.

Номер станции	Название станции	ME, мм	MRE, %	Номер станции	Название станции	ME, мм	MRE, %	
<b>Центр</b>								
34238	Анна	8,5	25,1	27935	Мичуринск	-6,7	13,2	
26298	Бологое	-5,0	10,9	27848	Моршанск	-15,5	22,4	
28909	Бузулук	-17,8	17,7	34003	Поныри	13,2	33,0	
34202	Готня	-2,5	9,8	27972	Радищево	-34,3	32,6	
27419	Дмитров	-16,2	47,7	27225	Рыбинск	1,3	6,3	
27901	Карабашев	4,8	32,1	33166	Рыльск	9,1	33,9	
27635	Коломна	-1,7	6,9	26795	Спас-Деменск	-11,9	19,5	
Средние по региону		-	22,2					
<b>Юг</b>								
34958	Благодарный	-11,2	18,1	37145	Моздок	4,3	13,4	
34363	Камышин	-22,4	35,1	37212	Нальчик	13,1	52,4	
34072	Карабулак	-13,5	11,5	37144	Прохладная	12,4	58,9	
Средние по региону		-	28,8	34356	Фролово	4,5	12,5	
<b>Средние по всем станциям</b>		-	24,4					

Необходимо отметить, что точность расчета значений водного эквивалента на основе ММСП значительно выше, чем величин, поступающих в качестве начальных полей для использования из систем усвоения данных в качестве начальных полей для численного прогнозирования погоды (см. рис.5).

При обработке данных снегомерных съемок были применены процедуры контроля данных. Для этого данные сравнивались с результатами измерений на соседних гидрологических станциях, а также – результатами предшествующих и последующих измерений. По этой причине часть данных для тестирования модели была забракована. Но даже при достоверных данных снегомерных съемок (а гидрологические данные о характеристиках снега являются осредненными по всему снегомерному маршруту, вычисления же по ММСП привязаны к измерениям высоты снега только в точках метеостанций) в выполненное сравнение заложены неточности, которые могут ухудшить показатели успешности расчетов, особенно – в случае высокой пространственной неоднородности при разрушении и сходе снежного покрова. Также при вычислении характеристик снежного покрова моделью ММСП для каждой станции выполнялся контроль измерений высоты снежного покрова, и исключались возможные нерепрезентативные данные [Казакова, Чумаков, Розинкина, 2014a].

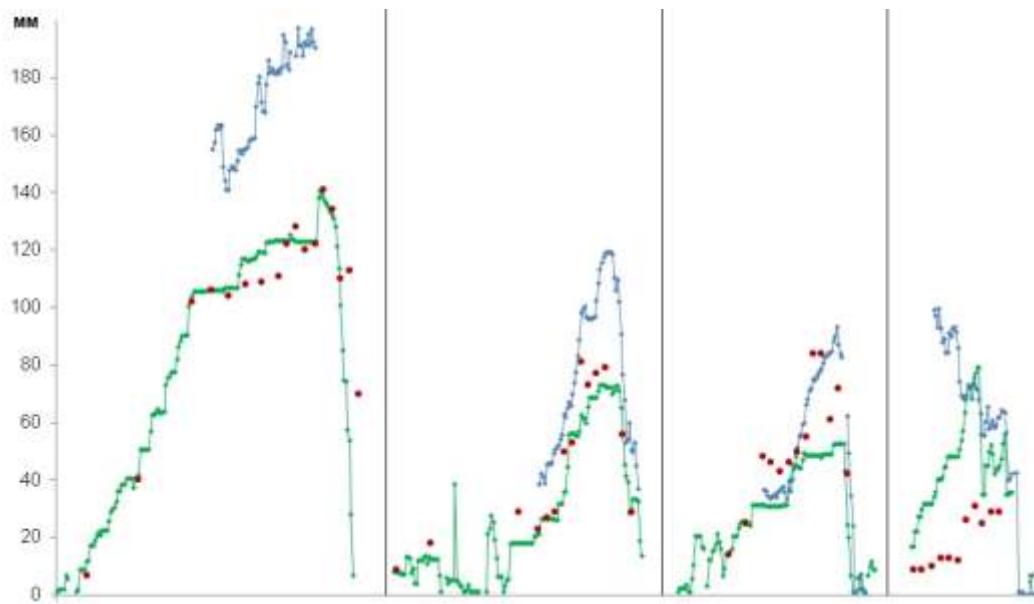


Рис.5. Значения водного эквивалента снежного покрова (мм) в сезон 2011-2012 гг. для четырех станций (слева направо: Пинега, Анна, Поныри, Нальчик). Обозначения цветов: зеленый – расчет по ММСП, синий – значения начального поля, подготавливаемого в технологии COSMO-Ru, поступающих из глобальной системы усвоения данных, красный – измерения

Так как ММСП вычисляет плотность снега для каждого слоя, возможен вывод значений плотности и водного эквивалента снега не только в среднем по всем слоям, но и, в зависимости от задачи, только для требуемого количества слоев [Kazakova, Chumakov, Rozinkina, 2013].

Тестирование разработанной параметрической многоуровневой модели снежного покрова (ММСП) по данным снегомерных съемок гидрологических станций в пределах ЕТР, расположенных в разных климатических условиях, показало, что на основе изложенного подхода и предложенного инструмента могут быть получены реалистичные оценки водного эквивалента снежного покрова в течение всего периода его существования.

### 2.3      Объективный анализ водного эквивалента и плотности снежного покрова в рамках системы численного прогноза погоды COSMO-Ru

Использование объективного анализа характеристик снежного покрова производилась на примере мезомасштабной модели COSMO-Ru, работающей в оперативном режиме в ФГБУ «Гидрометцентр России» с 2011 г. Апробация технологии проводилась для областей интегрирования модели с шагом сетки 7 км (условно назовем ее «Европа») и 2,2 км – для

областей, включающих большие части Центрального и Северо-Кавказского федеральных округов (условно назовем их «Центральным» и «Северо-Кавказским» регионами) (рис.6). Версии модели названы соответственно COSMO-Ru7 и COSMO-Ru2 [Негидростатическая..., 2014]. Каждая из областей характеризуется своими особенностями: первая охватывает большую территорию с различными природными зонами и климатическими особенностями, где распределение снежного покрова во времени и пространстве сильно меняется; вторая содержит достаточно густую сеть метеостанций, передающих измерения в стандартные сроки, кроме того на этой территории можно отследить пространственно-временные межсугодичные изменения снежного покрова; третья включает в себя регион со сложным рельефом.

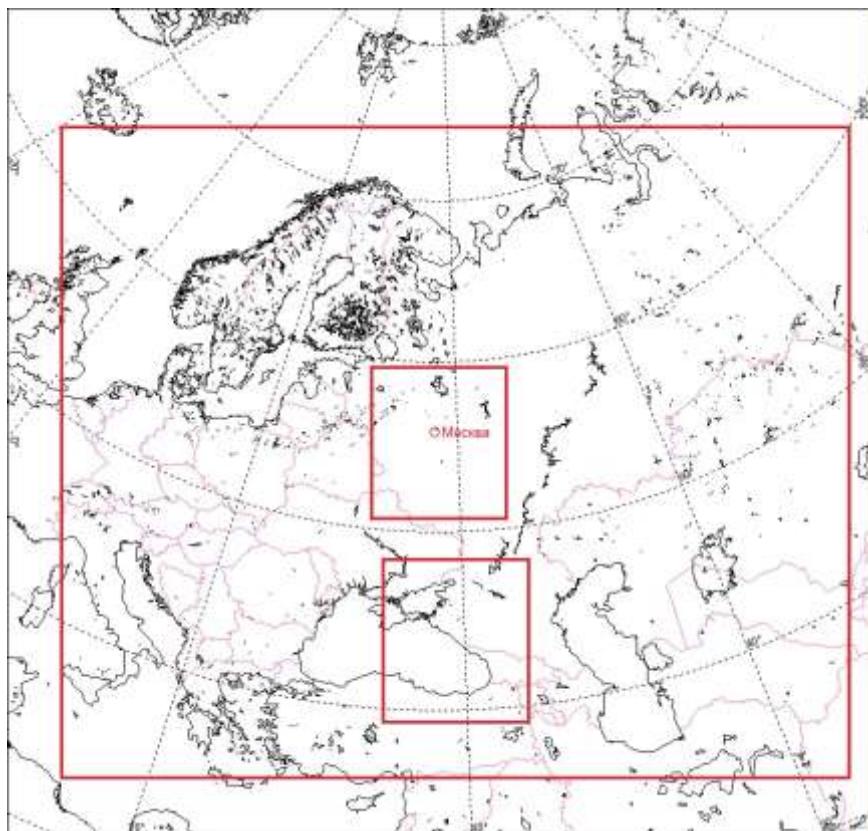


Рис.6. Области интегрирования модели COSMO-Ru с шагами сетки 7 км («Европа») и 2,2 км (Центральный и Северо-Кавказский регионы)

Отметим, что в ФГБУ «Гидрометцентр России» существует ОА метеорологических полей, подготавливаемый четыре раза в сутки на основе схемы 3D-VAR [Новая ..., 2011], однако получаемые поля имеют разрешение  $0,5^\circ$  по широте (то есть порядка 30 км для широты Москвы по горизонтали, постепенно уменьшаясь к полюсам и увеличиваясь в направлении экватора) и

поэтому не могут использоваться в качестве начальных данных для моделей атмосферы с высоким пространственным разрешением.

Схема подготовки начальных полей характеристик снежного покрова показана на рис.7. Разработанная технология позволяет вычислять характеристики снежного покрова ежедневно. Так как плотность снежного покрова меняется в течение сезона, рассчитанные значения водного эквивалента снега с использованием рассчитанных же ММСП значений плотности в период формирования снежного покрова будут точнее, чем при использовании постоянного значения плотности снега для любой даты и региона.

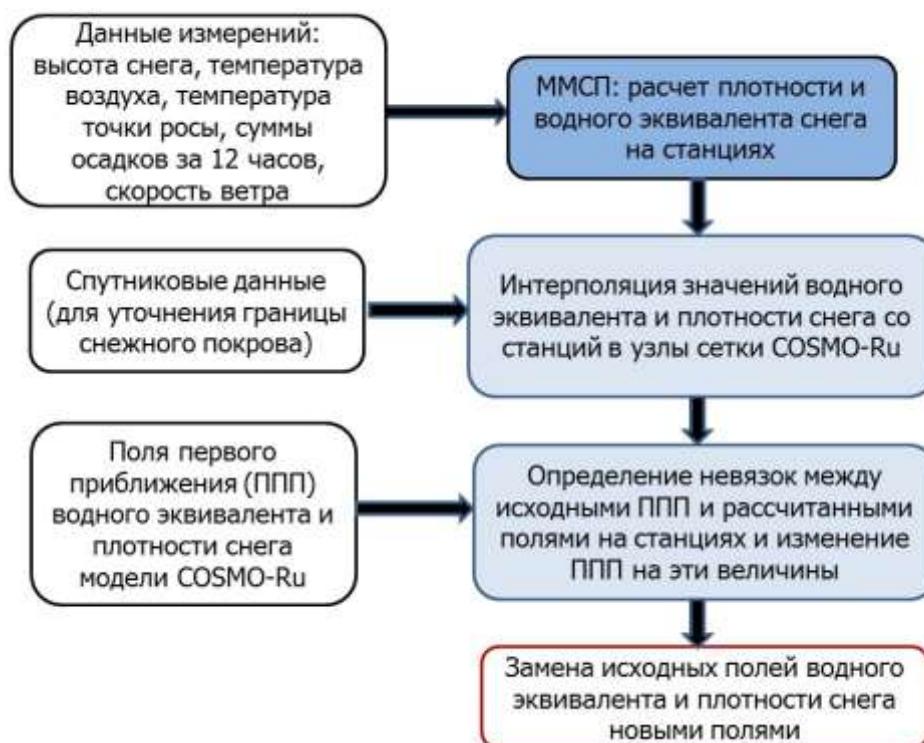


Рис.7. Схема объективного анализа характеристик снежного покрова для модели численного прогноза погоды (на примере COSMO-Ru)

Сначала на станциях рассчитываются плотность и водный эквивалент снежного покрова с помощью ММСП. Отметим, что в предложенной методике во время работы ММСП для каждой станции выполняется контроль измерений высоты снежного покрова и исключаются возможные нерепрезентативные данные, связанные с неправильным измерением или их неправильной передачей. Как видно из рис.8-10, предложенная технология с использованием ММСП позволяет получать более реалистичные начальные поля водного эквивалента снега (конфигурация поля и его значения схожи с измерениями на маршрутах снегомерных съемок, отраженных на карте с помощью пакета ГИС Метео [URL:

[http://mapmakers.ru/main/products/gis/sinoptik.aspx\]\)](http://mapmakers.ru/main/products/gis/sinoptik.aspx])) в отличие от начальных полей для модели COSMO-Ru, подготавливаемых глобальной системой усвоения данных (СУД).

Далее производится интерполяция результатов вычислений из точек, где расположены метеостанции, в узлы модельной сетки с помощью триангуляции Делоне, как это выполнено в работе [Копейкин, Алферов, 2011]. Затем производится дополнительная коррекция по данным ИСЗ для уточнения границы снежного покрова.

При выполнении данной работы применялись цифровые данные композитных снимков с разрешением 4 км, размещаемые на сервере NOAA (<ftp://140.90.213.161/autosnow/4kmNH/>), которые интерполировались в узлы сетки модели COSMO-Ru согласно работе [Алферов, Копейкин, 2015]. То есть в узлах сетки модели содержится информация о площади покрытия ячейки – от 0 до 100%. Так как в настоящей работе спутниковые данные нужны были для правильного определения границы снежного покрова, то использовалась лишь информация об отсутствии снега (т.е. ячейки с нулевыми значениями отражали факт отсутствия снежного покрова). Полученное таким образом поле, представляющее собой, по сути, снежную маску, использовалось для коррекции полей характеристик снежного покрова: если в узле поля маски содержалось нулевое значение, то в соответствующем узле обнулялись значения плотности и водного эквивалента снега. Эта процедура позволяет точно определить положение границы снежного покрова.

После детального анализа нескольких способов построения границы снежного покрова ([Kazakova, Chumakov, Rozinkina, 2014]) в качестве стартовых полей было принято, что при расхождениях в положении границы по данным из оперативной технологии глобального моделирования, поступающей на вход COSMO-Ru, и используемой информации ИСЗ следует отдавать предпочтение тому варианту, согласно которому снег в данной ячейке отсутствует. При этом параметризации подстилающей поверхности модели COSMO отображают теплообмен с атмосферой более реалистично. (Имеющий место в параметризациях подстилающей поверхности «запрет» на положительные значения температуры поверхности при наличии на ней снега при его малых количествах существенно искажает в дневные часы реальную картину прогрева воздуха) [Казакова, Чумаков, Розинкина, 2015].

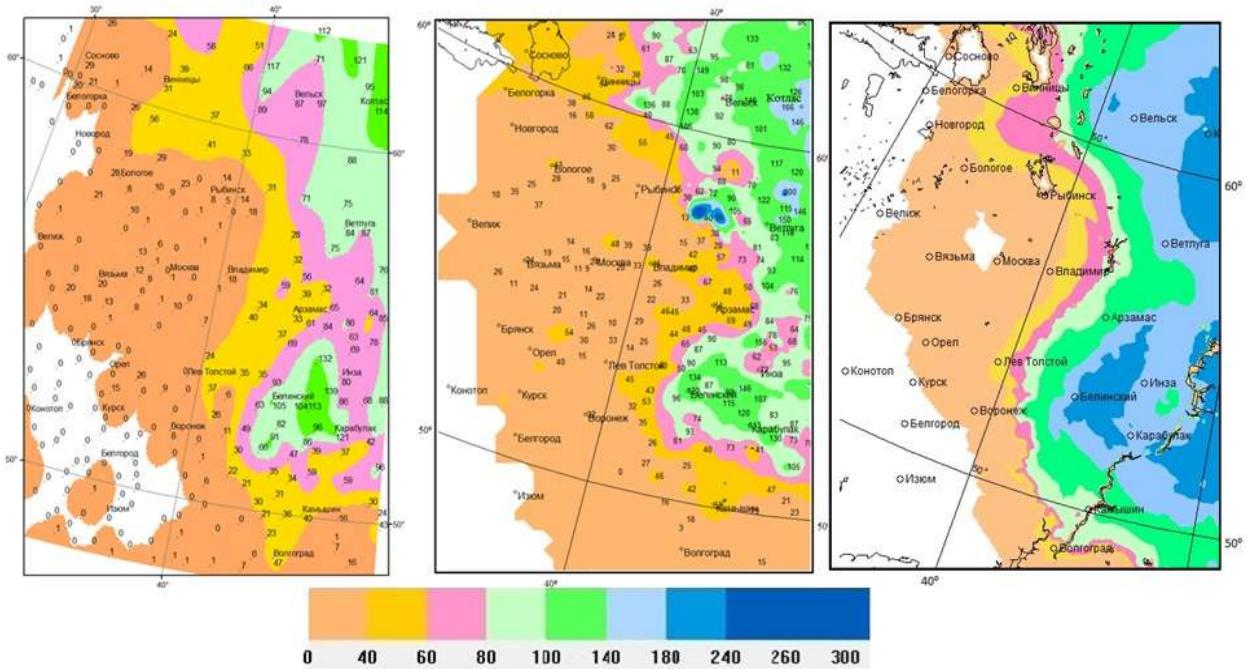


Рис. 8. Построенные на основании автоматизированной методики расчетов по ММСП (слева), с помощью ГИС Метео по снегомерным съемкам (в центре) карты водного эквивалента снежного покрова и начальные данные водного эквивалента снега для модели COSMO-Ru7 (справа) для 28 февраля 2014 г.

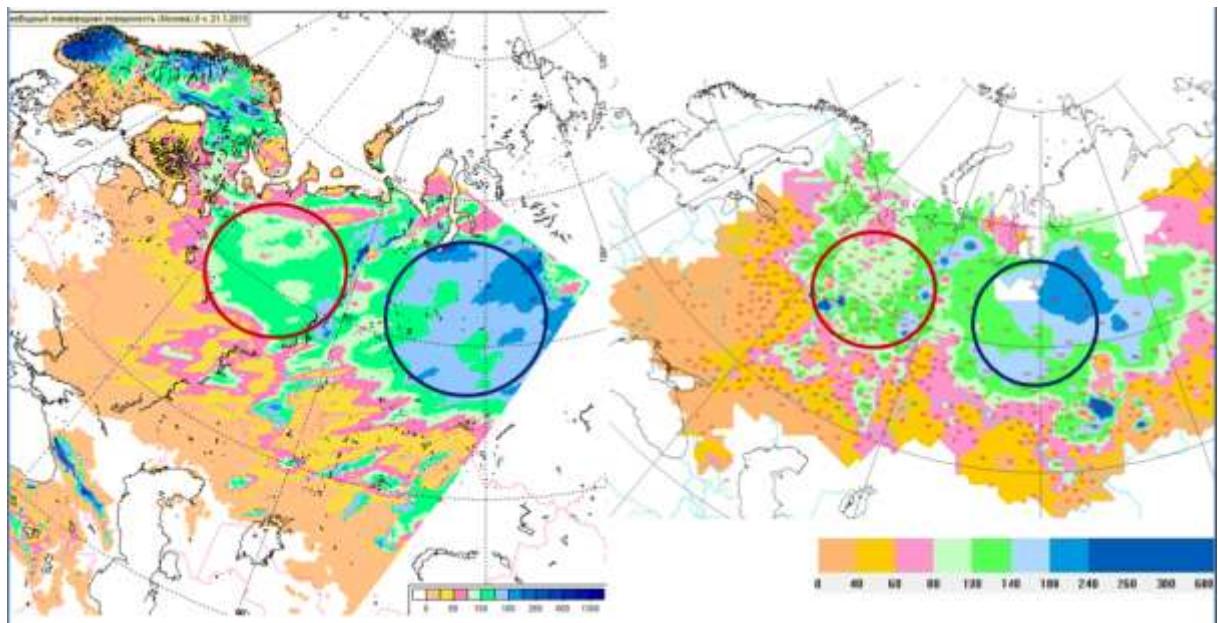


Рис.9. Начальное поле водного эквивалента снега (мм) для модели COSMO-Ru7, подготовленное с помощью предложенной технологии объективного анализа (слева), и результаты снегомерных съемок водного эквивалента снега (мм), отображенные с помощью ГИС Метео (справа), для 20 января 2015 г.

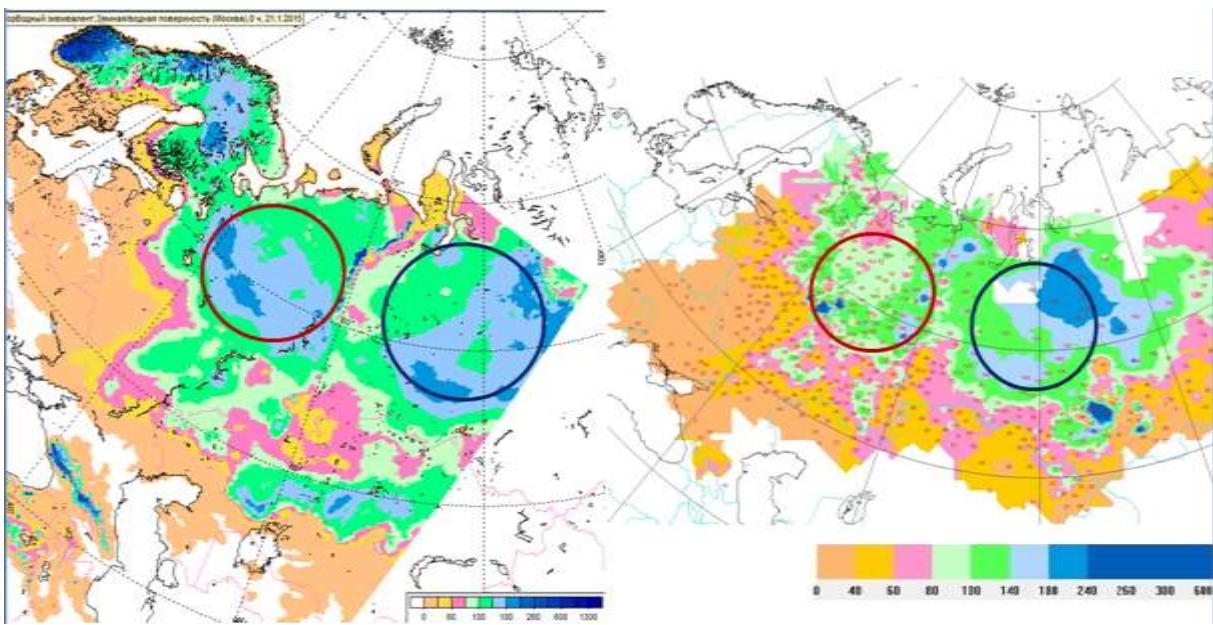


Рис.10. Начальное поле водного эквивалента снега (мм) для модели COSMO-Ru7, подготовленное с помощью глобальной СУД (слева), и результаты снегомерных съемок водного эквивалента снега (мм), отображенные с помощью ГИС Метео (справа), для 20 января 2015 г.

В качестве ППП, необходимых для интерполяции в узлы расчетной модельной сетки, использовались начальные поля характеристик снежного покрова, поступающие из глобальной СУД в систему мезомасштабного моделирования по ограниченным территориям COSMO-Ru [Ривин, Розинкина, Багров, Блинов, 2012]. Анализировались отношения значений водного эквивалента снега, полученных в результате работы глобальной СУД и рассчитанных по предложенной методике, для станций; аналогичная процедура выполнялась для плотности снега. Отношения в среднем принимали значения от 0 до 20. В случае значений водного эквивалента снежного покрова более 5 мм согласно ППП и по результатам расчетов ММСП значения отношений не менялись. Дополнительно был введен ряд условий: если водный эквивалент снежного покрова согласно ППП и по результатам расчетов ММСП был не равен 0 и составлял менее 5 мм, то безразмерные значения водного эквивалента и плотности снега принимались равными 1; если согласно расчетам по ММСП водный эквивалент снега равен 0, то отношения равнялось 0; если согласно ППП водный эквивалент снега равен 0, а согласно расчетам по ММСП – больше 0, то отношения равны 1; если по расчетам по ММСП и согласно ППП водный эквивалент снега равен 0, то отношения равны 0. Затем полученные отношения со станций интерполировались с помощью триангуляции Делоне на сетку модели (рис.11-12). И, наконец, исходные ППП водного эквивалента и плотности снега делились на полученные поля безразмерных величин. Чтобы избежать возможно больших конечных значений водного

эквивалента и плотности снега при делении малых величин водного эквивалента исходного ППП на малые значения отношений, экспериментально было выяснено, что изменение исходных ППП нужно производить при значениях коэффициентов, больших или равных 0,3; в противном случае исходные значения водного эквивалента и плотности снега в ППП не менялись.

После выполнения процедур коррекции ППП из "материнской" системы глобального моделирования исходные значения характеристик снежного покрова (плотности и водного эквивалента) в файле с начальными полями для мезомасштабной модели заменялись на модифицированные.

Тестирование предложенной методики на расчетных областях версий модели COSMO-Ru с шагами сетки 7 км и 2,2 км показало, что выбор метода интерполяции при наличии достаточно густой сети станций (например, Центральный регион) не оказывает существенного влияния на полученные прогностические значения метеорологических величин по модели COSMO-Ru. Поэтому для территории Центрального региона можно использовать непосредственно поле, подготовленное только по расчетам ММСП с помощью интерполяции в узлы сетки модели COSMO-Ru.

Будем обозначать здесь и далее: «оперативный» (прогнозы рассчитываются с использованием начальных полей характеристик снега, поступающих из глобальной СУД) вариант технологии COSMO-Ru и «экспериментальный» (прогнозы рассчитываются с использованием модифицированных начальных полей характеристик снежного покрова, подготовленных с помощью предложенной технологии).

Экспериментальные прогнозы рассчитывались по начальным данным за срок 00 ВСВ для «снежного» сезона 2014-2015 гг. в квазиоперативном режиме для территории Европы по модели COSMO-Ru7 на 78 часов, для Центрального региона по модели COSMO-Ru2 – на 24 часа. Также были получены прогнозы для некоторых дат в 2013-2014 гг. в период таяния снежного покрова по модели COSMO-Ru2 для территорий Центрального и Северо-Кавказского регионов. Значения водного эквивалента и плотности снега, а также спутниковые данные о границе снежного покрова использовались за предыдущие сутки.

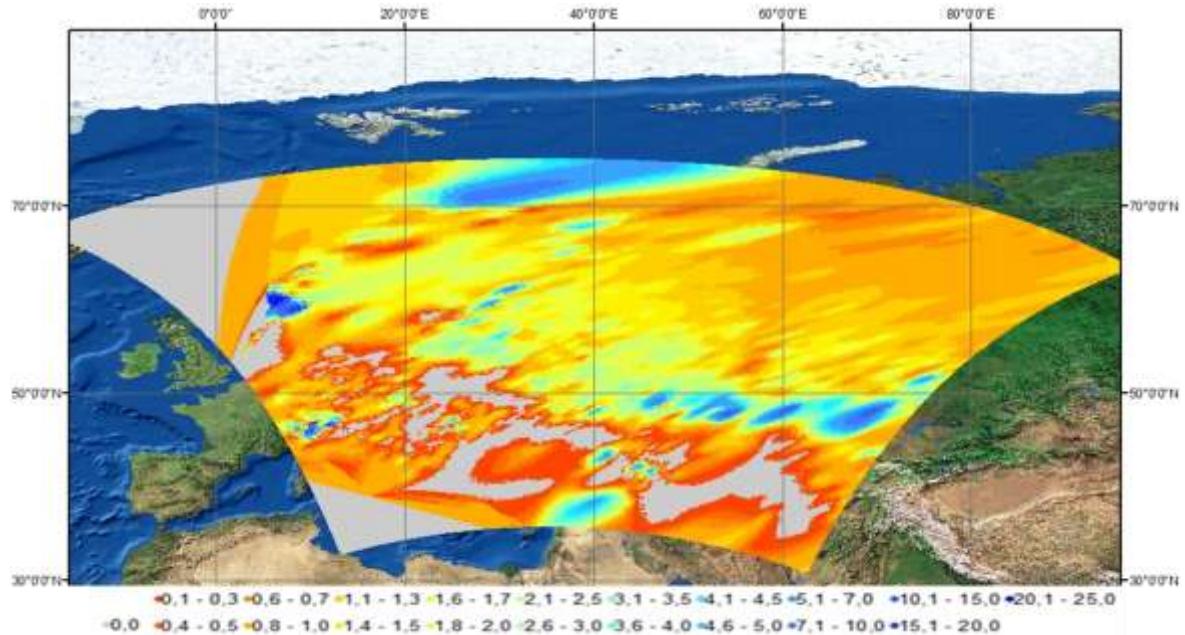


Рис.11. Отношения между начальным полем водного эквивалента снега, подготавливаемого для модели COSMO-Ru7, и рассчитанным на основе ММСП. 26 января 2015 г.

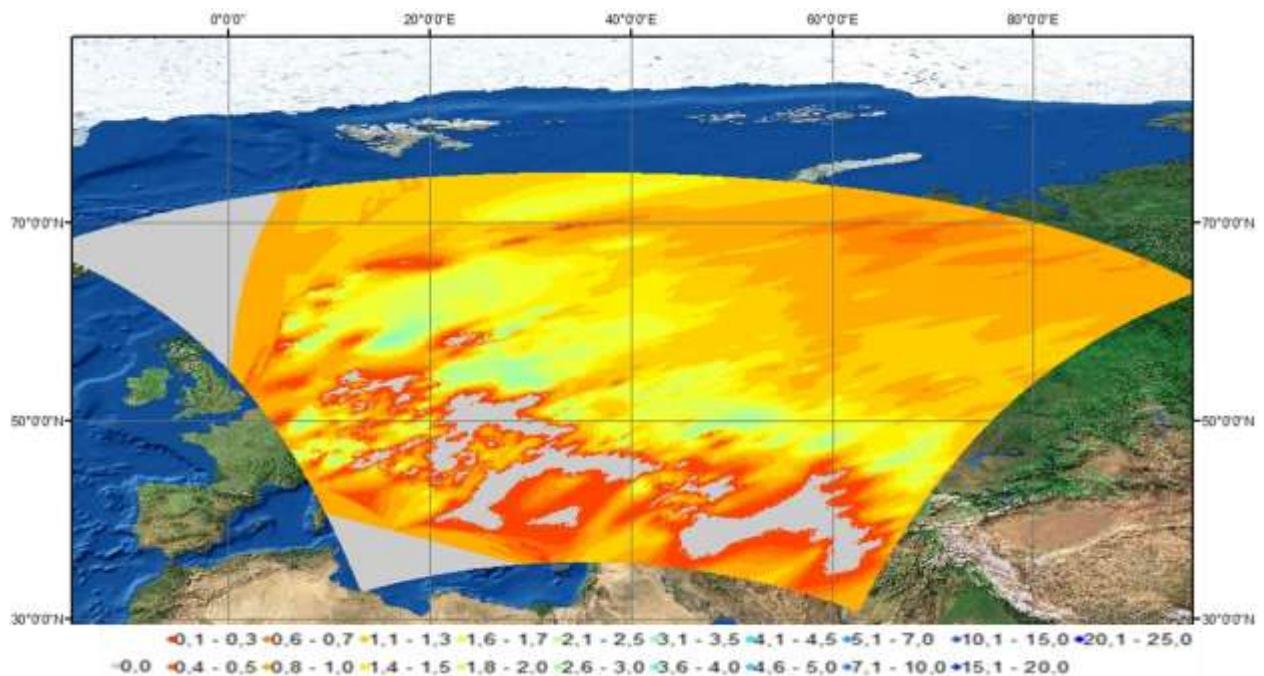


Рис.12. Отношения между начальным полем плотности снега, подготавливаемого для модели COSMO-Ru7, и рассчитанным на основе ММСП. 26 января 2015 г.

Уточнение полей характеристик снежного покрова по предложенной методике проводилось только для равнинных территорий, так как при наличии сложного рельефа процедура интерполяции полученных значений на станциях (а они, как правило, немногочисленны), расположенных в горах, приведет к «размазыванию» этих значений на

обширную территорию, что будет не корректно, поскольку в горах снежный покров характеризуется максимальной изменчивостью по пространству. Существует метод расчета характеристик снежного покрова с использованием спутниковых данных высокого разрешения для горных территорий (данные спектрорадиометра MODIS [URL: <http://earthdata.nasa.gov/data/near-real-time-data/rapid-response/modis-subsets>], см. раздел 3.3), однако он не может быть применим в технологиях оперативного прогнозирования погоды ввиду зависимости от облачности и необходимости дополнительной обработки информации самим исследователем.

Различия в начальных полях характеристик снежного покрова для модели COSMO-Ru с разрешением 7 км и 2,2 км и в прогностических полях метеорологических величин этой модели будут рассмотрены ниже.

Технология подготовки начальных полей характеристик снежного покрова позволяет получать ежедневно данные о плотности и водном эквиваленте снега для различных территорий, освещенных сетью метеостанций со стандартными наблюдениями. Второстепенным продуктом технологии являются карты влагозапасов снега (рис.1 Приложения Г, рис.3). Такие карты могут быть получены с помощью программы интерполяции рассчитанных моделью ММСП значений характеристик снега на сетку модели атмосферы либо встроенной процедурой интерполяции точечных значений в графическом пакете ГИС ArcMap [Казакова, Чумаков, Розинкина, 2014a].

Тестирование предложенной технологии осуществлялось в 2013-2014 гг. на основе ежедневных данных станционных измерений и маршрутов снегомерных съемок с периодичностью 5-10 дней. «Снежный» сезон 2014-2015 гг. был обработан с помощью пакета VERSUS [Boucouvala, Celozzi, 2013], разработанного для выполнения верификаций модели COSMO-Ru по измерениям на метеостанциях. Статистические характеристики рассчитывались по следующим формулам:

- средняя ошибка  $ME : ME = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (f_i - o_i)$ ,
- средняя абсолютная ошибка  $MAE : MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |f_i - o_i|$ ,
- среднеквадратическая ошибка  $RMSE : RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (f_i - o_i)^2}$ ,

где  $f_i$  - прогноз метеорологической величины,  $o_i$  - наблюдение,  $n$  - количество случаев.

### ГЛАВА 3. Численные эксперименты с использованием уточненного объективного анализа характеристик снежного покрова в рамках системы ЧПП COSMO-Ru

#### 3.1 Численные эксперименты с версией модели COSMO-Ru7

Замена начальных полей характеристик снежного покрова приводит к изменениям в прогнозах приземных метеорологических величин для всех областей расчетов модели COSMO-Ru. Покажем это сначала на примере региона Европы.

На рис.1 представлены прогнозы водного эквивалента снега на 12 часов, подготовленные по двум вариантам для модели COSMO-Ru7, и разность между ними (рис.2). Отмечаются не только области, где, согласно оперативному варианту, значения водного эквивалента снега превышают значения, полученные по предложенной технологии, но также и области, где значения водного эквивалента снега по оперативному варианту значительно меньше полученных экспериментально. Для некоторых областей разность равна или даже превышает 200 мм.

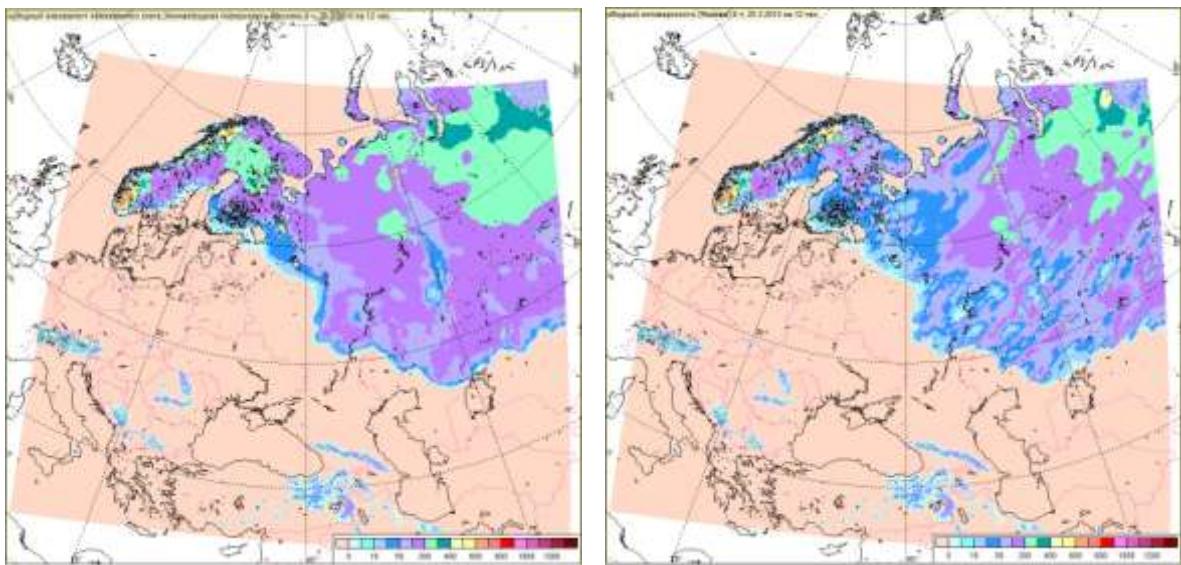


Рис.1. Значения водного эквивалента снежного покрова (мм) в прогнозах на 12 часов по оперативному (слева) и экспериментальному (справа) вариантам технологии COSMO-Ru7 от 00 ВСВ 25 марта 2015 г.

Влияние изменения начальных данных характеристик снежного покрова проявляется в полях прогностической приземной температуры воздуха, особенно – вблизи границы снежного покрова (рис.3-4, табл.1). При увеличении заблаговременности прогноза наблюдаемый эффект

усиливается – разности между прогнозами приземной температуры, полученные по двум версиям модели, могут несколько увеличиваться и распространяться на большую территорию.

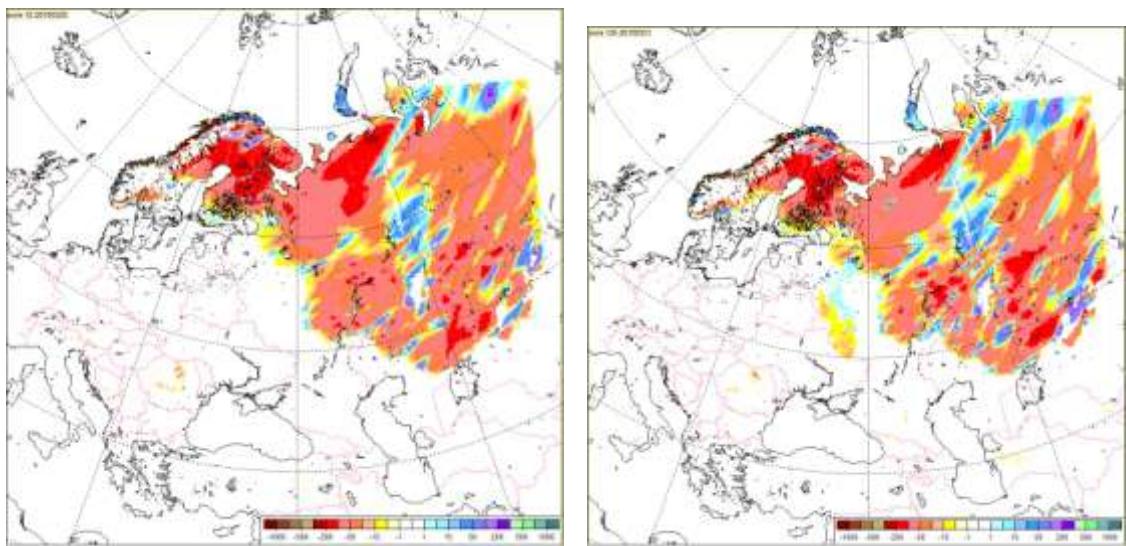


Рис.2. Разность между прогнозами водного эквивалента снега (мм) на 12 часов по экспериментальному и оперативному вариантам технологии COSMO-Ru7 от 00 BCB 25 марта (слева) и 31 марта (справа) 2015 г.

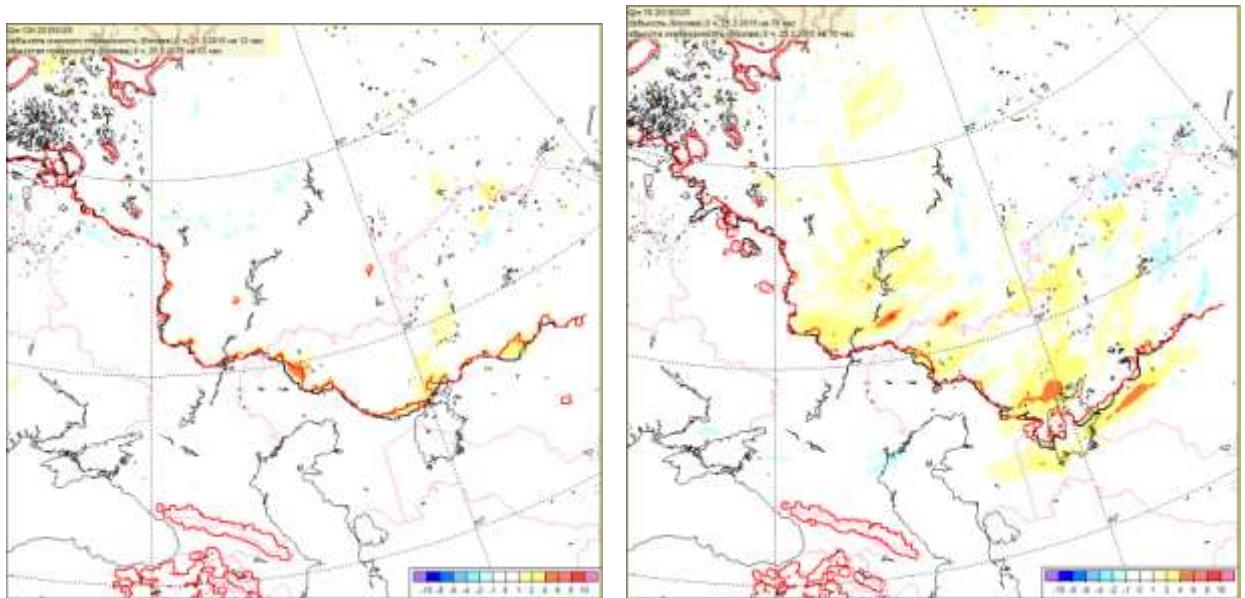


Рис.3. Разность между значениями приземной температуры воздуха (°C) в прогнозах на 12 часов (слева) и 78 часов (справа) по экспериментальному и оперативному вариантам счета модели COSMO-Ru7 от 00 BCB 25 марта 2015 г. Линиями показан прогноз границы снежного покрова: черная – оперативный вариант, красная – экспериментальный вариант

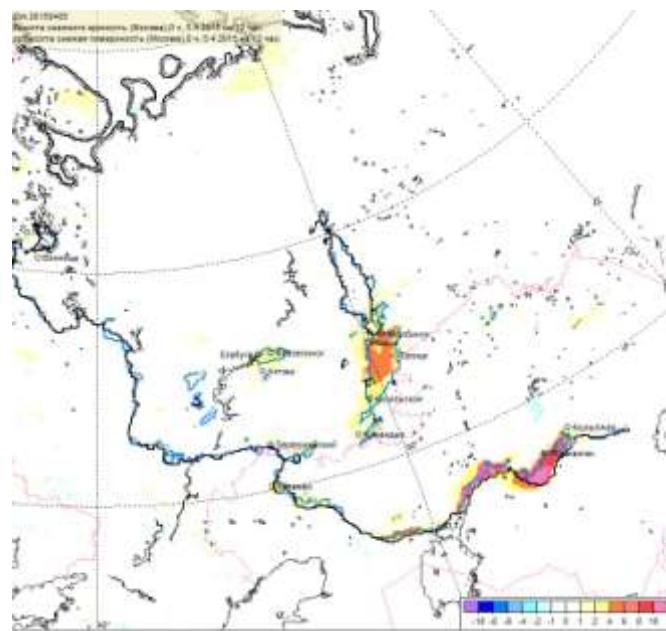


Рис.4. Разность между 12-часовыми прогнозами приземной температуры воздуха (°C) по экспериментальному и оперативному вариантам технологии COSMO-Ru7 от 00 BCB 5 апреля 2015 г. Линиями показан прогноз границы снежного покрова: черная – оперативный вариант, синяя – экспериментальный вариант

Таблица 1. Приземная температура воздуха (°C) 5-6 апреля 2015 г. по измерениям на станциях, расчетам по технологиям COSMO-Ru7 - оперативной (ctrl) и экспериментальной (ex)

Станция	5 апреля 2015, 12 BCB			6 апреля 2015, 00 BCB		
	Наблюдения	Ctrl	Ex	Наблюдения	Ctrl	Ex
Акташ	6,0	0,4	1,2	0,3	-0,4	-0,3
Винницы	3,8	1,7	0,4	-2,8	-0,9	-1,0
Елабуга	6,4	0,2	4,5	0,6	-0,2	0,2
Жезказган	7,4	1,0	6,8	2,2	-5,0	-2,9
Кизильское	4,1	1,1	4,6	-1,6	-2,5	-2,4
Кувандык	1,7	0,3	2,4	0,5	-0,7	-0,2
Кызылжар	6,4	0,3	1,2	-1,0	-8,7	-8,0
Мензелинск	5,6	0,2	3,9	0,4	-0,4	0,2
Миасс	5,5	-0,5	3,0	-2,0	-6,2	-5,0
Первомайский	1,5	2,2	1,7	0,1	0,3	0,3
Пряжа	4,2	0,1	1,3	-1,3	-2,0	-1,7
Троицк	5,2	-0,2	3,1	-1,5	-7,8	-7,3
Чапаев	2,0	2,8	4,9	0,7	1,2	1,1
Челябинск	6,8	-0,8	4,8	-2,6	-7,9	-6,2

В табл.1 представлено сравнение измерений температуры воздуха на метеостанциях вблизи границы снежного покрова и прогнозов модели COSMO-Ru7, рассчитанных в оперативном режиме и экспериментально, 5-6 апреля 2015 г. На основании табл.1 можно отметить улучшение прогнозов на 12 часов на примерно 0,8-6°C для различных станций; некоторое улучшение наблюдается и для ночного срока (00 ВСВ) (средняя ошибка для 14 станций в случае применения модифицированных начальных данных характеристик снежного покрова составляет -1,6°C днем и -1,8°C - ночью, в случае оперативного счета - -4,1°C и -2,4°C, соответственно). Некоторое ухудшение прогноза температуры воздуха для станции Винницы обусловлено тем, что согласно предложенной технологии в начальных данных для этого района получилось больше снега, чем было подготовлено оперативно с помощью глобальной СУД, что привело к закрытию снегом поверхности и охлаждению вышележащего воздуха.

Использование предложенной технологии объективного анализа характеристик снежного покрова приводит и к изменениям в прогнозах других метеорологических величин не только вблизи границы снежного покрова, но и на остальной территории области интегрирования модели COSMO-Ru7. Изменения наблюдаются в полях альбедо подстилающей поверхности, потоков тепла (см. ри.1-3 Приложения Д), облачности (рис.5). Однако они отмечены лишь локально.

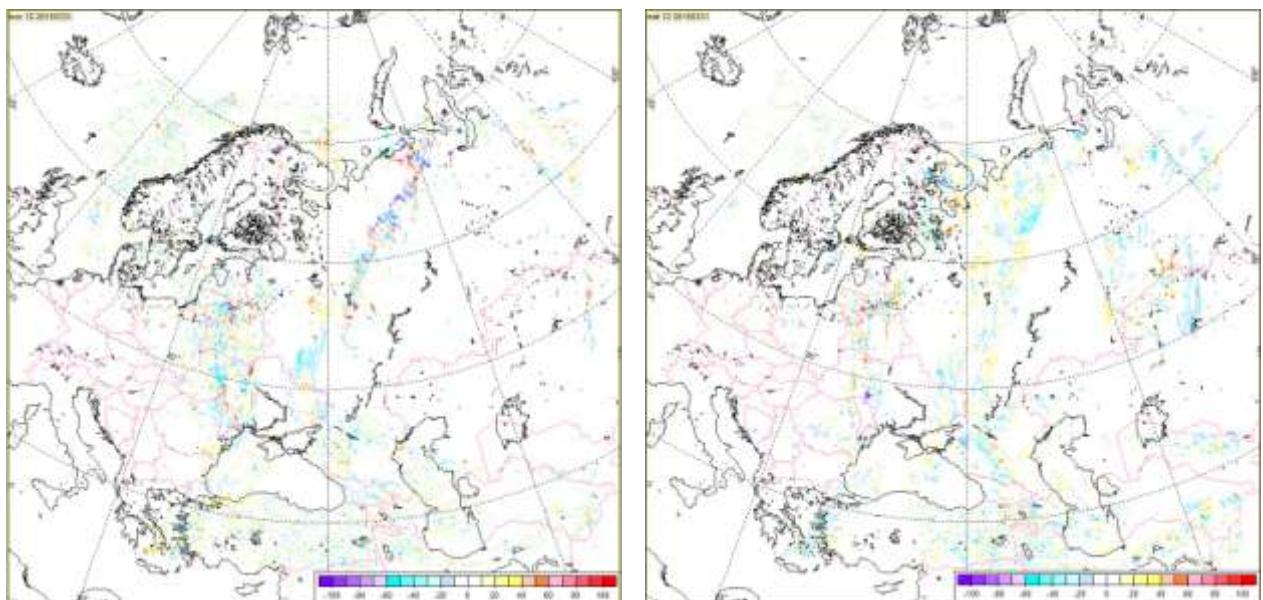


Рис.5. Разность между значениями облачности нижнего (слева) и среднего (справа) яруса (%) в прогнозах на 12 часов по экспериментальному и оперативному вариантам технологии COSMO-Ru7 от 00 ВСВ 31 марта 2015 г.

Статистические характеристики по порядку 800 станциям, рассчитанные для прогнозов основных метеорологических величин по модели COSMO-Ru7 в период 24 февраля – 10 апреля 2015г. и подготовленные с помощью пакета VERSUS, также показали улучшение прогнозирования приземной температуры воздуха (рис.6) в случае применения модифицированных начальных полей характеристик снежного покрова. Что интересно – существенный эффект (уменьшение среднеквадратической на 0,5-1,5°C и средней ошибок на 0,5-1,0°C) наблюдается, если отдельно рассматривать прогнозы положительных и отрицательных температур воздуха (рис.7а). Отметим, что к 78 часам среднеквадратическая и средняя ошибки прогнозов, полученных по модели COSMO-Ru7 с применением предложенной технологии подготовки начальных полей характеристик снежного покрова для территории Европы, практически не растут, а в случае положительных температур – средняя ошибка даже уменьшается к третьим суткам прогноза.

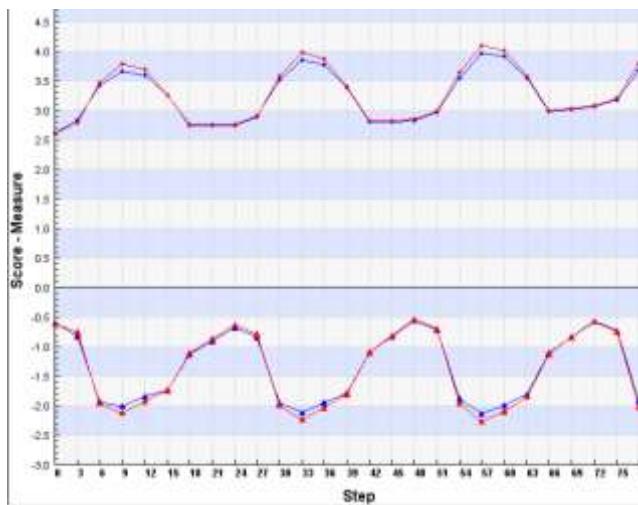


Рис.6. Средняя ошибка (снизу) и среднеквадратическая ошибка (сверху) прогнозов приземной температуры воздуха (°C) для территории Европы, рассчитанных по экспериментальной (синяя линия) и оперативной (красная линия) версиям технологии COSMO-Ru7 для периода 24 февраля – 10 апреля 2015г.

Для средних и средних абсолютных ошибок в пакете VERSUS были построены доверительные интервалы в предположении нормального распределения оценок для 99% уровня значимости (рис.7б, 7в, см. также Приложение Ж, рис.18-19). Графики отражают достоверность полученных результатов улучшения прогнозов приземной температуры.

Расчеты статистических характеристик прогнозов приземной температуры, выполненных при стандартных условиях для ясной (общая облачность меньше 25% по прогнозу) и пасмурной

(общая облачность больше 75% по прогнозу) погоды, не обнаружили существенного преимущества при использовании модифицированных начальных данных характеристик снежного покрова при подготовке прогноза погоды для территории Европы (рис.8) (в случае ясной погоды наблюдается даже возрастание ME и RMSE прогнозов температуры воздуха на первые сутки для экспериментальной версии). Так как общая облачность есть общее количество облаков, покрывающих небесный свод, без деления на ярусы, и наблюденные значения общей облачности на станциях могут не соответствовать прогнозируемым моделью, то были построены условные верификации для случаев облачности больше и меньше 50% (рис.9). Очевидно значительное улучшение прогнозирования приземной температуры воздуха при меньшей облачности при использовании модифицированных начальных данных о характеристиках снега. При облачности более 5 баллов (50%) максимальное улучшение прогнозирования приземной температуры воздуха наблюдается на трети сутки (уменьшение средней ошибки практически до нуля, среднеквадратической – до 2°C).

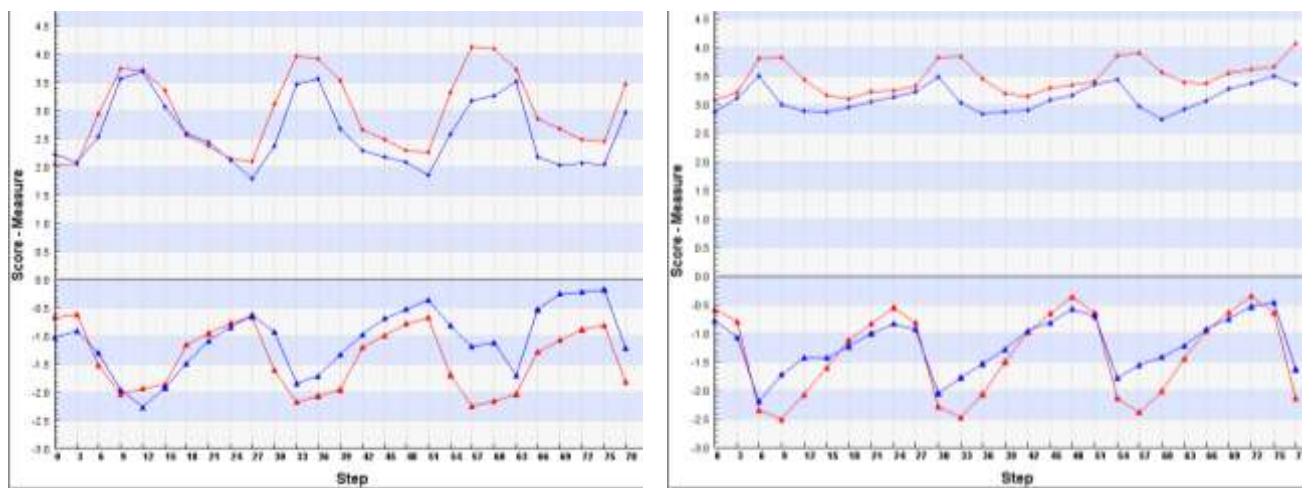


Рис.7а. Статистические оценки прогнозов приземной температуры воздуха (°C) при условии положительных (слева) и отрицательных (справа) наблюденных температур воздуха на станциях для территории Европы для периода 24 февраля – 31 марта 2015 г. Обозначения см. на рис.6

Обычная верификация, выполненная для общей облачности, не обнаружила отличий между двумя версиями модели в среднем для всей территории (рис.10). По техническим причинам провести условные верификации (высоты снега менее 5 см или менее 40 см) для метеорологических величин по территории Европы для случаев со снежным покровом, к сожалению, не получилось.

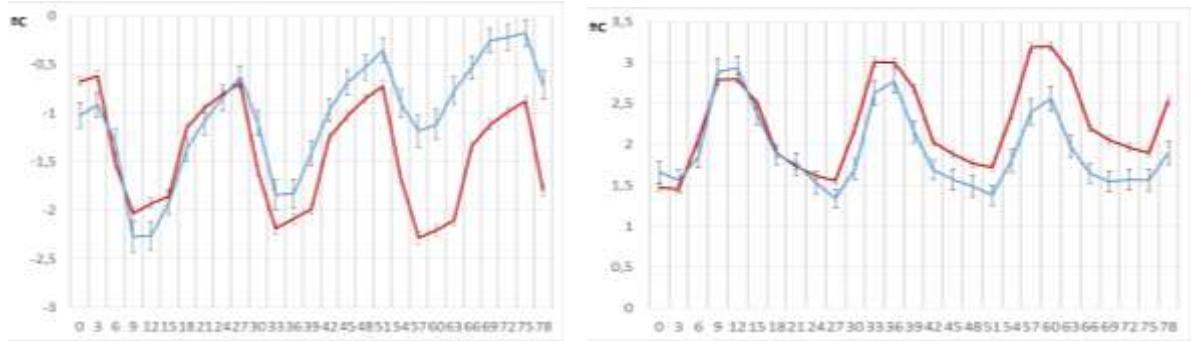


Рис.7б. Средняя ошибка (слева) и средняя абсолютная ошибка (справа) прогнозов приземной температуры воздуха ( $^{\circ}\text{C}$ ) при условии положительных наблюденных температур воздуха на станциях для территории Европы для периода 24 февраля – 31 марта 2015 г. Обозначения см. на рис.6

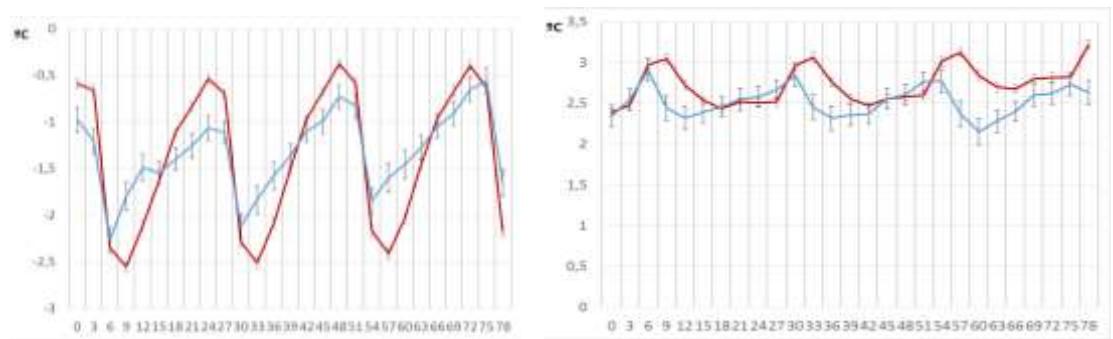


Рис.7в. Средняя ошибка (слева) и средняя абсолютная ошибка (справа) прогнозов приземной температуры воздуха ( $^{\circ}\text{C}$ ) при условии отрицательных наблюденных температур воздуха на станциях для территории Европы для периода 24 февраля – 31 марта 2015 г. Обозначения см. на рис.6

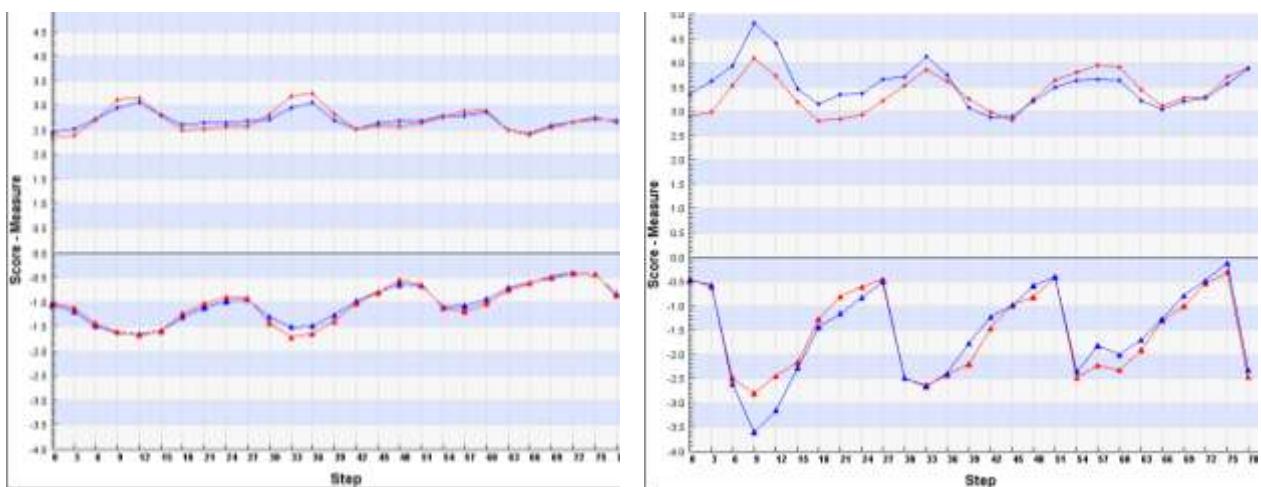


Рис.8. Статистические оценки прогнозов приземной температуры воздуха ( $^{\circ}\text{C}$ ) с условием общей облачности более 75% (слева) и менее 25% (справа) для территории Европы для периода 24 февраля – 31 марта 2015 г. Обозначения см. на рис.6

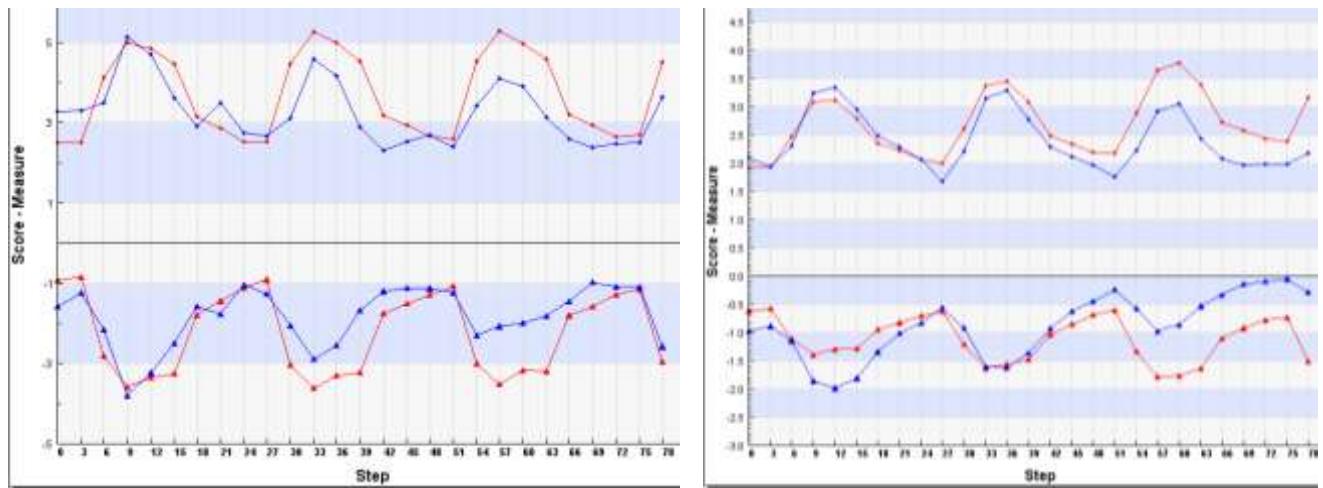


Рис.9. Статистические оценки прогнозов приземной температуры воздуха ( $^{\circ}\text{C}$ ) при одновременном условии положительных наблюденных температур воздуха на станциях и прогнозической общей облачности менее 5 баллов (слева) и более 5 баллов (справа) для территории Европы для периода 24 февраля – 31 марта 2015 г. Обозначения см. на рис.6

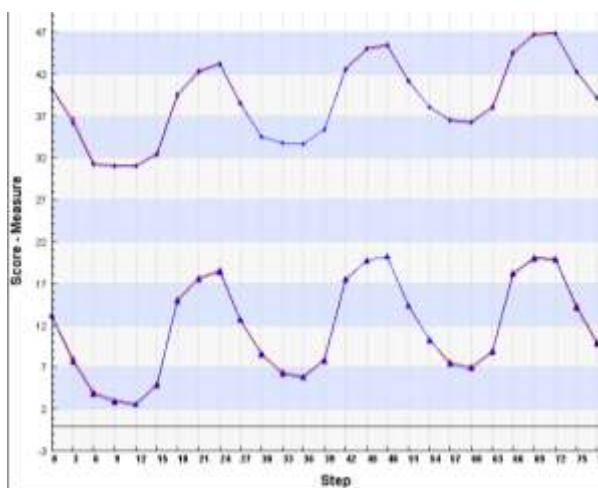


Рис.10. Статистические оценки прогнозов общей облачности (%) для территории Европы для периода 24 февраля – 31 марта 2015 г. Обозначения см. на рис.6

Величины средней и среднеквадратической ошибок, вычисленных по прогнозам скорости ветра по экспериментальной и оперативной версиям технологии COSMO-Ru7, оказались соизмеримы (рис.11). При условии положительных наблюденных на станциях температур воздуха на вторые и трети сутки прогноза несколько возрастает средняя ошибка и среднеквадратическая (рис.11, справа), однако на трети сутки прогноза отмечено незначительное уменьшение (0,1-0,2 м/с) среднеквадратической ошибки. Для срока 12 ВСВ 5 апреля 2015 г. прогноз скорости ветра на 10 метрах для некоторых станций см. в табл.2.

Прогностические значения определялись в ближайшем к станции узле сетки модели. Порывы ветра не учитывались.

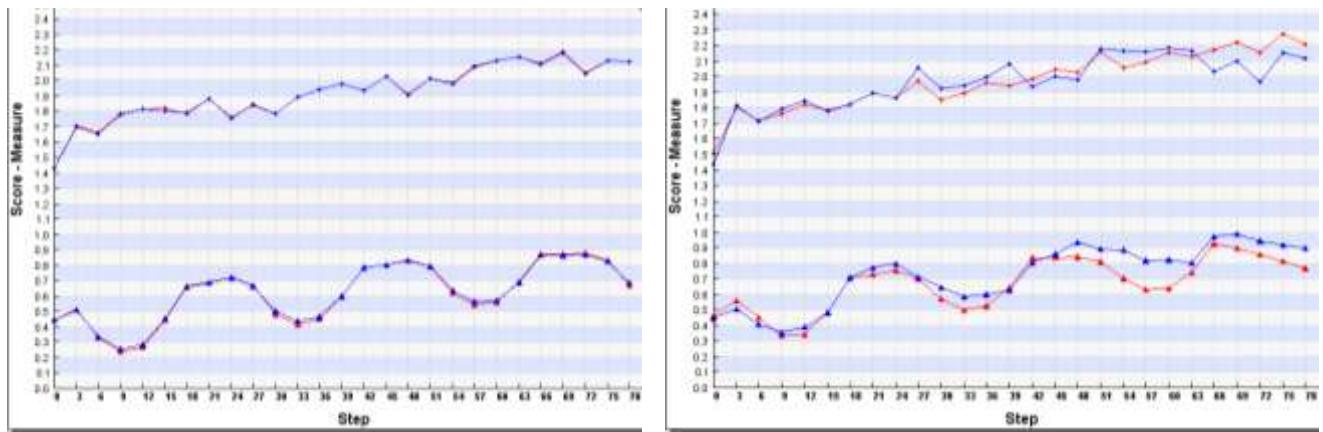


Рис.11. Статистические оценки скорости ветра на 10 метрах (м/с) (слева) и при условии положительных наблюденных температур воздуха на станциях (справа) для территории Европы для периода 24 февраля – 10 апреля 2015 г. Обозначения см. на рис.6

Таблица 2. Скорость ветра на 10 метрах (м/с) 5 апреля 2015 г. по измерениям на станциях, расчетам по технологии COSMO-Ru7 - оперативной (ctrl) и экспериментальной (ex)

Станция	5 апреля 2015, 12 BCB			Станция	5 апреля 2015, 12 BCB		
	Наблюдения	Ctrl	Ex		Наблюдения	Ctrl	Ex
Акташ	4	3	4	Мензелинск	5	3	4
Винницы	2	3	2	Миасс	7	5	5
Елабуга	3	3	3	Первомайский	4	4	4
Жезказган	5	4	6	Пряжа	2	2	3
Кизильское	5	6	7	Троицк	7	4	7
Кувандык	3	6	5	Чапаев	3	3	2
Кызылжар	4	5	5	Челябинск	4	4	6

### 3.2 Численные эксперименты с версией модели COSMO-Ru2

Для версии COSMO-Ru2 с шагом сетки 2,2 км отмечены аналогичные изменения в прогнозах метеорологических величин, что и для версии COSMO-Ru7 с шагом сетки 7 км.

В качестве первого примера проанализируем две даты (5 и 10 апреля 2014 г.), когда наблюдалось таяние снежного покрова в южных районах Центрального региона.

Максимальные отличия между начальными полями водного эквивалента снежного покрова наблюдаются для зон с максимальными значениями водного эквивалента (т.е. на севере региона), а также – вблизи границы снежного покрова (рис.12-13). Как видно из рис.12, начальное положение границы снега в оперативном и экспериментальном вариантах практически совпадает на значительном ее протяжении. Однако на 12 часов прогноза положение границы существенно различается, что связано с различной массой снега в начальный момент времени в различных вариантах.

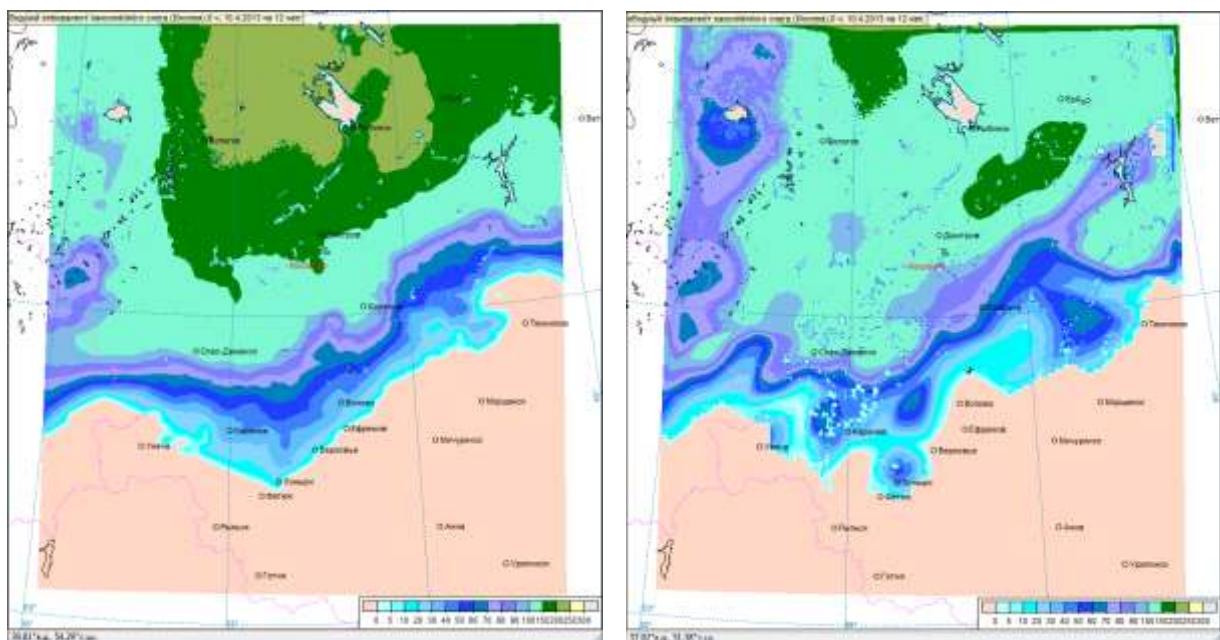


Рис.12. Значения водного эквивалента снежного покрова (мм) в прогнозах на 12 часов по оперативному(слева) и экспериментальному (справа) вариантам технологии COSMO-Ru2 от 00 ВСВ 10 апреля 2013 г.

На рис.13 показан пример разности полей водного эквивалента снежного покрова, полученных по двум версиям модели COSMO-Ru2, для конца снежного сезона. В таблице 3 приведены значения водного эквивалента снега для ряда пунктов для 10 апреля 2013 года (даты снегомерной съемки и активного таяния, во время периода, когда наблюдалось быстрое перемещение снежной границы), рассчитанные по COSMO-Ru2 в прогнозах на 12 ч. по оперативному и экспериментальному вариантам, в сравнении с данными измерений водного эквивалента снежного покрова вблизи тех же метеостанций. Очевидно более близкое к реальности прогнозирование значений водного эквивалента по уточненной начальной информации.

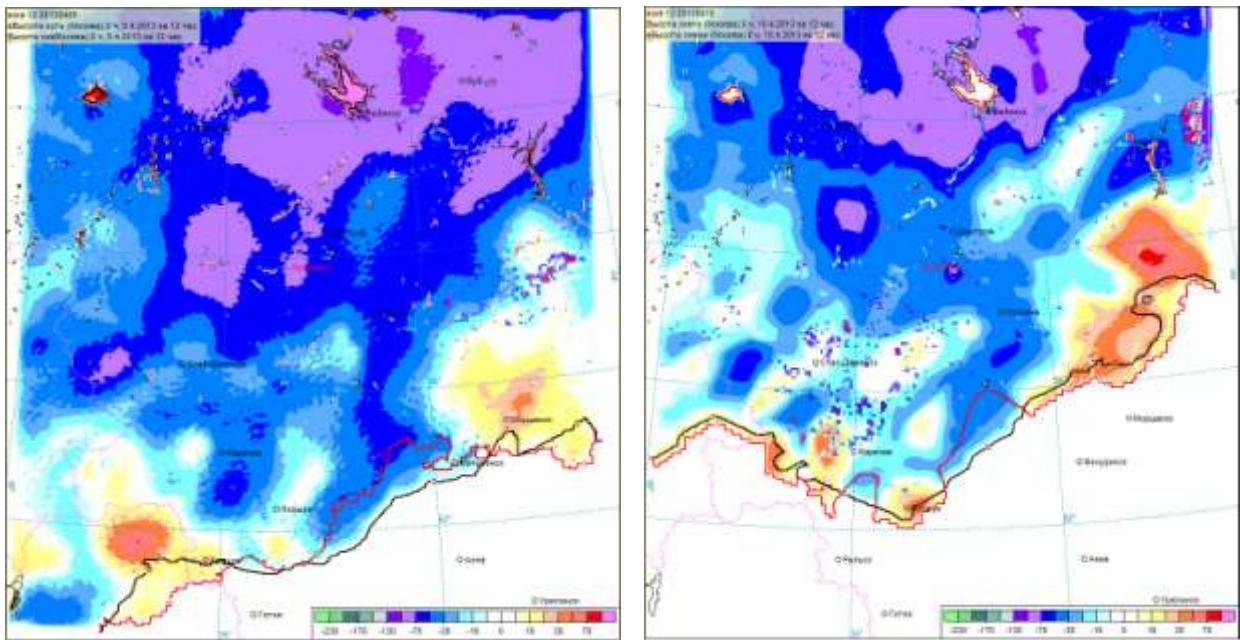


Рис.13. Разность между начальными полями водного эквивалента снега (мм) по экспериментальному и оперативному вариантам технологии COSMO-Ru2 от 00 BCB 5 (слева) и 10 (справа) апреля 2013 г. Линиями показан прогноз границы снежного покрова: черная – оперативный вариант, красная – экспериментальный вариант

При замене начальной информации о влагозапасах снега и положении его границы наибольшие отличия среди выходных модельных полей, наиболее важных при формировании погоды, отмечаются у приземной температуры воздуха вблизи границы снежного покрова. Различия в приземной температуре между экспериментальным и оперативным вариантами технологии показаны на рис.14. Обращает на себя внимание тот факт, что, несмотря на очень близкое положение границ снежного покрова в начальный момент времени (рис.14), уже через 12 часов моделирования в положении границ наблюдаются существенные расхождения, а расхождения температуры в этой области достигают 6-8°.

Для станций, расположенных в зоне пролегания границы снежного покрова, были вычислены ошибки прогнозов приземной температуры воздуха, обусловленные различным промоделированным положением границы снега (см. табл. 4-5). Как видно, в среднем для дневного времени суток (заблаговременность 12 ч.) прогноз для отдельных станций улучшился больше, чем на 5 °С. Для ночного времени суток изменения в лучшую сторону также наблюдаются, но выявлены не так отчетливо. Так как область, где наблюдается сход снежного покрова, будет смещаться к северу по мере освобождения территории от снега, то в течение периода снеготаяния прогнозистические поля будут уточняться для различных регионов.

Таблица 3. Сравнение значений водного эквивалента снега (мм) а станциях в пределах области расчетов модели COSMO-Ru2 10 апреля 2013 года по данным измерений на станциях и по прогнозам COSMO-Ru2 на 12 часов по оперативным и экспериментальным начальным данным

Название станции	Наблюдения, мм	Оперативный счет, мм (I)	Эксперимент, мм (II)	Абс. ошибка, (I), мм/Отн. ошибка, %	Абс. ошибка, (II), мм/Отн. ошибка, %
Бологое	154	200	139	46 /30	15 /10
Приволжск	150	171	167	21 /14	17/11
Буй	137	196	128	59/43	9/7
Коломна	51	106	68	55 /108	17/33
Можайск	127	138	110	11 / 9	17/13
Плавск	86	49	36	37 /43	50 /58
Спас-Деменск	114	106	106	8 /7	8/7
Сухиничи	102	91	94	11 /11	8/8
Белгорка	96	118	107	22 /23	11/ 10
Карачев	48	37	37	11 / 23	11/23
Поныри	46	15	44	31/67	2/4
Вознесенское	62	0	32	62/100	30/48
Верховье	0	16	0	16/100	0/0
Средняя абсолютная ошибка, мм/Средняя относительная ошибка, %				30мм/44%	15мм/18%

Изменения в начальных данных по водному эквиваленту и плотности снега повлияли на прогноз альбедо поверхности радиационных и тепловых потоков (см. Приложение Е, рис.21-24), полей облачности нижнего и среднего ярусов и скорости ветра (рис.15). Отметим, что альбедо поверхности при наличии снежного покрова рассчитывается в модели COSMO-Ru в зависимости от величины водного эквивалента снега, деленного на постоянное значение (0,015 м – параметр, регулирующий наличие проталин, см., например, уравнения (9)-(10) Главы 1). Следовательно, наибольшие изменения альбедо будут в районах с неустойчивым снежным покровом. Изменение альбедо влечет за собой изменение радиационных и тепловых потоков. Разности в потоках явного и скрытого тепла отмечаются через 12 и 24 часов после начала счета модели с использованием оперативных и экспериментальных начальных данных. Как правило, различия наблюдаются в зоне пролегания границы снежного покрова. При детальном последовательном сравнении других выходных метеорологических полей были выявлены

значимые (до 30-50 Вт/м<sup>2</sup>) расхождения в компонентах теплового баланса вне зоны границы (где различия достигали 200% и выше).

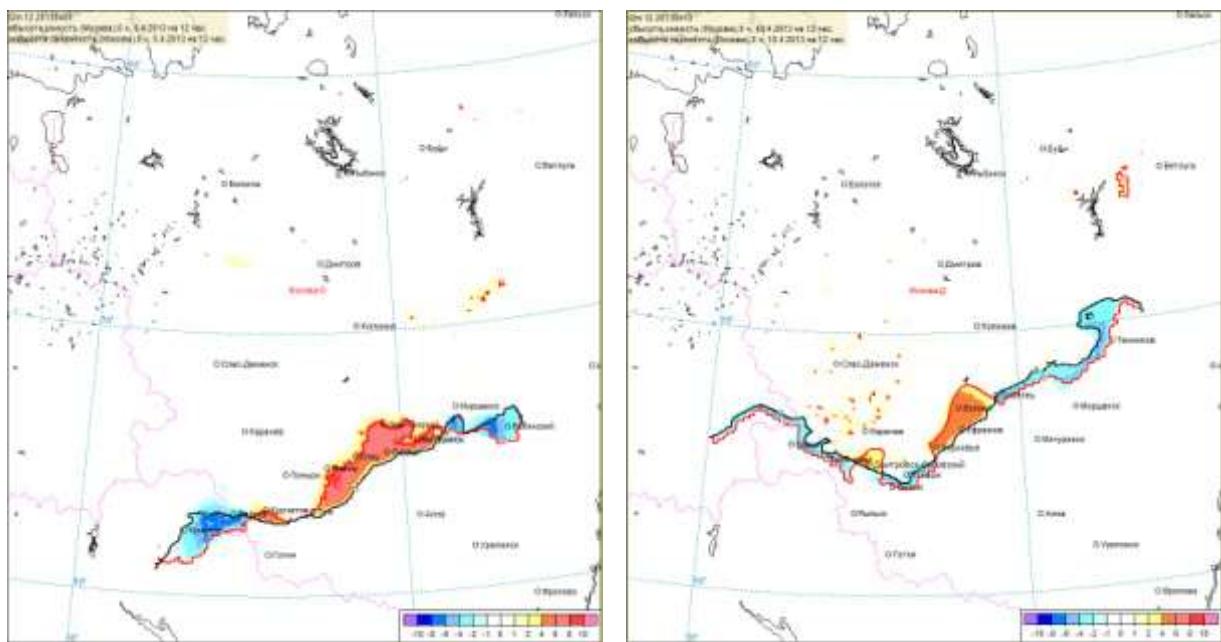


Рис.14. Разность между значениями приземной температуры воздуха (°C) в прогнозах на 12 часов по экспериментальному и оперативному вариантам технологии COSMO-Ru2 от 00 ВСВ 5 апреля (слева) и 10 апреля (справа) 2013 г. Линиями показан прогноз границы снежного покрова: черная – оперативный вариант, красная – экспериментальный вариант

Таблица 4. Приземная температура воздуха (°C) 5-6 апреля 2013 года по измерениям на станциях, расчетам по технологии COSMO-Ru2 - оперативной(ctrl) и экспериментальной (ex)

Станция	5 апреля 2013, 12 ВСВ			6 апреля 2013, 00 ВСВ		
	Наблюдения	Ctrl	Ex	Наблюдения	Ctrl	Ex
Белинский	16,1	12,0	8,2	6,7	5,0	4,8
Елец	13,7	2,1	8,0	7,7	2,0	5,1
Конотоп	7,1	3,6	2,0	2,5	-0,7	-0,7
Курчатов	11,5	4,2	8,4	2,5	-0,2	-0,1
Лев Толстой	10,7	1,4	6,5	8,2	3,0	5,8
Ливны	10,6	1,5	1,6	3,5	1,2	1,5
Липецк	13,9	3,2	9,0	8,3	4,8	7,0
Мичуринск	14,4	2,2	8,0	7,5	4,0	5,8
Рыльск	9,8	7,8	4,3	1,8	-0,2	-1,1
Тим	12,6	5,4	8,1	3,8	2,8	3,1

Таблица 5. Приземная температура воздуха (°C) 10-11 апреля 2013 года по измерениям на станциях, расчетам по технологии COSMO-Ru2 - оперативной (ctrl) и экспериментальной (ex)

Станция	10 апреля 2013, 12 ВСВ			11 апреля 2013, 00 ВСВ		
	Наблюдения	Ctrl	Ex	Наблюдения	Ctrl	Ex
Волово	6,9	0,6	5,8	-1,1	-3,6	-1,7
Верховье	7,0	1,2	6,0	0,8	-1,2	-0,2
Дмитровск-Орловский	7,2	1,1	4,9	0,5	-0,6	0,1
Ефремов	8,0	4,3	6,6	-0,4	-0,5	-0,6
Павелец	7,8	3,8	0,8	-1,7	-2,3	-3,7
Темников	7,2	6,2	5,6	0,2	0,7	-3,0
Трубчевск	7,0	7,0	5,5	-0,6	0,7	0,7
Унеча	7,1	6,6	5,4	1,0	0,4	0,7
Фатеж	8,1	5,6	6,7	-1,5	-3,0	0,3

Среди важных погодообразующих факторов в экспериментальных прогнозах были отмечены для отдельных районов значимые по величине (до +/-10 баллов), но имеющие локальный характер, изменения в прогнозах облачности нижнего яруса, в зависимости от конкретной синоптической ситуации. Изменения проявлялись в прогнозах как для «дневной», так и для «ночной» заблаговременностей. При этом изменения в приземной температуре воздуха для тех же районов составляли величины в пределах 0,5-1,5°. Можно предположить, что изменения облачности нижнего яруса и приземной температуры связаны и обусловлены различной температурой снега в силу изменения его теплопроводности при изменении его плотности. Различие в полях облачности нижнего и среднего ярусов отмечены на границах облачного покрова (рис.15-16). Четкой тенденции выделить не удалось, поскольку в зависимости от синоптической ситуации это может быть увеличение или уменьшение балла облачности до 100%.

Изменения скорости ветра могут доходить до 4 м/с и обуславливаться термическими причинами (рис.17), в основном – вблизи зоны пролегания границы снежного покрова.

Рисунки для выполненных прогнозов метеорологических величин по двум версиям модели COSMO-Ru2 получены и для 5 марта и 31 марта 2013 г. (см. Приложение Е, рис.1-20).

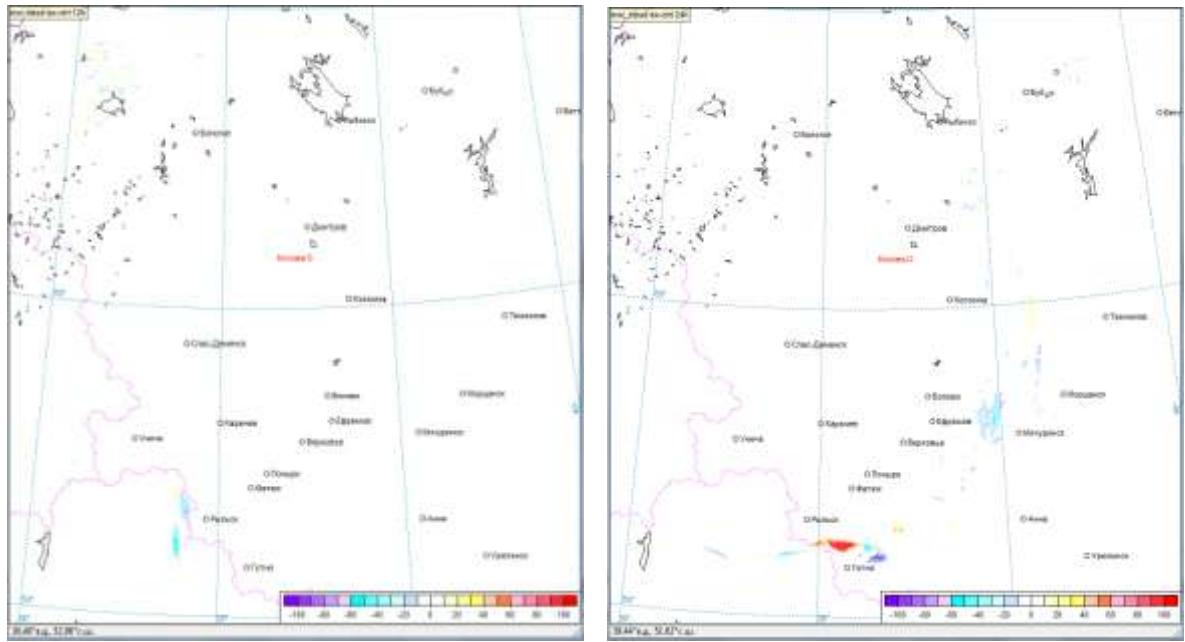


Рис.15. Разность между значениями облачности нижнего яруса (%) в прогнозах на 12 часов (слева) и 24 часа (справа) по экспериментальному и оперативному вариантам технологии COSMO-Ru2 от 00 BCB 5 апреля 2013 г.

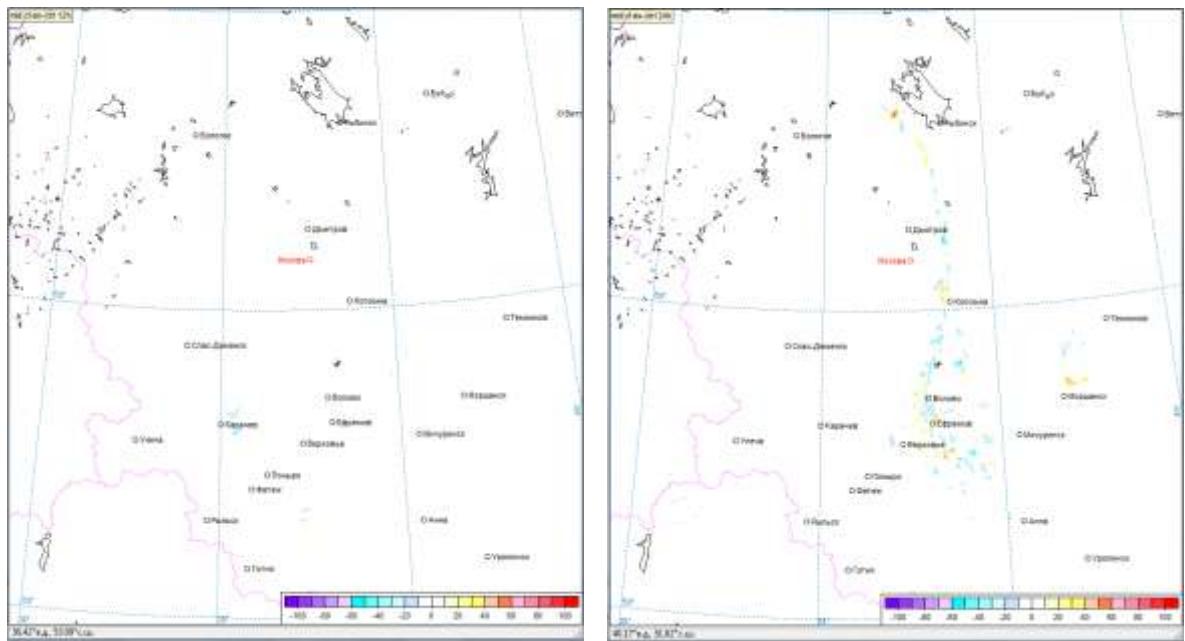


Рис.16. Разность между значениями облачности среднего яруса (%) в прогнозах на 12 часов (слева) и 24 часа (справа) по экспериментальному и оперативному вариантам технологии COSMO-Ru2 от 00 BCB 5 апреля 2013 г.

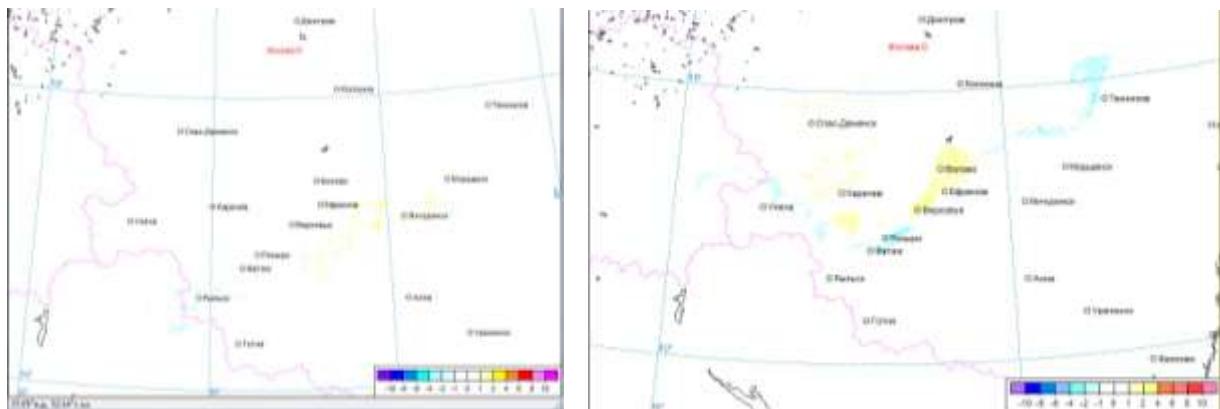


Рис.17. Разность между значениями скорости ветра на 10 метрах (м/с) в прогнозах на 12 часов по экспериментальному и оперативному вариантам технологии COSMO-Ru2 от 00 ВСВ 5 апреля (слева) и 10 апреля (справа) 2013 г.

С помощью пакета VERSUS были получены оценки для метеорологических величин, прогнозы которых рассчитывались в квазиоперативном режиме в 2014-2015 гг. с помощью экспериментальной и оперативной версий технологии. Верификации выполнялись по данным порядка 150 станций, попавших в область расчетов модели COSMO-Ru2.

Так, для периода 1-31 марта 2015 г. между двумя версиями модели не было найдено существенных различий в прогнозах приземной температуры воздуха как согласно простой верификации, так и условной (при условии положительной приземной температуры, наблюденной на станциях) (рис.18, 20). Полученный результат свидетельствует о том, что на такой небольшой территории, как территория Центрального региона, в течение месяца довольно сложно «поймать» изменения в зоне пролегания границы снежного покрова. Заметим также, что, согласно станционным наблюдениям, небольшая высота снежного покрова при положительных температурах воздуха, как правило, наблюдается в конце периода снеготаяния (рис.19), а именно в этот момент предложенная технология позволяет «освобождать» участки от снега вблизи пролегания границы снежного покрова. Подтверждением факта того, что именно прогнозы положительных температур воздуха в период таяния снега содержат значительные ошибки, является рис.20, согласно которому статистические характеристики практически в 1,5-2 раза (рис.20, справа) меньше таковых на рис.20, слева. Наибольшие ошибки характерны, в основном, для прогнозов в дневное время (среднеквадратические – до 5°C, средние – до -3°C); отдельно для положительных температур наблюдается та же тенденция, для отрицательных – в начальные сроки прогноза и в дневное время ошибки, наоборот, минимальны. Выделяется общая тенденция к занижению прогнозируемой температуры воздуха моделью COSMO-Ru2.

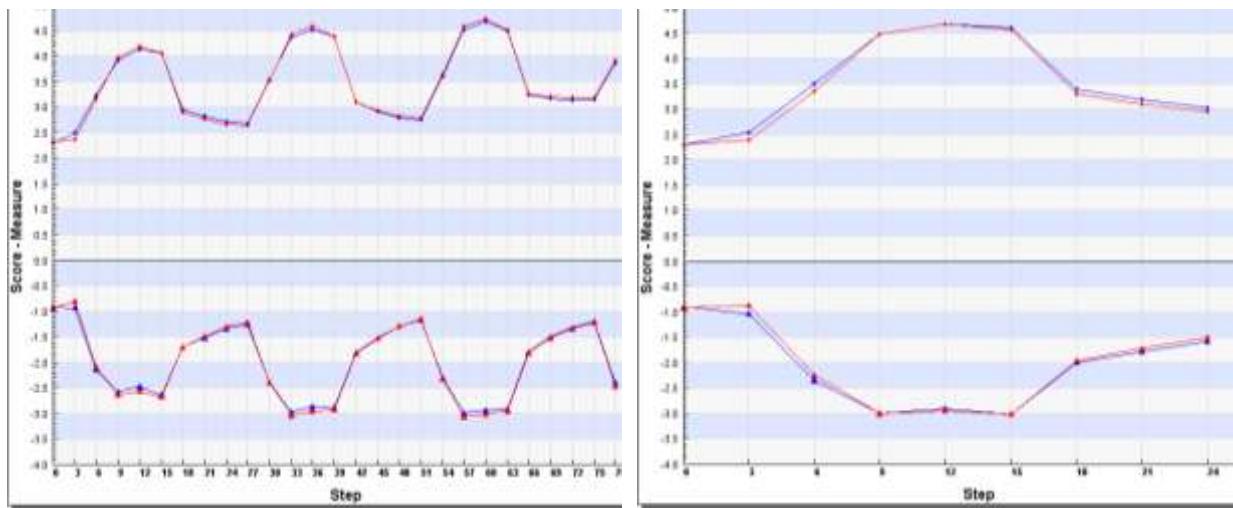


Рис.18. Средняя ошибка (снизу) и среднеквадратическая ошибка (сверху) прогнозов приземной температуры воздуха ( $^{\circ}\text{C}$ ) для территории Центрального региона, рассчитанных по экспериментальной (синяя линия) и оперативной (красная линия) версиям технологии COSMO-Ru7 (слева) и COSMO-Ru2 (справа) для периода 1-31 марта 2015 г.

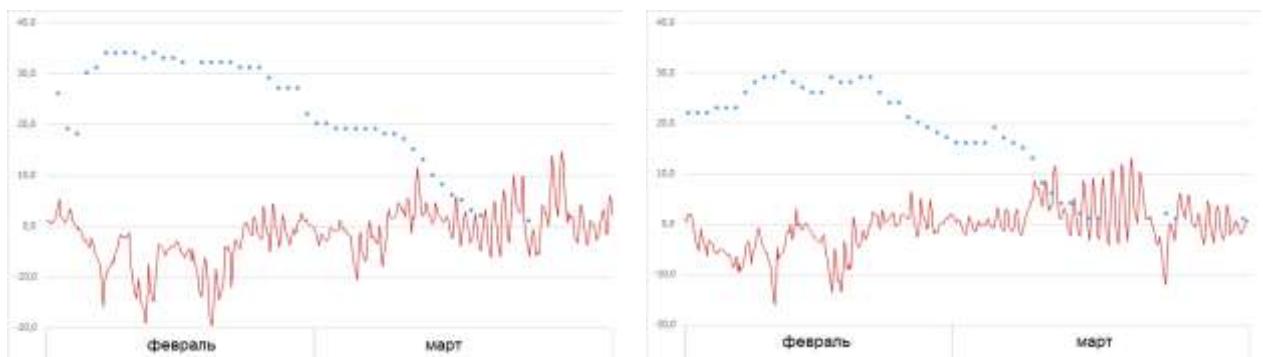


Рис.19. Высота снежного покрова (см) (синие точки) и приземная температуры воздуха ( $^{\circ}\text{C}$ ) (красная линия) по измерениям на станциях Анна (слева) и Дмитров (справа) в период 1 февраля – 31 марта 2015 г.

Температура воздуха при ясной погоде (общая облачность составляет менее 25%) и пасмурной (общая облачность составляет более 75%) воспроизводятся обеими версиями модели примерно одинаково (рис.21): максимальное отличие среднеквадратической ошибки составляет не более  $0,2^{\circ}\text{C}$ . При пасмурной погоде ошибки прогнозов температуры воздуха меньше, чем при ясной, что можно объяснить уменьшением амплитуды температуры воздуха при увеличении облачности, следовательно, величины ошибок также будут меньше. Аналогичные

рисунки для периода 1-28 февраля 2015 г. (рис.1-4) и 1-31 декабря 2014 г. (рис.5-8) см. в Приложении Ж.

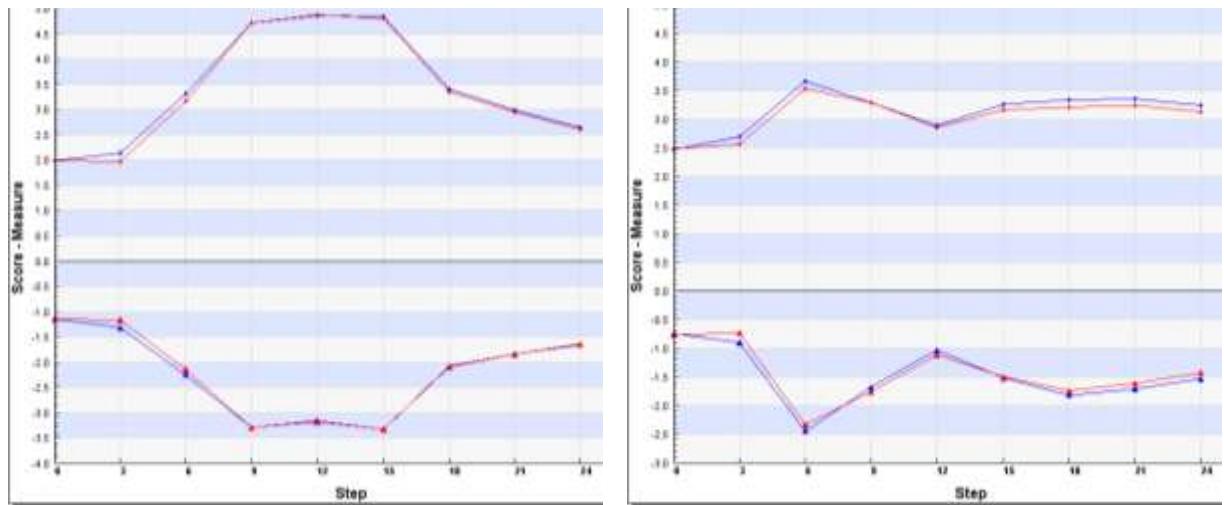


Рис.20. Статистические оценки прогнозов приземной температуры воздуха ( $^{\circ}\text{C}$ ) при условии положительных (слева) и отрицательных (справа) наблюденных температур на станциях для территории Центрального региона для периода 1-31 марта 2015 г. Обозначения см. на рис.18

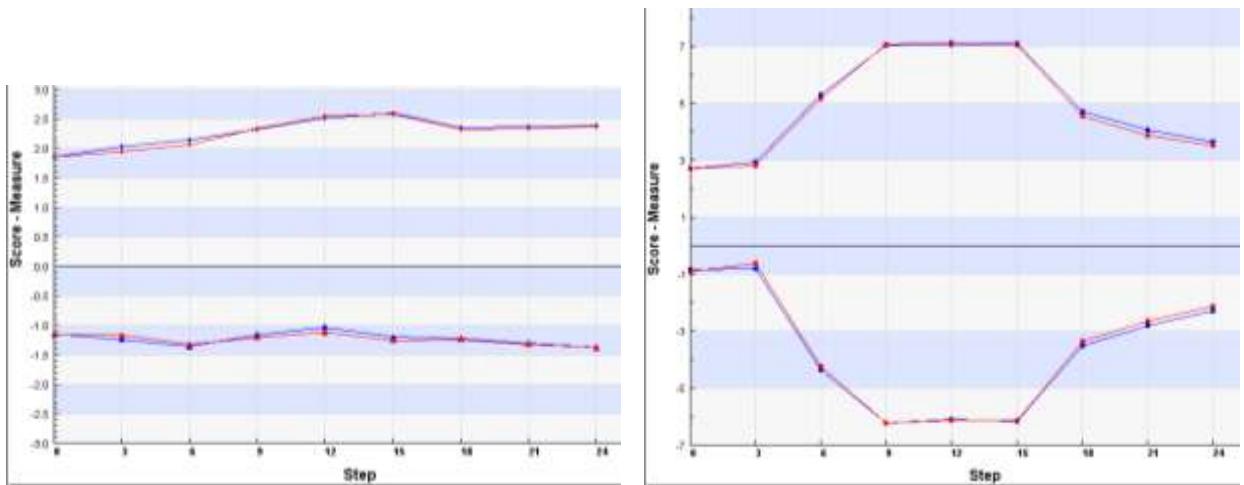


Рис.21. Статистические оценки прогнозов приземной температуры воздуха ( $^{\circ}\text{C}$ ) с условием общей облачности более 75% (слева) и менее 25% (справа) для территории Центрального региона для периода 1-31 марта 2015 г. Обозначения см. на рис.18

В ходе анализа полученных графиков в пакете VERSUS также было установлено, что прогнозирование приземной температуры воздуха в зоне пролегания границы снежного покрова более успешно при отсутствии облачности или ее небольшом балле (срав. рис.21 (справа) и рис.22 (справа)), чем при сплошном облачном покрове (см. также эксперименты для

Европы). Причем среднеквадратическая ошибка к третьим суткам прогноза несколько больше увеличивается при условии увеличения облачного покрова, чем при его небольшом балле (рис.23).

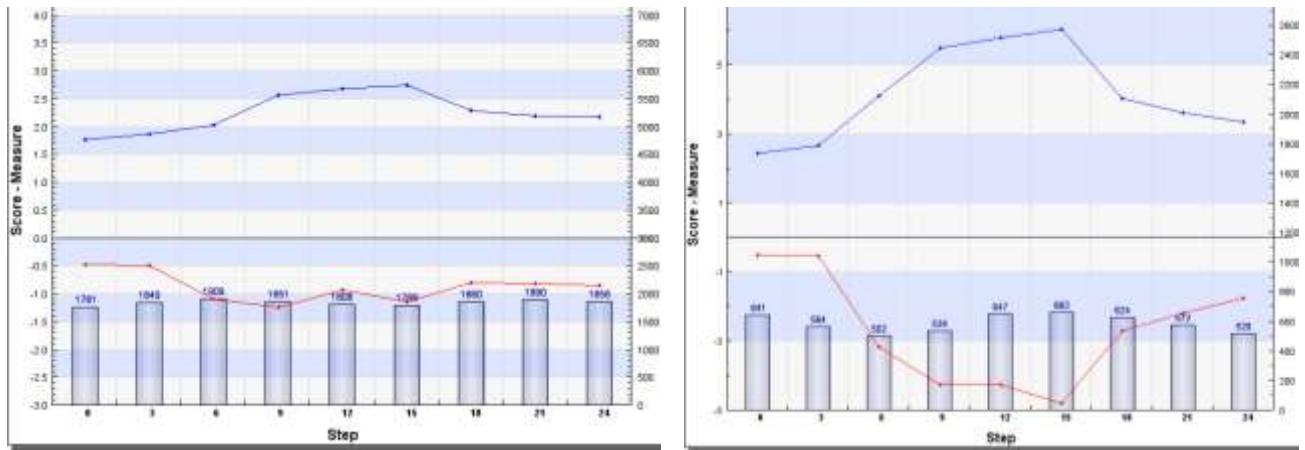


Рис.22. Среднеквадратическая (синяя линия) и средняя (красная линия) ошибки прогнозов приземной температуры воздуха ( $^{\circ}\text{C}$ ) с условием прогнозируемой высоты снега менее 5 см при прогнозируемой облачности более 75% (слева) и менее 25% (справа) для территории Центрального региона для периода 1-31 марта 2015 г., рассчитанных по экспериментальному варианту технологии COSMO-Ru2. Столбиками показано количество пар прогноз-наблюдение (случаев) для каждого срока

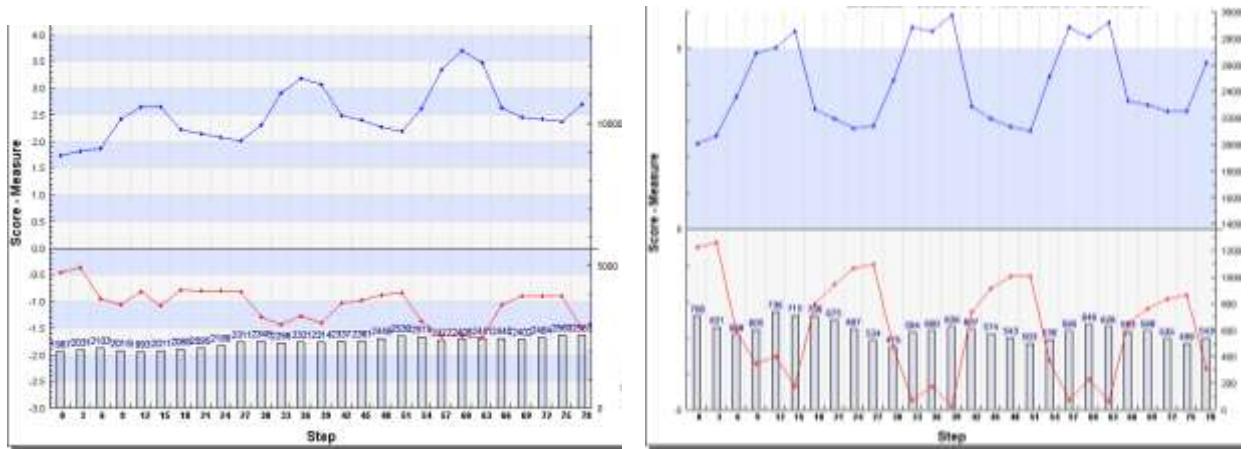


Рис.23. Статистические оценки прогнозов приземной температуры воздуха ( $^{\circ}\text{C}$ ) с условием прогнозируемой высоты снега менее 5 см при прогнозируемой облачности более 75% (слева) и менее 25% (справа) для территории Центрального региона для периода 1-31 марта 2015 г., рассчитанных по экспериментальному варианту технологии COSMO-Ru7. Обозначения см. на рис.22

Отметим, что использование модели COSMO-Ru7 для оценки прогнозов для Центрального региона приводит к тому, что среднеквадратическая и средняя ошибки прогнозов

температуры воздуха до  $0,5^{\circ}\text{C}$  лучше аналогичных ошибок, полученных при использовании модели COSMO-Ru2 (рис.24-25). Найденный результат может быть объяснен тем, что поле водного эквивалента, синтезированное по значениям на станциях для модели COSMO-Ru2, будет несколько отличаться от поля модели COSMO-Ru7, подготовленного с учетом корректирующих множителей для ППП характеристик снега (см. рис.4-6 Приложения Д), где предусмотрено согласование полей.

В случае, когда наблюдается очень небольшой (менее 5 см) снежный покров при положительных температурах воздуха среднеквадратическая ошибка прогнозов приземной температуры воздуха в марте 2015 г., рассчитанных по экспериментальному варианту, на первые трое суток прогноза не превышает  $4,5^{\circ}\text{C}$ , а средняя  $-2,5^{\circ}\text{C}$  (рис.25).

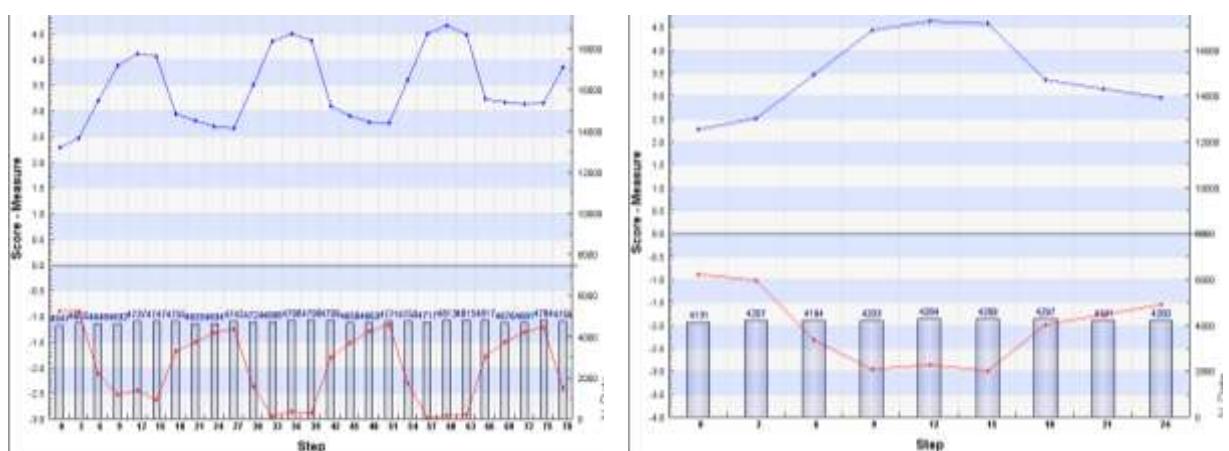


Рис.24. Статистические оценки прогнозов приземной температуры воздуха ( $^{\circ}\text{C}$ ) с условием прогнозируемой высоты снега менее 40 см для территории Центрального региона для периода 1-31 марта 2015 г., рассчитанных по экспериментальным вариантам технологии COSMO-Ru7 (слева) и COSMO-Ru2 (справа). Обозначения см. на рис.22

Условная верификация прогнозов приземной температуры воздуха в марте 2015 г., рассчитанных по экспериментальному варианту, для станций со снежным покровом менее 5 см практически идентична верификации с дополнительным условием на наличие положительных наблюденных температур на станциях (рис.25 и рис.26), однако есть незначительное уменьшение среднеквадратической и средней ошибок (на  $0,1$ - $0,5^{\circ}\text{C}$ ) (рис.26), что подтверждает тот факт, что в районе таяния снега влияние на прогноз температуры воздуха с применением предложенной технологии при «открытии» / «закрытии» снегом ячейки модели будет как на положительные, так и на отрицательные температуры воздуха (то есть наличие/отсутствие

снега будет определять взаимодействие в системе подстилающая поверхность – атмосфера и последующее охлаждение/нагревание вышележащего воздуха).

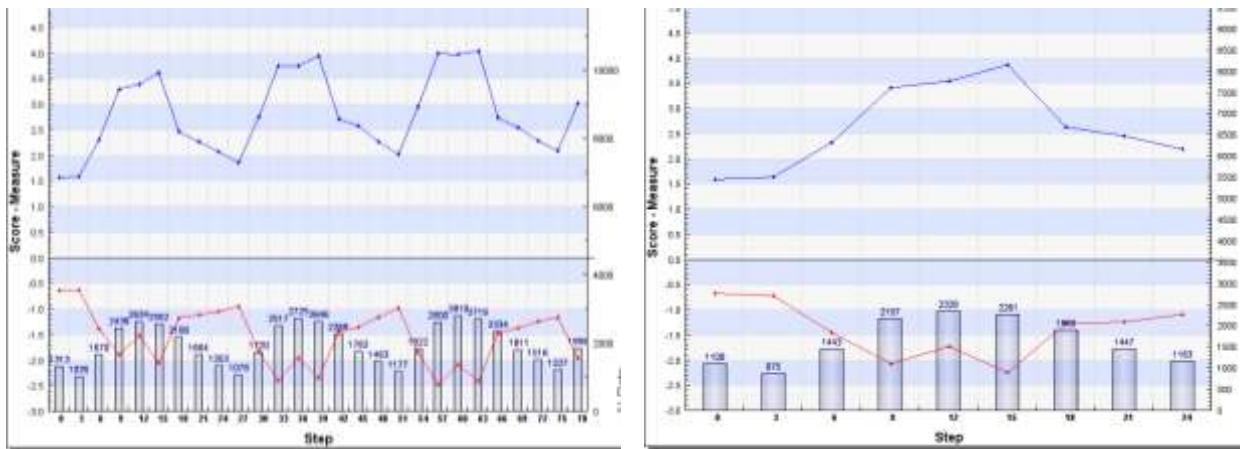


Рис.25. Статистические оценки прогнозов приземной температуры воздуха ( $^{\circ}\text{C}$ ) с условиями прогнозируемой высоты снега менее 5 см и положительных наблюденных температур воздуха для территории Центрального региона для периода 1-31 марта 2015 г., рассчитанных по экспериментальным вариантам технологии COSMO-Ru7 (слева) и COSMO-Ru2 (справа). Обозначения см. на рис.22

Итак, выполненные условные верификации прогнозов приземной температуры воздуха показали, что наименьшие по величине средние (до  $-2,5^{\circ}\text{C}$ ) и среднеквадратические (до  $4^{\circ}\text{C}$ ) ошибки наблюдаются при тающем снежном покрове (имеющим небольшую высоту) и в случае безоблачных условий. Оказалось, что ошибки при прогнозировании положительных температур воздуха моделью COSMO-Ru2 больше, чем при прогнозировании отрицательных. Однако улучшение прогнозирования температур с использованием предложенной технологии может наблюдаться как для положительных, так и для отрицательных температур воздуха.

Рассмотрим в качестве примера прогнозы, рассчитанные моделью COSMO-Ru2 15 марта 2015 г. (рис.27). В 2015 г. таяние снега на территории Центрального региона началось с 18-20 февраля; к 31 марта снег сошел (исключая несколько эпизодов выпадения снега в апреле, который быстро растаял). Как и в упомянутых ранее исследованиях для апреля 2013 г., так и 15 марта 2015 г. граница снежного покрова по двум версиям модели отличается. На станциях в областях, где согласно предложенной технологии отсутствовал снег, обнаружено некоторое улучшение прогноза дневной температуры воздуха (Каменная Степь, Конь-Колодезь, Лев Толстой, Липецк, вышний Волочек) (табл.6).

Для станций Осташков и Бологое прогноз температуры воздуха с использованием модифицированных начальных данных характеристик снега получился хуже, чем по

оперативному варианту модели. Связано это с тем, что поле высоты снега, рассчитанное в цикле усвоения по данным о водном эквиваленте снега и его плотности, для оперативной версии модели получилось не точно соответствующим измерениям высоты снега на станциях (так, например, на станции Бологое наблюдалось 3 см снега (в ближайшем узле по оперативному варианту – 0,3 см, по предложенной методике – 3,4), на станции Осташков – 18 см (в ближайшем узле по оперативному варианту – 2,3 см, по предложенной методике – 17,4)). Поэтому упомянутые станции оказались со снегом, что, согласно подходу в модели, привело к прогнозированию температур воздуха, близких к нулю (вся энергия израсходовалась на таяние снега). То есть технология вложенных сеток (глобальная модель с шагом сетки 25 км - COSMO-Ru7 - COSMO-Ru2) не обеспечила соответствующими реальности начальными данными о снеге модель COSMO-Ru2; дополнительного усвоения станционных измерений высоты снежного покрова для COSMO-Ru2 в оперативном режиме не производится.

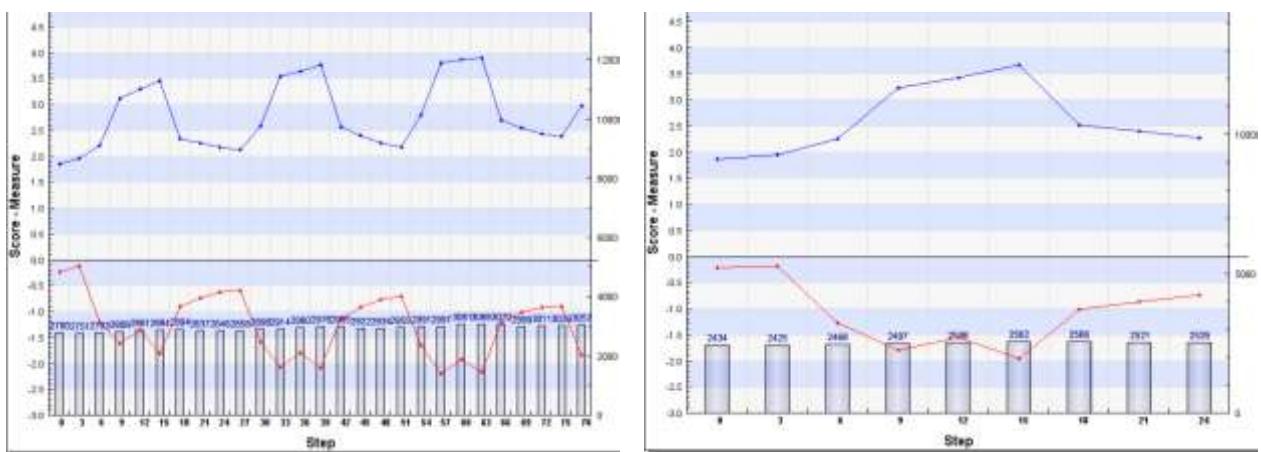


Рис.26. Статистические оценки прогнозов приземной температуры воздуха ( $^{\circ}\text{C}$ ) с условиями прогнозируемой высоты снега менее 5 см для территории Центрального региона для периода 1-31 марта 2015 г., рассчитанных по экспериментальным вариантам технологии COSMO-Ru7 (слева) и COSMO-Ru2 (справа). Обозначения см. на рис.22

Значимых изменений в прогнозировании общей облачности (рис.28) между двум версиями технологии COSMO-Ru2 выявлено не было. Разрешение сетки модели (7 или 2,2 км) существенно не влияет на качество прогноза общей облачности (рис.29).

Проведенная условная верификация (рис.29) показала, что качество прогнозирования общей облачности не зависит от наличия снежного покрова (срав. с рис.28).

Различия в облачности разных ярусов, которые впервые были обнаружены для случаев в 2013 г., не нашли отражение на графиках со статистическими характеристиками по прогнозам

модели в 2014-2015 гг. в связи с тем, что, во-первых, для анализа в пакете VERSUS доступны только данные об общей облачности, во-вторых, различия носят лишь локальный характер, без обнаруженной закономерности.

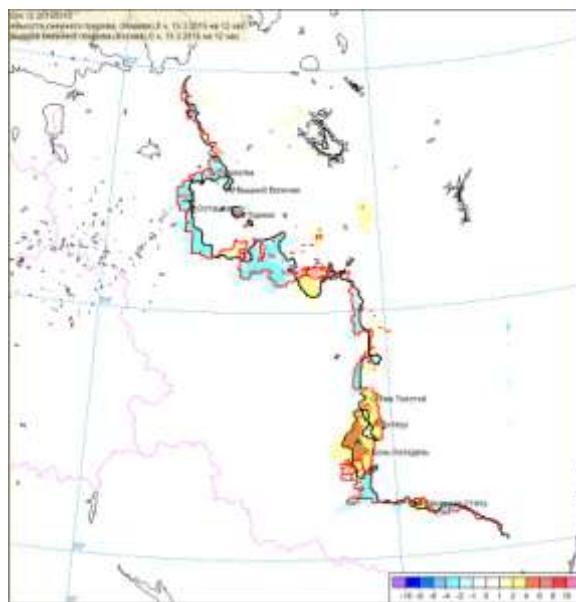


Рис.27. Разность между значениями приземной температуры воздуха (°C) в прогнозах на 12 часов по экспериментальному и оперативному вариантам технологии COSMO-Ru2 от 00 BCB 15 марта 2015 г. Линиями показан прогноз границы снежного покрова: черная – оперативный вариант, красная – экспериментальный вариант

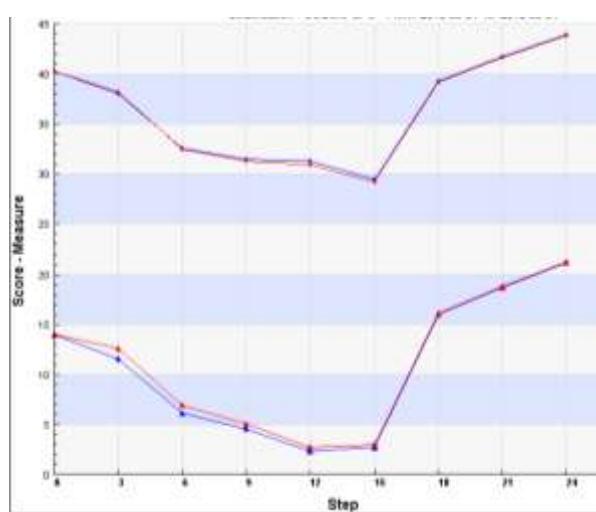


Рис.28. Статистические оценки прогнозов общей облачности (%) для территории Центрального региона для периода 1-31 марта 2015г. Обозначения см. на рис.18

Статистические характеристики прогнозов скорости ветра на 10 метрах по оперативной и экспериментальной версиям технологии COSMO-Ru2 значимо не отличаются друг от друга (рис.30). Условные верификации (рис.30-31) не выявили существенных изменений в поведении ошибок. Тем не менее, условная верификация (положительные наблюденные температуры воздуха на станциях) для периода 1-28 февраля 2015 г. (рис.4 Приложения Е) позволила обнаружить, что различия в ошибках (0,1-0,2 м/с) между двумя версиями могут наблюдаться на заблаговременность 3-9 часов, а также 18-24 часа. Такая особенность, возможно, связана с «открытием» / «закрытием» участков снегом, что влечет за собой смену параметра шероховатости поверхности (суша-снег) и, следовательно, некоторое возможное изменение скорости ветра.

Таблица 6. Приземная температура воздуха (°C) 15-16 марта 2015 г. по измерениям на станциях, расчетам по технологии COSMO-Ru2 - оперативной (ctrl) и экспериментальной (ex)

Станция	15 марта 2015, 12 ВСВ			16 марта 2015, 00 ВСВ		
	Наблюдения	Ctrl	Ex	Наблюдения	Ctrl	Ex
Бологое	9,7	2,3	0,2	-3,5	-6,6	-4,6
Вышний Волочек	9,8	0,0	1,1	-5,3	-6,4	-6,4
Каменная Степь	6,5	0,1	3,0	-2,1	-7,1	-5,9
Конь-Колодезь	7,1	0,5	4,6	-2,7	-7,0	-4,8
Лев Толстой	5,0	0,2	2,7	-0,2	-8,2	-7,0
Липецк	7,5	0,1	2,3	0,2	-7,8	-7,0
Осташков	9,2	1,1	-0,2	-4,8	-5,3	-7,5
Торжок	9,9	0,8	-0,7	-1,9	-5,8	-7,8

Заметим также, что среднеквадратическая и средняя ошибки метеорологических величин (приземной температуры воздуха, общей облачности, скорости ветра на 10 метрах) несколько возрастают к третьим суткам прогноза (рис.18, 29, 31), т.е. наблюдается накопление ошибок в течение счета модели.

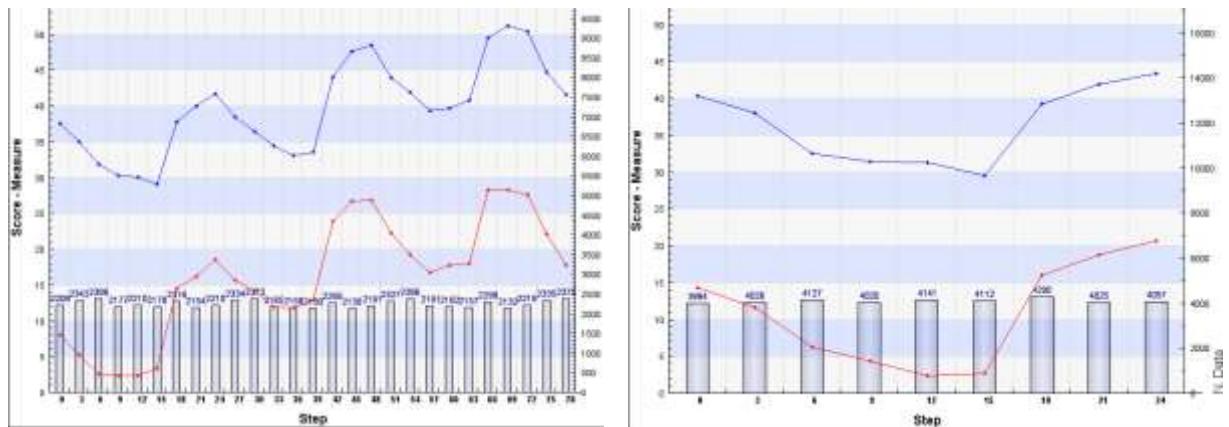


Рис.29. Статистические оценки прогнозов общей облачности (%) с условием прогнозируемой высоты снега менее 40 см для территории Центрального региона для периода 1-31 марта 2015 г., рассчитанных по экспериментальным вариантам технологии COSMO-Ru7 (слева) и COSMO-Ru2 (справа). Обозначения см. на рис.22

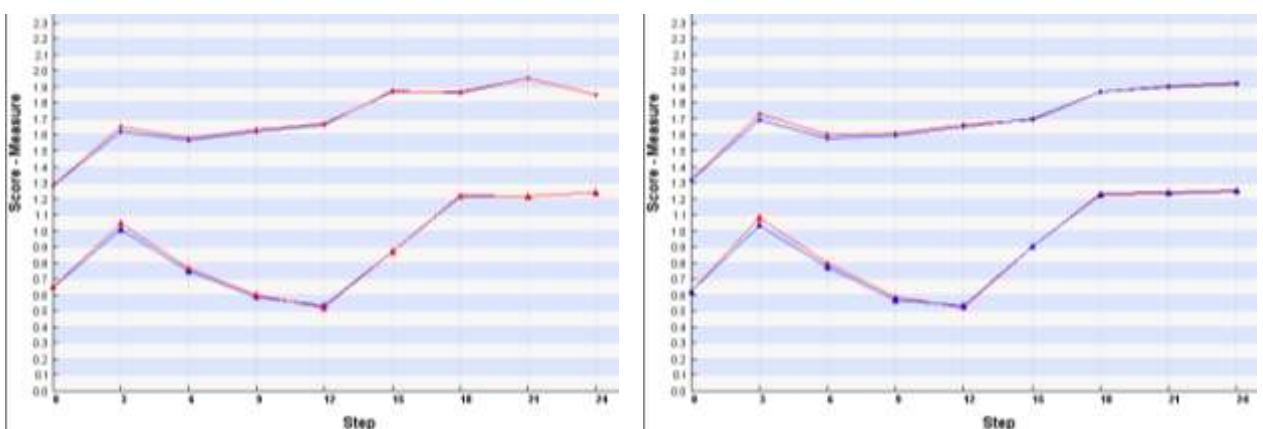


Рис.30. Статистические оценки прогнозов скорости ветра на 10 метрах (м/с) (слева) и при условии положительных наблюденных температур воздуха на станциях (справа) для территории Центрального региона для периода 1-31 марта 2015г. Обозначения см. на рис.18

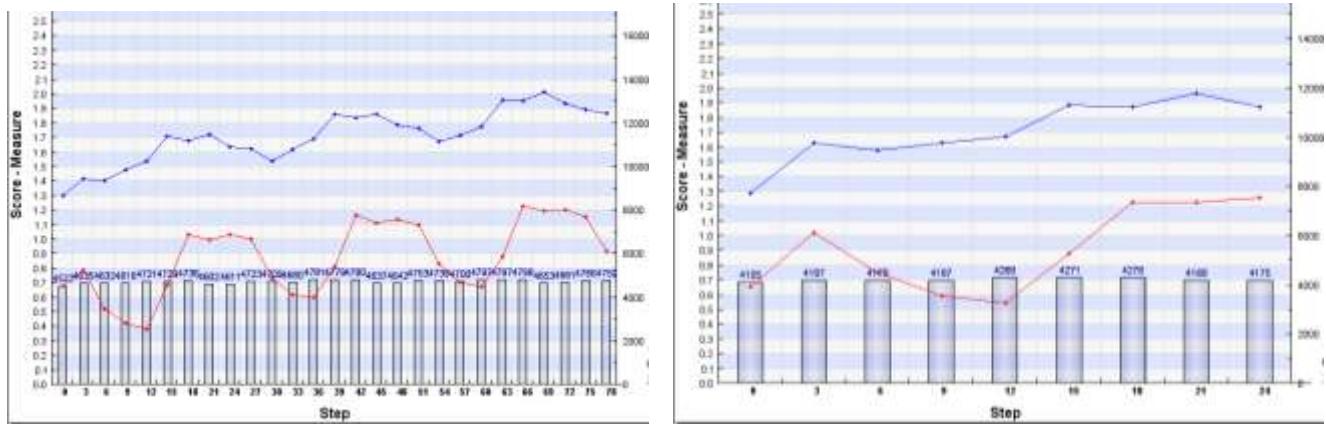


Рис.31. Статистические оценки прогнозов скорости ветра на 10 метрах (м/с) с условием прогнозируемой высоты снега менее 40 см для территории Центрального региона для периода 1-31 марта 2015 г., рассчитанных по экспериментальным вариантам технологии COSMO-Ru7 (слева) и COSMO-Ru2 (справа). Обозначения см. на рис.22

### 3.3 Численные эксперименты с версией модели COSMO-Ru2 и данных ИСЗ высокого разрешения для Северо-Кавказского региона

Территория области модели COSMO-Ru2 для Северо-Кавказского региона (см. рис.6 Главы 2, рис.32) характеризуется сложным сочетанием природных условий, включая в себя часть Кавказских гор, Черное и Азовское моря.

Необходимо отметить, что территория региона неравномерно освещена данными наблюдений на метеорологических станциях (см. рис.32): в горной местности станций недостаточно. Так, в рамках подготовки проведения зимних Олимпийских игр «Сочи-2014» на спортивных объектах было установлено порядка 40 автоматических метеорологических станций (AMC), однако измерения за снежным покровом велись лишь на некоторых из них. Кроме того, как было сказано в Главе 1, к AMC должны предъявляться определенные правила по их эксплуатации. Основным недостатком автоматических станций в случае измерения высоты снежного покрова является невозможность разделения показаний датчика на снег и воду, которая образуется летом после дождя (см. рис.1 Приложения 3), потому что снежный покров наблюдается на Кавказе и летом (например, см. рис.2 Приложения 3, а также [Рихтер, 1945]).

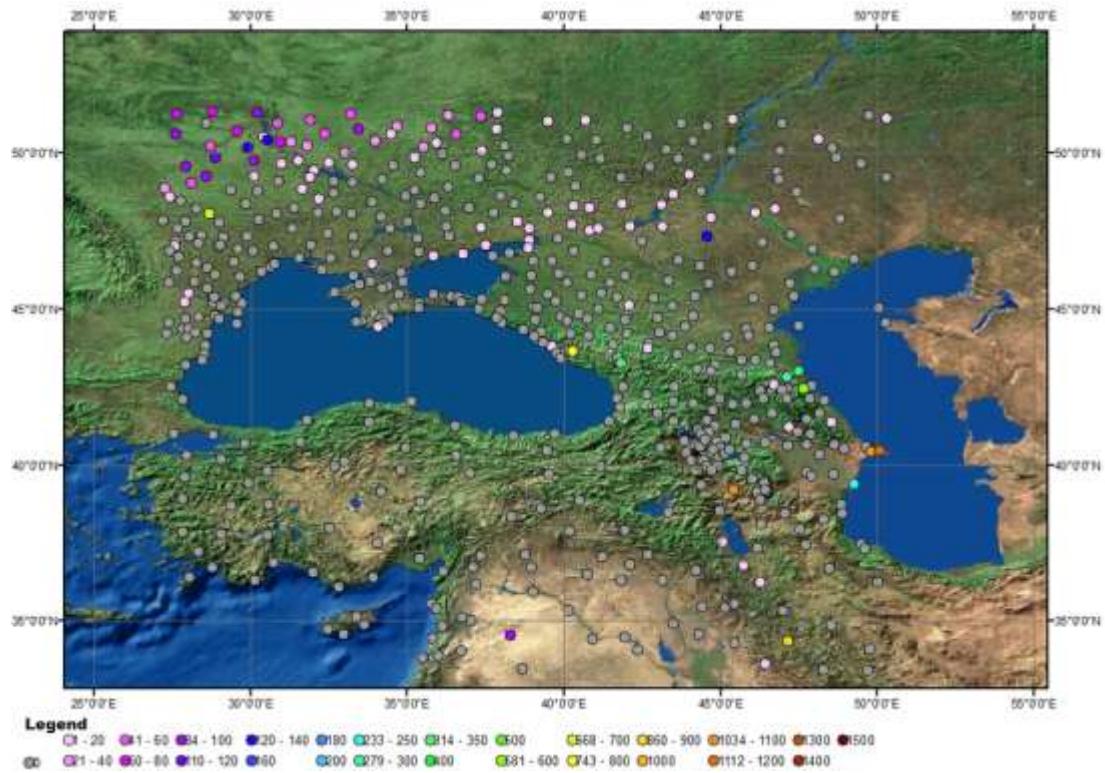


Рис.32. Значения водного эквивалента снега (мм), полученные по разработанной модели ММСП. Серым цветом показано отсутствие наблюдений или отсутствие снежного покрова. 30 марта 2013 г.

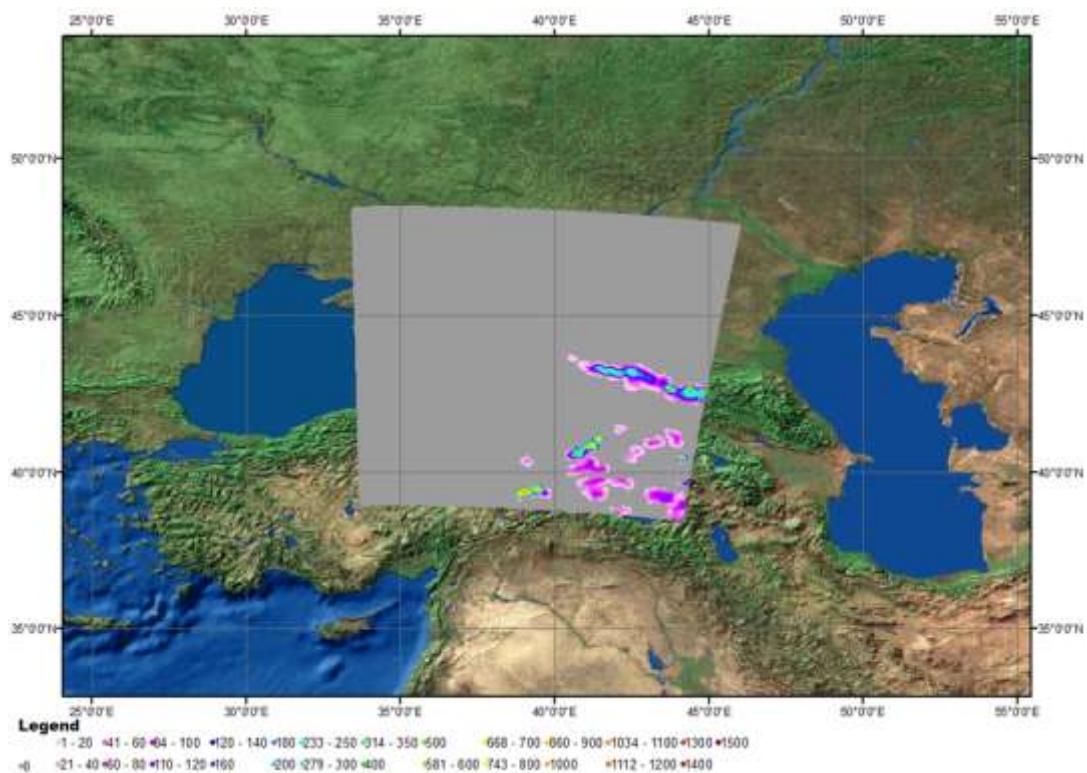


Рис.33. Начальное поле водного эквивалента снега (мм) мезомасштабной модели COSMO-Ru с шагом сетки 2,2 км. 00 ВСВ 31 марта 2013 г.

Очевидно, что при достаточно редком расположении станций не представляется возможным проводить интерполяцию станционных значений характеристик снежного покрова в узлы расчетной сетки модели для того, чтобы охарактеризовать изменчивый снежный покров региона Северного Кавказа, поскольку такого рода процедура не будет отражать всей пестроты снежных условий региона.

Проанализировав начальные поля водного эквивалента снега, подготавливаемые в оперативном режиме для мезомасштабной модели COSMO-Ru2, было установлено, что они недостаточно детализированы для горного региона и в них имеются некоторые неточности (рис.33). Так, 30 марта 2013 г. север расчетной области согласно станционным измерениям (рис.32) и спутниковым данным с сервера NOAA с разрешением 4 км (рис.34) был покрыт снежным покровом. Однако в начальных данных водного эквивалента снега в оперативном режиме рассматриваемая область свободна от снега (рис.33).

Для сложного горного рельефа предпочтительнее использовать спутниковую информацию о наличии снежного покрова с высоким пространственным разрешением. Было обнаружено, что спутниковые данные с разрешением 4 км имеют некоторый «сдвиг» – снег может быть в долинах, в то время как склоны – бесснежные (рис.35).

Если сравнить спутниковые данные MODIS с разрешением 250 м (доступны по ссылке [URL: <http://earthdata.nasa.gov/data/near-real-time-data/rapid-response/modis-subsets>]) с композитным снимком NOAA с разрешением 4 км за тот же день, то станет очевидным, что снимок MODIS дает более точную информацию о снежном покрове (рис.36). Более того, снимки MODIS можно скачать в различных цветовых диапазонах, что позволяет осуществлять деление подстилающей поверхности на основе ее отражательной способности.

На основе полученных выводов было принято решение рассмотреть два возможных варианта использования спутников MODIS с разрешением 250 м для построения начальных полей характеристик снежного покрова для мезомасштабной модели COSMO-Ru2 в Северо-Кавказском регионе.

Покажем это на примере двух экспериментов. На равнинной области (северная часть Северо-Кавказского региона) водный эквивалент и плотность снега рассчитывались так же, как и в случае для Центрального региона, т.е. на основе станционных данных с использованием модели ММСП и их последующей интерполяцией в узлы сетки модели COSMO-Ru2.

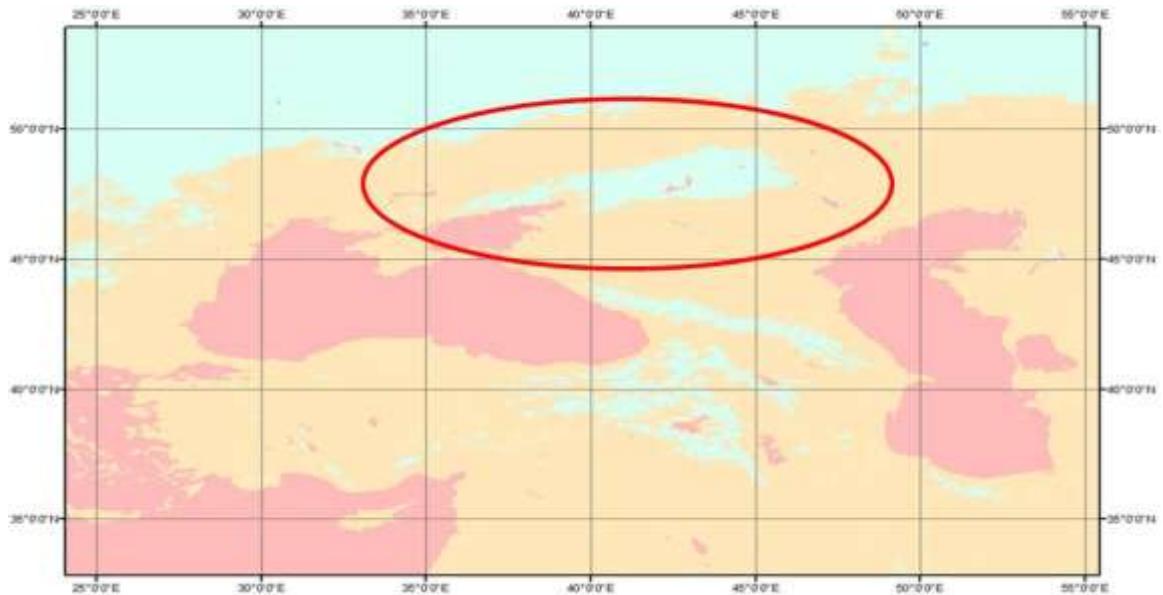
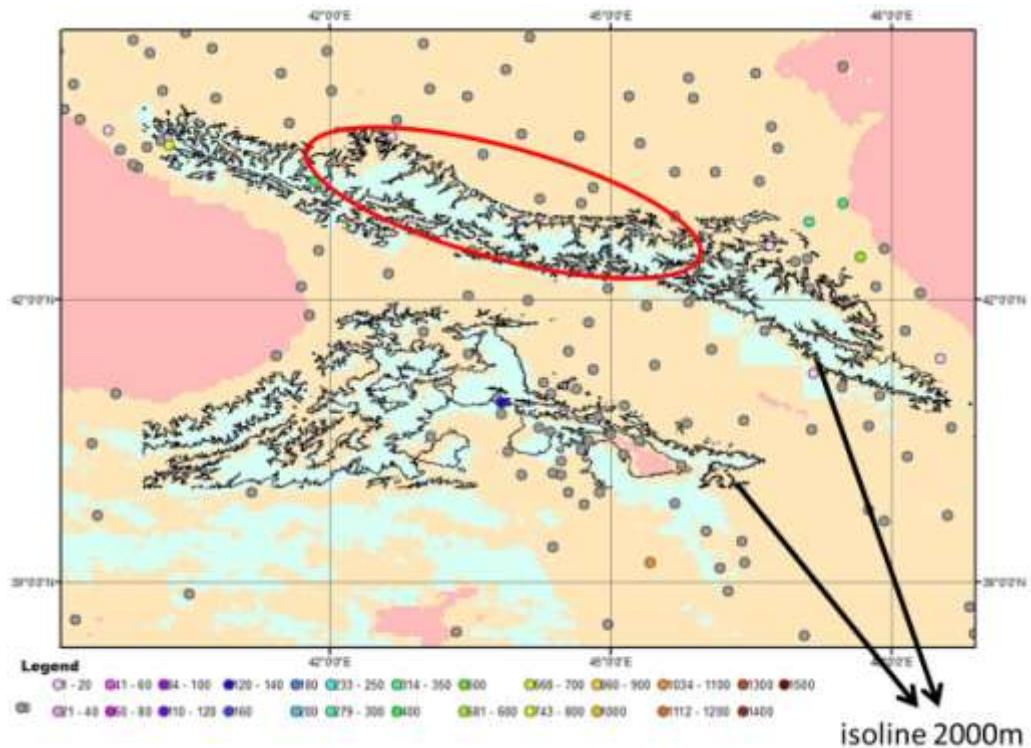


Рис.34. Спутниковые данные NOAA с разрешением 4 км. Синим цветом показаны области, покрытые снегом. 30 марта 2013 г.



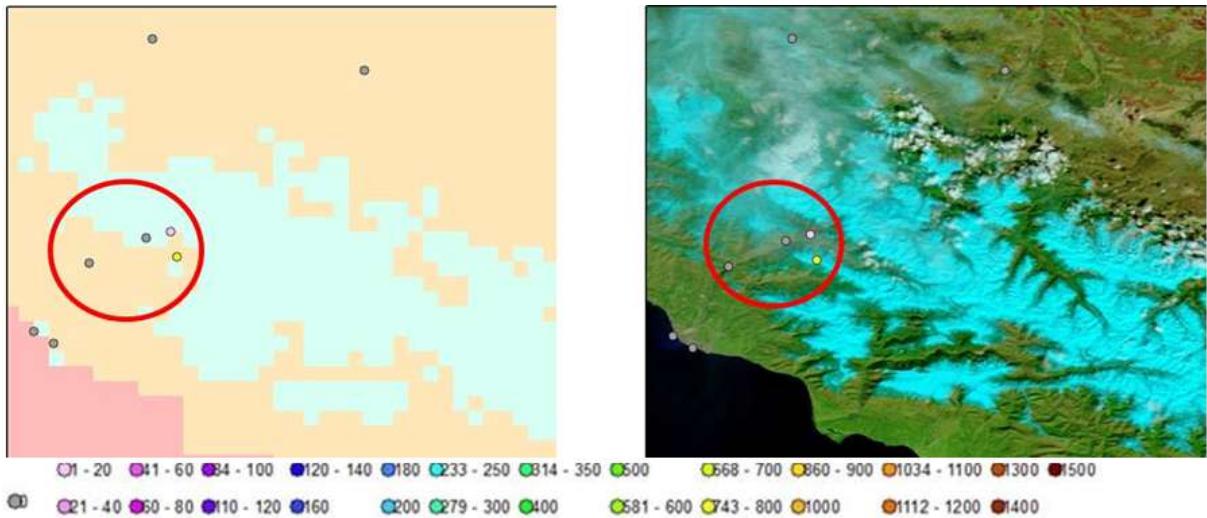


Рис.36. Спутниковые данные NOAA с разрешением 4 км (слева) и MODIS с разрешением 250 м (справа). 30 марта 2013 г. Обозначения см. на рис.35

Выбор даты для экспериментов определялся тем, имеются ли спутниковые данные MODIS о снежном покрове для территории Кавказа (т.е. отбирались безоблачные дни, когда спектрорадиометр «видит» поверхность Земли беспрепятственно). Для 31 марта 2013 г. для горных участков была предпринята попытка выделить области снежного покрова с различными характеристиками на основе рассчитанных по модели ММСП на станциях значений водного эквивалента и плотности снега и в зависимости от высоты местности. Были выделены четыре класса: высота более 2000 м (водный эквивалент равен 700 мм); высота 1800-2000 м (водный эквивалент равен 400 мм); высота 1200-1800 м (водный эквивалент равен 300 мм); высота менее 1200 м (водный эквивалент равен 50 мм). Было принято предположение, что во всех классах наблюдается одинаковая плотность снега ( $200 \text{ кг}/\text{м}^3$ ), примерно равная среднему значению плотности снега до периода снеготаяния.

На рис.37 показан прогноз водного эквивалента снега на 12 часов по двум версиям технологии – оперативной и экспериментальной. Экспериментальное поле получилось более изрезанным. На рис.38 изображена разность в прогнозах водного эквивалента снежного покрова на 12 часов между оперативным и экспериментальным вариантами технологии. Различия проявились на больших высотах, а также в долинах.

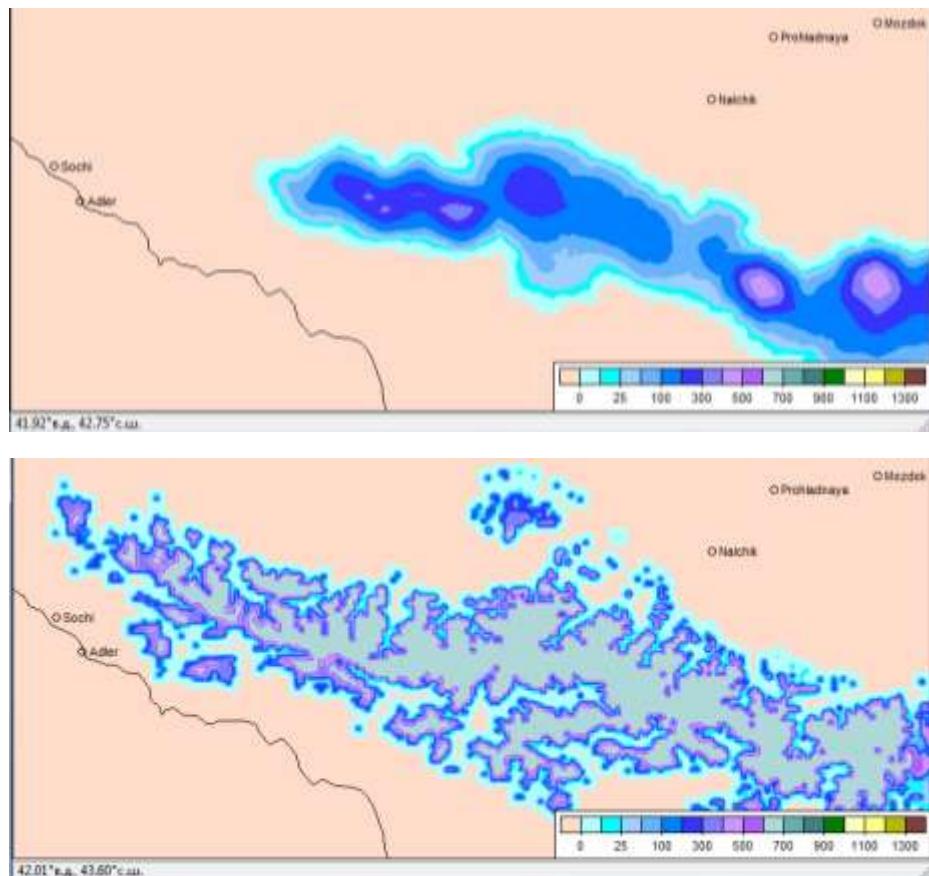


Рис.37. Значения водного эквивалента снежного покрова (мм) в прогнозах на 12 часов по оперативному (сверху) и экспериментальному (снизу) вариантам технологии COSMO-Ru2 от 00 ВСВ 31 марта 2013 г.

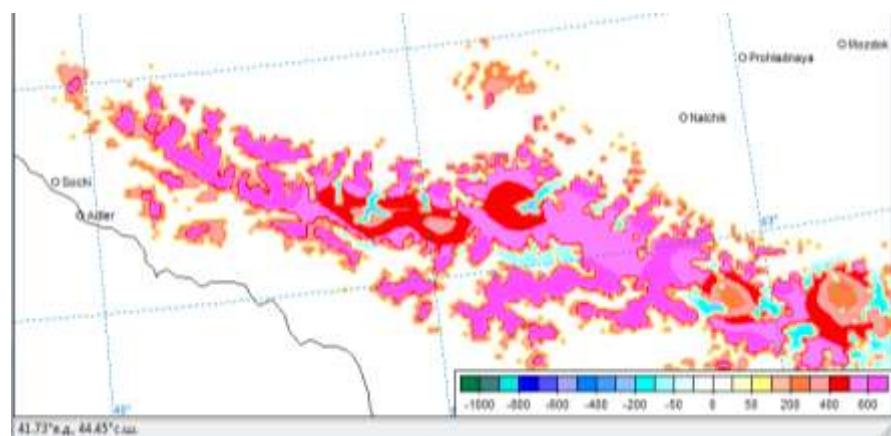


Рис.38. Разность между начальными полями водного эквивалента снега (мм) по экспериментальному и оперативному вариантам технологии COSMO-Ru2 от 00 ВСВ 31 марта 2013 г.

Чтобы проанализировать отклик приземной температуры воздуха на изменение начальных полей характеристик снежного покрова, была выбрана станция Теберда,

расположенная в долине реки Теберда на высоте 1325 м над у.м. Зимой 2012-2013 гг. снег наблюдался на станции лишь в период декабрь-январь, то есть 31 марта 2013 г. снег сошел в долине, на склонах же он пока присутствовал. Разность прогноза приземной температуры воздуха на 12 часов между первым экспериментом и оперативным вариантом показана на рис.39. Отметим, что наибольший отклик в прогнозе температуры воздуха получился именно в долинах.

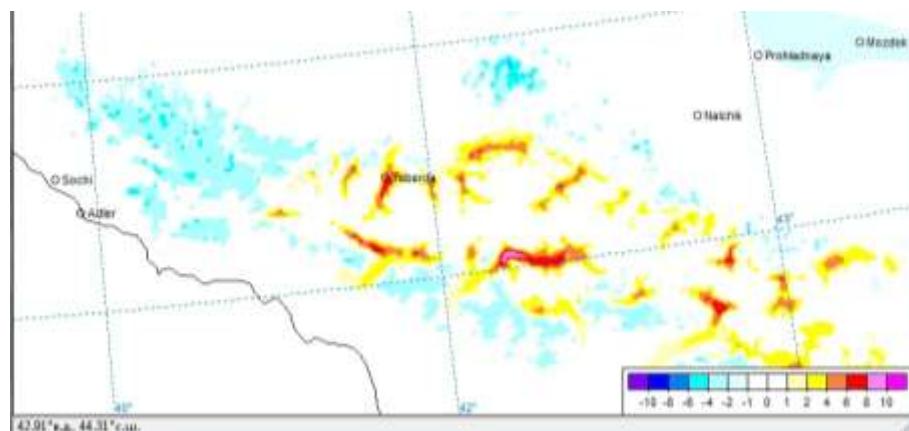


Рис.39. Разность между значениями приземной температуры воздуха ( $^{\circ}\text{C}$ ) в прогнозах на 12 часов по экспериментальному и оперативному вариантам технологии COSMO-Ru2 от 00 ВСВ 31 марта 2013 г.

Далее были сравнены измерения приземной температуры на станции Теберда для 31 марта 2013 г. с аналогичными значениями прогнозов, полученных с использованием различных начальных данных характеристик снежного покрова (рис.40). Можно заметить, что данные эксперимента хорошо согласуются с измерениями на станции, в то время как в случае оперативного варианта отсутствует представление моделью нормального суточного хода приземной температуры воздуха.

Выше уже упоминалось о возможности деления поверхности по спутниковым снимкам MODIS с разрешением 250 м на основе отражательной способности поверхности. Поэтому рассмотрим второй эксперимент – 8 марта 2013 г. Согласно спутниковому снимку MODIS (рис.41), в программе ArcMap были выделены несколько классов снежного покрова в горных регионах, значения водного эквивалента и плотности снега были присвоены каждому классу на основе данных на немногочисленных станциях, полученных с помощью модели ММСП, которые попадали в тот или иной класс.

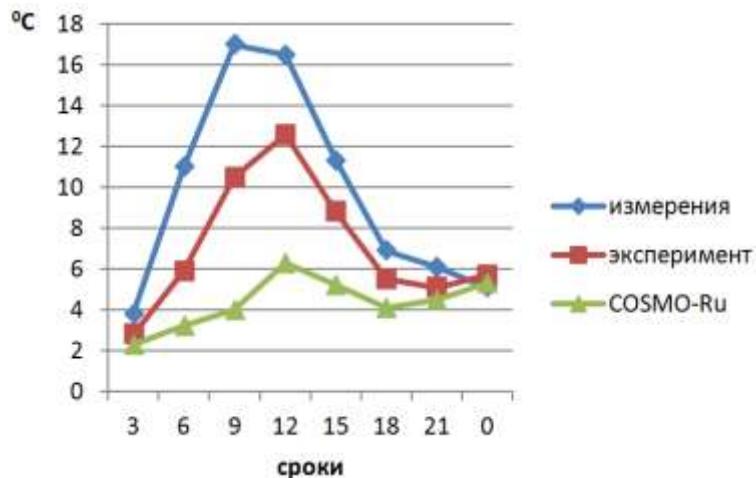


Рис.40. Значения приземной температуры воздуха (°C) в прогнозах на 24 часа по экспериментальному и оперативному вариантам технологии COSMO-Ru2 от 00 ВСВ 31 марта 2013 г. и по данным измерений

Как и в случае первого эксперимента, прогноз поля водного эквивалента на 12 часов получается более реалистичным при использовании модифицированных начальных данных характеристик снежного покрова (рис.42).

При сравнении прогнозов приземной температуры воздуха, полученных по оперативному варианту технологии и по экспериментальному, с данными наблюдений оказалось, что в случае применения уточненных начальных данных характеристик снежного покрова улучшается прогнозирование моделью COSMO-Ru2 приземной температуры воздуха (рис.43-44), преимущественно в долинах: верификация, выполненная по порядку 200 станциям в пакете VERSUS, показала уменьшение средней и среднеквадратической ошибок, особенно в дневное время.

Также было проведено сравнение прогностических полей скорости ветра (рис.45). На большей части территории отмечается разность в 1-2 м/с. Верификация, выполненная в пакете VERSUS по территории Северо-Кавказского региона, значимых различий между версиями технологии не обнаружила, кроме незначительного уменьшения средних ошибок с 6 до 12 часов и их незначительное увеличение с 18 по 00 часов (см. Приложение Ж).

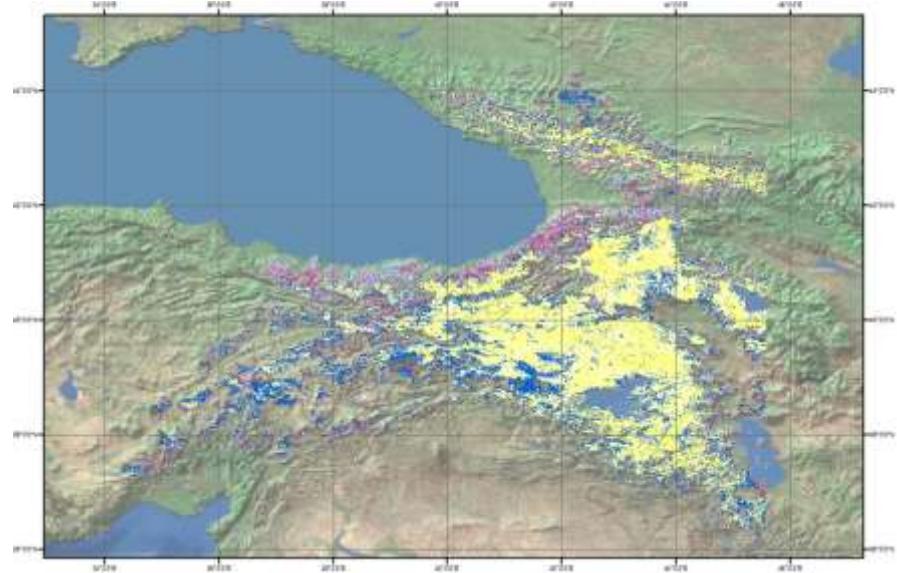


Рис.41. Деление снежного покрова на несколько классов по спутниковому снимку MODIS с разрешением 250 м с помощью программы ArcMap. 7 марта 2013 г.

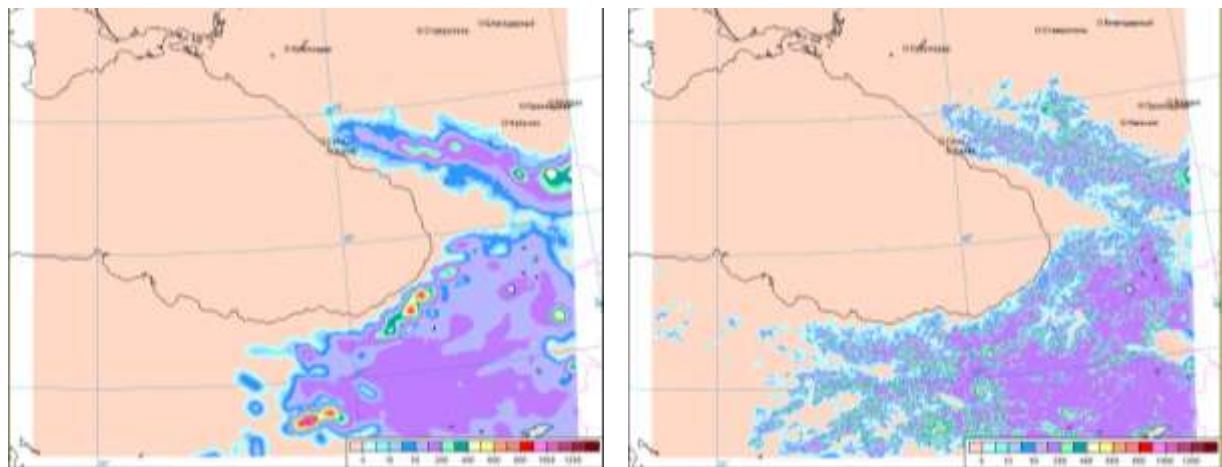


Рис.42. Значения водного эквивалента снежного покрова (мм) в прогнозах на 12 часов по оперативному (слева) и экспериментальному (справа) вариантам технологии COSMO-Ru2 от 00 BCB 8 марта 2013 г.

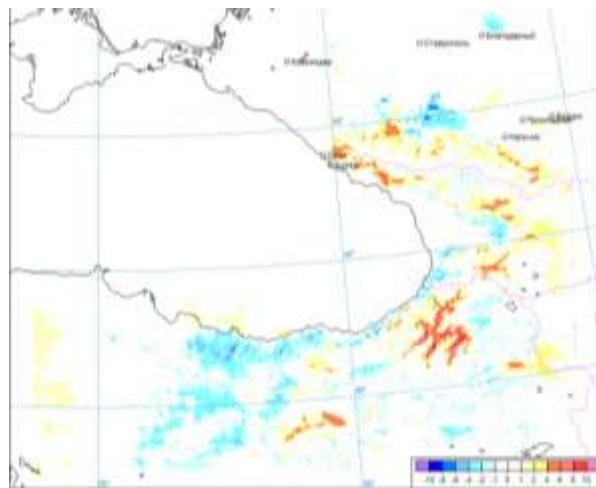


Рис.43. Разность между прогнозами приземной температуры воздуха (°C) на 12 часов по экспериментальному и оперативному вариантам технологии COSMO-Ru2 от 00 ВСВ 8 марта 2013 г.

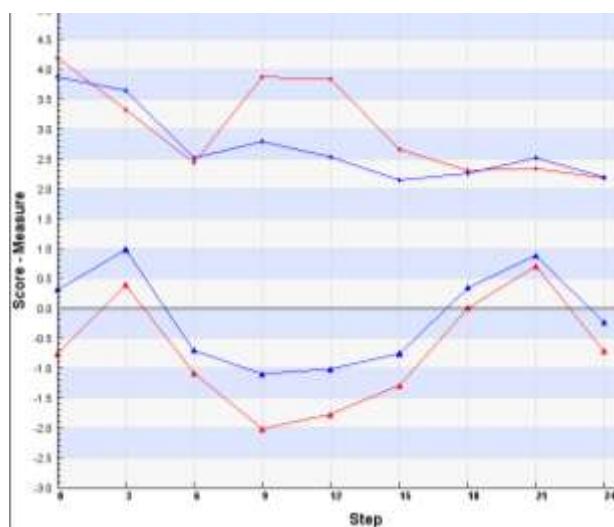


Рис.44. Средняя ошибка (снизу) и среднеквадратическая ошибка (сверху) прогнозов приземной температуры воздуха (°C) для территории Северо-Кавказского региона, рассчитанных по экспериментальной (синяя линия) и оперативной (красная линия) версиям технологии COSMO-Ru2 для 8 марта 2013 г.

Ошибки прогнозирования общей облачности несколько возросли при использовании экспериментальной версии технологии (см. Приложение Ж). Отметим, что сами ошибки для этого дня по величине больше таковых для Центрального региона и всей территории Европы (срав. с рис.10, 28, 29), а для периода 1-31 марта 2015 г. – наоборот, меньше (см. Приложение Ж, рис.9-10).

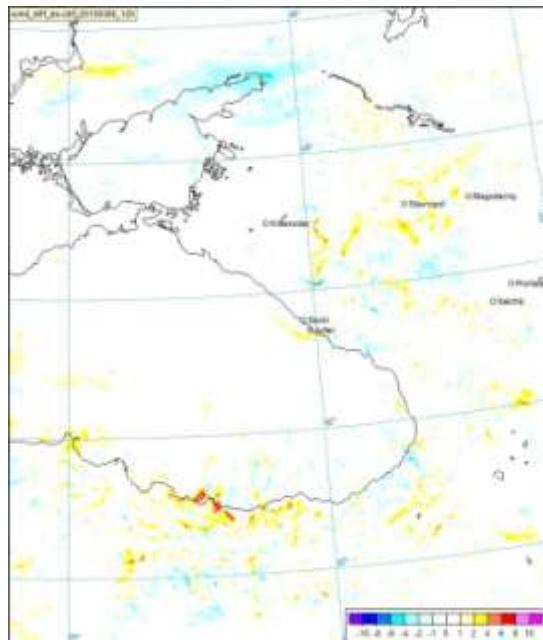


Рис.45. Разность между значениями скорости ветра на 10 метрах (м/с) в прогнозах на 12 часов по экспериментальному и оперативному вариантам технологии COSMO-Ru2 от 00 ВСВ 8 марта 2013 г.

Результаты выполненной работы показали важность точности представления начальных полей водного эквивалента снега для численного прогноза погоды. Полученные на основе предложенной методики более реалистичные поля влагозапасов снега позволили значимо уточнить краткосрочные прогнозы полей приземной температуры воздуха, особенно в период снеготаяния для зон вблизи (на расстоянии до 100 и более км) границы снежного покрова. Также была выявлена чувствительность к замене начальных полей водного эквивалента целого ряда значений погодообразующих метеорологических элементов, в первую очередь – облачности нижнего яруса, находящейся в тесной взаимосвязи (посредством процессов переноса коротковолновой и длинноволновой радиации) с температурой подстилающей поверхности, а также альbedo подстилающей поверхности, потоков явного и скрытого тепла, приземной скорости ветра. Помимо подготовки начальных полей для численного прогнозирования погоды предложенная методика, реализованная в рамках системы атмосферного моделирования, позволяет получать ежедневную оценочную информацию о влагозапасах снега для различных территорий, в том числе - с недостаточным освещением данными снегомерных съемок, которая может найти применение в ряде прикладных гидрометеорологических задач.

## ГЛАВА 4. Применение алгоритмов ММСП для оценки высоты свежевыпавшего снега

Описанная в Главе 3 модель ММСП предназначена для расчета характеристик снежного покрова в течение всего периода снегозалегания (несколько месяцев), с его ежедневным мониторингом. Как было указано в Главе 1, различным службам в течение зимы требуется информация и о снегопадах, то есть количестве выпавшего снега (только верхней части снежного покрова, его прироста). При проведении зимней Олимпиады «Сочи-2014» информация о высоте свежевыпавшего снега была необходима при принятии решений о возможности проведения соревнований. Указанные выше факты инициировали деятельность по созданию автоматизированной системы расчетов высоты свежевыпавшего снега.

Был предложен метод, основу которого составил алгоритм, базирующийся на зависимостях, полученных канадскими специалистами на основе большого количества измерений [Bartlett, MacKay, Verseghy, 2006] (параметризация для модели подстилающей поверхности CLASS). В отличие от модели ММСП, входными параметрами для данного алгоритма являются суммы осадков за несколько часов и осредненная за этот же период приземная температура воздуха, полученные из стандартных метеорологических станционных наблюдений. Было установлено, что зависимость плотности свежевыпавшего снега, предложенная в [Bartlett, MacKay, Verseghy, 2006], может быть использована для расчетов характеристик свежего снега для небольшого периода снегонакопления (до 12 часов) и в случае выпадения небольших сумм осадков в виде снега (см. формулу (1), Глава 3).

В том случае, если выпадает большое количество снега (например, в горах) или в случае расчетов характеристик свежевыпавшего снега для продолжительного временного периода (одни сутки), было предложено дополнительно учитывать явление упругой деформации, которое испытывает слой выпавшего снега, на основе [Yosida, Huzioka, 1954] (см. формулы (2) и (4), Глава 3).

Слой свежевыпавшего снега может быть представлен в виде набора элементов, находящихся между собой в термическом и механическом взаимодействии, как это было предложено делать и в модели ММСП. Количество элементов зависит от величины сумм выпадающих осадков. Высота элементов задается параметрически. В данной задаче она также была принята равной 1 см.

Несложно видеть, что, согласно приближению (см. формулы (2) и (4), Глава 3), выделяются два температурных интервала с квазипостоянными значениями плотностей: приблизительно  $111 \text{ кг}/\text{м}^3$  для «теплого случая» и  $183 \text{ кг}/\text{м}^3$  для низких температур. Сравнив с

подходами и зависимостями, обобщившими эмпирические данные для свежевыпавшего снега (Глава 1), приходим к противоречию – т.е. существенно более «крыхлым» является снег, выпадавший при более высоких температурах воздуха. Поэтому, чтобы учесть оба эффекта – упругого уплотнения и типа выпадающих осадков, – была предпринята попытка обобщить влияние этих факторов, заменив константы для характерных значений плотностей в формуле (4) для двух выделенных температурных интервалов в соответствии с формулой (1) (Глава 3), получим следующие зависимости для определения плотности снега для каждого из выделенных элементов:


(1)

Плотность самого верхнего элемента определяется только зависимостью от температуры воздуха (формула (1), Глава 3), и дальнейшее увеличение плотности в слое снега и ее расчет происходят с учетом вычисленного значения первого элемента. Такое приближение позволяет более аккуратно рассчитывать плотности элементов и получать более правильные средние характеристики для всего слоя свежевыпавшего снега.

Как следует из формул, при оценках количества выпавшего снега за реально возможные снегопады в течение суток, эффект влияния упругой деформации может проявиться только в 3-4 знаке по сравнению с «базовой» формулой (1) (Глава 3).

Для пересчета плотности снега в его высоту использовалась зависимость:

$$h_{s,f} = \frac{P_s \cdot \rho_w}{\rho_{s,f}},$$

где  $h_{s,f}$  – высота свежевыпавшего снега (мм),  $P_s$  – сумма осадков (мм),  $\rho_w = 1000 \text{ кг/м}^3$  – плотность воды.

#### 4.1 Метод расчета высоты свежевыпавшего снега и его проверка

Тестирование предложенной методики осуществлялось, в первую очередь, для региона зимних Олимпийских игр «Сочи-2014». Климатические особенности высоты снежного покрова хребта Аибга, где предполагалось проводить часть соревнований, были изучены в [Пигольцина, Зиновьева, 2013]. В данной работе предложены микроклиматические поправки для февраля и марта требуемого года (то есть времени проведения Олимпиады), которые позволяют конкретизировать режимную метеорологическую информацию по снежному покрову для конкретных спортивных трасс и тем самым обеспечить Олимпийские игры детальной

качественной климатической информацией. Метеорологическое же обеспечение игр зимней Олимпиады включает в себя оценку плотности и высоты снега, а также – прогнозы его прироста в результате прошедших снегопадов. С этой целью в районе проведения игр зимней Олимпиады в районе Красной Поляны с 2011 г. осуществляются серии учащенных снегомерных съемок, главная цель которых – оценка лавинной опасности. Однако часть измерений, пригодных для использования в качестве тестовых данных для оценки работы различных алгоритмов, проводится на горизонтальных поверхностях.

Для задачи определения высоты свежевыпавшего снега использование информации сетевых метеорологических измерений не является корректным, так как эти данные включают в себя значения высоты снега, измеренные один раз в сутки, но не прирост после снегопадов (в этом случае период снегопада может быть не только «разбит» этим фиксированным сроком измерений, но и за этот период выпавший снег может уплотниться и частично растаять). Использование АМС в Сочинском регионе сопряжено с различными трудностями, о которых было сказано в разделе 3.3. Поэтому особую ценность имеют проводимые серии специальных наблюдений.

Использование данных наблюдений, проводимых в Сочинском районе специалистами по лавинной безопасности на станции Горная Карусель (1500 м над у.м.), хребет Аибга, выполненные в период января 2013 г. для ряда снегопадов, легло в основу тестирования разработанного алгоритма. Ценность этих данных ручных измерений заключается еще и в том, что в данном регионе выпадение снега может происходить при широком диапазоне температурных условий, соответственно, можно выполнить тестирование алгоритмов также для широкого диапазона температур.

Чтобы проверить, насколько правильно воспроизводятся разработанным алгоритмам характеристики выпадающего снега, по нему были выполнены расчеты. Для сравнения вышеизложенного алгоритма с другими зависимостями по ним также были рассчитаны характеристики свежевыпавшего снега.

Так, вначале были построены зависимости плотности снега от температуры согласно формулам (1) (Глава 3, модель CLASS), (8) (Глава 1, блок TERRA в модели COSMO-Ru), (1) (Глава 1, эмпирическая зависимость) (рис.1).

Как видно, основные различия между параметризациями находятся в интервале от 0 до минус 8°, а также - при температурах воздуха выше +2°. Если случаи с положительными температурами относительно редки (хотя для ситуации горного кластера Сочи-2014 с такими ситуациями приходится сталкиваться относительно часто), то подавляющее число ситуаций

умеренного климатического пояса приходится как раз на существенные различия в результатах вычислений. Также следует отметить ограниченность применения формулы (1) (Глава 1), полученной на основе линейно-регрессионных подходов (по всей видимости, полученных для ограниченного диапазона исследуемых температурных интервалов заданного климатического региона).

Следующим этапом анализа были вычисления по различным алгоритмам для конкретных снегопадов и сопоставление их результатов с данными измерений на ст. Горная Карусель. Результаты представлены на рис.2.

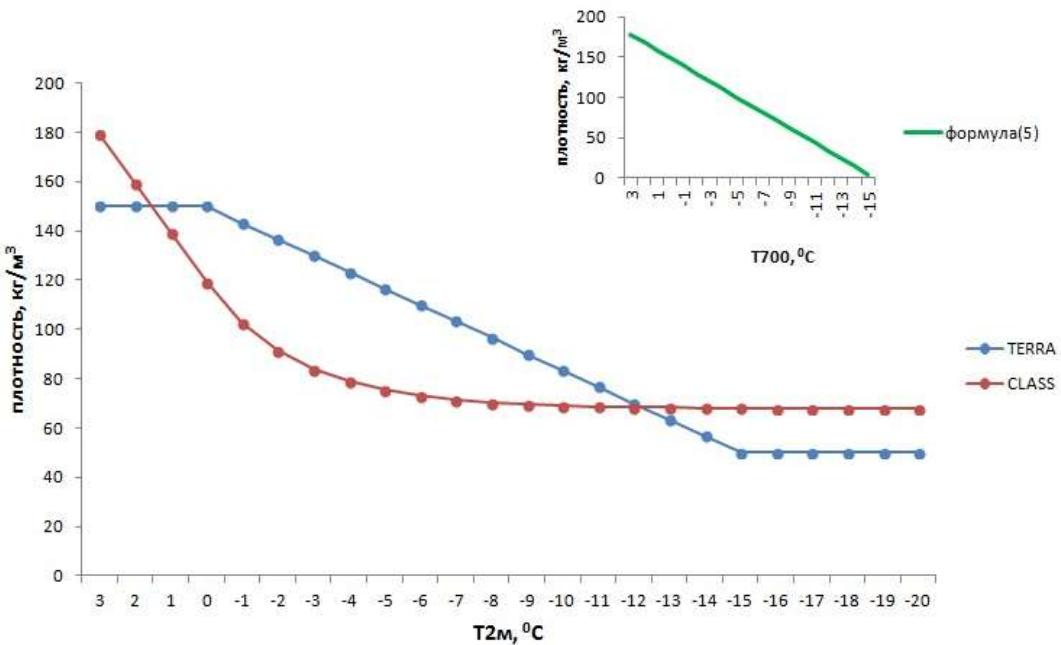


Рис.1. Плотность свежевыпавшего снега ( $\text{кг}/\text{м}^3$ ) в зависимости от приземной температуры воздуха по результатам вычислений по различным алгоритмам

Помимо рассмотренных ранее трех основных зависимостей, включая предлагаемый алгоритм, для сравнения были также произведены дополнительные расчеты с использованием распространенного подхода - постоянной плотности  $100 \text{ кг}/\text{м}^3$ . Кроме того, была рассчитана высота свежевыпавшего снега на основе предложенного алгоритма (1), но с использованием не только приземной температуры, но и температуры на 850 гПа и 700 гПа. Как следует из таблицы 1 и рис.1, предложенный алгоритм дает неплохое приближение к измеренным на станции значениям – среднеквадратическая ошибка значений высоты свежевыпавшего снега в случае использования алгоритма составляет 1,1 см при средней абсолютной ошибке 2,9 см, а относительная ошибка составляет 8,3%, в то время как значения тех же ошибок в случае

использования: предложенного алгоритма с применением температуры на 850 гПа – соответственно 0,7 см, 1,5 см и 6,4%; предложенного алгоритма с применением температуры на 700 гПа – 1,9 см, 4,4 см и 14,6%; формулы (8) (Глава 1) в блоке TERRA модели COSMO-Ru – 2 см, 6,2 см и 15,6%; зависимости, применяемый в синоптической практике, – 1,6 см, 4,3 см и 12,2%; формулы (1) (Глава 1) – 7,6 см, 16,5 см и 57,4%. Отметим, что близкие значения результатов при использовании в (1) приземной температуры и T850 во многом объясняются высотой данной станции измерений. Тем не менее, при отрицательных температурах в большинстве случаев предпочтительней оказалось использование температуры, приведенной к 850 гПа, чем данных измерений на станции, по-видимому, находящихся в более «теплых» приземных условиях. Однако применение температуры для более высоких слоев (700 гПа) в большинстве случаев результаты ухудшило. При этом во всех случаях использование предложенного алгоритма показывало существенно более реалистичные результаты, чем использование переводного коэффициента 100 кг/м<sup>3</sup>, а также – параметрической функции из блока TERRA, не говоря о линейной зависимости (1) (Глава 1).

Как следует из рис.2 и табл.1, имеет место некоторое занижение значений прироста снега при использовании в предлагаемом алгоритме зависимостей от приземной температуры воздуха по сравнению с использованием температуры на уровне 850 гПа, однако в случае положительных температур лучше использовать приземные значения (выпавший снег при положительных температурах у поверхности земли не сохраняет свою структуру и подтаивает).

Следует иметь в виду, что, поскольку использовались данные осадков за 12-часовой интервал, равно как и среднее значение температуры воздуха за этот же период, быстрые изменения параметров были сглажены таким осреднением. Считаем, что при наличии данных с более высокой дискретностью по времени алгоритм способен дать более близкие к реальности значения. Например, в случае выпадения крупы при положительных температурах по расчетам, выполненным с помощью алгоритма, получились завышенные значения высоты по сравнению с наблюдениями (24 января 2013 г.). В этот день снег начал выпадать при температуре +3,5°C, однако из-за необходимости использовать осредненные значения результирующая температура получилась всего +1,6°C. Температурные изменения составили за 8 часов от +3,5 °C до +0,4 °C. За этот 8-часовой период довольно сложно оценить, в какой промежуток времени и при какой температуре выпало больше всего осадков. Также вероятно, что при существенно положительных температурах приземного воздуха (свыше +1°C) в предложенный алгоритм следует внести коррекцию для отражения эффектов «проседания» снега за счет его таяния [Казакова, Чумаков, Розинкина, 2013].

Таблица 1. Данные измерений приземной температуры, сумм осадков и прироста снега на станции Горная Карусель (январь 2013 г.) и рассчитанные значения высоты выпавшего снега по предложенный алгоритму с использованием значений  $T_{2m}$ ,  $T_{850}$ ,  $T_{700}$ , по формуле (8) (Глава 1) «зависимость из TERRA», по (1) (Глава 1) и при предположении о постоянной плотности 100  $\text{кг}/\text{м}^3$

Дата (ггггммдд), срок (BCB)	$T_{2m}$ °C	$T_{700}$ , °C	$T_{850}$ , °C	Осадки, мм (за сколько часов)	Высота выпавшего снега, см						
					Измере- ния	Предложенный алгоритм			TERRA	при $\text{Rho}=100$ $\text{кг}/\text{м}^3$	
						$T_{2m}$	$T_{700}$	$T_{850}$			
20130104, 18	-2,7	-11,8	-4,8	3,7 (9)	6	4,3	5,4	4,9	2,8	3,7	10,4
20130105, 06	-2,5	-11,0	-4,0	11,0 (12)	13	12,6	16,0	13,9	8,2	11,0	25,3
20130105, 18	-1,5	-12,0	-4,8	12,5 (12)	15	12,9	18,3	16,5	8,9	12,5	37,0
20130107, 18	-3,1	-11,2	-5,6	7,2 (6)	11	8,7	10,5	9,8	5,6	7,2	17,4
20130108, 06	-3,9	-13,1	-7,3	16,1 (12)	21	20,3	23,6	22,7	12,9	16,1	69,3
20130108, 18	-5,8	-17,2	-11,2	4,6 (12)	10	6,3	6,8	6,7	4,1	4,6	-
20130113, 06	-0,9	-9,0	-3,0	10,1 (12)	12	9,7	14,5	12,0	7,0	10,1	16,1
20130114, 06	-4,8	-16,0	-10,7	8,2 (12)	17	10,8	12	11,9	6,9	8,2	-
20130124, 06	1,6	-9,5	-2,3	14,0 (8)	4,5	9,3	20,2	15,7	9,3	14,0	24,2
20130126, 06	0,0	-9,8	-2,9	20,2 (12)	22	17,1	29,2	23,9	13,5	20,2	36,8

Работа предложенного алгоритма была также проанализирована для случая сильного снегопада в Центральном федеральном округе с использованием метеостанций Московского региона и сводкам дорожных служб г. Москвы 3-4 февраля 2013 г. Сравнение проводилось со станционными данными и прогностическими полями мезомасштабной модели COSMO-Ru с шагом сетки 7 км. Приземная температура воздуха получалась 12-часовым осреднением значений в основные синоптические сроки, суммы осадков также брались за интервал 12 часов (в 06 и 18 BCB).

Как видно из табл.2, рассчитанные по модели COSMO-Ru7 прогностические суммы осадков получились несколько заниженными по сравнению с данными наблюдений (19,2 и 25 мм, соответственно). По данным измерений на метеостанциях, высота снежного покрова с 3 февраля по 5 февраля 2013 г. изменилась с 44 до 57 см, то есть всего на 13 см. С помощью предложенного алгоритма на основе пересчета данных измерений 12-часовых сумм осадков в величину прироста снега были получены оценки высоты свежего снега в 25,2 см (расчеты по алгоритму на основе прогноза осадков по COSMO-Ru7 в сумме составили 18 см). В то же время, согласно наблюдениям дорожных служб г. Москвы, непосредственно после снегопада прирост снега в Московском регионе составил до 25 см, однако такого рода данные не

фиксировались в стандартных сообщениях SYNOP. Высота снега измеряется раз в сутки и передается в коде SYNOP, соответственно, за это время снежный покров уже претерпел изменения. В течение указанного периода резко менялась температура воздуха от +1,2 °C до -7,1 °C, соответственно, менялся тип выпадающих осадков и происходило изменение выпавших осадков непосредственно на поверхности земли (уплотнение, просачивание образовавшейся воды и последующее ее замерзание). Вполне вероятно, что разработанный алгоритм правильно воспроизвел количество выпавшего снега, используя данные наблюдений, однако в него не включено описание физических процессов, которые бы отражали последующую эволюцию выпавшего снега с учетом его подтаивания.

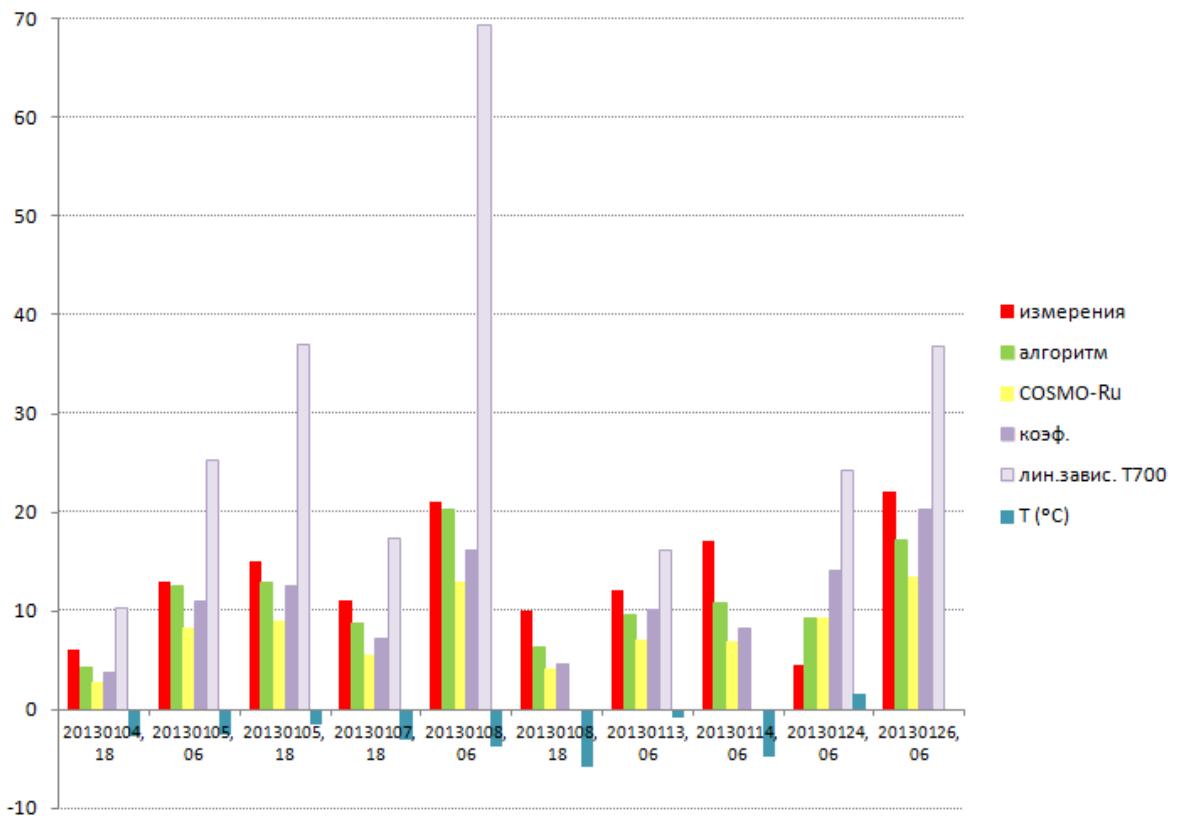


Рис.2. Высота свежевыпавшего снега (см) показана цветом: красный – по измерениям на станции Горная Карусель, салатовый – по разработанному алгоритму (6) с использованием приземной температуры (°C), желтый – по расчетам, используемым в схеме параметризации TERRA модели COSMO-Ru (формула (8), Глава 1), фиолетовый – при принятии значения постоянной плотности 100 кг/м<sup>3</sup>, лиловый – по линейной зависимости (формула (1), Глава 1). Синим цветом показаны значения приземной температуры воздуха (°C)

Итак, сравнение результатов расчетов на основе предложенного алгоритма с другими формулами расчетов плотности и высоты свежевыпавшего снега, активно используемых в практике моделирования прогнозирования погоды, показало возможность больших расхождений в вычислениях высоты свежего снега с использованием различных приближений для широкого диапазона значений температуры приземного воздуха от -1 до -8 ° (типичного для снегопадов в зимних условиях умеренно-континентального климата).

Таблица 2. Величины температуры воздуха и сумм осадков, измеренные на станции ВВЦ Москва и рассчитанные моделью COSMO-Ru7, и плотность выпавшего снега, вычисленная с помощью алгоритма в сравнении с используемой параметризацией в TERRA, для случая снегопада 3-4 февраля 2013 г.

Дата, срок (ВВС)	Приземная температура, °C		12-часовые суммы осадков, мм			Плотность снега, кг/м <sup>3</sup>		
	Измерения	Прогноз на 24ч. COSMO- Ru7	Измерения	Прогноз COSMO- Ru7, дождь	Прогноз COSMO- Ru7, снег	Алгоритм на основе данных наблюдений температуры	Алгоритм на основе прогноза температуры COSMO-Ru7	Параметриза- ция TERRA на основе прогноза температуры COSMO-Ru7
20130203, 18	0,8	0,0	5,0	0,23	5,02	135,2	117,9	149,6
20130204, 06	0,7	0,0	2,0	0,07	7,51	132,7	117,8	149,5
20130204, 18	-1,9	-2,0	16,0	0,00	6,02	92,3	90,8	136,1
20130205, 06	-5,4	-7,7	2,0	0,00	0,31	74,4	70,6	98,9
Сумма осадков за весь период, мм			25,0		19,16			

В результате тестирования по данным измерений прироста снега после снегопадов для января 2013 г. на станции Горная Карусель (регион Красная Поляна) было выявлено наиболее близкое соответствие рассчитанных и измеренных значений, полученных по предлагаемому методу по сравнению с другими рассмотренными методами.

В качестве примера апробации предложенного метода были рассмотрены результаты его применения для случая снегопада в Центральном регионе России 3-4 февраля. Было показано, что использование данного алгоритма целесообразно и дает близкие к реальности результаты как с использованием модельных прогностических сумм осадков, так и при пересчете измеренных сумм в высоту снежного покрова.

На основе расчетов высоты свежего снега, полученных по разработанному алгоритму, были составлены таблицы, переданные синоптикам, которые использовались при составлении

оперативных прогнозов погоды по спортивным объектам горного кластера региона Красная Поляна зимней Олимпиады «Сочи-2014». Реализующая алгоритм программа для ЭВМ была зарегистрирована в РОСПАТЕНТ [Казакова, Чумаков, Розинкина, 2014b].

## 4.2 Постпроцессинг высоты свежевыпавшего снега в рамках технологии COSMO

Как известно, результаты расчетов мезомасштабных моделей атмосферы, имеющих высокое пространственное разрешение, широко используются при составлении прогноза погоды. Для наглядного представления результатов атмосферного моделирования применяется постпроцессинг (постобработка) – совокупность алгоритмов и средств, позволяющих представлять в различных графических форматах (картах, графиках и т.д.) прогнозы метеорологических величин, а также рассчитывать требуемые метеорологические величины, которые не воспроизводятся непосредственно в модели, по имеющимся данным моделирования. Таким образом, постпроцессинг данных мезомасштабного моделирования дает возможность обеспечить потребителей информацией о различных метеорологических величинах (в частности - параметрах свежевыпавшего снега) и может быть реализован в качестве специальных систем.

Для постпроцессинга прогностических полей, рассчитываемых с помощью мезомасштабной модели COSMO, в консорциуме COSMO был разработан программный модуль FieldExtra [URL: <http://www.cosmo-model.org/content/support/software/default.htm>]. Он позволяет осуществлять ряд задач, в частности, строить векторные поля, производить вычисления с помощью фильтра Калмана, выполнять интерполяцию, рассчитывать статистические характеристики прогностических полей, сравнивать поля между собой и т.д. Одной из задач проведенной работы было адаптировать и внедрить в FieldExtra разработанный алгоритм расчета высоты свежевыпавшего снега на основе данных о температуре воздуха, что в дальнейшем позволило бы предоставить пользователям расчетную информацию в виде карт.

Второй задачей было выработать метод использования предложенного алгоритма для расчета высоты свежевыпавшего снега на отдельно взятой станции, тем самым добавив информацию о свежевыпавшем снеге в метеограммы для пунктов. В связи с подготовкой метеообеспечения к проведению зимней Олимпиады «Сочи-2014» в ФГБУ «Гидрометцентр России» был предложен и внедрен алгоритм (авторы – И.А. Розинкина, Д.В. Блинов) коррекции модельной приземной температуры воздуха для горной местности на основе введения поправок, связанных с различием модельных и фактических высот рельефа для точек,

для которых строится метеограмма. Очевидно, что при больших различиях такие температурные поправки должны быть учтены при расчетах мощности слоя выпадающего снега, особенно при температурах, близких к нулю градусов [Казакова, Чумаков, Розинкина, 2014c]. Поэтому, используя значения откорректированной температуры вместо обычной прогнозируемой, можно уточнить прогноз свежевыпавшего снега в пунктах.

Непосредственно перед началом зимней Олимпиады «Сочи-2014» (с 3 февраля 2014 года) в Гидрометцентре России на основе прогнозов количества осадков, полученных с помощью «вложенных» версий модели COSMO-Ru с шагами сеток 7 км (COSMO-Ru7), 2,2 км (COSMO-Ru2) и 1,1 км (COSMO-Ru1), начали подготавливаться прогностические карты высоты свежевыпавшего снега за 6-часовые интервалы с использованием модуля FieldExtra. Построение карт выполнялось по данным оперативных прогнозов по начальным данным в сроки 00, 06, 12 и 18 ч ВСВ.

Также значения высоты выпавшего снега записывались в метеограммы для станций, расположенных в Северо-Кавказском регионе (рис.4а,б). Прогностические значения рассчитывались с учетом откорректированной по высоте приземной температуры.

Обеспекивающая выпуск данных видов информации технологическая ветвь в рамках постпроцессинга системы COSMO-Ru изображена на рис.3.

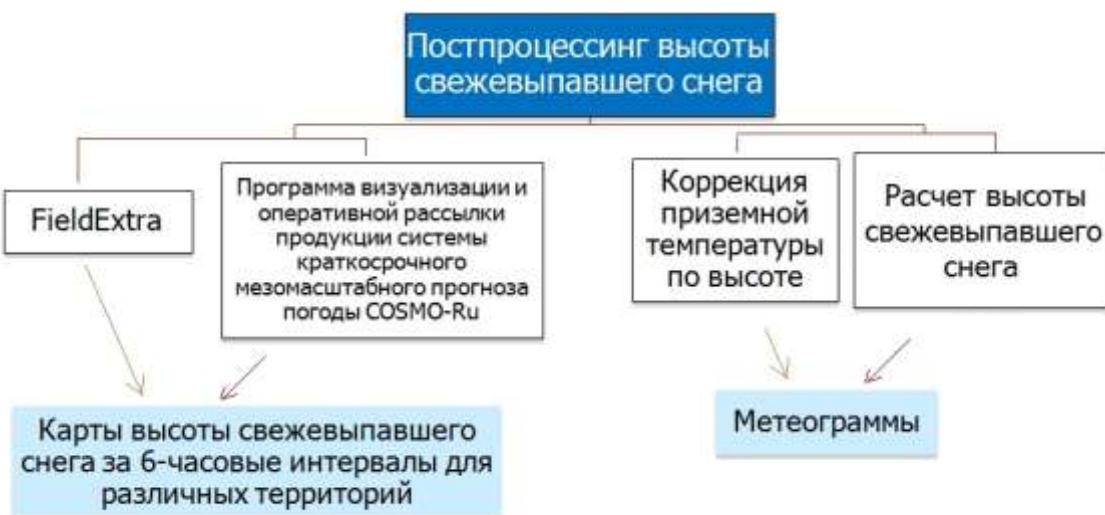


Рис.3. Схема постпроцессинга высоты свежевыпавшего снега в Гидрометцентре России (на основе мезомасштабной модели COSMO-Ru)

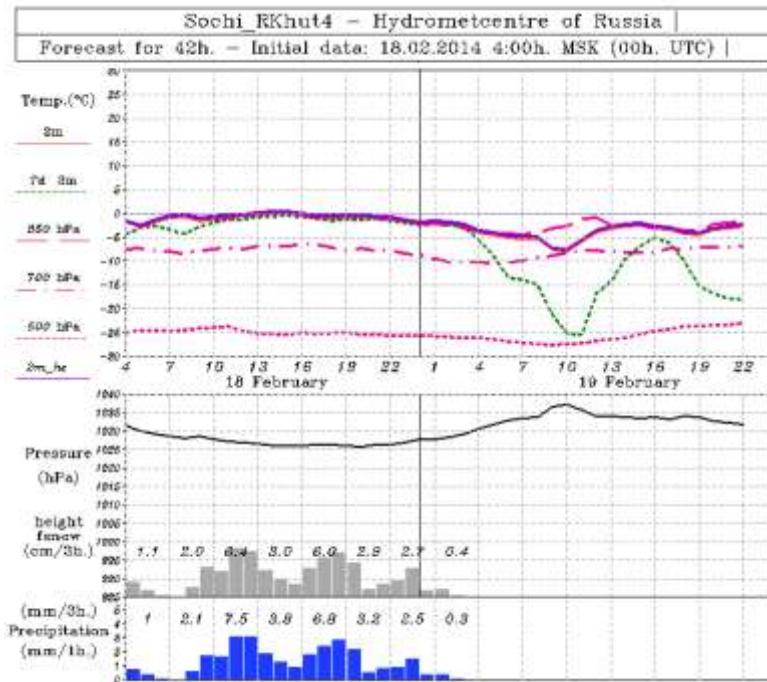


Рис.4а. Пример метеограммы, полученной с помощью модели COSMO-Ru2, для станции Роза Хutor-4. Начало прогноза – 00 ВСВ 18 февраля 2014 г. Серыми столбиками показаны часовые суммы свежевыпавшего снега, цифрами наверху – его 3-часовые суммы. Откорректированная по высоте приземная температура изображена сплошной фиолетовой линией, приземная температура – сплошной розовой

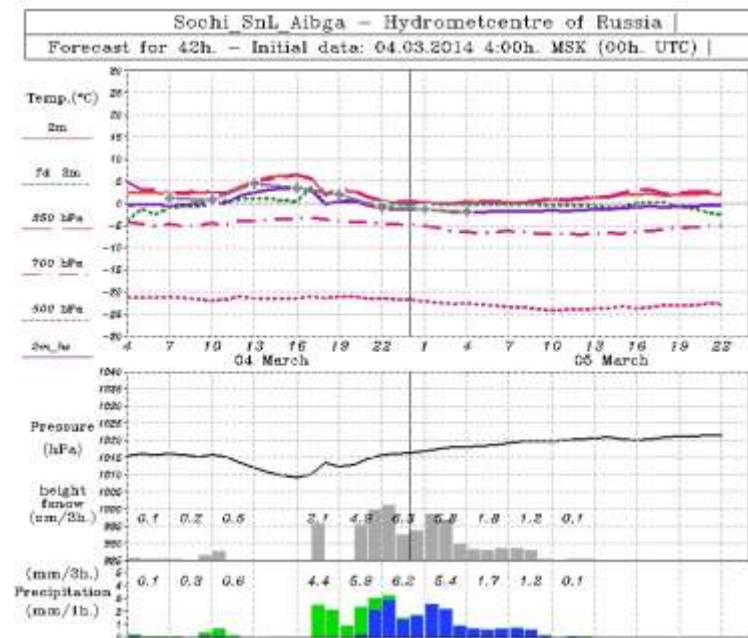


Рис.4б. Пример метеограммы, полученной с помощью версии модели COSMO-Ru2, для станции Аибга. Начало прогноза – 00 ВСВ 4 марта 2014 г. Обозначения см. на рис.4а

Прогноз по модели COSMO-Ru7 рассчитывался на 78 часов, а по моделям COSMO-Ru2 – на 42 часа и COSMO-Ru1 – на 24 часа для Северо-Кавказского региона, на основании которых строились детализированные карты для мест проведения зимней Олимпиады «Сочи-2014» (рис.5). Как видно из рис.5 с приведенными результатами расчетов по различным конфигурациям модели, различия в картинах оказались существенными. Дело в том, что детализация рельефа и его модельные высоты для данного региона оказались принципиальными для прогнозирования фазы осадков, поскольку приходилось иметь дело с большими перепадами высот рельефа и температуры, а при сглаживании рельефа в случае более грубого разрешения (COSMO-Ru7) область с отрицательными температурами приземного воздуха оказывалась существенно больше, чем при высокодетальном моделировании (COSMO-Ru2, COSMO-Ru1), когда описание рельефа аккуратней учитывало протяженные долины и сравнительно небольшие участки высокогорий, для которых и было характерным выпадение снега [Казакова, Чумаков, Розинкина, 2014c]. Помимо этого, выполненное в [Шатунова, Ривин, 2014] тестирование указывает на более низкие суммы осадков, формируемые COSMO-Ru1 по сравнению с COSMO-Ru2.

Для первоначальной оценки качества работы предлагаемой системы использовались карты высоты свежевыпавшего снега и метеограммы, а также часовые данные АМС, расположенных на разных высотах на горнолыжном курорте Роза Хutor, и ежедневные данные измерений трех гидрометеорологических станций метеорологической сети Росгидромета (Аибга, Кордон Лаура, Горная Карусель-1500), находящихся в районе проведения зимней Олимпиады «Сочи-2014».

В период проведения Зимней Олимпиады-2014 наблюдалось три случая со снегопадами: 17–19 февраля, 21 февраля и 26–28 февраля. Рассмотрим основные особенности в воспроизведении высоты свежевыпавшего снега моделью COSMO-Ru в районе проведения зимней Олимпиады «Сочи-2014».

Выполненное предварительное сравнение показало большую изменчивость прогнозов снегопадов на один и тот же период, стартовавших в различные моменты времени, причем «свежий» прогноз далеко не всегда оказывался лучшим по сравнению с другими, стартовавшими накануне. На основе достаточно детального анализа временного распределения интенсивностей внутри периода снегопада оказалось невозможным сделать выводы о том, прогноз с какой заблаговременностью является более успешным, как и о том, какой прогноз точнее: полученный по версии модели с разрешением 2,2 или с разрешением 1,1 км.

Однако наибольшее соответствие с данными наблюдений по снегопадам в целом наблюдалось при осреднении всех реализаций (см, например, табл.3).

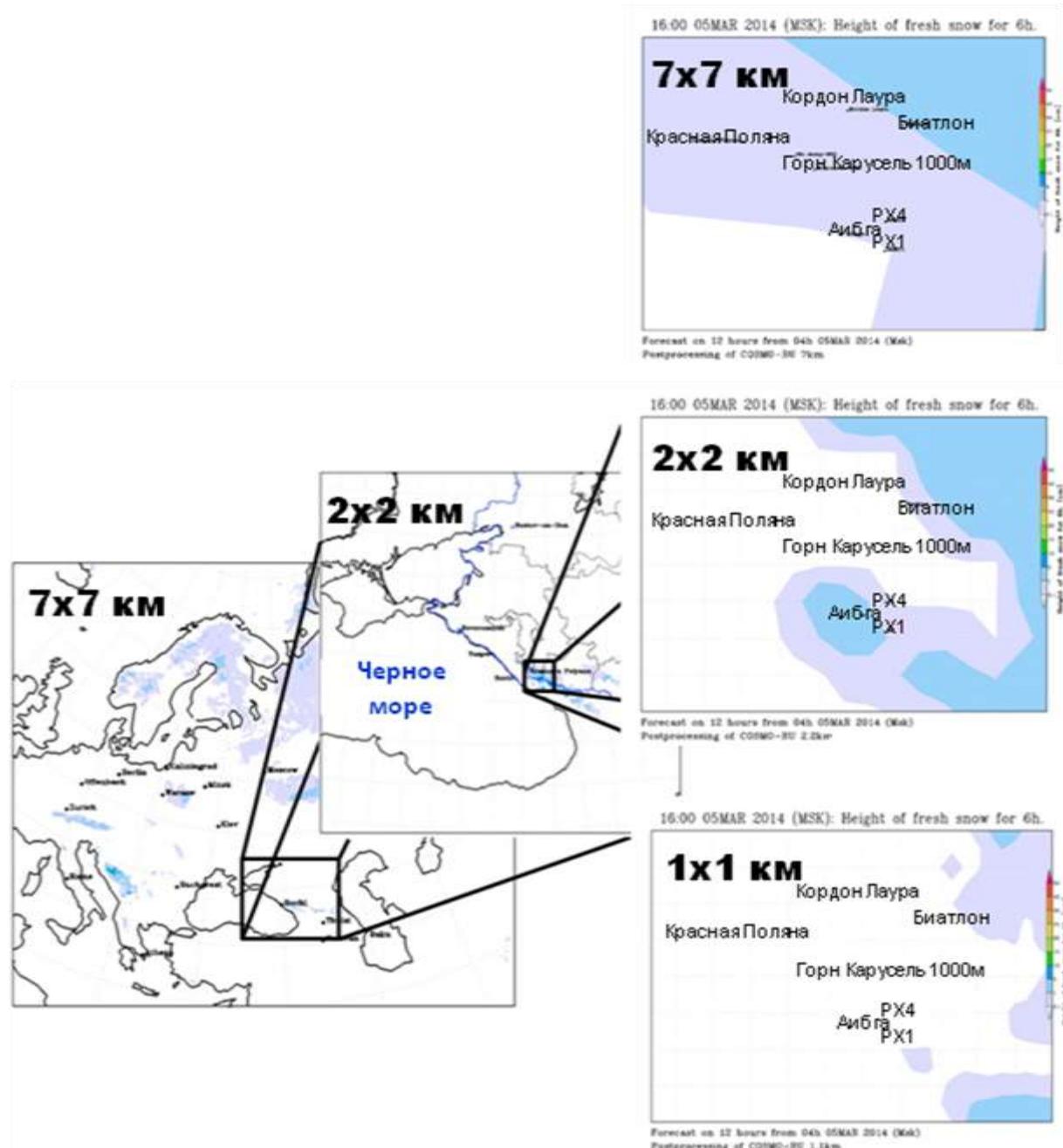


Рис.5. Серия прогнозов на 12 часов высоты свежевыпавшего снега (см) (сумма за 6 часов) по модели COSMO-Ru с шагом сетки 7 км, 2,2 км и 1,1 км с детализацией по территории. Старт – 00 BCB 5 марта 2014 года

Расчеты по определению высоты свежевыпавшего снега на основе результатов прогнозов, получаемых по мезомасштабной модели COSMO-Ru, в России ранее не проводились. Однако

есть зарубежный интернет-сайт [www.snow-forecast.com](http://www.snow-forecast.com), где доступны прогнозы высоты свежего снега для различных горнолыжных курортов в мире, в том числе для четырех станций, расположенных в Северо-Кавказском регионе. Прогнозы представлены для трех временных интервалов – утро (AM), вечер (PM) и ночь (night). На основе данных об осадках и температуре, получаемых с помощью моделей атмосферы в Американской службе погоды (National Weather Service – NWS) и Европейском центре среднесрочных прогнозов погоды (ЕЦСПП), с помощью специального алгоритма рассчитываются значения высоты свежевыпавшего снега. Анализ этих прогнозов показал, что высота свежевыпавшего снега по ним, как правило, является заниженной (табл.5). Деление суток всего на 3 интервала ограничивает использование этих данных. На сайте также имеются карты свежевыпавшего снега, однако они строятся лишь четыре раза в сутки для всего региона без детализации.

Таблица 3. Высота свежевыпавшего снега (см) за 18 февраля 2014 г. по данным измерений на АМС Роза Хutor-4, прогнозам моделей COSMO-Ru2 и COSMO-Ru1 и данным сайта [www.snow-forecast.com](http://www.snow-forecast.com)

Данные наблюдений	Начальный срок прогноза (день час)				Результат с сайта*
	17 00	17 06	17 12	17 18	
28,2	Данные прогноза по модели COSMO-Ru2				12,0
	30,0	39,5	22,1	25,4	
28,2	Данные прогноза по модели COSMO-Ru1				12,0
	17,0	24,9	40,8	19,9	

Примечание: \*результат с сайта [www.snow-forecast.com](http://www.snow-forecast.com), содержащего прогнозы метеорологических величин для горнолыжных курортов мира.

Рассмотрим другой случай снегопада, наблюдавшегося 21 февраля 2014 г. в районе проведения зимней Олимпиады «Сочи-2014». Снегопад был непродолжительным и довольно слабым – максимальные изменения высоты снежного покрова для станций составили от 3 до 9 см. Согласно показаниям прибора на АМС Роза Хutor-4, условно можно отметить два пика его интенсивности (рис.6), характеризующихся резким увеличением высоты снега. По-видимому, из-за небольшой интенсивности моделью COSMO-Ru были спрогнозированы только отдельные пики снегопада (табл.4).

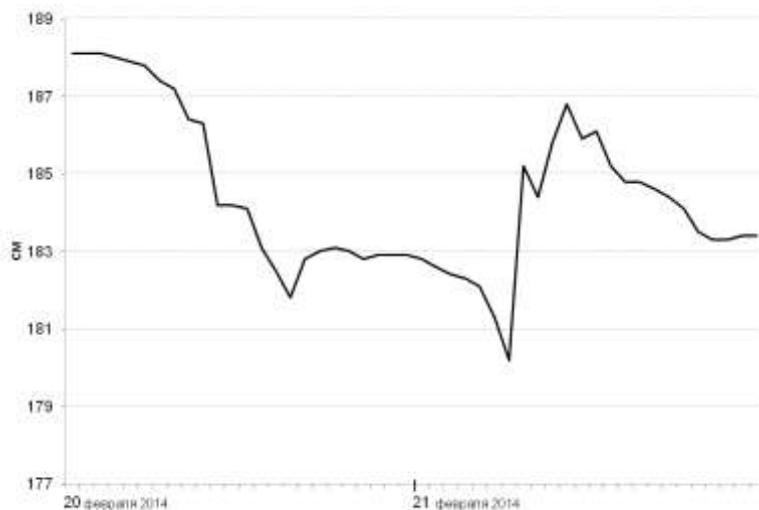


Рис.6. Высота снежного покрова 20-21 февраля 2014 года по данным АМС Роза Хутор-4

Таблица 4. Пики в значениях высоты свежевыпавшего снега (см) 21 февраля 2014 г. по 6-часовым данным измерений на АМС Роза Хутор-4 и прогнозам моделей COSMO-Ru1 и COSMO-Ru2

	Начало прогноза по модели COSMO-Ru2			Начало прогноза по модели COSMO-Ru1		
Первый пик, наблюдавшийся 21 февраля 2014 года						
Данные наблюдений	19 12	19 18	20 00	19 12	19 18	20 00
5,0	3,1	0,0	0,0	0,0	2,2	0,0
Второй пик, наблюдавшийся 21 февраля 2014 года						
Данные наблюдений	19 18	20 00	20 06	19 18	20 00	20 06
2,6	1,6	0,0	1,5	-	2,1	0,0

Если сравнить доступные прогнозы на 26-28 февраля 2014 года для станций Роза Хутор-4 и Горная Карусель на сайте [www.snow-forecast.com](http://www.snow-forecast.com) с данными наблюдений, то получается, как уже было нами отмечено, что на сайте представлены, как правило, заниженные значения свежевыпавшего снега (см. табл.5). Несмотря на то, что прогноз от суток к суткам (см. прогнозы 27 и 28 февраля на 28 февраля) на сайте [www.snow-forecast.com](http://www.snow-forecast.com) уточняется, что показано в табл.5.

Таблица 5. Высота свежевыпавшего снега (см) за 26-28 февраля 2014 года по данным ежедневных измерений на станциях Горная Карусель и Роза Хутор-4 и прогнозам с сайта [www.snow-forecast.com](http://www.snow-forecast.com)

Дата	Наблюдения	Данные сайта*		
		26/II	27/II	28/II
Горная Карусель-1500 (1434 м над у.м.)				
26/II	Твозд>0°C**	2,0	-	-
27/II	4,0	5,0	2,0	-
28/II	6,0	2,0	0,0	2,0
Роза Хутор-4 (1580 м над у.м.)				
26/II	11,8	2,0	-	-
27/II	13,2	4,0	2,0	-
28/II	19,5	2,0	0,0	1,0

Примечание: \* данные сайта [www.snow-forecast.com](http://www.snow-forecast.com).

\*\* высота снега уменьшилась при положительных температурах воздуха

Предложенная система дает более успешный прогноз свежевыпавшего снега с учетом использования откорректированной по высоте приземной температуры воздуха, нежели в случае применения приземной температуры воздуха, полученной на основе стандартной версии модели COSMO-Ru. Пример показан на рис.4б для станции Аибга. В первой и частично во второй половине дня 4 марта 2014 г. моделью COSMO-Ru2 прогнозировались осадки в виде дождя. Однако откорректированная по высоте температура оказалась несколько ниже первоначально рассчитанной, поэтому в системе постпроцессинга была воспроизведена высота свежевыпавшего снега. Согласно станционным измерениям, в ночь с 3 на 4 марта 2014 г. наблюдались осадки при слабо отрицательной температуре, и высота снежного покрова за сутки не изменилась. Это доказывает тот факт, что системой постпроцессинга правильно был предсказан вид осадков (снег): в случае выпадения дождя высота снежного покрова должна была уменьшиться (снег просел). Величина 12-часовых сумм осадков в 3 ч ВСВ 5 марта составила 4 мм, что дало прирост в высоте снежного покрова на 2 см за сутки. Вечером 4 марта и утром 5 марта наблюдателями был зафиксирован ливневый снег при температурах от слабо положительных до слабо отрицательных. Случай снегопада 17–19 февраля 2014 г. уже был разобран выше, на рис.4а изображена одна из метеограмм для станции Роза Хутор-4. Таким образом, предложенный алгоритм расчета высоты свежевыпавшего снега на основе откорректированной по высоте температуры адекватно воспроизводит события выпадения снега.

Карты свежевыпавшего снега могут быть построены для любой территории, которая совпадает с расчетными сетками версий модели COSMO-Ru (см. рис.5). Так, например, для области, включающей большую часть Европейской территории России. Метеограммы, содержащие прогнозы высоты свежевыпавшего снега, подготавливались в январе-марте 2014 г. для Северо-Кавказского региона с целью уточнения прогноза этой метеорологической величины в пунктах. Аналогичные метеограммы с данными о высоте свежевыпавшего снега могут быть получены и для станций, расположенных в других регионах.

Итак, в ФГБУ «Гидрометцентр России» разработана и реализована система постпроцессинга мезомасштабной модели COSMO-Ru, позволяющей определить высоту свежевыпавшего снега, которая включает в себя подготовку карт свежевыпавшего снега за 6-часовые интервалы четыре раза в сутки по версиям модели с шагом сетки 7, 2,2 и 1,1 км, а также – метеограммы с прогнозами свежего снега для станций. Предварительный анализ снегопадов, произошедших в Северо-Кавказском регионе в феврале 2014 г., показал, что выходная продукция модели COSMO-Ru, относящаяся к характеристикам свежевыпавшего снега, может использоваться при составлении прогноза погоды. Данная продукция использовалась синоптиками в рамках метеообеспечения зимней Олимпиады «Сочи-2014», в частности для заполнения ежедневных бюллетеней и при планировании соревнований.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате выполненной работы:

- разработана одномерная многослойная модель снежного покрова ММСП, описывающая межсугодичные изменения основных характеристик снежного покрова, которая используется в технологии объективного анализа для прогностических моделей атмосферы. В качестве входных данных для модели снега используются оперативные данные наблюдений на метеостанциях, передаваемые в международный обмен ВМО в коде SYNOP, что позволяет использовать ММСП в оперативном режиме;
- впервые в России на основе результатов ММСП, спутниковых данных высокого разрешения (4 км) и ППП реализована технология объективного анализа водного эквивалента и плотности снежного покрова;
- показано улучшение качества прогноза приземной температуры воздуха вблизи границы снежного покрова (среднеквадратическая ошибка уменьшилась на 0,5-1,5°C) при использовании предложенной технологии для мезомасштабной модели атмосферы COSMO-Ru;
- отмечено влияние изменения начальных полей характеристик снежного покрова на численный прогноз облачности, скорости ветра, альбедо подстилающей поверхности, потоков тепла;
- предложен, протестирован и реализован метод вычисления характеристик свежевыпавшего снега на основе данных о суммах осадков и приземной температуре, который включен в оперативную систему краткосрочного прогноза погоды COSMO-Ru и международную систему объединенного постпроцессинга FieldExtra [URL: <http://www.cosmo-model.org/content/support/software/default.htm>].

Автор выражает искреннюю благодарность научному руководителю, И.А. Розинкиной, М.М. Чумакову, С.В. Борщу, В. Копейкину, Ю.В. Алферову, Д. Блинову, А. Кирсанову, А.В. Муравьеву, А.Ю. Бундель за помощь и ценные советы при написании данной работы.

## СПИСОК ИСПОЛЬЗУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алферов Ю.В., Копейкин В.В. Алгоритм определения границ снежного покрова для моделей атмосферы // Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации, 2015, вып.353, с. 5-14.
2. Андреев О.М., Иванов Б.В. О решении задачи усвоения коротковолновой радиации в толще снега // Метеорология и гидрология, 2001, №12, с. 65-69.
3. Анисимов О.А., Белолуцкая М.А. Влияние изменения климата на вечную мерзлоту: прогноз и оценка неопределенности // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем / Ed. А. Израэль. С.Петербург, Гидрометеоиздат, 2003, с. 21-38.
4. Атмосфера. Справочник / Под ред. Ю.С. Седунова и др. Л., Гидрометеоиздат, 1991, 509 с.
5. Богородский В.В., Гаврило В.П. Лед. Физические свойства. Современные методы гляциологии. Л., Гидрометеоиздат, 1980, 384 с.
6. Бойко Е.С., Погорелов А.В. Применение лазерного сканирования в исследованиях рельефа и снежного покрова. Новосибирск, Академическое изд-во «Гео», 2012, 147 с.
7. Борщ С.В., Силантьева Т.П. Об усовершенствовании метода расчета разрушения ледяного покрова рек и водохранилищ // Труды Гидрометцентра СССР, 1989, вып.309, с. 113-120.
8. Вельтищев Н.Ф., Степаненко В.М. Мезометеорологические процессы: Учебное пособие. М.: Географический факультет МГУ, 2007, 127 с.
9. Вильфанд Р.М., Ривин Г.С., Розинкина И.А. Мезомасштабный краткосрочный прогноз погоды в Гидрометцентре России на примере COSMO-RU // Метеорология и гидрология, 2010, №1, с. 5-17.
10. Войиков А.И. Снежный покров, его влияние на почву, климат и погоду и способы исследования. Изд. 2-е, испр. и знач. доп. Спб., 1889. 212 с. (Записки Императорского русского Географического Общества по общей географии, том XVIII, №2)
11. Войтовский К.Ф. Механические свойства снега. М., «Наука», 1977, 126 с.
12. Володин Е.М., Лыкосов В.Н. Параметризация процессов тепло- и влагообмена в системе растительность-почва для моделирования общей циркуляции атмосферы. Описание и расчёты с использованием локальных данных наблюдений // Известия РАН. Физика атмосферы и океана, 1988, т.34, с. 453-465.

13. Володина Е.Е., Бенгтссон Л., Лыкосов В.Н. Параметризация процессов тепловлагопереноса в снежном покрове для моделирования сезонных вариаций гидрологического цикла суши // Метеорология и гидрология, 2000, №5, с. 5-13.
14. Гандин Л.С. Объективный анализ метеорологических полей. Л., Гидрометеорологическое издание, 1963, 287 с.
15. Гандин Л.С., Каган Р.Л. Статистические методы интерпретации метеорологических данных. Л., Гидрометеоиздат, 1978, 359 с.
16. Герман М.А. Космические методы исследования в метеорологии. Л., Гидрометеоиздат, 1985, 351 с.
17. Гирник Е.И. Использование материалов снегомерных съемок в службе гидрологических прогнозов Узбекистана // Труды САНИГМИ. Снежный покров в горах и снежные лавины. 1970. Вып.51 (66), с. 11-17.
18. Гусев Е.М., Насонова О.Н. Моделирование тепло- и влагообмена поверхности суши с атмосферой. М.: Наука, 2010, 327 с.
19. Гусев Е.М., Насонова О.Н., Джоган Л.Я. Моделирование стока рек северо-западной части России с использованием модели взаимодействия поверхности суши с атмосферой SWAP // Вестник РФФИ, 2013, №2 (78), с. 19-25.
20. Денисов Ю.М. Модель формирования снежного покрова в горных бассейнах // Метеорология и Гидрология, 1967, №5, с. 5-81.
21. Динамика масс снега и льда / Пер. с англ. и ред. А.Н. Кренке. Л.: Гидрометеоиздат, 1985, 456 с.
22. Дмитриева Н.Г. Расчет плотности снежного покрова по метеорологическим данным // Метеорология и Гидрология, 1950, №2, с. 39-44.
23. Дюнин А.К. Испарение снега. Новосибирск, изд-во Сибирского отделения АН СССР, 1961, 119 с.
24. Дюнин А.К. В царстве снега. Новосибирск, изд-во Наука, Сибирское отделение АН СССР. 1983. 160 с.
25. Ефремов Ю.В., Салатовка Р.В., Бенделлиани С.С. Снежный покров и лавинный режим в горном кластере Зимних Олимпийских игр в Сочи // Лед и Снег, 2011, №2 (118), с. 64-69.
26. Епифанов В.П., Осокин Н.И. Исследование прочностных свойств снега на горном склоне архипелага Шпицберген // Криосфера Земли, 2010, т. XIV, №1, с. 81-91.

27. Жидиков А.П., Нечаева Н.С. Методические указания по разработке схем краткосрочных прогнозов расходов воды рек и притока воды в водохранилища в период половодья на основе моделей талого стока (на примере бассейна р. Волги). Л., Гидрометеоиздат, 1982, 72 с.
28. Зайков Б.Д. Испарение с водной поверхности прудов и малых водохранилищ на территории СССР // Труды ГТИ, 1949, вып.21(75). М.: Гидрометеоиздат. с. 1-48.
29. Зарецкий Ю.А. Некоторые особенности численного моделирования процессов тепловлагопереноса в почвах при наличии фазовых переходов // Труды ГГИ, 1990, вып.334. Вопросы гидрофизики почв. Л., Гидрометеоиздат, с. 109-118.
30. Ильин А.И. О возможности замены маршрутных снегомерных съемок в горах другими методами наблюдений // Труды САНИГМИ. Снежный покров в горах и снежные лавины. 1970. Вып.51 (66), с. 18-25.
31. Итоги и перспективы изучения снежных лавин, селей и других опасных природных явлений / Божинский А.Н., Перов В.Ф., Трошкина Е.С., Шныпарков А.Л. // Вестник МГУ, 2005, Сер.5, №2, с. 68-73.
32. Казакова Е.В., Розинкина И.А., Мачульская Е.Е. Результаты тестирования новой схемы параметризации снежного покрова в условиях таяния снега в модели COSMO-RU // Труды государственного учреждения «Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации», 2010, вып.344, с. 147-164.
33. Казакова Е.В., Чумаков М.М., Розинкина И.А. Алгоритм расчета высоты свежевыпавшего снега, предназначенного для постпроцессинга систем атмосферного моделирования (на примере COSMO) // Труды Гидрометцентра России, 2013, вып. 350, с. 164-179.
34. Казакова Е.В., Чумаков М.М., Розинкина И.А. Система автоматизированных расчетов влагозапасов снега на основе численного моделирования и усвоения данных стандартных метеорологических измерений // Труды ГГО, 2014а, вып.571, с. 114-133.
35. Казакова Е.В., Чумаков М.М., Розинкина И.А. Модуль расчетов высоты свежевыпавшего снега в зависимости от метеоусловий по данным измерений или численных прогнозов 6/12-ти часовых сумм осадков. 2014б. РОСПАТЕНТ. Свидетельство №2014618542 от 25.08.2014.
36. Казакова Е.В., Чумаков М.М., Розинкина И.А. Расчет высоты свежевыпавшего снега с помощью результатов атмосферного моделирования (на примере COSMO-Ru) // Труды Гидрометцентра России, 2014с, вып.352, с. 74-84.

37. Казакова Е.В., Чумаков М.М., Розинкина И.А. Модель для расчета характеристик снежного покрова на основе данных наблюдений стандартной метеорологической сети // Труды Гидрометцентра России, 2014d, вып.352, с. 85-102.
38. Казакова Е.В., Чумаков М.М., Розинкина И.А. Система расчетов характеристик снежного покрова для формирования начальных полей при численном погодном моделировании (на примере COSMO-Ru) // Метеорология и гидрология, 2015, №5, с. 20-32.
39. Китаев Л.М, Кислов А.В. Региональные различия снегонакопления – современные и будущие изменения (на примере Северной Европы и севера Западной Сибири) // Криосфера Земли, 2008, т. XII, № 2, с. 98-104.
40. Климат России (под ред. Н.В. Кобышевой). Санкт-Петербург, Гидрометеоиздат, 2001, 655 с.
41. Коновалов В.Г. Таяние и сток с ледников в бассейнах рек Средней Азии. Л.: Гидрометеоиздат, 1985, 238 с.
42. Копанев Д.И. Снежный покров на территории СССР. Л.: Гидрометеоиздат, 1978, 180 с.
43. Копейкин В.В., Алферов Ю.В. Построение изолиний по нерегулярной сети точек в рамках графической системы Isograph // Труды Гидрометцентра России, 2011, вып. 346, с. 62-75.
44. Котляков В.М. Снежный покров Земли и ледники. Л.: Гидрометеоиздат, 1968, 479 с.
45. Красс М.С. Математические модели и численное моделирование в гляциологии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1981, 138 с.
46. Кренке А.Н., Чернавская М.М., Черенкова Е.А. Метод прогноза максимальных снегозапасов на территории России при глобальном потеплении климата в середине XXI века (с учетом доли твердых осадков) // Криосфера Земли, 2009, т. XIII, №2, с. 67-72.
47. Кузьмин П.П. Физические свойства снежного покрова. Л.: Гидрометеоиздат, 1957, 178 с.
48. Кузьмин П.П. Процесс таяния снежного покрова. Л.: Гидрометеоиздат, 1961, 345 с.
49. Кучмент Л.С., Демидов В.Н., Мотовилов Ю.Г. Формирование речного стока. М., «Наука», 1983, 216 с.
50. Кучмент Л.С., Гельфанд А.Н. Динамико-стохастические модели формирования речного стока. М., Наука, 1993. 104 с.
51. Малевский-Малевич С.П., Молькентин Е.К., Надежина Е.Д. Модельные оценки эволюции вечной мерзлоты и распределения слоя сезонного протаивания в зависимости

- от климатических условий в северных регионах Западной Сибири // Криосфера Земли, 2000, 4(4), с. 49-57.
52. Мачульская Е.Е. Моделирование и диагноз процессов тепловлагообмена между атмосферой и сушей в условиях холодного климата; дис. ... канд. физ.-мат. наук. М., 2001, 125 с.
53. Метаморфизм снега и формирование снежных лавин в районе Красной Поляны (Западный Кавказ) / Володичева Н.А., Баринов-Каштанов А.С., Олейников А.Д., Володичева Н.Н. // Лед и снег, 2011, №2 (118), с. 57-63.
54. Методика обработки спутниковых снимков высокого разрешения для оценки характеристик ледового режима и влияния изменчивости ледяного покрова на динамику вод Северного Каспия / Чумаков М.М., Зильберштейн О.И., Лобов А.Л. и др. // Освоение шельфа арктических морей: тр. Междунар. конф. (RAO/CIS Offshore 2007). Санкт-Петербург, 2007.
55. Методические рекомендации по зимнему содержанию автомобильных дорог в Казахстане / Минавтодор КазССР, Алма-Ата, 1973, 182 с.
56. Мирвис В.М., Гусева И.П. Изменения в режиме оттепелей на территории России // Труды ГГО, 2007, вып. 556, с. 101-115.
57. Михалев М.А. Инженерная гидрология. С.: Изд-во СпбГГТУ, 2002. 124 с.
58. Мокров Е.Г., Соловьев А.Ю. Использование модели развития снежной толщи «SNOWPACK» для определения параметров лавинообразования // Криосфера Земли, 2010, т. XIV, №2, с. 79-86.
59. Музылев Е.Л. и др. Моделирование водного режима обширных территорий с использованием спутниковых данных о характеристиках подстилающей поверхности // Вестник РФФИ, 2013, №2 (78), с. 9-18.
60. Насонова О.Н., Гусев Е.М., Ковалев Е.Э. Исследование возможности моделирования стока северных рек с использованием глобальных баз данных // Бюллетень Оренбургского научного центра УрО РАН, 2011, №2. URL: <http://elmag.uran.ru:9673/magazine/Numbers/2011-2/Articles/69.pdf> (дата обращения 2.06.2015).
61. Негидростатическая система Гидрометцентра России мезомасштабного краткосрочного прогноза погоды COSMO-Ru / Вильфанд Р.М., Ривин Г.С., Розинкина И.А., Астахова Е.Д., Д.В. Блинов, А.Ю. Бундель, В.Л. Перов, Г.В. Суркова, Д.Ю. Алферов, Е.В.

- Казакова, А.А. Кирсанов, А.П. Ревокатова, М.В. Шатунова, М.М. Чумаков // Турублентность, динамика атмосферы и климата. Труды Международной конференции, посвященной памяти академика А.М. Обухова / Отв. ред. Г.С. Голицын, И.И. Мохов, С.Н. Куличков, М.В. Курганский, О.Г. Чхетиани. М., ГЕОС, 2014, с. 265-273.
62. Новая технология объективного анализа на основе схемы 3D-Var / Цырульников М.Д., Свиренко П.И., Горин В.Е., Горбунов М.Е., Ордин А.Л., Багров А.Н. // Информационный сборник, 2012, № 39 «Результаты испытания новых и усовершенствованных технологий, моделей и методов гидрометеорологических прогнозов». с. 7–14.
63. Носенко О.А., Долгих Н.А., Носенко Г.А. Снежный покров центра Европейской части России по данным AMSR-E и SSM/I // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из Космоса. Изд-во ИКИ РАН, 2006, том 3, №1, с. 296-300.
64. Оценка характеристик снежного покрова путем совместного использования моделей и спутниковой информации / Кучмент Л.С., Романов П.Ю., Гельфанд А.Н., Демидов В.Н. // Исследование Земли из Космоса, 2009, №4, с. 47-56.
65. Павлов А.В. Теплообмен почвы с атмосферой в северных и умеренных широтах территории СССР. Якутск: Якутское кн. изд-во, 1975. 302 с.
66. Перов В.Ф. Селеведение. Учебное пособие. М., Географический факультет МГУ. 2012. 271 с.
67. Пигольцина Г.Б., Зиновьева Н.А. Пространственное распределение высоты снежного покрова в горном кластере территории проведения зимних Олимпийских игр «Сочи-2014» // Труды ГГО, 2013, вып.569, с. 137-147.
68. Попов А.И., Тушинский Г.К. Мерзлотоведение и гляциология. Учеб. пособие для ун-тов ССР. М., «Высш. школа», 1973, 272 с.
69. Попов Е.Г. Гидрологические прогнозы. Л., Гидрометеоиздат, 1979, 256 с.
70. Псаломщикова Л.М. и др. Использование метеорологической информации в целях содержания автомобильных дорог в зимний период // Труды ГГО, 2008, вып.557, с. 85-101.
71. Рец Е.П., Фролова Н.Л., Поповин В.В. Моделирование таяния поверхности горного ледника // Лед и Снег. Ледники и ледниковые покровы, 2011, 4(116), с. 24-31.
72. Ривин Г.С., Розинкина И.А., Блинов Д.В. Технологическая линия системы краткосрочных мезомасштабных оперативных прогнозов погоды COSMO-RU с шагом

- сетки 7 км // Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации, 2012, вып.347, с. 61-80.
73. Рихтер Г.Д. Снежный покров, его формирование и свойства. Изд-во Академии Наук СССР, М.-Л., 1945. 120 с.
74. Роджерс Р.Р. Краткий курс физики облаков / Пер. с англ. под ред. И.П. Мазина. Л.: Гидрометеоиздат, 1979, 231 с.
75. Рутковский В.И. Влияние лесов на накопление снега // Снег и талые воды. М., изд-во АН СССР, 1956, с. 184–205.
76. Система COSMO-Ru негидростатического мезомасштабного краткосрочного прогноза погоды Гидрометцентра России: второй этап реализации и развития / Ривин Г.С., Розинкина И. А., Вильфанд Р. М., Алферов Д. Ю., Астахова Е. Д., Блинов Д. В., Бундель А. Ю., Казакова Е. В., Кирсанов А. А., Никитин М. А., Перов В. Л., Суркова Г. В., Ревокатова А. П., Шатунова М. В., Чумаков М. М. // Метеорология и гидрология, 2015, №6, с. 58-70.
77. Снег. Справочник / под ред. Д.М.Грея, Д.Х.Мэйла (перевод Д.Я Иоффе, С.И. Ушакова). Л.: Гидрометеоиздат, 1986. 751 с.
78. Современные проблемы гидрологии: учеб. Пособие для студ. высш. учеб. заведений / Виноградов Ю.Б., Виноградова Т.А. М.: Издательский центр «Академия», 2008. 320 с.
79. Сосновский А.В. Математическое моделирование влияния толщины снежного покрова на деградацию мерзлоты при потеплении климата // Криосфера Земли, 2006, т. X, № 3, с. 83–88.
80. Тверской П.Н. Курс метеорологии (физика атмосферы). Л.: Гидрометеоиздат, 1962, 700 с.
81. Хайруллин К.Ш. Оттепели на территории СССР. Л., Гидрометеоиздат, 1969, 88 с.
82. Чеботарев А.И. Общая гидрология. Л.: 1975. 544 с.
83. Шакина Н.П. Динамика атмосферных фронтов и циклонов. Л., Гидрометеоиздат, 1985, 264 с.
84. Шатунова М.В., Ривин Г.С. Модель с высоким пространственным разрешением COSMO-Ru1: влияние внешних параметров на результаты моделирования // Труды Гидрометцентра России, 2014, вып.352, с. 150-167.

85. Шмакин А.Б., Турков Д.В., Михайлов А.Ю. Модель снежного покрова с учетом слоистой структуры и ее сезонной эволюции // Криосфера Земли, 2009, т. XIII, №4, с. 69-79.
86. Шовенгердт Р.А. Дистанционное зондирование. Модели и методы обработки изображений. М., Техносфера, 2013, 592 с.
87. Шумский П.А. Основы структурного ледоведения. М.: Изд-во АН СССР, 1955, 492 с.
88. Ancey C. Snow avalanches / Geomorphological Fluid Mechanics / edited by N. Balmforth and A. Provenzale. Berlin, Springer Verlag, 2001, p. 319–338 (Lecture Notes in Physics 582).
89. Augros C., Zanghi F. Snow depth measurement at Meteo-France // WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2008). 2008. 8 p.
90. Bartelt et al. Calculating dense-snow avalanche runout using a Voellmy-fluid model with active/passive longitudinal straining // Journal of Glaciology, 1999, vol. 45, No 150, p. 242-254.
91. Barlett P.A, MacKay M.D., Verseghy D.L. Modified Snow Algorithms in the Canadian Land Surface Scheme: Model Runs and Sensitivity Analysis at Three Boreal Forest Stands // Atmosphere-Ocean, Canadian Meteorological and Oceanographic Society, 2006, 43 (3), p. 207–222.
92. Beckers et al. Review of Hydrologic Models for Forest Management and Climate Change Applications in British Columbia and Alberta. Forrex Series 25, 2009, 166 p.
93. Biosphere Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model / Dickinson R.E., Henderson-Sellers A., Kennedy P.J., Wilson M.F. NCAR Tech. Note. 1986, 69 p.
94. Boucouvala D., Celozzi A. VERSUS 3.0. User manual. 2013. 142 p.
95. Chiaia, B., Frigo, B. A scale-invariant model for snow slab avalanches // Journal of Statistical Mechanics Theory and Experiment, 2009, issue 2 (February 2009), 16 p.
96. Colbeck S.C. A review of sintering in seasonal snow // CRREL Report 97-10, 1997, 18 p.
97. Colbeck S.C. Snow metamorphism and classification / Seasonal snowcovers: physics, chemistry, hydrology / eds. H.G. Jones, W.G. Orville-Thomas. NATO ASI Series, 1987, vol. 211, p. 1-35.

98. Coléou C. et al. Isothermal metamorphism of a new snow layer: some measurements and simulation // Proceedings ISSW 2004, International Snow Science Workshop, Jackson Hole WY, USA, 19–24 September 2004, 2005, p. 75-82.
99. Davie T. Review of different hydrological modelling frameworks for usage in the Motueka Integrated Catchment Management programme of research. Motueka Integrated Catchment Management (Motueka ICM) Programme Report Series, 2004, 22 p.
100. De Rosnay et al. Initialisation of land surface variables for numerical weather prediction / The Earth's Hydrological Cycle / eds. L. Bengtsson, R.-M. Bonnet, M. Calisto, G. Destouni, R. Gurney, J. Johannessen, Y. Kerr, W.A. Lahoz, M. Rast (previously published in Surveys in Geophysics, vol. 35, issue 3, 2014). Springer. 2014, p. 121-135.
101. De Ruyter de Wildt M., Seiz G, Gruen A. Operational snow mapping using multitemporal Meteosat SEVIRI imagery // Remote Sensing of Environment, 2007, vol.109, p. 29–41.
102. Desborough C.E., Pitman A.J. The BASE land-surface model // Global and Planetary Change, 1998, Vol.19(1-4), p. 3–18.
103. Diamond M., Lowry W. Correlation of density of new snow with 700-millibar temperature // Journal of Meteorology, 1954, vol.11, p. 512-513.
104. Doesken N.J., Judson A. The Snow Booklet: A Guide to the Science, Climatology, and Measurement of Snow in the United States. 2nd ed. Colorado State University, 1997, 87 p.
105. Doms et al. A Description of the Nonhydrostatic Regional COSMO Model, part 2: Physical Parameterization, 2011, 154 p.
106. Dutra et al. An Improved Snow Scheme for the ECMWF Land Surface Model: Description and Offline Validation // Journal of Hydrometeorology, 2010, vol. 11, p. 899-916.
107. ECMWF. Technical Advisory Committee. 42d session. Item12: Snow analysis. Reading, 15 September 2010, 11 p.
108. Etchevers et.al. SnowMIP, an Intercomparison of Snow Models: First Results // International Snow Science Workshop, Penticton, B.C., Mountain Snowpack, 2002, p. 353-360.
109. Geethalakshmi et al. A literature review on modeling of hydrological processes and feedback mechanisms on climate. ClimaRice Report 3, 2008, 48 p.
110. Geldsetzer T., Yackel J.J. Sea ice type and open water discrimination using dual co-polarized C-band SAR // Can. J. Remote Sensing, 2009, vol. 35, No. 1, p. 73-84.
111. Goodrich L.E. The influence of snow cover on the ground thermal regime // Canadian Geotechnical Journal, 1982, vol. 19, p. 421-432.

112. Grant L.O., Rhea J.O. Elevation and meteorological controls on the density of new snow // Proc. Advanced Concepts Tech. Study Snow Ice Resources Interdisciplinary Symp., National Academy of Sciences, 1974, p. 169-181.
113. Johansson B., Andreasson J., Jansson J. Satellite data on snow cover in the HBV model. Method development and evaluation // Hydrology, 2003, No. 90, 19 p.
114. Judson A., Doesken N. Density of freshly fallen snow in the Central Rocky Mountains // Bulletin of the American Meteorological Society, 2000, 81, No.7, p. 1577-1587.
115. Harding R.J., Pomeroy J.W. The energy balance of the winter boreal landscape // Journal of Climate, 1996, 9, p. 2778-2787.
116. HEC-RAS River analysis system. Hydraulic Reference Manual. Version 4.1. U.S. Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center, Davis, California, 2010. 413 p.
117. IPCC. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group 1 to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (eds. S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M.C. Marquis, K. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007, 996 p.
118. Helfrich S.R. et al. Enhancements to, and forthcoming developments in the Interactive Multisensor Snow and Ice Mapping System (IMS) // Hydrological processes, 2007, vol. 21, p. 1576-1586.
119. Homleid M., Killie M.A. HARMONIE snow analysis experiments with additional observations. Met.no report no. 06/2013, 2014, Meteorology, 21 p.
120. Kazakova E., Chumakov M., Rozinkina I. Initial fields of snow cover characteristics preparation for COSMO-Ru // COSMO Newsletter, 2014, No.14, p. 37-42.
121. Kazakova E., Chumakov M., Rozinkina I. Realization of the parametric snow cover model SMFE for snow characteristics calculation according to standard net meteorological observations // COSMO Newsletter, 2013, No.13, p. 39-49.
122. Kazakova E., Rozinkina I. Testing of Snow Parameterization Schemes in COSMO-Ru: Analysis and Results // COSMO Newsletter, 2011, No.11, p. 41-51.
123. Kelly R. E.J. et al. Using remote sensing and spatial models to monitor snow depth and snow water equivalent / Spatial modelling at the terrestrial environment / eds. R.E.J. Kelly, N.A. Drake, S.L. Barr. John Wiley & Sons, Ltd, 2004, p. 35-57.

124. Liang S., Li X., Wang G. Advanced remote sensing. Terrestrial information extraction and applications. Elsevier, 2012, 800 p.
125. Liston G.E., Hiemstra C.A. A simple data assimilation system for complex snow distributions (SnowAssim) // Journal of Hydrometeorology, 2008, vol.9, p. 989-1004.
126. Louis J.-F. A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere // Boundary-Layer Meteorology, 1979, vol. 17, p. 187-202.
127. Markowski P., Richardson Y. Mesoscale Meteorology in Midlatitudes. Wiley-Blackwell, 2010, 414 p.
128. Martinec J., Rango A., Roberts R. Snowmelt runoff model. User's manual. College of Agriculture and Home Economics. February, 2008. 172 p.
129. McClung D.M. Extreme avalanche runout: a comparison of empirical models // Canadian Geotechnical Journal, 2001, Vol. 38, p. 1245-1265.
130. McClung D.M. Extreme avalanche runout in space and time // Canadian Geotechnical Journal, 2000, Vol.37, No.1, p. 161-170.
131. McGurk B., Azuma D., Kattelmann R. Density of new snow in the Central Sierra Nevada // Proc. 56<sup>th</sup> Annual Meeting, Western Snow Conference. 1988. Kalispell, MT, p. 158-161.
132. Meyer A.F. Evaporation from Lakes and Reservoirs. Minnesota Resousces Commission, St. Paul., Minn, June, 1942.
133. Nelson, F.E., Outcalt, S.I. A computational method for prediction and regionalization of permafrost // Arctic and Alpine Research, 1987, vol. 19, No.3, p. 279-288.
134. Pechlivanidis et al. Catchment Scale Hydrological Modelling: A Review of Model Types, Calibration Approaches and Uncertainty Analysis Methods in the Context of Recent Developments in Technology and Applications // Global NEST Journal, 2011, Vol. 13, No. 3, p. 193-214.
135. Pielke R. Mesoscale Meteorological Modeling, 2nd Edition. International Geophysics Series, Vol.78. 2001, 175 p.
136. Pomeroy J.W., Brun E. Physical properties of snow / Snow Ecology: an Interdisciplinary Examination of Snow-covered Ecosystems / eds. H.G. Jones, J.W. Pomeroy, D.A. Walker and R.W. Hoham. Cambridge University Press, Cambridge, UK. 2001. p. 45-118.
137. Pulliainen J., Hallikainen M. Retrieval of regional snow water equivalent from space-borne passive microwave observations // Remote Sensing of Environment, 2001, No.75, vol.1, p. 76-85.

138. Romanov P., Gutman G., Csiszar I. Automated monitoring of snow cover over North America with multispectral satellite data // *Journal of applied meteorology*, 2000, vol. 39, pp. 1866-1880
139. Salm B. Flow, flow transition and runout distances of flowing avalanches // *Annals of Glaciology*, 1993, 18, p. 221-226.
140. Schlosser et al. Simulations of a Boreal Grassland Hydrology at Valdai, Russia: PILPS Phase 2(d) // *Monthly Weather Review*, AMS, 2000, vol. 128, p. 301-321.
141. Schättler U., Doms G., Schraff C. A. Description of the Nonhydrostatic Regional Model LM, part 7: User's Guide, 2012. 192 p.
142. Schmidt R.A. Vertical profiles of wind speed, snow concentration and humidity in blowing snow // *Bound.-Layer Meteor.*, vol. 23, 1982, p. 223–246.
143. Schmidt R.A., Troendle C.A. Sublimation of intercepted snow as a global source of water vapour // Proc. 60<sup>th</sup> Western Snow Conf., 1992, Jackson, WY, WSC, p. 1-9.
144. Schraff C., Hess R. A Description of the Nonhydrostatic Regional Model LM, part III: Data Assimilation, 2003, 85 p.
145. Shulski M. D., Seeley M. W. Application of snowfall and wind Statistics to snow transport modeling for snowdrift control in Minnesota // *Journal of Applied Meteorology*, 2004, 43, p. 1711-1721.
146. Slater et al. The Representation of Snow in Land Surface Schemes: Results from PILPS 2(d) // *Journal of Hydrometeorology*, 2001, Vol. 2, p. 7-25.
147. Sommerfeld R.A., LaChapelle E. the classification of snow metamorphism // *Journal of Glaciology*, 1970, vol. 9, no. 55, p. 3-17.
148. Strack J.E., Liston G.E., Pielke R. Modeling Snow Depth for Improved Simulation of Snow–Vegetation–Atmosphere Interactions // *Journal of Hydrometeorology*. Special section. 2004, Vol.5. p. 723-734.
149. Sundsbø P.A. Numerical modelling and simulation of snow-accumulations around porous fences // Proc.of the International Snow Science Workshop, Oct. 1996, Banff, Alberta, Canada. 1997, p. 135-139.
150. Tabler R.D. Estimating the transport and evaporation of blowing snow // Proc., Symposium on Snow Management on the Great Plains, Bismark, ND, Great Plains Agricultural Council, 1975, Vol. 73, p. 85–104.

151. Tarboton et al. A Preliminary Comparison of Snowmelt Models for Erosion Prediction // Proc. 59th Annual Western Snow Conf., Juneau, AK, Western Snow Conference, 1991, p. 79-90.
152. Thirel et al. Assimilation of MODIS snow cover area data in a distributed hydrological model // Hydrology and Earth System Sciences Discussions, 2011, Vol.8, p. 1329-1364.
153. Vionnet et al. The detailed snowpack scheme Crocus and its implementation in SURFEX v7.2. Geoscientific Model Development, 5, 2012, p. 773-791.
154. Yang et al. Validation of the snow submodel of the Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme with Russian snow cover and meteorological observational data // Journal of Climate, 1997, vol.10, p. 353-373.
155. Yosida Z., Huzioka T. Some Studies of the Mechanical Properties of Snow. IAHS Red Book Series. Publ. no. 39, Gentbrugge, 1954, p. 98-105.
156. Zaitchik B., Rodell M. Forward-looking assimilation of MODIS-derived snow-covered area into a land surface model // Journal of Hydrometeorology, 2008, vol. 10, p. 130–148.
157. <ftp://140.90.213.161/autosnow/4kmNH/>
158. <http://aisori.meteo.ru/climater>
159. <http://earthdata.nasa.gov/data/near-real-time-data/rapid-response/modis-subsets>
160. [http://polar.ncep.noaa.gov/conferences/WGNE-30/pdfs/day2/04-DWD\\_report.pdf](http://polar.ncep.noaa.gov/conferences/WGNE-30/pdfs/day2/04-DWD_report.pdf)
161. <http://www.cnrm.meteo.fr/aladin>
162. <http://www.cnrm.meteo.fr/aladin/IMG/pdf/METOFFICE.pdf>
163. <http://www.cosmo-model.org/content/support/software/default.htm>
164. [http://www.ecmwf.int/newsevents/meetings/workshops/2013/Polar\\_prediction/Presentations/Essery.pdf](http://www.ecmwf.int/newsevents/meetings/workshops/2013/Polar_prediction/Presentations/Essery.pdf)
165. <http://hirlam.org>
166. <http://mapmakers.ru/main/products/gis/sinoptik.aspx>
167. <http://www.pilps.mq.edu.au>
168. <http://xweb.geos.ed.ac.uk/~ressery/SnowMIP2.html>
169. [www.cosmo-model.org](http://www.cosmo-model.org)
170. [www.cost.eu](http://www.cost.eu)
171. [www.ecmwf.int](http://www.ecmwf.int)
172. [www.globsnow.info](http://www.globsnow.info)

173. [www.metoffice.gov.uk/research/modelling-systems/unified-model](http://www.metoffice.gov.uk/research/modelling-systems/unified-model)
174. [www.nohrsc.noaa.gov](http://www.nohrsc.noaa.gov)
175. [www.snap-project.eu](http://www.snap-project.eu)
176. [www.snow-forecast.com](http://www.snow-forecast.com)
177. [www.wsnf.org](http://www.wsnf.org)

ПРИЛОЖЕНИЕ А. КЛИМАТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

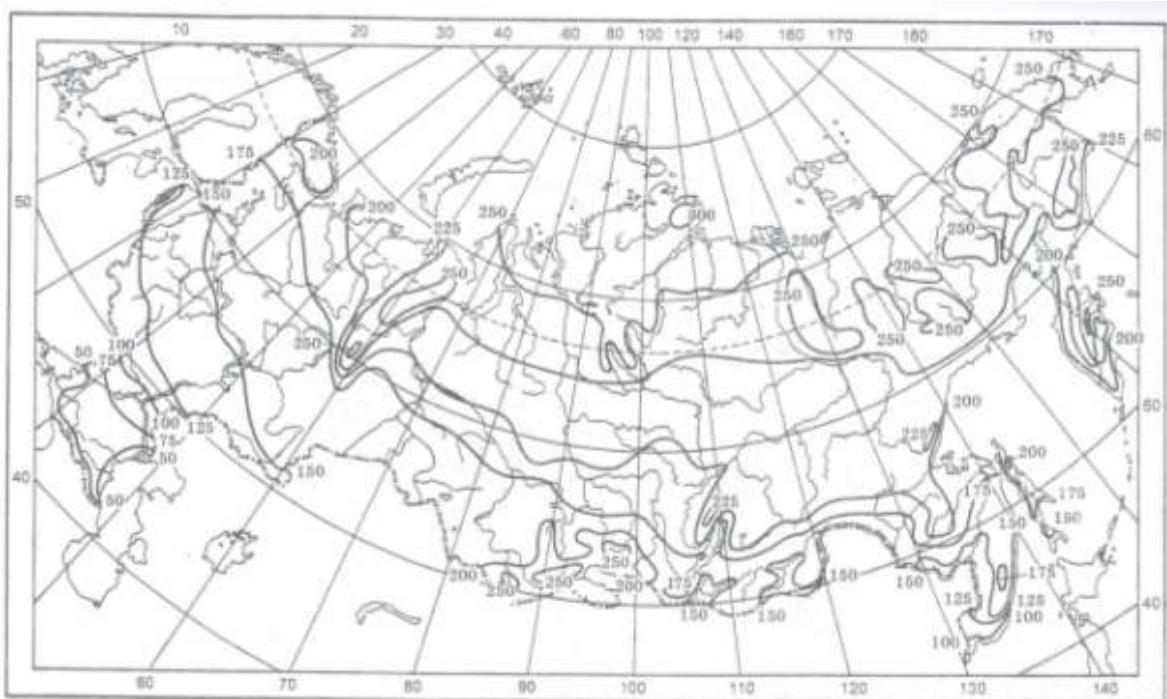


Рис.1. Среднее число дней со снежным покровом за зиму (по [Климат России, 2001])

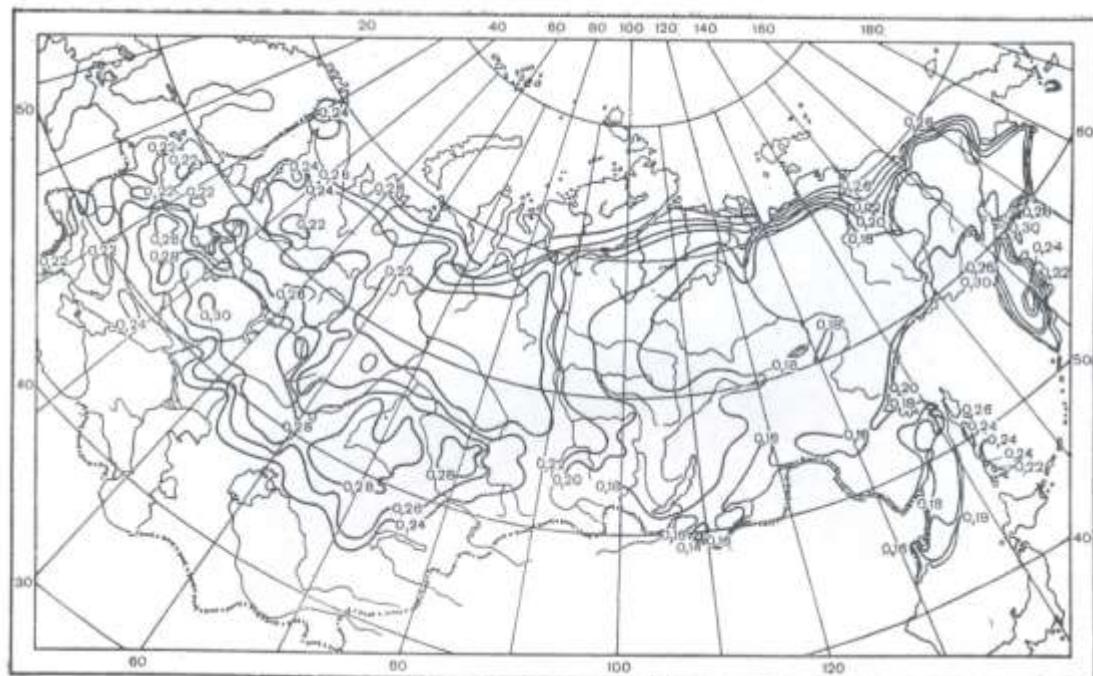


Рис.2. Средняя плотность снежного покрова ( $\text{г}/\text{см}^3$ ) при наибольшей декадной высоте (по [Копанев, 1978])

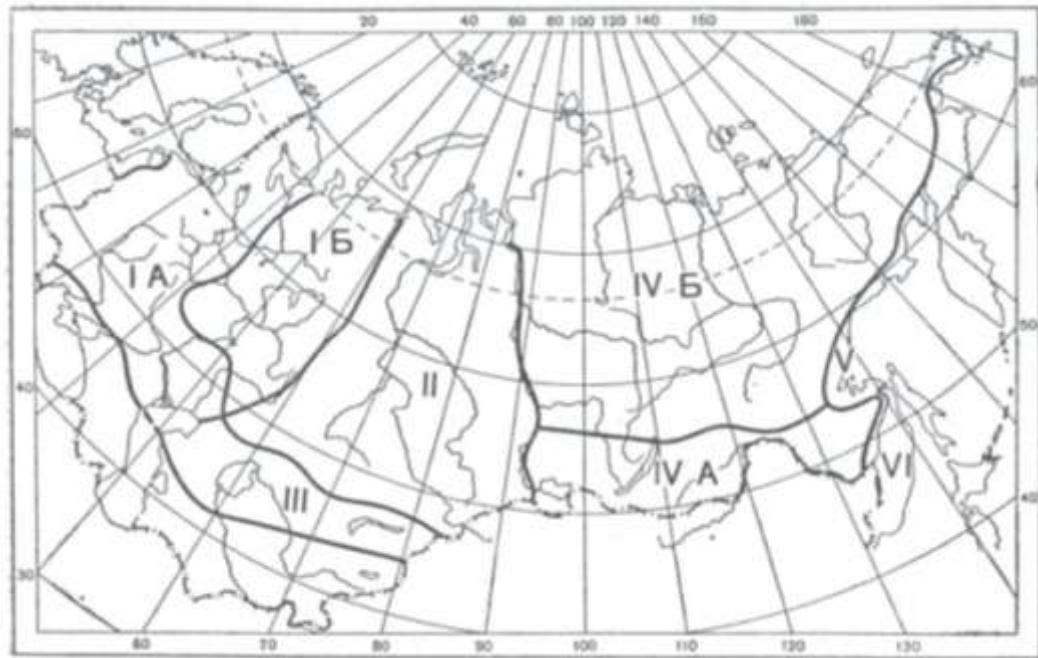


Рис.3. Районирование территории бывшего СССР по типам оттепелей: I – Европейская часть бывшего СССР: а) западный и южный подрайон, б) северо-восточный подрайон; II – Западная Сибирь и Северный Казахстан; III – Южный Казахстан; IV – Восточная Сибирь: а) южный подрайон, б) центральный и северный подрайоны; V – прибрежные районы Дальнего Востока, Камчатки и Сахалина; VI – южная часть Приморского края; VII – горные районы Кавказа и Средней Азии (по [Хайруллин, 1969])

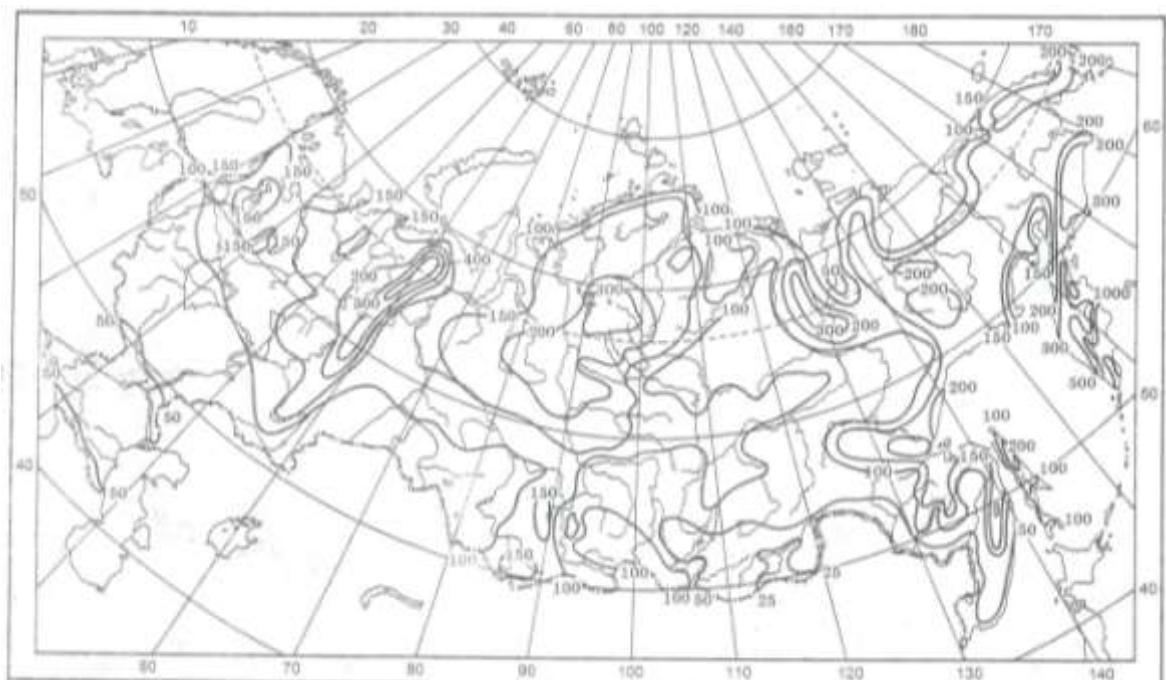


Рис.4. Средний многолетний запас воды в снежном покрове, мм (по [Климат России, 2001])

## ПРИЛОЖЕНИЕ Б. МОДЕЛИРОВАНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Таблица 1. Способы оценки различных характеристик снега в моделях (по [Slater et al., 2001], [Гусев, Насонова, 2010])

Модель	Альбедо	Фракционное покрытие	Плотность, кг/м <sup>3</sup>	Диапазон плотности, кг/м <sup>3</sup>	Теплопроводность, Вт/(м·К)
AMBETI	Плотность	100%	Возраст, линейная	100-500	$K_m = 8,5 \cdot 10^{-4} \rho - (5,0 \cdot 10^{-3})$
BASE	Температура	асимптотическое	TMCV, Kojima (1967)	100-450	$K_m = 2,805 \cdot 10^{-6} \rho^2$
BATS	Возраст	асимптотическое	Возраст, Yang et al. (1997)	100-400	$K_m = 2,93 \cdot 10^{-4} \rho^2$
BUCKET	Const	-	-	-	-
CLASS	Возраст	Линейное ниже 10 см	Возраст, экспоненциальная, Verseghe (1991)	100-300	$K_m = 2,586 \cdot 10^{-6} \rho^2 + (7,4 \cdot 10^{-2})$
CROCUS	Возраст, размер зерен и тип	асимптотическое	TMCV, Navarre (1975)	30-917	$K_m = 2,22(\rho/1000)^{1,88} **$
CSIRO	Возраст	асимптотическое	TMCV, Kojima (1967)	100-350	$K_m = 2,5 \cdot 10^{-6} \rho^2 + 2,0 \cdot 10^{-2}$
IAP94	Фиксированное* возраст (BATS)	Заданное, асимптотическое	TMCV, Anderson (1976)	100-500	$K_m = 0,023 + (2,267 \cdot 10^{-5})(7,75\rho + 0,1105\rho^2)$
ISBA	Возраст	асимптотическое	Возраст, экспоненциальная, Verseghe (1991)	100-300	$K_m = 2,22(\rho/1000)^{1,88}$

Продолжение табл.1

Модель	Альбедо	Фракционное покрытие	Плотность, кг/м <sup>3</sup>	Диапазон плотности, кг/м <sup>3</sup>	Теплопроводность, Вт/(м·К)
MAPS	Const	100%	Const	400	$K_m = 0,35$
MOSES	Высота	100%	Const	250	$K_m = 0,265$
NCEP	Возраст	асимптотическое	TMCV, Kojima (1967) , Anderson (1976)	50-500	$K_m = 10^{(-4,04+0,00225\rho)}$
PLACE	Const	Линейное к 50 мм вод.экв.	TMCV, Anderson (1976)	50-550	$K_m = 2,586 \cdot 10^{-6} \rho^2 + (7,4 \cdot 10^{-2})$
SECHIBA	Const	асимптотическое	Const	325	$K_m = 0,30$
SLAM	Возраст	асимптотическое	TMCV, Kojima (1967)	100-450	$K_m = 2,805 \cdot 10^{-6} \rho^2$
SPS	Const	100%	-	-	-
SPONSOR	Высота	100%	Переменная, Shmakin (1998)	100-500	$K_m = 0,67(6 \cdot 10^{-12} \rho^4 + 0,0019 \rho + 0,05)$
SSiB	Температура	Линейное	Const	200	Нет $K_m$ в явном виде
SWAP	Высота	100%	TMCV, Yosida(1955)	200-320	$K_m = 0,419(6 \cdot 10^{-12} \rho^4 + 0,0019 \rho + 0,05)$

UGAMP	Возраст	Линейное ниже порога 10 см	Const	200	$K_m = 0,107$
-------	---------	-------------------------------	-------	-----	---------------

Продолжение табл.1

Модель	Альбедо	Фракционное покрытие	Плотность, кг/м <sup>3</sup>	Диапазон плотности, кг/м <sup>3</sup>	Теплопроводность, Вт/(м·К)
UKMO	Высота	100%	Const	250	$K_m = 0,265$

Примечание. Для альбедо даны наиболее влияющие на него переменные; TMCV (thermodynamic and compactive viscosity method) – метод термодинамики и вязкости уплотнения; \*\* - при малых значениях теплопроводности в модели CROCUS она зависит от водяного пара в снеге и плотности снега.

## ПРИЛОЖЕНИЕ В. ПРОФИЛИ ТЕМПЕРАТУРЫ СНЕГА В МОДЕЛИ COSMO

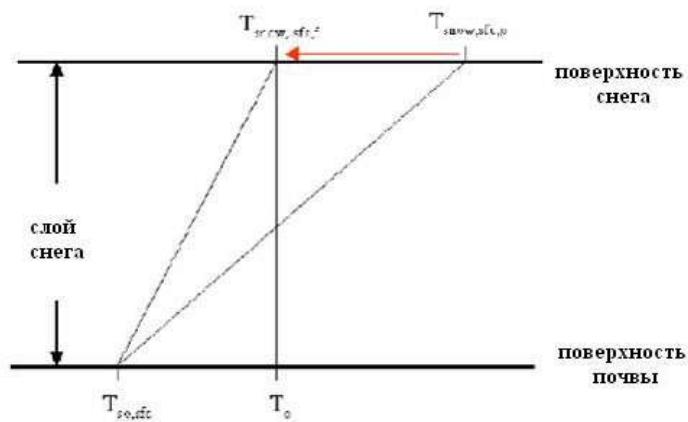


Рис.1. Предварительный и конечный профили температуры снега через временной шаг, случай 1

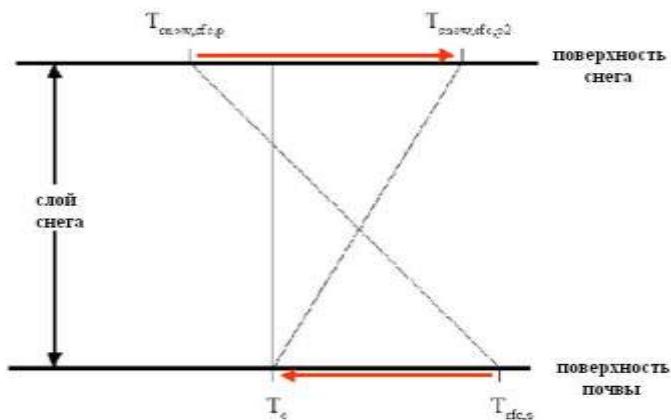
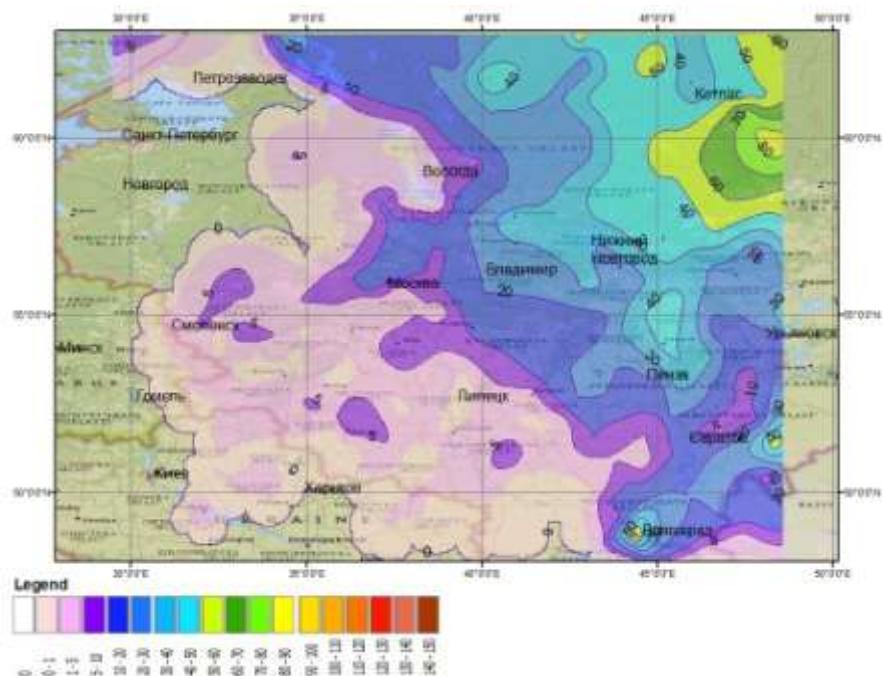


Рис.2. Предварительный и возможный конечные профили температуры снега через временной шаг, случай 2

# ПРИЛОЖЕНИЕ Г. ПОЛЯ ВОДНОГО ЭКВИВАЛЕНТА СНЕГА, ПОСТРОЕННЫЕ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ММСП

a)



6)

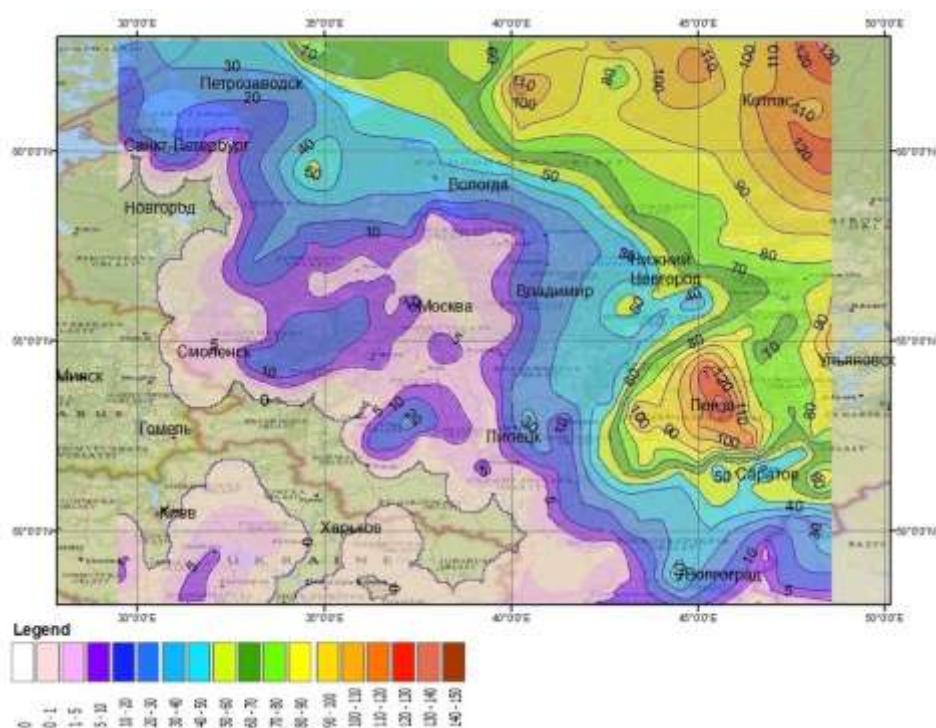


Рис. 1. Карты водного эквивалента снега, построенные на основании автоматизированной методики расчетов по ММСП для: а) 31 декабря 2013 г. и б) 28 февраля 2014 г.

ПРИЛОЖЕНИЕ Д. РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ С  
МОДЕЛЬЮ COSMO-RU7

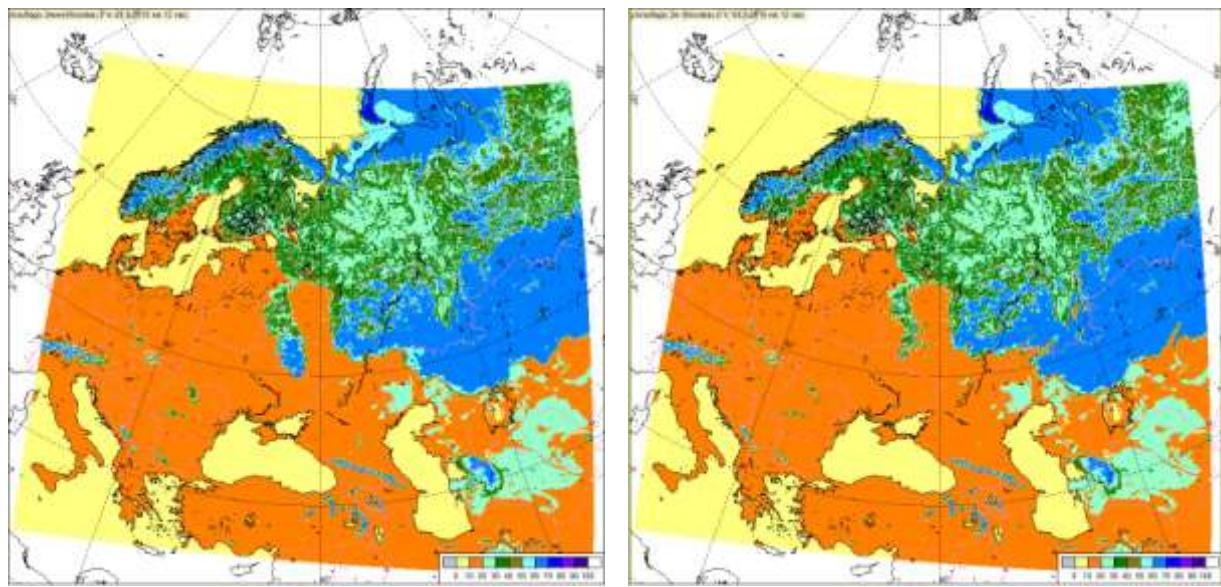


Рис.1. Значения альбедо подстилающей поверхности (%) в прогнозах на 12 часов по оперативному (слева) и экспериментальному (справа) вариантам технологии COSMO-Ru7 от 00 ВСВ 31 марта 2015 г.

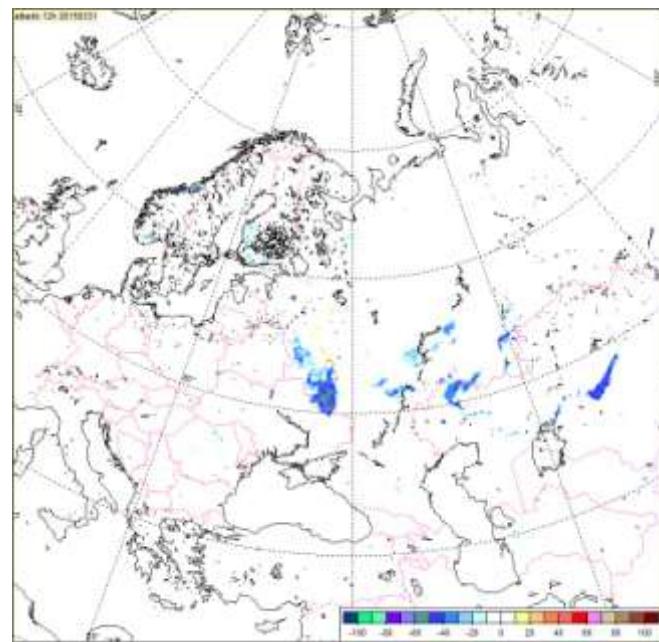


Рис.2. Разность между значениями альбедо подстилающей поверхности (%) в прогнозах на 12 часов по экспериментальному и оперативному вариантам технологии COSMO-Ru7 от 00 ВСВ 31 марта 2015 г.

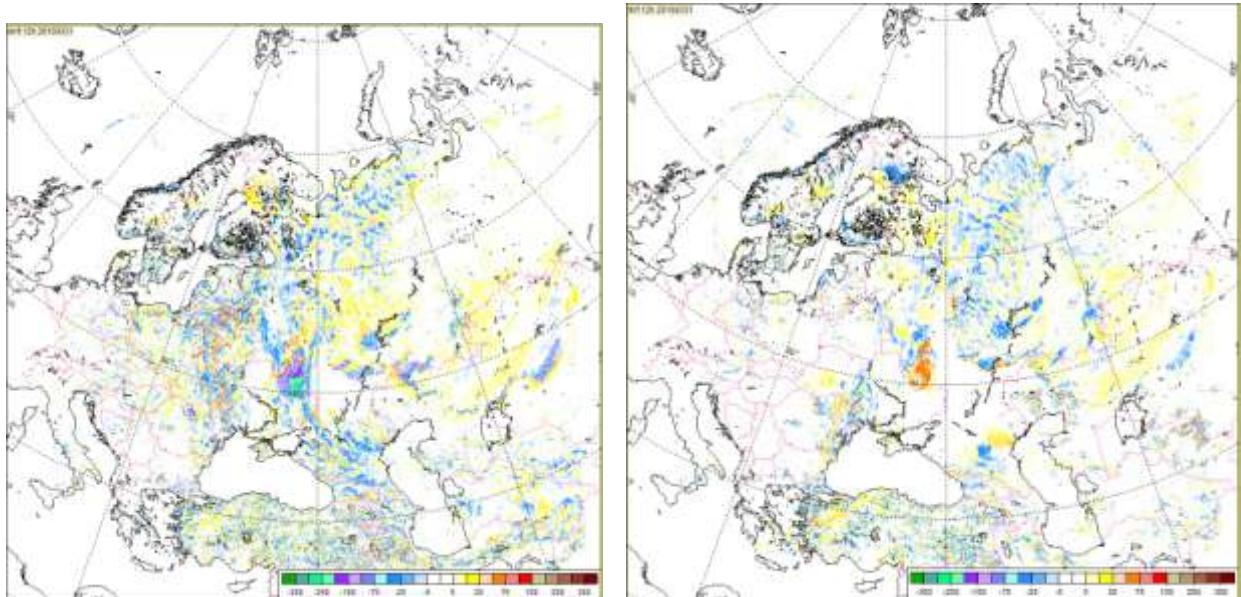


Рис.3. Разность между значениями потока явного тепла (слева) и скрытого (справа) ( $\text{Вт}/\text{м}^2$ ) в прогнозах на 12 часов по экспериментальному и оперативному вариантам технологии COSMO-Ru7 от 00 BCB 31 марта 2015 г.

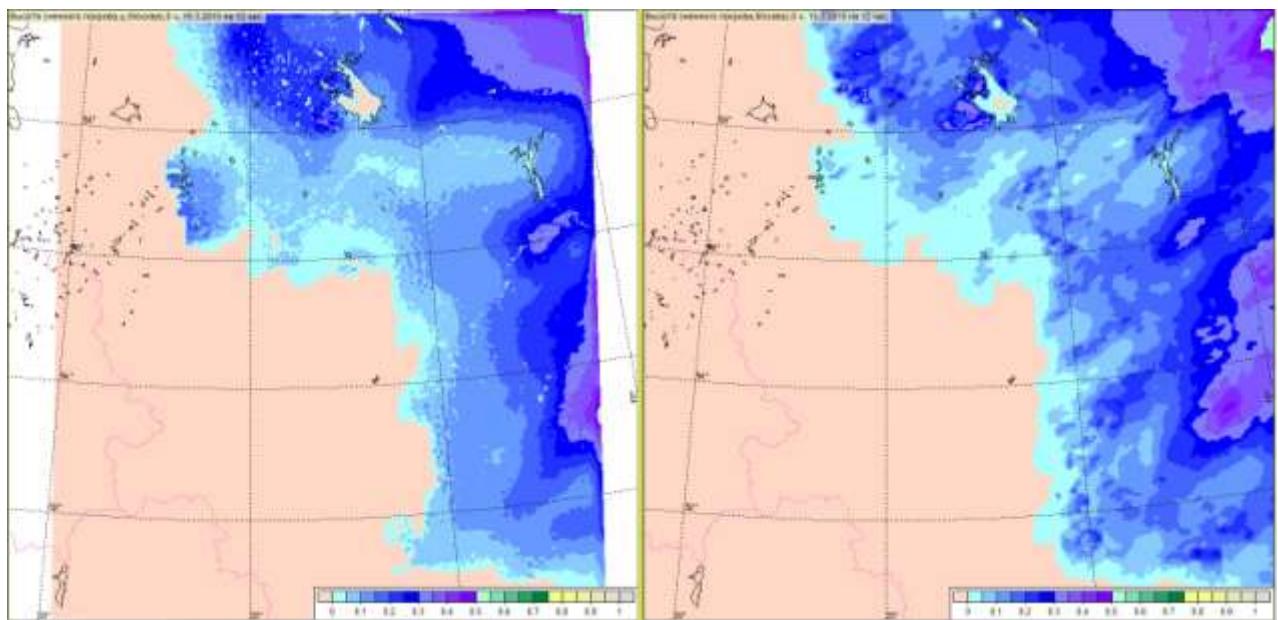


Рис.4. Значения водного эквивалента снега (мм) в прогнозах на 12 часов по и экспериментальному варианту технологии COSMO-Ru2 (слева) и COSMO-Ru7 (справа) для территории Центрального региона от 00 BCB 15 марта 2015 г.

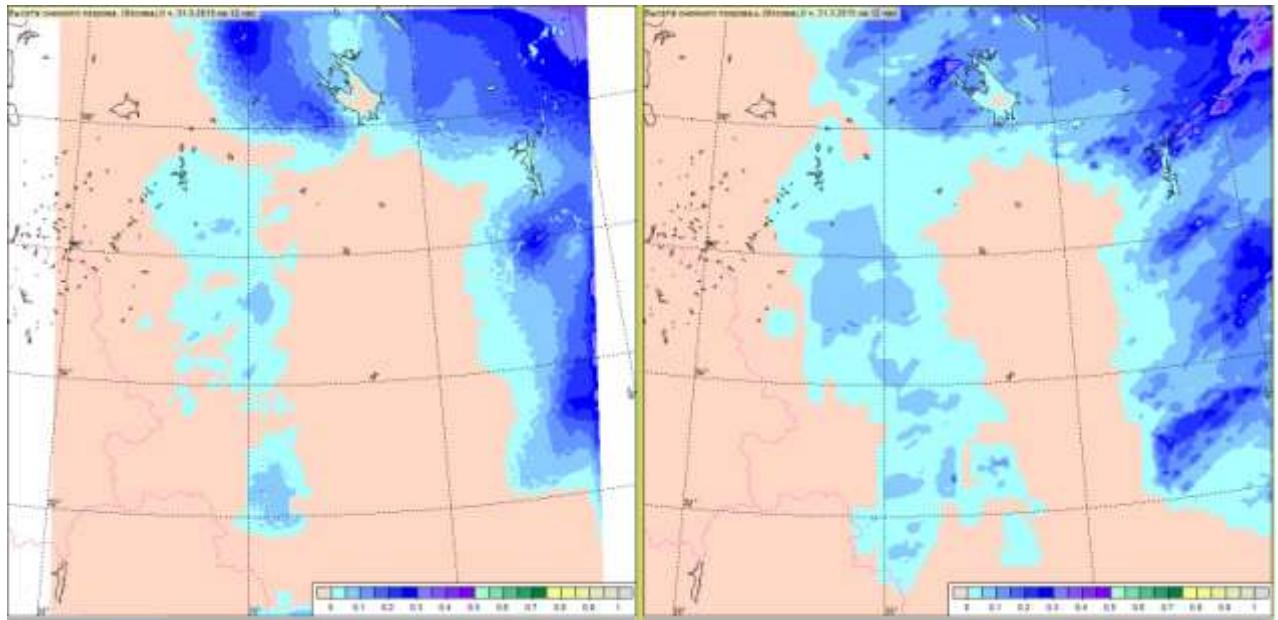


Рис.5. Значения водного эквивалента снега (мм) в прогнозах на 12 часов по и экспериментальному варианту технологии COSMO-Ru2 (слева) и COSMO-Ru7 (справа) для территории Центрального региона от 00 BCB 31 марта 2015 г.

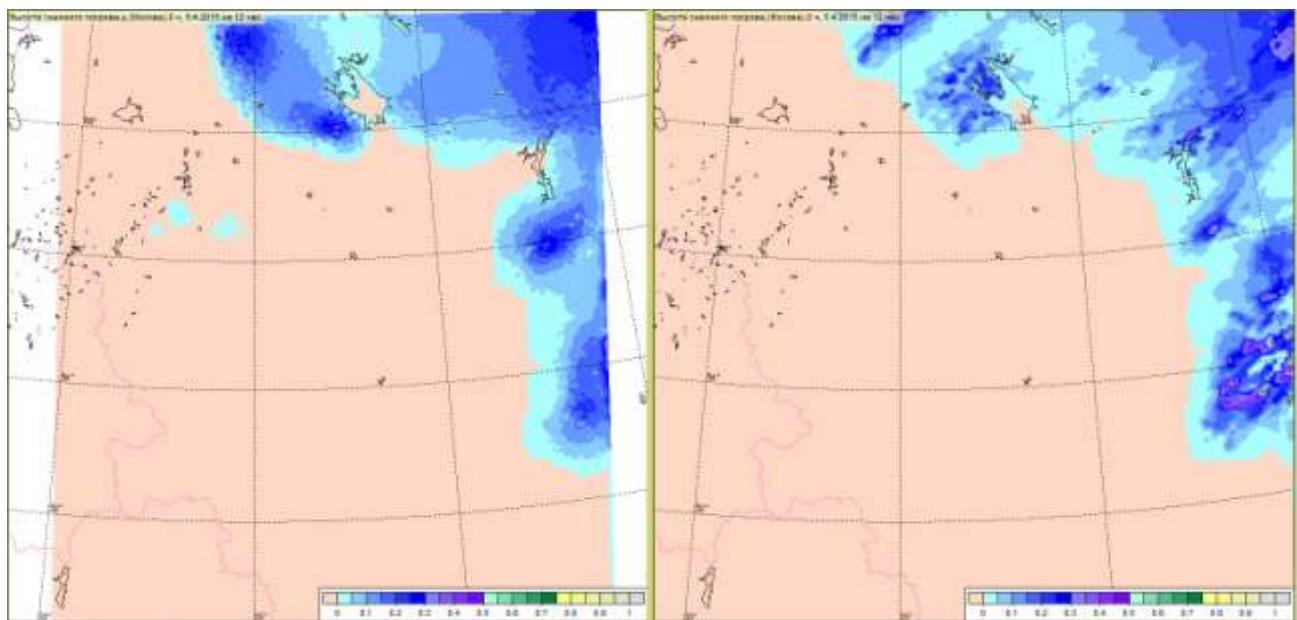


Рис.6. Значения водного эквивалента снега (мм) в прогнозах на 12 часов по и экспериментальному варианту технологии COSMO-Ru2 (слева) и COSMO-Ru7 (справа) для территории Центрального региона от 00 BCB 5 апреля 2015 г.

ПРИЛОЖЕНИЕ Е. РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ С  
МОДЕЛЬЮ COSMO-RU2

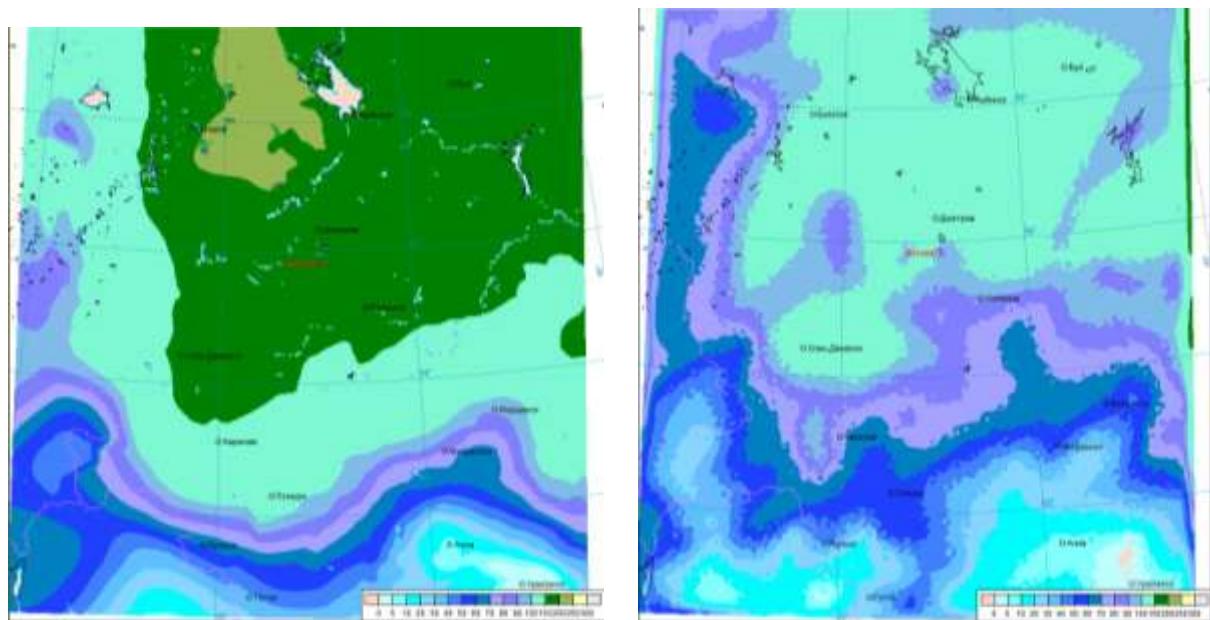


Рис.1. Значения водного эквивалента снежного покрова (мм) в прогнозах на 12 часов по оперативному (слева) и экспериментальному (справа) вариантам технологии COSMO-Ru2 от 00 BCB 5 марта 2013 г.

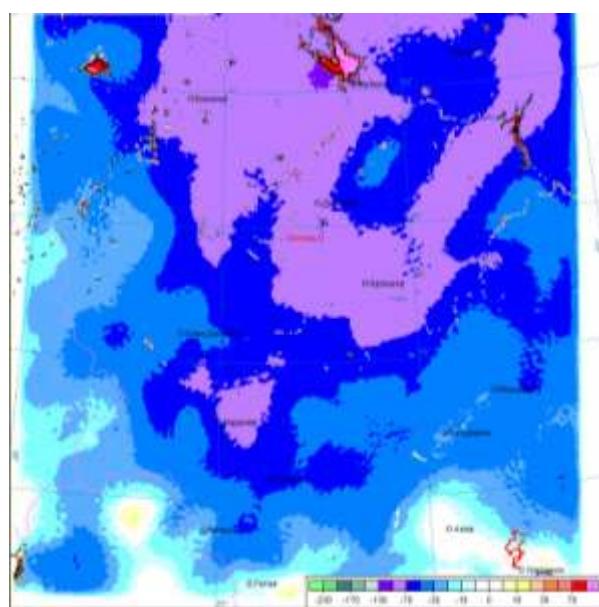


Рис.2. Разность между значениями водного эквивалента снежного покрова (мм) в прогнозах на 12 часов по экспериментальному и оперативному вариантам технологии COSMO-Ru2 от 00 BCB 5 марта 2013 г. Линиями показана граница снежного покрова: черная – оперативный вариант, красная – экспериментальный вариант

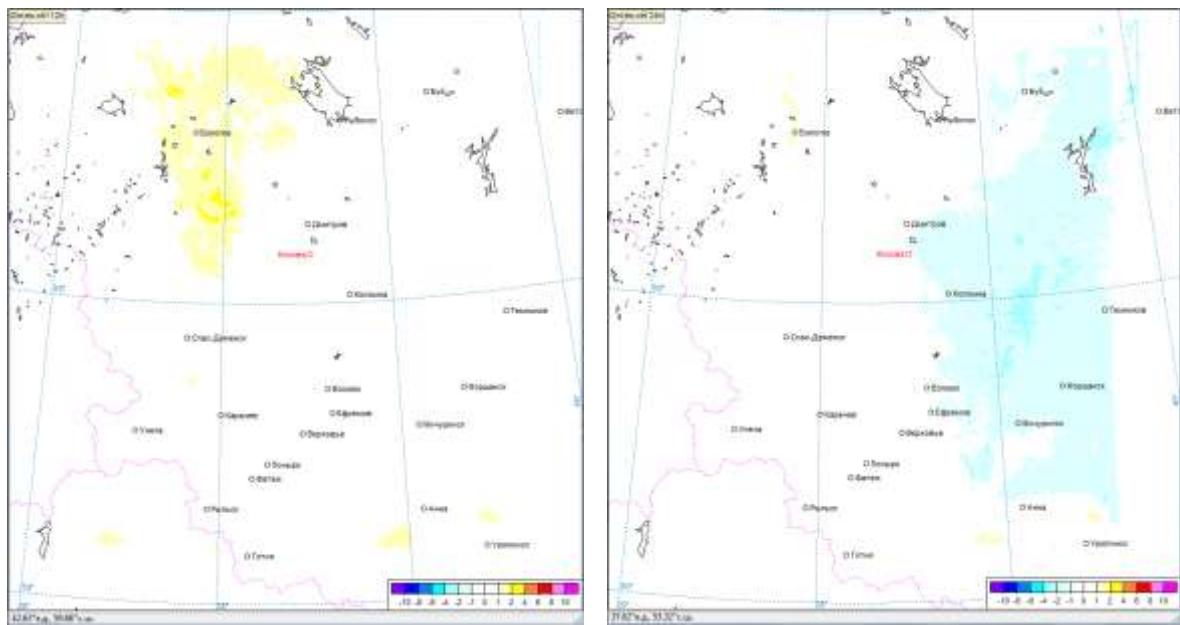


Рис.3. Разность между значениями приземной температуры воздуха ( $^{\circ}\text{C}$ ) в прогнозах на 12 часов (слева) и 24 часа (справа) по экспериментальному и оперативному вариантам технологии COSMO-Ru2 от 00 BCB 5 марта 2013 г.

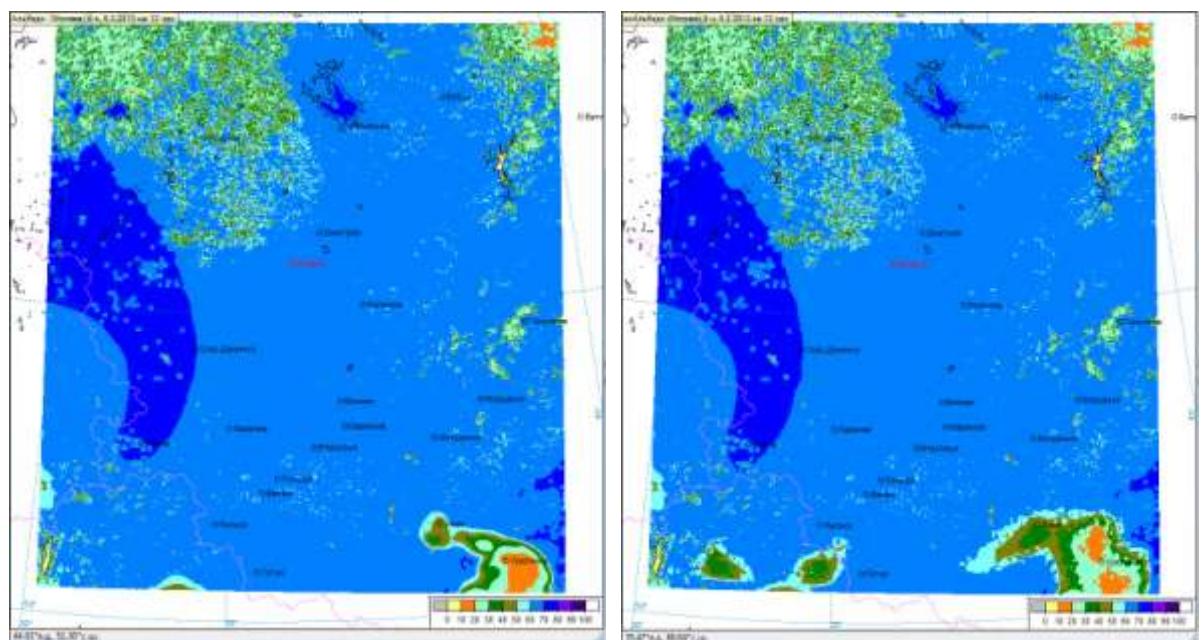


Рис.4. Значения альбедо подстилающей поверхности (%) в прогнозах на 12 часов по оперативному (слева) и экспериментальному (справа) вариантам технологии COSMO-Ru2 от 00 BCB 5 марта 2013 г.

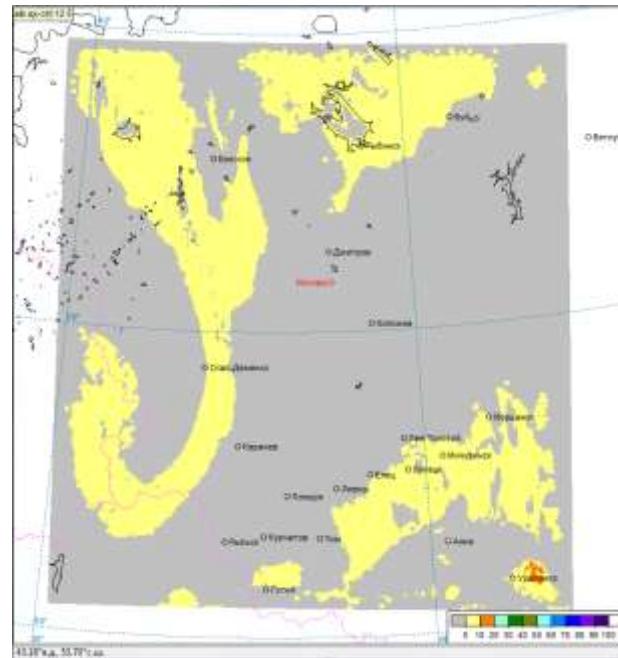


Рис.5. Разность между значениями альбедо подстилающей поверхности (%) в прогнозах на 12 часов по экспериментальному и оперативному вариантам технологии COSMO-Ru2 от 00 BCB 5 марта 2013 г.

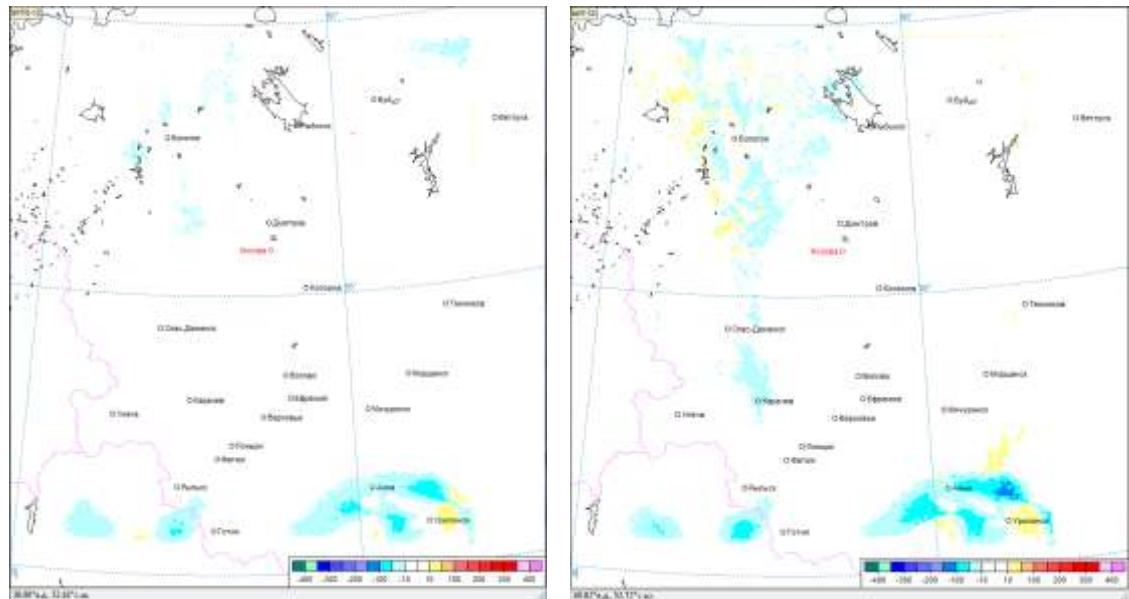


Рис.6. Разность между значениями потока явного тепла ( $\text{Вт}/\text{м}^2$ ) в прогнозах за 12 часов (слева) и на 12 часов (справа) по экспериментальному и оперативному вариантам технологии COSMO-Ru2 от 00 BCB 5 марта 2013 г.

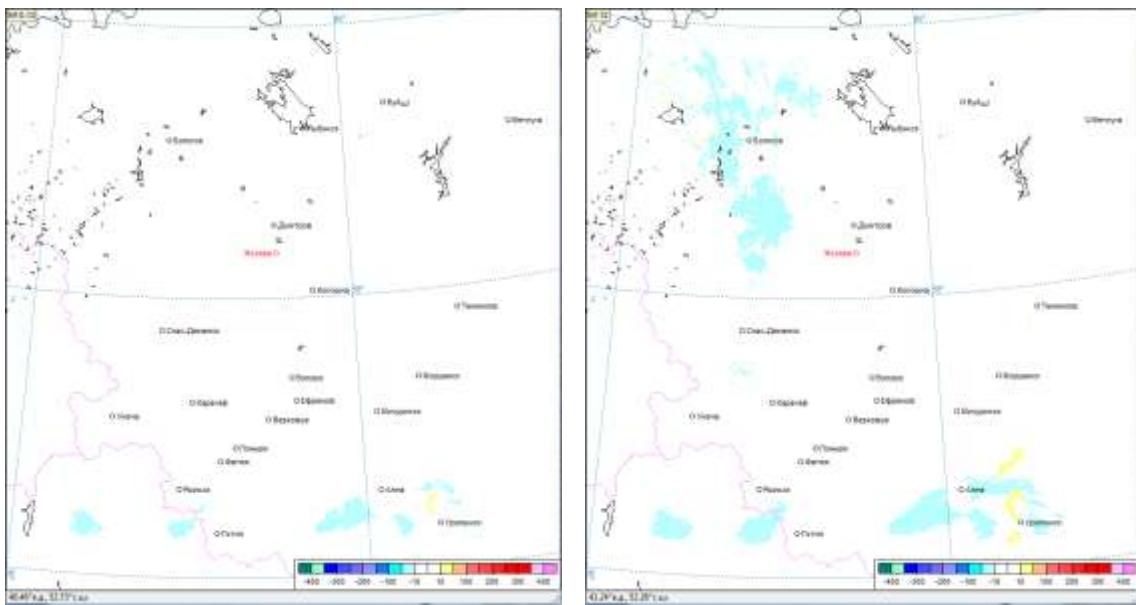


Рис.7. Разность между значениями потока скрытого тепла ( $\text{Вт}/\text{м}^2$ ) в прогнозах за 12 часов (слева) и на 12 часов (справа) по экспериментальному и оперативному вариантам технологии COSMO-Ru2 от 00 BCB 5 марта 2013 г.

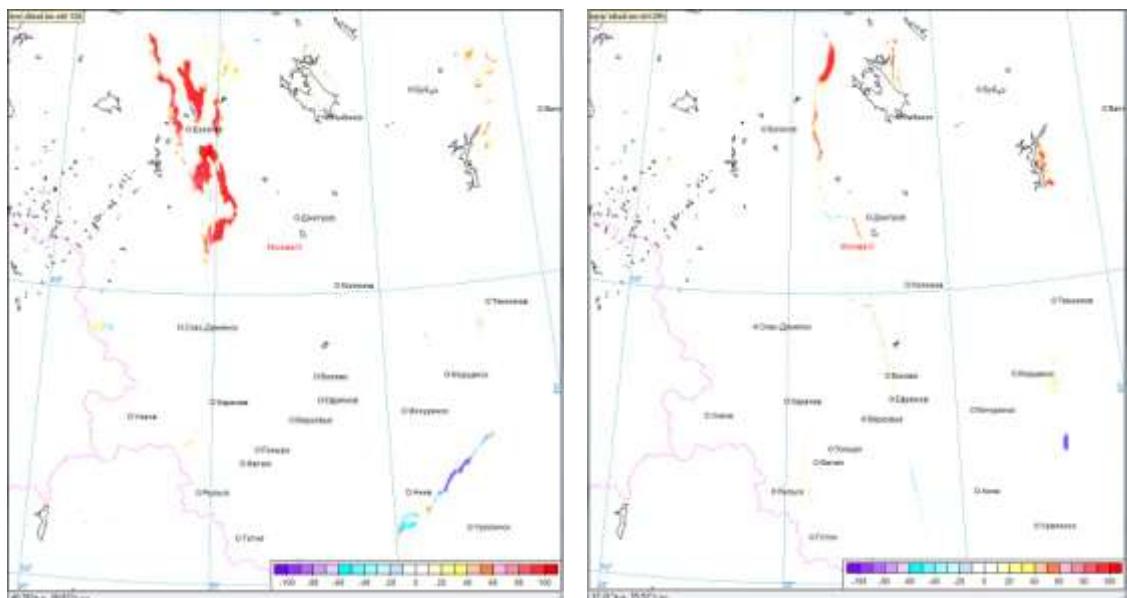


Рис.9. Разность между значениями облачности нижнего яруса (%) в прогнозах на 12 часов (слева) и 24 часа (справа) по экспериментальному и оперативному вариантам технологии COSMO-Ru2 от 00 BCB 5 марта 2013 г.

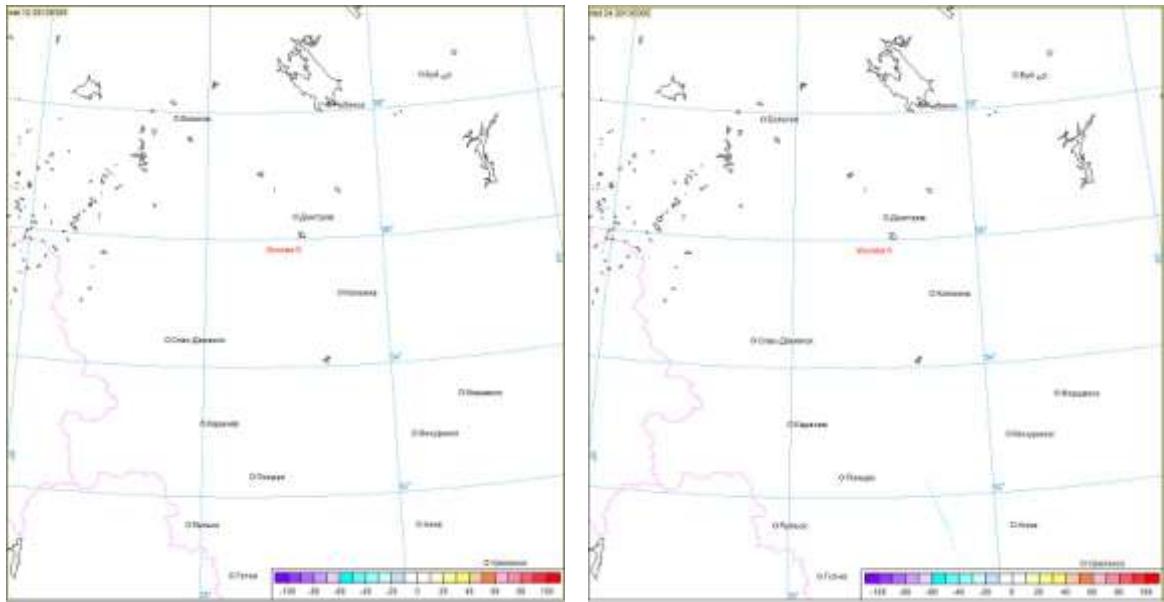


Рис.10. Разность между значениями облачности среднего яруса (%) в прогнозах на 12 часов (слева) и 24 часа (справа) по экспериментальному и оперативному вариантам технологии COSMO-Ru2 от 00 BCB 5 марта 2013 г.

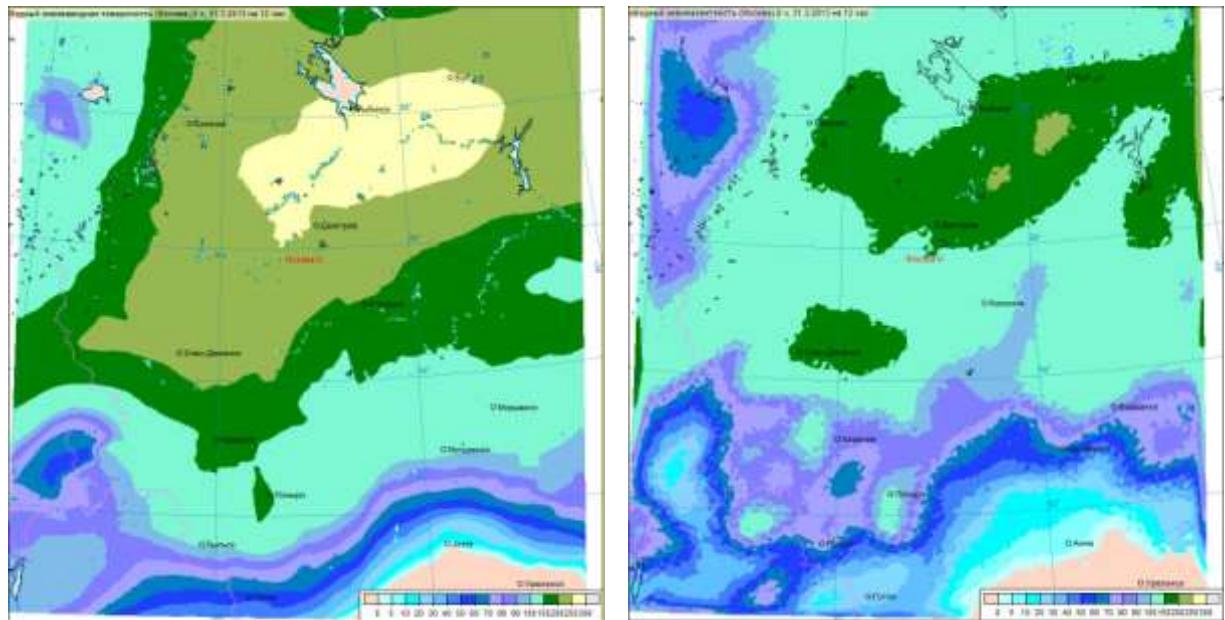


Рис.11. Значения водного эквивалента снежного покрова (мм) в прогнозах на 12 часов по оперативному (слева) и экспериментальному (справа) вариантам технологии COSMO-Ru2 от 00 BCB 31 марта 2013 г.

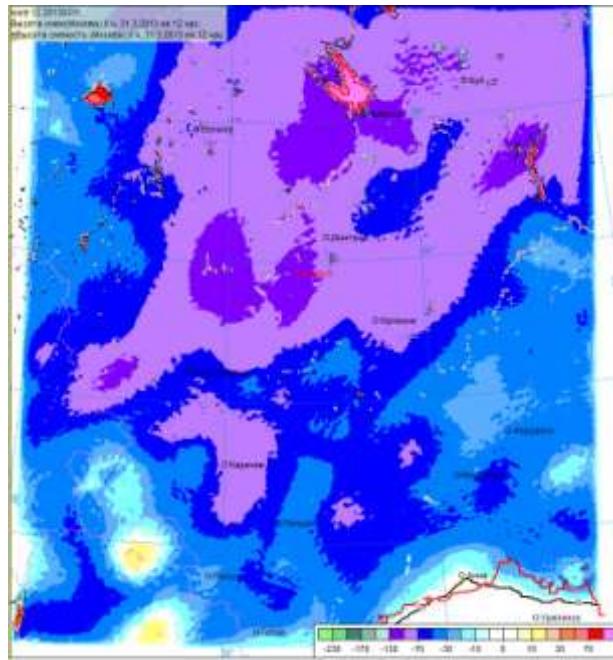


Рис.12. Разность между значениями водного эквивалента снежного покрова (мм) в прогнозах на 12 часов по экспериментальному и оперативному вариантам технологии COSMO-Ru2 от 00 ВСВ 31 марта 2013 г. Линиями показана граница снежного покрова: черная – оперативный вариант, красная – экспериментальный вариант

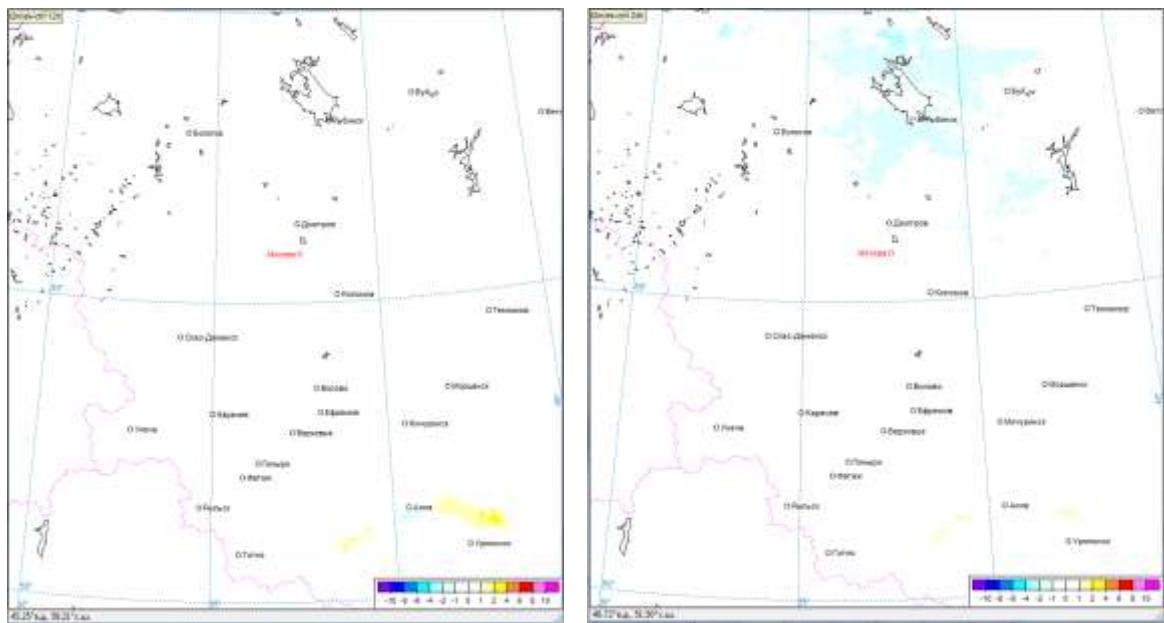


Рис.13. Разность между прогнозами приземной температуры воздуха (°C) на 12 часов (слева) и 24 часа (справа) по экспериментальному и оперативному вариантам технологии COSMO-Ru2. Старт – 00 ВСВ 31 марта 2013 г.

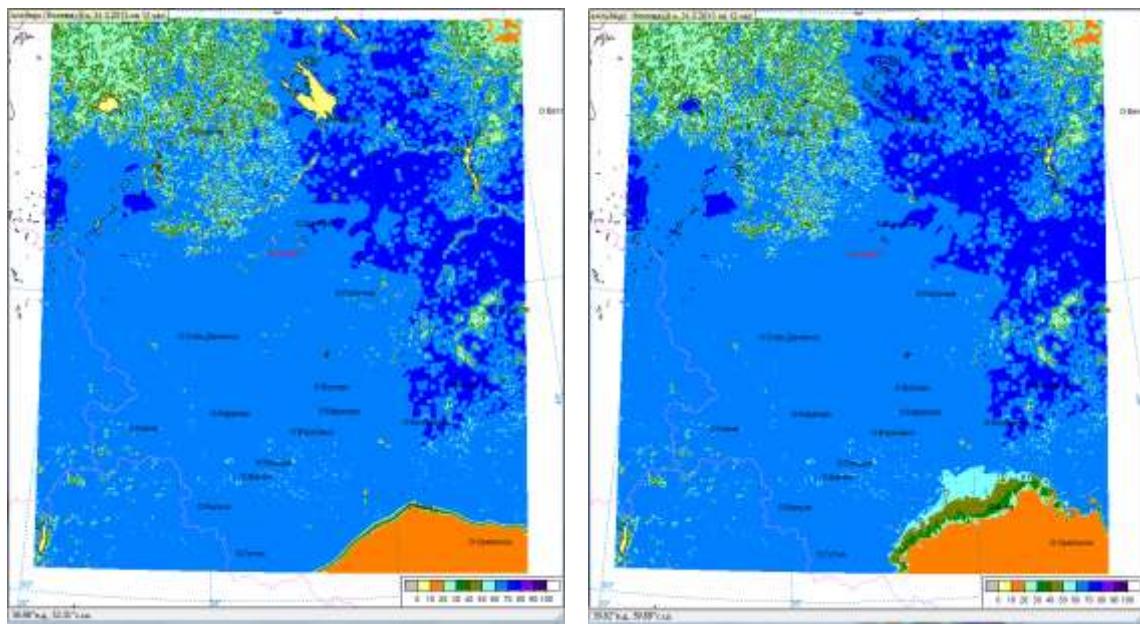


Рис.14. Значения альбедо подстилающей поверхности (%) в прогнозах на 12 часов по оперативному (слева) и экспериментальному (справа) вариантам технологии COSMO-Ru2 от 00 ВСВ 31 марта 2013 г.

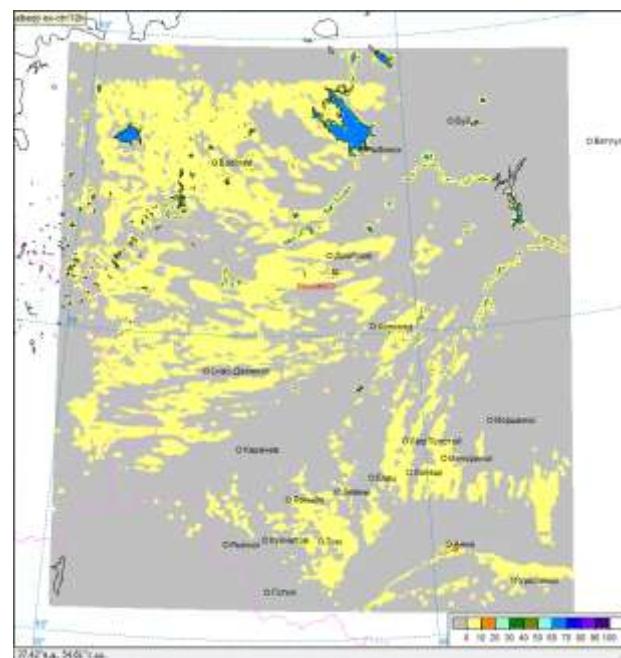


Рис.15. Разность между значениями альбедо подстилающей поверхности (%) в прогнозах на 12 часов по экспериментальному и оперативному вариантам технологии COSMO-Ru2 от 00 ВСВ 31 марта 2013 г.

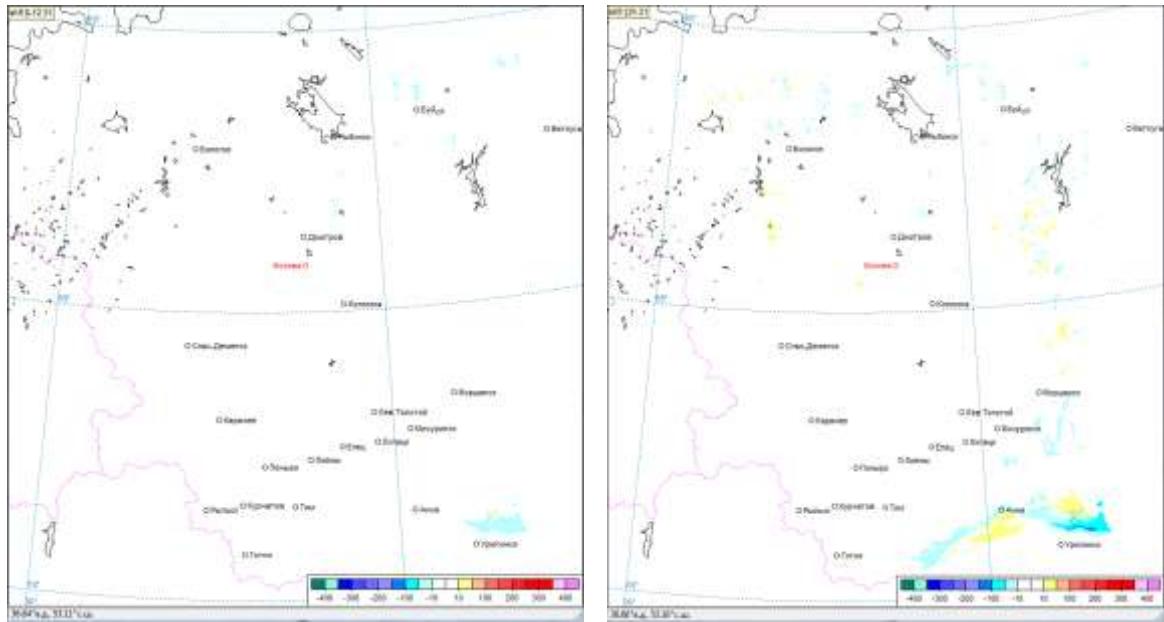


Рис.16. Разность между значениями потоков явного тепла ( $\text{Вт}/\text{м}^2$ ) в прогнозах за 12 часов (слева) и на 12 часов (справа) по экспериментальному и оперативному вариантам технологии COSMO-Ru2 от 00 BCB 31 марта 2013 г.

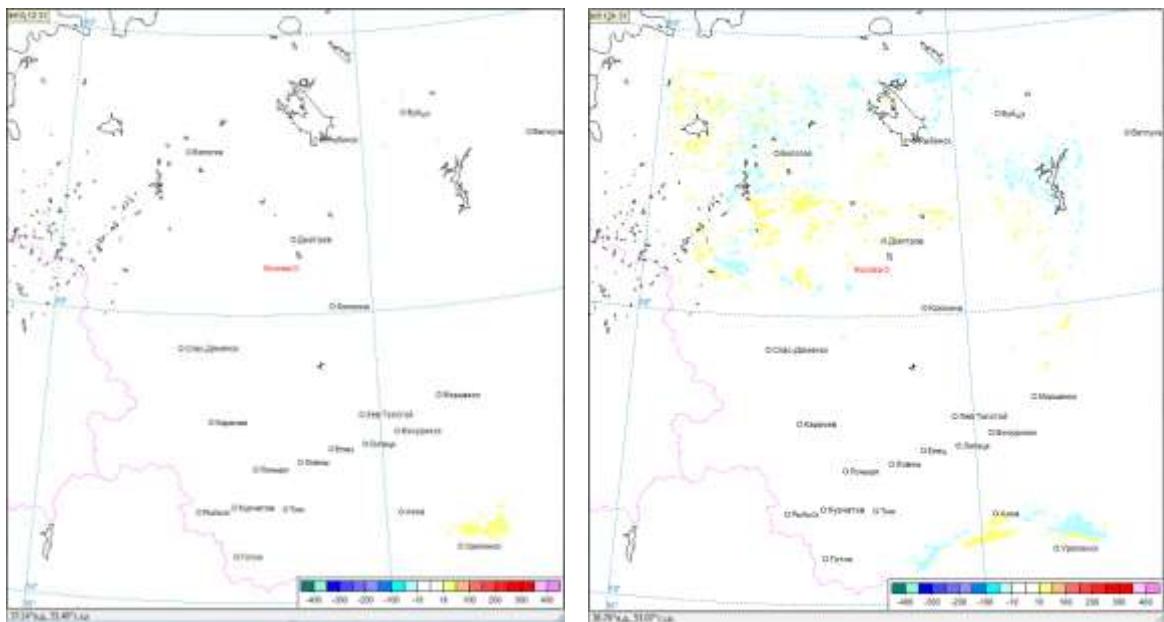


Рис.17. Разность между значениями потоков скрытого тепла ( $\text{Вт}/\text{м}^2$ ) в прогнозах за 12 часов (слева) и на 12 часов (справа) по экспериментальному и оперативному вариантам технологии COSMO-Ru2 от 00 BCB 31 марта 2013 г.

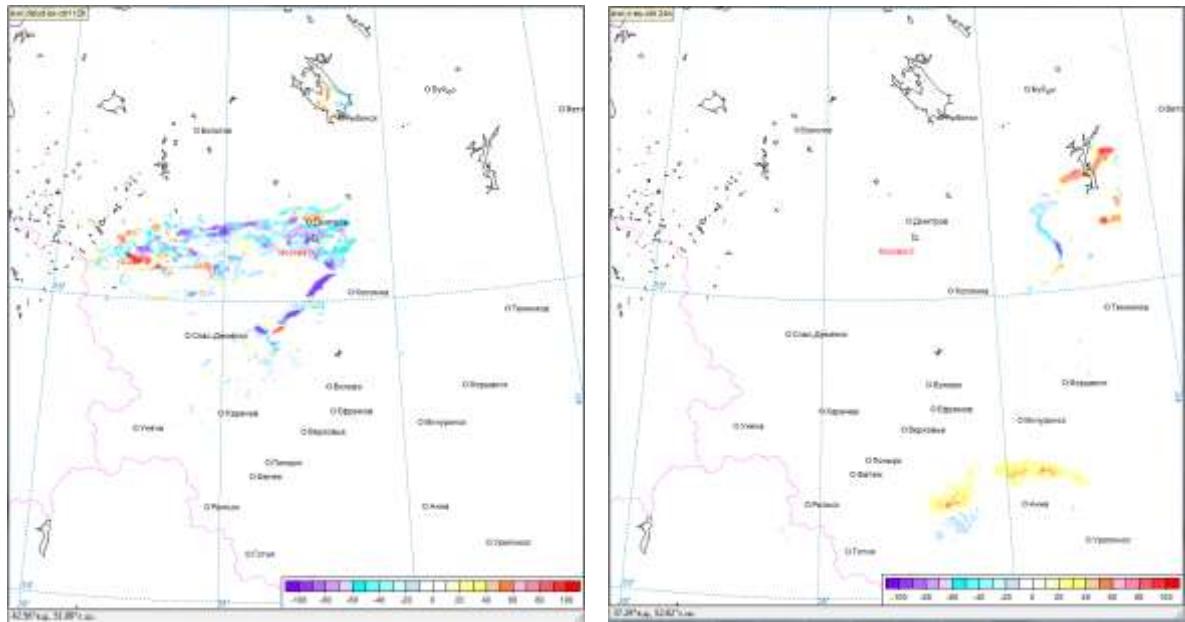


Рис.18. Разность между значениями облачности нижнего яруса (%) в прогнозах на 12 часов (слева) и 24 часа (справа) по экспериментальному и оперативному вариантам технологии COSMO-Ru2 от 00 BCB 31 марта 2013 г.

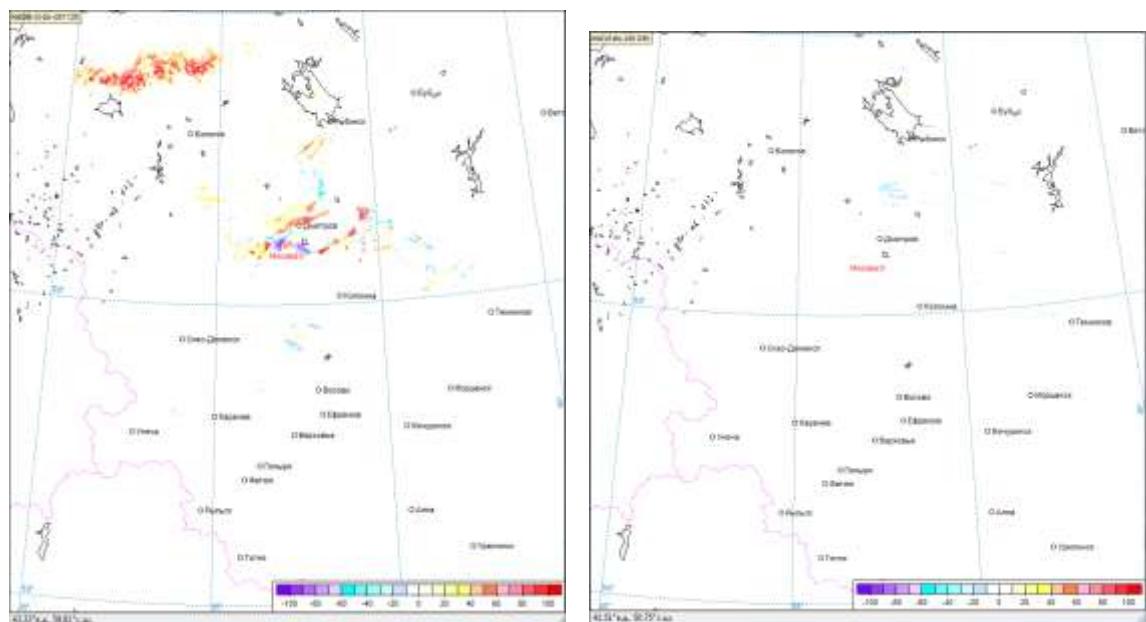


Рис.19. Разность между значениями облачности среднего яруса (%) в прогнозах на 12 часов (слева) и 24 часа (справа) по экспериментальному и оперативному вариантам технологии COSMO-Ru2 от 00 BCB 31 марта 2013 г.

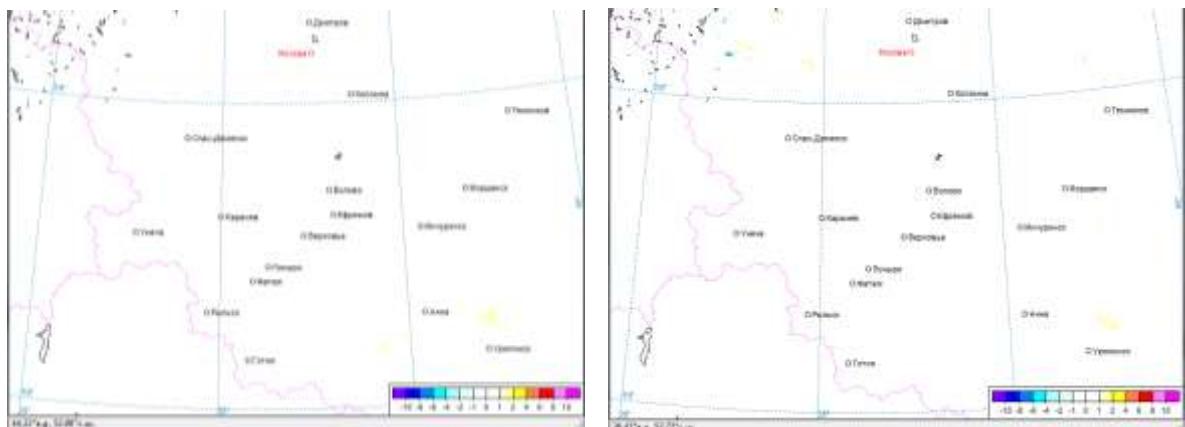


Рис.20. Разность между значениями скорости ветра на 10 метрах (м/с) в прогнозах на 12 часов по экспериментальному и оперативному вариантам технологии COSMO-Ru2 от 00 ВСВ 5 марта (слева) и 31 марта (справа) 2013 г.

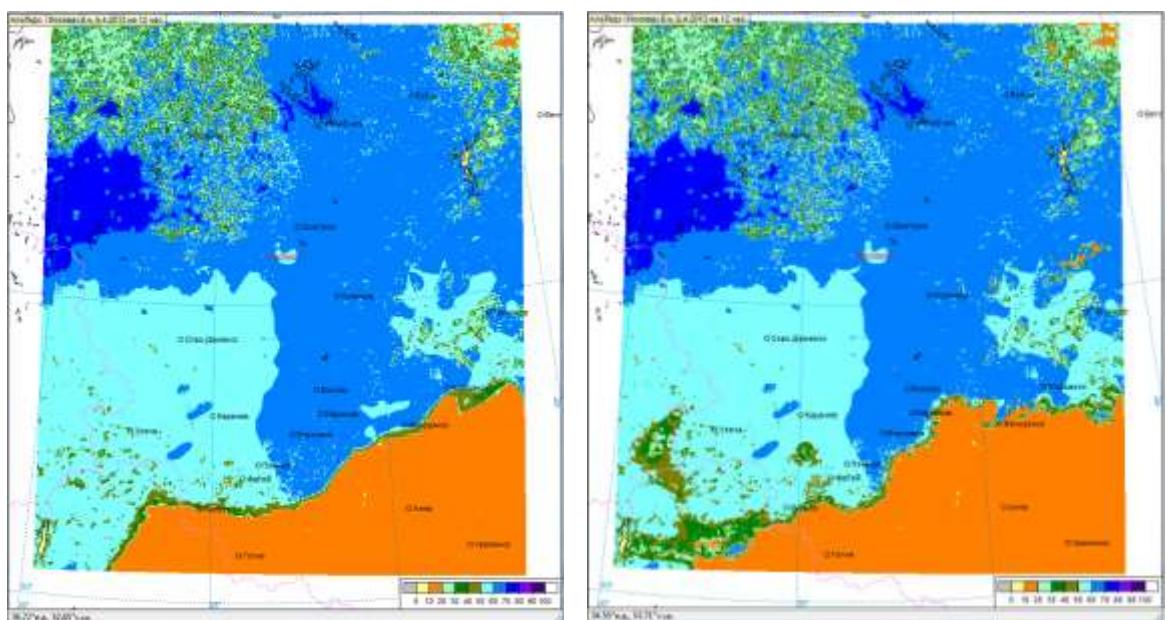


Рис.21. Значения альбедо подстилающей поверхности (%) в прогнозах на 12 часов по оперативному (слева) и экспериментальному (справа) вариантам технологии COSMO-Ru2 от 00 ВСВ 5 апреля 2013 г.

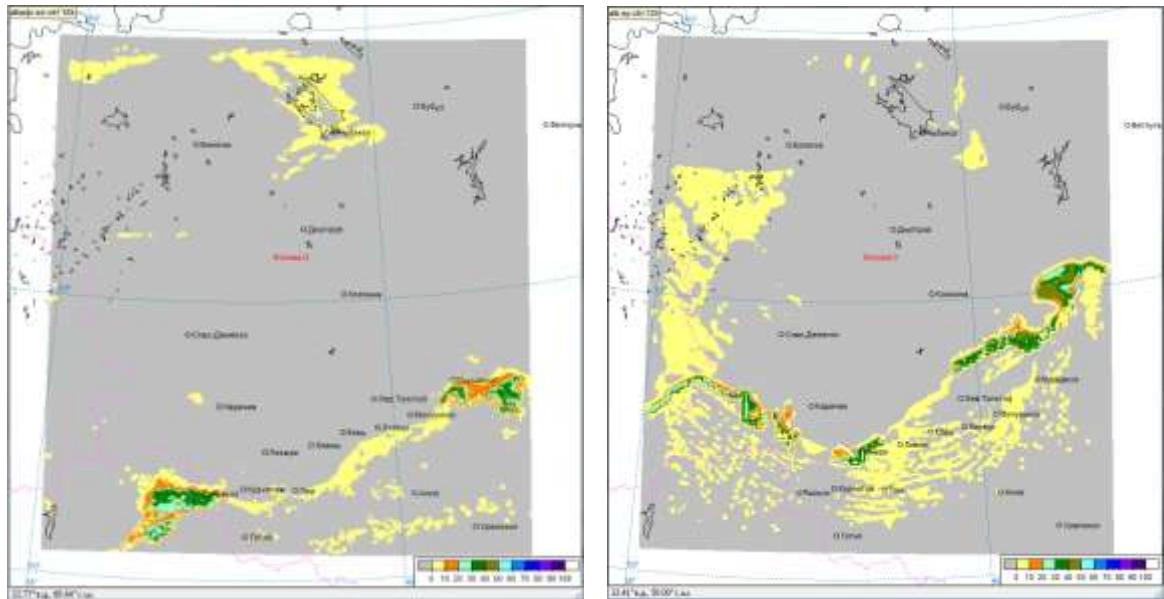


Рис22. Разность между значениями альбедо подстилающей поверхности (%) в прогнозах на 12 часов по экспериментальному и оперативному вариантам технологии COSMO-Ru2 от 00 ВСВ 5 апреля (слева) и 10 апреля (справа) 2013 г.

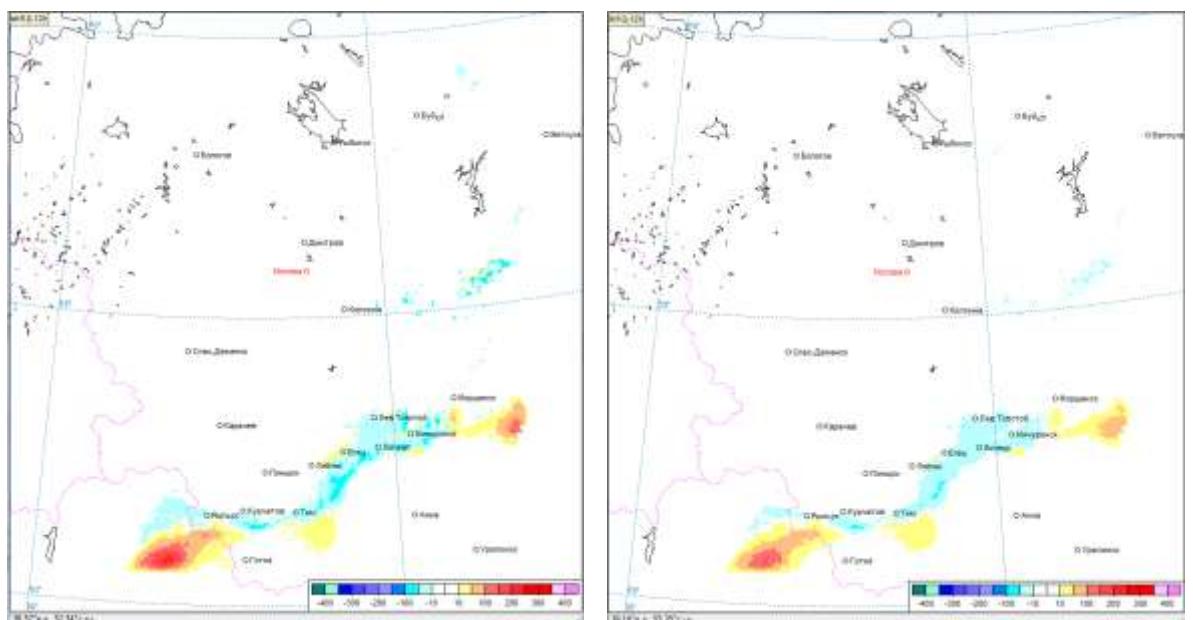


Рис.23. Разность между значениями потока явного тепла (слева) и скрытого (справа) ( $\text{Bt/m}^2$ ) в прогнозах на 12 часов по экспериментальному и оперативному вариантам технологии COSMO-Ru2 от 00 ВСВ 5 апреля 2013 г.

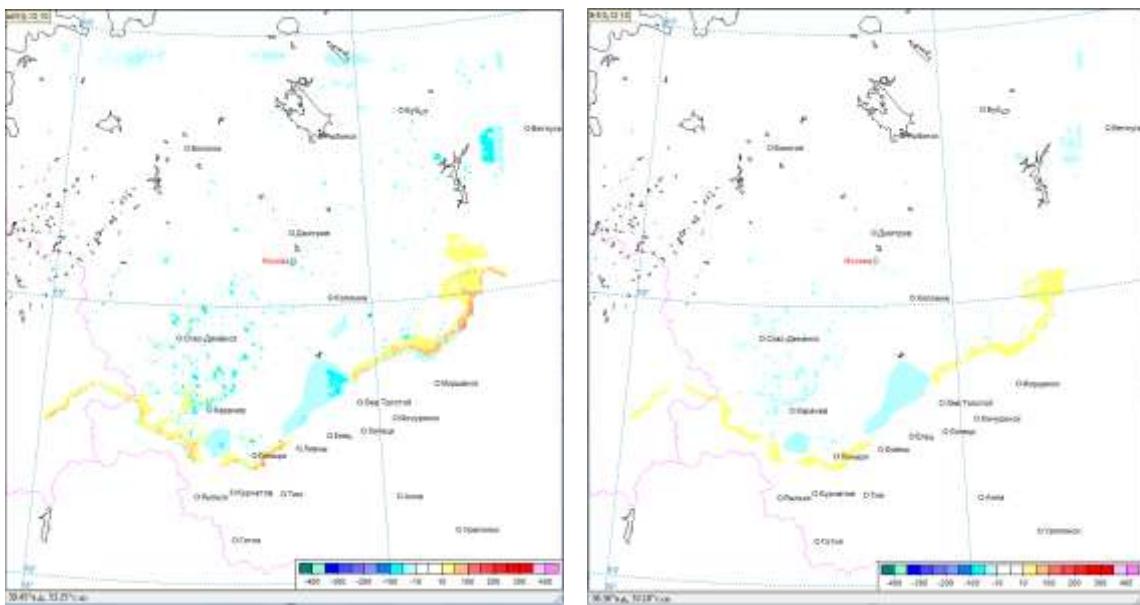


Рис.24. Разность между значениями потока явного тепла (слева) и скрытого (справа) ( $\text{Bt}/\text{m}^2$ ) в прогнозах на 12 часов по экспериментальному и оперативному вариантам технологии COSMO-Ru2 от 00 BCB 10 апреля 2013 г.

ПРИЛОЖЕНИЕ Ж. РЕЗУЛЬТАТЫ ВЕРИФИКАЦИИ ЧИСЛЕННЫХ  
ЭКСПЕРИМЕНТОВ МОДЕЛИ COSMO-RU

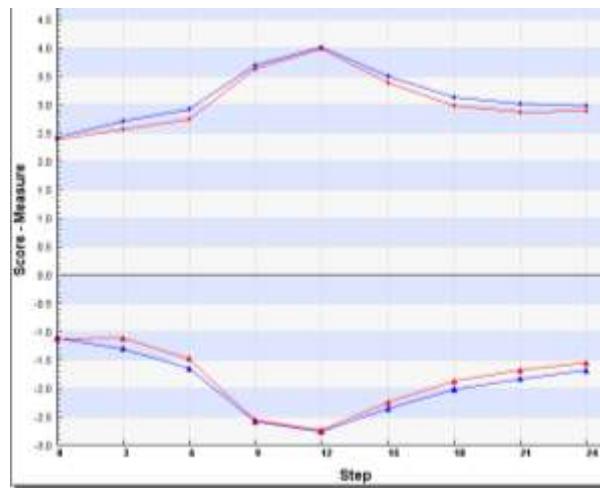


Рис.1. Средняя ошибка (снизу) и среднеквадратическая ошибка (сверху) прогнозов приземной температуры воздуха ( $^{\circ}\text{C}$ ) (справа) для территории Центрального региона, рассчитанных по экспериментальной (синяя линия) и оперативной (красная линия) версиям технологии COSMO-Ru2 для периода 1-28 февраля 2015 г.

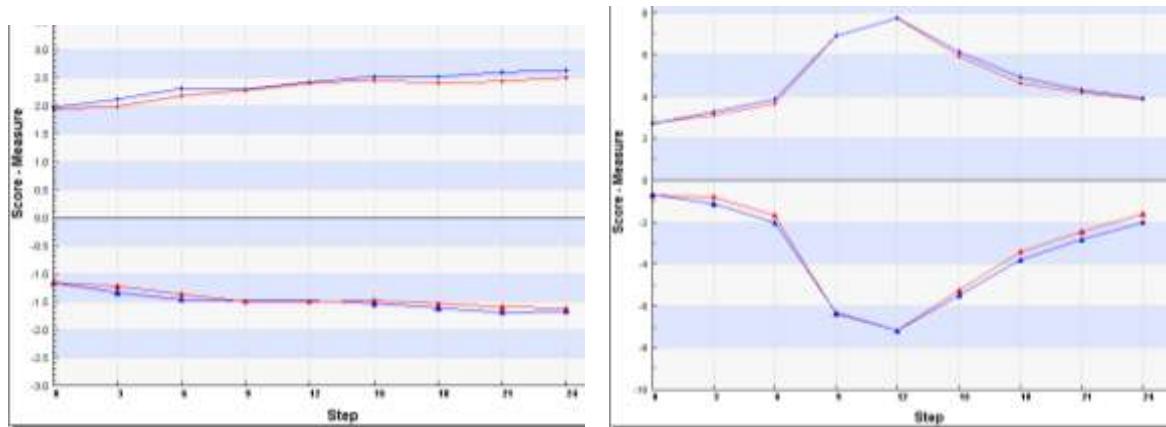


Рис.2. Статистические характеристики прогнозов приземной температуры воздуха ( $^{\circ}\text{C}$ ) с условием общей облачности более 75% (слева) и менее 25% (справа) для территории Центрального региона, рассчитанных по версиям технологии COSMO-Ru2 для периода 1-28 февраля 2015 г. Обозначения см. на рис.1

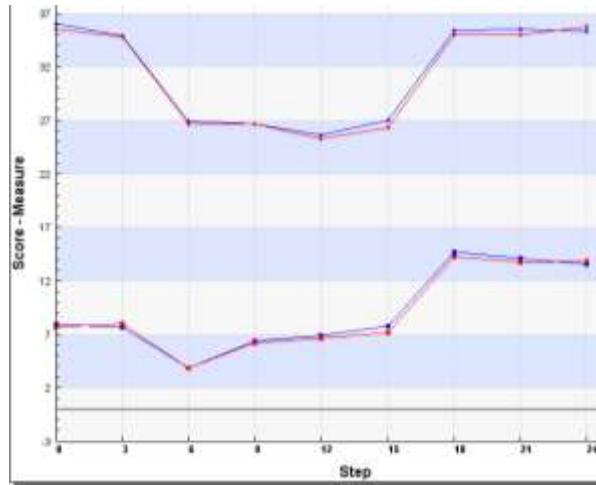


Рис.3. Статистические оценки прогнозов общей облачности (%) для территории Центрального региона для периода 1-28 февраля 2015 г. Обозначения см. на рис.1

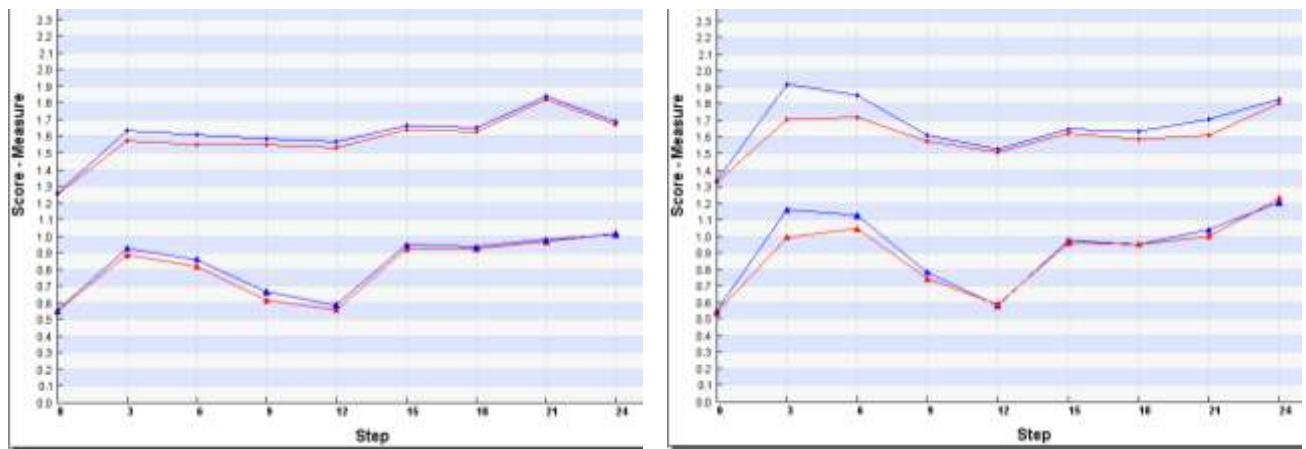


Рис.4. Статистические оценки прогнозов скорости ветра на 10 метрах (м/с) (слева) и при условии положительных наблюденных температур на станциях (справа) для территории Центрального региона для периода 1-28 февраля 2015 г. Обозначения см. на рис.1

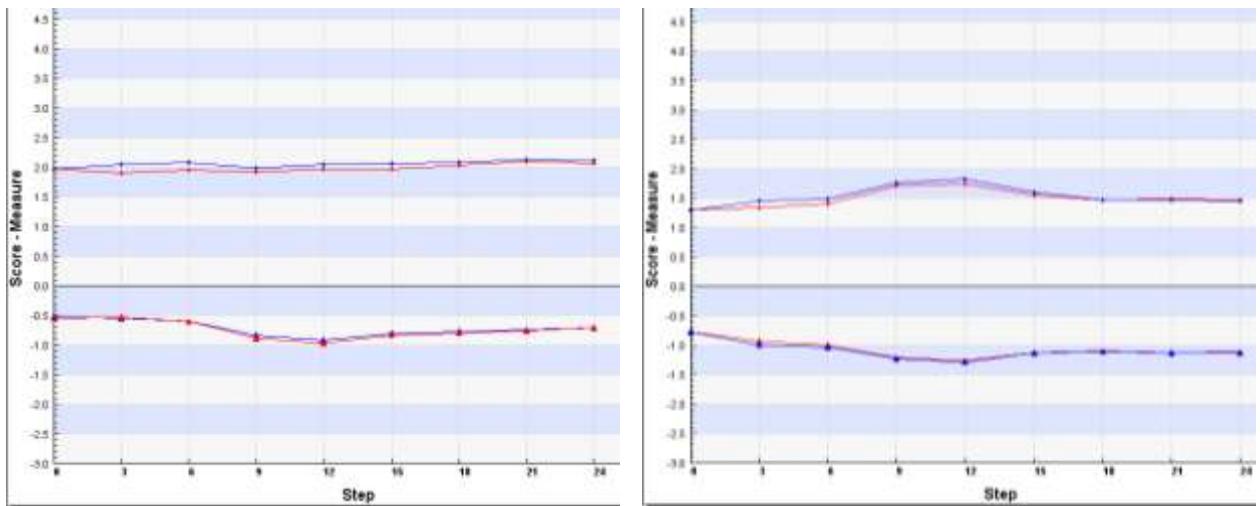


Рис.5. Статистические характеристики прогнозов приземной температуры воздуха ( $^{\circ}\text{C}$ ) (слева) и при условии положительных наблюденных температур на станциях (справа) для территории Центрального региона, рассчитанных по версиям технологии COSMO-Ru2 для периода 1-31 декабря 2014 г. Обозначения см. на рис.1

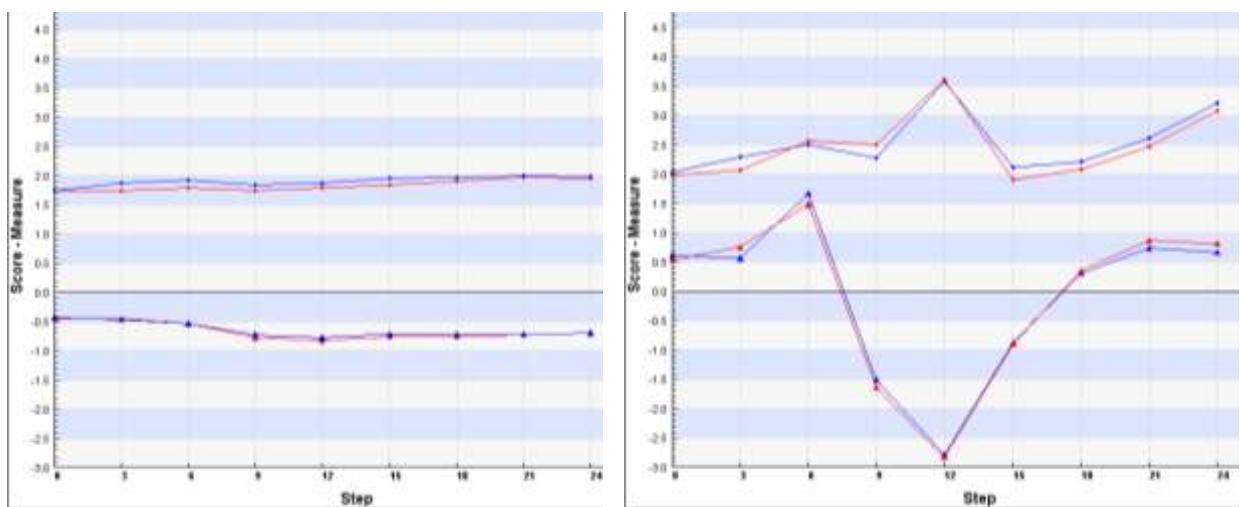


Рис.6. Статистические характеристики прогнозов приземной температуры воздуха ( $^{\circ}\text{C}$ ) с условием общей облачности более 75% (слева) и менее 25% (справа) для территории Центрального региона, рассчитанных по версиям технологии COSMO-Ru2 для периода 1-31 декабря 2014 г. Обозначения см. на рис.1

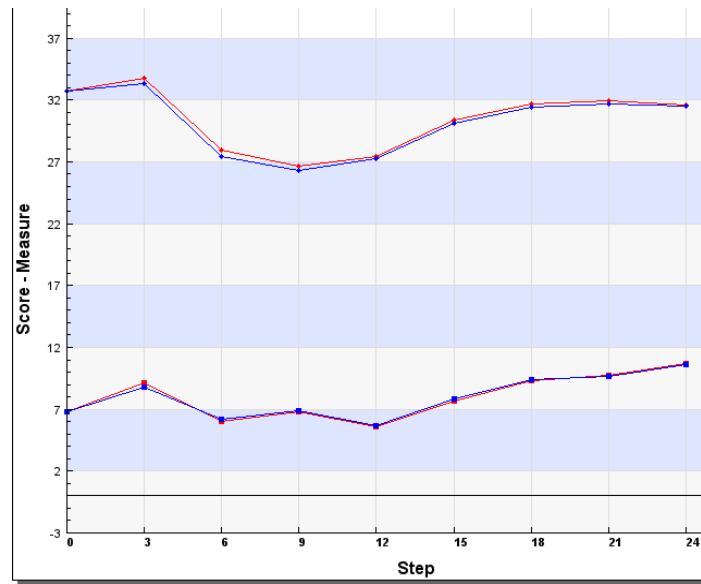


Рис.7. Статистические оценки прогнозов общей облачности (%) для территории Центрального региона для периода 1-31 декабря 2014 г. Обозначения см. на рис.1

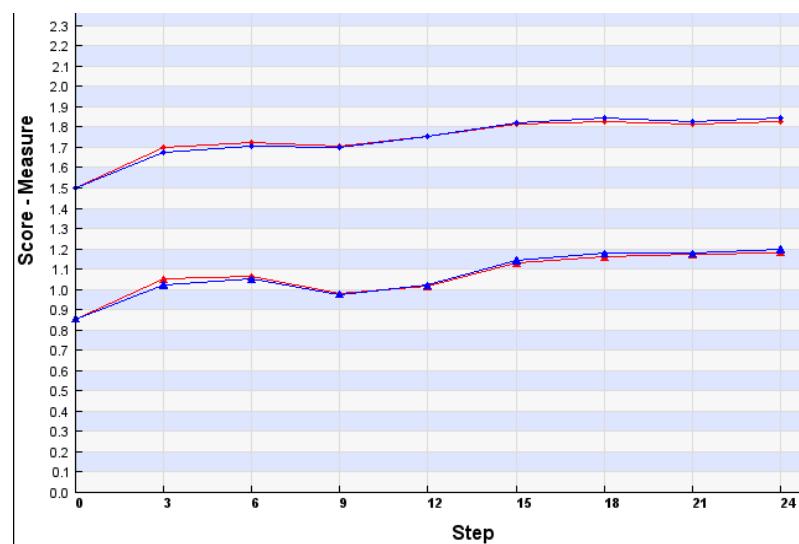


Рис.8. Статистические оценки прогнозов скорости ветра на 10 метрах (м/с) для территории Центрального региона для периода 1-31 декабря 2014 г. Обозначения см. на рис.1

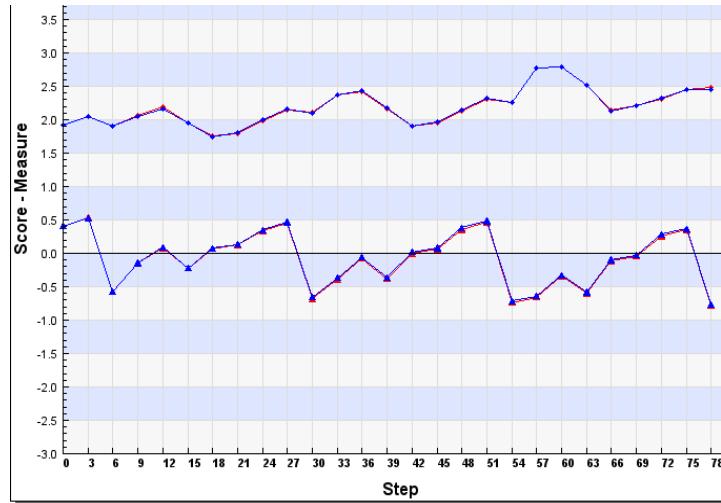


Рис.9. Статистические оценки прогнозов приземной температуры воздуха ( $^{\circ}\text{C}$ ) для территории Северо-Кавказского региона для периода 1-31 марта 2015 г., рассчитанных по оперативному и экспериментальному вариантам технологии COSMO-Ru7. Обозначения см. на рис.1

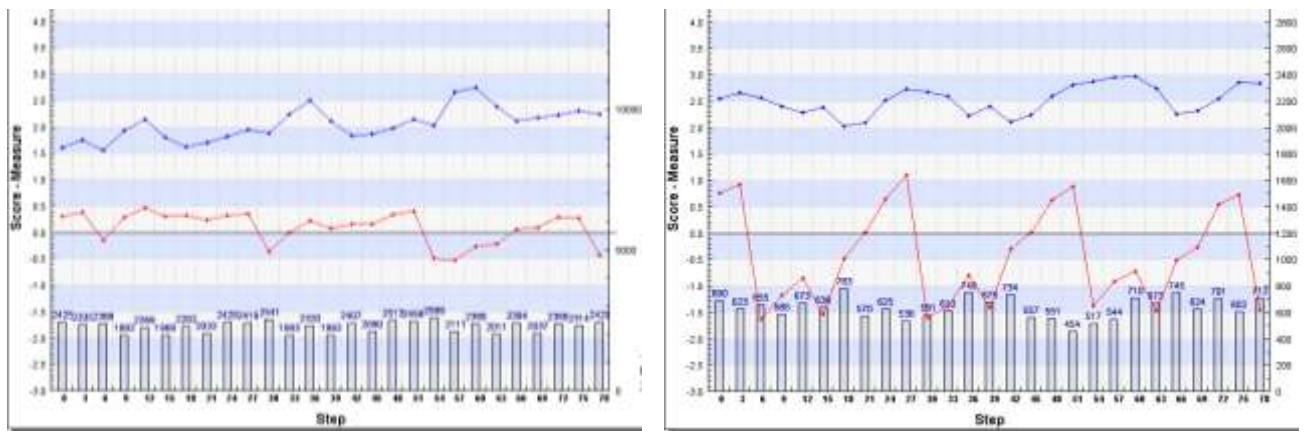


Рис.10. Средняя (снизу) и среднеквадратическая (сверху) ошибки прогнозов приземной температуры воздуха ( $^{\circ}\text{C}$ ) при прогнозируемой общей облачности более 75% (слева) и менее 25% (справа) для территории Северо-Кавказского региона для периода 1-31 марта 2015 г., рассчитанных по экспериментальному варианту технологии COSMO-Ru7

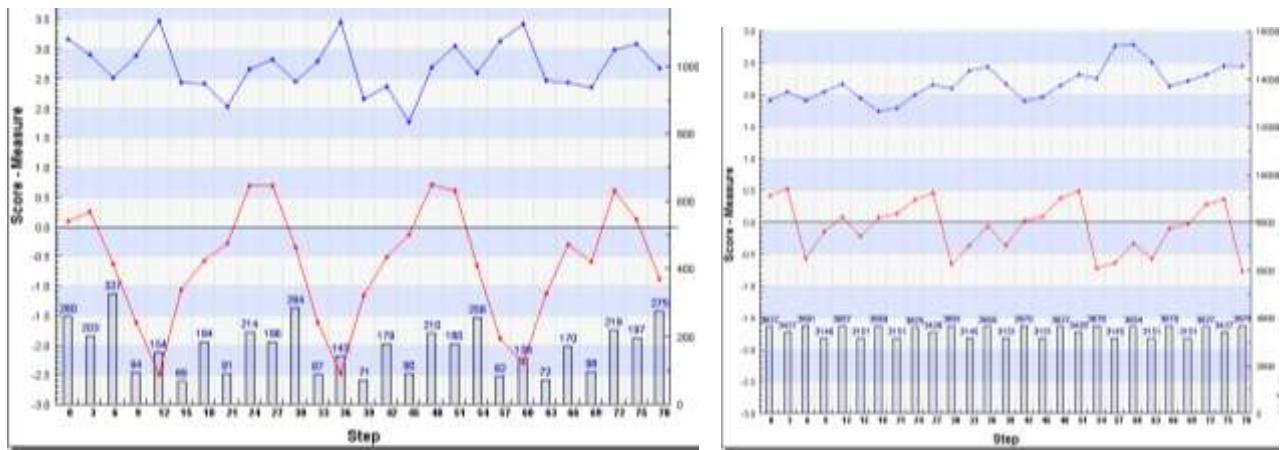


Рис.11. Средняя (снизу) и среднеквадратическая (сверху) ошибки прогнозов приземной температуры воздуха ( $^{\circ}\text{C}$ ) при прогнозируемой высоте снега более 0 см (слева) и менее 40 см (справа) для территории Северо-Кавказского региона для периода 1-31 марта 2015 г., рассчитанных по экспериментальному варианту технологии COSMO-Ru7

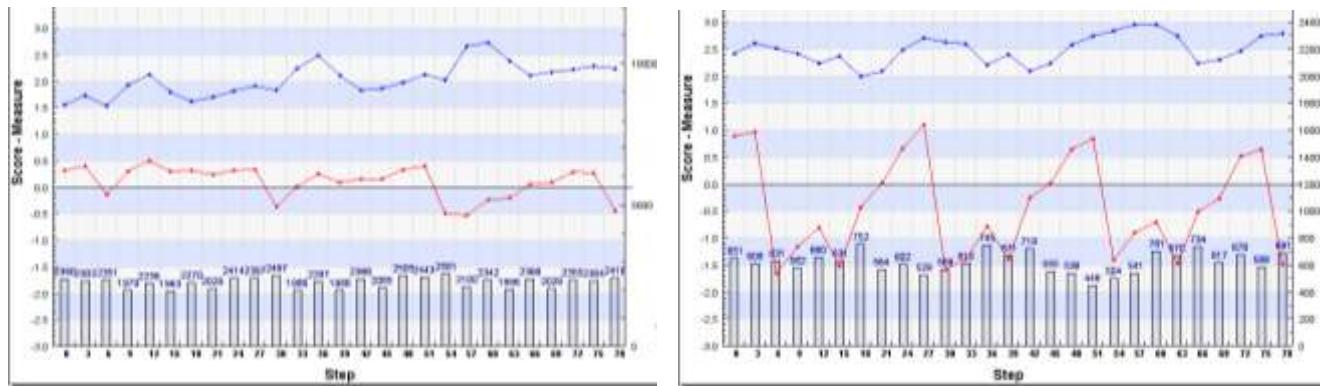


Рис.12. Средняя (снизу) и среднеквадратическая (сверху) ошибки прогнозов приземной температуры воздуха ( $^{\circ}\text{C}$ ) при прогнозируемой общей облачности более 75% (слева) и менее 25% (справа) для территории Северо-Кавказского региона для периода 1-31 марта 2015 г., рассчитанных по экспериментальному варианту технологии COSMO-Ru7

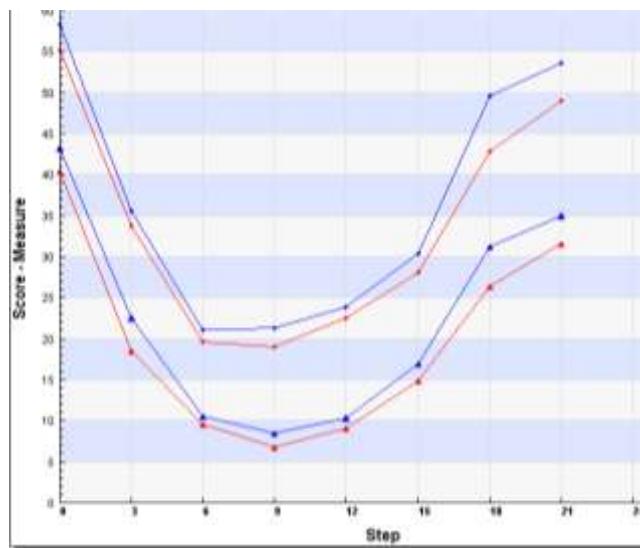


Рис.13. Статистические оценки прогнозов общей облачности (%) для территории Северо-Кавказского региона для 8 марта 2013 г. Обозначения см. на рис.1

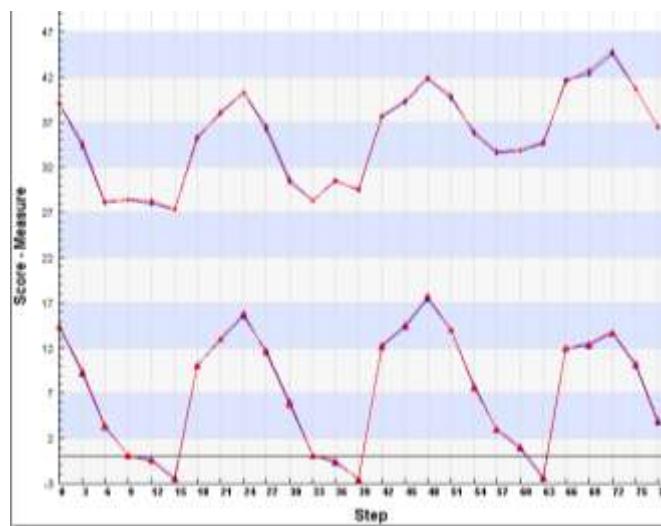


Рис.14. Статистические оценки прогнозов общей облачности (%) для территории Северо-Кавказского региона для периода 1-31 марта 2015 г., рассчитанных по оперативному и экспериментальному вариантам технологии COSMO-Ru7. Обозначения см. на рис.1

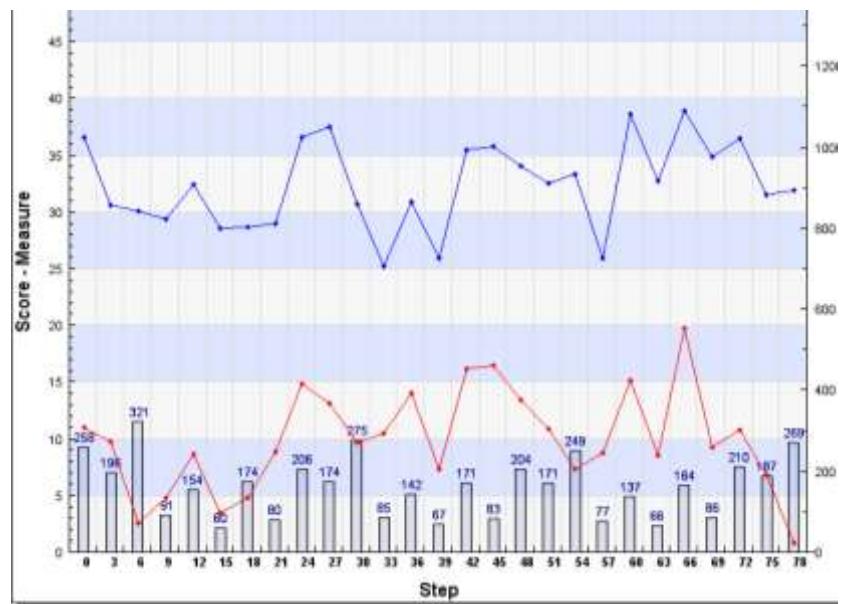


Рис.15. Средняя (снизу) и среднеквадратическая (сверху) ошибки прогнозов общей облачности (%) при прогнозируемой высоте снега более 0 см для территории Северо-Кавказского региона для периода 1-31 марта 2015 г., рассчитанных по экспериментальному варианту технологии COSMO-Ru7

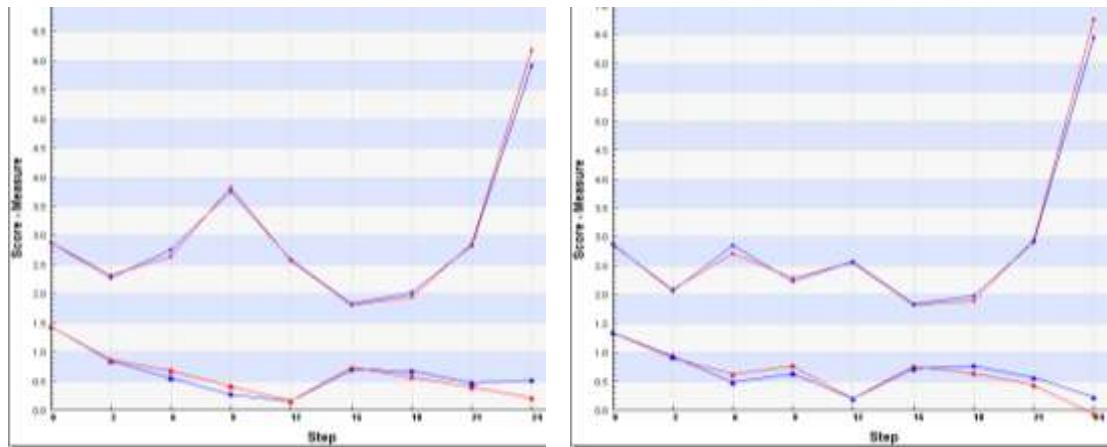


Рис.16. Статистические оценки скорости ветра на 10 метрах (м/с) (слева) и при условии положительных наблюденных температур воздуха на станциях (справа) для территории Северо-Кавказского региона для 8 марта 2013 г. Обозначения см. на рис.1

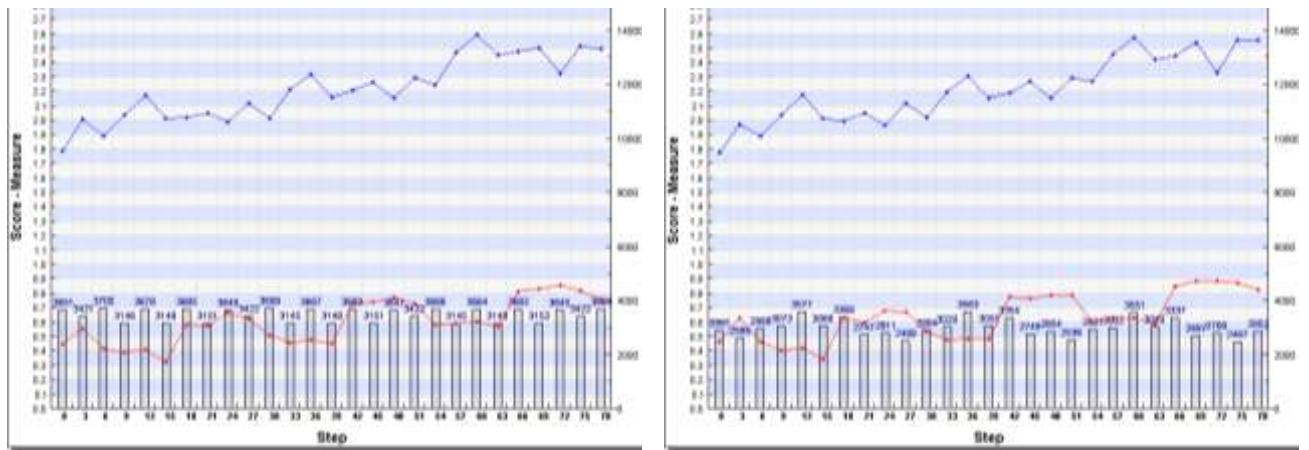


Рис.17. Средняя (снизу) и среднеквадратическая (сверху) ошибки прогнозов скорости ветра (м/с) при прогнозируемой высоте снега менее 40 см (слева) и при прогнозируемой высоте снега менее 40 см и прогнозируемой положительной температуре воздуха (справа) для территории Северо-Кавказского региона для периода 1-31 марта 2015 г., рассчитанных по экспериментальному варианту технологии COSMO-Ru7

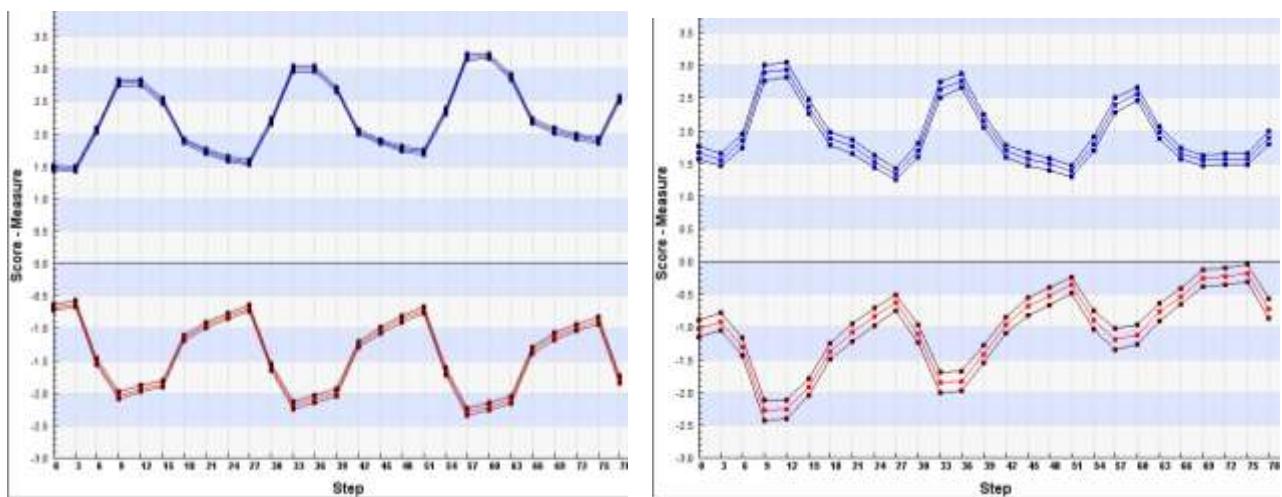


Рис.18. Средняя (снизу, красная линия) и среднеквадратическая (сверху, синяя линия) ошибки прогнозов температуры воздуха (°C) при наблюденных положительных температурах воздуха на станциях для территории Европы для периода 24 февраля -31 марта 2015 г., рассчитанных по оперативному (слева) и экспериментальному(справа) вариантам технологии COSMO-Ru7.

Доверительные интервалы построены в предположении нормального распределения оценок для 99% уровня значимости

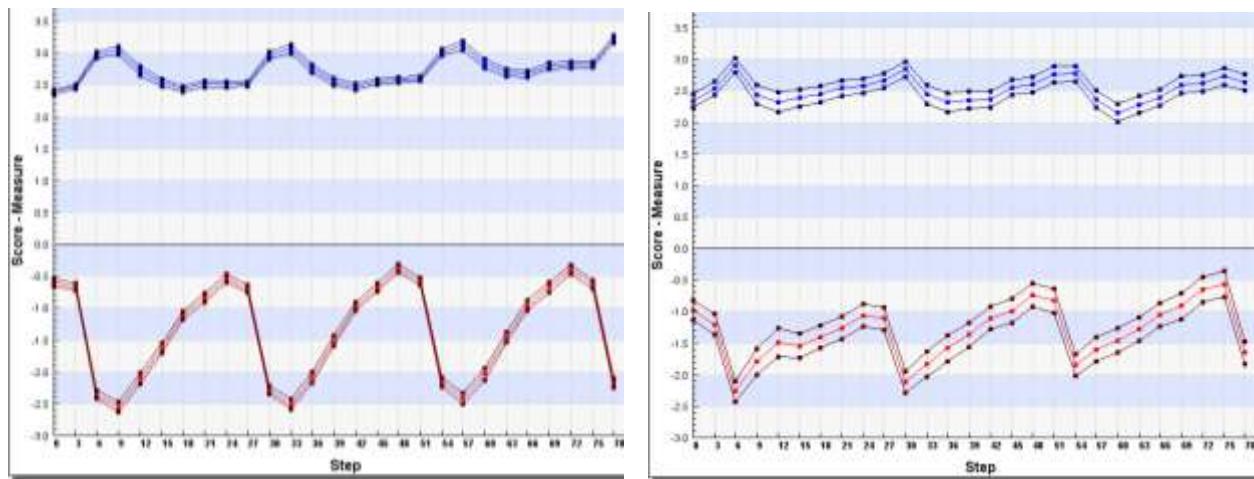


Рис.19. Средняя (снизу, красная линия) и среднеквадратическая (сверху, синяя линия) ошибки прогнозов температуры воздуха ( $^{\circ}\text{C}$ ) при наблюденных отрицательных температурах воздуха на станциях для территории Европы для периода 24 февраля -31 марта 2015 г., рассчитанных по оперативному (слева) и экспериментальному(справа) вариантам технологии COSMO-Ru7. Доверительные интервалы построены в предположении нормального распределения оценок для 99% уровня значимости

ПРИЛОЖЕНИЕ 3. ПРИМЕР ИНФОРМАЦИИ О СНЕЖНОМ ПОКРОВЕ В СЕВЕРО-КАВКАЗСКОМ РЕГИОНЕ

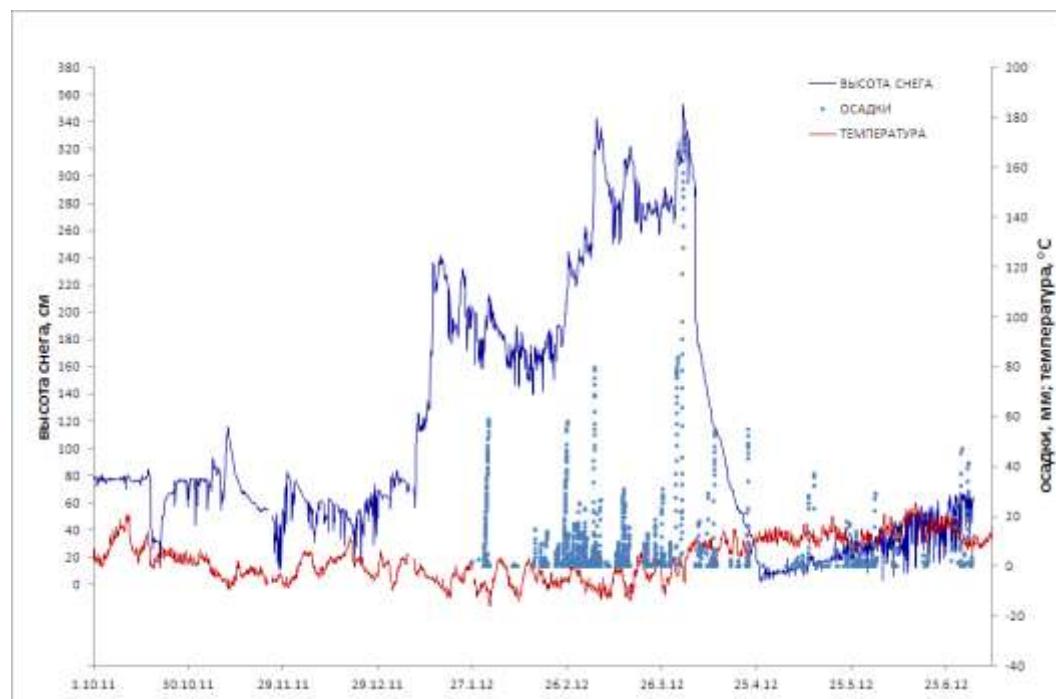


Рис.1. Распределение характеристик по данным АМС Роза Хутор-4 (высота 1580 м над у.м.) за период 1 октября 2011 – 1 августа 2012 гг.

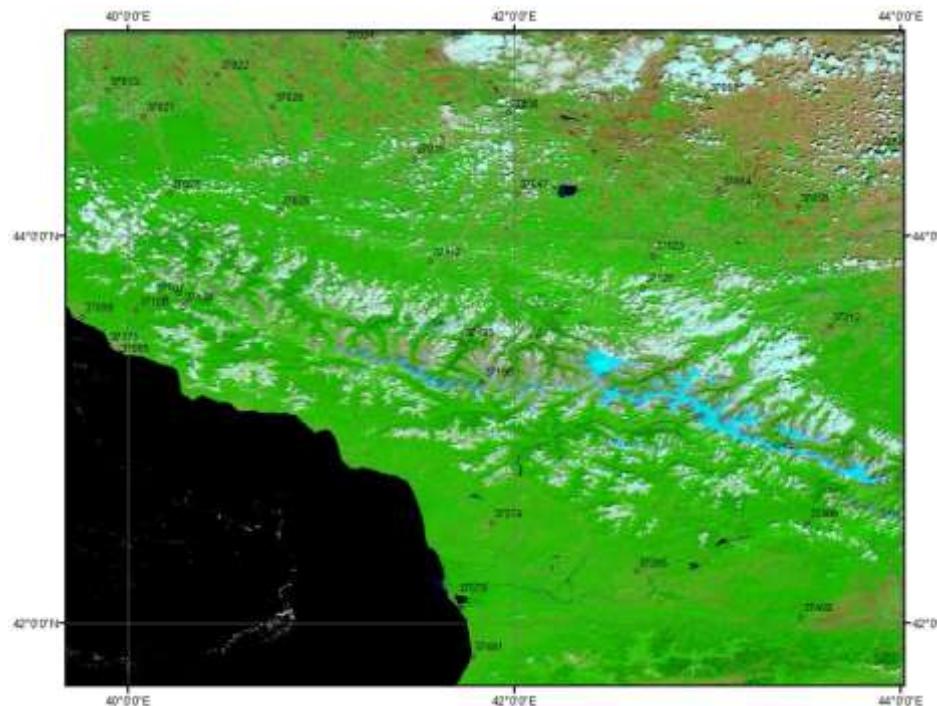


Рис.2. Спутниковый снимок MODIS с разрешением 250 м по данным за 1 августа 2013 г. Ярко-синим цветом показан снег в горах. Цифрами нанесены номера станций.