

Снежный покров Восточно-Европейской равнины по данным многочастотной микроволновой спутниковой радиометрии

Л.М. Китаев¹, В.В. Тихонов², Д.А. Боярский², Т.Б. Титкова¹, Н.Ю. Комарова²

¹ *Институт географии РАН,
109017, Москва, Старомонетный пер., 29
E-mail: lkitaev@mail.ru*

² *Институт космических исследований РАН,
117997, Москва, Профсоюзная 84/32
E-mail: vtikhonov@asp.iki.rssi.ru*

Исследуются особенности взаимодействия микроволнового излучения со снежным покровом для уточнения методов оценки пространственного распределения снегозапаса. Для локальных условий разработаны подходы к моделированию изменений яркостной температуры поверхности в зависимости от структуры снежного покрова, определены причины и возможные величины погрешностей. Проведена сравнительная характеристика пространственно-временной изменчивости модельных, спутниковых и наземных данных для ключевых участков Восточно-Европейской равнины. Оценено сходство полей спутниковых яркостных температур, приземной фактической температуры воздуха и высоты снежного покрова.

Ключевые слова: микроволновое излучение, диэлектрическая модель, яркостная температура, спутниковые данные, стратиграфия снежного покрова, пространственно-временная изменчивость.

Введение

Пространственно-временная изменчивость характеристик снежного покрова, формируясь в соответствии с физико-географическими особенностями той или иной территории, оказывает существенное влияние на изменчивость составляющих ландшафта: метеорологические и гидрологические параметры, состояние почвы и растительного покрова [Копанев, 1971; Кренке и др., 2000; Рихтер, 1948]. Возможности дистанционного зондирования обеспечивают оптимальные условия для мониторинга поверхности земли, требуя, однако, уточнения методической базы. Особенности водного баланса севера Евразии определяются, в основном, характером снегонакопления и снеготаяния. Выявление зависимости взаимодействия микроволнового излучения со снежным покровом для уточнения методов оценки пространственного распределения снегозапаса – основная задача проводимых исследований.

В ходе анализа использованы результаты применения авторской модели взаимодействия микроволнового излучения и снежного покрова и модели восстановления снежного покрова по данным SSM/I-DMSP [Boyarskii et al., 1994; Boyarskii, Tikhonov, 2000; Chang et al., 1982, 1987, 1996; <http://nsidc.org/data/docs/daac/>]. Для оценки результатов моделей использованы измеренные на метеорологических станциях величины температуры воздуха, осадков и характеристик снежного покрова. Описание спутниковой информации, моделей и измеренных наземных данных приведены ниже, в соответствующих разделах.

Модель взаимодействия микроволнового излучения со снежным покровом

Радиояркостная температура снежного покрова сильно зависит от его физических параметров: плотности, толщины, влажности, размера ледяных зерен и дисперсии их размеров. Характер этой зависимости определяется стратиграфией снежной толщи [Boyarskii, Tikhonov, 2000]. Появление влаги в снежном покрове во время таяния приводит к значитель-

ному изменению его физических и, следовательно, радиофизических характеристик. Для правильного описания взаимодействия электромагнитного излучения с влажной снежной средой необходимо знать пространственное распределение водной компоненты. Однако этот вопрос в настоящее время изучен недостаточно хорошо. Известно, что вода собирается в снежных порах и образует мениски между ледяными зернами [Colbeck, 1987].

Ранее нами были рассмотрены несколько моделей снежного покрова [Boyarski, Tikhonov, 2000; Boyarskii et al., 1994]. Снежный покров представлялся средой, состоящей из льда и воздуха – в случае сухого снега и льда, воздуха и воды – в случае влажного снега. Включения льда и воды предполагались сферической формы с логарифмически-нормальным распределением по размерам. Влажный снег моделировался двумя способами: модель I – воздушная среда, содержащая ледяные зерна и капли воды, модель II – воздушная среда, содержащая ледяные зерна, покрытые пленкой воды, и капли воды. Проведенные исследования показали, что наиболее предпочтительной является модель II. Определение эффективной диэлектрической проницаемости, согласно этой модели, подробно рассмотрено в работах [Боярский, Тихонов, 2004; Boyarski, Tikhonov, 2000; Boyarskii et al., 1994].

Согласно этой модели эффективная диэлектрическая проницаемость снежной среды $\varepsilon_{eff} = \varepsilon_{eff}^{\prime} + i\varepsilon_{eff}^{\prime\prime}$ определяется из следующего выражения:

$$\varepsilon_{eff}^{-1} = 1 - \frac{4\pi n_i (\varepsilon_i^w + 2) \frac{\langle f_{\omega} \rangle_i}{k^2}}{2\varepsilon_{eff} + \varepsilon_i^w} - \frac{4\pi n_w (\varepsilon_w + 2) \frac{\langle f_{\omega} \rangle_w}{k^2}}{2\varepsilon_{eff} + \varepsilon_w},$$

где n_i, n_w – концентрация ледяных зерен и капель воды, соответственно; ε_i^w – эффективное значение диэлектрической проницаемости ледяной частицы, покрытой оболочкой воды; ε_w – диэлектрическая проницаемость воды; $\langle f_{\omega} \rangle_i$ и $\langle f_{\omega} \rangle_w$ – усредненные по размерам частиц амплитуды рассеяния вперед ледяной частицы с оболочкой воды, и капли воды, соответственно. Амплитуды рассеяния вперед частиц рассчитывались по теории Ми [Борен, Хафмен, 1986]. Эффективное значение диэлектрической проницаемости ледяной частицы, покрытой оболочкой воды – ε_i^w , определялось в соответствии с работой [Boyarskii et al., 1994].

Для расчета радиояркостной температуры снежного покрова использовался метод, подробно изложенный в статье [Шарков, 2003]. Согласно этому методу, радиояркостная температура слоистой среды для вертикальной поляризации определяется из следующего выражения:

$$T_{br}^v = \sum_{j=1}^N \frac{T_j |W_j|^2}{|1 - R_j^- R_j^+ \exp(2i\psi_j)|^2} \left[\frac{(1 - \exp(-2 \operatorname{Im} \psi_j)) \left(1 + |R_j^- \exp(i\psi_j)|^2\right) + 4 \frac{\operatorname{Im} \psi_j}{\operatorname{Re} \psi_j} \operatorname{Re}(R_j^- \exp(i\psi_j)) \operatorname{Im}(\exp(i\psi_j)) \left(\frac{|k_{z_j}|^2 - k_x^2}{|k_j|^2} \right)}{\operatorname{Re} Z_0} + T_{N+1} |W_{N+1}|^2 \frac{\operatorname{Re} Z_{N+1}}{\operatorname{Re} Z_0} \right],$$

где T_j – температура слоя; R_j^+, R_j^- – коэффициенты отражения амплитуды электрического поля от верхней и нижней границы слоя, соответственно; W_j – коэффициенты пропускания по амплитуде электрического поля от внутренней стороны верхней граница слоя j на границу среды (снег – воздух); Z_j – волновой импеданс слоя с диэлектрической проницаемостью ε_{eff}^j ; k_j – волновой вектор, $k_j = 2\pi/\lambda \{ \sin \theta_j, 0, \cos \theta_j \} \sqrt{\varepsilon_{eff}^j}$; $\psi_j = k_{jz} h_j$; h_j – толщина слоя; N – количество слоев. Индексом $j = 1$ обозначена атмосфера, индексом $j = N+1$ – подстилающая поверхность – почва.

Исследуемой территорией являлся север Восточно-Европейской равнины и северная часть Западной Сибири (рис. 1). Поля яркостных температур, полученные SSM/I, для этого региона за зимний период 2001/2002 гг. представлены на рис. 2.

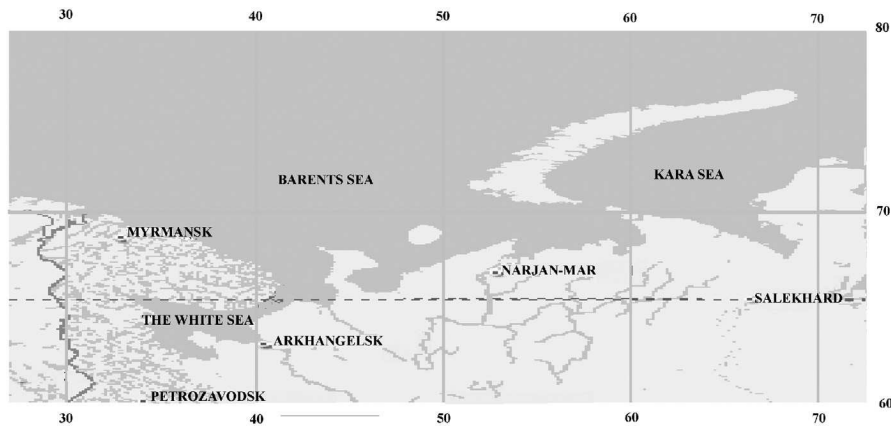


Рис. 1. Исследуемый регион

Модельные расчеты радиояркостной температуры были проведены для зимнего сезона на 2001–2002 гг. для четырех участков, расположенных вблизи наземных метеостанций. Данные метеостанций по снежному покрову представлены в табл. 1. Эти данные были использованы в модельных расчетах. На рис. 3 представлены данные SSM/I для выбранных четырех участков за период с 31 декабря 2001 г. по 1 марта 2002 г. для частоты 19,35 ГГц вертикальной поляризации (звездочки). На этих же рисунках показаны модельные расчеты (квадраты), выполненные для трех дат: 31.12.2001 г., 15.01.2002 г., 15.02.2002 г. Как видно из рисунков, предложенная модель снежного покрова хорошо соответствует спутниковым данным. Для более точных расчетов необходим учет слоистости (стратиграфии) снежного покрова.

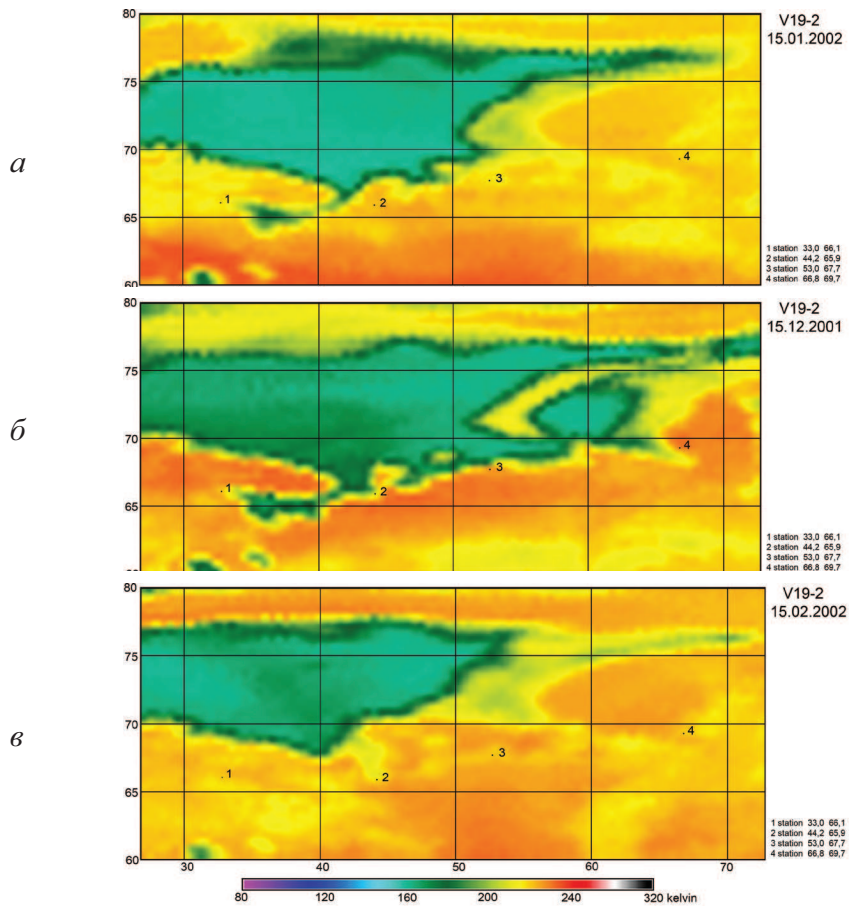


Рис. 2. Данные SSM/I, 19,35 ГГц, вертикальная поляризация:
а – 15.12.2001 г.; б – 15.01.2002 г.; в – 15.02.2002 г.

Таблица 1. Данные метеостанций

Месяц	$T_{av},$ °C	$T_{max},$ °C	$T_{min},$ °C	H, см	Плотность, г/см ³	Водный эквивалент, мм	Широта, град с.ш.	Долгота, град в.д.	Город, регион, рисунок
Декабрь	-10,6	-7,0	-17,7	45	0,13	59			Лоухи
Январь	-7,9	-6,9	-8,8	50	0,12	60	66,08	32,98	Р. Карелия
Февраль	-6,6	-1,4	-10,0	64	0,17	109			рис. 3а
Декабрь	-10,1	-9,4	-11,3	26	0,15	39			Мезень
Январь	-14,8	-11,7	-18,2	74	0,19	141	65,87	44,22	Архангельская обл.
Февраль	-1,5	-0,3	-3,4	72	0,20	144			рис. 3б
Декабрь	-15,9	-12,3	-18,3	30	0,18	68			Нарьян-Мар
Январь	-22,6	-18,8	-26,2	69	0,21	145	67,65	53,02	Архангельская обл.
Февраль	-2,9	-0,2	-6,1	79	0,19	150			рис. 3в
Декабрь	-27,7	-25,3	-31,5	14	0,18	25			Моррасале
Январь	-27,2	-24,5	-32,3	21	0,20	42	69,72	66,82	п-ов Ямал
Февраль	-8,5	-3,8	-12,9	24	0,20	48			рис. 3г

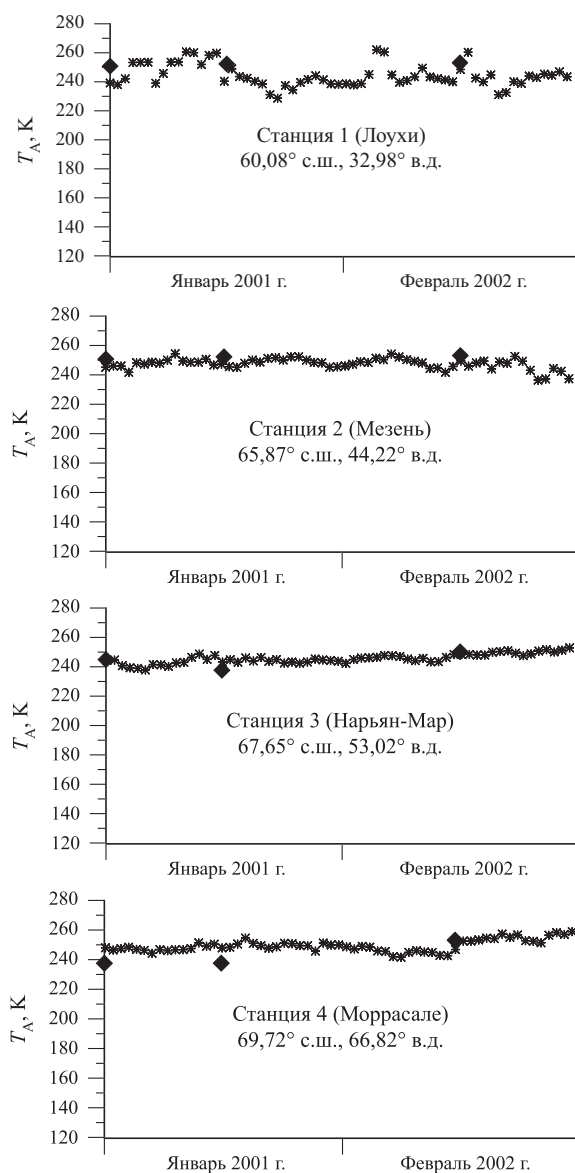


Рис. 3. Радиояростная температура снежного покрова для четырех выбранных участков.
Звездочки – данные SSM/I; квадраты – модельный расчет

Модель восстановления снежного покрова по данным SSM/I-DMSP

Для анализа использовались значения запасов воды в снеге SWE , восстановленные по модели Чанга [Chang et al., 1987, 1996] с использованием данных спутниковой радиометрии SSM/I-DMSP – осредненные за месяц для ноября, декабря, февраля и марта с пространственным разрешением 25×25 км за период 1978–2006 гг. (<http://nsidc.org/data/docs/daac/>). В модели используются спутниковые данные радиояркостной температуры по разным диапазонам:

$$SWE = 4,8 \frac{T_{18h} - T_{36h}}{1 - 0,2f},$$

где: T_{18h} и T_{36h} – радиояркостная температура SSM/I в каналах 18 и 36 ГГц при горизонтальной поляризации; 4,8 – коэффициент, характеризующий снег с размером зерна 0,3 мм и плотностью $0,3 \text{ г/см}^3$; f – коэффициент, учитывающий процент лесистости.

Величина погрешности восстановленного снегозапаса оценивалась сравнением с измеренным на метеорологических станциях снегозапасом за соответствующие месяцы – как соотношения восстановленных ($SSWE$) и измеренных (SWE) значений водного эквивалента. Оценка проводилась как для отдельных метеорологических станций, так и для Восточно-Европейской равнины в целом.

Локальные особенности восстановленного снегозапаса

Для оценки погрешностей восстановленных снегозапасов на локальном уровне были отобраны измеренные величины снегозапаса для двух серий меридионально расположенных метеорологических станций (табл. 2). В качестве такой величины принималось значение для соответствующей по координатам метеорологической станции ячейки размером 25×25 км. Погрешность (отношение восстановленного снегозапаса к измеренному) в целом меняется от 0,09 м/с (Тетюши, ноябрь) до 1,31 м/с (Койнас, декабрь). Минимальная, в данном случае, погрешность восстановленного снегозапаса характерна для долготы $40\text{--}45^\circ$ и широты $55\text{--}65^\circ$. Минимальные соотношения восстановленного и измеренного снегозапаса и, соответственно, максимальные неточности спутниковых данных отмечены в начале зимы (рис. 4, табл. 2). Курсивом выделены величины незначимых коэффициентов линейного тренда – по t и F критериям.

Таблица 2. Многолетние изменения восстановленных и измеренных снегозапасов, март

№ п/п	Метеостанция	Расположение, град		Отношение восстановленного и измеренного снегозапаса	Коэффициент линейного тренда снегозапаса, мм/год	
		с.ш.	в.д.		восстановленный	измеренный
1а	Мурманск	33,1	69,0	0,3	0,707	-0,086
2а	Сегежа	34,3	63,7	0,7	1,344	1,321
3а	Петрозаводск	34,3	61,8	0,8	-1,3049	-0,731
4а	Тверь	35,9	56,8	1,1	-3,3069	-0,068
5а	Спас-Деменск	34,0	54,4	1,3	-2,3059	0,100
1б	Индига	48,8	67,7	0,8	-1,076	-0,856
2б	Койнас	47,6	64,7	1,0	-2,902	-0,909
3б	Котлас	46,6	61,2	0,9	-3,175	-1,092
4б	Сенчурск	47,3	56,9	0,8	-1,306	0,843
5б	Тетюши	48,8	54,9	0,6	-0,221	0,361

Можно предположить, что в многоснежные месяцы в северо-западных областях Восточно-Европейской равнины, в сравнении с западными территориями, толщина снежного покрова менее подвержена изменениям, связанным с оттепелями. Отсутствие ледяных прослоек и уплотненных горизонтов определяет оптимальные условия для анализа взаимодействия микроволнового излучения со снежным покровом. Большие ошибки в начале зимы могут быть связаны с влиянием кустарниковой и травянистой растительности при малой мощности снежного покрова. Следует отметить, что величина погрешности значительно превышает погрешность расчетов по модели — на 25% от заявленной ее авторами [Chang et al., 1982, 1987, 1996]. Не соответствуют реальным и многолетние тенденции изменчивости восстановленного снегозапаса. Коэффициенты линейных трендов измеренного снегозапаса для всех метеорологических станций незначимы, тогда как линейные тренды восстановленных значений показывают существенные изменения (до 36 мм водного эквивалента снега) за период наблюдений 1978–2006 гг. В качестве примера приведены данные за март (см. табл. 2).

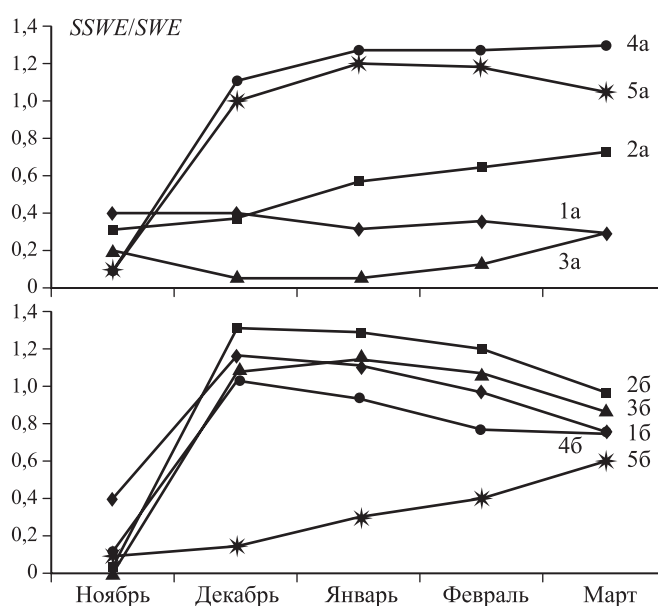


Рис. 4. Временной ход соотношения восстановленного снегозапаса и измеренного на метеостанциях. Нумерация метеостанций (1а – 5а, 1б – 5б) соответствует нумерации в табл. 2

Региональные особенности восстановленного снегозапаса

Для анализа погрешности восстановленного по спутниковым данным снегозапаса его значения с исходным разрешением 25×25 км были интерполированы в узлы регулярной сетки $1 \times 1^\circ$. С этим же разрешением в узлы регулярной сетки были интерполированы измеренные значения снегозапаса и температуры воздуха (по данным 240 метеорологических станций). Расчетный период в обоих случаях составляет 28 лет (1978–2006). Для оценки погрешности, как и ранее, используется отношение восстановленного значения снегозапаса к измеренному.

Как в случаях с отдельными станциями (см. предыдущий раздел) при сравнении полей параметров погрешность восстановленных данных значительно превышает объявленную авторами модели ошибку в 25%. Можно предположить, что в качестве приемлемых для общей оценки снегозапаса можно принять случаи соотношения восстановленных и измеренных значений в диапазоне $0,8 \dots 1,2$. Для данного диапазона погрешности характерны наибольшие коэффициенты корреляции между восстановленными и измеренными значениями.

ями снегозапаса – 0,88...0,99 в условиях довольно узкого диапазона температуры воздуха (табл. 3). Для среднемноголетнего снегозапаса площадь с такой величиной точности восстановленных данных составляет: для ноября – 7%, декабря – 18, января – 40, февраля – 37, для марта – 13% от общей площади Восточно-Европейской равнины.

Исходя из диапазона значений погрешности 0,8...1,2, высоких в этом случае значений коэффициента регрессии параметров для условий (территорий) с означенной температурой воздуха, восстановленный по спутниковой информации снегозапас может быть приближен к реальными наземным значениям. Предложена зависимость измеренных величин от восстановленных (табл. 3) – именно таким образом для заданных температурных условий можно пытаться приблизить имеющиеся в наличии восстановленные по спутниковым данным значения к реальным наземным.

Таблица 3. Линейная регрессионная зависимость измеренного снегозапаса (Y) от восстановленного снегозапаса (x) при их соотношении 0,8...1,2

Месяц	Коэффициент регрессии	Уравнение регрессии	Диапазон температуры воздуха, °С
Ноябрь	0,94	$Y = 0,9614x + 2,5227$	-2,6...-0,5
Декабрь	0,97	$Y = 1,0172x + 0,1276$	-4,1...0,1
Январь	0,98	$Y = 0,9621x + 2,2716$	-8,0...1,0
Февраль	0,96	$Y = 1,0792x - 3,7721$	-10,5...-1,0
Март	0,88	$Y = 1,3761x - 7,0730$	-6,3...-0,9

Выводы

Разработана модель излучения снежного покрова, учитывающая физические и структурные характеристики снежной толщи. Для более точного определения снегозапаса из спутниковых данных в модельных расчетах необходимо учитывать стратиграфию снежного покрова.

Для Восточно-Европейской равнины в период 1978–2006 гг. оценена погрешность снегозапаса, восстановленная по модели Чанга [Chang et al., 1987, 1996], с использованием данных спутниковой радиометрии SSM/I-DMSP (<http://nsidc.org/data/docs/daac/>). Выявлены значительные несоответствия восстановленного и измеренного снегозапаса с превышением ошибки 25% обозначенной авторами модели – как для конкретных метеорологических станций, так и для осредненных по региону значений. Минимальная при анализе данных в точках (метеостанции) погрешность восстановленного снегозапаса характерна для долготы 40...45° и широты 55–65°, связанная, по-видимому, с более низкой температурой воздуха и небольшими льдистыми прослойками в снежной толще. Максимальная неточность спутниковых данных отмечена в начале зимы. Можно предположить, что в этом случае на оценку снегозапаса влияет наличие высокой травы и кустарника. Не соответствует реальным и тенденция многолетних изменений восстановленного снегозапаса.

На основе анализа интерполированных в узлы регулярной сетки данных проведена оценка площадных характеристик погрешностей восстановленных данных. Для соотношения восстановленного и измеренного снегозапаса в диапазоне 0,8...1,2, отмечаемого в довольно узком диапазоне температуры воздуха, характерны наиболее высокие коэффициенты корреляции – 0,88...0,99 для разных месяцев. Площадь территорий с таким соотношением параметров невелика: для ноября – 7%, декабря – 18, января – 40, февраля – 37, для марта 13%, от общей площади Восточно-Европейской равнины. Для диапазона значений погрешности 0,8...1,2 предложены регрессионные уравнения, позволяющие уточнить восстановленный по спутниковой информации снегозапас для территорий с соответствующими и температурными условиями.

Развитие подходов к восстановлению снеготоплив по данным многочастотной микроволновой спутниковой радиометрии статистическими методами представляется недостаточным. В связи с чем нами предполагается продолжение экспериментальных и теоретических исследований взаимодействия микроволнового излучения со снежным покровом.

Литература

1. [Борен, Хафмен, 1986] *Борен К., Хафмен Д.* Поглощение и рассеяние света малыми частицами. М.: Мир. 1986. 664 с.
2. [Боярский, Тихонов, 2004] *Боярский Д.А., Тихонов В.В.* Влияние пространственного распределения влаги и слоистости снежного покрова на его радиояркостную температуру: Препринт ИКИ РАН. М.: ИКИ РАН, 2004. Пр-2103. 21 с.
3. [Кренке и др., 2000] *Кренке А.Н., Разуваев В.Н., Кутаев Л.М., Мартуганов Р.А., Шакирзянов Р.И.* Снежность на территории СНГ и его регионов в условиях глобального потепления // Криосфера Земли. 2000. Т. 4. № 4. С. 97–106.
4. [Копанев, 1971] *Копанев И.Д.* Методы изучения снежного покрова. М.: Гидрометеиздат, 1971. 226 с.
5. [Рихтер, 1948] *Рихтер Г.Д.* Роль снежного покрова в физико-географическом процессе // Тр. Ин-та географии АН СССР. 1948. Вып. 40. С. 64–75.
6. [Boyarskii, Tikhonov, 2000] *Boyarskii D.A., Tikhonov V.V.* The Influence of Stratigraphy on Microwave Radiation from Natural Snow Cover // J. of Electromagnetic Waves and Applications. 2000. V. 14. N. 9. P. 1265–1285.
7. [Boyarskii et al., 1994] *Boyarskii D.A., Tikhonov V.V., Kleorin N.I., Mirovskii V.G.* Inclusion of Scattering Losses in the Models of the Effective Permittivity of Dielectric Mixtures and Applications to Wet Snow // J. of Electromagnetic Waves and Applications. 1994. V. 8. N. 11. P. 1395–1410.
8. [Boyarskii et al., 2001] *Boyarskii D.A., Tikhonov V.V., Komarova N.Yu.* Model of Dielectric Constant of Bound Water in Soil for Applications of Microwave Remote Sensing // Progress in Electromagnetic Research. PIER 35. 2001. P. 251–270.
9. [Chang et al., 1982] *Chang A.T.C., Foster J.L., Hall D., Rango A., Hartline B.* Snow Water Equivalence Determination by Microwave Radiometry // Cold Regions Science and Technology. 1982. N. 5. P. 259–267.
10. [Chang et al., 1987] *Chang A.T.C., Foster J.L., Hall D.K.* Nimbus-7 SMMR Derived Global Snow Cover Parameters // Annals of Glaciology. 1987. N. 9. P. 39–44.
11. [Chang et al., 1996] *Chang A.T.C., Foster J.L., Hall D.K.* Effects of Forest on the Snow Parameters Derived from Microwave Measurements during the BOREAS Winter Field Campaign // Hydrological Processes. 1996. N. 10. P. 1565–1574.
12. [Colbeck, 1987] *Colbeck S.C.* Snow metamorphism and classification // Seasonal Snowcovers: Physics, Chemistry, Hydrology // NATO ASI Series. 1987. V. 211. P. 1–35.
13. [Sharkov, 2003] *Sharkov E.A.* Passive Microwave Remote Sensing of the Earth. Physical Foundations. Praxis Publishing Ltd, Chichester, UK, 2003.

Snow Cover of the East European Plain According to the Multi-Frequency Microwave Satellite Radiometry

L.M. Kitaev ¹, V.V.Tikhonov ², D.A.Boyarskii ², T.B.Titkova ¹, N.Yu. Komarova ²

¹ *Institute of Geography RAS*
109017, Moscow, Staromonetny per., 29
E-mail: lkitaev@mail.ru;
² *Space Research Institute*
117997, Moscow, Profsojuznaya, 84/32
E-mail: vtikhonov@asp.iki.rssi.ru

Features of the interaction of microwave radiation with snow cover are investigated to clarify the methods for evaluating the spatial distribution of snow cover. For local conditions the approaches to modeling of changes in the surface brightness temperature depending of the snow cover structure are developed, the causes and possible values of the errors are identified. Comparative characteristics of spatial and temporal variability of the model, satellite and surface data are held for key areas of the East European plain. The similarity of the fields of satellite brightness temperatures, the actual surface air temperature and snow depth are estimated.

Keywords: microwave radiation, dielectric model, brightness temperature, satellite data, stratigraphy a snow cover, existential variability.