

Федеральное государственное бюджетное учреждение  
«Научно-исследовательский центр космической гидрометеорологии «Планета»

На правах рукописи

Косторная Анжелика Андреевна

**ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЛАГОСОДЕРЖАНИЯ АТМОСФЕРЫ И ВОДОЗАПАСА ОБЛАКОВ  
ПО ДАННЫМ РОССИЙСКИХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ СПУТНИКОВ**

25.00.29 – физика атмосферы и гидросфера

ДИССЕРТАЦИЯ  
на соискание ученой степени  
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель:  
д.-р. физ.-мат. наук, ст. науч. сотр. Рублев А.Н.

Москва – 2021

## ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>ВВЕДЕНИЕ .....</b>	<b>4</b>
<b>ГЛАВА 1. МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВЛАГОСОДЕРЖАНИЯ АТМОСФЕРЫ И ВОДОЗАПАСА ОБЛАКОВ ПО СПУТНИКОВЫМ ИЗМЕРЕНИЯМ .....</b>	<b>9</b>
1.1 Содержание и перенос влаги в земной атмосфере .....	9
1.2 Водозапас и радиационные свойства облаков различных типов.....	14
1.3 Физические принципы определения влагосодержания атмосферы и водозапаса облаков по измерениям в ИК и МКВ областях электромагнитного спектра .....	19
1.4 Методики моделирования переноса ИК и МКВ излучения в земной атмосфере .....	23
1.5 Развитие методов определения влагосодержания и водозапаса в атмосфере .....	28
1.6 Технические характеристики и принципы действия бортовой целевой аппаратуры космических аппаратов серии «Метеор-М» .....	33
<b>    Выводы по главе: .....</b>	<b>35</b>
<b>ГЛАВА 2. РАЗРАБОТКА И МОДИФИКАЦИЯ МЕТОДИК ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОДОЗАПАСА ОБЛАКОВ И ВЛАГОСОДЕРЖАНИЯ БЕЗОБЛАЧНОЙ АТМОСФЕРЫ.....</b>	<b>37</b>
2.1 Модификации алгоритмов детектирования облачности и определения ее характеристик .....	37
2.1.1 Алгоритмы детектирования облачности и расчета ее характеристик .....	37
2.1.2 Использование подробной морфологической классификации облачности для модификации алгоритма определения водозапаса облаков .....	46
2.2 Разработка методики определения влагосодержания безоблачной атмосферы по спутниковым измерениям.....	50
2.2.1 Влияние маски облачности на расчет влагосодержания.....	50
2.2.2 Методика определения влагосодержания безоблачной атмосферы по данным измерений МТВЗА-ГЯ .....	55
<b>    Выводы по главе: .....</b>	<b>61</b>
<b>ГЛАВА 3. ВАЛИДАЦИИ МЕТОДИКИ ДЕТЕКТИРОВАНИЯ ОБЛАЧНОСТИ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЕЕ ХАРАКТЕРИСТИК .....</b>	<b>62</b>
3.1 Валидация рассчитанных характеристик облачности по данным наземной наблюдательной сети и измерениям КА CALIPSO.....	63
3.1.1 Методика валидации по данным наземной наблюдательной сети и измерениям КА CALIPSO .....	63
3.1.2 Результаты валидации по данным наземной наблюдательной сети и измерениям КА CALIPSO .....	65
3.2 Валидация рассчитанных характеристик облачности по измерениям ДМРЛ-С .....	69
3.2.1 Методика валидации по измерениям ДМРЛ-С.....	69
3.2.2 Результаты валидации по измерениям ДМРЛ-С .....	70

3.3 Методика автоматического сравнения облачных параметров, восстановленных двумя различными технологиями обработки спутниковых данных .....	77
<b>Выводы по главе:</b> .....	82
<b>ГЛАВА 4. ВАЛИДАЦИИ МЕТОДИКИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВЛАГОСОДЕРЖАНИЯ БЕЗОБЛАЧНОЙ АТМОСФЕРЫ .....</b>	<b>85</b>
4.1 Валидация восстановленных оценок влагосодержания по модельным данным МТВЗА-ГЯ и профилями атмосферы M. Matricardi .....	85
4.1.1 Методика сопоставления восстановленных оценок влагосодержания с профилями атмосферы M. Matricardi .....	85
4.1.2 Результаты валидации восстановленных оценок влагосодержания с профилями атмосферы M. Matricardi .....	87
4.2 Валидация восстановленных оценок влагосодержания с данными реанализа NCEP .....	91
4.2.1 Методика сопоставления восстановленных оценок влагосодержания с данными реанализа NCEP .....	91
4.2.2 Результаты валидации восстановленных оценок влагосодержания с данными реанализа NCEP .....	93
4.2.3 Применение технологии машинного обучения для расчета значений влагосодержания атмосферы над безоблачной поверхностью океана .....	99
<b>Выводы по главе:</b> .....	103
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....</b>	<b>106</b>
<b>СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ .....</b>	<b>109</b>
<b>СПИСОК ИСПОЛЬЗУЕМЫХ ИСТОЧНИКОВ И ЛИТЕРАТУРЫ .....</b>	<b>110</b>
Приложение А .....	129
Приложение Б .....	131
Приложение В .....	132
Приложение Г .....	133
Приложение Д .....	137

## ВВЕДЕНИЕ

### **Актуальность работы**

Вода в атмосфере существует в трех агрегатных состояниях: жидким (вода), твердом (лед) и газообразном (водяной пар). Общее количество воды в столбе воздуха определяет характер радиационного обмена, влажностного и теплового режимов. Для оценки запаса водяного пара в вертикальном столбе безоблачной атмосферы единичного сечения используется величина влагосодержания. Для оценки общей массы сконденсированной воды (капель и кристаллов) в столбе облачной атмосферы используется величина водозапаса.

На сегодняшний день существует множество теоретических и экспериментальных работ, связанных с изучением пространственно-временных распределений водяного пара и микрофизических параметров облачности. Для оперативного определения характеристики влажности в различных районах земного шара используются спутниковые методы. Как указано в работе С.П. Образцова, типичные средние погрешности восстановления влагосодержания и водозапаса по спутниковым измерениям – 15 % и 23 % соответственно.

При определении водозапаса облачности спутниковыми методами применяются ее количественные и качественные характеристики, восстановленные по измерениям в каналах видимого (ВД), инфракрасного (ИК) и ближнего ИК (БИК) диапазонов. Для оценки влагосодержания, средствами дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ), как правило, используется измеренное поглощение водяного пара в различных диапазонах спектра. Микроволновое (МКВ) излучение, регистрируемое спутником, чувствительно к типу и состоянию земного покрова. Вследствие этого определение водозапаса атмосферы в основном проводится над морской поверхностью, спектральная излучательная способность которой хорошо известна и существует целый ряд эмпирических зависимостей для ее вычисления в зависимости от угла наблюдения, скорости ветра и солености воды.

Отечественные космические аппараты (КА) серии «Метеор-М» имеют в своем составе комплект измерительной аппаратуры, в который входят МКВ радиометр МТВЗА-ГЯ (Модуль Температурно-Влажностного Зондирования Атмосферы) и сканер МСУ-МР (Многозональное Сканирующее Устройство Малого Разрешения). Радиометр МТВЗА-ГЯ принимает собственное излучение Земли и атмосферы в 29 спектральных каналах, в том числе в полосах поглощения кислорода и водяного пара (52 – 57 ГГц и 183 ГГц) предназначенных для определения температурно-влажностной структуры атмосферы. МСУ-МР обеспечивает получение изображений в шести спектральных каналах с длинами волн от 0,6 до 12 мкм с высоким (1 км при наблюдении в nadir) пространственным разрешением, что позволяет определять балл и

геометрическую структуру облачности. Таким образом, имеется возможность комплексного использования бортовой целевой аппаратуры КА серии «Метеор-М» для влажностного зондирования атмосферы – детектирования и определения микроструктуры облаков с помощью сканера МСУ-МР и восстановления общего содержания водяного пара по данным радиометра МТВЗА-ГЯ. В связи с этим важной и актуальной задачей является разработка методик для определения влагосодержания атмосферы и водозапаса облаков, применимых к аппаратуре отечественных КА серии «Метеор-М».

Результаты полученного по спутниковым данным пространственного распределения водяного пара, геометрических структур, фазового состава и водозапаса облаков могут быть использованы в алгоритмах, описывающих возникновение и эволюцию облачности, прогноз интенсивности, а также начала и окончания выпадения осадков.

### **Цели и задачи диссертационной работы**

Целью диссертационной работы является разработка методик определения влагосодержания атмосферы и водозапаса облаков по данным приборов, устанавливаемых на КА серии «Метеор-М».

Для достижения поставленной цели в работе решаются следующие **задачи**:

1. Анализ существующих методик определения водозапаса облаков и влагосодержания атмосферы.
2. Разработка методики определения влагосодержания безоблачной атмосферы по спутниковым данным применительно к приборам КА серии «Метеор-М».
3. Модификация существующей методики определения водозапаса облачности, использующей спутниковые измерения.
4. Валидация методик определения значений водозапаса и влагосодержания по независимым данным (наземная наблюдательная сеть, наземные радиолокационные измерения, спутниковые измерения, численные прогнозы погоды (ЧПП) и модельные данные).
5. Программная реализация представленных в работе методик.

### **Научная новизна**

1. Создана методика определения влагосодержания безоблачной атмосферы, использующая измерения прибора МТВЗА-ГЯ КА серии «Метеор М», в которой выбор каналов подбирается для различных климатических зон и типов поверхности.
2. Разработана новая модификация алгоритмов детектирования облачности и определения ее характеристик в соответствии с международной морфологической

классификацией Всемирной Метеорологической Организации (ВМО) для использования в оперативных подразделениях Гидрометцентра России.

3. Впервые разработана методика автоматического попиксельного сравнения облачных параметров, восстановленных двумя различными технологиями обработки спутниковых данных, осуществляющая временное и пространственное совмещение, учет смещения облачных массивов, а также расчет статистических характеристик и оценок.

### **Научная и практическая значимость**

Решением Центральной методической комиссии по гидрометеорологическим и гелиогеофизическим прогнозам (ЦМКП) Росгидромета от 11.10.2016 модифицированные автором алгоритмы детектирования облачности и определения ее характеристик были внедрены в оперативную практику СЦ ФГБУ «НИЦ «Планета» в качестве основных. ЦМКП Росгидромета признано целесообразным использование результатов расчетов модифицированных автором алгоритмов в оперативно-прогностической работе метеоподразделений как дополнение данных синоптических и радиолокационных наблюдений в региональных и мезомасштабных схемах численного анализа и прогноза погоды, для наукастинга, а также в целях климатических исследований облачного покрова и осадков.

На модифицированные автором алгоритмы детектирования облачности и определения ее характеристик, а также на методику автоматического сравнения облачных параметров получены свидетельства о государственной регистрации программ для ЭВМ (№ 2018666179 от 13.12.2018, № 2020611170 и № 2020611177 от 24.01.2020 №, № 2020611499 от 03.02.2020). Разработанные автором методики валидации по независимым данным введены в оперативную и опытную эксплуатацию СЦ ФГБУ «НИЦ «Планета», что подтверждается соответствующими актами.

### **Положения, выносимые на защиту:**

1. Методика определения влагосодержания безоблачной атмосферы по измерениям микроволнового радиометра МТВЗА-ГЯ, позволяющая проводить адаптивный поиск оптимального набора каналов.

2. Модификации алгоритмов детектирования облачности и определения ее характеристик, использующих спутниковые измерения в каналах ВД, БИК и ИК диапазонов.

3. Методика автоматического попиксельного сравнения качественных и количественных характеристик облачного покрова, восстановленных двумя различными технологиями обработки данных радиометров полярно-орбитальных спутников.

## **Апробация работы**

Основные результаты диссертационной работы докладывались и обсуждались на следующих научных конференциях и семинарах: XI Международный форум «Интерэкспо ГЕО-Сибирь», Международная научная конференция «Дистанционные методы зондирования Земли и фотограмметрия, мониторинг окружающей среды, геоэкология» (Новосибирск, 2015); Всероссийская конференция «Обработка пространственных данных в задачах мониторинга природных и антропогенных процессов» (Усть-Сема, 2015); 13-ая Всероссийская открытая ежегодная конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» (Москва, 2015); Международная конференция и школа молодых ученых по измерениям, моделированию и информационным системам для изучения окружающей среды ENVIROMIS 2016 (Томск, 2016); 14-ая Всероссийская открытая конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» (Москва, 2016); XXIII Рабочая группа «Аэрозоли Сибири» (Томск, 2016); IV Международная научная конференция «Региональные проблемы дистанционного зондирования Земли (РП-ДЗЗ 2017)» (Красноярск, 2017); III Всероссийская молодежная научно-практическая конференция «Орбита молодежи» и перспективы развития Российской космонавтики» (Томск, 2017); Международная конференция «The Eighth Asia / Oceania Meteorological Satellite Users Conference (AOMSUS-8)» (Владивосток, 2017); XXV рабочая группа «Аэрозоли Сибири» (Томск, 2018); Международный научный конгресс «ИнтерЭкспо ГеоСибирь-2019» (Новосибирск, 2019); VI Международная научная конференция «Региональные проблемы дистанционного зондирования Земли» (Красноярск, 2019); Всероссийская конференция с международным участием «Обработка пространственных данных в задачах мониторинга природных и антропогенных процессов (SDM-2019)» (Бердск, 2019).

Результаты диссертационной работы докладывались на технических совещаниях в ФГБУ «Западно-Сибирское УГМС» (Новосибирск, 2015, 2016) и ФГБУ «Объ Иртышского УГМС» (Омск, 2016), методическом совещании-семинаре ФГБУ «Авиаметтелеком Росгидромета» (Новосибирск, 2017) и Центральной методической комиссии по гидрометеорологическим и гелиогеофизическим прогнозам ЦМКП Росгидромета (Москва, 2016).

## **Достоверность и обоснованность результатов**

Достоверность и обоснованность полученных результатов и сделанных выводов подтверждается их сравнением с независимыми данными и исследованиями других авторов, а также публикациями в рецензируемых периодических изданиях, широким обсуждением на различных (российских и международных) конференциях и семинарах.

## **Публикации**

По теме диссертации опубликовано 23 работы, в том числе 3 статьи в рецензируемых научных изданиях, рекомендованных в действующем перечне Высшей аттестационной комиссией (ВАК), 16 публикаций в материалах международных, всероссийских, научно-практических и региональных конференциях, получено 4 свидетельства РОСПАТЕНТА о государственной регистрации программы для ЭВМ.

## **Личный вклад автора**

1. Анализ существующих методик определения водозапаса облаков и влагосодержания атмосферы, литературных источников.
2. Основная роль в разработке методики определения влагосодержания безоблачной атмосферы, модификации алгоритмов детектирования облачности и расчета ее параметров и разработке методики автоматического попиксельного сравнения облачных параметров, восстановленных двумя различными системами обработки спутниковых данных.
3. Участие в работах по программной реализации полученных методик для оперативной обработки спутниковых данных вместе с соавторами статей, лежащих в основе диссертации.
4. Основная роль в разработке методик валидации восстановленных значений водозапаса и влагосодержания и проведении валидации по независимым данным.
5. Участие в подготовке и написании научных статей, в подготовке и представлении докладов на научных конференциях и семинарах.

## ГЛАВА 1. МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВЛАГОСОДЕРЖАНИЯ АТМОСФЕРЫ И ВОДОЗАПАСА ОБЛАКОВ ПО СПУТНИКОВЫМ ИЗМЕРЕНИЯМ

### 1.1 Содержание и перенос влаги в земной атмосфере

Атмосфера Земли – сложная система, состояние которой определяется множеством физических характеристик и процессов. По своим свойствам атмосфера динамична, неоднородна и подвержена пространственным и временным изменениям. Основная масса атмосферы сосредоточена в слое от 0 до 35 км (тропосфера и стратосфера). Здесь происходят процессы преобразования энергии Солнца, фазовые переходы влаги и образование крупных вихрей (циклонов и антициклонов). Наиболее активные процессы влаго- и теплообмена между поверхностью суши / океана и атмосферой сосредоточены в тонком слое, прилегающем к подстилающей поверхности (1 – 1,5 км) [Тверской, 1962; Седунов, 1991].

Вода в атмосфере ( $H_2O$ ) существует в трех агрегатных состояниях: жидким (вода), твердом (лед) и газообразном (водяной пар). Между гидросферой, атмосферой и земной поверхностью происходит непрерывный обмен влагой – влагооборот. Влагооборот представляет собой единый климатообразующий процесс и включает в себя процессы испарения, переноса водяного пара в атмосфере, его конденсации, последующего выпадения в виде осадков и стока [Хромов, 1974]. Количественные соотношения между составляющими влагооборота (т.е. между приходом и расходом воды) могут быть выражены в виде уравнений водного баланса (1.1) и (1.2) для суши и Мирового океана соответственно [Тверской и др., 1962; Матвеев, 1984; Рыбакова, 2012]:

$$V_m = R_m + F, \quad (1.1)$$

$$V_s = R_s - F, \quad (1.2)$$

где  $V_m$  – испарение с водной поверхности,  $V_s$  – испарение с поверхности суши,  $R_m$  – осадки, выпадающие на поверхность воды,  $R_s$  – осадки, выпадающие над сушей и  $F$  – сток воды с поверхности суши в реки [Тверской и др., 1962; Матвеев, 1984; Рыбакова, 2012].

Большая часть воды в атмосфере существует в виде пара. Водяной пар, как компонента земной атмосферы, играет важную роль. Данный газ не входит в основной состав атмосферного воздуха, но его содержание диктует характер радиационного обмена, влажностного и теплового режима, процессы погодообразования. Появление водяного пара в атмосфере напрямую связано с испарением. Для этого необходимы источники влаги, т.е. водоемы, переувлажненные почвы и растительность [Тверской и др., 1962; Матвеев, 1984; Рыбакова, 2012]. Скорость испарения будет

зависеть от температуры испаряющей поверхности, стратификации воздуха и скорости ветра. Существует несколько формул расчета количества испарения, основанных на зависимости от одного или нескольких из этих факторов. Дальнейшее перемещение молекул водяного пара будет уже зависеть от интенсивности восходящих движений, скорости ветра и пр. В непосредственной близости к подстилающей поверхности перенос водяного пара осуществляется путем молекулярной диффузии. В вышележащих слоях преобладающая роль переходит к турбулентности и конвекции.

Температура водяного пара в атмосфере всегда ниже критической ( $373,946^{\circ}\text{C}$ ) и при соответствующих условиях он способен конденсироваться [Хромов, 1974; Матвеев, 1984; Ландсберг, 1986; Зуев, 1992]. В зависимости от температуры окружающего воздуха водяной пар будет преобразовываться в воду или лед. Капли воды и кристаллы льда находятся рядом друг с другом, переходя из одного состояния в другое. Если конденсация или сублимация случается в непосредственной близости к подстилающей поверхности, то взвешенные в воздухе капли или кристаллы льда образуют туман, а если на какой-либо высоте над подстилающей поверхностью, то облака. В зависимости от условий, способствовавших конденсации водяного пара и сформировавших туман либо облачность, различают их разные типы.

Присутствие водяного пара в атмосфере (влажность воздуха) характеризуется гигрометрическими величинами. Все гигрометрические величины можно разделить на те, которые отражают количество содержащегося водяного пара в атмосфере, и на характеристики, по которым можно судить, насколько воздух близок к состоянию насыщения водяным паром. К числу основных, рекомендованных ВМО, относятся [Хромов, 1974; Матвеев, 1984; Compendium of lecture..., 1986; Седунов, 1991; Рыбакова, 2012]:

1. Парциальное давление водяного пара или упругость водяного пара ( $e$ ) – доля давления водяного пара в общем атмосферном давлении. Предельное значение парциального давления ( $E$ ) называется давлением насыщенного водяного пара (или упругостью насыщения). Величина  $E$  является функцией температуры и при увеличении последней также увеличивается. Максимально возможное количество водяного пара в атмосфере будет ограничено его упругостью насыщения, по достижению которой происходит его конденсация, сублимация и кристаллизация.

2. Абсолютная влажность ( $a$ ) – масса водяного пара в г в  $1\text{ m}^3$  влажного воздуха. Связана с упругостью водяного пара соотношением:

$$a = 217 \frac{e}{T}. \quad (1.3)$$

3. Относительная влажность (в %) – соотношение фактического давления водяного пара ( $e$ ) к давлению насыщения ( $E$ ) при одной и той же температуре:

$$f = \frac{e}{E} * 100. \quad (1.4)$$

4. Отношение смеси ( $r$ ) – соотношение массы водяного пара к массе сухого воздуха в том же объеме:

$$r = 0,622 \frac{e}{P-e}, \quad (1.5)$$

где  $P$  – атмосферное давление.

5. Массовая доля водяного пара или удельная влажность ( $s$ ) – соотношение массы водяного пара к массе влажного воздуха в том же объеме:

$$s = 0,622 \frac{e}{P}. \quad (1.6)$$

Величина безразмерна.

6. Дефицит точки росы ( $\Delta$ ) – разность между температурой воздуха и температурой точки росы ( $\tau$ ):

$$\Delta = T - \tau, \quad (1.7)$$

соответственно, при достижении состояния насыщения ( $f=100\%$ ) характеристика будет равна нулю [Хромов, 1974; Матвеев, 1984; Compendium of lecture..., 1986; Седунов, 1991; Рыбакова, 2012].

Широтное распределение водяного пара сильно меняется в зависимости от физико-географических условий, типа подстилающей поверхности, сезона года, циркуляции атмосферы и ряда других факторов. Впервые предположение о связи количества влаги с особенностями общей циркуляции атмосферы, характерной для различных широт, высказал Воейков А. И., а далее эти идеи были развиты Будыко М. И., Дроздовым О. А. и пр.

Перенос влаги по горизонтали (до высот 7 – 9 км) может быть рассчитан по формуле:

$$F = \int_p^{p_0} F' dp, \quad (1.8)$$

где  $F$  – общий поток влаги в слое, а  $F'$  – перенос водяного пара на стандартных уровнях давления, а  $p$  и  $p_0$  – давление на верхнем уровне и у подстилающей поверхности.

Общие закономерности горизонтального переноса влаги достаточно хорошо известны. Наибольшие значения общего потока влаги ( $F$ ) отмечаются в областях пассатной циркуляции (240 кг/(м•с) и более) благодаря значительной скорости ветра восточного направления и высокому влагосодержанию. Интенсивный перенос влаги отмечается и в зоне муссонной циркуляции. В тропических и субтропических областях, где равновероятны потоки как западного, так и восточного направления, значения ( $F$ ) уменьшаются до 100 кг/(м•с). Для умеренных широт характерен западный перенос, поэтому наибольшие значения ( $F$ ) отмечаются над океанами, а по мере переноса влаги вглубь континента ее количество убывает. Понижение температур в высоких широтах Северного и Южного полушарий способствует резкому уменьшению результирующих потоков влаги. Над Северным полушарием результирующие потоки водяного пара выше, чем над Южным [Дроздов и др. 1989; Седунов, 1991].

При районировании территории земного шара, преобладающим типом распределения относительной влажности ( $f$ ) являются распределение с отрицательной асимметрией, характерное для очень увлажненных районов тропической зоны, и симметричное распределение с отрицательным эксцессом, характерное для районов субтропиков и тропиков с выраженным сухим и влажным периодом. Распределение относительной влажности близкое к нормальному отмечается крайне редко и наблюдается на отдельных островах в тропической зоне океанов, а также в Гренландии и Антарктиде [Седунов, 1991].

В вертикальном распределении водяного пара основная его масса скапливается вблизи подстилающей поверхности. С высотой водяной пар убывает в соответствии с экспоненциальным законом, и на высоте около 10 км его концентрация будет на 2 порядка меньше, чем у поверхности, поэтому интегральное влагосодержание в слое атмосферы 0 – 9 км может быть принято за влагосодержание столба всей атмосферы [Дроздов и др., 1989; Зуев, 1992; Рыбакова, 2012]. В работах [Матвеев, 1984; Седунов, 1991] отмечено, что распределения водяного пара в более высоких слоях атмосферы показали уменьшение значений абсолютной влажности в слое близком к тропопаузе и значительное падение в нижней стратосфере, где значения даже меньше чем в верхней стратосфере. Такой минимум в вертикальном распределении абсолютной влажности называется гигропаузой. Содержание водяного пара в верхней стратосфере измерялось микроволновой техникой с Земли, и по данным самолетных и спутниковых наблюдений. Отношение смеси на высотах до 55 – 65 км растет, после чего отмечается падение. На высотах более 65 – 85 км отмечаются сезонные колебания водяного пара [Матвеев, 1984; Седунов, 1991].

Для оценки запаса влаги в вертикальном столбе атмосферы, которая может осаждаться, используется величина влагосодержания [Хромов, 1974; Дроздов и др., 1989]. Обычно для расчета

влагосодержания  $W$ , используется следующая формула [Тверской и др., 1962; Дроздов и др., 1989]:

$$W = \frac{1}{g} \int_{p_0}^p s_i dp, \quad (1.9)$$

где  $g$  – это ускорение свободного падения,  $s$  - массовая доля водяного пара, а  $p$  и  $p_0$  – давление у подстилающей поверхности и на верхней границе рассматриваемого слоя. Так как основная масса водяного пара сосредоточена в тропосфере, обычно рассматривается слой высотой до 7 – 9 км. Величина измеряется в  $\text{кг}/\text{м}^2$ , либо в толщине слоя осажденной воды в мм. Дроздовым О. А. были рассчитаны средние значения влагосодержания в слое атмосферы 0 – 7 км. Наибольшие значения отмечались в экваториальной зоне, при смещении к высоким широтам влагосодержание уменьшается. Существенные отклонения влагосодержания наблюдаются в районах крупных горных систем и пустынь. В целом, для обоих полушарий характерно большее влагосодержание над океанами, чем над сушей [Тверской и др., 1962; Дроздов и др., 1989].

Значения  $W$ , как правило, составляют несколько десятков  $\text{кг}/\text{м}^2$ . Величина зависит от абсолютной влажности и температуры у подстилающей поверхности. Чем больше температура у подстилающей поверхности, тем больше величина абсолютной влажности, и тем выше значение  $W$ . При неизменном значении температуры, и увеличении приземной относительной влажности величина  $W$  растет практически линейно [Матвеев, 1984]. Наибольшие среднегодовые значения влагосодержания атмосферы отмечаются в экваториальном и приэкваториальном поясах и составляют около 45 – 50 мм. Это территории западной части Тихого океана, бассейн реки Амазонки, Ю-В Азии и приэкваториальная Африка. Значительные величины влагосодержания отмечаются и в тропическом поясе – на западных побережьях Южной Америки (20 – 40 мм), восточной части Тихого океана (около 30 мм). В субтропическом поясе влагосодержание атмосферы в среднем варьируется от 20 до 10 мм. Среднегодовое влагосодержание умеренного пояса колеблется от 15 до 5 мм. Наименьшие значения влагосодержания составляют  $\leq 5$  мм [Дроздов и др., 1989].

С развитием аэрологических, самолетных и спутниковых наблюдений появился ряд моделей и стандартов, описывающих распределение метеорологических величин, в том числе и характеристик влажности по высоте для различных широт и сезонов года [ГОСТ 26352–84, 1985; ГОСТ Р. 53460–2009, 2011]. Модели распределения параметров атмосферы активно используются в расчетах современных алгоритмов, при моделировании переноса излучения и пр.

Изменения значений влажности воздуха во времени могут быть периодическими и непериодическими. Непериодические колебания концентрации  $\text{H}_2\text{O}$  вызываются сменой воздушных масс, обладающих разными свойствами, и прохождением атмосферных фронтов.

Периодические связаны с сезоном года – в теплое время содержание водяного пара увеличивается с увеличением температуры и, следовательно, скорости испарения, а в холодный период количество водяного пара в атмосфере падает. Сезонные изменения для континентальных районов умеренных широт больше, чем для приэкваториальной зоны. Суточный ход для характеристик влажности, отражающих количество содержащегося водяного пара в атмосфере, имеет два максимума (утром и вечером) и два минимума (днем и ночью). Причем, суточный ход в теплый период над континентами имеет большие амплитуды, чем для холодного периода над континентами и суточного хода над водой в течение всего года. Для характеристик, отражающих близость воздуха к состоянию насыщения водяным паром, суточный ход обратен ходу температуры – минимум наблюдается в послеполуденные часы, а максимум перед восходом [Тверской и др., 1962; Дроздов и др., 1989; Рыбакова, 2012].

Водяной пар является одним из основных газов, поглощающих солнечную радиацию. Водяной пар является прозрачным для видимого диапазона и имеет сильные полосы поглощения в ИК и МКВ областях спектра [Тверской и др., 1962; Мазин и др., 1989; Зуев, 1992; Рыбакова, 2012].

## 1.2 Водозапас и радиационные свойства облаков различных типов

Облака – многообразное атмосферное явление, представляющее собой аэрозольную среду, расположенную на некоторой высоте над подстилающей поверхностью, в которой вода может находиться сразу в нескольких агрегатных состояниях (двух или трех). Из-за белесого цвета – взвешенные капли воды или кристаллы льда рассеивают излучение видимой части спектра практически одинаково – поэтому облака имеют белесый цвет и легко наблюдаются. Облака оказывают существенное влияние на радиационный и тепловой режим планеты. За счет перемещения с воздушными течениями, облака способствуют переносу большого количества сконденсированной влаги и меняют общий влагооборот атмосферы [Дроздов и др., 1989; Рыбакова, 2008; Рыбакова, 2012].

Существует несколько классификаций облачности. В зависимости от условий, способствовавших конденсации / сублимации водяного пара и сформировавших облако, их разделяют на: кучево-, волнисто- и слоистообразные. Данное разделение облаков называется генетической классификацией и позволяет оценивать состояние параметров атмосферы и их распределение с высотой. По агрегатному состоянию облачных частиц облака бывают кристаллическими, капельными и смешанными (классификация по микрофизическому строению). Самая большая и подробная классификация облаков морфологическая – основана на их внешнем

виде и включает в себя деление по высоте расположения. Согласно этой классификации все облака делятся на 4 семейства по 10 форм с видами и разновидностями в каждой (Приложение А). Данная классификация является международной и используется на сети станций наземных наблюдений по всему миру [International cloud atlas, 1975; International cloud atlas, 1987; Дроздов и др., 1989; Рыбакова, 2008].

Фазовая структура облака непостоянна. В процессе жизнедеятельности в облаке могут зарождаться кристаллы, рости и испаряться капли. Существует ряд интегральных микроструктурных параметров облака, которые характеризуют весь объем облачных частиц: концентрация облачных частиц, водность, лёдность, оптическая плотность и др. Все эти характеристики так или иначе описывают микроструктурное строение облака и косвенно говорят о его мощности и степени развития. Характеристики водность ( $Q_w$ ) и лёдность ( $Q_i$ ) облака позволяют оценить массу жидкой воды и кристаллов льда соответственно в единице объема воздуха. Рассчитываются величины по следующим формулам [Шметер, 1972; Дроздов и др., 1989]:

$$Q_w = \frac{4}{3} \pi \rho_w \sum_i r_i^3, \quad (1.10)$$

где  $\rho_w = 10^3 \text{ кг/м}^3 = 1 \text{ г/см}^3$  – плотность воды,  $r_i$  – радиус  $i$ -ой капли;

$$Q_i = \sum_i m_i, \quad (1.11)$$

где  $m_i$  – масса  $i$ -го кристалла. Суммирование в формулах (1.10) и (1.11) производится по всем каплям / кристаллам единицы объема облака. Для облака смешанного строения водность будет вычисляться как сумма:

$$Q = Q_w + Q_i. \quad (1.12)$$

Водность – величина подверженная сильным изменениям как во времени, так и в пространстве. В облаках водность зависит от целого ряда факторов: расположения облака относительно тропопаузы, температуры нижней границы облака (НГО), вертикального градиента температуры, массовой доли водяного пара и величины вертикальных токов воздуха. В среднем, водность облака тем больше, чем ближе НГО к подстилающей поверхности. Большой вклад также вносят капли, радиус которых будет более 20 мкм, поэтому у мощных кучево-дождевых облаков

значения водности наибольшие [Шметер, 1972; Дроздов и др., 1989]. В таблице 1.1. приведены значения водности для конкретных типов облачности.

Таблица 1.1 – Значения водности облаков по данным различных источников

Ярус	Тип облачности	Значения водности / лёдности по данным разных источников, (г/м <sup>3</sup> )
Верхний	Ci, Cc	0,01 – 0,03 [Боровиков и др., 1961].
		Несколько тысячных долей. В отдельных случаях до 0,1 – 0,2 [Баранов, 1960]
		В Ci несколько тысячных долей, в Ci Unc от 0,1 и до 1 [Мазин и др., 1983]
	Cs	От нескольких тысячных до сотых долей [Новожилова, 1978]
Средний	Ac	0,2 – 0,3 [Вейкман и др., 1978]
		0,1 – 0,2 [Баранов, 1983]
		0,16 – 0,24 [Матвеев, 1984]
	As, Ac	В холодный период 0,07 для Ac и As, В теплый 0,21 для As и 0,13 для Ac [Вейкман и др., 1978; Баранов, 1983]
Нижний	St	0,1 – 0,67, в среднем 0,33 [Мейсон, 1961; Половинина, 1971; Половинина, 1980]
		В капельных 0,18, в редких смешанных 0,08. Максимальная водность – 0,35 [Боровиков и др., 1961]
		В теплое время – 0,27. В холодное – 0,23 [Пономаренко и др., 1965; Хргиан, 1978]
	Sc	0,06 – 1,3, в среднем 0,30 [Мейсон, 1961; Половинина, 1971; Половинина, 1980]
		В капельных 0,19, в редких смешанных 0,14. Максимальная водность – 0,63 [Боровиков и др., 1961]
		В теплое время – 0,25. В холодное – 0,16 [Пономаренко и др., 1965; Хргиан, 1978]
	Ns	Водность в теплое время – 0,28. Водность в холодное – 0,19. Лёдность чаще всего от 0,05 до 0,2 [Хргиан, 1978]
		Водность 0,1 – 0,5, лёдность редко более 0,2 [Новожилова, 1978]
		Водность 0,15 – 0,35, лёдность 0,02 – 0,2 [Мазин и др., 1983]
Вертикальное развитие	Cu	От 0,7 в нижней части облака до 1,8 (иногда до 5,4, в зависимости от мощности) в верхней [Скацкий, 1969; Вульфсон и др., 1973]
		Максимальная водность для Cu hum, Cu med – 0,8.
		Максимальная водность для Cu cong – 5,5 [Боровиков и др., 1961]
		Средняя водность для Cu hum 0,2 – 0,5.
	Cb	Средняя водность для Cu cong 0,5 – 3 [Новожилова, 1978]
		Средняя водность 0,4 – 0,6 [Мазин и др., 1989]
		Максимальная водность – 10 [Тверской и др., 1962]
		В отдельных участках облака более 10, до нескольких десятков [Шметер, 1972]
		Средняя водность 0,4 – 0,6 [Мазин и др., 1989]
		Средняя водность от 0,5 до нескольких единиц [Новожилова, 1978]

По горизонтали колебания водности в основном случайны, а по вертикали ее распределение имеет закономерности для разных типов облачности. Так, для маломощной слоистой и слоисто-кучевой (St, Sc) с толщиной облачного слоя 600 – 700 м величина водности будет расти с высотой, а ближе к верхней границе облака резко падать. При большем толщине облачного слоя ( $> 700$  м) водность будет в среднем уменьшаться с высотой [Мазин и др., 1989; Седунов, 1991]. Стоит отметить, что для облачности нижнего яруса, к которому относятся St и Sc водность сильно зависит от характеристик подстилающей поверхности. У кучево-дождевых облаков водность увеличивается до середины облака, а к верхней границе облака (ВГО) уменьшается из-за ослабления восходящих потоков и выпадением крупных капель [Седунов, 1991].

Водозапас облака – характеристика, которая позволяет оценить общую массу сконденсированной воды (капель воды и кристаллов льда) в столбе облачного воздуха единичного сечения. По сути, водозапас является собой совокупность величин водности и ледности. Вычисляется по следующей формуле [Мазин и др., 1989; Седунов, 1991]:

$$V = \int_{H_{\text{нг}}}^{H_{\text{вг}}} Q(z) dz, \quad (1.13)$$

где  $Q(z)$  – распределение водности с высотой,  $H_{\text{вг}}$  и  $H_{\text{нг}}$  – высота верхней и нижней границы облачности. Как и влагосодержание атмосферы (формула (1.9)), водозапас измеряется в  $\text{кг}/\text{м}^2$  либо в  $\text{мм}$  осажденной воды. По формуле очевидно, что чем больше толщина облака, тем больше будет водозапас [Мазин и др., 1989; Седунов, 1991]. Водозапас перистой облачности будет низким, а мощной слоисто-дождевой и кучево-дождевой – значительным. Водозапас облака будет увеличиваться с ростом температуры у подстилающей поверхности. Если сравнивать между собой величину водозапаса облаков и влагосодержания атмосферы (уравнение (1.9)), то вторая будет значительно больше. Для оценки водозапаса разных типов облачности существуют различные выражения, полученные на основе некоторого набора статистических данных. Для слоистой и слоисто-кучевой облачности учитывается температура НГО и толщина облака (км), для конвективных облаков, помимо перечисленных характеристик, учитывается также уровень максимального значения водности ( $Q$ ) [Матвеев, 1984].

Облака, как скопление взвешенных в воздухе капель воды и кристаллов льда, значительно влияют на радиационный режим планеты. Оптические характеристики облаков будут зависеть от их микроструктуры – капли воды и кристаллы льда по-разному рассеивают излучение. Наличие облачности ослабляет поток прямой радиации и увеличивает поток рассеянной тем больше, чем мощнее облако и чем больше в нем капель воды / кристаллов льда [Мазин и др., 1989; Седунов, 1991].

Радиационный баланс подстилающей поверхности,  $B$ , описывается формулой [Мазин и др., 1989]:

$$B = (S' + D - R) - (E_s - \delta E_a) = Q(1 - A_k) - E_{\text{эф}}, \quad (1.14)$$

где  $S'$  – прямая солнечная радиация,  $D$  – рассеянная радиация,  $Q$  – суммарная радиация ( $Q = S' + D$ ),  $R$  – отраженная радиация,  $A_k$  – альбедо подстилающей поверхности,  $E_s$  – собственное излучение подстилающей поверхности,  $\delta$  – относительный коэффициент поглощения длинноволновой радиации подстилающей поверхностью,  $E_a$  – встречное излучение атмосферы,  $E_{\text{эф}}$  – эффективное излучение подстилающей поверхности ( $E_{\text{эф}} = E_s - \delta E_a$ ) [Пономаренко и др., 1965; Compendium of lecture..., 1986].

В общем виде, эффективное излучение подстилающей поверхности при сплошной облачности можно записать в виде [Матвеев, 1984]:

$$E_{\text{эф}} = \delta \sigma T_0^4 - \delta a T_1^4 - \delta(1 - a) \sigma T_{HGO}^4, \quad (1.15)$$

где  $\sigma$  – постоянная Стефана-Больцмана ( $5,670367 \cdot 10^{-8}$  Вт $\cdot$ м $^{-2} \cdot$ К $^{-4}$ ),  $T_0$  – температура земной поверхности,  $T_1$  – температура слоя между облаком и землей,  $T_{HGO}$  – температура НГО,  $a$  – относительный коэффициент поглощения атмосферы. Первое слагаемое уравнения – собственное излучение подстилающей поверхности ( $E_s$ ), второе – излучение слоя, расположенного между облаком и землей, третье – часть излучения облака, дошедшая до земной поверхности. Величина эффективного излучения подстилающей поверхности будет зависеть от количества облаков разного яруса, высоты их расположения, горизонтального градиента температуры и времени года. С увеличением температуры земной поверхности эффективное излучение увеличивается, при наличии облачности величина эффективного излучения уменьшается [Матвеев, 1984].

Облачность влияет на радиационный баланс подстилающей поверхности двояко – ее наличие меняет как приходную часть уравнения – суммарную радиацию, так и расходную – эффективное излучение и отраженную радиацию (уравнение (1.14)) [Мазин, 1989].

### 1.3 Физические принципы определения влагосодержания атмосферы и водозапаса облаков по измерениям в ИК и МКВ областях электромагнитного спектра

Большая часть энергии, излучаемой Солнцем, лежит в ВД и БИК частях спектра (15000–25000 см<sup>-1</sup>). Земля излучает в основном в средней ИК области [200–2000 см<sup>-1</sup>], поскольку температура ее поверхности меньше [Фейгельсон, 1970; Кондратьев и др., 1984; Ку-Нан Лиоу, 1984]. Атмосфера Земли является собой механическую смесь газов и аэрозолей поглощающую, отражающую и излучающую поступающее электромагнитное излучение от Земли и Солнца. Математически, влияние процессов поглощения, рассеяния, излучения на распространение электромагнитного излучения в какой-либо ослабляющей среде, может быть описано с помощью уравнения переноса излучения [Ку-Нан Лиоу, 1984; Тимофеев и др., 2003; Калинин и др., 2005]:

$$\frac{dI_\lambda}{k_\lambda \rho ds} = -I_\lambda + J_\lambda, \quad (1.16)$$

где  $\rho$  – плотность среды,  $k_\lambda$  – поглощение и рассеяние излучения средой при длине волны  $\lambda$ ,  $I_\lambda$  – интенсивность излучения,  $J_\lambda$  – коэффициент излучения, а  $s$  – расстояние, на которое излучение переносится. Выражение (1.16) – общий вид уравнения переноса излучения, не привязанного к какой-либо системе координат. Если в данном уравнении пренебречь вкладом рассеяния и собственного излучения (т.е.  $J_\lambda = 0$ ), то оно примет вид:

$$\frac{dI_\lambda}{k'_\lambda \rho ds} = -I_\lambda, \quad (1.17)$$

где  $k'_\lambda$  представляет собой только коэффициент поглощения. Решение его будет выглядеть:

$$I_\lambda(s_1) = I_\lambda(0)e^{-k_\lambda u}, \quad (1.18)$$

где  $I_\lambda(0)$  – начальное значение интенсивности,  $s_1$  – расстояние, прошедшее излучением. Данное выражение известно как закон Бугера-Ламберта-Бэра, из которого следует, что интенсивность излучения в однородной среде убывает по экспоненте. В атмосфере данное следствие выполняется с высокой точностью при переносе солнечного и собственного излучения [Ку-Нан Лиоу, 1984].

Под воздействием излучения Земли и Солнца атмосфера генерирует излучение, которое называется *собственным* [Калинин и др., 2005]. Упрощенное уравнение переноса излучения (без

учета рассеяния) заданной частоты  $\nu$  в системе Земля – атмосфера можно представить как [Башаринов и др., 1974; Li et al., 2000; Тимофеев и др., 2003; Калинин и др., 2005]:

$$I_\nu(\nu) = \varepsilon_\nu B_\nu(T_s) \tau_\nu(0, p_s) + \int_0^{p_s} B_\nu(T) W_\nu(p) \frac{dp}{p}, \quad (1.19)$$

где  $I_\nu$  – уходящее излучение,  $\varepsilon_\nu$  – излучательная способность поверхности,  $B_\nu$  – функция Планка,  $T_s$  – температура поверхности земли,  $p_s$  – давление у поверхности земли,  $\tau_\nu$  – коэффициент прозрачности атмосферы, а  $W_\nu$  – это весовая функция, которая характеризует здесь вклад излучения различных уровней атмосферы, и будет зависеть от пропускающей способности атмосферы:

$$W_\nu = - \left\{ 1 - (1 - \varepsilon_\nu) \left[ \frac{\tau_\nu(0, p_s)}{\tau_\nu(0, p)} \right]^2 \right\} \frac{\partial \tau_\nu(0, p)}{\partial \ln p}. \quad (1.20)$$

Функция Планка зависит от температуры излучающего объекта, а пропускание атмосферы – от коэффициента поглощения и профиля плотности распределения поглащающих газов. Из выражения (1.18) видно, что величина уходящего излучения является собой сумму излучения поверхности Земли и собственного излучения атмосферы [Li et al., 2000; Тимофеев и др., 2003; Калинин и др., 2005].

Излучение атмосферы, в отличие от излучения подстилающей поверхности, имеет более сложный характер за счет того, что ее излучение (и поглощение) носит селективный характер. Основная часть солнечного излучения, в диапазоне ультрафиолетового (УФ) и ВД длин волн, поглощается в верхней атмосфере молекулами  $N_2$ ,  $O_2$  и  $O_3$ . Наиболее важным поглащающим компонентами в БИК диапазоне является водяной пар и углекислый газ. Основной поглотитель МКВ области спектра – молекула  $O_2$  и  $H_2O$ . Остальные атмосферные газы проявляются в спектрах поглощения относительно слабо [Хадсон, 1972]. Каждый атмосферный газ поглощает электромагнитную энергию в определенных участках спектра, а затем переизлучает ее. Чем больше будет концентрация молекул поглащающих газов на заданном уровне, тем больше будет вклад весовой функции из уравнения (1.19) и тем меньше будет на этом уровне излучение поверхности и больше излучение атмосферы. Зная спектр поглощения (излучения) газа можно определить его содержание в атмосфере путем измерения спектральной интенсивности излучения [Ку-Нан Лиоу, 1984; Тимофеев и др., 2003]. Кроме полос поглощения различных газов, есть спектральные интервалы, где атмосферное поглощение относительно невелико – *окна прозрачности* атмосферы. Наиболее важные для практики ДЗЗ окна прозрачности расположены в

интервалах 0,3 – 2 мкм (ВД и БИК диапазоны), 8 – 12 мкм, около 4 мкм (ИК-диапазон) и от ~1 мм до 15 – 30 м (МКВ-диапазон) [Ку-Нан Лиоу, 1984; Сюняев, 1986].

Водяной пар является одним из основных газов-поглотителей. Молекула водяного пара нелинейная, состоит из одного атома кислорода, расположенного в вершине равнобедренного треугольника, и двух атомов водорода [Тимофеев и др., 2003]. Взаимодействуя с электромагнитным полем, молекула водяного пара испускает либо поглощает излучение. Происходит это только тогда, когда изменение формы молекулы (при колебании или вращении) сопровождается изменением дипольного момента в пространстве. Молекула водяного пара имеет три вида колебаний. Два валентных колебания, когда атомы симметрично/ассиметрично растягиваются, и одно деформационное колебание – когда меняется угол между атомами [Ку-Нан Лиоу, 1984; Тимофеев и др., 2003]. Так, молекула  $H_2O$  имеет вращательный спектр и три колебательно-вращательные полосы поглощения. Поскольку энергия колебаний гораздо больше энергии вращательной – их частоты находятся в разных областях спектра. Вращательный спектр поглощения водяного пара обеспечивает практически полное поглощение излучения в дальней ИК и МКВ области (от 8 мкм до нескольких см). Колебательно-вращательный спектр  $H_2O$  поглощает в ВД и БИК областях. Наиболее интенсивные полосы поглощения здесь 2,66 – 3,3 мкм и 6,25 мкм, остальные колебательно-вращательные полосы поглощения с центрами около 1,87, 1,38, 1,1, 0,94 и 0,81 мкм, а также слабые полосы в видимой области спектра имеют меньшую интенсивность. Каждой полосе поглощения соответствует сотни колебательно-вращательных линий [Ку-Нан Лиоу, 1984; Калинин и др., 2005]. За счет различных механизмов уширения (эффект Доплера, столкновение молекул, интерференция линий) контуры этих линий уширяются, что осложняет задачу расчета спектра поглощения (излучения) водяного пара, необходимого для моделирования процессов переноса электромагнитного излучения в атмосфере [Герман, 1985; Тонков, 2001; Тимофеев и др., 2003]. На сегодняшний день существует несколько спектроскопических баз данных, которые содержат параметры пригодные для вычисления контуров отдельных спектральных линий поглощения различных атмосферных газов в широком диапазоне температур и давлений. Спектральные параметры необходимы для точного (полинейного) моделирования переноса излучения в атмосфере.

Ослабление электромагнитного излучения в атмосфере происходит также за счет частиц облаков и осадков. Оптические и радиационные характеристики излучения капель воды и кристаллов льда различны. Для нахождения характеристик взаимодействия излучения с аэрозольными частицами последние математически моделируются как тела определенной формы. Для капель воды характеристики излучения зависят от их размеров [Мазин и др., 1989]. Вычисление параметров рассеяния света на каплях проводится по теории Ми, описывающей рассеяние электромагнитного излучения на сферических частицах. Величина рассеяния напрямую

зависит от размера частицы. Например, если частиц намного меньше длины волны, то наблюдается частный случай теории Ми – рэлеевское рассеяние [Ку-Нан Лиоу, 1984]. Если размер частицы значительно превышает длину волны падающего излучения, то частным случаем теории Ми является геометрическая оптика, когда отражение и преломление света на границах водяной сферы описывается формулами Френеля [Тверской, 1962; Хромов и др., 1974; Ку-Нан Лиоу, 1984].

Центры полос поглощения жидкой воды в ИК диапазоне расположены на 2,94, 4,95, 6,1, 17 и 62 мкм. В МКВ диапазоне ослабление излучения будет зависеть от ряда факторов. Рассеяние МКВ излучения в облаках, в том числе и крупнокапельных, невелико и им можно пренебрегать при расчетах. Ослабление излучения из-за поглощения будет зависеть от длины волны и водности облака. Капли осадков крупнее облачных частиц, поэтому рассеяние МКВ излучения значительно как в миллиметровом так и в сантиметровом диапазонах, особенно при ливневых осадках, где наблюдается рассеяние даже длин волн более 10 см [Герман, 1985].

Для ледяных кристаллов характеристики излучения зависят не только от их размеров, но и от формы и ориентации кристалла относительно распространения излучения. Из-за разнообразия форм ледяных кристаллов интенсивности ослабления и рассеяния будут зависеть от множества факторов. Поэтому при расчете оптических характеристик активно используются модели, учитывающие наличие в атмосфере кристаллов определенных форм.

Для всех фазовых состояний характерна зависимость оптических характеристик от комплексных показателей преломления. Величина комплексного показателя преломления:

$$m = n - i\kappa , \quad (1.21)$$

где  $n$  и  $\kappa$  – действительная и мнимая части. Комплексный показатель преломления зависит от длины волны, температуры, геометрической структуры и фазового состояния частиц облачного вещества.

Скапливаясь в облаках и туманах кристаллы льда и капли жидкой воды создают сложную среду поглощающую, рассеивающую и преломляющую атмосферное излучение и излучение Земли [Мазин и др., 1989]. Облачность значительно ослабляет коротковолновую радиацию, а влияние облачности на длинноволновое излучение зависит от ряда факторов – типа облачности, ее количества и пр. Для кучевообразной облачности большое значение имеет размер отдельных облаков, их высота расположения и горизонтальная протяженность. Для слоистообразной – микроструктура и вертикальная протяженность [Фейгельсон, 1970; Кондратьев и др., 1984; Мазин и др., 1989].

## 1.4 Методики моделирования переноса ИК и МКВ излучения в земной атмосфере

В основе пассивных методов дистанционного зондирования лежит регистрация собственного излучения Земли и атмосферы и / или отраженного солнечного излучения спутниковыми сенсорами. Измерение характеристик излучения атмосферы является основой для определения ее параметров. В свою очередь, интенсивность излучения атмосферы будет зависеть от поля температуры, влажности, концентрации газовых составляющих атмосферы, наличия облачности и т.д. Зная распределение этих параметров в столбе атмосферы можно, с некоторыми погрешностями, используя уравнение переноса, рассчитать величину излучения этого столба. Такая задача называется *прямой*. Соответственно, восстановление по измеренному, с помощью спутникового прибора, излучению параметров атмосферы – *обратная* задача [Ку-Нан Лиоу, 1984; Гуди, 1966; Калинин и др., 2005]. Для решения обратной задачи необходима значительная точность измерений прибора и наличие априорной информации.

При решении обратной задачи предполагается, что известны спектральное распределение интенсивности уходящего излучения на верхней границе атмосферы и параметры взаимодействия электромагнитного поля со средой (коэффициенты поглощения, рассеяния, излучения и пр.). Схематично обратную задачу дистанционных методов измерений физических параметров среды можно выразить как [Калинин и др., 2005]:

$$B + A + G \rightarrow X, \quad (1.22)$$

где  $B$  – характеристики поля электромагнитного излучения,  $A$  – параметры взаимодействия поля со средой,  $G$  – граничные условия,  $X$  – искомые параметры физического состояния среды (температура атмосферы или п.п., концентрации поглощающих молекул, влажность, скорость ветра и пр.). Решение обратной задачи – это, в общем случае, определение вертикальных профилей температуры и концентраций искомых атмосферных газов (например, водяного пара), оптических характеристик подстилающей поверхности, обеспечивающие согласие измеренного и расчетного спектра излучения на верхней границе атмосферы [Тимофеев и др., 2003].

Для определения концентрации или общего содержания какого-либо газа или аэрозоля в атмосфере могут использоваться измерения в полосах поглощения их молекул или частиц. Например, величина влагосодержания безоблачной атмосферы и водозапаса облачной могут быть рассчитаны с использованием каналов ВД, ИК и МКВ-диапазонов. Измерения уходящего излучения в каналах прозрачности атмосферы используются для восстановления характеристик подстилающей поверхности Земли или облаков [Тимофеев и др., 2003]. Как и любые другие методы измерений, дистанционные измерения имеют ряд ограничений (таких как низкое

пространственное разрешение, неустойчивая калибровка, необходимость высокой чувствительности радиометров) и погрешностей (случайных или систематических). Поэтому восстановленные параметры необходимо подвергать сравнению с эталонными данными (наземные и другие измерения), для определения точности восстановления.

Методы «обращения» спутниковых измерений для получения параметров состояния атмосферы имеют разный подход, каждый из которых обладает своими достоинствами и недостатками. Подход восстановления параметров атмосферы, основой которого является модель переноса излучения, носит название *физического*. После моделирования радиояркостной температуры уходящего излучения проводится решение обратной задачи ДЗЗ с использованием полученных результатов расчетов. Для этого часто используются линейная / нелинейная регрессии, нейронные сети и пр. [Mitnik et al., 2003; Bobylev et al., 2010]. Для расчетов важно, чтобы значения искомой характеристики, на основе которых осуществляется поиск зависимости, охватывали как можно более широкий диапазон. Конечная точность метода напрямую зависит от точности исходной модели – чем больше параметров поглощения будет учтено, тем меньше будет ошибка. Впервые алгоритм начал широко применяться 1980-х и с течением времени был значительно усовершенствован за счет развития полинейного моделирования и использования его результатов в расчетах [Заболотских, 2016]. Статистические методы решения обратной задачи основаны на поиске корреляционной зависимости между геофизическими параметрами и измеряемыми радиояркостными температурами. Характеристики этой корреляционной связи находят путем статической обработки большого числа прямых измерений искомых параметров и совмещенных во времени и пространстве измерений радиояркостных температур [Ку-Нан Лиу, 1984; Graeme, 1994; Гуди, 1966; Заболотских, 2016]. Статистические алгоритмы, основанные на нелинейном регрессионном анализе, могут быть близки к физическим алгоритмам, поскольку они логарифмически линейны яркостной температуре [Mitnik et al., 2003]. Но статистический подход, обладая очевидным преимуществом в простоте, имеет и ряд недостатков. Ошибки измерений, а, следовательно, основанные на них коэффициенты регрессии, ошибки пространственно-временного совмещения и др. вносят свой вклад в конечную точность. На практике, вместо чисто физического или чисто статистического алгоритмов применяют ту или иную их комбинацию, *физико-статистический* подход [Rodgers, 2000; Успенский и др., 2005; Успенский, 2010]. Так, метод восстановления параметров атмосферы может включать в себя следующие основные блоки:

- расчет радиационной модели атмосферы и подстилающей поверхности, включающей в себя коэффициенты поглощения атмосферных газов, облачных частиц, осадков и излучательные способности различных типов поверхности;

- расчет интенсивности излучения атмосферы и поверхности в искомом диапазоне длин волн основными численными алгоритмами;
- алгоритм решения нелинейной обратной задачи;
- оценка точности восстановленных параметров с помощью априорной информации о распределении метеопараметров атмосферы и поверхности [Щукин и др., 2009].

Решение прямой задачи является основой моделирования переноса излучения в атмосфере. Здесь определяется величина излучения на верхней границе атмосферы, при заданных параметрах атмосферы и излучающей поверхности. Модели переноса излучения имеют широкий спектр применений, в том числе, их расчетные значения используются в качестве априорных для восстановления параметров атмосферы [Graeme, 1994]. Прямое решение уравнения переноса излучения достаточно сложно и может быть осуществлено разными методами: методом Монте-Карло, методом дискретных ординат и пр. Само уравнение переноса излучения (1.16) является уравнением для монохроматического излучения, т.е. рассчитывает величину излучения только для единичной частоты. На деле же, ни один атмосферный источник или спутниковый приемник электромагнитного излучения не является чисто монохроматическим. Поэтому, для расчета излучения поверхности Земли или моделирования измерений спутниковых приборов, т.е. для вычисления излучения в спектральном диапазоне заданной ширины, необходимо интегрировать уравнение переноса излучения по всей полосе частот. Самым точным способом будет перебор всех спектральных линий газов из всего рассматриваемого диапазона и расчет величины излучения на верхней границе атмосферы для каждой из них. Такой способ расчета называется *полинейным* (line-by-line). Полинейные расчеты наиболее точные, но занимают значительное количество времени. Более быстрый, но менее точный метод решения уравнения переноса излучения это использование функций спектрального пропускания (ФСП), характеризующих среднее пропускание атмосферного слоя в полосах атмосферных газов в зависимости от температуры, давления, а, иногда (например, для водяного пара) от самой концентрации газа. С использованием ФСП расчеты упрощаются и скорость вычислений возрастает, поэтому радиационные модели, использующие ФСП, называются быстрыми [Graeme, 1994; Thomas et al., 1999].

Существует несколько полинейных моделей (4A / OP, ARTS, BTRAM и др.), в том числе и разработанная в Американской корпорации AER (Atmospheric and Environmental Research) точная полинейная модель LBLRTM. Модель LBLRTM производит расчет излучения в диапазоне от УФ излучения до субмиллимитрового. Расчеты модели LBLRTM тщательно проверяются на экспериментальных данных и постоянно улучшаются. Основное ее преимущество – учет последних исследований в области атмосферной спектроскопии. Как и все полинейные модели LBLRTM для расчета необходимы характеристики спектральных линий (таких как центр линии,

ширина и форма линии и пр.). Существуют базы данных по параметрам тонкой структуры – *спектральные атласы* [Clough et al., 2005; Jacquinet-Husson et al., 2008]. Для количественного описания молекулярного поглощения используется все большее число спектроскопических параметров. Чем детальнее рассмотрены в модели различные физические механизмы, определяющие поглощение, тем больше будет точность расчетов [Тимофеев и др., 2003]. На сегодняшний день существует два наиболее обширных спектральных атласа: HITRAN (США) и GEISA (Франция). Последняя версия атласа HITRAN содержит спектроскопические параметры для полинейного расчета поглощения и излучения 49 молекулами. Спектральный атлас GEISA включает в себя параметры для 52 молекул и порядка 118 изотопов. Зачастую для расчетов полинейной модели используют комбинацию спектральных параметров из обоих атласов [Jacquinet-Husson et al., 2008; HITRAN online; Gordon et al., 2017].

Поскольку при моделировании спутниковых измерений главную роль играет скорость их обработки, активное развитие получили быстрые радиационные модели (БРМ) с использованием ФСП. У современных спутниковых приборов огромное количество каналов (например, у ИК-зондировщика ИКФС-2 2670 каналов), что налагает высокие требования к быстродействию моделирования. Увеличение скорости обработки достигается упрощением расчетов – использовании простых аналитических выражений, интерполяционных схем, без непосредственного интегрирования уравнения переноса излучения. Некоторые существующие БРМ: CRMT, DART, RTTOV и пр. БРМ создаются под определенный спутниковый прибор, моделируя излучение для каналов выбранного инструмента. Так, модель RTTOV существует в вариациях RT IASI для прибора IASI, SARTA для прибора AIRS и т.д. [Matricardi, 2003; Успенский, 2010; Успенский и др., 2013 (А); Пяткин и др., 2014]. Расчеты БРМ базируются на результатах вычислений точных полинейных моделей – они используются в качестве «предиктантов» при расчете уравнений регрессии. Помимо этого, БРМ требует задание параметров состояния атмосферы (профиль температуры, распределение водяного пара и озона по стандартным высотам, температура и излучательная способность подстилающей поверхности и пр.) [Успенский и др., 2013 (А)]. Развитие космических приборов требует все большей скорости обработки большого объема данных, в ответ на это появились *супербыстрые* модели радиационных расчетов. Их производительность улучшена за счет использования алгоритмов метода главных компонент (МГК), сжимающих данные измерений и фильтрующие инструментальный шум. Модели, использующие МГК называют БРМГК (PCRTM – Principal Component Radiative Transfer Model) [Huang et al., 2001; Aires et al., 2002; Успенский и др., 2003].

Стоит отметить, что стандартное моделирование уходящего излучения, как быстрое, так и точное, происходит в условиях безоблачной атмосферы. Для задания облачности при моделировании измерений разрабатываются различные методы и алгоритмы (например,

трехмерный алгоритм метода Монте-Карло [Рублев и др., 2004]), либо расчеты производятся в приближении абсолютно непрозрачной серой поверхности с заданным значением излучения и высотой расположения [Разработка новых и модификация..., 2015]. Последние версии RTTOV позволяют задать данные о параметрах облачности и таким образом провести моделирование с учетом ее наличия [Успенский, 2010].

При восстановлении параметров атмосферы с помощью БРМ необходимо провести ее «обучение» на атмосферных данных. В качестве учебных наборов используют глобальные наборы профилей атмосферы, охватывающих максимально возможные условия распределения метеовеличин. Основой для создания некоторых таких наборов является база данных Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF). Из огромного набора данных моделей Cy30R2 и Cy32R2, содержащих 121 462 560 профилей, простирающихся от подстилающей поверхности до 0,01 гПа, формируются наборы данных меньшего объема, но охватывающие при этом как можно больше условий состояния атмосферы – наборы профилей M. Matricardi (рисунок 1.1), IFS-91, IFS-137 и пр. [Reima et al., 2006; Matricardi, 2008].

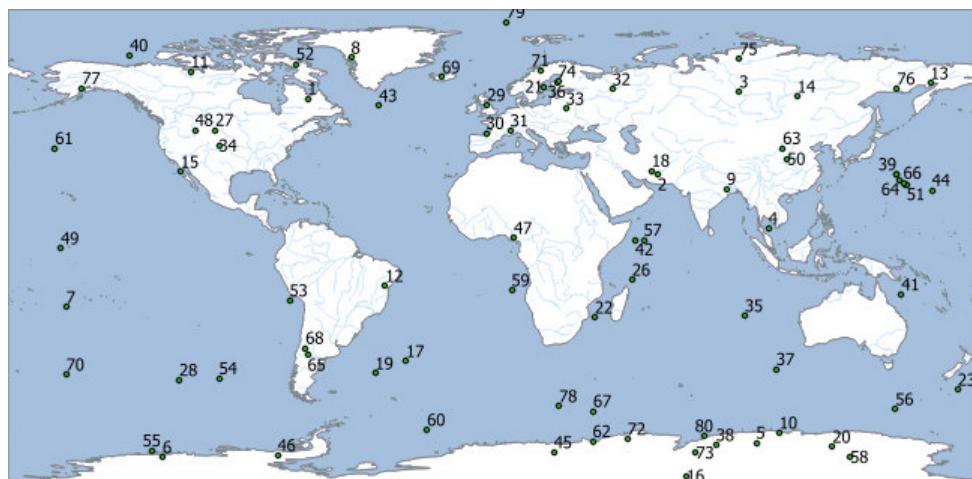


Рисунок 1.1 – Карта распределения набора атмосферных профилей M. Matricardi. Номер точки соответствует номеру профиля

Для создания базы M. Matricardi было специальным образом отобрано 12 564 профилей за 2006 – 2007 гг., проинтерполированных по 101 уровню давления. Из них случайным образом сделана выборка в 70 профилей. При этом выбранный набор профилей представляет весь диапазон изменения температуры атмосферы и имеет равномерное распределение атмосферных составляющих. Еще 10 профилей были выбраны вручную для лучшего охвата регионов вблизи от минимальных и максимальных значений температуры. Также, были добавлены экстремальные профили (выбранные из 12 564) с минимальными и максимальными значениями, и усредненный профиль из 82 профилей. Полученный набор из 83 профилей M. Matricardi хорошо описывает

возможные состояния атмосферы, содержит примерно равное количество профилей со значительным / незначительным количеством водяного пара («сухих» и «влажных» профилей) [Matricardi, 2008]. На рисунке 1.1 представлено пространственное распределение атмосферных профилей M. Matricardi. В каждом профиле содержится информация о дате замера, широте и долготе, давлении у подстилающей поверхности (гПа), давлении (гПа), температуре (К) и концентрации  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $O_3$ ,  $N_2O$ ,  $CO$  и  $CH_4$  ( $ppm_v$ ) для 101 уровня атмосферы [Разработка новых и модификация..., 2015]. В моделях M. Matricardi непосредственно задается спектральная излучательная способность земной поверхности (вода, снег, лед, пустыня, лес и пр.), для которой они получены.

В последние годы разрабатываются программные комплексы (ПК), обеспечивающие автоматическое построение БРМ для конкретного прибора и ее использование. В России созданы ПК для валидации и обработки данных отечественных метеоспутников. Например, ПК SatRaS (Satellite Radiance Simulator), разработанный совместно ФГБУ «НИЦ «Планета» и ИВМиМГ СО РАН, предназначен для моделирования измерений российских спутниковых сканеров и зондировщиков как в ИК, так и в МКВ областях спектра (ИКФС-2, МТВЗА-ГЯ, МСУ-МР, МСУ-ГС и пр.) [Успенский и др., 2013 (А); Разработка новых и модификация..., 2015]. Также разрабатываются ПК для «обращения» спутниковых данных и получения параметров атмосферы. Например, ПК ТВЗА-ИК и ДЗА-ИК, разработанные ФГБУ «НИЦ «Планета» совместно с Санкт-Петербургским государственным университетом для обработки измерений ИКФС-2. ПК ТВЗА ИК проводит оценки вертикальных профилей температуры и водяного пара атмосферы (ТВЗА), а ДЗА ИК – восстанавливает значения концентрации озона и малых газовых составляющих. Эти ПК позволяют пользователю производить численное решение обратной задачи с помощью множественных линейных регрессий (МЛР), либо с применением технологии машинного обучения – искусственных нейронных сетей (ИНС), классификации Байеса, кластеризации, дерева решений, случайного леса и пр. [Программный комплекс..., 2015 (А); Программный комплекс..., 2015 (Б); Machinelearningmastery...; Заболотских, 2016].

## 1.5 Развитие методов определения влагосодержания и водозапаса в атмосфере

Оценка влагосодержания безоблачной атмосферы и водозапаса облачной проводится с помощью наземных и спутниковых измерений. Наземная оценка влагосодержания считается наиболее точной и проводится по измерениям аэрологических зондов о распределении влажности по высоте. Однако измерения влажности радиозондами имеет ряд погрешностей, как систематических, возникающих при переходе от показаний радиозондов к параметрам

окружающей среды, так и случайных [Зайцева и др., 1978; Фридзон, 2004]. Дополнительные ошибки вносит ограниченная высота таких наблюдений и интегрирование при расчете влагосодержания [Miloshevich et al., 2009]. Из-за высокой стоимости каждого запуска радиозонда и сокращения метеостанций количество наблюдений сокращается, что ограничивает применение этих данных [Руководство по практике..., 2003].

Разработке методик, восстанавливающих интегральные параметры влагосодержания атмосферы и водозапаса облаков по данным дистанционного зондирования, посвящено большое количество работ. Несмотря на это, точность определения характеристик влажности значительно ниже, чем точность восстановления других величин (например, температуры). Методы оценки величин влагосодержания и водозапаса подразделяются в зависимости от используемого диапазона длин волн на следующие группы:

- 1) использующие ИК и БИК излучение;
- 2) использующие ИК излучение;
- 3) использующие МКВ излучение.

Первая группа позволяет оценивать влагосодержание по измерению поглощения солнечного излучения, отраженного поверхностью Земли или облаками. Методы имеют существенное ограничение, поскольку измерения могут проводиться только в дневное время. Используются измерения вблизи линий поглощения водяного пара: 0,9 – 0,94 мкм для БИК и 430 – 480 нм в видимом диапазоне. Поглощение водяным паром в видимом диапазоне не такое интенсивное, как на более длинных волнах, но, тем не менее, существенно. В работах, посвященных использованию синей области видимого спектра, обнаружено, что данный диапазон обладает некоторыми преимуществами. Альбедо подстилающей поверхности в этом диапазоне более однородное, и восстановленное влагосодержание более точное, в особенности на границе суши / океан. Для восстановления используют измерения инструмента OMI KA Aura [Gao et al., 2003]. В БИК области спектра восстановленное влагосодержание над поверхностью океана обладает меньшей точностью, поскольку альбедо поверхности воды в этих диапазонах мало. Здесь используются измерения инструментов MODIS KA Terra и Aqua, VIRS и пр. [Gao et al., 2003; Barducci et al., 2004].

Вторая группа методов использует измерения собственного излучения Земли ИК диапазона на линиях поглощения водяного пара и в окнах прозрачности атмосферы. Такие методы носят название «расщепленного окна прозрачности» или split-window. Существует целое множество различных интерпретаций этого метода [Choudhury et al., 1995; Ottle et al., 1997; Bennartz et al., 2001; Albert et al., 2005; Schroedter-Homscheidt et al., 2008; Zhang et al., 2015]. Метод не требует обязательного наличия канала вблизи линии поглощения водяного пара (6,3 мкм) и, как правило, используется пара каналов 11 и 12 мкм [Kleespies et al., 1990; Schroedter-Homscheidt et al., 2008].

Измерения здесь могут проводиться в любое время суток, однако, алгоритм неприменим для облачной атмосферы и расчета водозапаса. Достаточная точность методов отмечается над поверхностью суши и морем, но малая над поверхностью снега и льда, из-за их высокого альбедо [Li et al., 2003; Buehler et al., 2012]. Кроме того, ИК-методы в расчетах используют большое количество упрощений и допущений, в виду чего, необходима тщательная валидация таких продуктов [Заболотских, 2016]. Для реализации методов используются следующие сканеры: TIRS KA Landsat-8, IASI KA Metop-a, b, SEVIRI KA серии Meteosat, AVHRR KA серии NOAA, CrIS KA Suomi-NPP и пр. [Wang et al., 2014; Ren et al., 2015].

Наличие в МКВ спектральной области резонансных линий поглощения водяного пара и капель воды позволяет определять влагосодержание и водозапас атмосферы [Митник, 1977]. Характеристики влажности могут быть определены с помощью МВК методов как над сушей, так и над морем, но большинство методов разработано для поверхности океанов из-за их пространственной однородности. В России использование микроволнового излучения для оценки параметров подстилающей поверхности и атмосферы впервые было осуществлено по данным измерений КА Космос-243 [Башаринов и др., 1969]. На его борту было установлено 4 сверхвысокочастотных (СВЧ) радиометра, направленных в nadir, для измерения радиоизлучения Земли в диапазонах длин волн 0,8, 1,35, 3,4 и 8,5 см. Этот проект опередил аналогичные американские исследования на спутнике Nimbus-5 более чем на четыре года [Гурвич и др., 2010]. Синхронные измерения со спутника в четырех участках спектра позволили определить, помимо других параметров, и содержание жидкой воды и общего количества водяного пара в столбе атмосферы [Башаринов и др., 1970; Аквилова и др., 1971]. Полученные значения имели погрешность около  $2 - 4 \text{ кг}/\text{м}^2$  [Аквилова и др., 1971; Mitnik et al., 2003].

За рубежом началом спутниковых пассивных микроволновых наблюдений служит запуск КА Nimbus-5 с микроволновым спектрометром NEMS и микроволновым радиометром ESMR на борту [Матвеев, 1984]. Запуск первого хорошо калиброванного радиометра SSM/I в 1987 положил начало нового этапа в развитии спутниковых пассивных микроволновых методов [SSM / I Version-7...]. В последующих исследованиях алгоритмы становятся более физически обоснованными и опираются на моделирование переноса излучения. Как правило, такие алгоритмы были основаны на измерениях в 2 – 3 каналах. В качестве входных данных использовались данные КА Seasat, Nimbus-5, -6 и -7 / прибор SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer), DMSP / прибор SSM / I (Special Sensor Microwave-Imager), NOAA-15 / прибор AMSU (Advanced Microwave Sounding Unit) [Alishouse et al., 1990 (A); Alishouse et al., 1990 (Б); Greenwald et al., 1993; Wentz, 1997; Guissard, 1998; Kawanishi et al., 2003]. Дальнейшее развитие алгоритмы получили после запуска радиометров серии Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR) на борту КА ADEOS-II и радиометра AMSR-E на борту спутника Aqua в 2002

году [Kawanishi et al., 2003; Заболотских, 2016]. Большая количество частотно-разделенных каналов измерений радиометров значительно повысили точность восстанавливаемых параметров.

Метод расщепленного окна прозрачности может быть применен и для микроволнового излучения. Для этого используются различные частоты вблизи линий поглощения водяного пара и в окне прозрачности атмосферы. Например, восстановление влагосодержания над поверхностью суши проводят с использованием частоты 22,235 ГГц [Deeter, 2007; Караваев и др., 2016]. При наличии облаков частота 22,235 ГГц может быть использована и для одновременного восстановления влагосодержания атмосферы и водозапаса облаков [Щукин и др., 2006; Щукин и др., 2011]. Использование частот вблизи сильной линии поглощения 183 ГГц позволяет восстанавливать не только влагосодержание, но и профили распределения влажности по высотам [Bernardo et al., 2013; Караваев и др., 2017]. Частоты 35 – 89 ГГц, за счет их высокой чувствительности к детектированию капель воды, могут быть использованы для определения водозапаса облачности над поверхностью суши [Combs et al., 1998; Deeter et al., 2006]. Многопараметрические алгоритмы используют большее количество частот радиометров, но одновременно восстанавливают при этом не только влажностные характеристики, но и параметры поверхности океана (скорость приводного ветра, температура поверхности океана) [Wentz, 1997]. Метод расщепленного окна широко применяется при оценке влагосодержания и водозапаса наземными МКВ радиометрами [Westwater, 1978; Образцов и др., 2001; Караваев и др., 2016]. Поскольку наземные МКВ-измерения проводятся в квази-непрерывном режиме, данные часто используются для валидации [Guiraud et al., 1979]. Восстановление влагосодержания по данным СВЧ-измерений над полярными регионами сопряжено с определенными трудностями из-за высокого излучения поверхности. Разрабатываются специальные подходы для интерпретации спутниковых данных над поверхностью льда / снега [Melsheimer et al., 2008; Bobylev et al., 2010; Perro et al., 2015].

Одним из алгоритмов определения значений влагосодержания и водозапаса является интегрирование ранее восстановленных профилей атмосферы [Pougatchev et al., 2009; Liu et al., 2013]. Получение данных ТВЗА возможно как по информации ИК, так и МКВ диапазонов спектра. Они достаточно хорошо отработаны за рубежом и в нашей стране. Уже с середины 80-х годов оперативно производилось восстановление профилей распределения метеовеличин. Поэтому исследования последних лет посвящены увеличению точности восстановления, что применительно к ИК методам означает переход к приборам высокого спектрального разрешения типа Фурье-спектрометра или дифракционного спектрометра. Спутниковые оценки профилей относительной влажности в тропосфере, по рекомендациям ВМО должны быть не хуже 10 % при вертикальном разрешении 1 – 2 км [Успенский, 2013 (Б)]. Методы и алгоритмы получения данных

ТВЗА аналогичны перечисленным ранее – физические, статистические и физико-статистические [Поляков, 2014].

В последние годы широкое распространение получил спутниковый метод оценки влагосодержания безоблачной атмосферы с использованием сигналов навигационных спутников ГЛОНАСС и GPS. Величина интегрального влагосодержания определяется по измеряемым фазовым задержкам сигнала спутников [Bevis et al., 1992; Lukhneva et al., 2016]. Плотность покрытия сетями GPS и непрерывность этих данных позволяет получить значений влагосодержания над любой точкой земного шара, при наличии GPS-станции. Точность таких измерений достаточно высока не только над поверхностью моря, но и над сушей, что позволяет проводить валидацию по этим данным [Raja et al., 2008]. В ряде работ предлагается использовать измерения влагосодержания по GPS-данным для наукастинга и прогнозов погоды малой заблаговременности [Shoji, 2009; Benevides et al., 2015].

С помощью параметров облачности, восстановленных по спутниковым данным, возможен расчет характеристик водности (LWP) и лёдности (IWP) облака, а, следовательно, и водозапаса [Minnis et al., 1998]. Восстановление количественных и качественных характеристик облачности часто осуществляется автоматизированными программными комплексами (АПК). Первые технологии автоматического восстановления количественных характеристик облачности имели малую оправдываемость ввиду отсутствия учета физических процессов, протекающих в атмосфере. Последующие исследования и наработки в области динамики и физики атмосферы (в том числе микрофизики облаков и осадков) и развитие космической техники способствовали созданию современных научных алгоритмов, позволяющих с хорошей достоверностью детектировать облачность и оценивать ее параметры [Герман, 1975; Гарбук и др., 1997]. Повышение качества расчета количественных характеристик облачности позволило использовать данную информацию для наукастинга, а также в целях климатических исследований облачного покрова и осадков. АПК включают в себя алгоритмы, которые поэтапно дешифрируют облачные пиксели и восстанавливают параметры облачного покрова, такие как: температура и высота ВГО, оптическая плотность облачного слоя, фазовое состояние облачных частиц и их эффективный радиус, классификация облачности и пр. [Lavanant, 2002; Heidinger, 2014; MSG Meteorological Products..., 2015; Волкова, 2017]. Точность расчета водозапаса имеет прямую зависимость от точности восстановления параметров облачности. Поэтому, необходимо проводить оценки полученных параметров облачности, определять степень их достоверности на независимых данных (климатические оценки, наземные метеонаблюдения, данные доплеровских метелокаторов, данные лидаров и спутниковых наблюдений) [Lavanant, 2002; Heidinger et al., 2012; Волкова, 2017; Волкова, 2018 (а)].

Оценка различных методов восстановления влагосодержания и водозапаса показывает, что установленная ВМО требуемая точность в 5 – 15 % и 20 % соответственно для каждой величины, достигается только при благоприятных погодных условиях. Отсутствие осадков и мощной облачности с водозапасом больше  $0,3 - 0,5 \text{ кг}/\text{м}^2$  позволяет интерпретировать спутниковые данные в пределах обозначенных требований. Наличие осадков увеличивают ошибку в несколько раз, а оценки превышают необходимую заданную точность. Оценка точности восстановления водозапаса часто совсем не объективна, из-за использования в сравнении данных моделирования или данных МКВ наземных измерений, обладающих также значительными погрешностями [Образцов и др., 2001; Заболотских, 2016].

## 1.6 Технические характеристики и принципы действия бортовой целевой аппаратуры космических аппаратов серии «Метеор-М»

Космический комплекс гидрометеорологического и океанографического обеспечения «Метеор-М» был разработан в рамках Федеральной космической программы России на 2001 – 2030 гг. [Satellite Programme...]. Данная спутниковая система предполагала запуск 9 КА с солнечно-синхронной орбитой, созданных для обеспечения специалистов различных научных направлений и государственных ведомств оперативной метеорологической и гидрологической информацией [Акопов и др., 2004; Горбунов и др., 2008; Макриденко и др., 2009]. В соответствии с планом программы в 2009 году был запущен первый КА серии – «Метеор-М» №1. В 2014 году был запущен КА «Метеор-М» №2, после чего КА «Метеор-М» №1 завершил программу исследований и был выведен из эксплуатации. В 2017 году, при запуске с космодрома Восточный третьего КА серии «Метеор-М» №2-1, возникла нештатная ситуация, в результате которой КА не был выведен на целевую орбиту и упал в Атлантический океан. В начале 2019 г. был успешно выведен на орбиту третий КА «Метеор-М» №2-2, летные испытания которого завершились в декабре 2019 г. Таким образом, на сегодняшний день в оперативном режиме функционирует два КА серии – «Метеор-М» №2 и «Метеор-М» №2-2. Информация, получаемая с данных КА, позволяет решать ряд задач: проводить анализ погодных условий, контроль озонового слоя, мониторинг морской поверхности, климата и его глобальных изменений и пр. В комплект измерительной аппаратуры «Метеор-М» №2 и №2-2 входят: многозональное сканирующее устройство малого разрешения МСУ-МР, инфракрасный Фурье-спектрометр ИКФС-2, модуль температурно-влажностного зондирования атмосферы МТВЗА-ГЯ, комплекс многозональной спутниковой съемки КМСС, бортовой радиолокационный комплекс БРЛК и др. [Спутниковые системы; Запуск КА «Метеор-М»...]. В рамках данного исследования, интерес представляют

приборы МСУ-МР, МТВЗА-ГЯ и ИКФС-2, остановимся на их характеристиках немного подробнее.

*Прибор МСУ-МР* (многозональное сканирующее устройство малого разрешения) — разработан АО «Российские космические системы». Устройство МСУ-МР является аналогом радиометра AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer), разработанного в Америке и входящего в состав измерительных комплексов спутников серии NOAA и Metop-B. МСУ-МР предназначен, прежде всего, для решения задач гидрометеорологического направления – анализ поля облачности, температуры поверхности и т.д. Прибор принимает потоки излучения, идущие от Земли, на сканирующее вращающееся зеркало, после чего, по мере прохождения излучения через прибор, из общего потока выделяется определенный спектральный интервал. Так, устройство обеспечивает получение изображений в шести спектральных каналах (0,58 – 0,68, 0,725 – 1,1, 1,58 – 1,64, 3,55 – 3,93, 10,3 – 11,3 и 11,4 – 12,4 мкм). Видимые и ближние ИК каналы (от 0,5 до 1,8 мкм) регистрируют отраженное от земной поверхности солнечное излучение, а ИК каналы (от 3,5 до 12,5 мкм) – собственное излучение Земли и атмосферы. Ширина полосы обзора составляет 2800 км, пространственное разрешение – 1 км. Радиометрическая точность прибора в видимом диапазоне составляет 0,5 % относительная и 3 % абсолютная. Радиометрическая точность в ИК-диапазоне – 0,1 К [Satellite Programme...; Запуск КА «Метеор-М»...].

*СВЧ-радиометр МТВЗА-ГЯ* разработан АО «Российские космические системы» для температурно-влажностного профилирования атмосферы, зондирования океана и суши [Акимов и др., 2015]. Зарубежными аналогами устройства являются зондировщики AMSU-A и AMSU-B, установленные на спутниках серии NOAA, и сканер / зондировщик SSMIS КА DMSP-F16 [Макриденко и др., 2009]. Конструкция прибора МТВЗА-ГЯ представляет собой модификацию более ранних МТВЗА (КА «Метеор-М») и МТВЗА-ОК (КА «Сич-1М»). Не касаясь деталей, прибор состоит из вращающегося параболического зеркала (0,65 м), принимающего собственное излучение Земли и атмосферы в МКВ области спектра, и приемник со сканерными каналами (10,6, 18,7, 23,8, 31,5, 36,7, 42, 48 и 91 ГГц) и каналами, используемыми для зондирования атмосферы (52 – 57 ГГц и 183 ГГц) [Болдырев и др., 2008]. Так, для оценки параметров подстилающей поверхности и тропосферы используется информация, полученная в каналах прозрачности атмосферы (т.е. каналах сканера), а для построения профилей распределения температуры и влажности – каналы поглощения кислорода и водяного пара (т.е. каналы зондировщика). Ширина полосы обзора прибора – 1500 км, пространственное разрешение зависит от канала и колеблется от 10 до 100 км. Угол сканирования составляет 65 ° при угле визирования в 53,3 °. Время сканирования 2,5 с, время интегрирования сигнала около 0,02 с [Горбунов и др., 2008; Акимов и др., 2015].

*ИКФС-2 (инфракрасный Фурье-спектрометр)* – совместная разработка ГНЦ ФГУП «Центр

Келдыша», Красногорского завода имени С.А. Зверева (ОАО КМЗ) и НИИ ИСУ МГТУ имени Н.Э. Баумана. Устройство позволяет измерять восходящее излучение Земной поверхности и атмосферы, а, следовательно, анализировать вертикальное распределение температуры и влажности в тропосфере, общее содержание и высотное распределение озона, определять концентрации малых газовых составляющих и пр. Зарубежными приборами аналогами являются IASI (Infrared Atmospheric Sounding Interferometer) спутника Metop-A и CrIS (Cross-track Infrared Sounder) спутника Suomi-NPP. Поток излучения, попадая в прибор, расщепляется и интерфеcирует. Образованная интерференционная картина анализируется, выполняется обратное преобразование Фурье и происходит восстановление спектра входного сигнала в терминах длин волн (т.е. интенсивности излучения источника на различных длинах волн). ИКФС-2 производит съемку в спектральном диапазоне от 5 до 15 мкм, со спектральным разрешением около  $0.5 \text{ см}^{-1}$ . Ширина полосы обзора – 2000 км, пространственное разрешение прибора – 35 км. Радиометрическая точность измерений в терминах эквивалентной температуры 0,25 К [Спутниковые системы...; Запуск КА «Метеор-М»...].

Рассмотренные приборы проходят регулярный мониторинг качества и валидацию спутниковых измерений, обеспечивают данными в соответствии требуемыми уровнем погрешности [Kleespies et al., 2001; Головин и др., 2013; Козлов и др., 2016; Филей и др., 2016; Успенский и др., 2016; Митник и др., 2016; Головин и др., 2017].

### **Выводы по главе:**

1. Водяной пар играет значительную роль в формировании климата и его регулярное измерение необходимо для количественной оценки атмосферы. Глобальное распределение величин влагосодержания безоблачной атмосферы и водозапаса в облаках определяют положение атмосферных фронтов, движения воздушных масс и используются для прогностических целей и климатических исследований.

Водяной пар значительно влияет на точность восстановления параметров подстилающей поверхности и атмосферы по спутниковым данным. Параметры распределения водяного пара в столбе атмосферы учитываются при проведении атмосферной коррекции. Влажностное зондирования атмосферы с помощью КА позволяет определять мгновенные значения водяного пара в момент съемки.

2. Приборы спутников серии «Метеор-М» работают в различных областях электромагнитного спектра. Имеется возможность комплексного использования бортовой целевой аппаратуры КА серии «Метеор-М» для влажностного зондирования атмосферы – детектирования и определения микроструктуры облаков с помощью сканера МСУ-МР и восстановления общего содержания водяного пара по данным радиометра МТВЗА-ГЯ.

3. Для приборов спутников серии «Метеор-М» отсутствуют надежные, прошедшие валидацию по наземным и аэрологическим измерениям, методики определения влагосодержания, а методики определения водозапаса необходимо адаптировать для использования в конкретном регионе.

## ГЛАВА 2. РАЗРАБОТКА И МОДИФИКАЦИЯ МЕТОДИК ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОДОЗАПАСА ОБЛАКОВ И ВЛАГОСОДЕРЖАНИЯ БЕЗОБЛАЧНОЙ АТМОСФЕРЫ

### 2.1 Модификации алгоритмов детектирования облачности и определения ее характеристик

#### 2.1.1 Алгоритмы детектирования облачности и расчета ее характеристик

Расчет водозапаса может производиться на основе восстановленных по спутниковым данным параметров облачности [Minnis et al., 1998]. Для детектирования облачности и расчета ее качественных и количественных характеристик используются системы автоматической обработки спутниковых данных. Как правило, они включают в себя несколько физически обоснованных научных алгоритмов, позволяющих поэтапно с хорошей достоверностью, детектировать облачность и оценивать ее параметры. В целом, все АПК могут быть описаны схемой, представленной на рисунке 2.1.

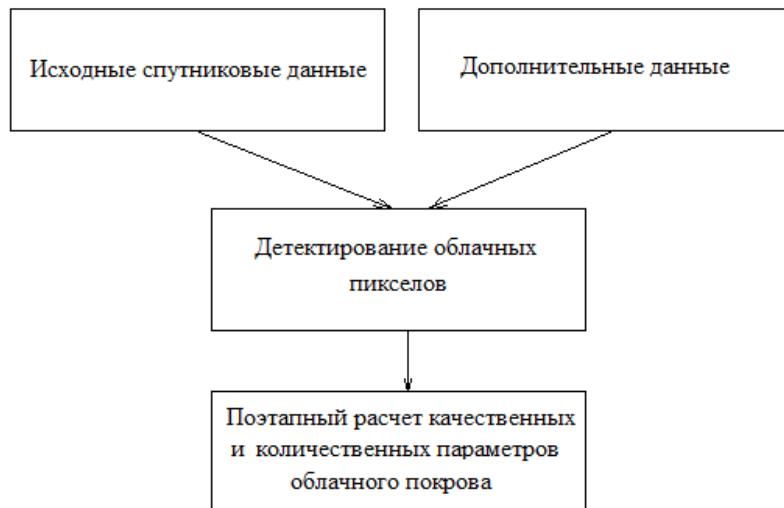


Рисунок 2.1 – Краткая схема основных этапов стандартной автоматической системы дешифрирования облачного покрова

Системы автоматического дешифрирования облачности создаются под определенные приборы и адаптируются для интересующих территорий. Например, в Европейском Центре EUMETSAT с помощью алгоритмов MPEF (Meteorological Products Extraction Facility) определяются параметры облачности по измерениям прибора SEVIRI серии КА Meteosat [MSG Meteorological Products..., 2015]. Французское метеоагентство использует ПК MAIA для обработки данных приборов AVHRR и VIIRS (КА серии NOAA, Metop, Suomi-NPP). ПК MAIA используется мультиспектральную технику пороговых значений, адаптированных к территории Европы

[Lavant, 2002]. Разработанные Кооперативным Институтом Спутниковых Метеорологических Исследований при университете Висконсина-Мэдисона, США (Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies / University of Wisconsin-Madison, USA) научные алгоритмы AWG, активно используются как в США, так и в Китае. Комплекс алгоритмов AWG реализован в ПК CLAVR-x и его отличает гибкость в усвоении спутниковых данных [Heidinger, 2014]. В России также разрабатываются автоматические методики дешифрирования облачности. Одна из них – комплексная пороговая методика (КПМ), созданная в ФГБУ «НИЦ «Планета». КПМ использует измерения КА серии Метеор-М, NOAA и Meteosat [Волкова, 2017; Волкова, 2018 (а, б)].

В диссертационной работе для определения параметров облачности, необходимых для расчета водозапаса, используется комплекс научных алгоритмов AWG, модифицированных автором с учетом международной морфологической классификации ВМО [Антонов и др., 2015 (а, б); Косторная и др., 2016 (а, б), Косторная и др., 2017 (а – ф)]. Преимуществом алгоритмов AWG возможность использования измерений радиометров с различных КА: серии NOAA, Metop, Terra, Aqua, Suomi-NPP, Meteosat, FY и пр. В качестве предикторов алгоритмами используются измеренные спутниковым радиометром спектральные характеристики объектов в каналах 0,6 – 12 мкм и большой объем дополнительных данных: прогностические данные Национального центра по прогнозированию окружающей среды (National Centers for Environmental Prediction (NCEP)); значения температуры, геопотенциальной высоты, относительной влажности у подстилающей поверхности и на различных высотных уровнях, а также направление и скорость ветра у подстилающей поверхности), битовые маски водоёмов, пустынь и т.п. Классификация облачности и расчет ее характеристик происходит по следующим этапам:

1. Алгоритм обнаружения облачности и построения маски облачности. Основан на упрощенном Байесовском классификаторе. Вероятность пикселя спутникового изображения быть облачным, для набора функций F, задается как [Heidinger et al., 2012; Антонов и др., 2015 (а, б)]:

$$P(C_{yes}|F) = \frac{P(C_{yes}) \prod_{i=1}^N P(F_i|C_{yes})}{P(F)}, \quad (2.1)$$

где  $P(C_{yes}|F)$  – вероятность существования множества функций F для облачных пикселей, F – классификаторы облачной маски,  $P(C_{yes})$  – априорная вероятность любого пикселя быть безоблачным ( $P(C_{yes}) = 1 - P(C_{no})$ ),  $P(F|C_{yes})$  – апостериорная вероятность пикселя быть облачным,  $P(F)$  – вероятность существования множества функций F для пикселя, которая находится по следующей формуле [Heidinger et al., 2012]:

$$P(F) = P(C_{yes}) \prod_{i=1}^N P(F_i | C_{yes}) + P(C_{no}) \prod_{i=1}^N P(F_i | C_{no}). \quad (2.2)$$

Алгоритмом используется 6 классификаторов,  $F$ , основанных на измерениях в каналах 0,65, 0,8, 1,61, 3,7, 11 и 12 мкм. После расчета Байесовского классификатора с помощью пороговых значений апостериорной вероятности, формируется четырехуровневая маска облачности со значениями: ясно, возможно ясно, облачно и возможно облачно [Heidinger et al., 2012; Антонов и др., 2015 (a, b)].

2. Алгоритм определения типа облачности и фазового состояния ее частиц. Каждый пиксель облачной маски, идентифицированный как «облачно» классифицируется в одну из семи категорий: туман, облака капельного строения (подразделяются на «теплые» и «холодные» по значениям яркостной температуры на 11 мкм), облака смешанного строения (состоящие из воды и льда), конвективная облачность (развитые по вертикали, оптически плотные облака), многослойная облачность (состоящая из нескольких ярусов) и перистая облачность (прозрачная кристаллическая облачность с малой оптической толщиной). Классификация проводится используя значения яркостных температур в каналах 0,65, 3,7, 11 и 12 мкм, пороговые значения которых разработаны в [Pavolonis et. al., 2004; Косторная и др., 2017 (a, b)].

3. Алгоритм определения параметров верхней границы. Расчет производится только для пикселей, ранее определенных как облачные. Используя измеренное радиометром уходящее тепловое излучение в каналах прозрачности атмосферы 11 и 12 мкм (split-window) и априорные данные о величине излучения облака и его микрофизике, происходит восстановление значений температуры и высоты ВГО. Используемая алгоритмом модель переноса ИК излучения имеет вид [Heidinger et al., 2009]:

$$I = \varepsilon_c I_{ac} + T_{ac} \varepsilon_c B(T_c) + I_{clr}(1 - \varepsilon_c), \quad (2.3)$$

где  $I$  – суммарное излучение на ВГ атмосферы,  $I_{ac}$  – излучение нижележащих под облачностью слоев,  $I_{clr}$  – излучение в условиях отсутствия облачности,  $T_{ac}$  – излучение над облаком,  $B$  – оператор функции Планка,  $T_c$  – температура ВГ облака,  $\varepsilon_c$  – излучение облака. Матрица Якобиана данного метода [Heidinger et al., 2009]:

$$K = \begin{pmatrix} \frac{\partial T_{11}}{\partial T_c} & \frac{\partial T_{11}}{\partial \varepsilon_c} & \frac{\partial T_{11}}{\partial \beta_c} \\ \frac{\partial(T_{11}-T_{12})}{\partial T_c} & \frac{\partial(T_{11}-T_{12})}{\partial \varepsilon_c} & \frac{\partial(T_{11}-T_{12})}{\partial \beta_c} \end{pmatrix}, \quad (2.4)$$

где  $T_{11}$  и  $T_{12}$  – яркостные температуры на 11 и 12 мкм соответственно,  $\beta$  – параметр, описывающий микрофизику облака [Heidinger et al., 2009]:

$$\beta = \frac{\ln(1-\varepsilon_{c,12})}{\ln(1-\varepsilon_{c,11})}, \quad (2.5)$$

где  $\varepsilon_{c,12}$  и  $\varepsilon_{c,11}$  – излучение облака на 11 и 12 мкм. Используя уравнение переноса излучения (2.3), составляющие матрицы Якоби (2.4), т.е. искомые параметры, могут быть получены аналитически. Решение уравнения (2.4) проводится методом оптимальной оценки до выполнения некоторого условия сходимости с априорными данными [Marks et al., 1993; Антонов и др., 2015 (a, b); Косторная и др., 2017 (a – f)].

4. Алгоритм определения оптических и микрофизических свойств облака (оптической плотности облака ( $\tau$ ) и эффективного радиуса частиц ( $r_e$ )) на пикселях с солнечным зенитным углом не более  $65^\circ$ . Алгоритм основан на стандартном биспектральном подходе к оценке величин оптической плотности облака и эффективного радиуса частиц, с использованием каналов 0,65 и 3,7 мкм. Значения параметров восстанавливаются на основе регрессионной зависимости. Входными данными алгоритма являются значения температуры, содержание водяного пара и озона по высотам на долготно-широтной сетке  $2,5^\circ$  (атмосферные профили, распространяемые центром NCEP), результаты расчетов алгоритмов обнаружения облачной маски, определения фазового состояния облачных частиц и температуры ВГО, таблицы априорных значений оптических параметров облака (коэффициенты излучения, отражения и пр.). Основное уравнение алгоритма для переноса излучения можно выразить в виде [Walther et al., 2011]:

$$\mu \frac{dI(\mu, \varphi)}{d\tau} = I(\mu, \varphi) - \frac{\omega_0}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 P(\mu, \varphi, \mu', \varphi') I(\mu', \varphi') d\mu' d\varphi', \quad (2.6)$$

где  $\mu$  – зенитный угол,  $\varphi$  – азимутный угол,  $\omega_0$  – альбедо однократного рассеяния,  $P$  – фазовая функция рассеяния,  $I$  – излучение.

Для расчета количества осажденной воды в облаке по спутниковым данным используются параметры LWP – содержание воды в капельном облаке ( $\text{г}/\text{м}^2$ ) и IWP – содержание кристаллов льда в ледяному облаке ( $\text{г}/\text{м}^2$ ). Расчет параметров осуществляется на основе значений  $\tau$  и  $r_e$ . Эффективный радиус частиц ( $r_e$ ) – радиус облачных частиц, в наибольшей степени отвечающий за микрофизические свойства облака (альбедо, оптическая плотность и др.) и дающий максимальный вклад в его водность. Оптическая плотность облака ( $\tau$ ) – величина, характеризующая ослабление прямой солнечной радиации при прохождении облачного слоя единичной толщины [Мазин и др., 1989; Волкова, 2018 (b)].

При расчете параметра LWP считается, что по вертикали масса жидкой воды (LWC, г/м<sup>3</sup>) и эффективный радиус частиц ( $r_e$ ) в облаке неизменны [Slingo, 1989; Han et al., 1994]:

$$LWP = \frac{2}{3} \rho_w \tau r_e, \quad (2.7)$$

где  $\rho_w$  – плотность воды. Наблюдения за облаками нижнего яруса показали, что величина LWP корректно описывается линейной функцией от высоты НГО, а концентрация облачных капель с высотой в таких облаках примерно постоянна. Так, формула (2.7) пришла к виду [Wood, 2005; Wood et. al., 2005]:

$$LWP = \frac{5}{9} \rho_w \tau r_e. \quad (2.8)$$

Разница между оценками LWP по выражениям (2.7) и (2.8) в среднем составляет 0,83. Расчет LWP производится при  $\tau \geq 1$ , а пиксели со значениями  $LWP < 5 \text{ г/м}^2$  считаются безоблачными. С учетом величины ошибки определения оптической толщины, максимальная ошибка расчета LWP по формуле (2.8) составляет 20 – 40 % [Wood et. al., 2005].

Для расчета IWP используется формула, предложенная в [Heymsfield et al., 2003]:

$$IWP = \frac{\tau^{1/0,84}}{0,065}, \quad (2.9)$$

В [Heymsfield et al., 2003] установлено, что эффективный радиус на вершине плотной ледяной облачности мало коррелирует с эффективным радиусом в толще облака. Поэтому, эмпирическая зависимость (уравнение (2.9)), основанная только на оптической плотности, дает большие значения IWP, чем рассчитанные по формулам для водной облачности. Формула (2.9) получена эмпирическим путем и подходит для расчетов на любых широтах.

В соответствии с руководящими документами, в синоптической практике подразделений Гидрометцентра России используется международная морфологическая классификация облаков, принятая ВМО (Всемирной метеорологической организацией) [Наставление гидрометеорологическим..., 1985]. Морфологическая классификация позволяет судить о процессах, протекающих в атмосфере, по косвенным признакам (Приложение А) [International cloud atlas, 1975; International cloud atlas, 1987]. Рассчитанные с помощью алгоритмов AWG типы облачности не включают в себя принятые морфологические классы облачности ВМО. Анализ полученных результатов показал, что значения параметров облачного покрова (высоты и температуры ВГО, LWP / IWP, и пр.) имеют значительный разброс внутри классов облачности.

Один класс может включать в себя несколько форм облачности разных ярусов, которые имеют разные мощности, несут в себе разные условия погоды и соответствуют разным атмосферным процессам. Так, разделение облачности на классы, близкие к морфологическим, сделает возможным применение карт распределения типов облачности по территории съемки в оперативно-прогностической работе метеоподразделений [Антонов и др., 2015 (а, б); Косторная и др., 2016 (а, б), Косторная и др., 2017 (а – ф)].

Пример распределения параметров облачности на снимке представлен на рисунках 2.2 – 2.4.

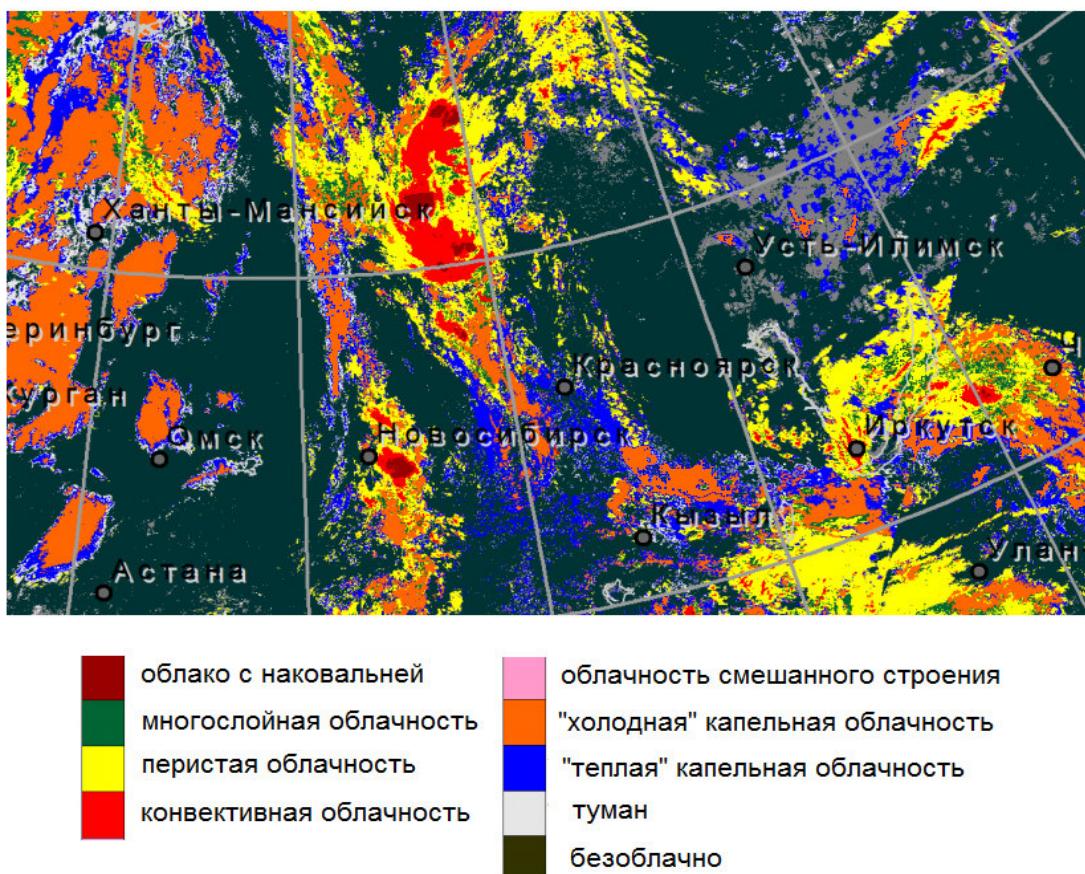


Рисунок 2.2 – Фрагмент карты типов облачности, 08.08.2019, 03:56 UTC

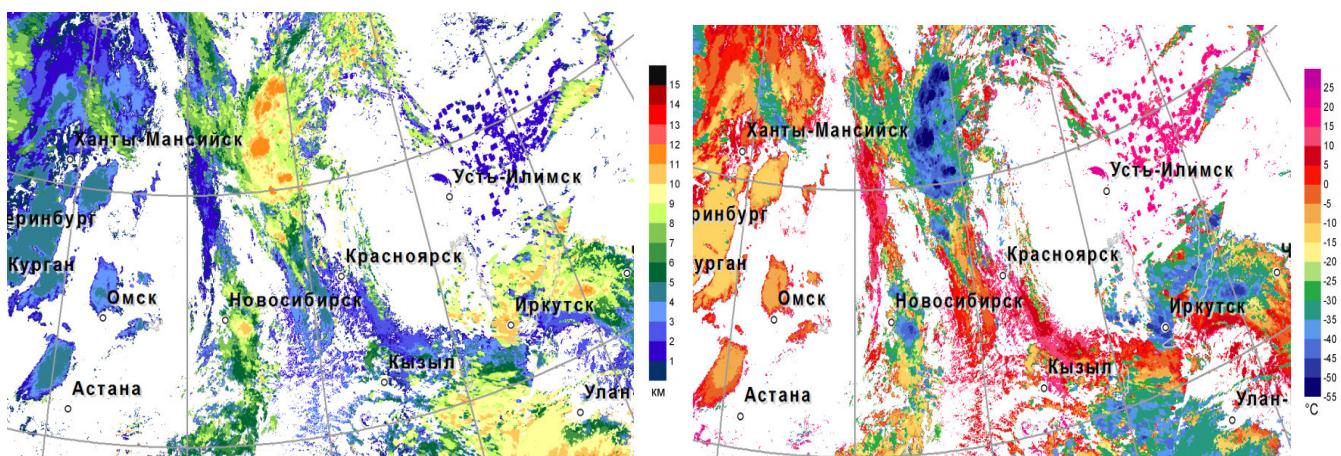


Рисунок 2.3 – Фрагменты карт распределения параметров ВГО, 08.08.2019, 03:56 UTC;  
слева – высота ВГО, (км); справа – температура ВГО, (°C)

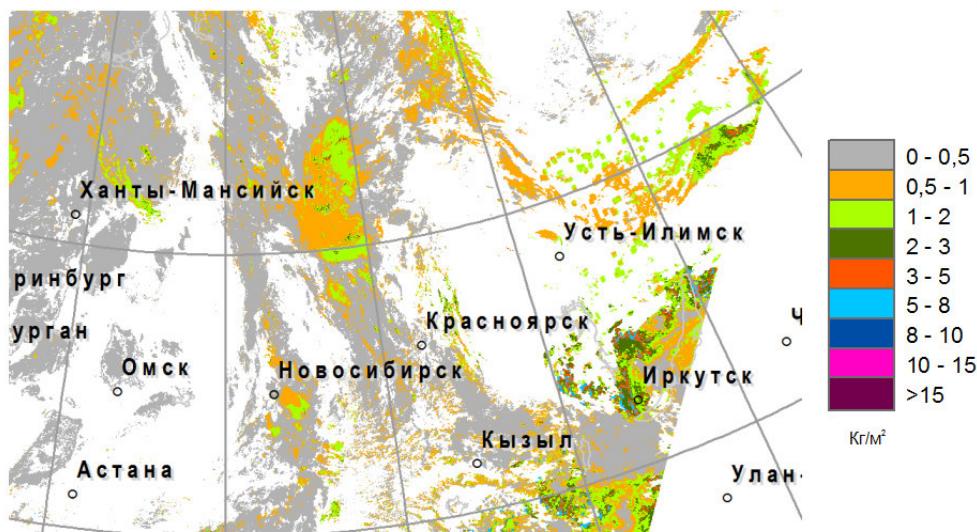


Рисунок 2.4 – Фрагмент карты распределения параметров LWP и IWP, ( $\text{кг}/\text{м}^2$ ), 08.08.2019,  
03:56 UTC

Видно, что в класс «холодные капельные облака», определенный по алгоритмам AWG, в соответствии с фазовым состоянием частиц, разбросом значений параметров ВГО и LWP / IWP внутри класса, можно отнести как Ac, Sc, Cu, так и Ns, Cb. Повторяемость разброса количественных характеристик облачности для типа «холодные капельные облака» приведена в таблице 2.1. Определенному по алгоритмам AWG типу «перистые», соответствуют значения LWP / IWP  $> 0,1 \text{ кг}/\text{м}^2$  и даже  $> 0,5 \text{ кг}/\text{м}^2$ , что невозможно для такой тонкой и прозрачной облачности, не соответствует классической литературе и статистическими данным (таблица 1.1). Очевидно, что в класс вошли более мощные формы облачности.

Таблица 2.1 – Повторяемость диапазонов количественных характеристик облачности для класса «холодные капельные облака», 08.08.2019, 03:56 UTC

Интервалы значений высоты ВГО, км	0 – 3	3 – 6	6 – 9	9 – 12	$> 12$
Повторяемость, %	20	40	27	13	0
Интервалы значений LWP / IWP, $\text{кг}/\text{м}^2$	0 – 0,5	0,5 – 1	1 – 2	2 – 3	$> 3$
Повторяемость, %	65	31	4	0	0
Фазовое состояние облачных частиц	Кристаллическое	Смешанное (кристаллическая фаза преобладает)	Смешанное (жидкая фаза преобладает)	Жидко-капельное	
Повторяемость, %	0	100	0	0	

С помощью порогового метода, который в качестве входных параметров использует определенные алгоритмами AWG характеристики облачности, была произведена подробная морфологическая классификация облачности (Приложения Б, В; рисунок 2.5). Использование высоты ВГО позволяет выделить внутри стандартного типа облачности облака разного яруса, а разброс значений LWP / IWP позволяет разделить некоторые формы облачности.

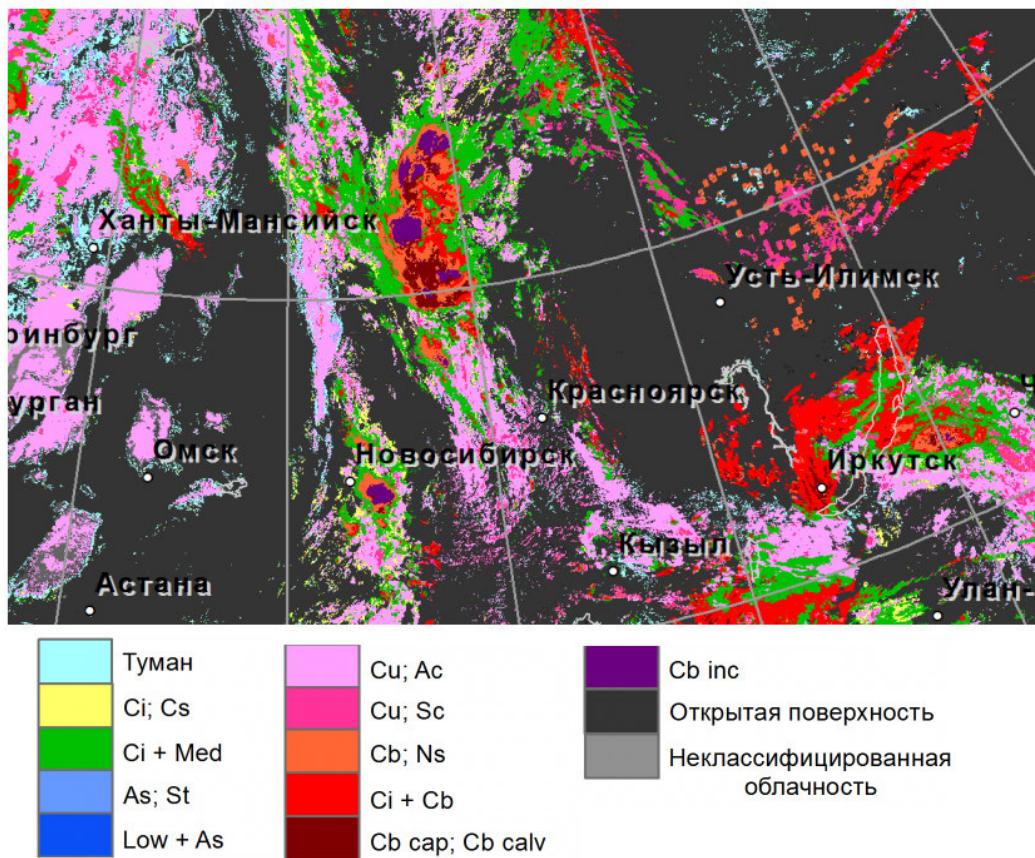


Рисунок 2.5 – Фрагмент карты классификации облачности, после применения порогового метода 08.08.2019, 03:56 UTC

При создании алгоритма классификации использовалась информация ВМО об основных типах облачности и их подвидах, пороговые значения величин высоты облачности брались из справочной литературы [Мазин и др., 1989; Рыбакова, 2008; Мазин и др., 1983; Новожилова, 1978], а также с учетом пороговых значений и разделений классов облачности комплексной пороговой методикой, разработанной в [Волкова, 2017; Волкова, 2018 (а, б); Комплексная пороговая...]. Полученные классы облачности и входящие в них типы приведены в таблице 2.2 [Антонов и др., 2015 (а, б); Косторная и др., 2016 (а, б), Косторная и др., 2017 (а – ф)].

Анализ полученной классификации, количественных параметров облака и рассчитанных значений LWP / IWP по формулам (2.8) – (2.9) показал, что последние нуждаются в уточнении. Для классов с конвективной облачностью (Ci + Cb, Ns; Cb, Cb cap; Cb calv, Cb inc) значения

LWP / IWP занижены. Даже в летний период, при активной конвекции, значения крайне редко превышают 5 кг/м<sup>2</sup>, а в среднем составляют 1 кг/м<sup>2</sup>, что не согласуется с данными классической литературы и статистическими данными. В работах [Wood, 2005; Wood et al., 2005; Meirink et al., 2010; Волкова, 2018 (b)] указано, что ошибки определения LWP / IWP возрастают при наличии снежно-ледового покрова и в случаях с кучевообразной и многослойной облачностью, так как в модели для расчёта ( $r_e$ ) и ( $\tau$ ) задаётся плоскопараллельная однородная облачность. Кроме того, спутниковые оценки ( $r_e$ ) и ( $\tau$ ) (а, следовательно, и LWP / IWP) производятся для ВГО. Однако, ВГО может быть размыта, может не соответствовать уровню с максимальной водностью, а мощные конвективные формы часто имеют несколько максимумов водности в толще.

Таблица 2.2 – Полученные классы облачности и входящие в них типы [Антонов и др., 2015 (a, b); Косторная и др., 2016 (a, b), Косторная и др., 2017 (a – f)]

Класс облачности	Входящие формы облачности
Ci + Cb	Многослойная облачность, верхний ярус над облачным слоем более низкого яруса (Cu, Cb, Ns)
Ci + med	Многослойная облачность, верхний ярус над средним или нижним ярусом (St, As, Sc, Ac)
Ci; Cs	Класс перистообразных (Ci, Cs, Cc)
Cu; Ac	Преимущественно Ac, отдельные маломощные Cu, или плотные As
Cu; Sc	Преимущественно Sc, небольшой мощности Cu, иногда Ac
Ns; Cb	Ns, мощные Cu, мало развитые по вертикали Cb (Cb hum)
St; As	As (в теплое время года), St, низкие Ac, Sc
Low + As	Многослойная облачность, нижний ярус – Ns, St, Sc, Cu под As, реже Ac
Cb cap; Cb calv	Помимо указанных, могут включать в себя также мощные Cu
Cb inc	Кучево-дождевые облака с наковальней

На рисунках 2.4, 2.5 видно, что мощной кучево-дождевой облачности с наковальней (Cb inc) температурой ВГО –55 °С и высотой ВГО 12 км соответствуют значения LWP / IWP 0,5 – 2 кг/м<sup>2</sup>, более характерные для низкой слоистой облачности. Тем не менее, высота и температура ВГО говорят о явном наличии в данном классе облачности вертикального развития.

Таким образом, водозапас облачности, рассчитанный по спутниковым оценкам LWP / IWP, оказывается значительно недооцененным и не может быть использован синоптиками для корректного анализа облачного покрова. Поскольку водозапас напрямую зависит от типа и мощности облака, полученная классификация облачности и рассчитанные параметры облачности, позволяют уточнить рассчитанные по формулам (2.7) – (2.9) значения LWP / IWP.

## 2.1.2 Использование подробной морфологической классификации облачности для модификации алгоритма определения водозапаса облаков

Для уточнения значений водозапаса (IWP / LWP) необходимо их соответствие полученным классам облачности и мощности облака. Для каждого полученного класса были установлены предельно допустимые значения водозапаса водозапаса, характерные для типов облачности, входящих в него (таблица 2.3) [Комплексная пороговая методика..., 2011; Валидация качества выходных..., 2019].

Таблица 2.3 – Минимальные и максимальные значения водозапаса в классах облачности [Комплексная пороговая методика..., 2011; Валидация качества выходных..., 2019]

Класс облачности	Водозапас, кг/м <sup>2</sup>
Ci + Cb	от 1 до нескольких десятков; в среднем 2
Ci + med	$\leq 0,5$
Ci; Cs	$< 0,1$
Cu; Ac	$< 0,5$
Cu; Sc	$\leq 1$ , в среднем 0,27
Ns; Cb	$< 5$ , в среднем 0,6
St; As	$< 0,5$
Low + As	от 0,3 до нескольких единиц
Cb cap; Cb calv	от нескольких единиц до нескольких десятков; для Cb cap в среднем 6,5 – 7; для Cb calv в среднем 1,75
Cb inc	несколько десятков, в среднем 9,5 – 13,5

Если рассчитанное для пикселя значение LWP / IWP не соответствует заданному для класса интервалу – то пикслю присваивается значение, в зависимости от значений высоты ВГО и оптических характеристик (таблица 2.4). Пороговые значения величин установлены на основе статистической выборки данных и литературы [Мазин и др., 1989; Седунов, 1991; Рыбакова, 2012; Валидация качества выходных..., 2019]. Оптические характеристики, используемые в уточнении – эффективный радиус частиц ( $r_e$ ) и оптическая плотность облачного слоя ( $\tau$ ).

Размер капель в облаках зависит от стадии развития облака – с течением времени размер облачных капель увеличивается от 2,5 до 25 мкм, затем, при благоприятных условиях, частицы увеличиваются до 100 и более мкм, что соответствует размерам капель осадков [Мазин и др., 1989; Рыбакова, 2012]. Чем больше концентрация облачных частиц в единице объёма, тем меньше значения ( $r_e$ ) [Мазин и др., 1989; Liu et al., 2003; Kobayashi, 2007; Волкова, 2018 (b)]. Для капельных облаков ( $r_e$ ) в среднем составляет около 12 мкм, для кристаллических ( $r_e$ ) – около 25 мкм [Мучник, 1974; Mitchell et al., 2011]. Оптическая плотность облака зависит от его водности

и фазового состояния облачных частиц. Облака с осадками имеют обычно более высокие значения ( $\tau$ ), чем аналогичные облака без осадков [Kobayashi, 2007; Волкова, 2018 (b); Валидация качества выходных..., 2019]. Для разных облаков значения  $\tau$  лежат в интервале 0 – 100. Косвенно оптическую плотность облака можно оценить по отражательным свойствам облака в длинноволновом диапазоне или излучательным в ИК диапазоне. Для кучевообразной и многослойной облачности существует прямая зависимость между высотой ВГО и  $\tau$  [Marchand et al., 2010; Волкова, 2018 (b)].

Таблица 2.4 – Пороговые значения параметров облачности для уточнения значений водозапаса (LWP / IWP)

Величина	Условие	Присваиваемое значение водозапаса
Класс Ci + Cb		
LWP / IWP	< 1	1
$r_e$	[14; 16)	2
$r_e$	[16; 18)	3
$r_e$	[18; 20)	4
$r_e$	[20; 25)	5
$r_e$	> 25	6
Класс Ns; Cb		
$r_e$	[14; 16)	2
$r_e$	[16; 18)	3
$r_e$	[18; 20)	4
$r_e$	> 20	5
Класс Cb cap; Cb calv		
LWP / IWP	< 1,5	1,5
$\tau$	[40 – 45)	4
$\tau$	[45 – 50)	5
$\tau$	> 50	6
Класс Cb inc		
$\tau$	[30 – 40)	5
$\tau$	[40 – 50)	6
$\tau$	[50 – 60)	8
$\tau$	[60 – 70)	10
$\tau$	[70 – 80)	12
$\tau$	[80 – 90)	15
$\tau$	> 90	20

Уточненные значения LWP / IWP соответствуют степени развития облачных образований, отражают их мощность, согласуются с климатическими значениями для каждого класса облачности (рисунок 2.3, 2.5, 2.6).

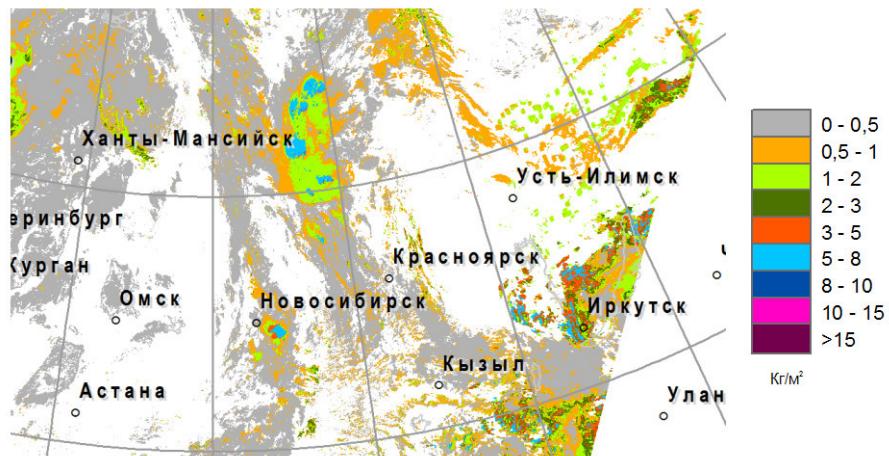


Рисунок 2.6 – Фрагмент карты распределения параметров LWP и IWP после уточнения пороговым методом, ( $\text{кг}/\text{м}^2$ ), 08.08.2019, 03:56 UTC

С помощью скорректированной величины водозапаса возможно проведение дальнейших расчетов, например, детектировать потенциально осадкообразующие области и рассчитывать максимальную возможную интенсивность осадков по методу, описанному в [Wentz et al., 1998; Roebeling at al., 2009; Gayfulin et al., 2018]:

$$R = \frac{a}{\Delta H} \left[ \frac{V - V_0}{V_0} \right]^c, \quad (2.10)$$

где  $V$  - фактическое значение водозапаса в данном пикселе,  $\text{г}/\text{м}^2$ ;  $V_0$  - средняя величина смещения,  $\text{г}/\text{м}^2$ ,  $a$  и  $c$  – константы. Полученные значения максимальной возможной интенсивности осадков отражают потенциальные осадкообразующие зоны облачности (рисунок 2.7) [Дубровская и др., 2019].

Краткая схема основных этапов методики расчета водозапаса, предложенная автором, представлена на рисунке 2.8. Синим цветом представлены этапы, выполняющиеся алгоритмами AWG, зеленым – разработанные автором.

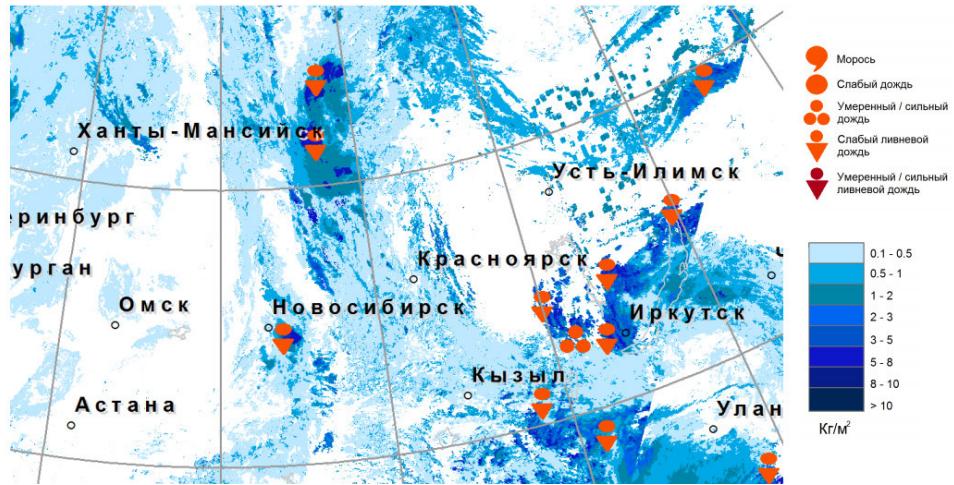


Рисунок 2.7 – Фрагмент карты распределения водозапаса и максимальной возможной интенсивности осадков, 08.08.2019, 03:56 UTC

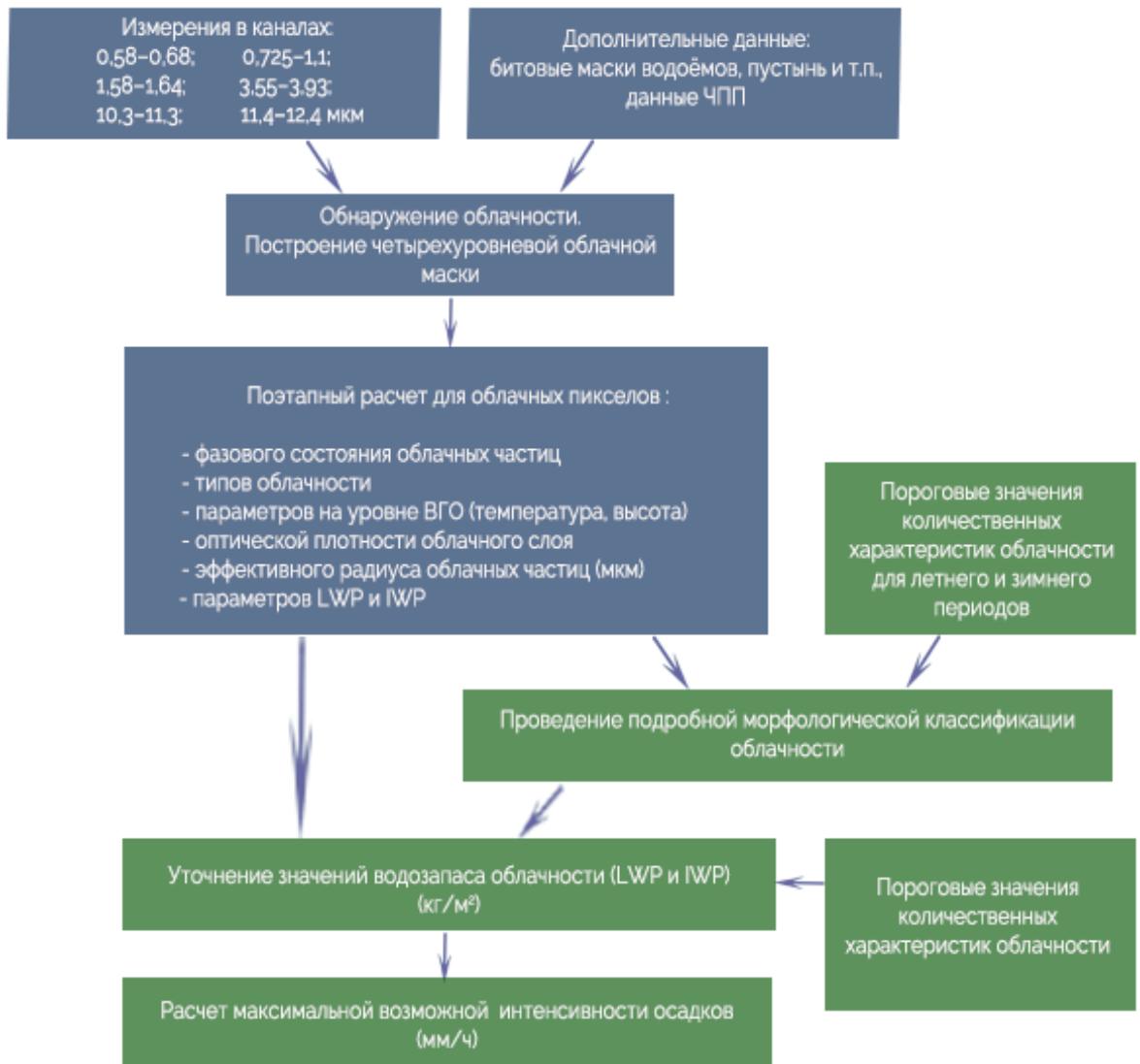


Рисунок 2.8 – Краткая схема основных этапов методики определения водозапаса облаков

## 2.2 Разработка методики определения влагосодержания безоблачной атмосферы по спутниковым измерениям

### 2.2.1 Влияние маски облачности на расчет влагосодержания

Яркостная температура в приемнике, будет зависеть от величины исходящего излучения системы подстилающей поверхность-атмосфера.

Проведем расчет значений яркостных температур, принятой приемником в МКВ-диапазоне 10 – 183 ГГц, на примере плоской модели атмосферы, в условиях летнего времени для средних широт. Считаем, что поглощение осуществляется только водяным паром, значение коэффициента поглощения которого пропорционально его массовой концентрации.

Величина исходящего излучения является суммой излучения подстилающей поверхности и собственного излучения атмосферы. Излучение подстилающей поверхности ( $I^E$ ), без учета величины поглощения, будем определять по формуле Планка:

$$I_{z_0}^E = \frac{c_1 * v^3}{\left( e^{\left( \frac{c_2 * v}{t_{z_0}} \right)} - 1 \right)}, \quad (2.11)$$

где  $z_0$  – уровень подстилающей поверхности,  $v$  – длина волны излучения ( $\text{см}^{-1}$ ),  $t_{z_0}$  – температура подстилающей поверхности (К),  $c_1$  и  $c_2$  – константы, равные  $0,1191 * 10^{-7}$  и  $1,43868$  соответственно. На высоте  $z_n$  величина излучения подстилающей поверхности будет ослаблена засчет поглощающего газа:

$$I_{z_n}^E = I_0 * e^{-\tau_{z_n}}, \quad (2.12)$$

где  $\tau'_{z_n}$  – оптическая толщина слоя атмосферы  $0 – z_n$ , которая зависит от величины коэффициента поглощения ( $\alpha$ ) (рисунок 2.9):

$$\tau'_{z_n} = \int_0^{z_n} (\alpha) dz. \quad (2.13)$$



Рисунок 2.9 – Зависимость коэффициента поглощения водяного пара от высоты

Излучения атмосферы ( $I^A$ ) на высоте  $z$  без учета поглощения будет определяться по формуле (2.11), где в качестве  $t_{z_0}$  будет использоваться температура на уровне  $z_n$ :

$$I_{z_n}^A = \frac{c_1 * \nu^3}{\left( e^{\left( \frac{c_2 * \nu}{t_{z_n}} \right)} - 1 \right)}. \quad (2.14)$$

Для расчета излучения столба атмосферы от уровня подстилающей поверхности ( $z_0$ ) до верхней границы атмосферы ( $z_{top}$ ) необходим учет излучения каждого слоя  $z_n$ :

$$I^A = \int_{z_0}^{z_{top}} (I_{z_n}^A * \alpha_{z_n} * e^{-\tau'_{z_n}}) dz. \quad (2.15)$$

Из уравнения (2.15) следует, что основной вклад в излучение атмосферы будут вносить те слои атмосферы, в которых концентрация поглощающего газа максимальна. Для водяного пара это слой 0 – 10 км, где сосредоточена основная масса газа.

Суммарная интенсивность излучения ( $I^S$ ), пришедшая на приемник, будет определяться как:

$$I^S = I^A + I_{z_{top}}^E. \quad (2.16)$$

Яркостную температуру ( $T_y$ ) будем находить с помощью обратной функции Планка, в зависимости от суммарной интенсивности излучения:

$$T_{\text{я}} = \frac{c_1 * \nu}{\ln\left(1 + c_2 \frac{\nu^3}{T^5}\right)}. \quad (2.17)$$

Яркостная температура – это величина, характеризующая интенсивность излучения. Величина яркостной температуры будет определяться температурой излучающего слоя и количеством поглощающего газа. Чем меньше температура излучающего слоя, тем меньше величина излучения (уравнение (2.11)), а, следовательно, и значение яркостной температуры. При увеличении концентрации поглощающего газа излучение подстилающей поверхности все больше поглощается атмосферой, и величину излучения, пришедшего на приемник, будут определять излучающие слои атмосферы, с более низкими температурами (рисунок 2.10).

Поскольку величина суммарного излучения зависит от количества поглощающего газа, значительный вклад в радиационный баланс вносит облачность. СВЧ-радиометр МТВЗА-ГЯ имеет пространственное разрешение от 10 до 100 км, в зависимости от канала, поэтому, пиксель может быть частично заполнен облачностью, и облачные участки будут значительно влиять на значения яркостных температур. На рисунке 2.11 приведены рассчитанные зависимости интенсивности излучения ( $\text{Вт}^* \text{м}^2$ ) и яркостной температуры (К) от длины волны каналов МТВЗА-ГЯ ( $\text{см}^{-1}$ ), для двух значений концентрации поглощающего газа (водяного пара). Значения яркостной температуры на приемнике уменьшаются на 20 К, при изменении значений оптической толщины с 2 до 15.

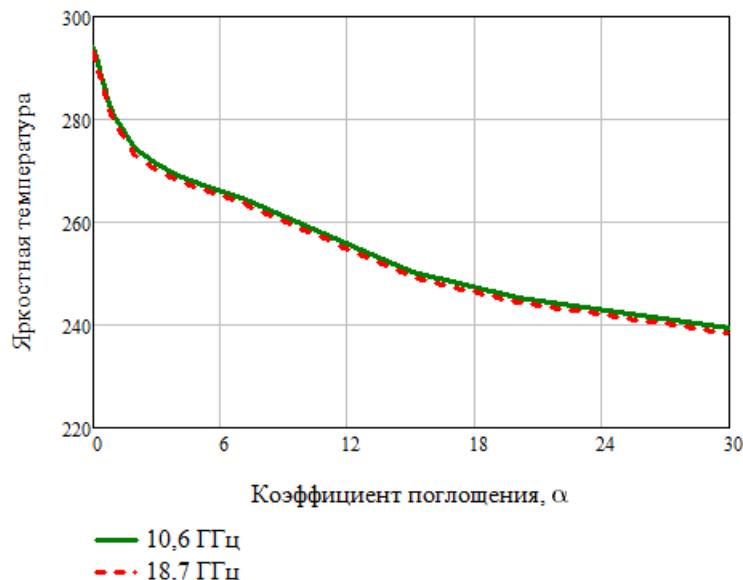


Рисунок 2.10 – Зависимость коэффициента поглощения водяного пара от яркостной температуры для длины волны 10,6 ГГц ( $0,36 \text{ см}^{-1}$ )

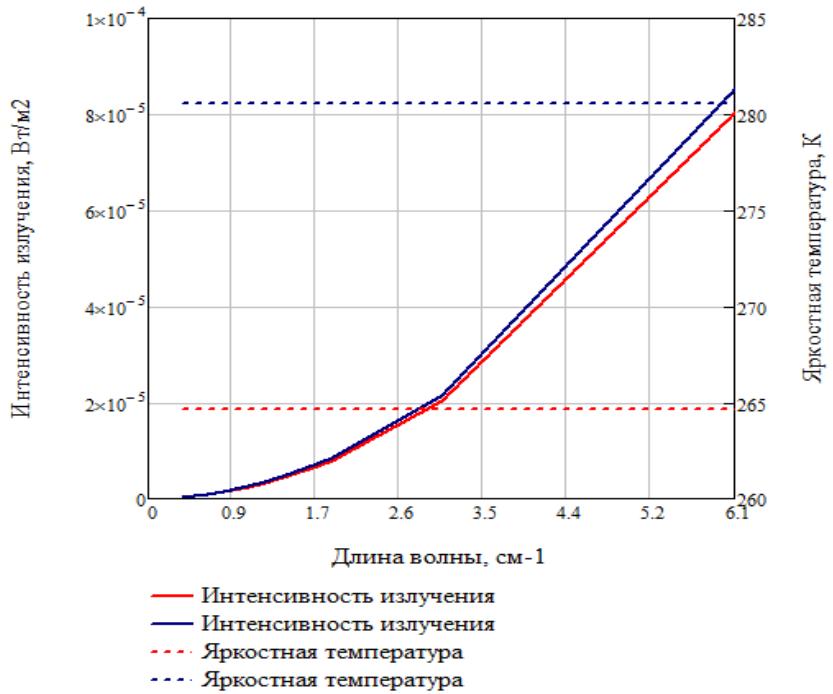


Рисунок 2.11 – Зависимость интенсивности излучения (Вт<sup>\*</sup>м<sup>-2</sup>) и яркостной температуры (К) от длин волн каналов МТВЗА-ГЯ (см<sup>-1</sup>). Красным цветом приведены расчеты для большей концентрации водяного пара

При определении влагосодержания безоблачной атмосферы проводится фильтрация облачности. Случай обширных безоблачных территорий – тривиальный, и связан, как правило, с антициклональными условиями погоды. Динамические процессы в атмосфере, в основном, связаны с разорванной облачностью. Суммарное излучение пикселя будет складываться из излучения безоблачных и облачных участков. Сложность заключается в определении четкой границы облака (рисунок 2.12). Ошибки в определении границ облаков будут вносить ошибку в величину суммарного излучения пикселя ( $I_{pix}^*$ ).

Неопределенность в определении границы облака, в свою очередь, будет вносить ошибку в восстановленное значение влагосодержания. Для восстановления значений влагосодержания необходимо учитывать излучение только безоблачных участков пикселя ( $I_{clear}$ ):

$$I_{pix}^* = (S' - S_{cloud})I_{clear} + S_{cloud}^* I_{clear}, \quad (2.18)$$

где  $S'$  – площадь всего пикселя,  $S_{cloud}$  – площадь участков, закрытых облачностью,  $I_{clear}$  – излучение безоблачных участков,  $S_{cloud}^*$  – площадь кромок облаков [Косторная и др., 2020].

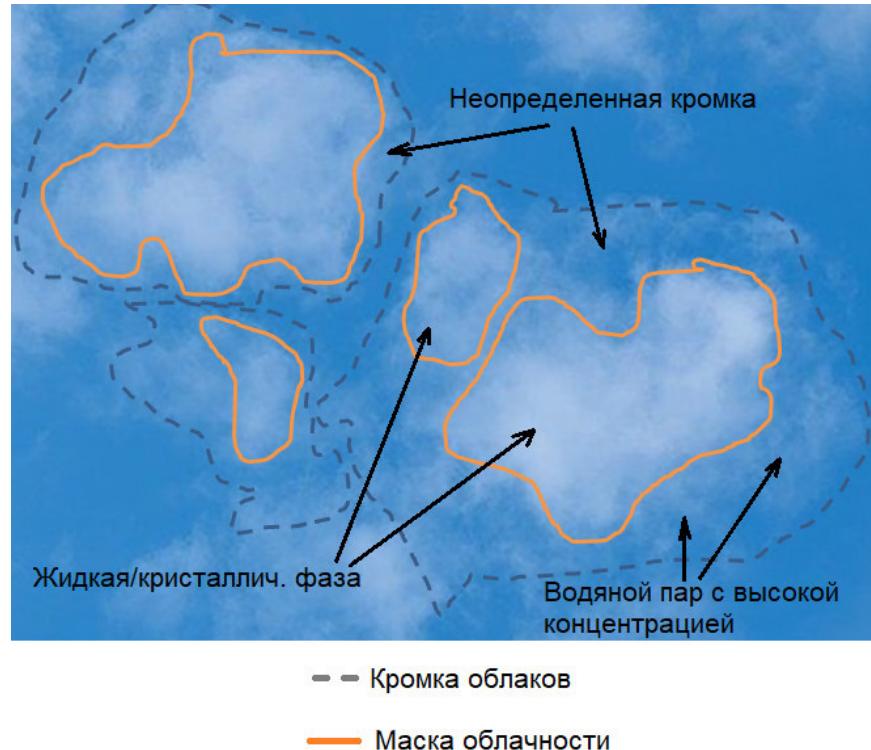


Рисунок 2.12 – Пример частично заполненного облачностью пикселя

Зная степень покрытия пикселя облаками (балл облачности,  $B = \frac{S_{cloud}}{S'}$ ) можно отсеять площади, покрытые облачностью, однако это не отменит наличие ошибки от кромки:

$$I_{pix} = S'(1 - B)I_{clear} + BS'S_{cloud}^*I_{cloud}. \quad (2.19)$$

Оценим ошибку величины принятого излучения с безоблачных участков, связанную с использованием маски облачности. Величина принятого излучения  $I_{pix}$  зависит от балла облачности  $B$  и оптической толщины  $\tau$ :

$$I_{pix} = I_{pix}(B, \tau). \quad (2.20)$$

Тогда, ошибка измерения ( $dI_{pix}$ ) будет включать в себя ошибку определения балла облачности и ошибку определения оптической толщины ( $\tau'$ ):

$$dI_{pix} = \frac{\partial I_{pix}}{\partial B} dB + \frac{\partial I_{pix}}{\partial \tau'} d\tau'. \quad (2.21)$$

Величину ошибки принятого суммарного излучения пикселя можно выразить как:

$$\delta I_{pix} \simeq -\frac{I_{pix}}{(1-B)^2} dB \quad (2.22)$$

Отсев облачных пикселей возможен на основе результатов сравнения  $I_{pix} > h$  с заданным пороговым значением ( $h$ ), а усреднение ошибки ( $\delta I_{pix}$ ) будет происходить за счет объема выборки: при его увеличении ошибка определения среднего значения влагосодержания будет уменьшаться [Косторная и др., 2020].

## 2.2.2 Методика определения влагосодержания безоблачной атмосферы по данным измерений МТВЗА-ГЯ

Наличие в микроволновой области спектра линий поглощения водяного пара позволяет применить данные измерений СВЧ-радиометров для восстановления общего содержания водяного пара в столбе безоблачной атмосферы (т.е. величины влагосодержания).

Анализ литературы показал, что для восстановления влагосодержания используются разные частоты СВЧ-диапазона: 22,235 ГГц и 183,31 ГГц [Караваев и др., 2016; Караваев и др., 2017], 23,8, 36,5 ГГц и 18, 23, 36 ГГц прибора AMSR [Образцов и др., 2001; Mitnik et al., 2003], 19, 22 и 37 ГГц прибора SSM / I KA DMSP [Wentz, 1997; Образцов и др., 2001] и пр. (подробнее в разделе 1.5). Эти методики, как правило, основаны на величине поглощения водяного пара в разных каналах. При этом в работах в основном отмечается использование микроволнового диапазона для районов мирового океана в безоблачной атмосфере.

Прибор МТВЗА-ГЯ включает 29 каналов, охватывающих полосы поглощения различных газов. Ряд каналов реагирует на наличие облачности разной высоты. Поэтому, в данной работе предлагается осуществить выбор набора из всех каналов, которые можно использовать в качестве предикторов для определения влагосодержания методом регрессии. Критерием выбора каналов и коэффициентов регрессии является минимальная суммарная ошибка аппроксимации. Основные полосы поглощения в МКВ области относятся к кислороду ( $O_2$ ) и водяному пару ( $H_2O$ ). Каналы сканера МТВЗА-ГЯ реагируют на поглощение водяного пара, а каналы зондировщика на жидкую фазу, т.е. на облака. Поэтому, максимумы весовых функций для каналов атмосферного зондирования находятся на высотах 1, 3 и 5 км [Gayfulin et al., 2018]. Учет каналов зондировщика в решении обратной задачи позволяет уменьшить ошибку определения влагосодержания. В работе для поиска зависимости значений влагосодержания от показаний каналов прибора МТВЗА-ГЯ рассматривается влияние всех каналов, в том числе с частотами, не относящимися к линиям поглощения водяного пара [Косторная и др., 2018; Косторная и др., 2019; Пяткин и др., 2019; Косторная и др., 2020].

Интерпретация данных измерений СВЧ радиометра МТВЗА-ГЯ, предложенная автором, включает в себя два этапа:

- поиск значимых предикторов;
- восстановление значений влагосодержания в столбце безоблачной атмосферы.

Для поиска предикторов, оказывающих влияние на величину влагосодержания, использовался факторный анализ. Поиск осуществлялся по 29 каналам МТВЗА-ГЯ и параметрам атмосферы. Для поиска оптимального числа предикторов принималось во внимание, что для получения достоверных данных, количество каналов и степень полинома не могут быть большими, так как это уменьшает число степеней свободы в уравнениях регрессии. Для проведения факторного анализа требуется набор данных, охватывающий возможный диапазон изменений исследуемой величины. Поэтому, априорные значения влагосодержания должны обеспечивать необходимый интервал изменений параметра, чтобы можно было говорить о целесообразности дальнейших выводов для условий реальной атмосферы.

Выбор уравнения регрессии для определения зависимости величины влагосодержания от измеренных значений яркостной температуры каналов  $x_{in}$  производился из полиномов первого и второго порядков:

$$W_n = a_0 + \sum_{i=1}^k \sum_{n=1}^m (a_{i+k} x_{in}), \quad (2.23)$$

$$W_n = a_0 + \sum_{i=1}^k \sum_{n=1}^m (a_i x_{in} + a_{i+k} x_{in}^2), \quad (2.24)$$

где  $W_n$  – влагосодержание в точке  $n$ , рассчитанное по априорным данным,  $a_i$  – коэффициенты регрессии,  $m$  – количество точек,  $k$  – набор каналов. Рассматривались случаи, когда в качестве предикторов  $x_{in}$  использовались либо значения яркостных температур, либо рассчитанные оптические толщины атмосферы в канале  $i$ . Количество каналов,  $k$ , последовательно варьировалось от 3 до 7. Дополнительно использовались параметры атмосферы (значения температур на уровне подстилающей поверхности, высотах 5, 10 км и др.). Решение уравнений (2.23) и (2.24) проводилось методом наименьших квадратов [Вентцель, 1969]:

$$A = (X^T X)^{-1} X^T W, \quad (2.25)$$

где  $X$  – матрица значений факторов,  $A$  – вектор коэффициентов  $a_i$ . Ошибки оценивались по значению среднеквадратического отклонения (СКО) после расчета остаточной суммы квадратов по следующему выражению:

$$D = W^T W - A^T X^T W. \quad (2.26)$$

Априорные значения влагосодержания столба атмосферы ( $\text{кг}/\text{м}^2$ ) рассчитывались, с использованием следующих выражений [Кондратьев и др., 1978; Тимофеев и др., 2003]:

$$\rho_l = \frac{\mu P_l}{R T_l}, \quad (2.27)$$

$$W_l = \rho_l \frac{s_l}{10^6} \frac{\mu}{\mu}, \quad (2.28)$$

где  $l$  – уровень атмосферы, для которого производится расчет,  $\rho_l$  – парциальная плотность водяного пара ( $\text{кг}/\text{м}^3$ ),  $\mu = 0,0289$   $\text{кг}/\text{моль}$  – молекулярная масса сухого воздуха,  $R = 8,31441$   $\text{Дж}/\text{моль}^*\text{К}$  – универсальная газовая постоянная,  $P_l$  – давление (Па),  $T_l$  – температура (К),  $S_l$  – массовая доля водяного пара (ppm).

Влагосодержание столба атмосферы ( $\text{кг}/\text{м}^2$ ) рассчитывалось путем численного интегрирования:

$$W_n = \sum_l [(h_l - h_{l+1}) (\frac{W_l - W_{l+1}}{2})], \quad (2.29)$$

где  $h_l$  и  $h_{l+1}$  – верхняя и нижняя границы рассматриваемого слоя воздуха (м).

Интерпретация данных измерений МКВ радиометров также включает в себя решение прямой задачи. При проведении расчетов по модельным данным и внешней калибровки, с целью выбора корректных измерений, проводилось моделирование спектра уходящего излучения системы подстилающей поверхности – атмосфера при заданных параметрах атмосферы [Косторная и др., 2018; Косторная и др., 2019; Пяткин и др., 2019; Косторная и др., 2020].

Моделирование яркостных температур в каналах прибора МТВЗА-ГЯ проводилось с помощью БРМ по методологии RTTOV, реализованной в ПК Satras. ПК SatRas – совместная разработка ФГБУ «НИЦ «Планета» и Института вычислительной математики и математической геофизики СО РАН [Успенский и др., 2013 (A); Пяткин и др. 2014; Разработка новых и модификаций..., 2015]. Обучение БРМ происходит на данных расчетов точной полинейной моделиLBLRTM версии 12.2. Моделирование атмосферного излучения происходило с учетом профилей распределения в атмосфере температуры, водяного пара и других газов, аэрозолей, параметров подстилающей поверхности, геометрии обзора прибора и пр. В моделях M. Matricardi [Matricardi, 2003; Matricardi, 2008] непосредственно задается спектральная излучательная способность земной поверхности (вода, снег, пустыня, лес и пр.), для которой они получены. Так как излучательная способность различных поверхностей суши даже внутри определенного класса IGBP

(Международная программа по геосфере и биосфере) [Climate Data Guide...] сильно меняется, для оценки потенциальной точности определения влагосодержания атмосферы по данным реанализа NCEP использовались морские модели. Излучение поверхности океана задавалось параметризацией FASTEM-5 [Liu et al., 2013] по зональной и меридиональной компонентам скорости приводного ветра (м/с), а также солености воды (%). Для каждого моделируемого канала МТВЗА-ГЯ рассчитывалось значение интенсивности излучения в милливатт/см<sup>-1</sup>/стэр/м<sup>2</sup> и яркостная температура в Кельвинах [Разработка новых и модификация..., 2015].

Выбор значимых предикторов, их количества и степени полинома для регрессионного соотношения осуществлялось двумя способами: с помощью подобранной комбинации каналов, в соответствии с [Образцов и др., 2001; Mitnik et al., 2003; Deeter, 2007; Bobylev et al., 2010; Караваев и др., 2016; Караваев и др., 2017], и с помощью адаптивного поиска, который был автоматизирован и включал в себя следующие шаги:

1. Выбор k из n предикторов методом перебора. Для этого количество предикторов последовательно варьировалось от 3 до 7. Количество возможных комбинаций, в зависимости от априорных данных, составило  $2,5 \cdot 10^5 - 5 \cdot 10^5$ . Рассматривались случаи, когда в качестве предикторов  $x_{in}$  использовались либо значения яркостных температур в каналах прибора, либо рассчитанные эффективные оптические толщины атмосферы ( $\tau'_i$ ), для i-го канала:

$$\tau'_i = -\ln\left(\frac{r_i}{r_i^*}\right). \quad (2.30)$$

где  $r_i$  – интенсивность принятого на спутнике излучения в канале i,  $r_i^*$  – рассчитанная по функции Планка интенсивность излучения, которую зарегистрировал бы датчик от абсолютно черного тела с температурой T с поправкой на коэффициент излучения земной поверхности в соответствии с классификацией IGBP:

$$r_j^* = \frac{\epsilon c_1 v^3}{\exp\left(\frac{c_2 v}{T}\right) - 1}, \quad (2.31)$$

где  $v$  – частота излучения (см<sup>-1</sup>), T – яркостная температура j-го канала, лежащего в окне прозрачности атмосферы,  $c_1 = 0,1191 \cdot 10^{-7}$  и  $c_2 = 1,43868$  – константы. Частота i-го канала измерения, которая используется в [Башаринов и др., 1974] для расчета  $\tau'_i$ , должна находиться на границе полосы поглощения водяного пара, т.е. эффективная оптическая толщина  $\tau'_i$  должна быть меньше единицы. В противном случае, ее вычисление по закону Бугера-Ламберта из-за собственного излучения водяного пара сопровождается большими ошибками. Дополнительно к  $\tau'_i$ , в качестве предикторов, использовались температуры на уровне подстилающей

поверхности, высотах 5, 10 км и др.;

2. Расчет коэффициентов регрессии для каждого сочетания предикторов к (Уравнения (2.23) – (2.26)). Краткая схема поиска коэффициентов регрессии по априорным значениям влагосодержания ( $W_n$ ) представлена на рисунке 2.13.

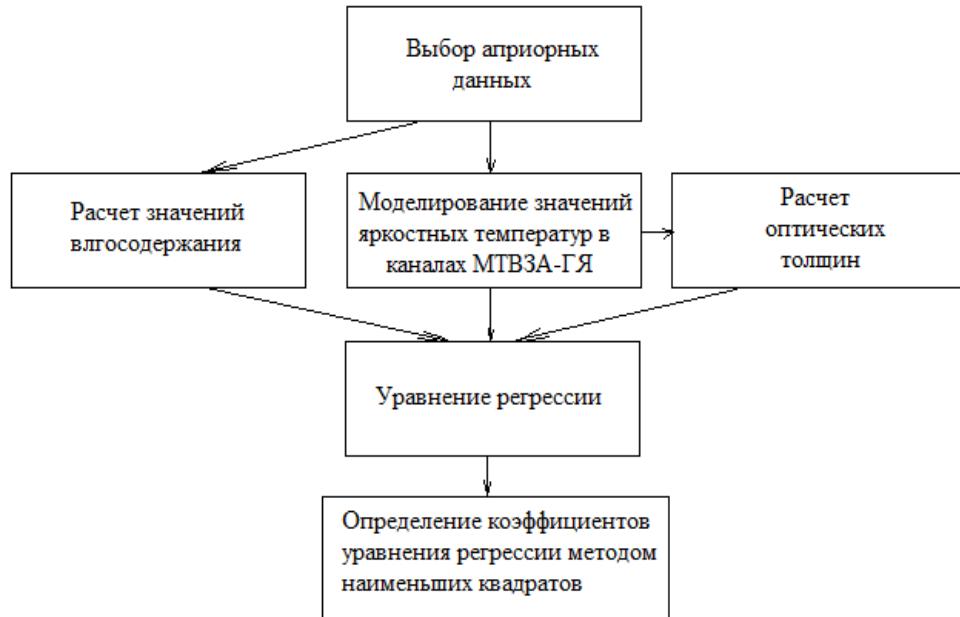


Рисунок 2.13 – Краткая схема поиска коэффициентов регрессии по априорным значениям влагосодержания ( $W_n$ )

3. Расчет среднеквадратической ошибки отклонения (СКО) линии регрессии в пересчете на одну степень свободы по формуле:

$$STD = \sqrt{\frac{D}{n-m}}, \quad (2.32)$$

где  $m$  – количество коэффициентов в выбранной регрессии (2.23) или (2.24).

4. Выбор набора предикторов, для которых СКО (2.32) минимально.

При восстановлении значений влагосодержания в столбе безоблачной атмосферы по реальным измерениям МТВЗА-ГЯ, используя уравнения (2.23) – (2.26), проводилась предварительная обработка исходных данных. Она включала в себя проведение предварительной внешней калибровки значений яркостных температур по модельным данным, в соответствии с рекомендациями GSICS (Глобальной космической системы взаимных калибровок ВМО), и фильтрацию пикселей [GSICS...]. Поскольку микроволновое излучение сильно зависит от типа излучающей поверхности, для расчета по предложенной методике необходимо производить учет

облачных пикселей и пикселей, расположенных над поверхностью суши. Для выделения только морских безоблачных пикселей как основной использовался критерий, предложенный в [Zabolotskikh et al., 2002; Доработка и испытания..., 2015]:

$$I = \frac{(36,7_V - 36,7_H) * 100}{36,7_V + 36,7_H}, \quad (2.33)$$

где  $36,7_V$  и  $36,7_H$  – яркостные температуры в каналах 36,7 ГГц вертикальной и горизонтальной поляризаций. При  $I > 20$  пиксель считается морским и свободным от облачности. Дополнительно, для уточнения наличия облачности, использовались каналы влажностного зондирования 183 ГГц, весовые функции которых имеют максимумы на высотах около 1, 3 и 5 км [Gayfulin et al., 2018].

На рисунке 2.14 представлена краткая схема методики определения значений влагосодержания безоблачной атмосферы, предложенная автором [Косторная и др., 2018; Косторная и др., 2019; Пяткин и др., 2019; Косторная и др., 2020].



Рисунок 2.14 – Краткая схема восстановления значений влагосодержания ( $W_n^*$ ) по уравнениям (2.23) – (2.26), используя значения яркостных температур и оптических толщин

## **Выводы по главе:**

1. Модифицированы алгоритмы детектирования облачности и расчета ее характеристик, использующие измерения в каналах БИК и ИК диапазонов. Получены классы облачности, соответствующие международной морфологической классификации ВМО, используемой в оперативных подразделениях Гидрометцентра России. Расчет водозапаса производится на основе основных параметров облачности.

2. Модифицированные алгоритмы были программно реализованы в СЦ ФГБУ «НИЦ «Планета» для автоматической оперативной обработки спутниковой информации. Получены свидетельства о государственной регистрации программ для ЭВМ № 2018666179 от 13.12.2018, № 2020611170 от 24.01.2020 и № 2020611177 от 24.01.2020 (Приложение Г). Программные комплексы позволяют проводить автоматический расчет параметров облачности по данным полярно-орбитальных КА серии «NOAA» и «МЕТОР», создавать карты параметров облачности и отправлять их потребителям. Акты внедрения модифицированных алгоритмов в оперативную эксплуатацию СЦ ФГБУ «НИЦ «Планета» представлены в Приложении Д.

На основании решения ЦМКП Росгидромета от 11.10.2016 предложенная автором модифицированная методика детектирования облачности и расчета ее характеристик используется в оперативной работе СЦ ФГБУ «НИЦ «Планета» в качестве основного метода. Использование расчетов методики (классификации облачности, высоты и температуры ВГО) ЦМКП Росгидромета признано целесообразным в оперативно-прогностической работе метеоподразделений. Продукты методики рекомендованы к использованию как дополнение данных синоптических и радиолокационных наблюдений в региональных и мезомасштабных схемах численного анализа и прогноза погоды, для научного стиминга, а также в целях климатических исследований облачного покрова и осадков.

3. Разработана методика определения влагосодержания безоблачной атмосферы по измерениям микроволнового радиометра МТВЗА-ГЯ, позволяющая проводить адаптивный поиск оптимального набора каналов и находить наилучшие комбинации для различных климатических зон и типов поверхности.

4. Использование приборов КА серии «Метеор-М» (шестиканального сканера МСУ-МР и микроволнового зондировщика МТВЗА-ГЯ) позволяет одновременно определять влагосодержание атмосферы и водозапас облаков. Комплексирование методик, предложенных автором, позволит рассчитать интегральное значение влаги в единичном столбе как сумму рассчитанных параметров водозапаса и влагосодержания.

## ГЛАВА 3. ВАЛИДАЦИИ МЕТОДИКИ ДЕТЕКТИРОВАНИЯ ОБЛАЧНОСТИ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЕЕ ХАРАКТЕРИСТИК

Наземными средствами для больших территорий водозапас не измеряется и данных, которые могли бы использоваться для валидации его оценок, нет. В то время как для классификации облачности и параметров ее ВГ имеется ряд данных, считающихся достоверными: наблюдения на метеостанциях, данные Доплеровского метеорологического радиолокатора (ДМРЛ-С), оценки параметров облачности другими методиками. Поскольку расчет величины водозапаса по предлагаемой автором методике напрямую зависит от точности восстановления параметров облачного покрова, оценка качества проводилась для характеристик облачности, участвующих в расчете водозапаса – морфологической классификации, температуры и высоты ВГО.

Исходными данными для определения значений водозапаса облаков являлись измерения радиометра AVHRR (Advanced Very-High-Resolution Radiometer), установленного на КА серии NOAA и Metop B. Прибор AVHRR является аналогом радиометра МСУ-МР, расположенного на отечественных КА серии Метеор-М. Поэтому, результаты валидации применимы для МСУ-МР.

Первичная оценка качества рассчитанных параметров проводилась на основе данных наземной наблюдательной сети. Сравнение проводилось визуально для каждого витка спутникового наблюдения, с помощью приземных и кольцевых карт погоды за ближайшие сроки в течение 2015 г. При сравнении учитывалась скорость развития и разрушения облачных образований, поскольку поле облачности быстро подвергается изменчивости с прохождением фронтов и / или барических образований. Также, многие формы облачности существуют в течение очень короткого промежутка времени, подвергаются процессу трансформации и преобразуются в другие формы. Кроме того, учитывалась ограниченность угла обзора наблюдателя на приземной метеорологической станции – невозможно с земли фиксировать многослойную облачность при наличии плотных слоистых облаков нижнего или среднего ярусов. Исключение возможных ошибок наблюдателя осуществлялось анализом типов облачности на близлежащих станциях. Оценка качества расчета высоты и температуры ВГО проводилась путем косвенного сравнения с картами классификации облачности и с синоптическими картами: чем ближе облачность расположена к подстилающей поверхности, тем больше должна быть ее температура и меньше высота ВГО и наоборот.

Наземные оценки наблюдателя часто субъективны и в значительной мере зависят от квалификации и опыта. Метеонаблюдения, отражают состояние погоды в срок наблюдения, а в летний период процесс формирования и разрушения облака довольно быстрый. Несмотря на то, что размер территории метеонаблюдений принято считать в 5 – 10 км, в реальных условиях площадь обзора небосвода наблюдателем существенно отличается, в зависимости от высоты НГО

и степени закрытости горизонта. Поскольку визуальное сравнение несет в себе значительное количество допущений, и есть определенные трудности при сопоставлении спутниковой и наземной информации, этот вид валидации нельзя признать высокоточным.

Более детальная оценка результатов расчета методики проводилась с продуктами КА CALIPSO и измерениями ДМРЛ-С.

### 3.1 Валидация рассчитанных характеристик облачности по данным наземной наблюдательной сети и измерениям КА CALIPSO

#### 3.1.1 Методика валидации по данным наземной наблюдательной сети и измерениям КА CALIPSO

КА CALIPSO был запущен на орбиту в 2006 г. для изучения влияния облачности и аэрозолей на излучение Земли и ее климата. Он летает в составе международного «созвездия» («A-train») с пятью другими спутниками (Aqua, CloudSat, PARASOL, Aura, Glory) для осуществления параллельных наблюдений за Землей. Спутник CALIPSO включает в себя три прибора: облачно-аэрозольный лидар с ортогональной поляризацией (CALIOP); ИК-радиометр (IIR) и широкоугольную камеру высокого разрешения (WFC). Зарубежные космические (NASA, ESA, JAXA) и метеорологические агентства (NOAA) на регулярной основе производят валидацию измерений лидара CALIOP с применением наземных и самолетных измерений. Данный космический аппарат давно зарекомендовал себя в качестве источника спутниковых данных об облачности для целей научных исследований и создания учебных выборок. Лидар CALIOP обладает высокими техническими показателями: вертикальное разрешение составляет 30 метров, горизонтальное – 1 км. Лидар позволяет получать вертикальные профили излучения от аэрозольных и облачных слоев, а также параметры этих слоев (такие как высота верхней и нижней границ, температура и давление на уровне ВГ, фазовое состояние частиц и пр.) [Cloud-Aerosol LIDAR...]. Валидация по данным КА CALIPSO проводилась по опыту работ [Heidinger et al., 2010; Kittaka et al., 2011; Redemann et al., 2012; Aerosol indirect effect..., 2013].

Методика сопоставления аналогичных параметров облака включает в себя следующие этапы:

- временное и пространственное совмещение двух КА;
- приведение данных к одной пространственной сетке;
- построение профилей распределения фазового состояния частиц, высоты и температуры ВГО по данным обоих спутников вдоль трассы КА CALIPSO;
- анализ и сравнение полученных данных (визуальное и статистическое).

Периоды одновременной съемки одной территории спутников CALIPSO и NOAA-19 находились с помощью веб-интерфейса OrbNav (Orbital navigation parameter generation), инструмента Orbtandem [NASA Atmosphere SIPS...]. Инструмент Orbtandem, определяет временные промежутки, когда спутники находятся на заданном расстоянии друг от друга. Максимально допустимым интервалом между КА было принято расстояние в 150 км – величина выбрана с учетом скорости развития и разрушения облачных образований. Поиск периодов коллокации проводился для территории России за 2014 г.

Использовались данные лидара CALIOP следующих уровней обработки:

- level-1 в виде профилей общего ослабления (параллельного и перпендикулярного) обратного рассеяния (532 нм), с горизонтальным разрешением 333 м;
- level-2 в виде табличных наборов данных для облачного слоя, с горизонтальными разрешениями 1 и 5 км (CAL\_LID\_L2\_01kmCLay-ValStage1 и CAL\_LID\_L2\_05kmCLay-ValStage1).

По профилям общего ослабления (level-1) можно судить о расположении облачных массивов, их мощности и высоте ВГО, они использовались для визуального сравнения. Табличные наборы данных лидара уровня level-2 содержат информацию о качественных и количественных параметрах облачности (фазовое состояние облачных частиц, высота и температура ВГО) в каждом пикселе по трассе и использовались для статистических расчетов [Антонов и др., 2015 (а, б); Косторная и др., 2016 (а – ф); Kostornaya et al., 2016; Косторная и др., 2017 (а, б)].

Для каждого анализируемого срока, строились профили распределения сравниваемых параметров облачного покрова. Профили распределения величин по данным КА CALIPSO строились в ПК Ccplot, работающей на базе Python (x,y) с модулями numpy, matplotlib, basemap и cython [Visualising Data from..., 2010]. Профили распределения параметров облачного покрова, рассчитанных по методике, строились вдоль трассы CALIPSO, используя программы ENVI и ArcMap. Из-за разного разрешения итоговых продуктов (разрешение методики 2,6 x 2,6 км, а КА CALIPSO – 1 и 5 км) проводилось приведение данных к одной сетке. При сравнении данных КА CALIOP и продуктов разработанной методики учитывалась отличие приборов: CALIOP – активный лидар и способен распознавать даже самые тонкие облачные и аэрозольные слои, в отличие от пассивного сканирующего радиометра AVHRR / КА NOAA-19. Поэтому, валидация проводилась с учетом величины оптической толщины облака ( $\tau > 0.3$ ).

### 3.1.2 Результаты валидации по данным наземной наблюдательной сети и измерениям КА CALIPSO

Оценка точности обнаружения методикой облачности основных барических образований проводилась на основе данных наземной наблюдательной сети с помощью приземных и кольцевых карт погоды за ближайшие сроки. При сопоставлении с данными метеонаблюдений расчеты методики показали высокую достоверность. В синоптическом масштабе – на картах прослеживаются облачные массивы основных барических образований. В мезомасштабе – типы и формы облачности совпадают с указанными на станциях в большинстве случаев, в том числе и по косвенным признакам (например, областям ливневых осадков соответствуют кучево-дождевые или слоисто-дождевые формы). Пример оценки качества расчетов методики на основе данных наземных наблюдений для 3.09.2016 приведен на рисунке 3.1. На фрагменте приземной синоптической карты (рисунок 3.1а) наблюдается заполняющийся циклон. В поле облачности на ИК-изображении (рисунок 3.1б) и фрагменте карты классификации облачности, созданной методикой (рисунок 3.1в) отчетливо прослеживается спиралевидная структура облаков, приземный центр циклона расположен вблизи фокуса облачной спирали. Отмечается образование вторичного облачного вихря в тылу развитого циклона. Фронтальный раздел выражен на карте методики яркими, развитыми, неоднородными облачными массами – прослеживаются слоистообразные и кучевообразные формы, соответствующие данным наземных наблюдений [Косторная и др., 2017 (а, б)].

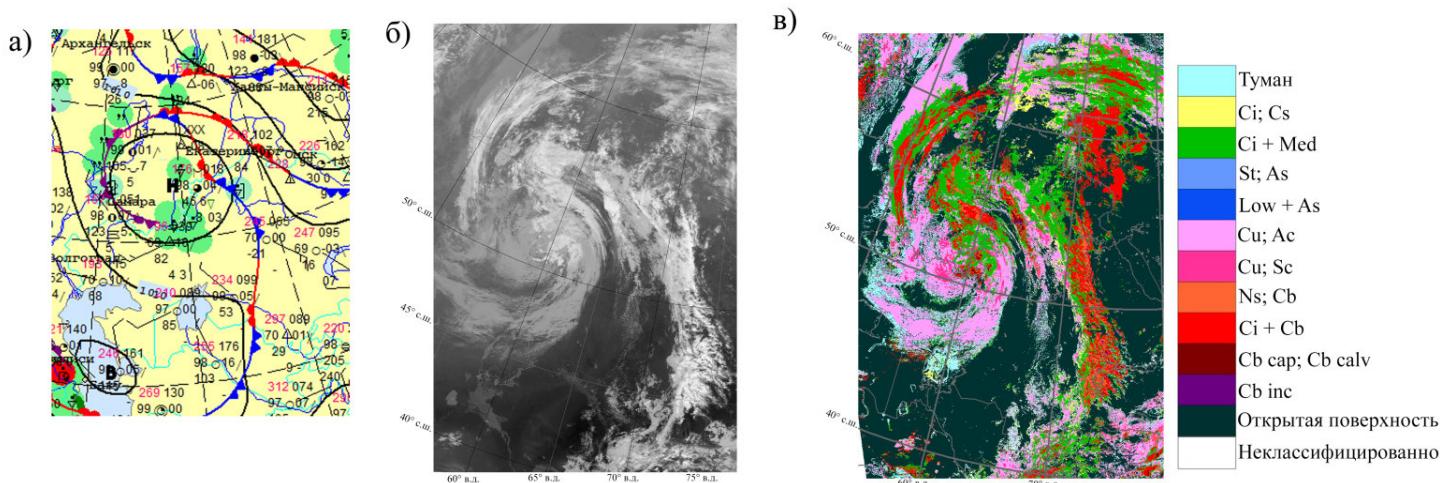


Рисунок 3.1 – Оценка качества расчетов методики на основе данных наземных наблюдений, 03.09.2016; а) фрагмент синоптической карты (приземный анализ), 06:00 UTC; б) панхроматический монтаж космического изображения КА NOAA-19, 09:22 UTC; в) фрагмент карты классификации облачности, созданной методикой

Для сопоставления с данными КА CALIPSO было найдено 8 периодов одновременной съемки КА CALIPSO и КА NOAA-19 территории России в различные сезоны 2014 года (таблица 3.1). Каждый срок был тщательно проанализирован на предмет соответствия классификации облачности и фазового состояния облачных частиц, параметров ВГО (высота и температура).

Пример сравнения расчетов методики по данным радиометра AVHRR КА NOAA-19 с данными лидара CALIOP КА CALIPSO для 6.06.2014 приведен на рисунках 3.2 – 3.5. Практически на всю длину трассы протянулась облачность холодного фронта заполняющегося циклона, состоявшая из различных форм (рисунок 3.2).

Таблица 3.1 – Периоды коллокации КА CALIPSO и КА NOAA-19

Дата	Временной интервал (UTC)
4.02.2014	22:51 – 22:56
23.03.2014	5:24 – 5:32
14.04.2014	6:32 – 6:35
17.05.2014	8:48 – 8:53
6.06.2014	5:08 – 5:14
8.06.2014	9:51 – 9:55
20.08.2014	6:27 – 6:34
1.10.2014	5:26 – 5:33

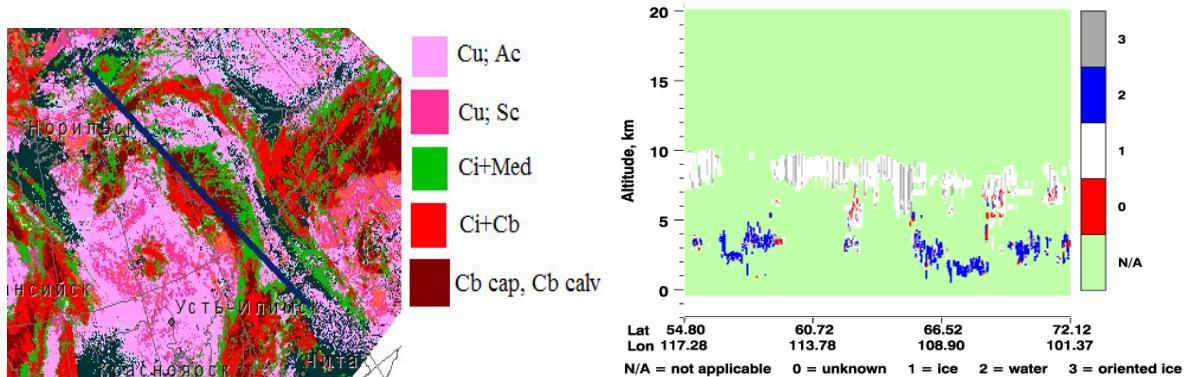


Рисунок 3.2 – Пример оценки качества расчетов методики на основе данных КА CALIPSO, 6.06.2014; слева – фрагмент карты классификации облачности, созданной методикой, с наложенной на нее трассой CALIPSO; справа – фазовое состояние облачности вдоль трассы по данным лидара CALIOP

Значения высот ВГО варьировались от 8 – 9 км над севером Читинской области, где отмечается облачность верхнего и среднего ярусов, до 1 – 4 км над восточной частью Иркутской области с низкой кучевообразной облачностью (рисунок 3.3). Вдоль западного участка

Республики Саха прослеживались грозовые формы (*Cb cap*, *Cb calv*), с высотами ВГО 7 – 10 км. На южном участке трассы преобладала многослойная облачность с высотами ВГО от 1 до 8 км. Распределение значений высоты ВГО вдоль трассы по расчетам методики и данным КА CALIPSO инвариантно. Среднее расхождение между значениями высоты ВГО составило 1,7 км.

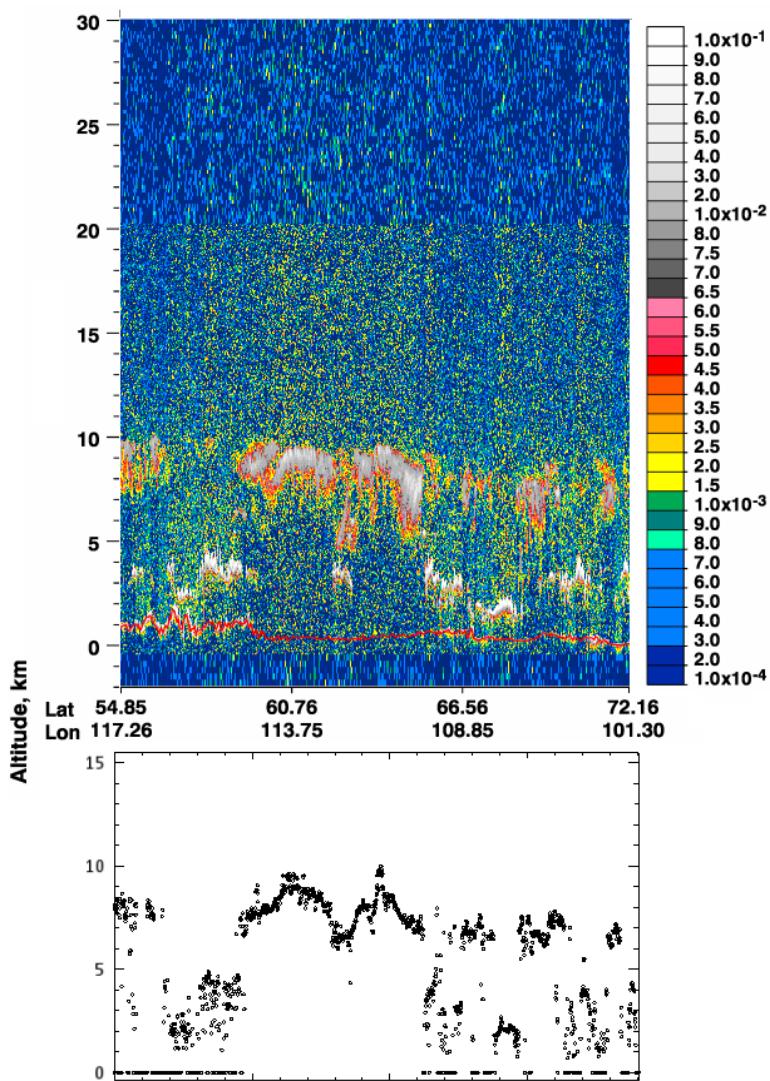


Рисунок 3.3 – Пример оценки качества расчетов методики на основе данных КА CALIPSO, 6.06.2014; сверху – профиль общего ослабления излучения CALIOP; снизу – профиль распределения высоты ВГО (км) по расчетам методики, разработанной автором

По расчетам методики и по данным КА CALIPSO значения температуры облаков нижнего яруса колеблются между 260 и 280 К, мощные облака вертикального развития, расположившиеся вдоль западного участка Республики Саха, имеют низкие значения температуры ВГО – от 225 до 240 К (рисунок 3.4 – 3.5). Среднее расхождение между значениями температуры ВГО вдоль трассы составило 7,8 К [Антонов и др., 2015 (а, б); Косторная и др., 2016 (а – ф); Kostornaya et al., 2016; Косторная и др., 2017 (а, б)].

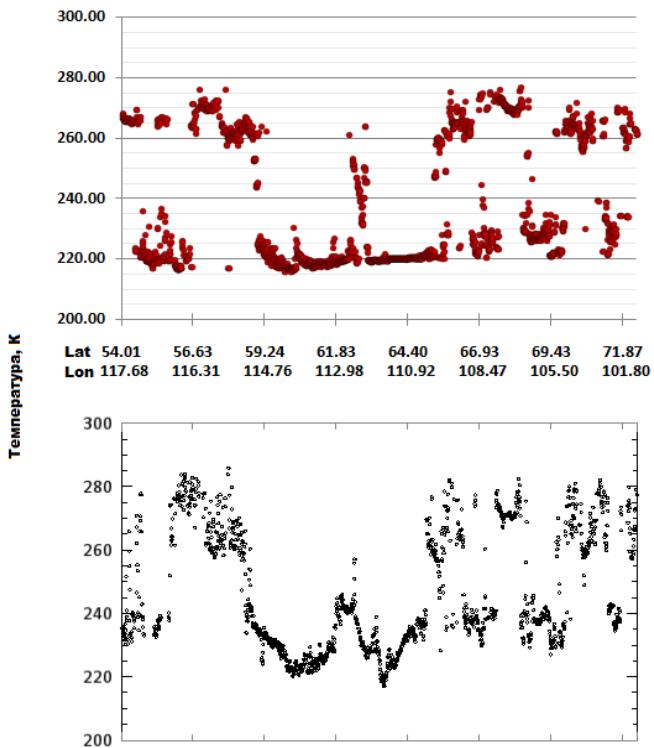


Рисунок 3.4 – Распределение значений температуры ВГО вдоль трассы, (К), 6.06.2014; сверху – по данным лидара CALIOP; снизу – по расчетам методики, разработанной автором

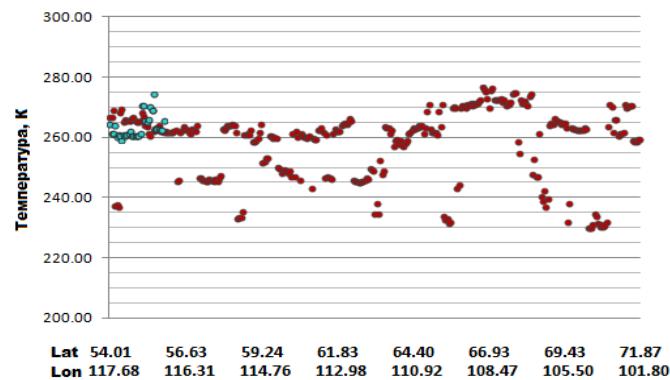


Рисунок 3.5 – Распределение значений температуры ВГ 2-ого и 3-его обнаруженных слоев облачности вдоль трассы по данным лидара CALIOP, (К), 6.06.2014

Сравнение с данными лидара CALIOP показало высокую достоверность обнаружения методикой многослойной облачности (92 %). Детектирование облачности и построение маски облачности методикой соответствует данным лидара. Детектирование облачности и построение маски облачности методикой соответствует данным лидара – безоблачные и облачные участки на профилях симметричны. Перистая облачность детектируется методикой не так качественно, как лидаром CALIOP. Тонкие ледяные облака детектируются методикой при значениях общего ослабления излучения  $> 2,5 \cdot 10^{-2} - 4 \cdot 10^{-2}$  км  $1\text{c}^{-1}$ , что объясняется особенностями регистрирующей аппаратуры.

Достоверность оценок высоты ВГО по расчетам методики зависит от типа облачности: для мощных грозовых облаков достоверность составляет 96 %, для слоистообразных типов – 82 %, для перистой облачности (со значением общего ослабления излучения  $> 2,5 \cdot 10^{-2}$ ) уменьшается до 80 %. Достоверность расчета высоты ВГО для многослойной облачности составляет 72 %, что объясняется большей точностью определения высоты ВГО нескольких слоев облачности лидаром. Достоверность оценок температуры ВГО по расчетам методики для перистой облачности составляет 78 %, для кучево-дождевой – 90 %, для слоистообразной – 83 %. Наибольший разброс значений температуры ВГО, рассчитанных по методике, относительно данных CALIPSO имеет перистая и кучево-дождевая облачность, из-за прозрачности первой и «рваного» строения второй. Достоверность оценок температуры ВГО отдельных кучевых облаков, при отсутствии единого облачного массива (т.н. облака хорошей погоды), составляет 92 %.

При рассмотрении по сезонам наибольшая достоверность данных методики прослеживается в теплый период года – с апреля по сентябрь, с расхождениями высоты ВГО не более 1,5 км, а температуры не более 5 – 10 К. Над северными территориями и заснеженными областями с температурами у подстилающей поверхности ниже  $-25^{\circ}\text{C}$ , методика дает ложную облачность из-за высокого альбедо снега [Антонов и др., 2015 (а, б); Косторная и др., 2016 (а – ф); Kostornaya et al., 2016; Косторная и др., 2017 (а, б)].

### 3.2 Валидация рассчитанных характеристик облачности по измерениям ДМРЛ-С

#### 3.2.1 Методика валидации по измерениям ДМРЛ-С

Сравнение расчетов методики с данными доплеровского метеолокатора проводилось Западно-Сибирским филиалом ФГБУ «Авиаметтелеком Росгидромета» с 1 июня 2015 года по 11 мая 2016 года в рамках договора о научно-техническом сотрудничестве. Сравнение проводилось путем сравнения параметров облачности над территорией обзора Барабинского ДМРЛ-С с картами классификации облачности и высоты верхней границы, полученных на основе информации прибора AVHRR со спутников NOAA-19, NOAA-18 и Metop-B в сроки, наиболее близкие к времени пролета спутника над территорией наблюдения. В сводной таблице дежурным синоптиком указывались дата и время сеанса, спутник, средние значения высот по территории охвата ДМРЛ-С (или интервалы высот), рассчитанные методикой и определенные ДМРЛ-С. При сравнении величин учитывалось, что границы массивов облачности на картах могут отличаться от данных ДМРЛ-С по причине различного пространственного разрешения выходной продукции. Учитывая особенности и ограничения радиолокационного метода, специалистами-синоптиками

привлекалась вспомогательная информация: синоптические, кольцевые карты, карты нефонализа и бортовая погода.

Оценка качества методики проводилась по данным сводных таблиц для каждого проанализированного срока в следующем виде:

Полное сравнение расчетов методики (классификации и оценок высоты ВГО):

- 1 / 1 полное соответствие данных методики с данными наблюдения ДМРЛ-С как по типам облачности, так и по высоте ВГО;
- 0 / 0 полное расхождение данных методики и данных наблюдения ДМРЛ-С.

Сравнение каждой характеристики в отдельности, независимо друг от друга:

- 1 / \* достоверность классификации облачности данным ДМРЛ-С;
- \* / 1 достоверность расчетов высоты ВГО данным ДМРЛ-С;

### 3.2.2 Результаты валидации по измерениям ДМРЛ-С

Период сравнения составил 346 дней, анализу подверглись данные за 212 дней. Сравнение не проводилось в случаях: отсутствия облачности (ясная погода) над территорией наблюдения ДМРЛ-С в момент анализа (108 дней); отсутствия данных методики / ДМРЛ-С (12 дней); по каким-либо другим причинам (14 дней). Подробные сведения о выборке данных представлены в таблицах 3.2 и 3.3. Было произведено 546 сравнений данных по высоте ВГО и 384 сравнения классификации облачности. Так как для алгоритма классификации облачности необходима информация в каналах 0,6 и 3,7 мкм, доступных только в дневное время при зенитном угле Солнца не более 65 °, а продолжительность светового дня в зимние месяцы составляет не более 7 – 9 часов, проанализированных данных по классификации облачности меньше .

Таблица 3.2 – Количество дней с наличием и отсутствием данных методики дешифрирования облачности и расчета ее характеристик и данных ДМРЛ-С в дни испытаний.

Данные методики	Наличие облачности	Данные ДМРЛ-С			Отсутствие данных по другим причинам*	$\Sigma$
		Наличие облачности	Отсутствие облачности	Нет данных (сбои)		
		212	0	10		
	Отсутствие облачности	0	108	0	0	108
	Нет данных (сбои)	2	0	0	0	2
	Отсутствие данных по другим причинам*	0	0	0	14	14
	$\Sigma$	214	108	10	14	346

Примечание: \*повышенная загруженность смены синоптиков, либо технические неполадки рабочего компьютера синоптика.

Таблица 3.3 – Сведения о выборке данных дешифрирования облачности по спутниковым данным, используемых в сравнении с ДМРЛ-С в период июня 2015 г. – май 2016 г. [Косторная и др., 2017 (б)]

Период испытаний (месяц)	Общее количество дней в месяце, доступных для проведения анализа	Количество дней / %			
		С проведенным сравнением облачности	С непроведенным сравнением облачности по причине отсутствия данных методики / ДМРЛ-С	С непроведенным сравнением облачности по причине отсутствия данных методики / ДМРЛ-С	Общее количество дней в месяц с непроведенным сравнением облачности по другим причинам*
Июнь	30	30 / 100	0 / 0	0 / 0	0 / 0
Июль	31	23 / 74	7 / 23	1 / 3	0 / 0
Август	31	23 / 74	8 / 26	0 / 0	0 / 0
Сентябрь	30	21 / 70	9 / 30	0 / 0	0 / 0
Октябрь	31	25 / 81	6 / 19	0 / 0	0 / 0
Ноябрь	30	13 / 43	12 / 40	2 / 7	3 / 10
Декабрь	31	13 / 42	12 / 39	2 / 6	4 / 13
Январь	31	11 / 35	18 / 58	2 / 6	4 / 13
Февраль	29	10 / 34	11 / 38	5 / 17	3 / 10
Март	31	14 / 45	16 / 52	0 / 0	1 / 3
Апрель	30	23 / 77	6 / 20	0 / 0	1 / 3
Май	11	6 / 55	3 / 27	0 / 0	2 / 18
Общее количество	346	212 / 61	108 / 31	12 / 3	14 / 4
					134 / 39

Примечание: \* повышенная загруженность смены синоптиков, либо технические неполадки рабочего компьютера синоптика.

На этапе анализа данных было обнаружено большое количество сроков со значительными расхождениями в данных ДМРЛ-С и данными методики. Несоответствие данных встречалось нескольких видов:

- по данным ДМРЛ-С над территорией ясно. На космических снимках, картах нефонализа и синоптических картах облачность отмечается;
- по данным ДМРЛ-С над территорией присутствует облачность в виде разрозненных массивов небольшого размера. На ИК изображениях это однородные мощные образования;
- данные ДМРЛ и космических изображений схожи, количество облачности над территорией идентично, но по данным ДМРЛ-С облачность менее мощная, несоответствующая данным синоптических карт;
- отсутствие высокой перистой облачности по данным ДМРЛ-С.

Указанные случаи подвергались специалистом более подробному рассмотрению с использованием исходных монтажей космических изображений (ИК снимков), монтажей спутников близких ко времени, карт нефонализа и синоптических карт. Используя перечисленную дополнительную информацию, оценивалась синоптическая ситуация. Повторяемость сроков с необходимостью привлечения дополнительных данных представлена в таблице 3.4.

Таблица 3.4 – Повторяемость сроков со значительными расхождениями в данных ДМРЛ-С и данными методики

		Количество сроков со спорными данными ДМРЛ-С	Количество сроков со спорными данными ДМРЛ-С от общего числа наблюдений, %
		N-19	41
По КА	N-18	32	37
	M-01	14	16
По месяцам	Июнь	6	8
	Июль	1	2
	Август	2	3
	Сентябрь	10	18
	Октябрь	6	10
	Ноябрь	5	15
	Декабрь	11	39
	Январь	13	52
	Февраль	6	27
	Март	12	41
	Апрель	11	17
	Май	4	16

Всего за весь период испытания дополнительному анализу подверглись 125 сроков (22,89 % от общего числа). В холодный период года данные методики и ДМРЛ-С гораздо чаще нуждаются в дополнительной проверке. После подробного изучения дополнительной информации исправления в оценки (0→1 или 1→0) были внесены в 87 сроках (69,6 % случаев). Максимальное количество сроков с несоответствием данных ДМРЛ-С и методики наблюдалось в январе – 52 % (13 сроков из 25), минимальное – в августе, всего 3 % (2 срока из 65). Расхождения объясняются неспособностью локатора распознавать перистую облачность из-за ее малой отражаемости, а в зимний период распознавать мелкокапельную слоистую облачность, не дающую осадков. Из-за диэлектрических свойств воды и формы капель в зимний период отражаемость облаков меньше, следовательно, ограничений и погрешностей идентификации облачности наблюдается больше.

В сроках с исправленными оценками наблюдается существенное расхождение данных ДМРЛ-С не только со спутниковой информацией, но и данными наземной наблюдательной сети. Исправления в оценки вносились лишь в случае подтверждения ее данных 2-мя и более вспомогательными источниками [Косторная и др., 2017 (а, б)].

За весь анализируемый период количество сроков с полным соответствием данных методики данным ДМРЛ-С (1 / 1) составляет 83,1 % от числа сроков с полным сравнением (319 сроков из 384). Количество сроков с полным расхождением в данных (0 / 0) составляет 1,3 % (5 сроков из 384). Типы облачности на картах классификации методики совпадают с типами облачности ДМРЛ-С в среднем в 96,9 % случаев. Значения высоты ВГО определяются с достоверностью в среднем 80,2 %. Более подробные результаты сравнения представлены в таблице 3.5.

При рассмотрении по месяцам, наибольшее количество данных с полным сравнением расчетов методики пришлось на июнь – 74 срока, наименьшее – на февраль – всего 6 сроков. Максимальное количество сроков с полным соответствием данных методики данным ДМРЛ-С отмечается в марте и апреле и составляет 100 % (16 сроков из 16 анализируемых) и 98 % (44 срока из 45 анализируемых) соответственно. Минимальное количество сроков с полным соответствием расчетов отмечается в январе, что объясняется пониженным качеством рассчитанных значений высоты ВГО в этот месяц.

В течение года достоверность типизации облачности не опускается ниже 88 % даже в зимние месяцы (таблица 3.5, рисунок 3.6), а в переходные сезоны составляет 100 % (сентябрь – октябрь, февраль – май). Достоверность оценок высоты ВГО напрямую зависит от температуры воздуха у подстилающей поверхности (таблица 3.5, рисунок 3.6 и 3.7), по мере уменьшения значений температур и охлаждения приземного слоя достоверность уменьшается с 80 – 90 % (июнь – октябрь) до 65 – 50 % (ноябрь – февраль). В среднем, при уменьшении температуры воздуха у подстилающей поверхности и установлении снежного покрова, затрудняющего

обнаружение облачности, на 6 % уменьшается точность определения типов облачности, и на 19 % точность определения параметров ВГО [Косторная и др., 2017 (а – ф)].

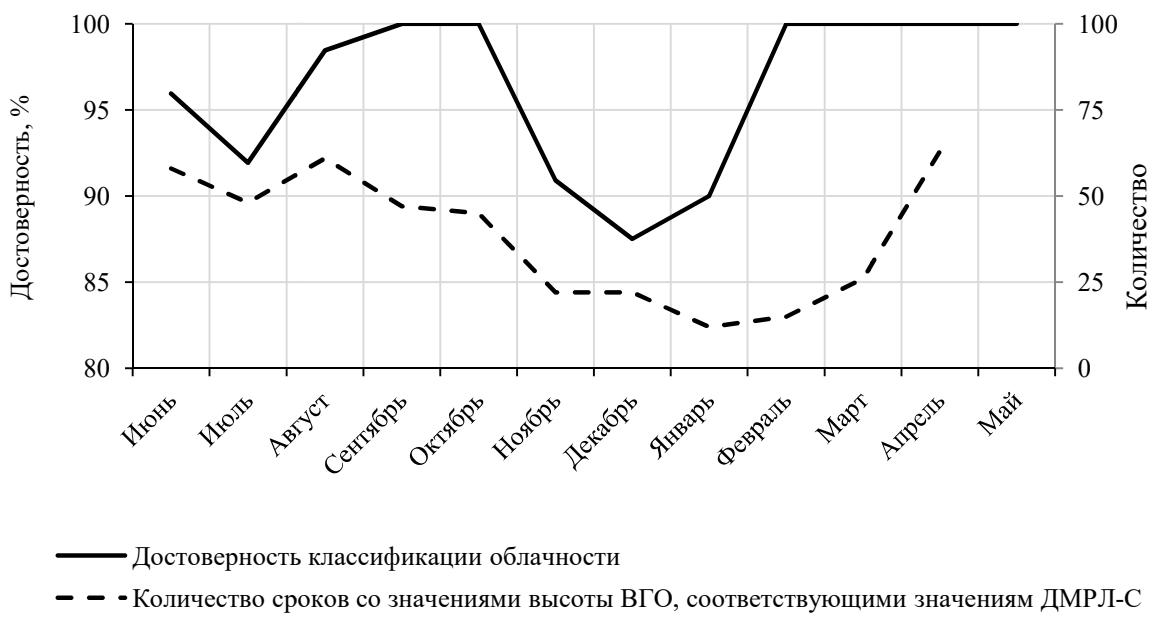


Рисунок 3.6 – Результаты сравнений расчетов модифицированной автором методики с данными ДМРЛ-С Барабинск за период с 1.05.2015 по 11.05.2016 г.

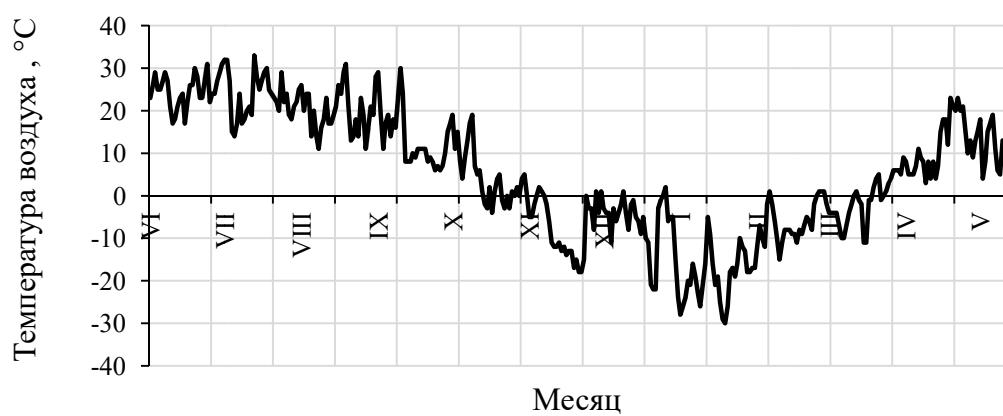


Рисунок 3.7 – Среднесуточная температура воздуха у подстилающей поверхности по данным метеостанции Барабинск за период с 1 июня 2015 г. по 11 мая 2016 г., (°C)

Таблица 3.5 – Итоговые результаты сравнения расчетов методики с данными ДМРЛ-С Барабинск по месяцам [Косторная и др., 2017 (б)]

Месяц	Общая достоверность методики по высоте ВГО (*//1)	Общая достоверность методики по типизации облачности (1/*)	Полное соответствие данных методики данным ДМРЛ-С (1/1)		Полное несоответствие данных методики данным ДМРЛ-С (0/0)
			Компектное скопление облачности в сутки, %	Компектное скопление облачности в сутки, %	
Июнь	30	74	58	78	74
Июль	21	62	48	77	62
Август	24	65	61	94	65
Сентябрь	21	57	47	82	42
Октябрь	24	60	45	75	30
Ноябрь	13	34	22	65	11
Декабрь	13	28	22	79	8
Январь	11	25	12	48	10
Февраль	10	22	15	68	6
Март	15	29	26	90	16
Апрель	23	65	63	97	45
Май	6	25	19	76	15

Примечание: общее количество сроков с проведенными сравнениями по типизации облачности (колонка 6) – это и число полных сравнений расчетов методики. Расчет процентной величины полного соответствия/несоответствия данных методики (т.е. как по высоте, так и по типизации облачности) данным ДМРЛ-С производится от числа сроков с полным сравнением в этот месяц (например, для сентября – 39 сроков с полным соответствием (1/1) из 42 сроков с полным сравнением расчетов – это 93 % достоверность).

В летний период в 98 % случаев мощной конвективной облачности формы облачных образований и значения высоты ВГО соответствуют данным ДМРЛ-С. Методика распознает очаги развития конвекции в облачном массиве, с соответствующими им значениями ВГО. На рисунке 3.8 представлен пример рассчитанных параметров облачности для кучево-дождевой ячейки над территорией испытания по данным ДМРЛ-С (рисунок 3.8а) и по данным методики (рисунок 3.8б). В силу особенностей радиолокационного метода, мелкокапельная облачность без осадков на ДМРЛ-С не отображается, «потеряны» тонкие части облачной полосы с размерами гидрометеоров менее 100 мкм. На территории обзора локатора отражаются лишь участки с высокой оптической плотностью. Несмотря на это, фрагменты карт методики и данные Барабинского ДМРЛ-С отмечают наличие кучево-дождевой ячейки идентичной формы со значениями высоты ВГО более 10 км [Косторная и др., 2017 (а, б)].

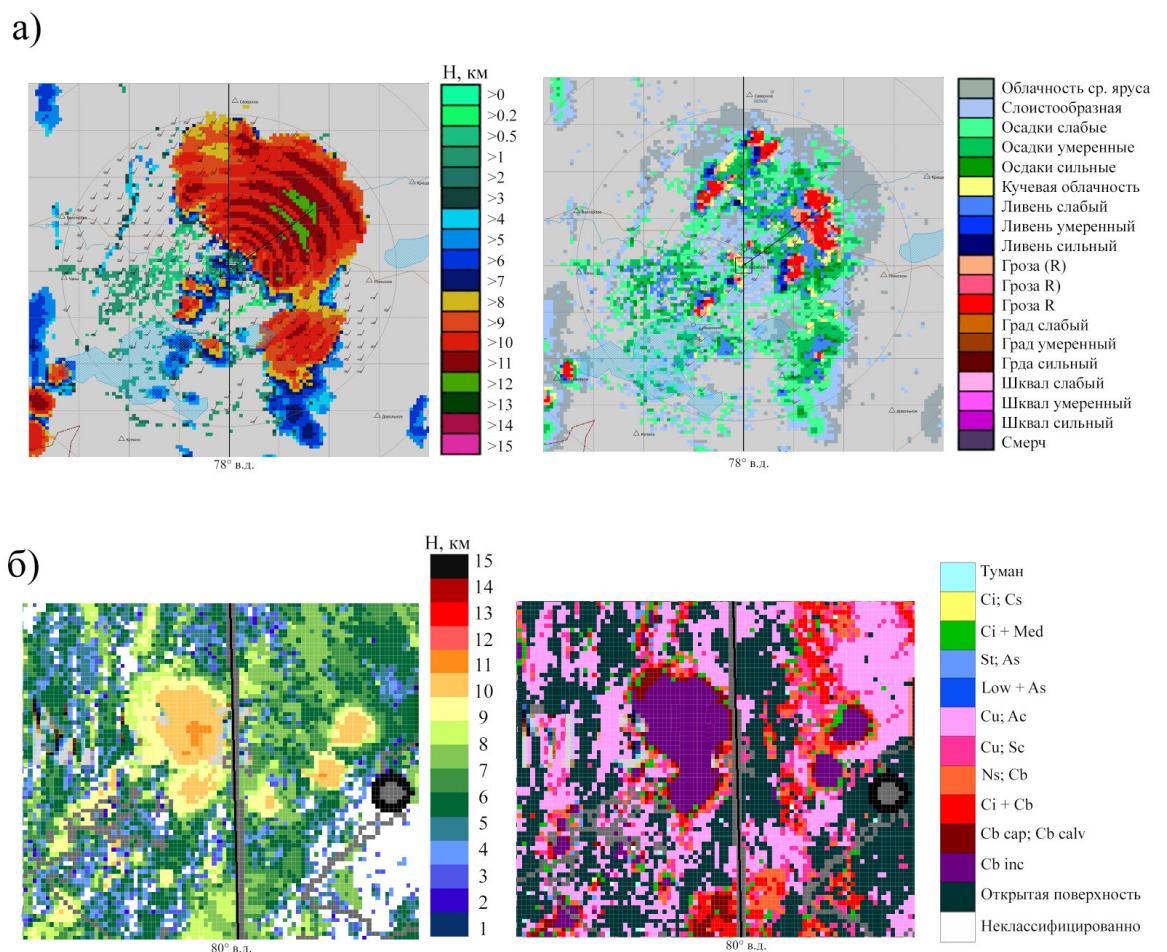


Рисунок 3.8 – Оценка качества расчетов методики на основе данных доплеровского метеолокатора, 13.07.2015; а) параметры облачности по данным ДМРЛ-С (высота ВГО и метеоявления) в пределах радиуса 150 км, 11:59 UTC; б) фрагменты карт классификации облачности и высоты ВГО (км) над территорией охвата ДМРЛ-С по данным методики, КА NOAA-18, 11:54 UTC

При масштабе грозового облака  $< 5$  км и интенсивном турбулентном обмене в послеполуденное время, возрастает вероятность занижения высоты ВГО очага наибольшего развития конвекции в массиве кучево-дождевых форм. В 30 % случаев методика занижает локальный максимум конвективной ячейки на 1,5 км. При обработке последовательных витков, методика улавливает развитие кучево-дождевой облачности с течением времени.

В рамках сравнения с данными ДМРЛ-С, был проведен подробный анализ синоптических условий, при которых отмечается ложное детектирование облачности. Ложное детектирование в зимний период является острой проблемой всех существующих автоматических систем обнаружения облачности. Низкие значения температур заснеженной поверхности создают сложности для алгоритма построения облачной маски, т.к. снежный покров имеет высокое альбедо и может быть ошибочно принят за облачность. Выявлены следующие условия погоды, при которых методика, в основном, ошибочно детектирует облачность:

- в антициклонах, сформированных в холодных воздушных массах, при температурах воздуха у подстилающей поверхности ниже  $-21^{\circ}\text{C}$  (особенно при резких ночных понижениях);
- при туманах охлаждения, возникающих вследствие понижения температуры воздуха у подстилающей поверхности ниже  $-13^{\circ}\text{C}$ ;
- при метелях и поземках, охватывающих большие территории, в отсутствии облачности.

Повторяемость сроков с ложным детектированием составляет 1,6 % от общего числа произведенных наблюдений (9 сроков из 546) [Косторная и др., 2017 (а, б)].

### 3.3 Методика автоматического сравнения облачных параметров, восстановленных двумя различными технологиями обработки спутниковых данных

Системы автоматической обработки спутниковых данных позволяют существенно увеличить скорость получения конечных продуктов, исключить человеческий фактор и, как следствие, находят широкое применение в различных практических задачах. Одна из таких задач – обнаружение облачности на спутниковых изображениях и расчет макро- и микрофизических параметров облачного слоя. Точность восстановления облачных параметров зависит от множества факторов: технических характеристик спутникового радиометра, точности калибровок его измерительных каналов, корректности расчетных алгоритмов и достоверности предикторов, используемых в системе (данные ЧПП, битовые маски и пр.). Однако, использование измерений различных КА и разные алгоритмы обработки спутниковой информации приводят к разным результатам. Поэтому необходимо сопоставление получаемых оценок облачных параметров для определения их достоверности.

При сравнении качественных и количественных характеристик облачного покрова, восстановленных двумя различными технологиями автоматической обработки спутниковых данных, необходимо учитывать множество факторов. Автором разработана методика валидации облачных параметров, восстановленных двумя различными методиками автоматической идентификации облачности и классификации ее параметров по данным радиометров полярно-орбитальных спутников [Волкова и др., 2019 (а, б); Волкова и др., 2020].

Целью сравнения двух различных методик является достоверность определения однотипных характеристик облачности. Для этого проводится:

- приведение данных к одной пространственной сетке;
- поиск соответствия пикселей на классифицированных спутниковых данных;
- сравнение качественных и количественных характеристик облачности;
- расчет статистических характеристик, оценок.

При сравнении информации сканирующих устройств, установленных на разных метеоспутниках, необходимо проводить временное и пространственное совмещение. Для этого выбирается территория проведения испытаний, и задается интервал времени, при котором наблюдение выбранного участка двумя КА считается одновременным. Разница между съемками задается с учетом времени развития облачности в период сравнения. Например, в конвективно-неустойчивые периоды года (весна, лето) рекомендуется использовать разницу между съемками не более 7 минут [Комплексная пороговая..., 2011].

Для учета смещения облачных массивов и поиска фрагментов изображений одних и тех же участков облачного поля, из массива сравниваемых данных выбираются окрестности  $k \times k$  пикселей контрольного массива, и  $n \times n$  пикселей валидируемого. Массив  $n \times n$  пикселей валидируемого массива используется в качестве скользящего окна. Для каждого сдвига скользящего окна строится бинарная матрица ( $M_{i,j}$ ) соответствия (0 и 1), которая является функцией от контрольной и валидируемой матрицы:

$$M_{i,j} = f(M_A[i,j], M_B[i+k, i+l]), \quad (3.1)$$

где  $M_A$  и  $M_B$  – контрольная и валидируемая матрицы соответственно,  $i, j$  – координаты пикселя,  $k, l$  – шаг смещения скользящего окна. Функция  $f$  – присваивает элементу матрицы  $M_{i,j}$  значение 1 при совпадении параметра облачности соответствующих элементов матриц  $M_A$  и  $M_B$ , и 0 в противном случае. Пиксель валидируемого массива считается соответствующим пикселию контрольного когда значение  $r$  в окрестности  $k \times k$  максимально:

$$r = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n M_{i,j}. \quad (3.2)$$

В отсутствии максимума, участки снимка совмещаются по координатам. Для найденных соответствующих пикселей проводится сравнение количественных характеристик облачности с использованием следующих оценок [Наставление гидрометеорологическим..., 1985; Комплексная пороговая..., 2011]:

–среднее отклонение:

$$dev = P_A - P_B; \quad (3.3)$$

–среднее абсолютное отклонение:

$$|dev| = |P_A - P_B|; \quad (3.4)$$

–среднее квадратичное отклонение:

$$SKO = \sqrt{\frac{\sum(P_A - P_B)^2}{N}}; \quad (3.5)$$

–стандартное отклонение:

$$stDev = \sqrt{(\sum SKO^2 - \sum dev^2)}, \quad (3.6)$$

где  $P_A$  – набор параметров облачности контрольной методики,  $P_B$  – набор параметров облачности валидируемой методики,  $N$  – количество сравниваемых пикселей на витке.

При сравнении качественных параметров облачного покрова, не имеющих точных значений в каждом пикселе (градации или классы), оценивается процентное соответствие / несоответствие расчетов валидируемой методики от контрольной. Для анализа частоты встречаемости всех анализируемых классов / градаций каждой методики, при сравнении каждой пары витков производится расчет повторяемости ( $V$ , %) по следующей формуле :

$$V = \frac{n_k}{n_{cl}} * 100 \%, \quad (3.7)$$

где  $n_k$  – количество пикселей в данном классе / градации,  $n_{cl}$  – количество облачных пикселей на витке.

Используя описанную методику, проводилось количественное сравнение выходных продуктов, получаемых КПМ [Волкова, 2017; Волкова, 2018 (а)] (валидируемая) и расчетов методики классификации облаков, предложенной автором (контрольная). Целью сопоставления расчетов методик было определение соответствия шести однотипных характеристик облачности, получаемых для территории Западной Сибири ( $49 - 66$  °с. ш. и  $60 - 95$  °в. д.) по данным радиометра МСУ-МР КА «Метеор-М» №2 и радиометра AVHRR КА NOAA-18 и Metop-B.

Из 1927 имеющихся пар снимков для сравнения было выбрано 212 пар с удовлетворительной коллокацией, когда разница по времени составляла не более 7 минут, а облачный параллакс не превышал 9 км. Поиск корреляции осуществлялся по соответствуию четырех классов фазового состояния облачных частиц (*faza*), рассчитанных по сравниваемым методикам (рисунок 3.9). Размер окна поиска соответствия составлял  $9 \times 9$  пикселей ( $k = 9$ ) при размере скользящего окна  $3 \times 3$  пикселя ( $n = 3$ ) (уравнение (3.1)). Для найденных соответствующих пикселей сравнивались результаты расчетов значений эффективного радиуса облачных частиц ( $r_{ef}$ ), оптической плотности ( $t$ ), температуры ( $t$ ) и высоты ( $h$ ) ВГО с марта по ноябрь 2019 г [Волкова и др., 2019 (а, б); Волкова и др., 2020].

Аналогично поиск соответствия пикселей проводился для сравнения с использованием найденных классов облачности.

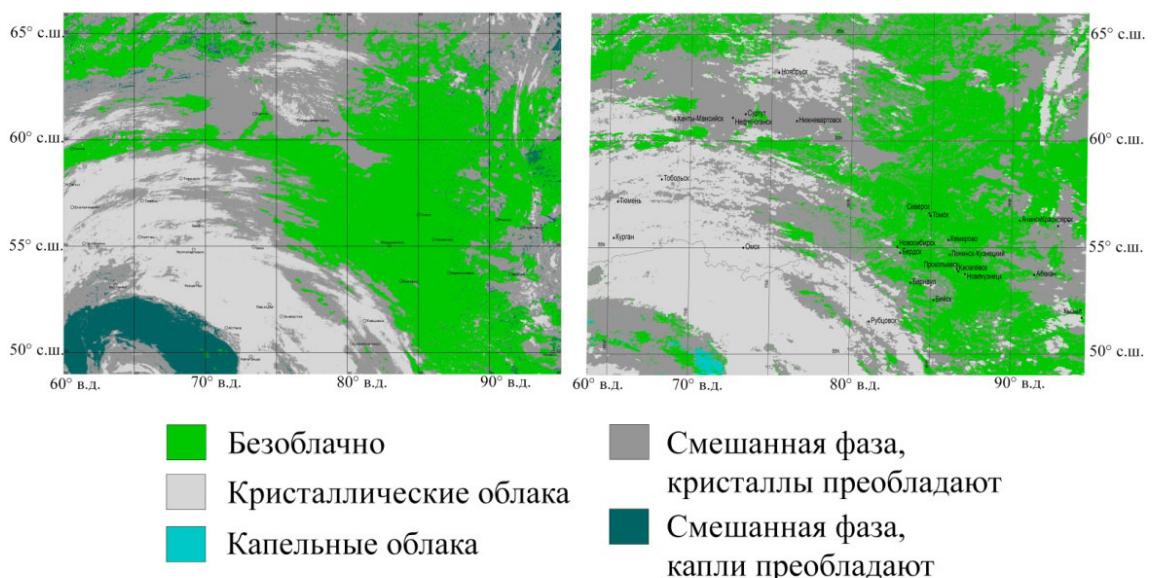


Рисунок 3.9 – Пример сравниваемых фрагментов, фазовое состояние облачных частиц, 28.03.2019 г. Слева – по оценкам КПМ (МСУ МР / Метеор, 14:38 UTC). Справа – по оценка методики, предложенной автором (AVHRR / NOAA, 14:39 UTC) [Волкова и др., 2019 (а, б);

Волкова и др., 2020]

За рассматриваемый период сравнению подверглись 212 сроков. Сравнение параметров ( $t$ ), ( $h$ ) и ( $faza$ ) было произведено для 212 сроков, сравнение параметров ( $r_{ef}$ ) и ( $\tau$ ) для 127 сроков, сравнение типов облачности для 84 сроков, поскольку для расчета параметров используются каналы видимого диапазона. Установлено, что в 58 % случаев КПМ дает большее количество пикселей, детектированных как облачные. В 54 % случаев КПМ завышает значения температуры ВГО и в 67 % случаев занижает значения высоты ВГО, по сравнению с расчетами методики, предложенной автором. Стандартные отклонения между оценками ( $t$ ) и ( $h$ ) методик за весь период составили 6,2 К и ~1 км. Максимум отклонений оценок ( $t$ ) и ( $h$ ) методик отмечается в летний период. Завышения значений ( $t$ ) КПМ относительно методики автора, в основном приходятся на вечер и ночь.

Величины ( $r_{ef}$ ) и ( $\tau$ ) в КПМ представлены в виде градаций, а в методике, предлагаемой автором – в точных значениях, поэтому, проводилась оценка соответствия / несоответствия градации КПМ значению эффективного радиуса методики автора. Средняя величина соответствия оценок двух параметров, в зависимости от сезона и времени суток, не превышает 10 – 15 %. Максимальные значения соответствия для отдельных дней достигали 37 % для ( $\tau$ ) и 26 % для ( $r_{ef}$ ). Расхождения увеличивались в дневное время и уменьшались в утренние и вечерние часы, несмотря на наличие линии терминатора (линия смены дня и ночи), затрудняющей детектирование облачности на снимках и расчет ее характеристик.

При сопоставлении оценок ( $faza$ ) наибольшее соответствие двух методик, независимо от сезона, отмечается для кристаллической облачности (в среднем 52 %, максимально – до 96 %), а наименьшее – для капельной (в среднем 17 %, максимум до 56 % в летнее время). В летний период соответствие оценок ( $faza$ ) для облачности смешанного строения и капельной уменьшается, для кристаллической, наоборот, немного увеличивается.

При определении типов и форм облаков КПМ выделяет больше классов, чем методика, предлагаемая автором (13 и 10 классов соответственно). Сравнение классов, не имеющих полных аналогов по основной облачности, входящей в него, проводилось с классами, в которых искомая облачность может потенциально встречаться. Наибольшую повторяемость (> 19 %) для обеих методик имеют классы, включающие в себя кучево-дождевые формы облаков (Cb). Классы с наименьшей повторяемостью (< 3 %) включают в себя облака среднего яруса (As, Ac), перистые формы (Ci, Cs, Cc) и кучево-дождевые облака с наковальней (Cb inc). Среднее соответствие типов облачности увеличивается в переходные сезоны, и уменьшается летом.

Наибольшие значения соответствия (около 45 %) отмечаются у классов многослойной облачности (Cu, Ns, Cb + As) и (Cs + As, Ns) и у класса кучево-дождевой (Cb cap). Классы, включающие в себя облачность среднего и нижнего ярусов (Ac, As, St) имеют выраженный спад соответствия в летний период и максимумы в переходные сезоны – апреле и

октябре. Классы облачности, включающие в себя кучево-дождевые формы (*Cb calv*), (*Cb inc*) и (*Ns*, *Cb*), имеют большие значения оправдываемости в летний период. Соответствие класса (*Cb calv*) увеличивается от апреля к ноябрю. Многослойные классы (*Cu*, *Ns*, *Cb + As*) и (*Cs + As*, *Ns*) имеют минимальные значения соответствия в июле и максимальные в октябре.

Наибольшие отклонения между оценками параметров (*t*) и (*h*) отмечаются для классов (*As*, *Ns*, *Cb*), (*Cb calv*) и (*Ci*, *Cs*) – значения стандартного отклонения около 15 К и 2 км. Наименьшие отклонения отмечаются для классов (*St*, *Sc*), (*Cu*) и (*Ac*) – значения стандартного отклонения около 3 К и < 1 км. Максимальное среднее соответствие оценок ( $\tau$ ) характерно для классов перистой и слоистой облачности (*Ci*, *Cs*), (*Ac*, *As + Ci*), (*As*) – > 70 %. Для оценок ( $r_{ef}$ ) максимальное среднее соответствие отмечается для облачности нижнего яруса (*St*) и многослойного класса (*Cs + As*, *Ns*) и составляет около 40 % [Волкова и др., 2019 (а, б); Волкова и др., 2020].

Проведенное сопоставление шести параметров облачного покрова показало, что, несмотря на верифицированность обеих методик и использование методиками измерений приборов-аналогов МСУ-МР и AVHRR, существует заметная разница в получаемых спутниковых оценках. Установлено, что КПМ при обработке данных МСУ-МР КА «Метеор-М» №2 дает завышенные оценки температуры (и соответственно заниженные высоты) верхней границы облаков, расположенных или достигающих верхнего яруса тропосферы (перистая облачность, мощные кучево-дождевые облака). Совместно с разработчиками прибора было установлено, что причиной этого является ограничение (~230 К) динамического диапазона ИК каналов прибора со стороны низких температур. Этот недостаток был отмечен Киселевой Ю. при обработке измерений над Антарктидой и Гренландией [Киселева и др., 2016]. Позднее недостаток был устранен на приборе МСУ-МР КА «Метеор-М» №2-2 и последующих приборах серии, динамический диапазон ИК каналов которых расширен до 190 К [Бадаев, 2020].

## **Выводы по главе:**

1. Наземными средствами для больших территорий водозапас не измеряется и данных, которые могли бы использоваться для валидации его оценок, нет. Поскольку расчет величины водозапаса, по предлагаемой автором методике, напрямую зависит от точности восстановленных параметров облачного покрова, валидация проводилась для характеристик облачности, участвующих в расчете – морфологической классификации, температуры и высоты ВГО. Валидация проводилась по данным наземной наблюдательной сети, измерениям лидара CALIOP KA CALIPSO и ДМРЛ-С.

2. При сопоставлении с данными метеонаблюдений рассчитанные параметры облачности показали высокую достоверность. На картах прослеживаются основные барические

образования, типы и формы облачности совпадают с указанными на станциях в большинстве случаев.

3. Сравнение с данными лидара CALIOP показало наибольшую достоверность оценок параметров ВГО (температуры и высоты) по расчетам модифицированных автором алгоритмов, для слоистообразной и кучевообразной облачности, наименьшую – для перистой. Максимум достоверности восстановленных параметров ВГО наблюдается в теплый период года – с апреля по сентябрь, с расхождениями высоты ВГО не более 1,5 км, а температуры ВГО не более 5 – 10 К.

4. При сравнении параметров облачности с измерениями ДМРЛ-С установлена возможность обнаружения грозовых ячеек, отслеживания их перемещения, развития и трансформации, а также к оценке мощности облачных образований и степени их опасности. Установлены средние значения достоверности для типов облачности – 97 %, для высоты ВГО – около 80 %. Обнаружены месяцы с наибольшим качеством восстановления параметров облачности (апрель – сентябрь). Выявлена повторяемость ложного детектирования облачности (1,6 % случаев), проведен анализ синоптических условий, при которых методика имеет тенденцию ложному обнаружению.

5. Использование измерений различных КА и разные алгоритмы обработки спутниковой информации делает необходимым сопоставление получаемых оценок облачных параметров для определения их достоверности. Разработанная автором методика автоматического попиксельного сравнения облачных параметров, восстановленных двумя различными технологиями обработки спутниковых данных, осуществляет временное и пространственное совмещение, учитывает смещение облачных массивов, производит расчет статистических оценок.

Методика использовалась для сопоставления шести однотипных характеристик облачности (тип облачности, фазовое состояние (*faza*) и эффективный радиус облачных частиц ( $r_{ef}$ ), оптическая плотность толщина облачного слоя ( $\tau$ ), температура ( $t$ ) и высота ( $h$ ) ВГО), рассчитанных с помощью модифицированных автором алгоритмов и КПМ. В результате сопоставления получено: наибольшее соответствие двух методик отмечается при детектировании кристаллической облачности, наименьшее – при детектировании капельной; в 54 % случаев КПМ завышает значения температуры ВГО и в 67 % случаев занижает значения высоты ВГО, по сравнению с расчетами методики автора; стандартные отклонения оценок ( $t$ ) и ( $h$ ) за исследуемый период составили 6,2 К и ~1 км; среднее соответствие оценок ( $\tau$ ) и ( $r_{ef}$ ) максимально в теплый период года и составило 37 % и 26 %; наибольшее соответствие типов облачности отмечаются для классов многослойной облачности разных ярусов и кучево-дождевой. Установлено, что КПМ при обработке данных МСУ-МР КА «Метеор-М» №2

дает завышенные оценки температуры ВГО расположенных выше 6÷7 км. Причиной этого и соответствующего занижения высот ВГО является ограничение динамического диапазона ИК каналов МСУ-МР КА «Метеор-М» №2 со стороны низких температур.

6. Разработанная методика автоматического попиксельного сравнения облачных параметров, восстановленных двумя различными технологиями обработки спутниковых данных, была программно реализована в СЦ ФГБУ «НИЦ «Планета». На методику автоматического сравнения облачных параметров получено свидетельство о государственной регистрации программ для ЭВМ № 2020611499 от 03.02.2020 (Приложение Г). Программный комплекс позволяет в полу-автоматическом режиме проводить сравнение качественных и количественных характеристик облачного покрова.

На представленные методики валидации по измерениям лидара CALIOP КА CALIPSO и ДМРЛ-С, а также на методику автоматического попиксельного сравнения облачных параметров, восстановленных двумя различными технологиями обработки спутниковых данных, имеются акты внедрения в оперативную и опытную эксплуатацию СЦ ФГБУ «НИЦ «Планета» (Приложение Д).

## ГЛАВА 4. ВАЛИДАЦИИ МЕТОДИКИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВЛАГОСОДЕРЖАНИЯ БЕЗОБЛАЧНОЙ АТМОСФЕРЫ

Валидация восстановленных по спутниковым измерениям параметров атмосферы должна проводиться по эталонным данным, которые охватывают максимальный динамический диапазон искомой величины. Валидация предложенной автором методики определения влагосодержания безоблачной атмосферы по данным измерений МТВЗА-ГЯ проводилась по профилям атмосферы M.Matricardi [Reima et al., 2006; Matricardi, 2008] и данным реанализа NCEP (NCEP / NCAR Reanalysis) [Kistler, 2001].

### 4.1 Валидация восстановленных оценок влагосодержания по модельным данным МТВЗА-ГЯ и профилями атмосферы M. Matricardi

#### 4.1.1 Методика сопоставления восстановленных оценок влагосодержания с профилями атмосферы M. Matricardi

Профили атмосферы M. Matricardi созданы на основе базы данных Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF). Набор из 80 профилей охватывает весь диапазон изменения температуры атмосферы и концентраций газов CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>O, CO и CH<sub>4</sub>. В каждом профиле содержится информация о дате замера, широте и долготе, давлении у подстилающей поверхности (гПа), давлении (гПа), температуре (К) и концентрации H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, O<sub>3</sub>, N<sub>2</sub>O, CO и CH<sub>4</sub> (ppmv) для 101 уровня атмосферы. Выборка профилей атмосферы равномерно распределена в пространстве и включает в себя точки для различных климатических зон (рисунок 1.1) [Reima et al., 2006; Matricardi, 2008; The generation of RTTOV..., RTIASI-4: a new version...]. В моделях M. Matricardi непосредственно задается спектральная излучательная способность земной поверхности (вода, снег, лед, пустыня, лес и пр.), для которой они получены.

Проводилось сравнение значений влагосодержания (кг/m<sup>2</sup>), рассчитанных по распределению концентрации H<sub>2</sub>O в профилях атмосферы M. Matricardi (уравнения (2.27) – (2.29)), с восстановленными по предложенной методике, используя модельные данные МТВЗА-ГЯ [Косторная и др., 2018; Косторная и др., 2019; Пяткин и др., 2019; Косторная и др., 2020].

Моделирование яркостных температур в каналах прибора МТВЗА-ГЯ в ПК Satras (более подробно в разделе 2.2.2), проводилось с учетом класса земной поверхности, заданной в профиле атмосферы M. Matricardi (вода, снег, пустыня, лес и пр.) [Matricardi, 2008; The generation of

RTTOV..., RTIASI-4: a new version...]. Входные данные для моделирования – профили атмосферы M. Matricardi.

Поиск значимых предикторов проводился по формулам (2.23) – (2.26), используя параметры атмосферы, значения яркостной температуры и оптических толщин по 24 каналам МТВЗА-ГЯ (таблица 4.1). Оптические толщины рассчитывались по формулам (2.30) – (2.31). Температура подстилающей поверхности определялась по данным канала с длиной волны  $0,36 \text{ см}^{-1}$  в окне прозрачности атмосферы.

Таблица 4.1 – Параметры радиометрических каналов МТВЗА-ГЯ [143]

№	Центральное волновое число, $\text{см}^{-1}$	Поляризация	Обозначение
1	0,36	Вертикальная	10,6V
2	0,36	Горизонтальная	10,6H
3	0,62	Вертикальная	18,7V
4	0,62	Горизонтальная	18,7H
5	0,79	Вертикальная	23,8V
6	0,79	Горизонтальная	23,8H
7	1,05	Вертикальная	31,5V
8	1,05	Горизонтальная	31,5H
9	1,22	Вертикальная	36,7V
10	1,22	Горизонтальная	36,7H
11	1,76	Вертикальная	52,8V (O1)
12	1,78	Вертикальная	53,3V (O2)
13	1,79	Вертикальная	53,8V (O3)
14	1,82	Вертикальная	54,64V (O4)
15	1,86	Вертикальная	55,63V (O5)
16	1,91	Горизонтальная	$57+0,32+0,1\text{H}$ (O6)
17	1,91	Горизонтальная	$57+0,32+0,05\text{H}$ (O7)
18	1,91	Горизонтальная	$57+0,32+0,025\text{H}$ (O8)
19	1,91	Горизонтальная	$57+0,32+0,01\text{H}$ (O9)
20	1,91	Горизонтальная	$57+0,32+0,005\text{H}$ (O10)
21	3,06	Вертикальная	91,65V
22	6,11	Вертикальная	183+7V (HO1)
23	6,11	Вертикальная	183+3V (HO2)
24	6,11	Вертикальная	183+1,4V (HO3)

С помощью полученных вариантов регрессионных соотношений первого и второго порядков (уравнения (2.23) – (2.24)), включающих в себя различные сочетания предикторов, были

восстановлены значения влагосодержания в каждом профиле. Для оценки достоверности интерпретированных спутниковых данных были рассчитаны значения СКО (формула (2.32)), абсолютного отклонения (формула (3.4)) и относительной ошибки (%):

$$\Delta = \frac{|W_n - W_n^*|}{W_n} * 100, \quad (4.1)$$

где  $W_n$  – априорное значение влагосодержания, а  $W_n^*$  – значение влагосодержания, восстановленное по предложенной методике,  $n$  – номер профиля [Косторная и др., 2018; Косторная и др., 2019; Пяткин и др., 2019; Косторная и др., 2020].

#### 4.1.2 Результаты валидации восстановленных оценок влагосодержания с профилями атмосферы M. Matricardi

Диапазон значений влагосодержания по профилям атмосферы M. Matricardi колеблется в интервале от 0 до 85 кг/м<sup>2</sup> (рисунок 4.1). Наибольшие значения влагосодержания, как правило, характерны для морских профилей из-за большего испарения.

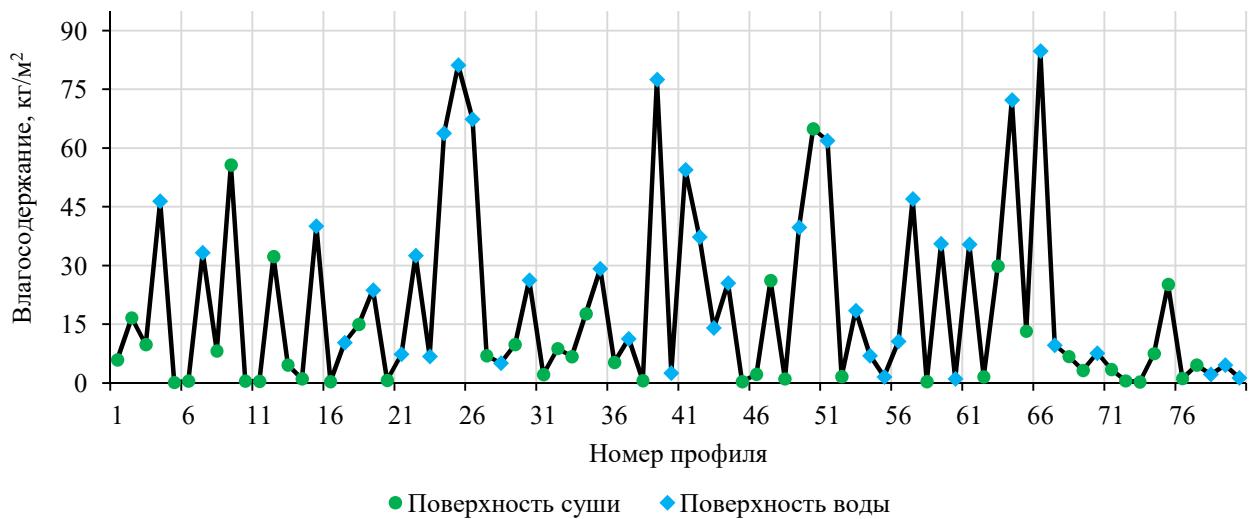


Рисунок 4.1 – Распределение значений влагосодержания по профилям атмосферы M. Matricardi, (кг/м<sup>2</sup>)

На первом этапе в качестве предикторов, потенциально связанных с величиной влагосодержания столба атмосферы, принимались: частоты сканера МТВЗА-ГЯ 10,6V, 18,7V, 23,8V, 31,5V, 36,7V, 52,8V, 53,8V, 54,64V, 55,63V, 57H, 91,65V, 183V, температура у подстилающей поверхности ( $t_{\text{п.п.}}$ ) и на высотах 5,5 и 10 км ( $t_5, t_{10}$ ), давление у подстилающей

поверхности, широта и долгота. По значениям коэффициентов  $a_0 - a_k$  полинома первого порядка (уравнение (2.23)), найденных для нормированных значений, оценивалась степень воздействия каждого из перечисленных предикторов на величину влагосодержания. Наибольшие коэффициенты отмечались у каналов 31,5V и 36,7V ГГц, следующие по значимости влияния каналы 18,7V и 10,6V ГГц и каналы температурного зондирования 52,8V и 53,8V ГГц. Значения коэффициентов  $a_k$  для остальных каналов и метеопараметров оказались незначительными. Следовательно, их воздействие на влагосодержание, в сравнении с перечисленными яркостными температурами, считалась несущественным. Однако, при анализе влияния метеопараметров только между собой, отмечается корреляция между значениями температур воздуха на высотах (5,5 и 10 км) и на уровне подстилающей поверхности (рисунок 4.2).

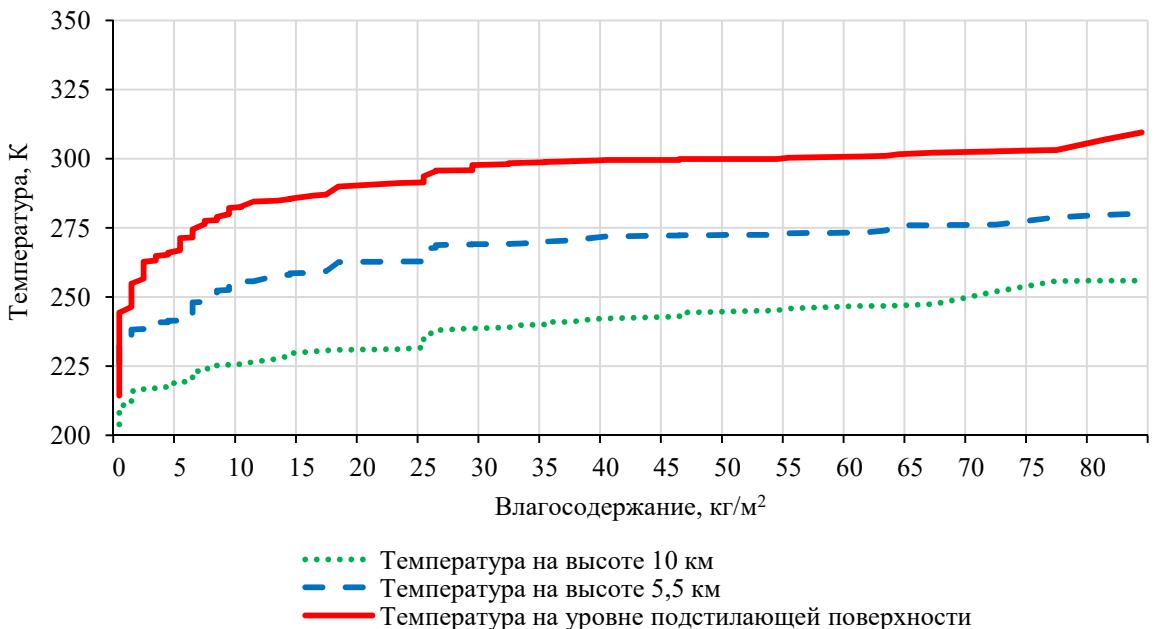


Рисунок 4.2 – Зависимость влагосодержания ( $\text{кг}/\text{м}^2$ ) от температуры воздуха (К) на трех уровнях

Перебирая значимые предикторы на основе частот, используемых в [Образцов и др., 2001; Mitnik et al., 2003; Deeter, 2007; Караваев и др., 2016; Караваев и др., 2017] и значений температур на трех уровнях, было составлено несколько линейных полиномов (таблица 4.2). Значения СКО, для вручную подобранной комбинации предикторов, колеблются от 9 до 15  $\text{кг}/\text{м}^2$ , величина средней относительной ошибки значительна.

Минимальная средняя относительная ошибка и СКО отмечается у комбинации № 7 – 58 % и 3,99  $\text{кг}/\text{м}^2$  соответственно (рисунок 4.3). Предикторы составляют яркостные температуры в 6 каналах МТВЗА-ГЯ (10,6; 18,7; 31,5; 36,7; 52,8; 53,8 вертикальных поляризаций) и температуру на 3-х уровнях. Однако для некоторых профилей значение модуля абсолютного отклонения

достигает неприемлемых значений. Кроме того, использование в качестве предикторов помимо яркостных температур в каналах МТВЗА-ГЯ значений  $t_{\text{п.п.}}, t_5, t_{10}$  сопряжено с некоторыми трудностями. При обработке реальных измерений прибора необходимо использовать метеопараметры, соответствующие времени съемки, из баз наземной наблюдательной сети или данных ЧПП. Этап поиска и загрузки дополнительной информации увеличивает время обработки.

Таблица 4.2 – Некоторые комбинации предикторов для линейного полинома (уравнение (2.23))

Порядковый номер регрессионного соотношения	Количество предикторов	Предикторы ( $x_{1n} - x_{kn}$ )	СКО, кг/м <sup>2</sup>	Отн. ошибка, %
1	5	23,8V, 36,7V, $t_{\text{п.п.}}, t_5, t_{10}$	4,91	86
2	7	23,8V, 36,7V, 52,8V, 53,8V, $t_{\text{п.п.}}, t_5, t_{10}$	4,89	94
3	5	23,8V, 36,7V, 52,8V, 53,8V, $t_{\text{п.п.}}$	4,92	73
4	9	18,7V, 23,8V, 31,5V, 36,7V, 52,8V, 53,8V, $t_{\text{п.п.}}, t_5, t_{10}$	4,01	63
5	6	10,6V, 18,7V, 31,5V, 36,7V, $t_{\text{п.п.}}, t_{10}$	4,68	84
6	8	10,6V, 18,7V, 23,8V, 31,5V, 36,7V, 91,65V, $t_{\text{п.п.}}, t_{10}$	4,30	79
7	9	10.6 V, 18.7 V, 31.5 V, 36.7 V, 52.8 V, 53.8V, $t_{\text{п.п.}}, t_5, t_{10}$	3,93	61
8	6	10,6V, 18,7V, 31,5V, 36,7V, 52,8V, 53,8V	4,01	59
9	5	18,7V, 31,5V, 36,7V, 52,8V, $t_{\text{п.п.}}$	6,58	143
10	7	10,6V, 18,7V, 31,5V, 36,7V, 52,8V, 53,8V, $t_{\text{п.п.}}$	3,99	62

Для минимизации ошибок был проведен адаптивный поиск предикторов (раздел 2.2.2, уравнения (2.23) – (2.26)), для чего последовательно варьировалось от 3 до 7 предикторов. Количество возможных комбинаций составило  $5*10^5$ . Для исключения ошибок, связанных с состоянием атмосферы (вариаций температуры и излучательной способности земной поверхности и пр.) все модельные значения яркостных температур каналов МТВЗА-ГЯ были пересчитаны в оптические толщины атмосферы (уравнения (2.30) – (2.31)), используя длину волны 0,36 см<sup>-1</sup> (канал №1 МТВЗА-ГЯ) в окне прозрачности атмосферы в качестве температуры подстилающей поверхности [Косторная и др., 2018; Косторная и др., 2019; Пяткин и др., 2019; Косторная и др., 2020].

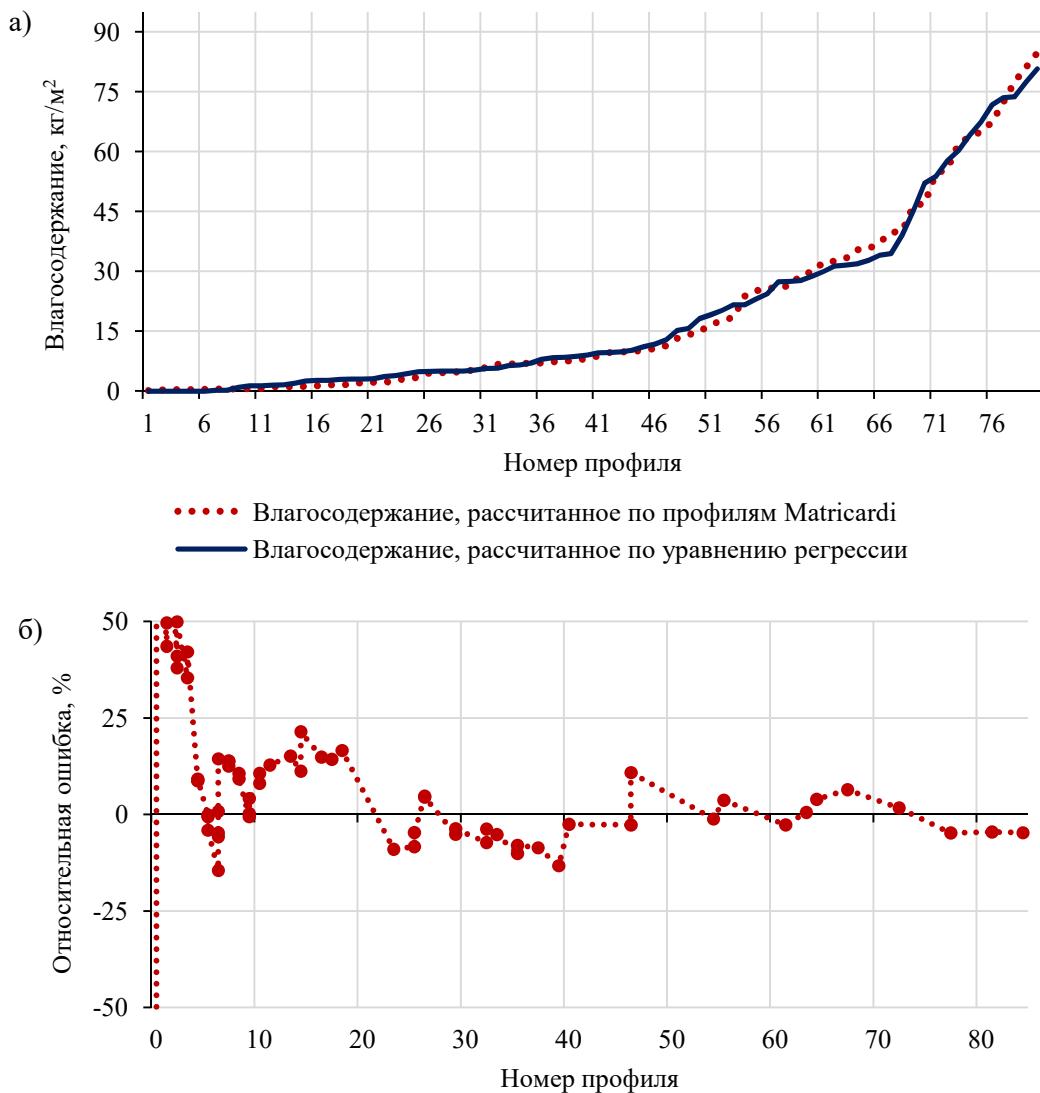


Рисунок 4.3 – Результаты расчетов с использованием полинома первого порядка (уравнение (2.23)) и с помощью вручную подобранной комбинации из 9 предикторов; а) ранжированные по возрастанию значения влагосодержания ( $\text{кг}/\text{м}^2$ ), рассчитанные по уравнению регрессии и априорным данным; б) относительная ошибка (%)

Из множества возможных вариантов комбинаций были выбраны наилучшие, с минимальным СКО. При адаптивном поиске предикторов минимальное СКО для полинома второй степени (уравнение (2.24)) составило 2,19  $\text{кг}/\text{м}^2$  (рисунок 4.4), что в 1,8 раза меньше, чем при ручном подборе. Комбинация из 5-и предикторов (оптические толщины атмосферы на длинах волн 18,7V, 36,7V, 52,8V, 91,65V, 183+7V) полинома второго порядка дает меньший разброс относительной ошибки, в отличие от аппроксимации полиномом первого порядка и вручную подобранный комбинации из девяти предикторов (рисунок 4.3 – 4.4). Для профилей высоких широт с влагосодержанием до 3  $\text{кг}/\text{м}^2$ , относительная ошибка все еще велика, но это объясняется малостью самой измеряемой величины (рисунок 4.3б – 4.4б) [Косторная и др., 2020].

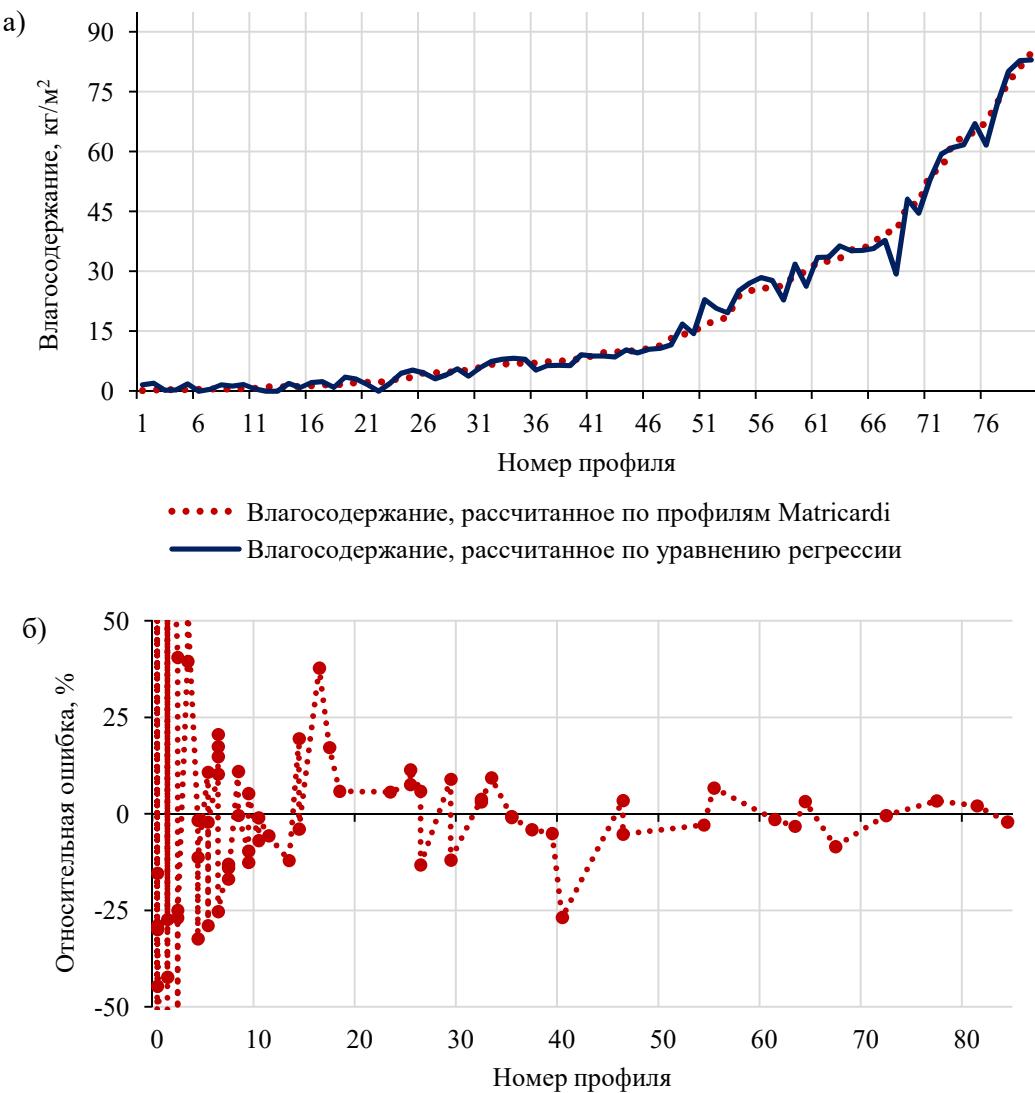


Рисунок 4.4 – Результаты расчетов с использованием полинома второго порядка (уравнение (2.24)) и аддитивного поиска комбинации предикторов; а) ранжированные по возрастанию значения влагосодержания ( $\text{кг}/\text{м}^2$ ), рассчитанные по уравнению регрессии и априорным данным; б) относительная ошибка (%)

#### 4.2 Валидация восстановленных оценок влагосодержания с данными реанализа NCEP

##### 4.2.1 Методика сопоставления восстановленных оценок влагосодержания с данными реанализа NCEP

Проект реанализа «NCEP/NCAR Reanalysis Project» содержит постоянно обновляемые (с 1948 года по настоящее время) архивы глобальных атмосферных полей и включает в себя наблюдения на суше и в океане, наблюдения с радиозондов, самолетов, спутников и других

данных для целей исследования климата [Kistler, 2001]. Реанализ выполняется с использованием глобальной спектральной модели T62 [Han et al., 2004]. Модель включает параметризацию всех главных физических процессов: крупномасштабную и мелкомасштабную конвекцию, крупномасштабные осадки, гравитационные волны, суточный цикл радиации с учетом облачности, физику пограничного слоя, гидрологию поверхностных вод суши, и вертикальные и горизонтальные процессы диффузии. Данные NCEP поставляются на регулярной сетке  $0,25^{\circ} - 0,5^{\circ}$ . Для каждой точки сетки имеются значения параметров поверхности (температура, давление, соленость, скорость приводного ветра) и температурно-влажностный профиль на 31 уровне давления [Kistler, 2001].

Проводилось сравнение значений влагосодержания ( $\text{кг}/\text{м}^2$ ), рассчитанных по данным реанализа NCEP, с восстановленными по предложенной методике, используя измерения прибора МТВЗА-ГЯ [Косторная и др., 2018; Косторная и др., 2019; Пяткин и др., 2019; Косторная и др., 2020].

Для проведения сравнения была сформирована выборка данных измерений МТВЗА-ГЯ и реанализа NCEP за 2016 – 2017 гг. Создание выборки включало в себя:

1. Проведение предварительной внешней калибровки значений яркостных температур по модельным данным (подробнее в разделе 2.2.2). Моделирование яркостных температур в каналах прибора МТВЗА-ГЯ проводилось в ПК Satras (см. раздел 2.2.2). Входные данные для моделирования – данные реанализа NCEP. В качестве модели излучения поверхности использовалась модель излучения поверхности океана FASTEM-5, разработанная Европейским центром среднесрочных прогнозов погоды (ЕЦСПП) и являющаяся элементом системы усвоения спутниковых данных EUMETSAT / ECMWF NWP SAF [Bormann et al., 2012]. Необходимыми параметрами для модели являются соленость воды (‰), зональная и меридиональная компоненты скорости приводного ветра ( $\text{м}/\text{с}$ ) [Разработка новых и модификаций..., 2015].

2. Проводилось пространственное совмещение – пиксели МТВЗА-ГЯ, соотносились с узлами сетки NCEP по степени близости (размер пикселя МТВЗА-ГЯ  $32 \times 32$  и  $48 \times 48$  км, в зависимости от канала). Временное совмещение осуществлялось за счет использования ближайших ко времени пролета спутника данных ( $\pm 6$  ч).

3. Фильтрацию облачных пикселей, и пикселей, расположенных над поверхностью суши (подробнее в разделе 2.2.2).

Так как излучательная способность различных поверхностей суши даже внутри определенного класса IGBP сильно меняется, для оценки потенциальной точности определения влагосодержания атмосферы по данным реанализа NCEP использовались морские модели. Излучение поверхности океана задавалось параметризацией. В выборку вошли 11794 точки,

расположенные над безоблачными участками водных акваторий (рисунок 4.5). Диапазон значений влагосодержания составил 15 до 53 кг/м<sup>2</sup>.

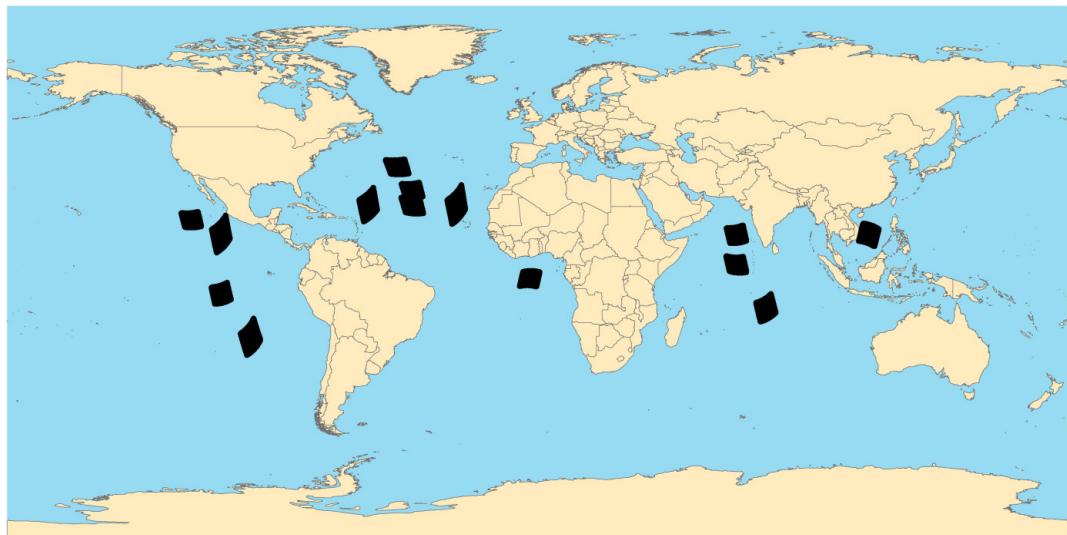


Рисунок 4.5 – Расположение участков выборки на карте

Для поиска значимых предикторов и нахождения коэффициентов уравнения регрессии из основной выборки был сформирован учебный набор из 720 точек, для разных широт и сезонов, наиболее полно охватывающих общий разброс значений влагосодержания. Поиск значимых предикторов проводился по формулам (2.23) – (2.26), используя значения яркостной температуры в 24-х каналах МТВЗА-ГЯ (таблица 4.1), для чего последовательно варьировались от 3 до 7 каналов (таблица 4.1). Методом перебора из множества возможных вариантов комбинаций каналов ( $2,5 \cdot 10^5$ ) были выбраны наилучшие, с минимальным СКО (уравнение (2.32)).

С помощью полученного регрессионного соотношения второго порядка (уравнение (2.24)), включающего в себя найденные каналы МТВЗА-ГЯ, были восстановлены значения влагосодержания для каждой точки из общей выборки. Расчет априорных значений влагосодержания столба атмосферы проводился по данным реанализа NCEP, используя формулы (2.27) – (2.29). Для оценки достоверности интерпретированных спутниковых данных были рассчитаны значения СКО и относительной ошибки (уравнение (4.1)) [Косторная и др., 2018; Косторная и др., 2019; Пяткин и др., 2019; Косторная и др., 2020].

#### 4.2.2 Результаты валидации восстановленных оценок влагосодержания с данными реанализа NCEP

Отклонения яркостных температур, измеренных в каналах МТВЗА-ГЯ, от модельных (СКО) для всей выборки точек составили от 10 до –14 К (рисунок 4.6). Значение СКО для всех каналов

составило 4,86 К. Максимальное значение СКО отмечается у канала поглощения водяного пара № 6 (23,8Н ГГц) – 16,19 К. Наименьшие СКО у каналов температурного зондирования № 11 – 18.

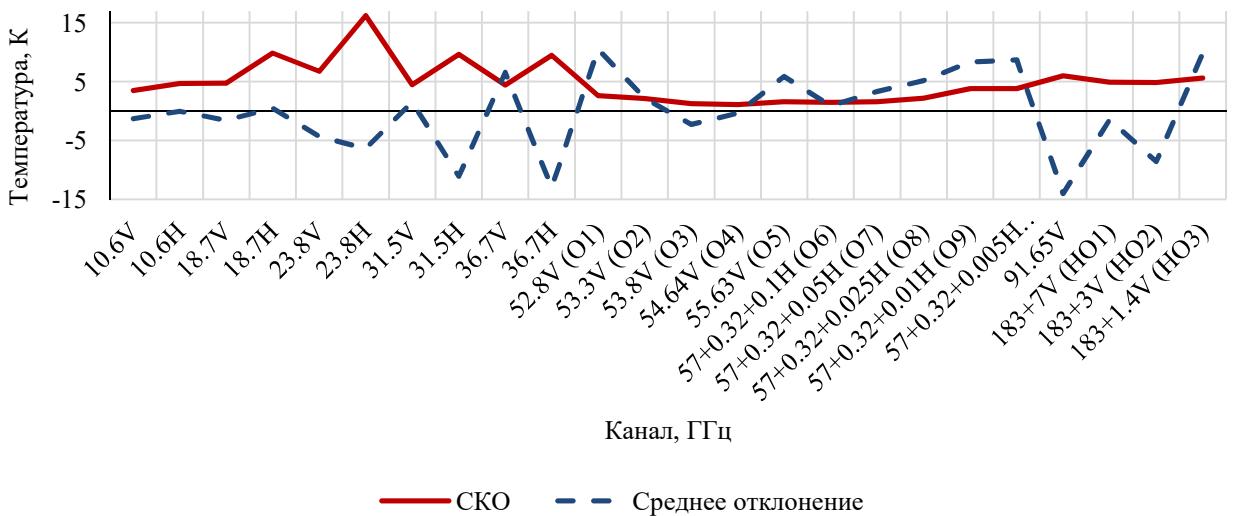


Рисунок 4.6 – СКО и среднее отклонение между модельными и реальными значениями яркостных температур МТВЗА-ГЯ для всей выборки, (К).

Для учебной выборки из 720 точек максимальное значение СКО между модельными и измеренными значениями яркостных температур также отмечается для канала № 6 и составило 15,11 К. Значение СКО для всех каналов составило 4,15 К (рисунок 4.7).

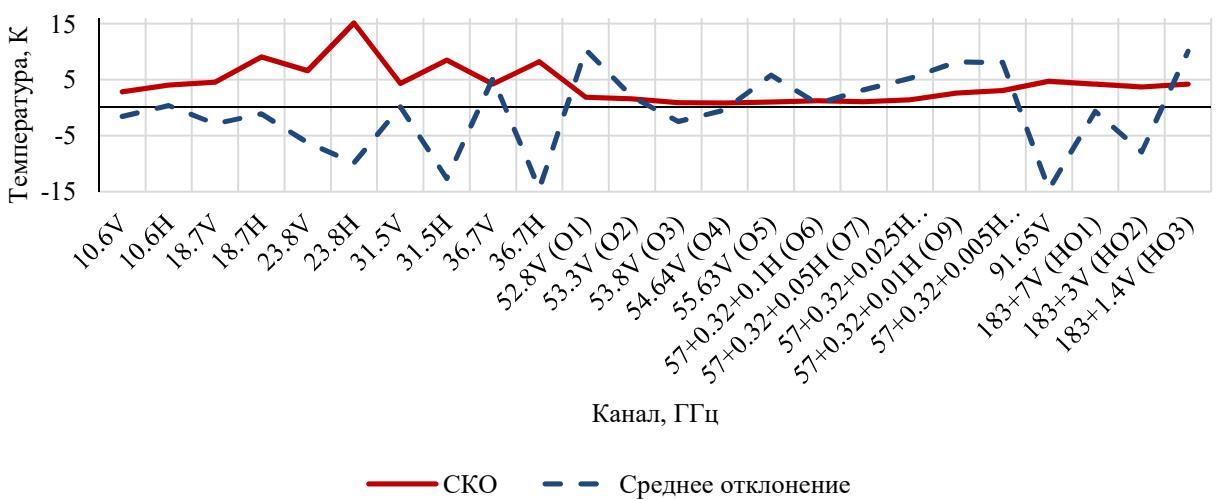


Рисунок 4.7 – СКО и среднее отклонение между модельными и реальными значениями яркостных температур МТВЗА-ГЯ для учебной выборки, (К)

Сравнение значений влагосодержания ( $\text{кг}/\text{м}^2$ ), рассчитанных по данным реанализа NCEP, с восстановленными по реальным измерениям прибора МТВЗА-ГЯ, за период 2016 – 2017 гг. также показало меньшее СКО ( $2,09 \text{ кг}/\text{м}^2$ ) при адаптивном поиске предикторов (рисунок 4.8).

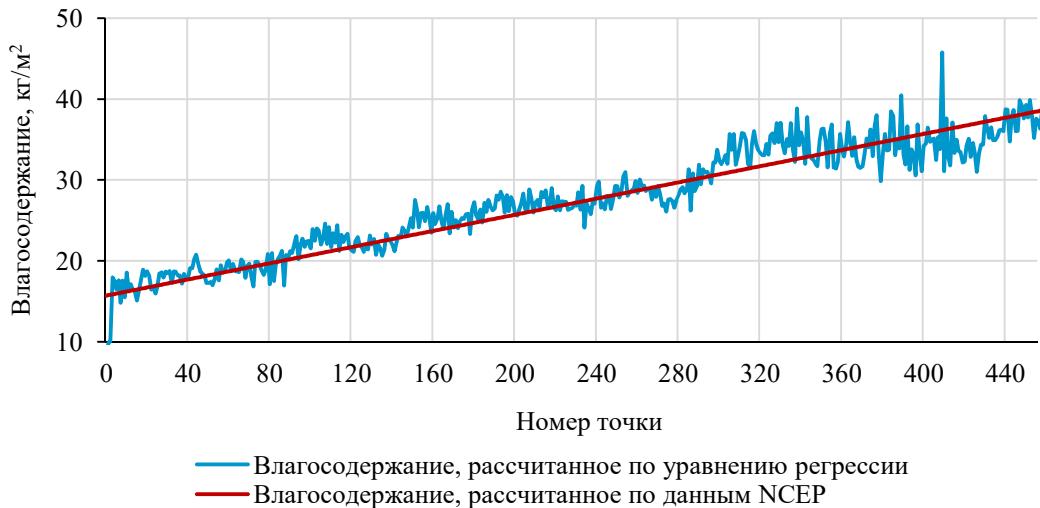


Рисунок 4.8 – Распределение ранжированных значений влагосодержания, рассчитанных по уравнению регрессии и по данным NCEP для учебного набора данных, ( $\text{кг}/\text{м}^2$ )

По учебной выборке найдена комбинация 6 предикторов для уравнения регрессии второго порядка (уравнение (2.24)), включающая канал поглощения водяного пара 18,7 ГГц, каналы поглощения кислорода (53 – 57 ГГц) и каналы прозрачности атмосферы (36,7 ГГц и 91,65 ГГц). Значения коэффициентов уравнения регрессии приведены в таблице 4.3, при  $a_0 = -5,14189 \cdot 10^4$ .

Таблица 4.3 – Используемые каналы и коэффициенты полинома второго порядка (уравнение (2.24))

Канал, ГГц	Поляризация	Коэффициенты $a_i$	Коэффициенты $a_{i+k}$	Информация по каналу
18,7V	Вертикальная	1,84768	0	Канал поглощения водяного пара
36,7V	Вертикальная	-1,36443	0	Окно прозрачности атмосферы
53,8V (O3)	Вертикальная	159,27135	-0,34422	Канал температурного зондирования, макс. весовой функции – 6 км
54,64V (O4)	Вертикальная	314,25085	-0,70927	Канал температурного зондирования, макс. весовой функции – 10 км
57+0,32+0,01H (O9)	Горизонтальная	5,25187	-0,01237	Канал температурного зондирования, макс. весовой функции – 35 км
91,65V	Вертикальная	-19,14233	0,03837	Окно прозрачности, Макс. весовой функции – поверхность

Величина относительной ошибки для всего диапазона значений влагосодержания одинакова (рисунок 4.9).

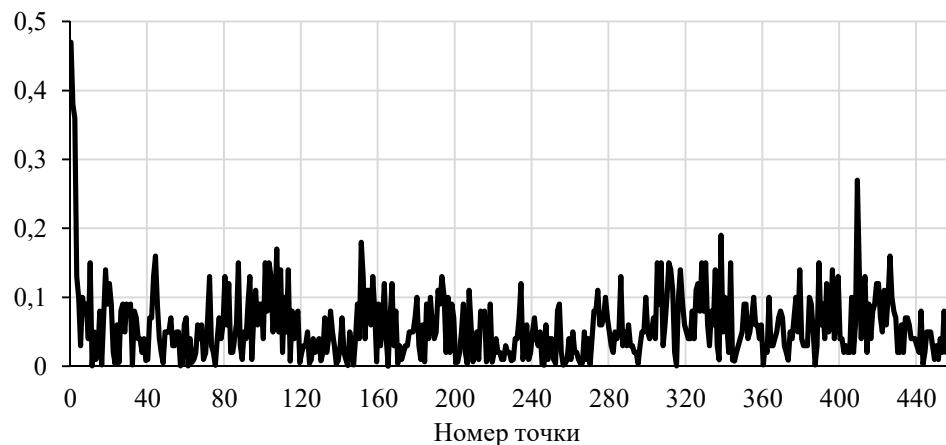


Рисунок 4.9 – Распределение относительной ошибки для учебного набора данных

С помощью полинома второй степени и полученной комбинацией каналов, было произведено восстановление значений влагосодержания для всего набора точек (11794). СКО составило  $5,3 \text{ кг}/\text{м}^2$  (рисунок 4.10). СКО относительной ошибки составило 0,2.

Пример визуализации поля влагосодержания, восстановленного по данным МТВЗА-ГЯ и рассчитанного по данным реанализа NCEP для Аравийского моря ( $10 - 15^\circ\text{с. ш.}$   $65 - 70^\circ\text{в. д.}$ ) для 24.01.2017 приведен на рисунке 4.11 [Косторная и др., 2018; Косторная и др., 2019; Пяткин и др., 2019; Косторная и др., 2020].

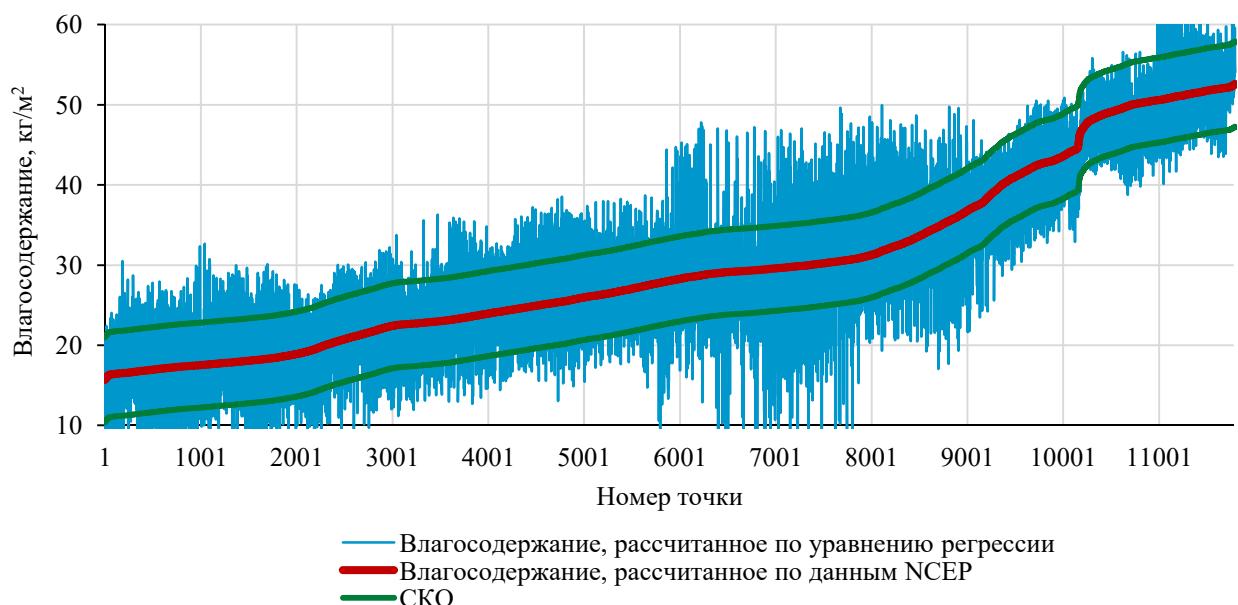


Рисунок 4.10 – Распределение значений влагосодержания, рассчитанных по уравнению регрессии и по данным NCEP для всей выборки из 11794 точек, ( $\text{кг}/\text{м}^2$ )

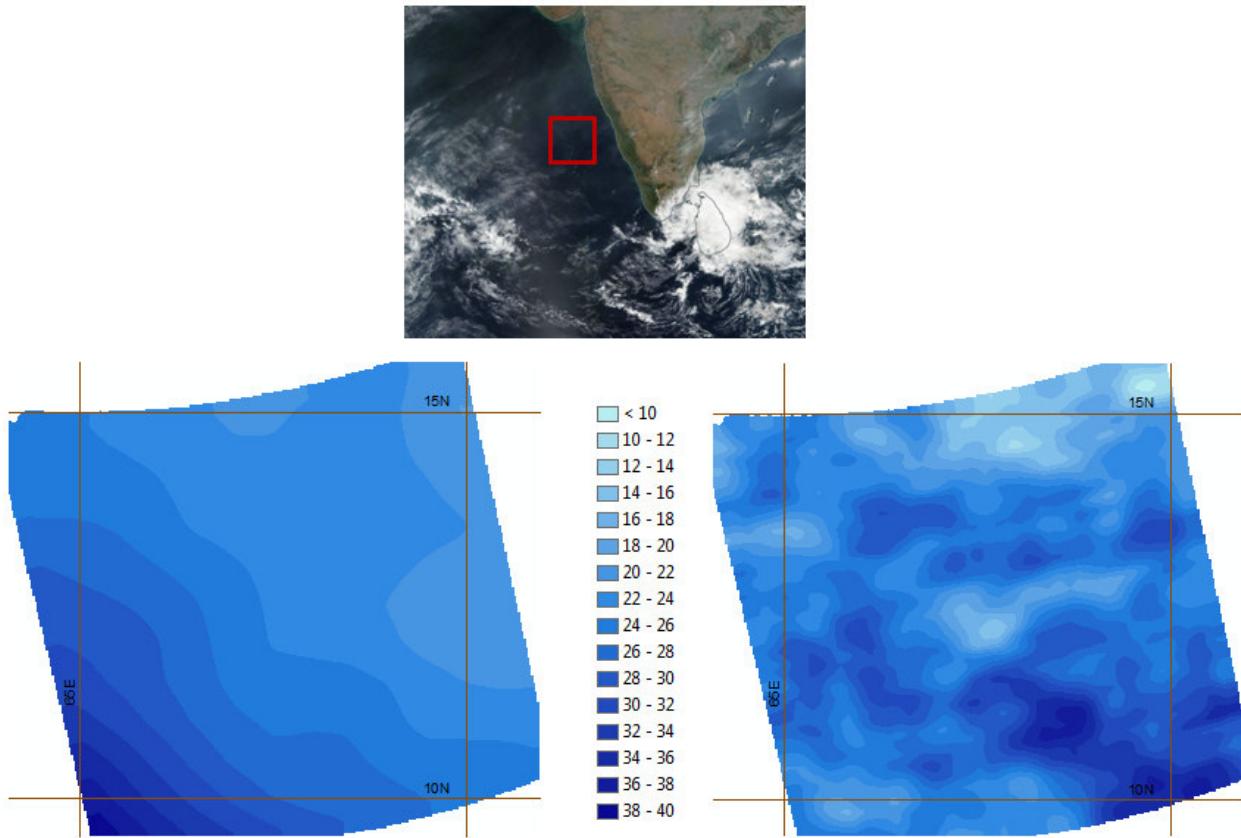


Рисунок 4.11 – Поле влагосодержания безоблачной атмосферы для участка в Аравийском море, 24.01.2017, ( $\text{кг}/\text{м}^2$ ); слева – рассчитанное по данным реанализа NCEP; справа – восстановленное по измерениям МТВЗА-ГЯ; сверху – RGB по данным КА Suomi-NPP, 08:30 UTC

Видно, что данные NCEP значительно сглажены интерполяцией, в то время как данные МТВЗА-ГЯ позволяют получить близкое к реальному поле, с локальными минимумами и максимумами. Несмотря на это, порядок значений влагосодержания, рассчитанного по данным реанализа NCEP и восстановленных по измерениям МТВЗА-ГЯ, совпадает.

КА «Метеор-М» №2-2 был запущен 5.01.2019 г., в ноябре 2019 г. КА принят в эксплуатацию. Методика определения влагосодержания безоблачной атмосферы над океаном была применена для обработки данных КА «Метеор-М» №2-2. Ошибка восстановления влагосодержания составила не более  $7 \text{ кг}/\text{м}^2$  для различных участков морской поверхности. В качестве примера, на рисунках 4.12 – 4.13 приведены результаты восстановления влагосодержания атмосферы по данным МТВЗА-ГЯ / КА «Метеор-М» №2-2 для Южной части Атлантического океана, 21.03.2020 г., 20:27 UTC.

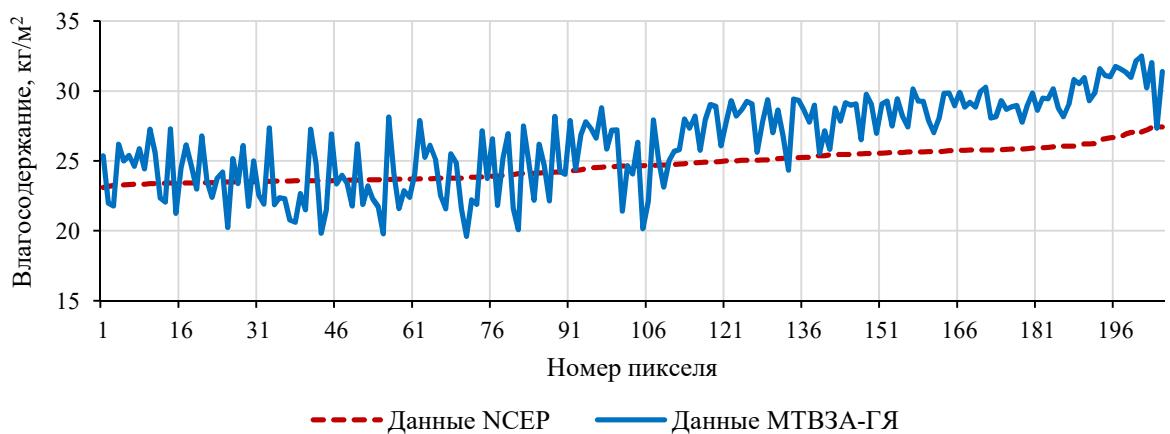


Рисунок 4.12 – Распределение ранжированных значений влагосодержания, восстановленных по измерениям МТВЗА-ГЯ и рассчитанных по данным NCEP, 21.03.2020 г, 20:27 UTC

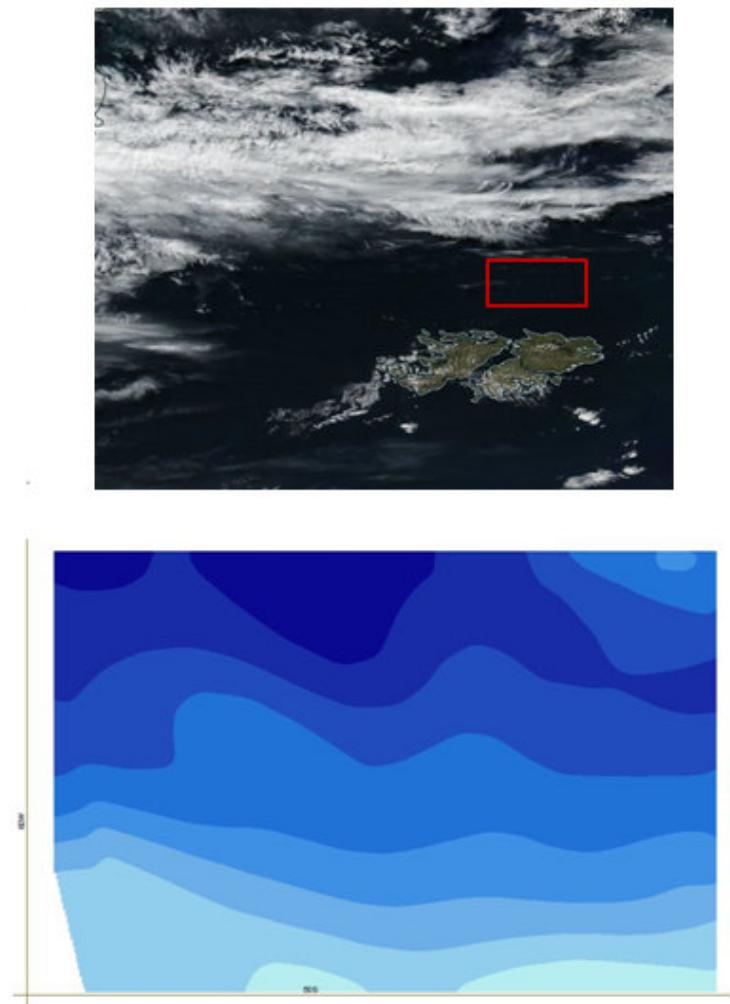


Рисунок 4.13 – Сверху – RGB по данным КА Suomi-NPP, 18:24 UTC, 21.03.2020; снизу – поле влагосодержания, восстановленное по данным МТВЗА-ГЯ, ( $\text{кг}/\text{м}^2$ )

Требования Всемирной метеорологической организации (ВМО) к определению общего содержания водяного пара допускают предельную погрешность в  $5 \text{ кг}/\text{м}^2$  [Andersson, 2018]. Получение количественных параметров атмосферы напрямую зависит от точности внутренней и внешней калибровки прибора [Чернявский и др., 2020]. Корректные расчеты по регрессионной зависимости также требуют регулярного проведения внешней калибровки каналов МТВЗА-ГЯ. Для используемых данных измерений МТВЗА-ГЯ за 2016 – 2017 гг. и свежих данных с нового КА «Метеор-М» №2-2 такие калибровки не проводились. Поэтому, значения СКО яркостных температур каналов от модельных составляют около 5 К. Отсутствие регулярной калибровки приводит к увеличению ошибок восстановления влагосодержания до  $5 - 7 \text{ кг}/\text{м}^2$ . При использовании методики в работе и проведении постоянных калибровок ошибка не превысит полученной для учебной выборки и, соответственно, будет меньше предельно допустимой по требованиям ВМО.

#### 4.2.3 Применение технологии машинного обучения для расчета значений влагосодержания атмосферы над безоблачной поверхностью океана

Для восстановления значений влагосодержания была применена технология машинного обучения «Случайный лес» (Random forest).

Базовой единицей алгоритма «Случайный лес» является дерево решений, которое можно рассматривать как серию вопросов да / нет о входных данных, в конечном итоге приводящие к предсказанию определенного класса / величины. Обучающий набор данных разделяется на узлы, с данными, принадлежащими к одному классу. Использование только одного дерева решений приводит к значительным ошибкам и требует поиска баланса между вариативностью и погрешностью. Уменьшение узлов неминуемо приведет к увеличению погрешности модели, а неограниченная глубина дерева приведет к неспособности выделять шумы в данных и значительной зависимости от обучающего набора данных [Troyer...]. Технология «Случайный лес» – это множество независимых деревьев решений, каждое из которых само по себе дает невысокое качество классификации, а высокая точность достигается за счёт их большого количества. Результат выводится путём усреднения прогнозов, полученных от каждого дерева. Оптимальное число деревьев подбирается таким образом, чтобы минимизировать ошибку классификатора на тестовой выборке. Основные концепции алгоритма:

- создание случайного обучающего набора данных;
- случайные наборы параметров при разделении узлов;
- выбор наилучшего признака и расщепление по нему [Анализ малых данных...].

В процессе обучения алгоритм проводит оценку значимости всех предикторов и использует определенный набор параметров для разделения каждого узла в каждом отдельном дереве. При разделении каждого узла дерево решений стремится минимизировать количество незначимых предикторов, путем вычисления индекса Джинни (Gini impurity)  $I_G$  и энтропии  $I_H$ [Raileanu et al., 2004]:

$$I_G = 1 - \sum_{j=1}^c p_j^2, \quad (4.2)$$

$$I_H = - \sum_{j=1}^c p_j \log_2(p_j), \quad (4.3)$$

где  $p_j$  – частота встречаемости (%) предиктора в классе (листе дерева)  $j$ ,  $c$  – количество узлов (разветвлений дерева). Как показывают исследования, в большинстве случаев индекс Джинни и энтропия дают похожие результаты [Raileanu et al., 2004; Scikit-learn...; Sebastianraschka...].

Алгоритм «Случайный лес» был реализован программно на языке Python, с помощью библиотеки scikit-learn [Scikit-learn...]. В качестве входного набора данных была использована выборка данных измерений МТВЗА-ГЯ за 2016 – 2017 гг. (см. раздел 4.2.1). Входной набор данных был случайным образом разделен на обучающую и тестовую выборки. Обязательным условием для учебной выборки был полный охват разброса значений влагосодержания. Размер обучающей выборки составил 8845 точек, размер тестовой выборки составил 25 % (2949 точек) от общего числа точек.

Применение алгоритма случайного леса было проведено с использованием различного набора предикторов. Для каждой итерации алгоритм обучался заново. Реализация алгоритма осуществлялась при следующих технических характеристиках ПК: Intel(R) Xeon(R) Silver 4114 CPU, 2.20GHz, ОЗУ 16Гб. Время обучения не зависело от количества используемых предикторов, и составляло около 10 сек, поскольку размер выборки небольшой.

1. *Расчет с использованием всех 29 каналов прибора в качестве предикторов.*

Точность расчета для тестовой выборки составила 98,63 %, значение СКО – 0,925 кг/м<sup>2</sup>. На рисунке 4.14 продемонстрированы значения индекса Джинни для предикторов с наибольшей значимостью. Для остальных каналов прибора значения индекса Джинни равны нулю.

Таким образом, наибольшая значимость отмечается для каналов 10,6Н, 55,63V, 23,8V, 23,8Н и 91,65V. Стоит отметить, что низкое значение индекса Джинни для предиктора не обязательно означает низкую степень его значимости. Фактически, это может означать либо что данный предиктор не был использован на ранних узлах деревьев, либо говорить о наличии идентичного (сильно коррелированного) предиктора [Machinelearningmastery...]

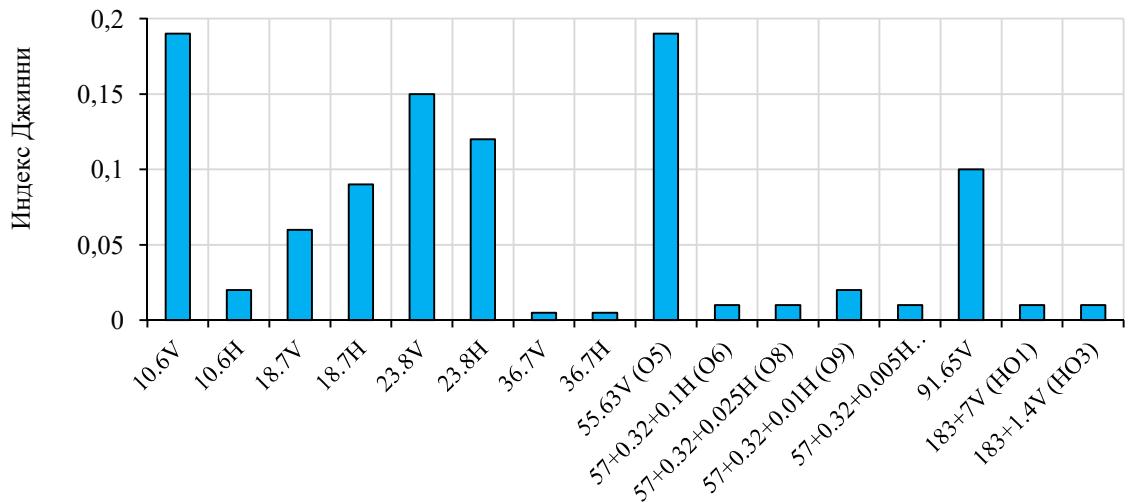


Рисунок 4.14 – Значения индекса Джинни при использовании всех 29 каналов прибора в качестве предикторов

2. *Расчет с использованием комбинации из 6-и каналов сканера (18,7V, 18,7H, 23,8V, 23,8H, 36,7V, 36,7H). Точность алгоритма составила 96,17 % для тестовой выборки, значение СКО – 2,201 кг/м<sup>2</sup>. Значения индекса Джинни приведены на рисунке 4.15.*

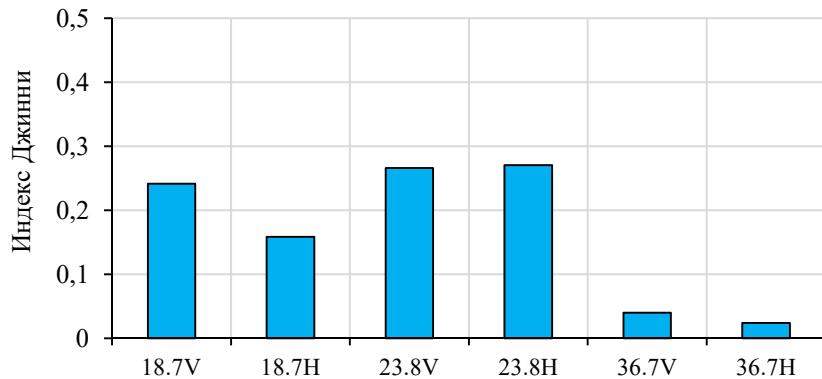


Рисунок 4.15 – Значения индекса Джинни при использовании комбинации из 6-и каналов сканера (18,7V; 18,7H; 23,8V; 23,8H; 36,7V; 36,7H) в качестве предикторов

3. *Расчет с использованием найденной комбинации из 6-и каналов прибора по уравнению регрессии второго порядка (18,7V, 36,7V, 53,8V (O3), 54,64V (O4), 57+0,32+0,01H (O9), 91,65V). Точность алгоритма для тестовой выборки составила 96,9 %, значение СКО – 1,560 кг/м<sup>2</sup>. Значения индекса Джинни для каждого предиктора приведены на рисунке 4.16.*

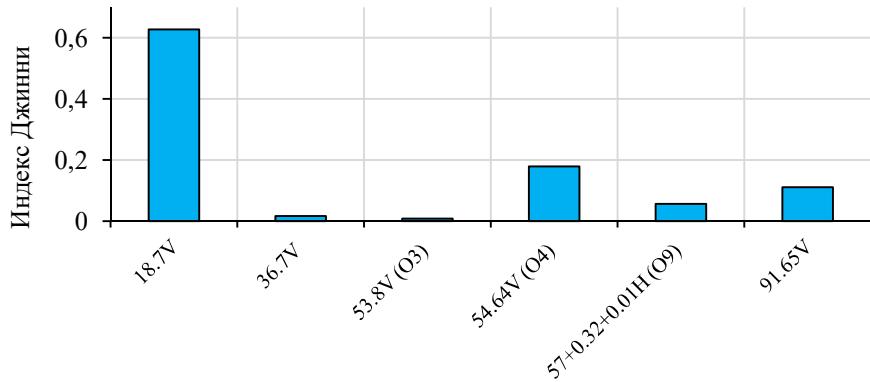


Рисунок 4.16 – Значения индекса Джинни при использовании комбинации из 6-и каналов (18,7V; 36,7V; 53,8V (O3); 54,64V (O4); 57+0,32+0,01H (O9) и 91,65V) в качестве предикторов

Таким образом, при использовании комбинации из 6-и каналов прибора, найденной с помощью уравнения регрессии второго порядка (2.24) – 18,7V, 36,7V, 53,8V (O3), 54,64V (O4), 57+0,32+0,01H (O9) и 91,65V ошибка расчета влагосодержания для тестовой выборки данных меньше, чем при использовании комбинации каналов, используемых в [Mitnik et al., 2003; Образцов и др., 2001; Караваев и др., 2016; Караваев и др., 2017; Deeter, 2007]. Максимальное количество узлов единичного дерева составило 28. Так, предложенная методика определения влагосодержания безоблачной атмосферы по измерениям в каналах прибора МТВЗА-ГЯ, описанная в разделе 2.2.2, позволяет проводить поиск оптимального набора каналов с малой ошибкой.

Поскольку в выборке, на которой проводилось машинное обучение, отсутствуют облачные пиксели, каналы хорошо коррелируют между собой. При использовании полного набора каналов для алгоритма «Случайный лес» ошибка определения влагосодержания уменьшается, однако, это приводит к «загрязненности» алгоритма незначимыми предикторами и малой производительности алгоритма.

При использовании координат точек в качестве предикторов видно, что индекс Джинни для долготы значительно превышает остальные (рисунок 4.17), уменьшая таким образом значимость яркостных температур в каналах. На рисунке присутствуют только каналы с индексом Джинни отличным от нуля. Применение метода машинного обучения, основанного на комбинации каналов 18,7V, 36,7V, 53,8V (O3), 54,64V (O4), 57+0,32+0,01H (O9) и 91,65V, на реальных измерениях МТВЗА-ГЯ, без отсева облачных пикселей, показало значительную ошибку определения влагосодержания (рисунок 4.18).

СКО для случайных участков морских акваторий составляет  $15 \text{ кг}/\text{м}^2$ . Величина ошибки объясняется значительной зависимостью технологии машинного обучения от способа обучения и обучающего набора данных – используемые территории, сезоны и пр. Так, для использования

технологии машинного обучения в задаче восстановления влагосодержания необходимо создание раздельных обучающих выборок по районам, для облачных / безоблачных пикселей и независимого обучения на каждой.

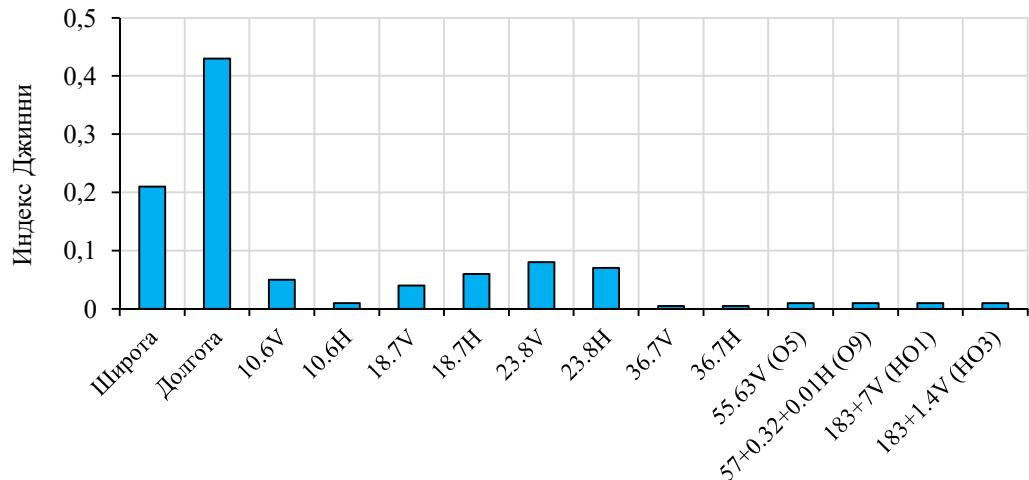


Рисунок 4.17 – Значения индекса Джинни при использовании всех 29 каналов прибора и координат в качестве предикторов. Приведены предикторы с индексом Джинни отличным от нуля.

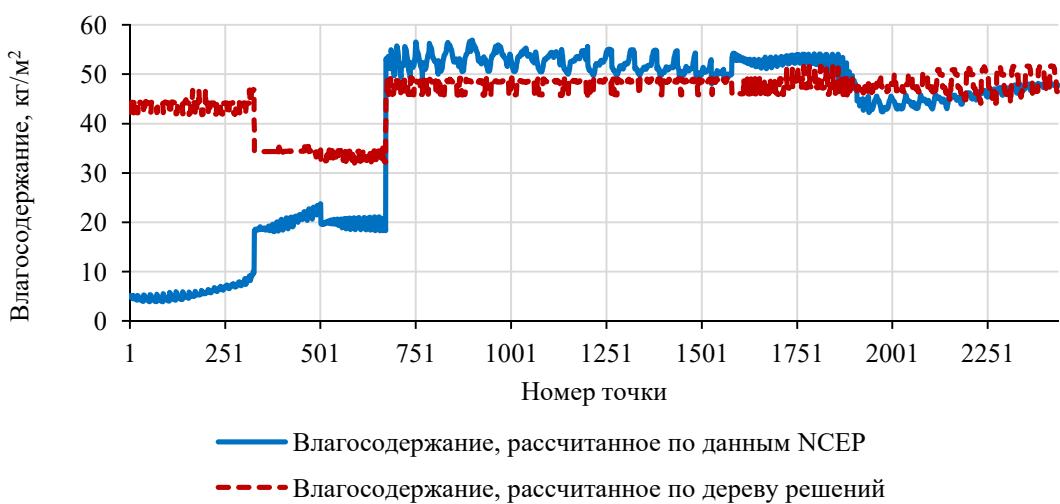


Рисунок 4.18 – Влагосодержание случайных участков морских акваторий, рассчитанное по данным NCEP и восстановленное с помощью дерева решений на основе комбинации из 6 каналов, 21.03.2020 г.

### Выводы по главе:

- Проведена валидация методики определения влагосодержания безоблачной атмосферы, использующая измерения прибора МТВЗА-ГЯ КА серии «Метеор-М», по

профилям атмосферы M. Matricardi, данным реанализа NCEP и с применением технологии машинного обучения «Случайный лес» (Random forest).

2. При сравнении значений влагосодержания, рассчитанных по распределению  $H_2O$  в профилях атмосферы M. Matricardi, с восстановленными по предложенной методике, используя модельные значения яркостных температур в каналах МТВЗА-ГЯ, найдена комбинация из 5-и предикторов (оптические толщины атмосферы на длинах волн 18,7V, 36,7V, 52,8V, 91,65V и 183+7V). СКО для полинома второго порядка составило  $2,19 \text{ кг}/\text{м}^2$ .

3. При сравнении значений влагосодержания, рассчитанных по данным реанализа NCEP, и восстановленных по предложенной методике, используя измерениям прибора МТВЗА-ГЯ за период 2016 – 2017 гг. над безоблачными участками водных акваторий, найдена комбинация из 6-и каналов прибора (18,7V, 36,7V, 53,8V (O3), 54,64V (O4), 57+0,32+0,01H (O9) и 91,65V). Используя полином второго порядка для учебной выборки (720 точек) СКО составило  $2,09 \text{ кг}/\text{м}^2$  (при среднем СКО яркостных температур каналов от модельных 4,15 K), для полной выборки (11794 точек) СКО восстановленных значений влагосодержания составили  $5,3 \text{ кг}/\text{м}^2$  (при среднем СКО яркостных температур каналов от модельных 4,86 K).

4. Метод машинного обучения «Случайный лес» был реализован для полной выборки из 11794 точек и найденной комбинации из 6-и каналов (18,7V, 36,7V, 53,8V (O3), 54,64V (O4), 57+0,32+0,01H (O9) и 91,65V). Получившееся СКО ( $1,560 \text{ кг}/\text{м}^2$ ) ниже, чем при использовании других комбинаций, что подтверждает целесообразность использования адаптивного поиска для нахождения оптимального набора предикторов.

5. Несмотря на то, что результаты определения влагосодержания безоблачной атмосферы получены только для морских пикселей, предложенная методика определения влагосодержания безоблачной атмосферы по измерениям в каналах прибора МТВЗА-ГЯ, позволяет проводить адаптивный поиск оптимального набора каналов для различных районов земного шара и находить наилучшие комбинации для различных климатических зон и типов поверхности.

6. Ошибки определения влагосодержания, обусловленные ошибками фильтрации облачных пикселей, могут быть значительно уменьшены за счет проведения калибровок каналов МТВЗА-ГЯ и дополнительной селекции с привлечением данных многозонального сканера МСУ-МР. Сканер входит в состав бортовой целевой аппаратуры космических аппаратов серии «Метеор-М» и обладает высоким (1 км) пространственным разрешением. Методика может быть реализована в оперативных алгоритмах обработки данных прибора МТВЗА-ГЯ спутников серии «Метеор-М».

7. Восстановленное влагосодержание может быть использовано в широком диапазоне задач, в том числе для анализа глобальных климатических изменений, сопоставления

с результатами моделирования влагосодержания различными гидродинамическими моделями, а в перспективе – для усвоения данных в ЧПП с целью повышения их точности.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В рамках заявленных целей и задач выполнено следующее:

1. Проведен анализ существующих методик определения водозапаса облаков и влагосодержания атмосферы.

2. Разработана новая модификация алгоритмов детектирования облачности и определения ее характеристик в соответствии с международной морфологической классификацией ВМО для использования в оперативных подразделениях Гидрометцентра России. Расчет значений водозапаса проводится с использованием количественных характеристик облачного покрова, восстановленных по спутниковым измерениям в каналах БИК и ИК.

3. Создана методика определения влагосодержания безоблачной атмосферы, использующая спутниковые измерения в МКВ-диапазоне. Методика позволяет проводить адаптивный поиск оптимального набора каналов из каналов прибора МТВЗА-ГЯ, установленного на КА серии «Метеор-М», и находить наилучшие комбинации для различных климатических зон и типов поверхности.

4. Проведена валидация предложенных автором определенных значений водозапаса и влагосодержания по независимым данным.

Поскольку расчет величины водозапаса основан на количественных характеристиках облачности, оценка качества проводилась для параметров облачности, участвующих в его расчете (морфологическая классификация, параметры ВГО). Сравнение с данными наземной наблюдательной сети, КА CALIPSO (лидара CALIOP) и измерениями ДМРЛ-С показали: типы и формы облачности совпадают с указанными на станциях в большинстве случаев, в том числе и по косвенным признакам (например, областям ливневых осадков соответствуют кучево-дождевые или слоисто-дождевые формы); с апреля по сентябрь отмечается наибольшее качество восстановления параметров облачности, с расхождениями высоты ВГО не более 1,5 км, а температуры не более 5 – 10 К; достоверность определения для типов облачности методикой составляет порядка 97 %, оценок высоты ВГО – около 80 %.

Сравнение значений влагосодержания, рассчитанных по профилям концентрации  $H_2O$  моделей M. Matricardi, с восстановленными по модельным данным МТВЗА-ГЯ, показало минимальное СКО в  $2,19 \text{ кг}/\text{м}^2$  при адаптивном поиске предикторов (полином второго порядка и комбинация оптических толщин атмосферы на длинах волн 18,7V, 36,7V, 52,8V, 91,65V и 183+7V). Сравнение значений влагосодержания, рассчитанных по данным реанализа NCEP, с восстановленными по реальным измерениям прибора МТВЗА-ГЯ за период 2016 – 2017 гг., также показало меньшее СКО при адаптивном поиске предикторов –  $5,3 \text{ кг}/\text{м}^2$ , (полином

второго порядка и комбинация из 6-и каналов прибора 18,7V, 36,7V, 53,8V (O3), 54,64V (O4), 57+0,32+0,01H (O9) и 91,65V). СКО яркостных температур каналов от модельных составило 4,86 К.

5. Создана методика автоматического попиксельного сравнения качественных и количественных характеристик облачного покрова, восстановленных различными технологиями обработки спутниковых данных. Предлагаемая методика учитывает смещение облачных массивов и производит поиск соответствия облачных пикселей на классифицированных спутниковых данных.

Разработанная технология попиксельного сравнения применима для различных методик обработки спутниковых данных. Применение методики для сопоставления шести однотипных параметров облачного покрова, рассчитанных с помощью модифицированных автором алгоритмов и КПМ, показало что КПМ при обработке данных МСУ-МР КА «Метеор-М» №2 дает завышенные оценки температуры ВГО расположенных выше 6 – 7 км. Причиной этого и соответствующего занижения высот ВГО является ограничение динамического диапазона ИК каналов МСУ-МР КА «Метеор-М» №2 со стороны низких температур.

6. Представленные в работе модифицированные алгоритмы детектирования облачности и расчета ее характеристик, методика автоматического попиксельного сравнения облачных параметров, восстановленных двумя различными технологиями обработки спутниковых данных были программно реализованы в СЦ ФГБУ «НИЦ «Планета». Получены свидетельства о государственной регистрации программ для ЭВМ (Приложение Г). Разработанные методики и модификации были внедрены в оперативную и опытную эксплуатацию СЦ ФГБУ «НИЦ «Планета», что подтверждается соответствующими актами (Приложение Д).

ЦМКП Росгидромета в своем решении от 11.10.2016 г. рекомендовала внедрить предлагаемую автором методику классификации облаков и расчета ее характеристик в оперативную практику СЦ ФГБУ «НИЦ «Планета» в качестве основного. Использование расчетов методики (классификации облачности, высоты и температуры ВГО) ЦМКП Росгидромета признано целесообразным в оперативно-прогностической работе метеоподразделений. Расчеты методики рекомендованы к использованию как дополнение данных синоптических и радиолокационных наблюдений в региональных и мезомасштабных схемах численного анализа и прогноза погоды, для наукастинга, а также в целях климатических исследований облачного покрова и осадков.

7. Разработанные методы позволяют повысить точность определения характеристик влажности (водозапас и влагосодержание) по данным приборов отечественных КА серии «Метеор-М». Полученные результаты работы могут быть использованы для анализа и контроля

результатов моделирования пространственного распределения интегрального влагосодержания атмосферы и водозапаса облаков различными гидродинамическими моделями, используемыми в ФГБУ «Гидрометцентр России». Методики детектирования облаков и определения ее водозапаса предполагается реализовать в оперативных алгоритмах обработки данных от бортовой целевой аппаратуры КА серии «Метеор-М».

Автор выражает глубокую благодарность Рублеву А. Н. и Голомолзину В. В. за научное руководство, неоценимую помощь и поддержку. Также автор выражает признательность Асмусу В. В., Соловьевой И. А. и Захватову М. Г.

## СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

Автоматизированный программный комплекс	АПК
Ближнее инфракрасное излучение	БИК
Быстрая радиационная модель	БРМ
Верхняя граница облака	ВГО
Видимая часть спектра	ВД
Всемирная Метеорологическая организация	ВМО
Дистанционное зондирование Земли	ДЗЗ
Доплеровский метеорологический радиолокатор	ДМРЛ-С
Инфракрасное излучение	ИК
Искусственные нейронные сети	ИНС
Космический аппарат	КА
Комплексная пороговая методика	КПМ
Малые газовые компоненты	МГК
Микроволновое излучение	МКВ
Множественная линейная регрессия	МЛР
Модуль температурно-влажностного зондирования атмосферы	МТВЗА-ГЯ
Нижняя граница облака	НГО
Программный комплекс	ПК
Сверхвысокочастотное излучение	СВЧ
Среднеквадратическое отклонение	СКО
Температурно-влажностное зондирование атмосферы	ТВЗА
Ультрафиолетовое излучение	УФ
Численный прогноз погоды	ЧПП
Функция спектрального пропускания	ФСП
NOAA Algorithm Working Group	AWG
European Centre for Medium-Range Weather Forecasts	ECMWF
Ice water path	IWP
Liquid water path	LWP
National Centers for Environmental Prediction	NCEP

## СПИСОК ИСПОЛЬЗУЕМЫХ ИСТОЧНИКОВ И ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аквилонова, А. Б. Широтное распределение водозапаса облаков над земным шаром по данным измерений с ИСЗ «Космос243» / А. Б. Аквилонова, Б. Г. Кутуза, Л. М. Митник // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1971. – Т. 7. – № 2. – С. 139–144.
2. Акимов, Н. П. Многозональное сканирующее устройство малого разрешения МСУ-МР для космического информационного комплекса «Метеор-М». Принцип работы, эволюция, перспективы / Н. П. Акимов, К. В. Бадаев, Ю. М. Гектин, А. В. Рыжаков, М. Б. Смелянский, А. Г. Фролов // Ракетно-космическое приборостроение и информационные системы. – 2015. – Т. 2. – Вып. 4. – С. 30–39.
3. Акопов, Г. А. Задачи, решаемые космическим аппаратом «МЕТЕОР-М» по мониторингу Земли и околоземного космического пространства / Г. А. Акопов, В. Т. Семенов, А. Л. Чуркин // Солнечно-земная физика. – 2004. – Вып. 5. – С. 40–42.
4. Анализ малых данных. КвазИНаучный блог Александра Дьяконова [Электронный ресурс] // Случайный лес (Random Forest). Режим доступа: <https://dyakonov.org/2016/11/14/%D1%81%D0%BB%D1%83%D1%87%D0%B0%D0%B9%D0%BD%D1%8B%D0%B9-%D0%BB%D0%B5%D1%81-random-forest/> (дата обращения: 26.10.2020).
5. Антонов, В. Н. Первичные результаты внедрения технологии по распознаванию типов и характеристик облачности / В. Н. Антонов, М. Г. Захватов, А. А. Косторная // Сборник материалов XI Международного форума «Интерэкспо ГЕО-Сибирь», международной научной конференции «Дистанционные методы зондирования Земли и фотограмметрия, мониторинг окружающей среды, геоэкология». Новосибирск, 13–22 апреля 2015 г. – 2015а. – Т. 2. – С. 34 – 38. УДК 528.852.
6. Антонов, В. Н. Обзор технологии получения карт облачных продуктов на основе данных AVHRR. Валидация первичных результатов с использованием синоптической информации и данных CALIPSO / В. Н. Антонов, М. Г. Захватов, А. А. Косторная // Сборник трудов Всероссийской конференции «Обработка пространственных данных в задачах мониторинга природных и антропогенных процессов». Усть-Сема, 24–28 августа 2015 г. – 2015б. – С. 146 – 151.
7. Бадаев, К. В. Развитие аппаратуры ДЗЗ серии МСУ-МР в части повышения точности радиометрических измерений и расширения ее функциональных возможностей / К. М. Бадаев, Ю. М. Гектин, Ю. Ю. Гулин, А. А. Зайцев, В. Н. Максин, Н. П. Пузаков, В. Н. Сахаров, Д. С. Серебряков, М. Б. Смелянский, А. Г. Фролов // Ракетно-космическое приборостроение и информационные системы. – 2020. – Т. 7. – Вып. 4. – С. 63–73.

8. Баранов, А. М. Облака верхнего яруса и условия полетов в них / А. М. Баранов. – Л.: Гидрометеоиздат, 1960. – 99 с.
9. Баранов, А. М. Облака и безопасность полетов / А. М. Баранов. – Л.: Гидрометеоиздат, 1983. – 263 с.
10. Башаринов, А. Е. Определение геофизических параметров по измерениям теплового радиоизлучения на ИСЗ «Космос-243» / А. Е. Башаринов, А. С. Гурвич, С. Т. Егоров // Докл. АН СССР. – 1969. – Т. 188. – № 6. – С. 1273–1276.
11. Башаринов, А. Е. Особенности поля влажности над океанами по данным радиометрических сверхвысокочастотных измерений с ИСЗ «Космо-243» / А. Е. Башаринов, Л. М. Митник // Метеорология и гидрология. – 1970. – № 12. – С. 13–18.
12. Башаринов, А. Е. Радиоизлучение Земли как планеты / А.Е. Башаринов, Гурвич А.С., Егоров С.Т. // М.: «Наука», 1974. – 187 с.
13. Болдырев, В. В. Микроволновый сканер/зондировщик МТВЗА-ГЯ КА «МЕТЕОР-М» №1 / В. В. Болдырев, П. А. Ильгасов, В. Ю. Панцов, Ю. Н. Прохоров, Н. И. Стрельников, И. В. Черный, Г. М. Чернявский, В. В. Яковлев // Вопросы электромеханики. – 2008. – Т. 107. – С. 22–25.
14. Боровиков, А. М. Физика облаков [под ред. А. Х. Хргиана] / А. М. Боровиков, И. И. Гайворонский, Е. Г. Зак, В. В. Костарев, И. П. Мазин, В. Е. Минервин, А. Х. Хргиан, С. М. Шметер. – Л.: Гидрометеоиздат, 1961. – 459 с.
15. Валидация качества выходных продуктов по облачности и осадкам СПК «SEVIRI-Russia» (по данным SEVIRI/Meteosat-8, точка стояния 41,5 °в. д.) за 2018 г. для трёх регионов: отчет о НИР / Волкова Е. В. – Москва: ФГБУ «НИЦ «Планета», 2019. – 153 с.
16. Вейкман, Х. К. Вопросы физики облаков / Х. К. Вейкман, Л. Н. Левин, И. П. Мазин. – Л.: Гидрометеоиздат, 1978. – 287 с.
17. Вентцель Е.С. Теория вероятностей. М.: Издательство «Наука». 1969. 576 с.
18. Волкова, Е. В. Определение параметров облачного покрова и осадков по данным МСУ-МР с полярно-орбитального метеоспутника «Метеор-М» №2 для Европейской территории России / Е. В. Волкова // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2017. – Т. 14. – С. 300–320.
19. Волкова, Е. В. Сравнение двух методик определения параметров облачного покрова и осадков по данным наблюдений с полярно-орбитальных метеоспутников для Европейской территории России / Е. В. Волкова // Сборник тезисов Шестнадцатой Всероссийской открытой конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». Москва, ИКИ РАН. – 2018а. – С. 165. – ISBN 978-5-00015-018-4. – DOI:10.21046/2070-16DZZconf-2018a.

20. Волкова, Е. В. Определение микрофизических параметров облачного покрова по спутниковым данным / Е.В. Волкова // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2018б. – Т. 15. – С. 267–281.
21. Волкова, Е. В. Детектирование облачности и восстановление ее параметров по данным сканеров МСУ-МР (КА МЕТЕОР-М №2) и AVHRR (КА NOAA-18, 19, МЕТОР-В) над территорией Западной Сибири / Е. В. Волкова, А. А. Косторная // Региональные проблемы дистанционного зондирования Земли. Материалы VI международной научной конференции. Красноярск, 10–13 сентября 2019 г. – 2019а. – С. 75 – 77.
22. Волкова, Е. В. Сопоставление двух методик определения параметров облачного покрова по данным сканера МСУ-МР (КА МЕТЕОР-М №2) и AVHRR (КА NOAA-18, 19, МЕТОР-В) / Е. В. Волкова, А. А. Косторная, В. В. Голомолзин, С. А. Кузьминых, Р. А. Амикишиева // Сборник трудов конференции «Обработка пространственных данных в задачах мониторинга природных и антропогенных процессов (SDM-2019)». Бердск, 26–30 августа 2019 г. – 2019б. – С. 273 – 276.
23. Волкова, Е. В. Определение параметров облачного покрова системами автоматической обработки спутниковых данных / Е. В. Волкова, А. А. Косторная, Р. А. Амикишиева // Географический вестник. – 2020. – № 3. – С. 124 – 134.
24. Вульфсон, Н. И. Структура кучевых облаков на различной стадии развития / Н. И. Вульфсон, А. Г. Лактионов, В. И. Скацкий // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1973. – Т. 9, № 5. – С. 500–510.
25. Гарбуц, С. В. Космические системы дистанционного зондирования Земли / С. В. Гарбуц, В. Е. Гершензон. – М.: Издательство А и Б, 1997. – 296 с.
26. Герман, М. А. Космические методы исследования в метеорологии / М. А. Герман. – Л.: Гидрометеоиздат, 1985. – 354 с.
27. Герман, М. А. Спутниковая метеорология. Основы космических методов исследования в метеорологии / М. А. Герман. – Л. : Гидрометеоиздат, 1975. – 366 с.
28. Головин, Ю. М. Бортовые инфракрасные Фурье-спектрометры для температурно-влажностного зондирования атмосферы земли / Ю. М. Головин, Ф. С. Завелевич, А. Г. Никулин, Д. А. Козлов, Д. О. Монахов, И. А. Козлов, С. А. Архипов, В. А. Целиков, А. С. Романовский // Исследование земли из космоса. – 2013. – № 6. – С. 25–37.
29. Головин, Ю. М Инфракрасный фурье-спектрометр ИКФС-2: результаты эксплуатации на борту метеоспутника «МЕТЕОР-М» №2 / Ю. М. Головин, Ф. С. Завелевич, Д. А. Козлов, И. А. Козлов, Д. О. Монахов, А. Г. Никулин, А. Б. Успенский, А. Н. Рублев, А. В. Кухарский // Исследование земли из космоса. – 2017. – №4. – С. 88–100.

30. Горбунов, А. В. Космический комплекс гидрометеорологического и океанографического обеспечения «МЕТЕОР-3М» с космическим аппаратом «МЕТЕОР-М» / А. В. Горбунов, А. Л. Чуркин, Д. А. Павлов // Вопросы электромеханики. – 2008. – Т. 105. – С.17–28.
31. ГОСТ 26352–84. Модель влажности воздуха в Северном полушарии. – Москва, 1985. – 14 с.
32. ГОСТ Р 53460–2009. Глобальная справочная атмосфера для высот от 0 до 120 км для аэрокосмической практики. Параметры. М.: Стандартинформ, 2011. – 254 с.
33. Гуди, Р. Атмосферная радиация / Р. Гуди. – М.: Издательство «Мир», 1966. – 522 с.
34. Гурвич, А. С. «Космос-243» – первый в мире эксперимент по исследованию земли из космоса радиофизическими методами / А. С. Гурвич, Б. Г. Кутуза // Исследования Земли из космоса. – 2010. – № 2. – С. 14–25.
35. Доработка и испытания на данных «Метеор-М» № 2 усовершенствованного СПО тематической обработки измерений МТВЗА-ГЯ для получения всепогодных данных ТВЗА (ПК «ТВЗА-МКВ») и информационных продуктов по параметрам атмосферы и подстилающей поверхности (ПК «ДЗЗ-МКВ»), доработка СПО тематической обработки измерений ИКФС-2 (ПК «ТВЗА-ИК», ПК «ДЗА-ИК»): отчет о выполнении договора гражданско-правового характера / Тимофеев Ю. М., Поляков А. В. – Москва: ФГБУ «НИЦ «Планета», 2015. – 58 с.
36. Дроздов, О. А. Климатология / О. А. Дроздов, В. А. Васильев. – Л.: Гидрометеоиздат, 1989. – 568 с.
37. Дубровская, О. А. Анализ метеорологической ситуации в период мониторинга лесных пожаров и задымления на территории СФО в 2019 году / О. А. Дубровская, И. А. Соловьева, И. А. Мартынова, А. А. Косторная, И. В. Рублев, А. Е. Воронова // Семнадцатая Всероссийская Открытая конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования земли из космоса». Москва, 11–15 ноября 2019 г. – 2019. – С. 85.
38. Заболотских, Е. В. Развитие спутниковых пассивных микроволновых методов зондирования системы «океан-атмосфера» и их применение в задачах изучения экстремальных погодных явлений : дис. ... д-ра физ.-мат. наук : 25.00.28 / Заболотских Елизавета Викторовна. – СПб., 2016. – 241 с.
39. Заболотских, Е. В. Спутниковые пассивные микроволновые методы зондирования системы «океан-атмосфера» для изучения экстремальных погодных явлений / Заболотских Е.В. // Ученые записки РГГМУ. – 2016. – № 45. – С. 64–80.
40. Зайцева, Н. А. Аэрология / Н. А. Зайцева, В. И. Шляхов. – Л.: Гидрометеоиздат, 1978. – 288 с.

41. Запуск КА «Метеор-М» № 2-1 [Электронный ресурс] // Государственная корпорация по космической деятельности РОСКОСМОС. Режим доступа: <https://www.roscosmos.ru/24267/> (дата обращения 25.01.2018).
42. Зуев, В. Е. Дистанционное оптическое зондирование атмосферы / В. Е. Зуев, В. В. – С-П.: Гидрометеоиздат, 1992. – 232 с.
43. Калинин, Н. А. Космические методы исследований в метеорологии / Н. А. Калинин, Н. И. Толмачева. – Пермь.: Пермский государственный университет, 2005. – 347 с.
44. Караваев, Д. М. Исследование вариаций характеристик микроволнового излучения и параметров влагосодержания атмосферы / Д. М. Караваев, Г. Г. Щукин // Радиофизические методы в дистанционном зондировании сред. VI Всероссийские Армандовские чтения. – 2016. – С. 73–76.
45. Караваев, Д. М. Метод микроволновой радиометрии атмосферы в задачах валидации спутниковой информации и радионавигационного обеспечения / Д.М. Караваев, Г.Г. Щукин // Проблемы дистанционного зондирования, распространения и дифракции радиоволн. Сборник трудов конференции «VII Всероссийские армандовские чтения». Муром.: Муромский институт (филиал) Государственного образовательного учреждения высшего профессионального образования «Владимирский государственный университет им. Александра Григорьевича и Николая Григорьевича Столетовых». – 2017. – С. 22–32.
46. Киселева, Ю. В. Контроль калибровки ИК каналов сканера МСУ-МР по данным наземных измерений полярных полигонов / Ю. В. Киселева, А. В. Рыжаков, Д. А. Козлов, А. Н. Рублев // Международная школа-конференция молодых ученых «Климат и эколого-географические проблемы Российской Арктики». Сборник тезисов докладов. – 2016. – С. 100.
47. Козлов, А. А. Оценки погрешности бортовой радиометрической калибровки ИК-зондировщика ИКФС-2 по данным сканера SEVIRI / А. А. Козлов, Д. А. Козлов, Ф. С. Завелевич, Ю. В. Киселева, И. А. Козлов, А. В. Кухарский, А. Н. Рублев, А. Б. Успенский, И. С. Черкашин // Современные проблемы дистанционного зондирования земли из космоса. – 2016. – №6. – Т. 13. – С. 264–272.
48. Комплексная пороговая методика для детектирования облачности и определения её параметров по данным радиометра AVHRR с полярно-орбитального ИСЗ серии NOAA в круглосуточном режиме в течение всего года для Европейской территории России, Украины и Восточной Европы: отчет о НИР / Волкова Е. В. – Москва: «НИЦ «Планета», 2011. – 167 с.
49. Кондратьев, К. Я. Метеорологическое зондирование атмосферы из космоса / К.Я. Кондратьев, Ю.М. Тимофеев. – М.: Гидрометеоиздат, 1978. – 280 с.

50. Кондратьев, К. Я. Влияние облачности на радиацию и климат / К. Я. Кондратьев, В. И. Биненко. – Л.: Гидрометеоиздат, 1984. – 240 с.
51. Косторная, А. А. Методика дешифрирования облачного покрова на спутниковых изображениях / А. А. Косторная, Е. И. Сапрыкин, М. Г. Захватов, Ф. В. Пяткин, Е. Ю. Сахарова // Четырнадцатая Всероссийская открытая конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса»: Тезисы докладов. Москва, 14–18 ноября 2016 г. – 2016а. – С. 171. – ISBN 978-5-00015-007-8.
52. Косторная, А. А. Дешифрирование облачности и расчет ее характеристик на основе данных спутникового радиометра AVHRR / А. А. Косторная, М. П. Шагаев, Е. И. Сапрыкин, Ф. В. Пяткин, М. Г. Захватов, Е. Ю. Сахарова // XXIII Рабочая группа «Аэрозоли Сибири»: Тезисы докладов. Томск, 29 ноября – 2 декабря 2016 г. – 2016б. – С. 74 – 75. – УДК 551.508.
53. Косторная, А. А. Метод дешифрирования облачного покрова по спутниковым данным / А. А. Косторная, Е. И. Сапрыкин, М. Г. Захватов, Ю. В. Токарева // Метеорология и гидрология. – 2017а. – № 12. – С. 16 – 24.
54. Косторная, А. А. Результаты испытания методики дешифрирования облачного покрова по спутниковым данным / А. А. Косторная, М. Г. Захватов, Ю. В. Токарева // Информационный сборник № 44. Результаты испытания новых и усовершенствованных технологий, моделей и методов гидрометеорологических прогнозов. Под ред. канд. геогр. наук А.А. Алексеевой. Обнинск: ИГ-СОЦИН. – 2017б. – С. 158 – 170.
55. Косторная, А. А. Методика попиксельной автоматической классификации облачного покрова и восстановления его количественных характеристик по данным измерений радиометра AVHRR / А. А. Косторная, И. В. Рублев, Д. Ю. Беляев, И. А. Соловьева // Сборник докладов Всероссийской молодежной научно-практической конференции «Орбита молодежи» и перспективы развития Российской космонавтики». Томск, 18–22 сентября, 2017 г. – 2017с. – С. 27 – 28.
56. Косторная, А. А. Метод дешифрирования облачного покрова по спутниковым данным / А. А. Косторная, М. Г. Захватов, Ф. В. Пяткин, Е. Ю. Сахарова // Сборник тезисов международного симпозиума «Атмосферная радиация и динамика (МСАРД-2017)». Санкт-Петербург, 27–30 июня 2017 г. – 2017д. – Санкт-Петербург, 2017. – С. 134 – 135.
57. Косторная, А. А. Методика распознавания облачности и восстановления ее количественных характеристик по спутниковым данным / А. А. Косторная, М. Г. Захватов, Е. Ю. Сахарова, Ф. В. Пяткин // Материалы IV международной научной конференции «Региональные проблемы дистанционного зондирования Земли (РП-ДЗЗ 2017)». Красноярск, 12– 15 сентября 2017 г. – 2017е. – С. 127 – 130.

58. Косторная, А. А. Методика идентификации и классификации облачности на ИК-космических изображениях / А. А. Косторная, М. Г. Захватов, Ф. В. Пяткин, Е. Ю. Сахарова // Современные проблемы географии и геологии. Материалы IV всероссийской научно-практической конференции с международным участием. Томск, 16–19 октября 2017 г. – 2017f. – Т. II. – С. 85 – 88.
59. Косторная, А. А. Восстановление интегральной величины влагосодержания безоблачной атмосферы по данным микроволнового зондировщика МТВЗА-ГЯ (КА МЕТЕОР-М №2) / А. А. Косторная, В. В. Голомолзин, А. Н. Рублев, М. Г. Захватов, Ф. В. Пяткин // XXV рабочая группа «Аэрозоли Сибири». Тезисы докладов. Томск, 27–30 ноября 2018 г. – 2018. – С. 89.
60. Косторная, А. А. Восстановление интегрального влагосодержания безоблачной атмосферы над океаном по данным микроволнового зондировщика МТВЗА-ГЯ (КА МЕТЕОР-М №2) / А. А. Косторная, В. В. Голомолзин, А. Н. Рублев, С. С. Кузьминых, Ф. В. Пяткин // Тезисы докладов международной научно-технической конференции «Системы контроля окружающей среды – 2019». Севастополь, 12–13 сентября 2019 г. – 2019. – С. 18.
61. Косторная, А. А. Определение влагосодержания в безоблачной атмосфере над океаном по измерениям микроволнового радиометра МТВЗА ГЯ / А.А. Косторная, Р.А. Рублев, В.В. Голомолзин // Вычислительные технологии. – 2020. – Т. 25. – № 4. – С. 83 – 98.
62. Ку-Нан Лиоу Основы радиационных процессов в атмосфере / Ку-Нан Лиоу. –Л.: Гидрометеоиздат, 1984. – 377 с.
63. Ландсберг, Г. С. Элементарный учебник физики. Т.1. Механика. Темп. Молекулярная физика. / Г. С. Ландсберг. – М.: Наука, 1985. – 606 с.
64. Мазин, И. П. Облака, строение и физика образования / И. П. Мазин, С. М. Шметтер. – Л.: Гидрометеоиздат, 1983. – 279 с.
65. Мазин, И. П. Облака и облачная атмосфера. Справочник / И. П. Мазин, А. Х. Хргиан. – Л.: Гидрометеоиздат, 1989. – 646 с.
66. Макриденко, Л. А. Космический аппарат гидрометеорологического и океанографического наблюдения «МЕТЕОР-М» №1 / Л. А. Макриденко, С. Н. Волков, А. В. Горбунов, Ю. В. Трифонов, В. П. Ходненко // Вопросы электромеханики. – 2009. – Т. 108. – С. 44–55.
67. Матвеев, Л. Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. / Л. Т. Матвеев. – Л.: Гидрометеоиздат, 1984. – 376 с.
68. Мейсон, Б. Дж. Физика облаков [Перевод с английского] / Б. Дж. Мейсон. – Л.: Гидрометеоиздат, 1961. – 542 с.

69. Митник, Л. М. Физические основы дистанционного зондирования окружающей среды / Л. М. Митник. – Л.: ЛПИ им. М.И. Калинина, 1977. – 58 с.
70. Митник, Л. М. Внешняя калибровка каналов радиометра МТВЗА-ГЯ на метеорологическом спутнике «МЕТЕОР-М №2» / Л. М. Митник, В. П. Кулешов, М. Л. Митник, Д. Л. Спиричев, И. В. Черный, В. В. Яковлев // Материалы VII Всероссийской научной конференции «Радиофизические методы в дистанционном зондировании сред». – 2016. – С. 400–405.
71. Мучник, В. М. Физика грозы / В.М. Мучник // Л.: Гидрометеоиздат. – 1974. – 352 с.
72. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Выпуск 3. Часть 1. / Л.: Гидрометеоиздат, 1985. – 150 с.
73. Новожилова, Н. И. Атлас облаков [под ред. Хргиана А. Х.] / Н. И. Новожилова. – Л.: Гидрометеоиздат, 1978. – 346 с.
74. Образцов, С. П. Восстановление метеорологических характеристик атмосферы и температуры подстилающей поверхности по данным спутниковых измерений / С. П. Образцов, Г. Г. Щукин / Методы и устройства передачи и обработки информации. – 2001. – № 1. – С. 92–96.
75. Отчет о результатах эксплуатации системы валидационных подспутниковых наблюдений для системы дистанционного зондирования земли гидрометеорологического наблюдения за 2017 год: отчет о НИР / Рублев А. Н. – Москва: ФГБУ «НИЦ «Планета», 2017. – 84 с.
76. Половинина, И. П. Воздействия на внутримассовые облака слоистых форм / И. П. Половинина. – Л.: Гидрометеоиздат, 1971. – 215 с.
77. Половинина, И. П. Рассеяние переохлажденных слоистообразных облаков и туманов / И. П. Половинина. – Л.: Гидрометеоиздат, 1980. – 214 с.
78. Поляков, А. В. Использование метода искусственных нейронных сетей при восстановлении вертикальных профилей атмосферных параметров / А. В. Поляков // Оптика атмосферы и океана. – 2014. – Vol. 27, № 1. – С. 34–39.
79. Пономаренко, И. Н. Водность фронтальных облаков для степной части Украины по экспериментальным данным / И. Н. Пономаренко, Т. Н. Заболоцкая // Труды УкрНИГМИ. – 1965. – Вып. 48. – С. 52–66.
80. Программный комплекс (ПК) тематической обработки измерений ИКФС-2 для получения данных ТВЗА. (ПК «ТВЗА-ИК»): описание программы / Поляков А. В. – Москва: ФГБУ «НИЦ «Планета», 2015. – 40 с.

81. Программный комплекс (ПК) тематической обработки измерений ИКФС-2 для оценок содержания озона и МГК (ПК «ДЗА-ИК»): описание программы / Поляков А. В. – Москва: ФГБУ «НИЦ «Планета», 2015. – 39 с.
82. Пяткин, В. П. Развитие программного обеспечения быстрого моделирования измерений спутниковых инфракрасных зондировщиков / В. П. Пяткин, Е. В. Русин // Интерэкспо Гео-Сибирь-2014. «Дистанционные методы зондирования Земли и фотограмметрия, мониторинг окружающей среды, геоэкология». – 2014. – Т. 1. С. 1–6.
83. Пяткин, Ф. В. Применение регрессионного анализа для расчетов по данным приборов ИКФС-2 И МТВЗА спутника «МЕТЕОР-2» / Ф. В. Пяткин, В. В. Голомолзин, А. А. Косторная // Международный научный конгресс «ИнтерЭкспо Гео-Сибирь 2019». Сборник материалов. Новосибирск, 24–26 апреля 2019 г. – 2019. – Т. 4. – С. 3 – 10. – DOI: 2618-981X-2019-4-1.
84. Разработка новых и модификация существующих БРМ для целевой аппаратуры КА «Метеор-М» № 2-1: отчет о НИР / Русин Е. В., Пяткин В. П. – Новосибирск: ИВМиМГ СОРАН, 2015. – 53 с.
85. Рублев, А. Н. Детектирование и оценка балла облачности по данным атмосферных ИК\_зондировщиков высокого спектрального разрешения / А. Н. Рублев, А. Б. Успенский, А. Н. Троценко // Исслед. Земли из космоса. – 2004. – № 2. С. 1–9.
86. Руководство по практике метеорологических подразделений, обслуживающих авиацию. Второе издание. – ВМО. Женева, 2003. – 58 с.
87. Рыбакова, Ж. В. Облака. Учебное пособие / Ж. В. Рыбакова. – Томск.: Издательство ТГПУ, 2008. – 133 с.
88. Рыбакова, Ж. В. Физическая метеорология (отдельные разделы). / Ж. В. Рыбакова. – Томск: Издательство ТГПУ, 2012. – 378 с.
89. Седунов, Ю. С. Атмосфера. Справочник (справочные данные, модели) / Ю. С. Сычев. – Л.: Гидрометеоиздат, 1991. – 510 с.
90. Скацкий, В. И. Исследование водности кучевых облаков / В. И. Скацкий. – М.: Гидрометеоиздат, 1969. – 69 с.
91. Сюняев, Р. А. Физика космоса. Маленькая энциклопедия. / Р. А. Сюняев. – М.: Советская энциклопедия, 1986. – 783 с.
92. Спутниковые системы. Российские системы ДЗЗ [Электронный ресурс] // Научно-исследовательский центр космической метеорологии «НИЦ «Планета». Режим доступа: <http://planet.iitp.ru/index1.html> (дата обращения 25.01.2018).
93. Тверской, П. Н. Курс метеорологии (физика атмосферы) / П. Н. Тверской. – Л.: Гидрометеоиздат, 1962. – 700 с.

94. Тимофеев, Ю. М. Теоретические основы атмосферной оптики / Ю. М. Тимофеев, А. В. Васильев. – С.-Петербург.: «Наука», 2003. – 475 с.
95. Тонков, М. В. Спектроскопия парникового эффекта / М. В. Тонков // Соросовский образовательный журнал. – 2001. – Т. 7, № 10. – С. 52–58.
96. Успенский, А. Б. Применение метода главных компонент для анализа ИК-спектров высокого разрешения, измеренных со спутников / А. Б. Успенский, С. В. Романов, А. Н. Троценко // Исслед. Земли из космоса. – 2003. – № 3. – С. 26–33.
97. Успенский, А. Б. Проблемы и перспективы анализа и использования данных спутниковых ИК-зондировщиков высокого спектрального разрешения / А. Б. Успенский, А. Н. Троценко, А. Н. Рублев // Исслед. Земли из космоса. – 2005. – № 5. – С. 18–33.
98. Успенский, А. Б. Современное состояние и перспективы дистанционного температурно-влажностного зондирования земной атмосферы / А. Б. Успенский. – Исследование Земли из космоса. – 2010. – № 2. – С. 26–36.
99. Успенский, А. Б. Быстрая радиационная модель для анализа данных гиперспектрального ИК-зондировщика спутников серии «Метеор-М» / А. Б. Успенский, А. Н. Рублев, Е. В. Русин, В. П. Пяткин // Исследование Земли из космоса. – 2013. – № 6. С. 16–24.
100. Успенский, А. Б. Современное состояние и перспективы спутникового гиперспектрального атмосферного зондирования / А. Б. Успенский // Исследование Земли из космоса. – 2013. – № 6. – С. 4–15.
101. Успенский, А. Б., Абсолютная калибровка каналов атмосферного зондирования спутникового микроволнового радиометра МТВЗА-ГЯ / А. Б. Успенский, В. В. Асмус, А. А. Козлов, Е. К. Крамчанинова, А. М. Стрельцов, Г. М. Чернявский, И. В. Черный // Исследование земли из космоса. – 2016. – № 5. – С. 57–70.
102. Фейгельсон, Е. М. Лучистый теплообмен и облака / Е. М. Фейгельсон. – Л.: Гидрометеоиздат, 1970. – 230 с.
103. Филей, А. А. Радиометрическая интеркалибровка коротковолновых каналов многоканального спутникового устройства КА «МЕТЕОР-М» №2 по радиометру AVHRR КА «МЕТОР-А» / А. А. Филей, А. Н. Рублев, А. А. Зайцев // Современные проблемы дистанционного зондирования земли из космоса. – 2016. – № 6. – Т. 13. – С. 251–263.
104. Фридзон, М. Б. Методология радиозондирования атмосферы и достоверность измерений вертикальных профилей температуры и влажности до высот 35-40 км: дис. ... д.-ра техн. наук: 05.12.04 / Фридзон Марк Борисович. – М., 2004. – 329 с.
105. Хадсон, Р. Инфракрасные системы [Перевод с английского Я. Б. Герчикова., Под ред. Н. В. Васильченко] / Р. М. Хадсон. – М.: Издательство «Мир», 1972. – 534 с.

106. Хргиан, А. Х. Физика атмосферы / А. Х. Хргиан. – Л.: Гидрометеоиздат, 1978. – Т. 2. – 319 с.
107. Хромов, С. П. Метеорологический словарь / С. П. Хромов, Л. И. Мамонтова. – Л.: Гидрометеоиздат, 1974. – 568 с.
108. Чернявский, Г. М. Моделирование яркостной температуры и первые результаты, полученные микроволновым радиометром МТВЗА-ГЯ со спутника «Метеор-М» № 2-2 / Г.М. Чернявский, Л.М. Митник, В.П. Кулешов, М.Л. Митник, А.М. Стрельцов, Г.Е. Евсеев, И.В. Черный // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2020. – Т. 17. – № 3. – С. 51–65.
109. Шметер, С. М. Физика конвективных облаков / С. М. Шметер. – Л.: Гидрометеоиздат, 1972. – 230 с.
110. Щукин, Г. Г. Лазерные и СВЧ-методы исследования облаков / Г. Г. Щукин, А. Д. Егоров, Д. М. Караваев, В. Н. Морозов // Оптика атмосферы и океана. – 2006. – Т. 19. – № 09. – С. 784–787.
111. Щукин, Г. Г. Состояние и перспективы радиофизических исследований атмосферы и подстилающей поверхности / Г. Г. Щукин, В. Д. Степаненко, С. П. Образцов, Д. М. Караваев, В. Ю. Жуков, Ю. В. Рыбаков // Труды ГГО. – 2009. – № 560. – С. 143–167.
112. Щукин, Г. Г. Метеорологическая пассивно-активная радиолокация / Г. Г. Щукин, В. В. Булкин // Радиотехника и электроника. – 2011. – Т. 56. – № 5. – С. 549–572.
113. Aerosol indirect effect on warm clouds over South-East Atlantic, from co-located MODIS and CALIPSO observations / L. Costantino, F.-M. Bréon. – Atmospheric Chemistry and Physics. – 2013. – №13. – Р. 69–88.
114. Aires, F. Remote sensing from the infrared atmospheric sounding interferometer instrument.1. Compression, denoising, and first\_guess retrieval algorithms / F. W. Aires, B. Rossow, N. A. Scott // J. Geophys. Res. – 2002. – Vol. 107, № D22.4619. – doi:10.1029/2001JD000955.
115. Albert, P. Remote sensing of atmospheric water vapor using the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer / P. Albert, R. Bennartz, R. Preusker, R. Leinweber, J. Fischer // J. Atmospheric Ocean. Technol. – 2005. Vol. 22, № 3. – P. 309–314.
116. Alishouse, J. C. Determination of oceanic total precipitable water from the SSM/I / J. C. Alishouse, S. A. Snyder, J. Vongsathorn, R. R. Ferraro // IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing. – 1990. – Vol. 28. – P. 811–816.
117. Alishouse, J. C. Determination of cloud liquid water content using the SSM/I / J. C. Alishouse, J. B. Snider, E. R. Westwater, C. T. Swift, C. S. Ruf, S. A. Snyder, J. Vongsathorn, R. R. Ferraro // IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing. – 1990. – Vol. 28. – P. 817–822.

118. Andersson E. Requirements for observational data: The rolling review of requirements. WMO-2018. [Электронный ресурс] // Режим доступа: <https://www.wmo.int/pages/prog/www/OSY/Documentation/RRR-process.pdf> (дата обращения 27.06.2020).
119. Barducci, A. Algorithm for the retrieval of columnar water vapor from hyperspectral remotely sensed data / A. Barducci, D. Guzzi, P. Marcoionni, I. Pippi // Appl. Opt. – 2004. Vol. 43. – № 29. – P. 5552–5563.
120. Bennartz, R. Retrieval of columnar water vapour over land from backscattered solar radiation using the medium resolution imaging spectrometer / R. Bennartz, J. Fischer // Remote Sensing of Environment. – 2001. Vol. 78. – P. 274–283.
121. Benevides, P. On the inclusion of GPS precipitable water vapour in the nowcasting of rainfall / P. Benevides, J. Catalao, P. M. A. Miranda // Nat Hazards Earth Syst Sci Discuss. – 2015. – Vol. 3. – P. 3861–3895.
122. Bernardo, F. Atmospheric water-vapour profiling from passive microwave sounders over ocean and land. Part II: Validation using existing instruments / F. Bernardo, F. Aires, C. Prigent // Q. J. R. Meteorol. Soc. – 2013. – Vol. 139, № 673. – P. 865–878.
123. Bevis, M. GPS meteorology- Remote sensing of atmospheric water vapor using the Global Positioning System / M. Bevis, S. Businger, T. Herring, C. Rocken, R. Anthes, and R. Ware / J. Geophys. Res. – 1992. – Vol. 97. – № D14. – P. 15787–15801.
124. Bobylev, L. P. Atmospheric water vapor and cloud liquid water retrieval over the arctic ocean using satellite passive microwave sensing / L. P. Bobylev, E. V. Zabolotskikh, L. M. Mitnik // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. – 2010. – Vol. 48(1). – P. 283–294.
125. Borman, N. Evaluation of the microwave ocean surface emissivity model FASTEM-5 in the IFS / N.Bormann, A. Geer – ECMWF Research Dept. Tech. Memo. – 2012. – Vol. 667. – 20 p.
126. Buehler, S. A. A multiinstrument comparison of integrated water vapour measurements at a high latitude site / S. A. Buehler, S. Ostman, C. Melsheimer, G. Holl, S. Eliasson, V. O. John, T. Blumenstock, F. Hase, G. Elgered, U. Raffalski // Atmospheric Chem. Phys. – 2012. – Vol. 12. – № 22. – P. 10925–10943.
127. Choudhury, B. J. Modeled and observed relations between the AVHRR Split -Window temperature difference and atmospheric precipitable water over land surfaces / B. J. Choudhury, T. J. Dorman, A. Y. Hsu // Remote Sensing of Environment. – 1995. – Vol. 51. – P. 281–290.
128. Climate Data Guide [Электронный ресурс] // CERES: IGBP Land Classification. Режим доступа: <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/ceres-igbp-land-classification> (дата обращения: 29.03.2019).

129. Cloud-Aerosol LIDAR Infrared Pathfinder Satellite Observations (CALIPSO). Data Management System. Data Products Catalog / K. Powell, M. Vaughan, D. Winker, K. Lee, M. Pitts, C. Trepte etc. – Document No: PC-SCI-503, 2013. – 122 p.
130. Clough, S. A. Atmospheric radiative transfer modeling: a summary of the AER codes / S. A. Clough, M. W. Shephard, E. J. Mlawer, J. S. Delamere, M. J. Iacono, K. Cady-Pereira, S. Boukabara, P. D. Brown // Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer. – 2005. – № 91. – P. 233–244.
131. Combs, C. L. Vonder Haar Satellite detection of cloud liquid water over land using polarization differences at 85.5 GHz / C. L. Combs, T. J. Greenwald, A. S. Jones, D. L. Randel, T. H. Randel // Geophys. Res. Lett. – 1998. – № 25. – P. 75–78.
132. Compendium of lecture notes on meteorological instruments for training class III and class IV meteorological personnel. – WMO. Geneva. – 1986. Vol. 1, № 622. – 374 p.
133. Deeter, M. N. A new satellite retrieval method for precipitable water vapor over land and ocean / M. N. Deeter // Geophys. Res. Lett. – 2007. – Vol.34, № 2. – DOI:10.1029/2006GL028019.
134. Deeter, M. N. A new satellite retrieval method for precipitable water vapor over land and ocean / M. N. Deeter // Geophys. Res. Lett. – 2007. – Vol. 34. – № 2. – DOI:10.1029/2006GL028019.
135. Frequently Asked Questions about NFL and LBLRTM [Электронный ресурс] // AER, Inc. – Режим доступа: [http://web.gps.caltech.edu/~drf/misc/lblrtm/FAQ\\_LBLRTM.pdf](http://web.gps.caltech.edu/~drf/misc/lblrtm/FAQ_LBLRTM.pdf) (дата обращения 26.07.2018).
136. Gao, B.C. Water vapor retrievals using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) near-infrared channels / B. C. Gao, Y. J. Kaufman // J. Geophys. Res. Atmospheres. – 2003. Vol. 108, № D(13). – 10 p. DOI: 10.1029/2002JD003023.
137. Gayfulin, D. Assessment and adaptive correction of observations in atmospheric sounding channels of the satellite microwave radiometer MTVZA-GY / D. Gayfulin, M. Tsyrulnikov, A. Uspensky // Pure Appl. Geophys. – 2018 – Vol. 175. – P. 3653–3670.
138. Gordon, I. E. The HITRAN-2016 molecular spectroscopic database / Journal of quantitative spectroscopy and radiative transfer / I. E. Gordon, L. S. Rothman, C. Hill. – 2017. – № 203. – P. 3–69.
139. Graeme, L. S. Remote sensing of the lower atmosphere : an introduction. / L. S. Graeme. – New York: Oxford University Press, 1994. – 523 p.
140. Greenwald, T. J. A physical retrieval of cloud liquid water over the global ocean using Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) observation / T. J. Greenwald, G. L. Stephens, T. H. Vonder Haar, D. L. Jackson // J. Geophys. Res. – 1993. – Vol. 98. – P. 18448–18471.

141. GSICS. Product, Services and Technical Information. [Электронный ресурс] // Global Space-based Inter-Calibration System. VISION OF GSICS IN THE 2020s Shaping GSICS to meet future challenges. Режим доступа: [http://www.wmo.int/pages/prog/sat/documents/GSICS-RD002\\_Vision.pdf](http://www.wmo.int/pages/prog/sat/documents/GSICS-RD002_Vision.pdf) (дата обращения 17.01.2019).
142. Guiraud, F. O. A dual-channel microwave radiometer for measurement of precipitable water vapor and liquid / F. O. Guiraud, J. Howard, D. C. Hogg // IEEE Trans. on Geosci. Electron. – 1979. – Vol.17. – № 4. – P. 129–136.
143. Guissard, A. The retrieval of atmospheric water vapor and cloud liquid water over the oceans from a simple radiative transfer model: Application to SSM/I data / A. Guissard // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. – 1998. – Vol. 36. – P. 328–332. 149.
144. Han, Q. Near global survey of effective droplet radii in liquid water clouds using ISCCP data / Q. Han, W. B. Rossow, A. A. Lacis // J. Climat. – 1994. –Vol. 7. – P. 465–497.
145. Han, J. U.S. Climate sensitivity simulated with the NCEP regional spectral model / J.Han , J.O. Roads // Climatic change. 2004. – Vol. 62. – № 1-3. – P. 115–154.
146. Heidinger, A. K. Gazing at cirrus clouds for 25 years through a split window. Part 1 / A. K. Heidinger, J. M. Pavolonis // Methodology. Journal of Applied Meteorology and Climatology. – 2009. – Vol. 48, № 6. – P.1100–1116.
147. Heidinger, A. K. Using CALIPSO to explore the sensitivity to cirrus height in the infrared observations from NPOESS/VIIRS and GOES-R/ABI / A. K. Heidinger, M. J. Pavolonis, R. E. Holz etc. // Journal of geophysical research. – 2010. – Vol. 115. – 13 p.
148. Heidinger, A. K. A naive Bayesian cloud-detection scheme derived from CALIPSO and applied within PATMOS-x / A. K. Heidinger, A. T. Evan, M. J. Foster, A. Walther // Journal of Applied Meteorology and Climatology. – 2012. – Vol .51, № 6. – P. 1129–1144.
149. Heidenger, A. The clouds from AVHRR Extended User's Guide. Version 5.4.1 / A. Heidenger // NOAA/NESDIS Center for Satellite Applications and Research (STAR) . – 2014. – 60 p.
150. Heymsfield, A. J. Ice Water Path–Optical Depth Relationships for Cirrus and Deep Stratiform ice cloud layers / A. J. Heymsfield, S. Matrosov, B. Baum // Journal of Applied Meteorology. – 2003. – Vol. 42. – P. 1369–1390.
151. HITRAN online [Электронный ресурс] // About HITRAN. – Режим доступа: <http://hitran.org/> (дата обращения 27.07.2018).
152. Huang, H. L., Application of principal component analysis to high\_resolution infrared measurement compression and retrieval / H. L. Huang, P. Antonelli // J. Clim. Appl. Meteorol. – 2001. – Vol. 40. – P. 365–388.
153. International cloud atlas. Manual on the observation of clouds and other meteors. – WMO Technical Regulations. Geneva. – 1975. Vol. 1, № 407. – 180 p.

154. International cloud atlas. – WMO Technical Regulations. Geneva. – 1987. Vol. 1. – 212 p.
155. Jacquinet-Husson, N. The GEISA spectroscopic database: current and future archive for Earth and planetary atmosphere studies / Scott / N. Jacquinet-Husson, N. A. Chédin A // Journal of quantitative spectroscopy and radiative transfer. – 2008. – № 109. – P. 1043–1059.
156. Kawanishi, T. The Advanced Microwave Scanning Radiometer for the Earth Observing System (AMSRE), NASDA's contribution to the EOS for global energy and water cycle studies / T. Kawanishi, T. Sezai, Y. Ito, K. Imaoka, T. Takeshima, Y. Ishido, A. Shibata, M. Miura, H. Inahata, R. W. Spencer // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. – 2003. – Vol.41, № 2. – P. 184–194.
157. Kleespies, T. J. Retrieval of Precipitable Water from Observations in the Split Window over Varying Surface Temperatures / T. J. Kleespies, L. M. McMillin // J. Appl. Meteor. – 1990. – Vol. 29. – № 9. – P. 851–862.
158. Kleespies, T. J. The DMSP Special Sensor Microwave Imager/Sounder / T. J. Kleespies, L. M. McMillin // Technical Proceedings of Eleventh International ATOVS Study Conference. Budapest. Bureau of Meteorology, 2001. – 469 p.
159. Kistler, R. The NCEP-NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD-ROM and Documentation / Kistler R. // Bull. Amer. Meteor. Soc. – 2001. – № 82. – P. 247–268.
160. Kittaka, C. Intercomparison of column aerosol optical depths from CALIPSO and MODIS-Aqua / C. Kittaka, D. M. Winker, M. A. Vaughan, A. Omar, and L. A. Remer // Atmospheric Chemistry and Physics. – 2011. – № 4. – P. 131–141.
161. Kobayashi, T. Significant differences in the cloud effective radius between non-precipitating and precipitating clouds / T. Kobayashi // Geoph. Res. Letters. – 2007. – Vol. 34. – L15811. – 4 p. DOI: 10.1029/2007GL029606.
162. Kostornaya, A. Using the automatic system of cloud detection based on satellite information for the problem of the synoptic conditions analysis / A. Kostornaya, V. Antonov, M. Zakhvatov // International conference on environmental observations, modeling and information systems ENVIROMIS. Томск, 11–16 июля 2016. – 2016. – P. 118. – ISBN 978-5-89702-362-2.
163. Lavanant, L. MAIA AVHRR cloud mask and classification / L. Lavanant // Météo-France. CMS Lannion. – 2002. – 35 p.
164. Li, J. Global soundings of the atmosphere from ATOVS measurements: the algorithm and validation / J. Li, W. Wolf, P. Menzel // Journal of Applied Meteorology. – 2000. – Vol. 39. – № 8. – P. 1248–1268.
165. Li, Z.-L. A new approach for retrieving precipitable water from ATSR2 split-window channel data over land area / Z.-L. Li, L. Jia, Z. Su, Z. Wan, R. Zhang // Int. J. Remote Sens. – 2003. – Vol. 24. – № 24. – P. 5095–5117. DOI: 10.1080/0143116031000096014.

166. Liu, G. Retrieval of cloud droplet size from visible and microwave radiometric measurements during INDOEX: implication to aerosols' indirect radiative effect / G. Liu, H. Shao, J.A. Coakley, J.A. Curry, J.A. Haggerty, M.A. Tschudi // J. Geophysical Research. – 2003. – Vol. 108. – №. D1. – 4006. – 10 p. – DOI:10.1029/2001JD001395.
167. Liu, Y. Research progress of retrieving atmosphere humidity profiles from AIRS data / Y. Liu, B. Cai, X. Ban // Advances in earth science. – 2013. – Vol. 28. – № 8. – P. 890–896.
168. Lukhneva, O. F. The determination of atmospheric water content from meteorological and GPS-data / O. F. Lukhneva, M. G. Dembelov, A. V. Lukhnev // Geodynamics & tectonophysics. 2016. – Т. 7. – № 4. P. 545–551.
169. Machinelearningmastery. Машинное обучение, нейронные сети, искусственный интеллект [Электронный ресурс] // Режим доступа: <https://www.machinelearningmastery.ru/> (дата обращения: 26.10.2020).
170. Marks, C. J. A retrieval method for atmospheric composition from limb emission measurements / C. J. Marks, C. D. Rodgers // J. Geophys. Res. – 1993. – № 98. – P. 14939–14953.
171. Matricardi, M. RTIASI-4: a new version of the ECMWF fast radiative transfer model for the infrared atmospheric sounding interferometer / M. Matricardi // ECMWF Research Dept. Tech. Memo. – 2003. – Vol. 425. – 65 p.
172. Matricardi, M. The generation of RTTOV regression coefficients for IASI and AIRS using a new profile training set and a new line-by-line database / M. Matricardi. – ECMWF Research Dept. Tech. Memo. – 2008. – Vol. 564. – 54 p.
173. Meirink, J. F. CM SAF. Algorithm theoretical basis document. SEVIRI cloud physical products. / J.F. Meirink, G.-J. van Zadelhoff // CLAAS Edition 2. – 2016. – I. 2.2. – SAF/CM/KNMI/ATBD/SEVIRI/CPP. – 35 p. – DOI: 10.5676/EUM\_SAF\_CM/CLAAS/V002.
174. Melsheimer, C. Improved retrieval of total water vapor over polar regions from AMSU-B microwave radiometer data / C. Melsheimer, G. Heygster // IEEE Trans. on Geosci. Remote Sens. – 2008. – Vol. 46. – № 8. – P. 2307–2322.
175. Miloshevich, L. M. Accuracy assessment and correction of Vaisala RS92 radiosonde water vapor measurements / L. M. Miloshevich, H. Vomel, D. N. Whiteman, T. Leblanc // J. Geophys. Res. – 2009. – Vol. 114. – № D(11). – 23 p. DOI: 10.1029/2008JD011565.
176. Minnis, P. Parameterizations of Reflectance and Effective Emittance for Satellite Remote Sensing of Cloud Properties / P. Minnis, P. G. Donald, D. F. Young // J. Atmos. Sci. – 1998. – Vol. 55. – P. 3313–3339.
177. MSG Meteorological Products Extraction Facility Algorithm Specification Document / EUMETSAT. – Germany, 2015. – 297 p.

178. Mitnik, L. M. Retrieval of atmospheric and ocean surface parameters from ADEOS-II Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR) data: Comparison of errors of global and regional algorithms / L. M. Mitnik, M. L. Mitnik // Radio science. – 2003. – Vol. 38. – № 4. – P. 31–40.
179. Mitchell, D.L. Understanding effective diameter and its application to terrestrial radiation in ice clouds / D.L. Mitchell, R.P. Lawson, B. Baker // Atmos. Chem. Phys. – 2011. – Vol. 11. – pp. 3417–3429. – doi: 10.5194/acp-11-3417-2011.
180. NASA Atmosphere SIPS [Электронный ресурс] // Режим доступа: <http://peate.ssec.wisc.edu> (дата обращения 18.12.2015).
181. Ottle, C. Estimation of total atmospheric water vapor content from Split-window radiance measurements / C. Ottle, S. Outalha, C. Francois, S. L. Maguer // Remote Sensing of Environment. – 1997. – Vol. 61. – P. 410–418.
182. Pavolonis, M. J. Daytime cloud overlap detection from AVHRR and VIIRS / M. J. Pavolonis, A.K. Heidinger // Journal of Applied Meteorology. – 2004. – Vol. 43. – P. 762–778.
183. Perro, C. A microwave satellite water vapour column retrieval for polar winter conditions / C. Perro, G. Lesins, T. Duck, M. Cadeddu // Atmospheric Meas. Tech. Discuss. – 2015. – Vol. 8. – № 9. – P. 2241–2252.
184. Pougatchev, N. IASI Temperature and water vapor retrievals - error assessment and validation / N. Pougatchev, T. August, X. Calbet, T. Hultberg, O. Oduleye, P. Schlüssel, B. Stiller, K. S. Germain, G. Bingham // Atmospheric chemistry and physics. – 2009. – Vol. 9. – P. 6453–6458.
185. Raileanu, L. A. Theoretical comparison between the Gini Index and Information Gain criteria / L.A. Raileanu, K. Stoffer // Annals of Mathematics and Artificial Intelligence. – 2004. – № 41. – P. 77–93.
186. Raja, M. R. V. The validation of AIRS retrievals of integrated precipitable water vapor using measurements from a network of ground-based GPS receivers over the contiguous United States / M. R. V. Raja, S. I. Gutman, J. G. Yoe, L. M. McMillin, J. Zhao // J. Atmospheric Ocean. Technol. – 2008. – Vol. 25, № 3. – P. 416–428.
187. Redemann, J. The comparison of MODIS-Aqua (C5) and CALIOP (V2&V3) aerosol optical depth / J. Redemann, M. A. Vaughan, Q. Zhang, etc. // Atmospheric Chemistry and Physics. – 2012 – № 12. P. 3025–3043.
188. Reima, E. Diverse profile datasets from the ECMWF 137-level short-range forecasts / E. Reima, P. M. Anthony // ECMWF Research Dept. Tech. Memo. – 2006. – Vol. 10. – 14 p.
189. Ren, H. Atmospheric water vapor retrieval from Landsat 8 thermal infrared images / H. Ren, C. Du, R. Liu, Q. Qin, G. Yan, Z.-L. Li, J. Meng // J. Geophys. Res. Atmospheres. – 2015. – Vol.120, № 5. – P. 1723–1738.

190. Rodgers, C. D. Inverse methods for atmospheric sounding: theory and practice / C. D. Rodgers. – World Sci. Publ. Co, 2000. – 238 p.
191. Roebeling, R. A. SEVIRI rainfall retrieval and validation using weather radar observations / R. A. Roebeling, I. Holleman // Journal of geophysical research. – 2009. – Vol. 114. – 13 p. –DOI:10.1029/2009JD012102.
192. Roebeling, R. A. Triple Collocation of Summer Precipitation Retrievals from SEVIRI over Europe with Gridded Rain Gauge and Weather Radar Data / R. A. Roebeling, J. F. Meirink, H. Leijnse // Journal of hydrometeorology. – 2012. – Vol. 13. – P. 1552 – 1566.
193. Satellite Programme: Meteor-3M [Электронный ресурс] // OSKAR – Observing Systems Capability Analysis and Review Tool. Режим доступа: <https://www.wmo-sat.info/oscar/> (дата обращения 25.01.2018).
194. Schroedter-Homscheidt, M. Total Water vapor column retrieval from MSG-SEVIRI Split-Window measurements exploiting the daily cycle of land surface temperatures / M. Schroedter-Homscheidt, A. Drews, S. Heise // Remote sensing of environment. – 2008. – Vol. 112. – P. 249–258.
195. Sebastianraschka [Электронный ресурс] // Machine Learning FAQ. Режим доступа: <https://sebastianraschka.com/faq/docs/decisiontree-error-vs-entropy.html> (дата обращения: 26.10.2020).
196. Shoji, Y. A. study of near real-time water vapor analysis using a nationwide dense GPS network of Japan / Y. A. Shoji // J Meteorol Soc Jpn. – 2009. – Vol. 8, № 1. – P. 1–18.
197. Scikit-learn. Machine Learning in Python [Электронный ресурс]. Режим доступа: <https://scikit-learn.org/stable/index.html> (дата обращения: 26.10.2020).
198. Slingo, A. A GCM parameterization for the shortwave radiative properties of water clouds / A. Slingo // Journal of the Atmospheric sciences. – 1989. –Vol. 46, №. 10. – P. 1419–1427.
199. SSM/I Version-7 Calibration Report. 2013. Report number 011012 [Электронный ресурс] // ResearchGate. – Режим доступа: [https://www.researchgate.net/publication/303249179\\_SSMI\\_Version-7\\_Calibration\\_Report\\_report\\_number\\_011012](https://www.researchgate.net/publication/303249179_SSMI_Version-7_Calibration_Report_report_number_011012) (дата обращения 24.06.2019).
200. Thomas, G. E. Radiative transfer in the atmosphere and ocean / G. E. Thomas, S. Knut. – New York: Cambridge University Press. – 1999. – 517 p.
201. Tproger [Электронный ресурс] // Реализация и разбор алгоритма «случайный лес» на Python. Режим доступа: <https://tproger.ru/translations/python-random-forest-implementation> (дата обращения: 26.10.2020).
202. Visualising Data from CloudSat and CALIPSO Satellites. Bachelor's thesis / P. Kuma. – Bratislava, 2010. – 79 p.

203. Walther, A. ABI algorithm theoretical basis document for daytime cloud optical and microphysical properties (DCOMP). Version 2.0 / A. Walther, W. Straka, A. K. Heidinger / NOAA/NESDIS/Center for Satellite Applications and Research, 2011. – 61 p.
204. Wang, J. A near-global, 2-hourly data set of atmospheric precipitable water from ground-based GPS measurements / J. Wang, L. Zhang, A. Dai, T.V. Hove, V.B. Baelen // Journal of Geophysical Research. – 2007. – Vol. 112. – № D(11107). – P. 1–17.
205. Wang, H. Water vapor retrieval from OMI visible spectra / H. Wang, X. Liu, K. Chance, G. Gonzalez Abad, C. Chan Miller // Atmospheric Meas. Tech. – 2014. – Vol. 7. – № 6. – P. 1901–1913.
206. Wentz, F. J. A well-calibrated ocean algorithm for Special Sensor Microwave Imager / F. J. Wentz // J. Geophys. Res. – 1997. – Vol. 102. – № (C4). – P. 8703–8718.
207. Wentz, F. J. Rain Retrievals within a Unified All-Weather Ocean Algorithm SSM/I / F. Wentz, R. W. Spencer // J. Journal of the atmospheric sciences. – 1998. – Vol. 55. – P. 1613–1627.
208. Westwater, E. R. The accuracy of water vapor and cloud liquid determination by dual-frequency ground-based microwave radiometry / E. R. Westwater // Radio Sci. – 1978. – Vol. 13. – № 4. – P. 677–685. – DOI:10.1029/RS013i004p00677.
209. Wood, R. Drizzle in stratiform boundary layer clouds. PartI: Vertical and horizontal structure / R. Wood // Journal of the Atmospheric sciences. – 2005. – Vol. 62. – P. 3011–3033.
210. Wood, R. Spatial Variability of Liquid Water Path in Marine Low Cloud: The Importance of Mesoscale Cellular Convection / R. Wood, D. L. Hartmann // Journal of Climate. – 2005. – Vol. 19. – P. 1748–1764.
211. Zabolotskikh, E. Errors of microwave satellite measurements of sea surface wind speed, atmospheric water vapor, and cloud liquid water / E. Zabolotskikh, Y. Timofeyev, L. Mitnik, A. Uspenskii // Izvestiya Atmospheric and Oceanic Physics. – 2002. – T. 38. – № 5. – P. 592–596.
212. Zhang, X. A comparison between atmospheric water vapour content retrieval methods using MSG2-SEVIRI thermal-IR data / X. Zhang, J. Pang // International journal of remote sensing. – 2015. – Vol. 36. – № 19. – P. 1–12.

ПРИЛОЖЕНИЯ  
Приложение А

Международная морфологическая классификация облаков [International cloud atlas, 1987; Рыбакова, 2008]

Семейство (высота НГО)	Форма (латинское название, сокращенное латинское название)	Вид (латинское название, сокращенное латинское название)	Разновидности (латинское название, сокращенное латинское название)
Верхний ярус (> 6 км)	Перистые (Cirrus, Ci)	Нитевидные (filosus, Ci fil.)	1. Копьевидные (uncinus, Ci unc.); 2. Хребтовидные (vertebratus, Ci vert.); 3. Переутянутые (intortus, Ci int.).
	Плотные (spissatus, Ci spiss.)	Плотные (spissatus, Ci spiss.)	1. Грозовые/ послегрозовые (incus-genitus, Ci img); 2. Хлопьевидные (flocus, Ci floc).
	Волнистые (undulatus, Cc und.)	Волнистые (undulatus, Cc und.)	1. Чечевицеобразные (lenticularis, Cc lent.).
	Перисто-кучевые (Cirrocumulus, Cc)	Кучевообразные (cumuliformis, Cc cuf)	1. Хлопьевидные (flocus, Cc floc).
	Перисто-слоистые (CirroStratus, Cs)	Нитевидные (filosus, Cs fil.)	—
	Туманообразные (nebulosus, Cs neb.)	Туманообразные (nebulosus, Cs neb.)	—
Средний ярус (2 – 6 км)	Высоко-кучевые (Altocumulus, Ac)	Волнистые (undulatus, Ac und.)	1. Просвечивающие (translucidus, Ac trans); 2. Плотные (opacus, Ac op); 3. Чечевицеобразные (lenticularis, Ac lent.); 4. Неоднородные (inhomogenus, Ac inh.).
	Кучевообразные (cumuliformis, Ac cuf)	Кучевообразные (cumuliformis, Ac cuf)	1. Хлопьевидные (flocus, Ac floc); 2. Башенковидные (castellanus, Ac cast); 3. Образованные из кучевых (cumulogenitus, Ac cug); 4. С полосами падения осадков (virga, Ac vir).

## Продолжение приложения А

<b>Средний ярус (2 – 6 км)</b>	<b>Высоко-слоистые (AltoStratus, As)</b>	Туманообразные (nebulosus, As neb.)	1. Туманообразные (translucidus, As trans); 2. Непросвечивающие (opacus, As op); 3. Дающие осадки (praecipitans, As pr.).
	<b>Волнистые (undulatus, As und.)</b>	Волнистые (undulatus, As und.)	1. Туманообразные (translucidus, As trans); 2. Непросвечивающие (opacus, As op); 3. Дающие осадки (praecipitans, As pr.).
<b>Слоисто-кучевые (Stratocumulus, Sc)</b>	<b>Волнистые (undulatus, Sc und.)</b>	Волнистые (undulatus, Sc und.)	1. Прозрачные (translucidus, Sc trans); 2. Плотные (opacus, Sc op); 3. Чечевичеобразные (lenticularis, Sc lent.).
	<b>Кучевообразные (cumuliformis, Sc cuf)</b>	Кучевообразные (cumuliformis, Sc cuf)	1. Башенковидные (castellanus, Sc cast); 2. Растикающиеся дневные (diurnalnis, Sc diur.); 3. Растикающиеся вечерние (vesperalis, Sc vesp.); 4. Вымебразные (mammatus, Sc mam.).
<b>Нижний ярус (&lt; 2 км)</b>	<b>Туманообразные (nebulosus, St neb.)</b>	Туманообразные (nebulosus, St neb.)	–
	<b>Слоистые (Stratus, St)</b>	Волнистые (undulatus, St und.)	–
<b>Слоисто-дождевые (Nimbostratus, Ns)</b>	<b>Разорванно-слоистые (fractus, St fr.)</b>	Разорванно-слоистые (fractus, St fr.)	1. Разорванно-дождевые (Fractonimbus, St Frnb.).
	<b>Плоские (humilis, Cu hum.)</b>	Плоские (humilis, Cu hum.)	–
<b>Облача вертикального развития</b>	<b>Кучевые (Cumulus, Cu)</b>	Средние (mediokris, med)	1. Разорванные (fractus, Cu fr.).
	<b>Кучево-дождевые (Cumulonimbus, Cb)</b>	Мощные (congestus, Cu cong.)	1. Мощные кучевые облака с «шапочкой» (pileus, Cu song. pil.).
	<b>Лысые (calvus, Cb calv.)</b>	Лысые (calvus, Cb calv.)	1. Лысые с грозовым валом (arcus, Cb calv. arc.).
	<b>Волосатые (cappillatus, Cb cap.)</b>	Волосатые (cappillatus, Cb cap.)	1. Волосатые с грозовым валом (arcus, Cb cap. arc.); 2. С наковальней (incus, Cb inc.); 3. Плоские (humilis, Cu hum.)

## Приложение Б

Пороговые значения для классификации облачности в летний период

Перистая облачность			
Величина / Класс облачности	Ci + Cb	Ci + med	Ci; Cs
LWP / IWP (кг/м <sup>2</sup> )	> 0,5	(0,1; 0,5]	[0; 0,1]
Высота ВГО (км)	≥ 5	> 5	≥ 6
«Холодные» облака капельного строения			
Величина / Класс облачности	Cu; Ac	Cu; Sc	Ns; Cb
LWP / IWP (кг/м <sup>2</sup> )	< 0,5	[0,5; 0,9]	a) > 0,9 b) > 0,5
Высота ВГО (км)	[1; 6]	[0; 6,5]	a) > 3 b) > 6
«Теплые» облака капельного строения			
Величина / Класс облачности	St; As	Cu; Ac	Cu; Sc
LWP / IWP (кг/м <sup>2</sup> )	[0,1; 0,5)	< 0,5	[0,5; 0,9)
Высота ВГО (км)	[0; 5]	[1; 6]	[0; 6,5]
Многослойная облачность			
Величина / Класс облачности	Ci + Cb	Ci + med	Low + As
LWP / IWP (кг/м <sup>2</sup> )	> 0,8	≤ 0,5	> 0,1
Высота ВГО (км)	≥ 5	≥ 5	(1,5; 5)
Облака смешанного строения			
Величина / Класс облачности	As	Ns; Cb	Cb calv
LWP / IWP (кг/м <sup>2</sup> )	< 0,5	[0,5; 4)	≥ 4
Высота ВГО (км)	[2; 5]	[3; 6]	> 4
Конвективная облачность			
Величина / Класс облачности	Ns; Cb	Ci + med	Cb cap; Cb calv
LWP / IWP (кг/м <sup>2</sup> )	(0,5; 1,3)	≤ 0,5	≥ 1,3
Высота ВГО (км)	> 4	≥ 6	—

## Приложение В

Пороговые значения для классификации облачности в зимний период

Перистая облачность				
Величина / Класс облачности	Ci + Cb	As	Ci; Cs	Ci + med
LWP / IWP (кг/м <sup>2</sup> )	> 0,5	(0,1; 0,4]	[0;0,1]	(0,1; 0,5]
Высота ВГО (км)	≥ 5	[2; 4)	≥ 5	≥ 4
«Холодные» облака капельного строения				
Величина / Класс облачности	Cu; Ac	Cu; Sc	Ns; Cb	St
LWP / IWP (кг/м <sup>2</sup> )	< 0,5	[0,5; 0,9]	> 0,9	< 0,5
Высота ВГО (км)	[2; 4]	[1; 5]	> 3	< 2
«Теплые» облака капельного строения				
Величина / Класс облачности	St; As	Cu; Ac	Cu; Sc	Ns
LWP / IWP (кг/м <sup>2</sup> )	[0,1; 0,5)	< 0,5	[0,5; 0,9)	≥ 0,9
Высота ВГО (км)	[0; 4]	[1; 5]	[0; 5]	≥ 1
Многослойная облачность				
Величина / Класс облачности	Ci + Cb	Ci + med	Low + As	
LWP / IWP (кг/м <sup>2</sup> )	> 0,5	[0,4; 0,5]	> 0,1	
Высота ВГО (км)	≥ 5	≥ 5	(1,5; 5)	
Облака смешанного строения				
Величина / Класс облачности	As	Ns; Cb	Cb calv	
LWP / IWP (кг/м <sup>2</sup> )	< 0,5	[0,5; 4)	≥ 4	
Высота ВГО (км)	[2; 4]	[3; 6]	> 4	
Конвективная облачность				
Величина / Класс облачности	Ns; Cb	Ci + med	Cb cap; Cb calv	
LWP / IWP (кг/м <sup>2</sup> )	(0,5; 1,3)	≤ 0,5	≥ 1,3	
Высота ВГО (км)	> 3	≥ 5	–	

## Приложение Г

Свидетельства РОСПАТЕНТА о государственной регистрации программы для ЭВМ

# РОССИЙСКАЯ ФЕДЕРАЦИЯ



## СВИДЕТЕЛЬСТВО

о государственной регистрации программы для ЭВМ

**№ 2018666179**

### Программный комплекс автоматической обработки и построения карт облачности «pyPlanetaMeteor2»

Правообладатель: *Федеральное государственное бюджетное  
учреждение «Научно-исследовательский центр космической  
гидрометеорологии «Планета» (RU)*

Авторы: *Захватов Михаил Геннадьевич (RU),  
Косторная Анжелика Андреевна (RU)*

Заявка № **2018663382**

Дата поступления **26 ноября 2018 г.**

Дата государственной регистрации

в Реестре программ для ЭВМ **13 декабря 2018 г.**

Руководитель Федеральной службы  
по интеллектуальной собственности

*Г.П. Ильин*



РОССИЙСКАЯ ФЕДЕРАЦИЯ



# СВИДЕТЕЛЬСТВО

о государственной регистрации программы для ЭВМ

**№ 2020611170**

**Программный комплекс автоматизированной  
классификации облачного покрова по спутниковым данным**

Правообладатель: *Федеральное государственное бюджетное  
учреждение «Научно-исследовательский центр космической  
гидрометеорологии «Планета» (RU)*

Автор: *Косторная Анжелика Андреевна (RU)*

Заявка № **2020610161**

Дата поступления **15 января 2020 г.**

Дата государственной регистрации

в Реестре программ для ЭВМ **24 января 2020 г.**

Руководитель Федеральной службы  
по интеллектуальной собственности

Г.П. Иблиев



РОССИЙСКАЯ ФЕДЕРАЦИЯ



# СВИДЕТЕЛЬСТВО

о государственной регистрации программы для ЭВМ

**№ 2020611177**

Программный комплекс автоматизированного расчета  
водозапаса и максимальной мгновенной интенсивности  
осадков

Правообладатель: *Федеральное государственное бюджетное  
учреждение «Научно-исследовательский центр космической  
гидрометеорологии «Планета» (RU)*

Авторы: *Косторная Анжелика Андреевна (RU),  
Амикишиева Руслана Александровна (RU)*

Заявка № **2020610166**

Дата поступления **15 января 2020 г.**

Дата государственной регистрации

в Реестре программ для ЭВМ **24 января 2020 г.**

Руководитель Федеральной службы  
по интеллектуальной собственности

*G.P. Ivliev*



РОССИЙСКАЯ ФЕДЕРАЦИЯ



# СВИДЕТЕЛЬСТВО

о государственной регистрации программы для ЭВМ

**№ 2020611499**

## Программный комплекс автоматического сравнения параметров облачного покрова

Правообладатель: *Федеральное государственное бюджетное учреждение «Научно-исследовательский центр космической гидрометеорологии «Планета» (RU)*

Авторы: *Косторная Анжелика Андреевна (RU),  
Амикишиева Руслана Александровна (RU)*

Заявка № **2020610196**

Дата поступления **15 января 2020 г.**

Дата государственной регистрации

в Реестре программ для ЭВМ **03 февраля 2020 г.**

Руководитель Федеральной службы  
по интеллектуальной собственности

Г.П. Ильин



## Приложение Д

Акты внедрения методик в эксплуатацию в СЦ ФГБУ «НИЦ «Планета»

УТВЕРЖДАЮ  
Директор СЦ ФГБУ «НИЦ «Планета»



А.Н. Калашников

**Акт внедрения**

**в оперативную эксплуатацию программного комплекса  
автоматизированной классификации облачного покрова по  
спутниковым данным**

Настоящий акт составлен в том, что в Сибирском центре ФГБУ «НИЦ «Планета» разработан и внедрен в оперативную эксплуатацию программный комплекс, предназначенный для создания карт параметров облачного покрова и разработан как надстройка программы «CLAVR-x».

Программа выполняет следующие функции:

- отслеживает появление выходных продуктов программы «CLAVR-x», использующихся в качестве исходных данных;
- осуществляет подробную классификацию облачного покрова, в соответствии с морфологическими типами облаков, принятых Всемирной метеорологической организацией. В основе разделения облачности на классы лежит пороговый метод, использующий количественные параметры облачности;
- создает геопривязанные файлы с расширением tiff.

Заведующий отделом НИР

В.В. Голомолзин

М.и.с. отдела НИР

А. А. Косторная

27.01.2020 г.

УТВЕРЖДАЮ  
Директор СЦ ФГБУ НИЦ «Планета»



А.В. Калашников

**Акт внедрения**

**в оперативную эксплуатацию программного комплекса  
автоматизированного расчета водозапаса и максимальной мгновенной  
интенсивности осадков**

Настоящий акт составлен в том, что в Сибирском центре ФГБУ «НИЦ «Планета» разработан и внедрен в оперативную эксплуатацию программный комплекс, предназначенный для создания карт водозапаса и максимальной мгновенной интенсивности осадков и разработан как надстройка программы «CLAVR-x».

Программа выполняет следующие функции:

- отслеживает появление выходных продуктов программы «CLAVR-x», использующихся в качестве исходных данных;
- осуществляет расчет водозапаса и максимальной мгновенной интенсивности осадков, используя количественные параметры облачности, определенные программой «CLAVR x». В основе расчета водозапаса лежит пороговый метод. Расчет максимальной мгновенной интенсивности осадков производится по формуле, использующей значения водозапаса, а также оптические и микрофизические параметры облака;
- создает геопривязанные файлы с расширением tiff.

Заведующий отделом НИР

В.В. Голомолзин

М.н.с. отдела НИР

А. А. Косторная

М.н.с. отдела НИР

Р. А. Амикишиева

27.01.2020 г.

УТВЕРЖДАЮ  
Директор СП ФГБУ «НИЦ  
«Планета»

*В. Антонов*

В.Н. Антонов



АКТ

ввода в оперативную эксплуатацию технологии сравнения карт классификации облачности и высоты ВГО с данными ДМРЛ Барабинск.

Мы, нижеподписавшиеся, заведующий отделом НИР Захватов М. Г. и младший научный сотрудник Косторная А. А. составили настоящий акт о том, что в 2015 году была разработана и введена технология анализа карт параметров облачности и данных ДМРЛ, и дальнейшего сравнения результатов.

Оценка результатов валидации производится на основе сборной таблицы, содержащей информацию о сравнении (дата, время сеанса, КА, интервал высот ВГО ДМРЛ, интервал высот ВГО CLAVR-x, комментарии). Технология делает возможным проведение сравнения путем численных расчетов (в результате оценки проанализированных сроков), и, кроме того, доступен подробный описательный анализ каждого конкретного случая.

Полное описание технологии представлено в отчете “Технология сравнения карт классификации облачности и высоты ВГО с данными ДМРЛ Барабинск”.

Заведующий отделом НИР

М.Г. Захватов

Младший научный сотрудник НИР

А.А. Косторная

УТВЕРЖДАЮ  
Директор СП ФГБУ «НИЦ  
«Планета»

*В. Антонов*



В.Н. Антонов

## АКТ

ввода в опытную эксплуатацию технологии сравнения карт классификации облачности и высоты ВГО с данными лидара CALIOP KA Calipso.

Мы, нижеподписавшиеся, заведующий отделом НИР Захватов М. Г. и младший научный сотрудник НИР Косторная А. А. составили настоящий акт о том, что в 2015 году была разработана и введена в эксплуатацию технология, позволяющая осуществлять валидацию продукции CLAVR-x (данных формата Level-1b, NOAA-19) по высоте и температуре ВГО на основе данных КА CALIPSO, лидара CALIOP в форматах level-1 (333 м) и level-2 (1 и 5 км).

Технология использует следующие программы: веб-интерфейс OrbNav, ccplot, IDL, ENVI, ArcMap, – и позволяет осуществлять следующие задачи:

- фильтрацию данных в зависимости от различных условий (условий коллокации, охвата территории, параметров облачности, времени и т.д.);
- анализ данных по высоте и температуре ВГО по трассе КА CALIPSO и их сравнение с данными CLAVR-x (визуальное и статистическое);
- построение профилей распределения значений параметров облачности по трассе на основе данных CALIPSO и CLAVR-x.

Технология сравнения позволила сделать выводы об оправдываемости расчетов CLAVR-x по высоте и температуре облачности за 2014 г.

Полное описание технологии представлено в отчете “Валидация продуктов программного комплекса CLAVR-x”.

Заведующий отделом НИР

М.Г. Захватов

Младший научный сотрудник НИР

А.А. Косторная

УТВЕРЖДАЮ  
Директор СЦ ФГБУ «НИЦ «Планета»



А.В. Калашников

### Акт внедрения

#### **в оперативную эксплуатацию программного комплекса автоматического сравнения параметров облачного покрова**

Настоящий акт составлен в том, что в Сибирском центре ФГБУ «НИЦ «Планета» разработан и внедрен в оперативную эксплуатацию программный комплекс, предназначенный для сравнения качественных и количественных характеристик облачного покрова, восстановленных двумя различными системами автоматической обработки спутниковых данных. Исходными данными для программы являются геопривязанные массивы параметров облачности. Программа выполняет следующие функции:

- приводит исходные данных к одной пространственной сетке;
- осуществляет поиск соответствия пикселов на классифицированных спутниковых данных;
- производит сравнение качественных и количественных характеристик облачности и расчет статистических характеристик и оценок.

Для учета смещения облачных массивов и поиска точек одинаковой структуры из массива сравниваемых данных используется метод скользящего окна. Пиксели сравниваемых массивов считаются соответствующими друг другу в пределах матрицы  $k \times k$ , при максимальной корреляции. Результатом работы программы являются файлы расширения txt со значениями статистических характеристик и оценок.

Заведующий отделом НИР

В.В. Голомолзин

М.н.с. отдела НИР

А. А. Косторная

М.н.с. отдела НИР

Р. А. Амикишева

10.02.2020 г.