

Министерство образования и науки Российской Федерации

федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования
«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»
(РГГМУ)

На правах рукописи
УДК 551.501.86:551.574:551.576

Нгуен Тонг Там
**ДИАГНОСТИКА ФАЗОВОГО СОСТОЯНИЯ
ТРОПОСФЕРНЫХ ОБЛАКОВ ПО СПУТНИКОВЫМ
ДАННЫМ**

Специальность 25.00.30 – «Метеорология, климатология,
агрометеорология»

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель:
кандидат физико-математических наук, доцент
Чукин В.В.

Санкт-Петербург – 2016

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	5
1 Тропосферные облака	10
1.1 Условия образования тропосферных облаков	10
1.2 Основные параметры тропосферных облаков	13
1.3 Фазовое состояние облаков	18
1.4 Методы зондирования тропосферных облаков	20
1.4.1 Самолетное зондирование облаков	20
1.4.2 Аэрологическое зондирование облаков	21
1.4.3 Лидарное зондирование облаков	21
1.4.4 Радиолокационное зондирование облаков	23
1.4.5 Спутниковое зондирование облаков	24
2 Современные метеорологические спутниковые системы	26
2.1 Полярно-орбитальные метеорологические спутники	26
2.1.1 МЕТЕОР-М №2	27
2.1.2 NOAA-19	29
2.1.3 МЕТОР-В	31
2.2 Геостационарные метеорологические спутники	32
2.2.1 ЭЛЕКТРО-Л1	33
2.2.2 GOES-14	35
2.2.3 METEOSAT-10	36
2.3 Спутниковые многоспектральные приборы	38
2.3.1 Прибор МСУ-ГС	38
2.3.2 Прибор AVHRR	40
2.3.3 Прибор SEVIRI	41

3	Решение прямой задачи дистанционного зондирования облачной атмосферы	45
3.1	Взаимодействие электромагнитных волн с облачными частицами	45
3.1.1	Теория рассеяния Ми	48
3.1.2	Результаты численного моделирования оптических свойств отдельных облачных частиц	52
3.1.3	Рассеяние на фрактальных частицах	56
3.2	Оптическая модель облачной атмосферы	58
3.2.1	Асимптотическая оптическая модель	59
3.2.2	Оптическая модель Эддингтона	61
3.3	Результаты численного моделирования оптических свойств облачной атмосферы	63
4	Решение обратной задачи дистанционного зондирования облачной атмосферы	68
4.1	Получение спутниковых данных прибора SEVIRI	68
4.1.1	Первичная обработка спутниковых данных с помощью программного Python-модуля PYTROLL	68
4.1.2	Детектирование облачных пикселей	69
4.2	Определение фазового состояния облаков по данным прибора SEVIRI	74
4.2.1	Определение облачной оптической толщины	74
4.2.2	Определение водо- и льдозапаса облаков	80
4.2.3	Определение фазового состояния облаков	82
4.3	Сопоставление данных измерений водозапаса облаков спутниковым прибором и микроволновым радиометром	83
	Заключение	97
	Список использованных источников	99
	Приложения	110
А	Текст программы «Параметры Солнца»	110
Б	Текст программы «Атмосферные модели»	112

В	Текст программы «Математическая модель рассеяния электромагнитных волн»	117
Г	Текст программы «Получение спутниковых данных прибора SEVIRI»	122
Д	Текст программы «Определения аэрозольной оптической толщины по спутниковым данным»	125

ВВЕДЕНИЕ

Тропосферные облака состоят из капель воды и кристаллов льда. Исследования условий образования ледяной фазы в облаках являются актуальными, поскольку кристаллы в облаках играют важную роль, влияя на как на гидрологический цикл, так и на радиационный баланс, посредством изменения отражательных свойств облаков. Таким образом, кристаллы льда в облаке можно рассматривать с двух сторон: с одной стороны они имеют более высокое альбедо, с другой стороны, могут спровоцировать выпадение осадков, что приводит к исчезновению облака и уменьшению альбедо. Содержание кристаллов льда зависит от географических, метеорологических факторов, а также от содержания аэрозолей в воздухе, концентрация которых может существенно меняться как во времени, так и в пространстве.

Отсутствие оперативной информации о фазовом состоянии облаков является ограничивающим фактором для точного прогнозирования развития облаков и выпадения осадков. Получение подобной информации повысит точность прогнозов погоды и оценок региональных изменений климата.

Для получения оперативной информации необходимо использование спутниковых данных с высоким пространственным и временным разрешением. Устанавливаемый на геостационарных спутниках серии MSG прибор SEVIRI имеет 12 спектральных каналов в диапазоне длин волн от 0.56 до 14.4 мкм, осуществляет сканирование подстилающей поверхности каждые 15 мин. и отвечает предъявляемым требованиям. Первые три канала прибора регистрируют преимущественно отраженное солнечное электромагнитное излучение. Отраженная солнечная радиация несет информацию об оптических свойствах подстилающей поверхности и атмосферы. Предлагаемый в данной работе алгоритм определения

оптических свойств облачной атмосферы основан на их зависимости от высоты Солнца, которая меняется с течением времени, и постоянстве альбедо подстилающей поверхности.

Цель и задачи исследования

Целью диссертационной работы является разработка метода оценки фазового состояния тропосферных облаков по спутниковым данным.

Для достижения поставленной цели были поставлены следующие задачи:

- разработать численную модель рассеяния электромагнитных волн облачными каплями воды и кристаллами льда;
- реализовать программно модель облачной атмосферы для осуществления решения прямой задачи дистанционного зондирования атмосферы;
- разработать и реализовать программно алгоритм определения облачных пикселей на спутниковых изображениях;
- разработать алгоритм определения оптической толщины облаков;
- осуществить диагностику фазового состояния смешанных облаков по спутниковым данным;
- провести верификацию полученного метода определения фазового состояния облаков с привлечением экспериментальных данных.

Объект исследования

Тропосферные облака в смешанном фазовом состоянии и их взаимодействие с солнечной радиацией.

Предмет исследования

Решение обратной задачи дистанционного зондирования атмосферы с целью определения фазового состояния тропосферных облаков по данным регистрации электромагнитных волн спутниковой аппаратурой.

Методы исследования и материалы

Основными методами, используемыми в диссертационной работе, является численное моделирование взаимодействия электромагнитных волн с облачной атмосферой и цифровая обработка спутниковых данных.

Основой для работы послужили результаты выполненных автором исследований в период обучения в магистратуре, а также архив

оперативных спутниковых данных РГГМУ, содержащий информацию о результатах измерений прибором SEVIRI.

Научная новизна

К результатам исследования, обладающим научной новизной, относятся:

- алгоритм определения облачных пикселей на спутниковых изображениях;
- алгоритм определения оптической толщины облаков по спутниковым данным;
- результаты диагностики фазового состояния облаков на основе данных спутникового прибора SEVIRI.

Научные положения, выносимые на защиту

На защиту выносятся:

- 1) алгоритм первичной обработки спутниковых данных;
- 2) методика определения облачных пикселей на спутниковых изображениях;
- 3) алгоритм определения оптической толщины облаков;
- 4) результаты определения фазового состояния облаков.

Обоснованность и достоверность полученных результатов

Обоснованность и достоверность полученных результатов определяется использованием стандартных, апробированных и протестированных методов и процедур, сопоставлением и согласием с экспериментальными данными.

Теоретическая значимость работы

По сравнению с известными спутниковыми методами диагностики параметров облаков, данное исследование имеет принципиальную особенность, связанную с диагностикой фазового состояния смешанных облаков, основанную на различии взаимодействия кристаллов льда и капель воды с электромагнитным излучением.

Практическая ценность работы

Оперативная информация о фазовом состоянии облаков может служить дополнительным параметром при прогнозе выпадения осадков. Информация о фазовом состоянии облака может использоваться при выборе

способа активных воздействий на облака. На основе получаемых данных возможна разработка дистанционного метода диагностики обледенения летательных аппаратов. Полученные результаты могут быть использованы в учебном процессе в дисциплине "Экспериментальная физика аэрозолей".

Личный вклад автора

Личный вклад автора заключается в разработке модели взаимодействия электромагнитных волн с облачными частицами, алгоритмов выделения облачных пикселей на спутниковых изображениях и дистанционного определения параметров облаков, а также в их программной реализации.

Апробация результатов работы

Основные положения и отдельные результаты исследования обсуждались на XV Всероссийской научной конференции студентов-радиофизиков (2011), XVI Международной школе-конференции молодых ученых «Состав атмосферы. Атмосферное электричество. Климатические процессы» (2012), VIII Международной конференции «Естественные и антропогенные аэрозоли» (2012), Всероссийской открытой конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» (2012, 2014, 2015), итоговой сессии Ученого совета РГГМУ (2012, 2013, 2014), Международном симпозиуме «Атмосферная радиация и динамика» (2015). Автор является стипендиатом Института космических исследований РАН в 2015 году.

Публикации автора по теме диссертации

По теме диссертации опубликовано 7 печатных работ, из них 2 статьи в рецензируемых журналах из перечня ВАК, получены 2 свидетельства о государственной регистрации программы для ЭВМ.

Структура и объем работы

Материал диссертации состоит из введения, четырех глав, заключения, списка литературы и приложений. Объем диссертации составляет 127 страниц, включает 46 рисунков, 20 таблиц и 5 приложений. Список использованных источников содержит 94 наименования.

Благодарности

Автор выражает большую благодарность своему научному руководителю, Владимиру Владимировичу Чукину за неоценимую помощь в работе и активную всестороннюю поддержку, профессору Анатолию Дмитриевичу Кузнецову, заведующему кафедрой экспериментальной физики атмосферы РГГМУ, а также всему преподавательскому составу кафедры за ценные советы и внимание к работе.

1 Тропосферные облака

Тропосферные облака являются одним из интереснейших явлений природы. Среди тех величин и явлений, объединяющихся понятием «погода», облакам и связанным с ними осадками принадлежит центральная роль. Путем изменения теплового и радиационного режима атмосферы тропосферные облака оказывают огромное влияние на формирование климата Земли и погодных условий, значит и влияют на деятельность человечества (в сфере сельскохозяйственного производства), а также на растительный, животный мир и экосистемы Земли в целом [1]. В данной главе рассматриваются вопросы условий образования облаков в атмосфере, фазовых переходов в облаках, основных параметров тропосферных облаков и методов их зондирования [2–5].

1.1 Условия образования тропосферных облаков

Когда в атмосфере под влиянием различных условий происходит охлаждение воздушных масс, то количество водяного пара в какой-либо ее точке может превзойти предельное значение, нужное для насыщения воздуха при данных условиях. В этом случае водяной пар, оказавшись в избытке, должны перейти в жидкое или даже твердое состояние. Если такая конденсация паров происходит на некоторой высоте в атмосфере и принимает достаточно обширные размеры, причем выделившиеся частицы воды или кристаллы льда скапливаются в значительные массы, то результатом такого скопления является образование облаков [6].

Образование облаков происходит за счет процесса адиабатического охлаждения поднимающегося воздуха [7]. Условия для такого охлаждения создаются в результате развития вертикальных движений различного масштаба: макро-масштабных упорядоченных движений (циклоны, фронты), мезомасштабных конвективных движений (местная циркуляция),

турбулентных и волновых движений (приземный слой атмосферы, инверсии свободной атмосферы).

Согласно классификации Бергерона можно разделить все облака на три класса в зависимости от условий их образования: кучевообразные, волнистообразные и слоистообразные [8]. Такая генетическая классификация облаков, соответствующая видам вертикальных движений, существует и в настоящее время. Причиной образования кучевообразных облаков служит конвекция, волнистообразных - волновые движения и турбулентное перемешивание в тропосфере, слоистообразных - крупномасштабное восходящее скольжение теплого воздуха по клину холодного фронта. Облака, которые образовались внутри однородной воздушной массы, называют внутримассовыми, а развиваются во фронтальных зонах - фронтальными.

Термическая и динамическая конвекция (вертикальное движение отдельных масс воздуха при относительно спокойном состоянии окружающего воздуха) является основной причиной, приводящей к образованию конвективных облаков. Наиболее интенсивно конвекция развивается в неустойчивой атмосфере. К конвективным облакам относятся кучевые и кучево-дождевые облака. Их форма и размеры зависят от интенсивности конвекции и характера стратификации атмосферы.

На разных слоях атмосферы часто возникают волновые движения, имеющие различные амплитуду и длину волн. Такие движения в устойчивых воздушных массах при наличии инверсионных слоев служат основной причиной образования волнистообразных облаков. В нижнем слое тропосферы значительную роль в образовании волнистообразных облаков играет турбулентное перемешивание. В устойчивой атмосфере конвективные движения тормозятся, вертикальное перемещение воздуха осуществляется лишь за счет турбулентного перемешивания. Поднимающийся от земной поверхности ненасыщенный воздух адиабатически охлаждается, что приводит к понижению температуры вышележащего слоя, а опускающийся - нагревается, в результате чего температура нижележащего слоя повышается. При этом значительно увеличивается вертикальный градиент температуры, а выше слоя

интенсивного турбулентного обмена, где стратификация остается неизменной, образуется слой с инверсией температуры. Турбулентное перемешивание приводит к перераспределению содержания водяного пара по высоте. Пар переносится от земной поверхности вверх и задерживается в подинверсионном слое, здесь же накапливаются и ядра конденсации. Эти факторы благоприятствуют конденсации водяного пара подинверсией и образованию облаков, имеющих вид тонкого слоя значительной протяженности. В результате турбулентного перемешивания образуются облака нижнего яруса - слоистокучевые и слоистые. Слоистокучевые облака образуются преимущественно в ветреную погоду, слоистые - при маловетренных условиях. Турбулентное перемешивание обычно не распространяется до больших высот, поэтому основание образовавшихся облаков располагается достаточно низко, а верхняя их граница практически совпадает с нижней границей инверсионного слоя [7].

В зоне атмосферного фронта холодная воздушная масса имеет вид клина, расположенного под теплой воздушной массой. Масса теплого воздуха, перемещаясь в горизонтальном направлении, совершает вынужденный медленный подъем, при котором адиабатически охлаждается. Это приводит к конденсации водяного пара и образованию облаков восходящего скольжения (слоистообразных), к которым относятся перисто-слоистые, высоко-слоистые и слоисто-дождевые облака. Процесс восходящего скольжения во фронтальных зонах охватывает обширные пространства, что приводит к образованию фронтальных облачных систем, состоящих из облаков всех ярусов и имеющих значительные вертикальные и горизонтальные размеры. Наиболее мощные облачные системы развиваются на теплом фронте. При движении атмосферного фронта его облачная система передвигается вместе с ним.

Образование той или иной формы облаков может происходить в результате действия как одного процесса, так и совокупности нескольких. Кроме того, образование отдельных облаков может быть обусловлено действием других механизмов, помимо описанных выше. Например, в зоне струйного течения образование перистых и перисто-кучевых облаков происходит при стремительном выносе теплого воздуха в более холодные

слои и его охлаждении, которое приводит к конденсации или сублимации водяного пара. Образовавшиеся облака вытягиваются вдоль оси струйного течения в виде полосы или нескольких узких параллельных полос, имеющих хорошо очерченные края. Характерной чертой этих облаков является их быстрое перемещение по небу.

Большую роль в образовании облаков играют аэрозольные частицы, которые всегда присутствуют в атмосфере. Это мельчайшие капельки солей и кислот, твердые частицы солей, пыли, дымов, почвы, споры растений и др. Размеры их колеблются от 0.001 до 10 мкм в радиусе. Концентрация аэрозолей очень изменчива и зависит как от погодных условий, так и от территории.

В процессе образования облаков частицы аэрозолей служат ядрами, на которые конденсируется водяной пар при пересыщении с последующим образованием облачных капель и кристаллов. Но ядрами конденсации являются не все аэрозоли, а только «подходящие». Это твердые частички солей или жидкие капельки солей и кислот, а также, возможно, нерастворимые, но смачивающиеся твердые частицы. Размер ядер конденсации составляет от 0.01 до 1.0 мкм. На таких ядрах возможна конденсация при малом пересыщении (относительная влажность 100.1-100.5 %), их достаточно много в атмосфере, так как они свободно плавают в ней. Такие аэрозоли называют активными ядрами конденсации. На образование капель расходуется только около 5-10 % ядер конденсации от их общего числа. Таким образом, в атмосфере всегда имеется избыток ядер конденсации.

1.2 Основные параметры тропосферных облаков

Радиационные процессы играют центральную роль в атмосферном тепло-энергообмене и, следовательно, в формировании климата Земли. Наличие облаков в атмосфере оказывает большое влияние на тепловой баланс земной поверхности, так как облака способствуют рассеиванию падающих на них солнечных лучей, ослаблению их или отражению собственного излучения подстилающей поверхности.

Радиационные свойства облаков (альбедо, оптическая толщина) в основном определяются их микрофизической структурой, водностью, вертикальной мощностью и также их диэлектрическими характеристиками. Спектральные особенности и соотношение между действительной и мнимой частями комплексного показателя преломления воды и льда определяют относительную долю рассеяния и поглощения частиц при фиксированном параметре дифракции. Наибольшее различие наблюдается в инфракрасном диапазоне длин волн, и меньше в видимом ближнем инфракрасном диапазоне, но тем менее существенны, особенно при сравнении свойств воды и льда [9].

Данные лабораторных измерений диэлектрических свойств капель воды и кристаллов льда отличаются от параметров реальной существующей облачной частицы, что требует постановки прямых натурных измерений показателей преломления облачной среды, по которым можно определить оптическую толщину облаков. Для цели численного моделирования радиационных свойств облаков в данной работе используется численная модель диэлектрических свойств воды и льда [10].

Альбедо облаков является одним из важных радиационных свойств облаков. Его изменчивость определяется влиянием спектра поглощения облачной среды. Для длин волн короче 1 мкм поглощение незначительно, а при 1 мкм имеют место несколько легко различимых полос поглощения. Следует отметить, что альбедо однократного рассеяния зависит от спектра распределения облачных частиц по размерам и оно минимально (максимальное поглощение) для больших частиц.

В работах различных авторов расчет радиационных параметров выполнен для разных участков солнечного спектра, а также для полос поглощения водяным паром, жидкой водой и озоном с учетом рэлеевского рассеяния для узкого или широкого распределения частиц по размерам. При изучении радиационных свойств облаков различных форм или процессов динамики облаков важен расчет оптических параметров для различных распределений частиц по размерам.

Следует отметить, что для численного моделирования радиационных свойств облаков необходимо изучать их микрофизические свойства

и диэлектрические характеристики их частиц. Рассмотрим функцию распределения частиц облаков по размерам и проведем анализ ее параметров. При моделировании микрофизических свойств облаков широко используется функция распределения частиц облаков по размерам в виде гамма-распределения, плотность которого имеет вид [11]:

$$n(r) = \frac{N}{\Gamma(\alpha + 1) \cdot \beta^{\alpha+1}} \cdot r^{\alpha} \cdot \exp\left(-\frac{r}{\beta}\right), \quad (1.1)$$

где $n(r)$ – функция распределения облачных частиц по размерам;
 N – концентрация облачных частиц, м^{-3} ;
 r – радиус облачных частиц, м ;
 Γ – гамма-функция;
 α – параметр формы;
 β – параметр масштаба.

Этот вид функции распределения частиц облака получен в результате обработки и анализа большого эмпирического материала [11]. Из вида формулы (1.1) для плотности гамма-распределения следует, что основные микрофизические параметры связаны с параметрами формы α и масштаба β следующими соотношениями:

- средний радиус (первый момент распределения) определяется по формуле $\bar{r} = \beta(\alpha + 1)$;
- модальный радиус (радиус частицы, имеющей наибольшую повторяемость) $r_m = \beta\alpha$;
- средний объемный радиус (кубический корень из третьего момента распределения) $r_v = \beta\sqrt[3]{(\alpha + 1)(\alpha + 2)(\alpha + 3)}$;
- эффективный радиус (отношение третьего момента ко второму моменту распределения – объемный модальный радиус, то есть радиус капель, дающих максимальный вклад в водность $r_e = \beta(\alpha + 3)$;
- средний объем частицы $V_a = \frac{4}{3}\pi\beta^3(\alpha + 1)(\alpha + 2)(\alpha + 3)$;
- средняя площадь поверхности частицы $S_a = 4\pi\beta^2(\alpha + 1)(\alpha + 2)$;
- водность облаков $LWC = \frac{4}{3}\pi\rho N\beta^3(\alpha + 1)(\alpha + 2)(\alpha + 3)$.

Учитывая, что наблюдения проводятся в различных географических условиях, где, как известно, имеются особенности в размерах частиц, и с

Таблица 1.1 – Микрофизические характеристики облаков [12–14]

Тип облаков	N , см^{-3}	LWC , $\text{г} \cdot \text{м}^{-3}$	ΔH , м	α	β , м^{-1}	r_m , мкм	$\bar{r}$, мкм	r_e , мкм
St I	440	0.22	500	4.8	0.7	3.5	4.2	5.7
St II	120	0.05	250	1.8	1.3	2.3	3.5	6
Sc I	350	0.14	500	6.4	0.5	3.5	4.1	5.1
Sc II	150	0.47	500	9.4	0.8	7.5	8.3	9.9
Ns	280	0.5	2500	1.7	2.1	3.5	5.6	9.8
As	430	0.28	250	10.1	0.4	4.5	4.9	5.8
Cu	300	1.0	750	2.8	2	5.5	7.5	11.4
Cb	72	2.5	3500	0.9	7.3	6.5	13.8	28.4

помощью разных приборов, разные авторы получили достаточно широкий диапазон значений параметров распределения.

В таблице 1.1 представлены микрофизические характеристики некоторых типов облаков.

Основной электрической характеристикой любой среды является диэлектрическая проницаемость, а в случае воды она демонстрирует необычные для жидкости особенности. Во-первых, она очень велика, для статических электрических полей она равна 81, в то время как для большинства других веществ она не превышает значения 10. Если на любое вещество воздействовать переменным электрическим полем, то диэлектрическая проницаемость перестанет быть постоянной величиной, а зависит от частоты приложенного поля, сильно уменьшаясь для высокочастотных полей. Но диэлектрическая проницаемость воды уменьшается не только в переменных во времени полях, но также и в пространственно переменных полях, то есть вода является нелокально поляризующейся средой [15].

Большое значение диэлектрической проницаемости объясняется особенностями молекулы H_2O . Большая величина статической диэлектрической проницаемости воды связана с тем, что вода - сильно полярная жидкость и поэтому обладает мягкой ориентационной степенью свободы (то есть присутствуют вращения молекулярных диполей). Каждая молекула воды обладает значительным дипольным моментом. В отсутствие электрического поля диполи ориентированы случайным образом, и

суммарное электрическое поле, создаваемое ими, равно нулю. Если воду поместить в электрическое поле, то диполи начнут переориентироваться так, чтобы ослабить приложенное поле. Такая картина наблюдается и в любой другой полярной жидкости, но вода, благодаря большому значению дипольного момента молекул H_2O , способна очень сильно ослабить внешнее поле. Так реагирует вода на внешнее электрическое поле, если приложенное поле постоянно по времени и слабо меняется (или вообще не меняется) в пространстве, заполняемом водой. В переменных электрических полях диэлектрическая проницаемость воды уменьшается с ростом частоты приложенного поля, достигая значения 4-5 для частот больше 10^{12} Гц.

Диэлектрическая проницаемость льда зависит от его температуры и частоты электромагнитных волн. Причем диэлектрическая постоянная увеличивается с понижением температуры; с увеличением частоты волн она уменьшается, достигая при частоте, больше 10^8 Гц постоянного значения, не зависящего от температуры.

Для описания диэлектрических свойств кристаллов льда и капель воды используется модель диэлектрических свойств воды и льда [10]. Коэффициент относительной диэлектрической проницаемости записывается в комплексном виде формулы:

$$m = n - k \cdot i, \quad (1.2)$$

где m – комплексный показатель преломления;

n – показатель преломления;

k – показатель поглощения;

i – мнимое число.

Действительная мнимая части определяется по следующим формулам:

$$n = \left[\frac{(\varepsilon',^2 + \varepsilon'',^2)^{0.5} + \varepsilon'}{2} \right]^{0.5}, \quad (1.3)$$

$$k = \left[\frac{(\varepsilon',^2 + \varepsilon'',^2)^{0.5} - \varepsilon'}{2} \right]^{0.5}, \quad (1.4)$$

где ε' – действительная часть комплексной диэлектрической проницаемости;

ε'' – мнимая часть комплексной диэлектрической проницаемости.

На рисунке 1.1 представлена зависимость показателя преломления и поглощения воды и льда от длины электромагнитных волн.

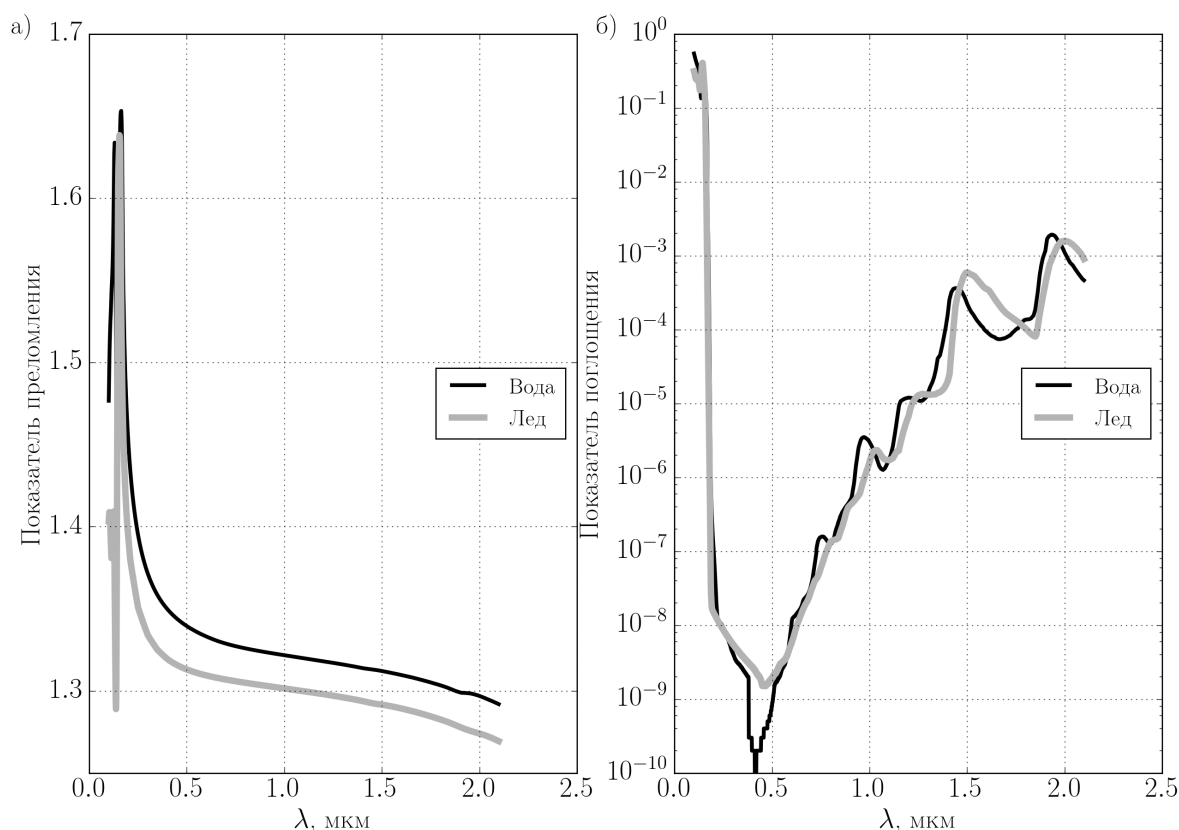


Рисунок 1.1 – Зависимость показателя преломления (а) и поглощения (б) воды и льда от длины ЭМВ

1.3 Фазовое состояние облаков

Облака - это видимая совокупность взвешенных капель воды и кристаллов льда на некоторой высоте над поверхностью Земли, которые образуются в результате фазовых переходов из водяного пара в другие состояния. Известно, что водяной пар в отличие от других газов атмосферы, при различных температурах воздуха может изменять свое агрегатное состояние, переходя в воду (жидкое состояние) или лед (твердое состояние) [1, 16]. В облаках капли воды и кристаллы льда могут находиться на

близких расстояниях друг от друга, в результате чего происходят процессы таяния и испарения кристаллов льда, кристаллизация и испарение капель, конденсация и сублимация водяного пара. В этих случаях водяной пар, жидкая вода и лед представляют собой разные фазовые переходы воды.

Исследования условий образования ледяной фазы в облаках являются актуальными, поскольку кристаллы в облаках играют важную роль, влияя на гидрологический цикл путем стимулирования выпадения осадков и радиационный баланс посредством изменения отражательных свойств облаков. Кристаллы льда в облаке можно рассматривать с двух сторон: с одной стороны они имеют более высокое альбедо, с другой стороны, кристаллы льда могут спровоцировать выпадение осадков, что приводит к исчезновению облака и уменьшению альбедо. Содержание кристаллов льда зависит от географических, метеорологических факторов, а также от содержания аэрозолей в воздухе, концентрация которых может меняться как во времени, так и в пространстве. На рисунке 1.2 показано распределение фазового состояния облаков по земному шару [17].

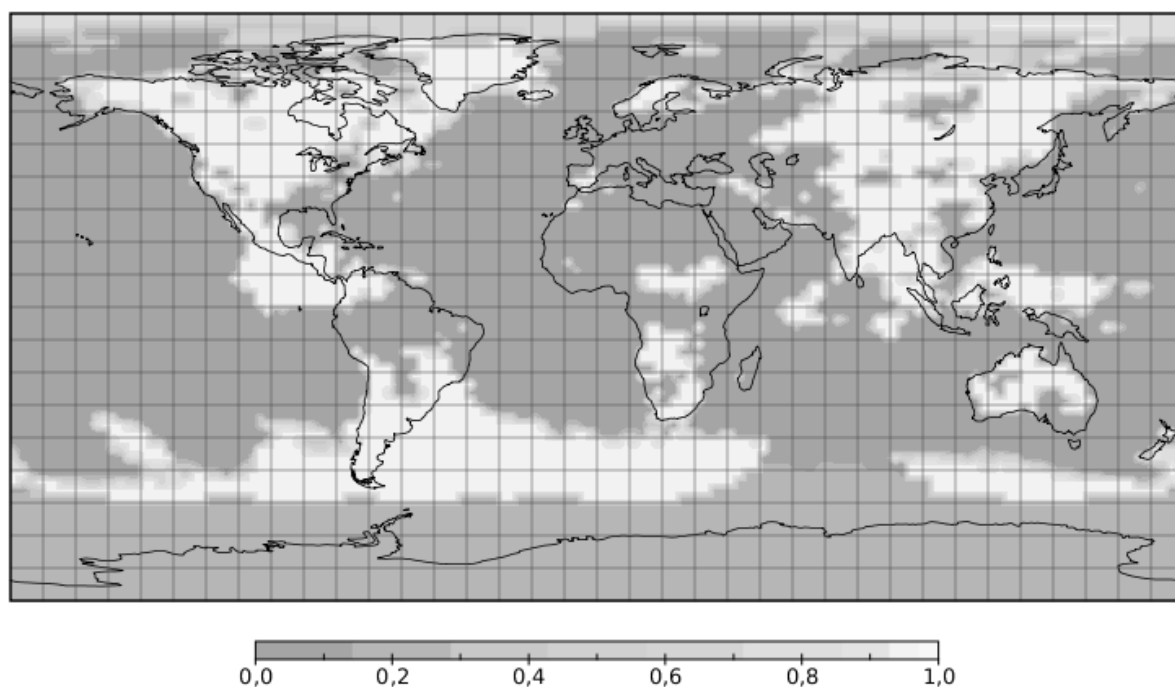


Рисунок 1.2 – Распределение фазового состояния облаков по земному шару

1.4 Методы зондирования тропосферных облаков

Исследование характеристик облаков представляет собой одну из важных задач в метеорологии. Регистрация свойств воздуха и характеристик некоторых атмосферных процессов вне приземного слоя атмосферы с помощью подъема вверх аэрологических приборов может дать полезные данные, по которым можно оценить состояние атмосферы в целом и облачности в частности. К таким видам измерений относятся измерения ветра, атмосферного давления, температуры и влажности воздуха на высотах до 20 км с помощью выпуска шаров-пилотов (ветровое зондирование) и радиозондов (ветровое и температурное зондирование) на сети аэрологических станций. Применяется также подъем аэрологических приборов на самолетах (самолетное зондирование) и привязных аэростатах (аэростатное зондирование). Распределение облачности определяется с помощью метеорологических спутников. К аэрологическому зондированию можно отнести и некоторые другие наблюдения, менее регулярные (например, над микроструктурой облаков, атмосферным электричеством, радиацией и др.), преимущественно в аэрологических обсерваториях. В рамках данного исследования рассматриваются некоторые сведения о методах зондирования облаков и подробно рассматривается спутниковый метод зондирования.

1.4.1 Самолетное зондирование облаков

Первая попытка использования самолета для исследования атмосферы была осуществлена в 1912 г. во Франкфурте-на-Майнне. В России самолетное зондирование проводилось несколько позднее в 1921 г. [18, 19]. С тех пор, исследователей в области физики атмосферы самолет всегда привлекает в первую очередь возможностью произведения измерений непосредственно в интересующей точке пространства. При этом он позволяет доставить в заданную точку многочисленные приборы, объединенные, как правило, в единый комплекс, подключенный к бортовой системе регистрации на базе ЭВМ, тем самым обеспечивается процесс измерения средствами программного обеспечения [20].

На борту самолетов-лабораторий производятся измерения температуры, давления и влажности воздуха а также производятся наблюдения над облачностью, турбулентностью, обледенением, микроструктурой облаков. Самолетное зондирование обычно производится в вертикальном направлении, поскольку самолет набирает высоту в районе аэродрома вылета и иногда производится при полете по трассе в горизонтальном направлении. В свое время были разработаны десятки самолетов-лабораторий. В России сейчас находятся в эксплуатации самолеты-лаборатории «Росгидромет» на базе ДК-42Д, АН 30 Оптик Э, Ан2.

1.4.2 Аэрологическое зондирование облаков

30 января 1930 г. стало исторической датой, когда в Павловской аэрологической обсерватории профессор П.А. Молчанов осуществил запуск созданного им первого в мире радиозонда. С этого крупнейшего события в истории аэрологии и начинается развитие радиозондирования атмосферы в СССР, а затем и в других странах. Радиозонды с измерительными приборами с помощью шаров поднимаются в слои атмосферы и осуществляют измерения давления, температуры и влажности воздуха. По данным, передающимся в приемные станции через антенные системы, можно определить состояние атмосферы на разных высотах в целом, а косвенным методом можно обнаружить облака и оценить их свойства (высоту нижней и верхней границы облаков) [21].

1.4.3 Лидарное зондирование облаков

Лидарное зондирование облаков основано на анализе отраженных и рассеянных сигналов от частиц, встречающихся на пути распространения лазерного излучателя (источника). Такой метод относится к активным методам дистанционного зондирования облаков, так как облака состоят их капель воды и кристаллов льда, которые способны отражать, рассеивать электромагнитное излучение.

В лазерном зондировании используется многоволновой метод. Зондирование на одной длине волны, предоставляет информацию о

прозрачности атмосферы. Для получения большей информации об объекте, необходимо использовать многоволновое или поляризационное зондирование [22]. На рисунке 1.3 показана моделированная зависимость площади поперечного сечения ослабления облачных частиц от длины волны в диапазоне 0.5 -25 мкм. Из графика видно, что характер зависимости

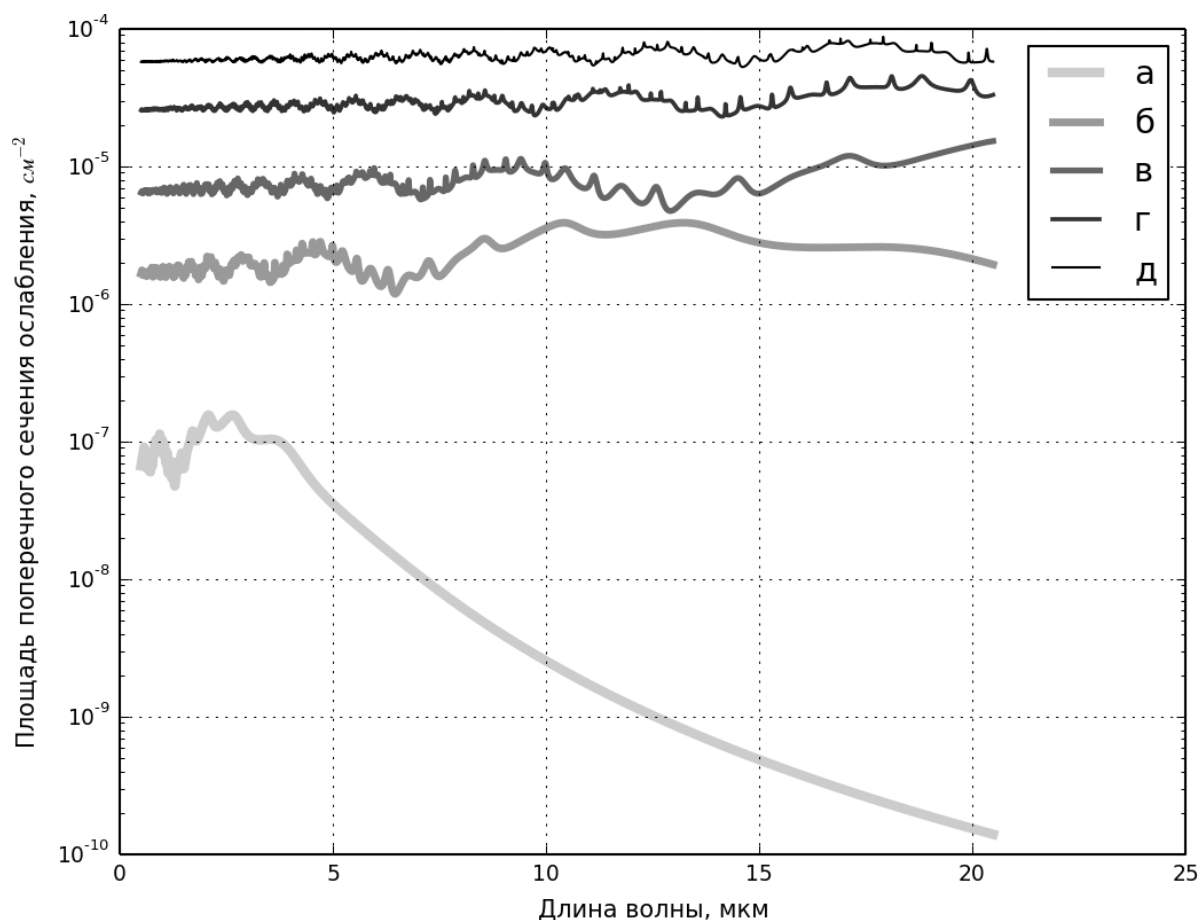


Рисунок 1.3 – Зависимость площади поперечного сечения ослабления каплями воды от длины ЭМВ при различных размерах капли: 1 мкм (а), 5 мкм (б), 10 мкм (в), 20 мкм (г) и 30 мкм (д)

меняется при изменении размера частиц, поэтому, производя измерение на нескольких длинах волн, можно получить информацию о распределении частиц по размерам внутри в облаков. Принцип лидарного зондирования заключается в следующем:

- в облака посылается излучение на нескольких длинах волн одновременно и регистрируется рассеянный назад сигнал;
- с помощью методов логарифмической производной или же методов интегрального накопления определяется коэффициент ослабления

облачными частицами для каждой длины волны. При этом можно получить значения коэффициентов ослабления вдоль всей трассы зондирования; — используя полученные значения коэффициентов ослабления на разных длинах волн, по уже известным экспериментальным зависимостям для разных радиусов частиц, можно идентифицировать тип и свойства облачных частиц. Точность данного метода будет возрастать при увеличении числа длин волн зондирования.

1.4.4 Радиолокационное зондирование облаков

Основной принцип действия радиолокатора прост. Электромагнитная энергия излучается в виде кратковременных импульсов большой мощности, следующих один за другим через равные промежутки времени из антенны с высокой направленностью, которая концентрирует излучение в узком пучке. Когда импульс встречает на своем пути соответствующую цель (капли воды и кристаллы льда), часть его энергии рассеивается в направлении к приемнику, расположенному обычно рядом с передатчиком и работающему с той же антенной. Принятый сигнал, или радиоэхо, очень слабый по сравнению с посылаемым импульсом, после значительного усиления и детектирования поступает на электронно-лучевую трубку или АЦП. Временная развертка электронно-лучевой трубки запускается излучаемыми импульсами, следующими с частотой посылки. Поэтому отраженный сигнал на временной развертке трубки появляется на некотором расстоянии от начала развертки, представляющем промежуток времени, необходимый для прохождения импульсом двойного пути между приемно-передающим устройством и отражающей целью. Положение отражаемого сигнала, таким образом, характеризует удаление цели, а если известны угол места и азимут луча, излучаемого антенной, можно определить положение цели в пространстве.

При прохождении электромагнитной волны через неподвижный объект, диэлектрическая проницаемость которого отличается от диэлектрических свойств среды, часть энергии волны поглощается объектом и превращается в тепло, а другая часть рассеивается во всех направлениях с той же длиной волны. Для радиолокационного

обнаружения особый интерес представляет интенсивность рассеяния от цели в направлении приемника, так как именно она определяет мощность принимаемого сигнала или радиоэхо. Облака и осадки представляют собой «множественную цель», состоящие из большого числа отдельных капель дождя, градин или снежинок, линейные размеры которых обычно малы по сравнению с длиной волны [23].

1.4.5 Спутниковое зондирование облаков

Спутниковое зондирование облаков начало развиваться с появлением искусственных метеорологических спутников. Однако, для зондирования атмосферы также можно использовать навигационные спутники, как отмечено в [24, 25]. Метеорологическая космическая система обеспечивает непрерывное слежение за состоянием облачности и подстилающей поверхности на обширных пространствах, в том числе и в районах, где густота наземной метеорологической сети недостаточна. Интерпретация спутниковых снимков, полученных в видимом и инфракрасном участках спектра электромагнитных волн, дает возможность проследить за развитием атмосферных процессов синоптического масштаба. Кроме того, можно проанализировать особенности погодных условий, такие, как развитие конвекции, кучево-дождевой облачности и связанных с ними опасных условий, оценить отдельные характеристики поля ветра, осадков, расположение струйных течений и т.д. [26]. Большие перспективы имеет использование лазеров, установленных на метеорологических спутниках Земли. Преимуществом такого зондирования является возможность исследования метеорологических элементов атмосферы в планетарном масштабе. Существует ряд проектов исследования облаков по спутниковым данным, такие как ISCCP, HOAPS. В данном исследовании акцентируется внимание на использовании данных, полученных с геостационарных спутников для оценки фазового состояния облаков.

Выводы по первой главе

Рассмотрены физические основы условий образования тропосферных облаков, их основные параметры, методы зондирования облаков. Особое внимание обращено на рассмотрение диэлектрических и микрофизических

свойств облачных частиц. Для зондирования тропосферных облаков был выбран спутниковый метод зондирования.

2 Современные метеорологические спутниковые системы

В условиях относительно ограниченной плотности сети локальных наблюдений в ряде стран, как на суше, так и над океанами, и необходимости получения глобальной информации о состоянии атмосферы и поверхности с высокой периодичностью и пространственным разрешением, измерения дистанционными методами становятся регулярным и часто важнейшим видом наблюдений характеристик атмосферы и земной поверхности [27]. Так, например, гидродинамические модели объективного анализа и прогноза в качестве исходных данных используют, наряду с данными гидрометеорологической сети наблюдений, информацию, получаемую дистанционными методами, в том числе с помощью искусственных спутников Земли (ИСЗ). Спутниковые наблюдения имеют значительную роль в климатических исследованиях, а также в изучении закономерностей разнообразных процессов и явлений, происходящих в системе атмосфера-поверхность, и потоков электромагнитного и корпускулярного излучения, приходящих на верхнюю границу атмосферы. Над океанами ИСЗ являются, в большинстве случаев, важнейшими источниками информации. На рисунке 2.1 приведена иллюстрация международного использования спутников для наблюдений за состоянием окружающей среды [28]. В данной главе осуществляется обзор современных метеорологических спутников, к которым относятся полярно-орбитальные и геостационарные спутники. Также рассмотрены некоторые особенности их бортовых измерительных приборов.

2.1 Полярно-орбитальные метеорологические спутники

Полярные спутники обеспечивают более глобальный охват наблюдениями Земли. Их орбиты имеют наклон к экваториальной плоскости близкой к 90 градусам. Высота таких спутников от поверхности

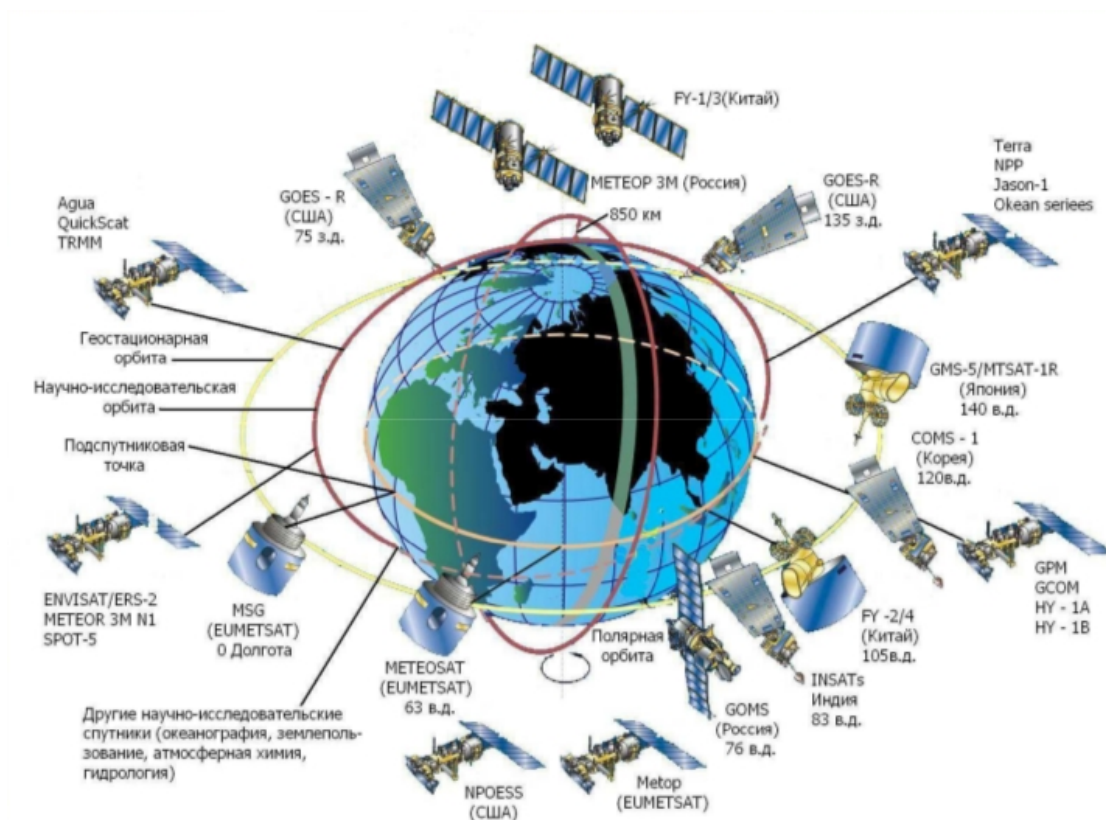


Рисунок 2.1 – Спутниковые системы наблюдений [28]

Земли составляет обычно 800-1000 км. Различные полярные спутники проходят экватор в различное время. Например, спутники на солнечно-синхронных орбитах проходят экватор и каждую широту в одно и то же местное солнечное время каждый день. Орбитальная плоскость солнечно-синхронной орбиты должна вращаться примерно на один градус в день, чтобы сохранять постоянное положение на поверхности Земли. В данном разделе рассматриваются полярно-орбитальные метеорологические спутники, запущенные в последнее время крупными организациями, такими как, Росгидромет, NASA, ESA.

2.1.1 METEOR-M №2

Метеорологический спутник «Метеор-М» №2 это новейший полярно-орбитальный метеорологический спутник Росгидромета из серии спутников METEOR (запуск первого спутника с 1969 г.). «Метеор-М» №2 был запущен 8 июля 2014 года в 19 часов 58 минут по московскому времени с космодрома Байконур. По завершению летных испытаний 8 апреля 2015 года космический аппарат «Метеор-М» №2 решением

Государственной комиссии рекомендован к принятию в эксплуатацию. На рисунке 2.2 изображена основная целевая аппаратура спутника «Метеор-М» №2. Полярно-орбитальный спутник «Метеор-М» №2 предназначен



Рисунок 2.2 – Аппаратура метеорологического спутника «Метеор-М» №2 [29]

для обеспечения оперативной гидрометеорологической информацией подразделений Федеральной службы по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды для получения:

- глобальных и локальных изображений облачности, поверхности Земли, ледового и снежного покрова в видимом, инфракрасном и микроволновом (в том числе сантиметровом) диапазонах;
- данных для определения температуры морской поверхности и радиационной температуры подстилающей поверхности;
- радиолокационных изображений земной поверхности;
- данных о распределении озона в атмосфере и его общего содержания;
- информации о гелиогеофизической обстановке в околоземном космическом пространстве;

— данных о спектральной плотности энергетических яркостей уходящего излучения для определения вертикального профиля температуры и влажности в атмосфере, а также для оценки составляющих радиационного баланса системы «Земля-атмосфера».

В таблице 2.1 приведены основные характеристики метеорологического спутника «Метеор-М» №2.

Таблица 2.1 – Основные характеристики КА «Метеор-М» №2 [30]

Дата и время запуска	8 июня 2014 г. 19:58 мск
Масса спутника	2900 кг
Масса полезной нагрузки	1500 кг
Гарантированный полетный ресурс	5 лет
Режимы передачи данных	непосредственная передача данных, режим воспроизведения информации, а также режим непосредственной передачи локальных данных в международном формате LRPT
Тип орбиты	Солнечно-синхронная
Высота орбиты	832 км
Период обращения	101.3 мин
Наклонение	98.77° в.д.

2.1.2 NOAA-19

Метеорологический спутник NOAA-19 является последним до настоящего времени полярно-орбитальным метеорологическим спутником из серии спутников Национального управления океанических и атмосферных исследований США (NOAA) (запуск первого спутника NOAA-1 осуществлен 11 декабря 1970 г.). Спутник пятого поколения NOAA-19 служит для оперативной метеорологии, исследований химических свойств атмосферы и космической погоды [31].

Метеорологический спутник серии NOAA имеет следующие полезные нагрузки: многоспектральный сканер видимого и ИК

диапазонов спектра (радиометр AVHRR); аппаратура ATOVS атмосферного зондирования в составе ИК модуля HIRS/2, МКВ модулей AMSU-A,-B; бортовая радиотехническая система сбора данных с платформ типа ARGOS. Информация с ИСЗ серии NOAA поступает непрерывно по радиолинии 1.7 ГГц (режим HRPT) и 137 МГц (режим APT).

Выходные продукты для информационного обеспечения задач оперативной метеорологии и гидрологии включают многоспектральные изображения облачности и подстилающей поверхности, данные температурно-влажностного зондирования атмосферы (ТВЗА), данные о температуре поверхности океана (ТПО) и параметрах облачного покрова регионального и глобального покрытия. Передача цифровой и аналоговой спутниковой информации обеспечивается путем [32]:

- использования приемных станций, работающих в диапазоне 137 МГц (режим APT) и 1.7 ГГц (режим HRPT), причем для российских пользователей доступна информация только регионального покрытия в зоне радиовидимости приемных станций, а глобальная информация недоступна;
- распространения выходных продуктов при координации ВМО через глобальную систему телесвязи (ГСТ);
- использования глобальной компьютерной сети Интернет (сжатые изображения ТВ и ИК диапазонов спектра).

В таблице 2.2 представлены основные характеристики метеорологического спутника NOAA-19:

Таблица 2.2 – Основные характеристики спутника NOAA-19

Дата запуска	06 февраля 2009 г.
Масса спутника	2232 кг
Масса полезной нагрузки	1479 кг
Гарантированный полетный ресурс	Не менее 2 лет
Скорость передачи данных конечному пользователю	HRPT: 665 Кбит/сек. APT: 9.6 Кбит/сек

Тип орбиты	Приполярная, солнечно-синхронная, близкая к круговой
Высота орбиты	Апогей: 866 км. Перигей: 845 км
Период обращения	102.12 мин
Наклонение	98.74 град.

2.1.3 METOP-B

Спутники серии MetOp оснащены современными системами ДЗЗ, которые обеспечивают метеорологов и климатологов широкими возможностями в области дистанционного зондирования Земли. Серия MetOp - часть разрабатываемой Объединенной Полярной Системы (Initial Joint Polar-Orbiting Operational Satellite System, IJPS), куда также будут входить спутники NOAA-N и NOAA-N'. В рамках IJPS между EUMETSAT и NOAA заключено соглашение о взаимном предоставлении измерительной аппаратуры для установки на космических аппаратах. Европейское Космическое Агентство (ESA) и французское космическое агентство CNES также участвуют в создании данной системы.

Из серии спутников MetOp, спутник MetOp-A был запущен 19 октября 2006 г., а MetOp-B – 17 сентября 2012 г. К октябрю 2018 г. Европейское космическое агентство планирует запуск нового спутника MetOp-C.

Спутники серий MetOp и NOAA способны обеспечить полное покрытие земного шара. Управление и контроль собственными спутниками и наземными сегментами EUMETSAT и NOAA осуществляется отдельно, но все данные, полученные со спутников будут доступны как NOAA, так и EUMETSAT.

Спутники серии MetOp имеют на борту восемь измерительных приборов, а также ряд коммуникационных и обслуживающих систем. Основной комплект приборов, предназначенных для зондирования и получения изображений Земли, идентичен комплекту приборов, установленному на спутниках NOAA.

В таблице 2.3 приведены основные характеристики спутника METOP-B.

Таблица 2.3 – Основные характеристики спутника МЕТОР-В

Дата запуска	17 сентября 2012
Масса спутника	4087 кг
Масса полезной нагрузки	3771 кг
Носитель	Союз 2-1А
Космодром	Байконур
Гарантированный полетный ресурс	5 лет
Тип орбиты	Солнечно-синхронная
Высота орбиты	827 км
Период обращения	101 мин
Наклонение	98.7 град.

2.2 Геостационарные метеорологические спутники

Геостационарные спутники позволяют получать информацию о состоянии системы атмосфера-поверхность на огромных площадях с высокой периодичностью (каждые 15-30 минут). Приборы на геостационарных спутниках измеряют уходящее излучение в широкой области спектра с хорошим пространственным (горизонтальным) разрешением (1-10 км и меньше) за счет углового сканирования или использования видеоприборов (многоэлементных линеек или матриц ПЗС). Кроме этого, спутники этого типа имеют специальную аппаратуру для приема информации с различных систем измерений и передачи ее в наземные центры приема информации. В настоящее время в разных фазах использования находятся геостационарные спутники США (NOAA), Европейского сообщества (EUMETSAT), России (Росгидромет), Японии и Китая. Геостационарные спутники позволяют осуществлять периодический мониторинг состояния атмосферы и поверхности на широтах от 0 до 60 градусов [28].

2.2.1 ЭЛЕКТРО-Л1

«Электро-Л1» – Геостационарный Гидрометеорологический Космический Комплекс (ГГКК) – серия российских спутников гидрометеорологического обеспечения второго поколения. Серия разрабатывается с 2001 года в Научно-производственное объединение (НПО) имени Лавочкина по заданию Роскосмоса и Росгидромета как российский вклад во всемирную сеть метеорологического наблюдения. Международное название спутника: Elektro-L N1 / GOMS (Geostationary Operational Meteorological Satellite). 11 декабря 2015 г. Росгидромет запустил новый спутник «Электро-Л2» с целью улучшения качества решения необходимых задач. В настоящее время он находится в резерве.

Космический комплекс (КК) «Электро-Л» был разработан для замены КА «Электро» (GOMS-1) и в основном служит для тех же целей, что и предшественник. КК «Электро-Л» предназначен для обеспечения Росгидромета оперативной информацией для анализа и прогноза погоды, изучения состояния акваторий морей и океанов, мониторинга условий для полётов авиации, а также изучения состояния ионосферы и магнитного поля Земли. Кроме того, КК способен вести мониторинг климата и глобальных изменений, вести контроль за чрезвычайными ситуациями и проводить экологический контроль окружающей среды. Для достижения этих целей, аппараты «Электро-Л» снабжены оборудованием для проведения многоспектральной съемки Земли в видимом и инфракрасном диапазонах с разрешением 1 км и 4 км, соответственно, с периодичностью 30 минут. При необходимости периодичность съемки может быть уменьшена до 10-15 минут [28].

КК «Электро-Л» состоит из трёх частей: модуля полезной нагрузки, именуемого «Комплексом целевой аппаратуры», модуля служебных систем и адаптера для крепления к ракете-носителю. На рисунке 2.3 показана аппаратура геостационарного метеорологического спутника «Электро-Л» [30]. Спутники серии «Электро-Л» обеспечивают многоспектральную съемку всего диска Земли в видимом и инфракрасном диапазонах спектра (разрешение 1 км и 4 км, соответственно). Штатная периодичность съемки - 30 минут. В случае наблюдения стихийных явлений периодичность съемки

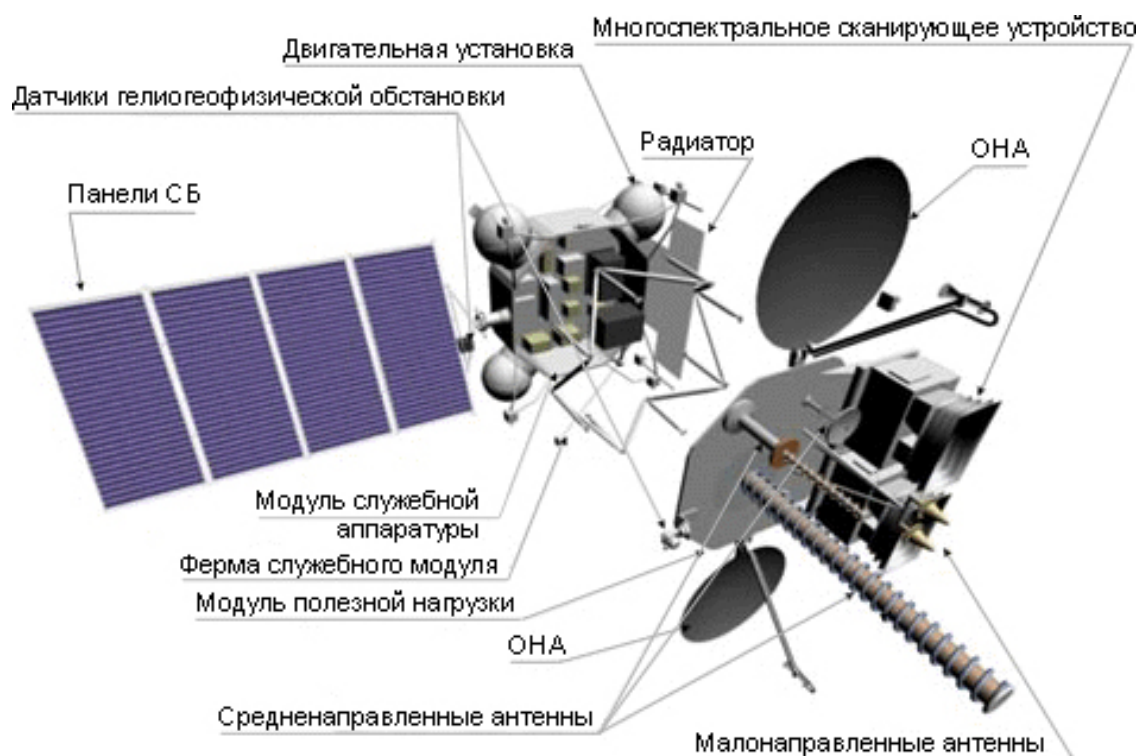


Рисунок 2.3 – Аппаратура метеорологического спутника «Электро-Л»
№1 [30]

может быть доведена до 10-15 минут по командам с Земли. Кроме того, на КА «Электро-Л» возлагаются задачи получения гелиогеофизических данных, ретрансляции и обмена метеоинформацией, а также сбора данных от автономных метеорологических платформ и сигналов аварийных буюв системы COSPAS-SARSAT [30]. В таблице 2.4 приведены основные характеристики спутника «Электро-Л1».

Таблица 2.4 – Основные характеристики спутника «Электро-Л1» [31]

Дата запуска	20 ноября 2011
Масса спутника	3000 кг
Масса полезной нагрузки	1620 кг
Носитель	Союз 2-1А
Космодром	Байконур
Мощность	1700 Вт
Срок обслуживания	10 лет
Тип орбиты	Геостационарный

Высота орбиты	35786 км
Период обращения	24 час
Долгота	76° в.д.

По данным, полученным со спутника «Электро-Л1», решаются следующие основные задачи:

- анализ и прогноз погоды в региональном и глобальном масштабах;
- анализ и прогноз состояния акватории морей и океанов, включая контроль ледовой обстановки;
- анализ и прогноз условий для полета авиации;
- анализ и прогноз гелиогеофизической обстановки в околоземном космическом пространстве (ОКП), состояния ионосферы и магнитного поля Земли;
- мониторинг климата и глобальных изменений;
- контроль чрезвычайных ситуаций;
- экологический мониторинг окружающей среды и др.

2.2.2 GOES-14

Геостационарный эксплуатационный спутник наблюдения за окружающей средой (англ. Geostationary Operational Environmental Satellite или GOES) — серия спутников находящихся в ведении американской национальной информационной службы спутниковых данных об окружающей среде (NESDIS), обеспечивающих прогнозирование погоды, отслеживание штормов и метеорологические исследования. Спутники и наземная инфраструктура системы предоставляют таким потребителям, как национальная служба погоды (NWS), непрерывный поток данных об окружающей среде. Спутник второго поколения GOES-14 является самым последним до настоящего времени в своей серии спутников. Он предназначен для оперативной метеорологии и исследований космической погоды.

В таблице 2.5 приведены основные характеристики спутника GOES-14.

Таблица 2.5 – Основные характеристики спутника GOES-14

Дата запуска	04 марта 2010
Масса спутника	3210 кг
Масса полезной нагрузки	1540 кг
Долгота	135° в.д.
Носитель	Дельта IV
Космодром	База ВВС США на мысе Канаверал
Тип орбиты	Геостационарный
Мощность	2300 Вт
Высота орбиты	35786 км
Период обращения	24 час

2.2.3 METEOSAT-10

Спутники MSG (Meteosat второго поколения) разработаны с применением новых технологий на основе успешного опыта использования первых спутников серии Meteosat. Радиометр SEVIRI, установленный на спутнике MSG, имеет 12 каналов, которые позволяют получать изображения поверхности Земли каждые 15 минут. Канал высокого разрешения в видимом диапазоне имеет разрешающую способность 1 км, остальные каналы - 3 км. Кроме радиометра SEVIRI, на спутнике также установлен прибор для измерения радиационного баланса Земли GERB, телекоммуникационное оборудование для передачи исходных и обработанных изображений и оборудование для приема и ретрансляции сигналов бедствия (GEOSAR).

Европейская геостационарная метеорологическая спутниковая система Meteosat успешно используется с 1977 г., обеспечивая практически непрерывную передачу изображений Земли, а также предоставляя ряд других услуг странам – членам Eumetsat и ESA. Информацию Meteosat принимают также пользователи из ряда государств Западной и Восточной Европы, Африки, Северной и Южной Америки, Ближнего Востока и даже полярники, находящиеся в Арктике и Антарктиде.

До сих пор было выведено на ГСО семь КА серии Meteosat трех типов (три собственно Meteosat, три «оперативных» Meteosat и один «переходный ко второму поколению» Meteosat). В настоящее время три из них эксплуатируются: Meteosat 5, 6 и 7. Ряд этих аппаратов некоторое время сдавался в аренду даже Национальному управлению по океанам и атмосфере США (NOAA) в рамках трехстороннего соглашения Eumetsat, ЕКА и NOAA по взаимной помощи в случае отказов геостационарных метеоспутников (их легко вычислить по таблице: точки стояния таких аппаратов лежали далеко к западу от нулевого меридиана). 15 июня 2015 г. ESA запустил спутник Meteosat-11, который сейчас находится на этапе испытаний.

В таблице 2.6 приведены основные характеристики спутника METEOSAT-10.

Таблица 2.6 – Основные характеристики спутника METEOSAT-10 [30]

Дата запуска	05 июля 2012
Масса спутника	2000 кг
Долгота	0°
Носитель	Ariane 4, Ariane 5
Время получения изображения видимого диска Земли	15 мин.
Тип орбиты	Геостационарный
Количество детекторов	42
Период обращения	24 час
Диаметр линзы телескопа	500 мм
Принцип сканирования	С помощью сканирующего зеркала
Скорость передачи данных	

Необработанные данные	3.2 Мбит/с
Обработанное изображение	1 Мбит/с (HRIT) и 128 кбит/с (LRIT)

2.3 Спутниковые многоспектральные приборы

В настоящее время на спутниках для зондирования атмосферы и поверхности используются различные дистанционные методы, различные спектральные области измерений от УФ области до радиодиапазона и многочисленные, часто уникальные, приборы. Подробному описанию космических систем и приборов посвящен ряд книг и монографий, например, монография-справочник [33,34].

2.3.1 Прибор МСУ-ГС

Многозональное сканирующее устройство - геостационарное (МСУ-ГС) предназначено для получения многоспектральных изображений облачности и поверхности Земли. Сканер МСУ-ГС разработан в ОАО «РКС» и состоит из двух блоков для отдельной съемки в ВД и ИК диапазонах спектра с полем зрения $20^\circ \times 20^\circ$, охватывающим весь видимый диск Земли. Блок видимого диапазона с телескопом диаметром 75 мм обеспечивает съемку с разрешением 1 км в трех спектральных каналах. Периодичность съемки — 30 мин (в автоматическом режиме), 10–15 минут (по командам с Земли). Фотоприемником служит ПЗС-линейка, содержащая более 12 тысяч элементов. Блок ИК диапазона с телескопом диаметром 220 мм обеспечивает съемку с разрешением 4 км в семи каналах. В фокальной плоскости телескопа установлена матрица ИК-приемников размером 96×2 элементов, время формирования одного кадра составляет 1–2 минуты. Абсолютная («внутренняя») калибровка регистрируемых сигналов обеспечивается референсными источниками (лампы, имитаторы абсолютного черного тела). В таблице 2.7 представлены основные характеристики прибора МСУ-ГС.

Таблица 2.7 – Основные характеристики прибора МСУ-ГС [30]

Номер канала	Спектральный интервал, мкм	С/Ш	Область применения
1	0.5 – 0.65	>10	Детектирование облачности, слежение за облаками-трассерами для определения ветра, наблюдения аэрозоля
2	0.65 – 0.8	>10	Детектирование облачности, слежение за облаками-трассерами для определения ветра, наблюдения аэрозоля
3	0.8 – 0.9	>7	Детектирование облачности малых размеров
4	3.5 – 4.01	<0.35K	Детектирование низкой облачности, туманов, оценки температуры поверхности океанов (ТПО) и температуры поверхности суши (ТПС) для ночных условий
5	5.7 – 7.0	<0.75K	Наблюдения за водяным паром, оценки ветра, высоты полупрозрачной облачности
6	7.5 – 8.5	<0.28K	Наблюдения полупрозрачной слоистой облачности
7	8.2 – 9.2	<0.28K	Наблюдения полупрозрачной слоистой облачности
8	9.2 – 10.2	<1.5K	Мониторинг общего содержания озона, ветер в нижней стратосфере
9	10.2 – 11.2		Оценка ТПО, ТПС, количества осаждаемой воды над океанами
10	11.2 – 12.5	<0.3K	Оценка ТПО, ТПС, количества осаждаемой воды над океанами

Принцип работы прибора МСУ-ГС представлен на рисунке 2.4

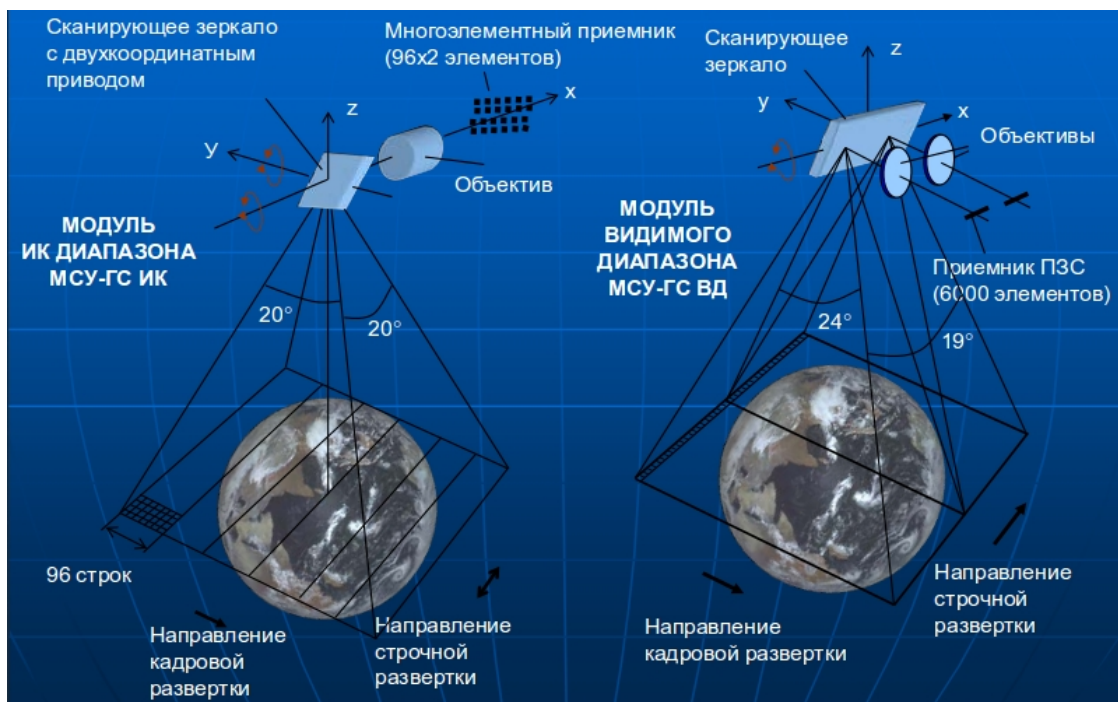


Рисунок 2.4 – Принцип работы сканирующего зеркала прибора МСУ-ГС [35]

2.3.2 Прибор AVHRR

Прибор AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) устанавливается на спутниках серии NOAA, представляет собой устройство для формирования изображения поверхности, которые могут быть использованы для дистанционного определения облачности и температуры поверхности. Первый прибор AVHRR – 4-канальный радиометр был запущен в 1978 году. Второй прибор AVHRR/2 был улучшен до 5-канального радиометра и запущен в 1981 году на спутнике NOAA-7. Последняя версия данного прибора (AVHRR/3) имеет 6 спектральных каналов и используется на спутниках NOAA-15, NOAA-16, NOAA-17, NOAA-18, NOAA-19, MetOp-A, MetOp-B, MetOp-C.

Прибор AVHRR/3 служит для получения многоцелевых изображений видимого и инфракрасного спектра; анализа облачности и аэрозолей; определения температуры морской поверхности, состояния ледового покрова на морской поверхности, радиационных параметров суши,

состояния растительности, пожаров и снежного покрова. В таблице 2.8 представлены основные характеристики прибора AVHRR/3.

Таблица 2.8 – Основные характеристики прибора AVHRR/3 [30]

Число каналов	6
Параметры сканирования	Полоса обзора: 2900 км, число пикселей 2048, разрешение 800 . Скорость аналогового сканирования 6 строк/с, ширина каждой строки 1.1 км
Покрытие/цикл	Глобальный охват 2/сутки (ИК) или 1/сутки (ВД).
Масса	33 кг
Мощность	27 Вт
Скорость передачи данных	621.3 Кбит/с

В таблице 2.9 приведена радиометрическая точность измерений по каналам прибора AVHRR/3.

Таблица 2.9 – Спектральные каналы прибора AVHRR/3 [36]

Длина волны, мкм	Спектральный интервал, мкм	Радиометрическая точность
0.630	0.58 - 0.68	9 (при 0.5 % альбедо)
0.862	0.725 - 1.00	9 (при 0.5 % альбедо)
1.61	1.58 - 1.64	20 (при 0.5 % альбедо)
3.74	3.55 - 3.93	0.12 К (при 300 К)
10.80	10.3 - 11.3	0.12 К (при 300 К)
12.00	11.5 - 12.5	0.12 К (при 300 К)

2.3.3 Прибор SEVIRI

Прибор SEVIRI на геостационарном спутнике Meteosat-8,9,10,11 измеряет уходящее излучение в 12 спектральных каналах в видимой и ИК областях спектра. Эти измерения позволяют изучать характеристики

облачности, океанов и суши, содержание водяного пара в тропосфере, поля ветра в тропосфере, дают информацию об общем содержании озона, температуре поверхности. При этом эта информация может быть получена с высоким временным разрешением (каждые 15 минут) на огромных территориях (60 градусов от подспутниковой точки с пространственным разрешением 1–3 км в надире). Основные характеристики прибора SEVIRI представлены в таблице 2.10.

Таблица 2.10 – Основные характеристики прибора SEVIRI [30]

Число каналов	12
Принцип сканирования	Механическое непрерывное сканирование по широте (восток-запад), шаговое сканирование по долготе (север-юг)
Покрытие/цикл	Полный диск каждые 15 мин.
Разрешение	3 км для первых 11 каналов; 1 км для 12-го канала HRV
Масса	260 кг
Мощность	150 Вт
Скорость передачи данных	3.26 Мбит/с

Прибор SEVIRI служит для получения изображений в видимой и инфракрасной области спектра; анализа поля облаков и аэрозолей; определения температуры поверхности океана и морей, параметров земной поверхности, пожаров, снежного покрова и верта. В таблице 2.11 приведена радиометрическая точность измерений по каналам прибора SEVIRI.

Принцип сканирования прибора SEVIRI представлен на рисунке 2.5.

Механическая конструкция SEVIRI включает в себя три механизма сборки: сканирующее зеркало, калибровочный модуль и механизм переориентации. Сканирующее зеркало состоит из [37, 38]:

- линейного привода шпинделя с использованием шагового двигателя;
- кинематической системы связи, которая передает продольные движения привода линейного шпинделя в поворотах при переборе уровня зеркала;

Таблица 2.11 – Спектральные каналы прибора SEVIRI [36]

Центральная длина волны, мкм	Спектральный интервал, мкм	Радиометрическая точность
0.635	0.56 - 0.71	10.1 (при 1 % альбедо)
0.81	0.74 - 0.88	7.28 (при 1 % альбедо)
1.64	1.50 - 1.78	3 (при 1 % альбедо)
3.92	3.48 - 4.36	0.35 К (при 300 К)
6.25	5.35 - 7.15	0.75 К (при 300 К)
7.35	6.85 - 7.85	0.75 К (при 300 К)
8.70	8.30 - 9.10	0.28 К (при 300 К)
9.66	9.38 - 9.94	1.50 К (при 300 К)
10.8	9.80 - 11.8	0.25 К (при 300 К)
12.0	11.0 - 13.0	0.37 К (при 300 К)
13.4	12.4 - 14.4	1.80 К (при 300 К)

- набора радиально-упорных шарикоподшипников, что обеспечивает работу сканирующего зеркала при малых колебательных вращениях;
- набора пружин, прикрепленных к оси вращения зеркала, чтобы обеспечить компенсацию нагрузки спина на орбите;
- специального блокиратора, чтобы зафиксировать зеркало сканирования во время запуска.

Выводы по второй главе

Существующие технические средства спутникового зондирования атмосферы позволяют регистрировать как отраженную солнечную радиацию, несущую информацию о свойствах подстилающей поверхности и облаков в светлое время суток, так и собственное тепловое излучение в течении всех суток.

Для целей диагностики фазового состояния облаков наиболее ценной представляется информация в видимом и ближнем инфракрасном участках спектра, где зависимость оптических свойств облаков от высоты Солнца позволяет определить их характеристики. Различия в коэффициенте поглощения электромагнитных волн капель воды и кристаллов льда в ближней инфракрасной области спектра позволяют оценивать ледянную фракцию облачных частиц. Необходимую информацию можно получить из каналов на длинах воли 0.6, 0.6 и 1.6 мкм (прибор SEVIRI и AVHRR).

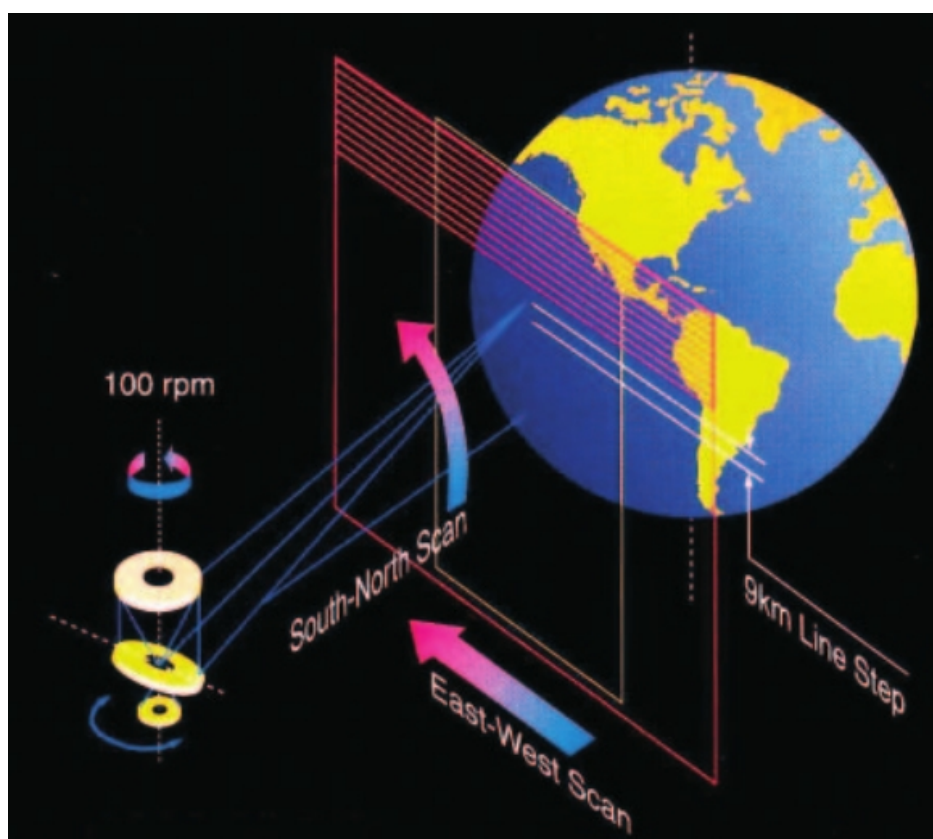


Рисунок 2.5 – Принцип работы сканирующего зеркала прибора SEVIRI [35,37]

3 Решение прямой задачи дистанционного зондирования облачной атмосферы

3.1 Взаимодействие электромагнитных волн с облачными частицами

Известно, что электромагнитная волна при взаимодействии с атмосферными частицами возбуждает в них внутреннее поле, излучающееся в виде вторичных волн, а часть падающей электромагнитной волны поглощается частицей. Возбуждаемые в частице волны высших порядков зависят от соотношения радиуса частицы и длины волны падающего излучения. Вторичные волны составляют дифрагированное поле частицы. Следовательно, взаимодействие падающего излучения с атмосферными частицами приводит к дифракции электромагнитных волн, в частности, на сферических частицах. В средней и верхней тропосфере при отрицательных температурах в облаках содержится значительное количество переохлажденных капель, которые с течением времени превращаются в кристаллы льда [39]. В результате формируются кристаллические и смешанные облака, оказывающие существенное влияние на климат Земли путем рассеяния и поглощения электромагнитной энергии, идущей от Солнца и Земли. Авторами работ [40–46] отмечено, что форма и размеры кристаллов льда сильно влияют на радиационный баланс системы Земля-атмосфера.

Облака в атмосфере содержат капли воды или кристаллы льда, которые могут быть препятствием распространения электромагнитных волн (ЭМВ). В результате этого ЭМВ рассеиваются, поглощаются и ослабляются. Рассеяние электромагнитных волн любой системой связано с ее неоднородностью либо на молекулярном уровне, либо на уровне скоплений, состоящих из многих молекул. Независимо от типа неоднородности физические принципы рассеяния остаются одинаковыми для всех систем.

Любое вещество состоит из дискретных электрических зарядов: электронов и протонов. Если на какое-либо препятствие, которое может быть отдельным электроном, атомом или молекулой, частицей твердого вещества или жидкости (капель воды или кристаллом льда в облаках), падает ЭМВ, как показано на рисунке 3.1, то под воздействием электрического поля падающей волны электрические заряды в этом препятствии приходят в колебательное движение. Ускоренные электрические заряды излучают электромагнитную энергию во всех направлениях. Такое вторичное излучение называют излучением, рассеянным препятствием. Рассеяние есть возбуждение и последующее переизлучение [47]. Помимо переизлучения

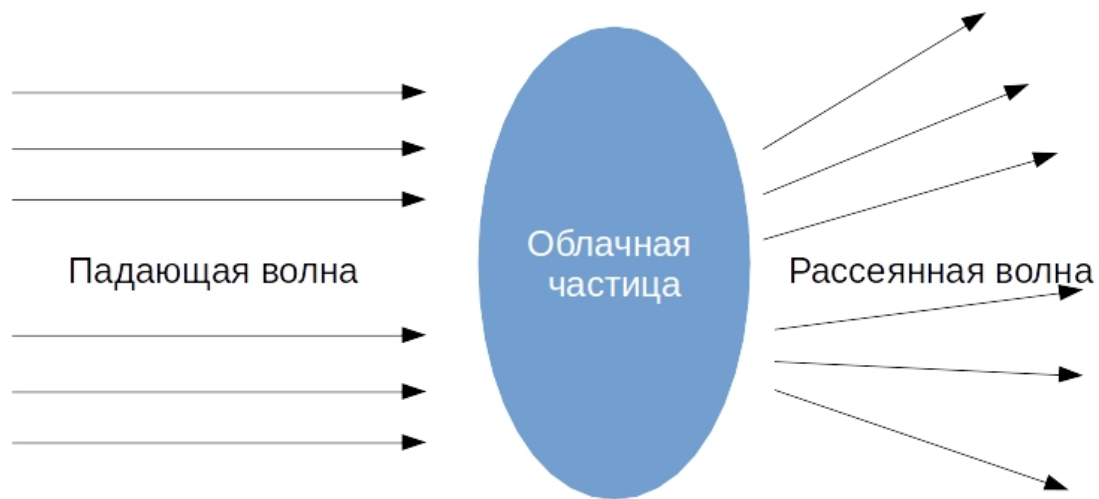


Рисунок 3.1 – Иллюстрация рассеяния ЭМВ облачными частицами

электромагнитной энергии возбужденные элементарные заряды могут преобразовать часть падающей электромагнитной энергии в другие виды (например, в тепловую энергию). Такой процесс называется поглощением. Рассеяние и поглощение являются взаимно независимыми процессами.

Формально, явление рассеяния ЭМВ может быть описано согласно двум теориям. Одной из них является теория рэлеевского рассеяния, а другой — теория Ми. Рассмотрим систему геометрических координат, использованную для определения рассеянного излучения ЭМВ сферическими частицами. На рисунке 3.2 представлена система геометрических координат, использованная для определения рассеянного излучения ЭМВ сферическими частицами по теориям Рэля и Ми.

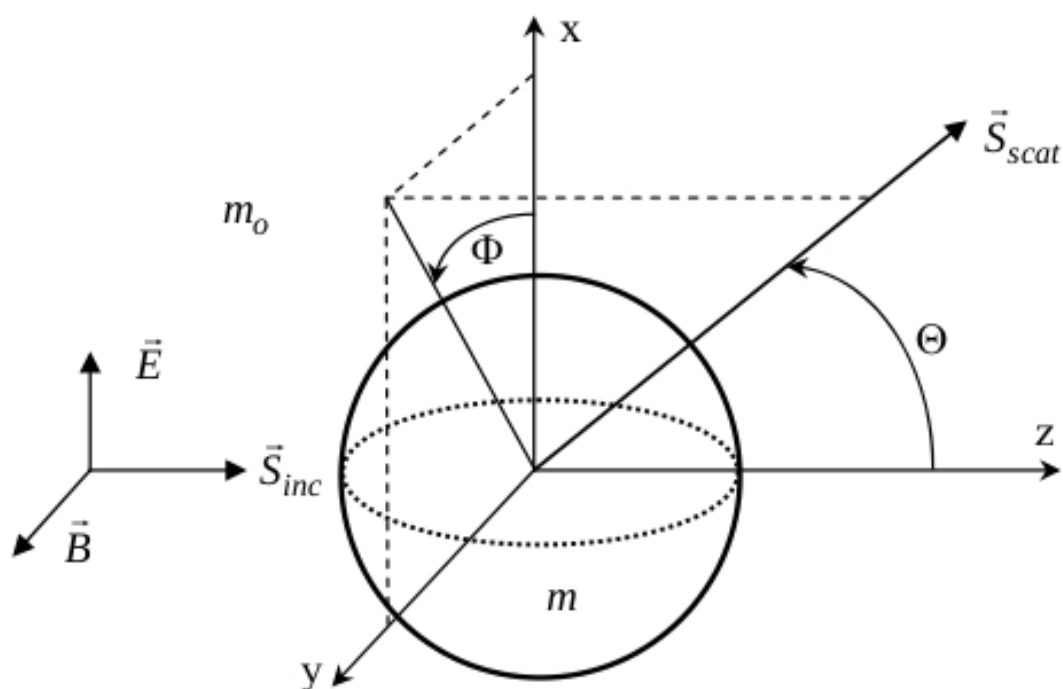


Рисунок 3.2 – Геометрические координаты для описания рассеяния Рэлея и Ми [48]

Для каждого угла (Φ, Θ) рассеяния, уравнения (3.1) и (3.2) представляют собой интенсивности рассеянного излучения, поляризованного по вертикали и горизонтали по отношению к плоскости рассеяния и определяются по интенсивности падающего луча I_0 :

$$I_{\Phi} = I_0 \frac{\lambda^2}{4\pi^2 r^2} i_1 \sin^2(\Phi), \quad (3.1)$$

$$I_{\Theta} = I_0 \frac{\lambda^2}{4\pi^2 r^2} i_2 \cos^2(\Phi), \quad (3.2)$$

где I_{Φ} – интенсивность рассеянного излучения в плоскости, перпендикулярной плоскости рассеяния;

I_{Θ} – интенсивность рассеянного излучения в плоскости, параллельной плоскости рассеяния;

I_0 – интенсивность падающего излучения.

3.1.1 Теория рассеяния Ми

Теория Ми была разработана в 1908 году и рассматривает рассеяние и поглощение сферическими частицами с произвольными радиусом и показателем преломления. Теория представляет собой полное решение уравнений Максвелла для рассеяния электромагнитных волн на сферических частицах. Плоскую электромагнитную волну, облучающую сферу, можно представить как суперпозицию сферических волн, выходящих из центра сферы. Каждая из этих элементарных волн поляризует сферу и возбуждает в ней вторичную волну, которая излучается сферой. Эти вторичные волны и образуют рассеянный свет. Амплитуда, фаза и поляризация вторичной волны являются сложными функциями двух параметров: параметра дифракции и показателя преломления. Вторичные волны называются парциальными волнами Ми. Полная интенсивность рассеянного света определяется суммой бесконечного числа парциальных волн.

При рассеянии Ми необходимо учитывать влияние переизлучения первичной волны элементарными рассеивателями частицы, которые, вообще говоря, находятся не в одинаковых электромагнитных полях, то есть коэффициенты преломления в объеме частицы, отличающиеся от единицы. Это необходимо учитывать при решении уравнений Максвелла. Отмечается также слабая зависимость рассеяния от длины волны при размерах частиц, намного больше, чем длина волны. К примерам проявления рассеяния Ми можно отнести белые облака, небо голубое в зените, серый цвет неба у горизонта, ослабление света от Солнца при заходе и восходе у горизонта.

Теория Ми обобщена и на неоднородные сферы, на эллипсоиды вращения и трехмерные эллипсоиды, на системы частиц случайной формы и ориентации. Точного решения задач дифракции на таких частицах нет, но разработано много приближенных методов расчета [49–53]. Теория Ми служит основой изучения рассеяния света всех диапазонов, а также радиоволн; используется в оптике дисперсных сред, геофизике, радиофизике.

В данном пункте рассматриваются лишь некоторые сведения о теории дифракции электромагнитных волн на сферических частицах

Ми и также программная реализация теории Ми с использованием языка программирования Python для решения системы уравнений Максвелла с граничными условиями на поверхности сферической частицы произвольного радиуса. Подробности о математическом аппарате теории Ми изложены в [47].

Согласно теории Ми параметры рассеяния можно определить по уравнениям [47]:

$$a_n = \frac{m\psi_n(mx)\psi'_n(x) - \psi_n(x)\psi'_n(mx)}{m\psi_n(mx)\xi'_n(x) - \xi_n(x)\psi'_n(mx)}, \quad (3.3)$$

$$b_n = \frac{\psi_n(mx)\psi'_n(x) - m\psi_n(x)\psi'_n(mx)}{\psi_n(mx)\xi'_n(x) - m\xi_n(x)\psi'_n(mx)}, \quad (3.4)$$

где a_n, b_n – коэффициенты рассеянного поля;
 n – индекс суммирования;
 m – относительный показатель преломления;
 ψ_n, ψ'_n – функция Рикатти-Бесселя первого рода и ее производная по аргументу, стоящему в скобках;
 ξ_n, ξ'_n – функция Рикатти-Бесселя третьего рода и ее производная по аргументу, стоящему в скобках;
 x – безразмерный параметр дифракции.

Поле рассеянного излучения определяется через две скалярные амплитуды электрического вектора, соответственно перпендикулярную и параллельную плоскости рассеяния по формулам [47, 54]:

$$A_1 = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} (a_n \pi_n + b_n \tau_n), \quad (3.5)$$

$$A_2 = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} (b_n \pi_n + a_n \tau_n), \quad (3.6)$$

где A_1, A_2 – амплитуда электрического вектора, перпендикулярная и параллельная плоскости рассеяния;
 τ_n, π_n – угловые функции.

С помощью перечисленных параметров Ми можно выразить все характеристики поглощения и рассеяния электромагнитного излучения сфероидальными частицами любых размеров и с любым показателем преломления. Для моделирования радиационных свойств облаков важно знать следующие параметры: сечения рассеяния, поглощения и ослабления, а также их факторы эффективности, которые определяются следующими формулами [47, 51]:

$$K_{\text{рас}} = \frac{2}{x^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) \left(|a_n|^2 + |b_n|^2 \right), \quad (3.7)$$

$$K_{\text{погл}} = K_{\text{осл}} - K_{\text{рас}}, \quad (3.8)$$

$$K_{\text{осл}} = \frac{2}{x^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) \Re(a_n + b_n), \quad (3.9)$$

$$\sigma_i = \pi r^2 K_i, \quad (3.10)$$

где $K_{\text{рас}}$ – коэффициент рассеяния;
 $K_{\text{погл}}$ – коэффициент поглощения;
 $K_{\text{осл}}$ – коэффициент ослабления;
 σ_i – соответственно площади сечения, рассеяния, поглощения и ослабления.

В данной работе используется алгоритм с применением обратной рекурсии для определения коэффициентов a_n и b_n . Для такого подхода нужно определить логарифмическую производную функцию D_n по формуле:

$$D_{n-1} = \frac{n}{mx} - \frac{1}{D_n + \frac{n}{mx}}. \quad (3.11)$$

Тогда формулы (3.3) и (3.4) можно переписать в виде формул:

$$a_n = \frac{\left[\frac{D_n(mx)}{m} + \frac{n}{x} \right] \psi_n(x) - \psi_{n-1}(x)}{\left[\frac{D_n(mx)}{m} + \frac{n}{x} \right] \xi_n(x) - \xi_{n-1}(x)}, \quad (3.12)$$

$$b_n = \frac{\left[mD_n(mx) + \frac{n}{x} \right] \psi_n(x) - \psi_{n-1}(x)}{\left[mD_n(mx) + \frac{n}{x} \right] \xi_n(x) - \xi_{n-1}(x)}. \quad (3.13)$$

Определение коэффициентов M_i по формулам (3.12) и (3.13) удобно тем, что все присутствующие в них параметры или функции можно определить рекурсией, что обеспечивает простоту работы. Выше мы показали, что логарифмическая производная функция определяется обратной рекурсией по формуле (3.11), начиная с значения $D_0 = 0.0 + 0.0 \cdot i$, теперь посмотрим, как можно определить функции Рикатти-Бесселя первого и второго рода рекурсией. Для этого существует несколько алгоритмов, мы взяли простые алгоритмы вычисления функций Рикатти-Бесселя, изложенные в работе [47]. Согласно этим алгоритмам можно написать следующие рекурсивные формулы:

$$\psi_{n+1}(x) = \frac{2n+1}{x} \psi_n(x) - \psi_{n-1}(x), \quad (3.14)$$

$$\chi_{n+1}(x) = \frac{2n+1}{x} \chi_n(x) - \chi_{n-1}(x). \quad (3.15)$$

Для определения значений функций Рикатти-Бесселя первого и второго рода по формулам (3.14) и (3.15) используется прямая рекурсия, которая начинается со следующих значений: $\psi_{-1}(x) = \cos(x)$; $\psi_0(x) = \sin(x)$; $\chi_{-1}(x) = -\sin(x)$; $\chi_0(x) = \cos(x)$. Функция Рикатти-Бесселя третьего рода определяется по формуле:

$$\xi_n = \psi_n - i \cdot \chi_n. \quad (3.16)$$

Для определения критического числа суммирования $N_{\text{кр}}$ используется формула:

$$N_{\text{кр}} = x + 4x^{\frac{1}{3}} + 2. \quad (3.17)$$

Угловые функции π_n и τ_n определяются прямой рекурсией, начиная с $\pi_0 = 0$ и $\pi_1 = 1$ по формулам:

$$\pi_n = \frac{2n-1}{n-1} \cos(\Theta) \pi_{n-1} - \frac{n}{n-1} \pi_{n-2}, \quad (3.18)$$

$$\tau_n = n \cos(\Theta) \pi_n - (n+1) \pi_{n-1}. \quad (3.19)$$

После вычислений коэффициентов a_n и b_n , угловых функций τ_n и π_n , зная количество слагаемых $N_{кр}$, мы можем определить необходимые нам величины: амплитуды электрического вектора в перпендикулярной и параллельной плоскости относительно плоскости рассеяния; площади сечения рассеяния, поглощения и ослабления; коэффициенты рассеяния, поглощения и ослабления.

Нами была написана программа на языке программирования Python для численного моделирования рассеяния на сфероидальных частицах воды и льда. Следует отметить, что для осуществления численного моделирования в широком спектре длин ЭМВ в работе используется численная модель диэлектрических свойств воды и льда [10]. Входными параметрами для данной модели являются радиус частицы, угол рассеяния, длина волны, показатель преломления окружающей среды и частицы.

3.1.2 Результаты численного моделирования оптических свойств отдельных облачных частиц

Облачные частицы в атмосфере имеют сложные физические характеристики. Они могут находиться в разных состояниях, иметь разные размеры. Такое разнообразие определяет разные условия образования облаков. Для численного моделирования радиационных свойств облаков в данном пункте рассмотрим разные виды зависимости коэффициентов радиолокационного отражения, рассеяния, поглощения и ослабления отдельных облачных частиц.

Рассеяние электромагнитных волн зависит от параметра дифракции и показателя преломления. Показатель преломления в свою очередь зависит от температуры и частоты электромагнитных волн. Поэтому к видам зависимости можно отнести температурную, частотную и размерную зависимости. В данной части работы используется численная модель диэлектрических свойств воды и льда [10], также приведено сравнение модельных результатов с ранее полученными данными из работ [55, 56].

Использование численной модели диэлектрических свойств воды и льда позволяет очень удобно изучать температурную и частотную зависимости, так как такая модель имеет широкие диапазоны работы: по

частотам от 0 до $6.7 \cdot 10^{15}$ Гц и по температурам от -40 до 40°C . Это делает определение показателя преломления частицы легким и доступным. Ниже мы анализируем разные виды зависимости коэффициентов рассеянного излучения.

На рисунке 3.3 показана зависимость коэффициента эффективности поглощения облачной частицей с размером 30 мкм от длины ЭВМ при различных температурах (диапазон длин ЭВМ выбран в соответствии с рабочим диапазоном прибора SEVIRI). Зависимость параметров рассеяния

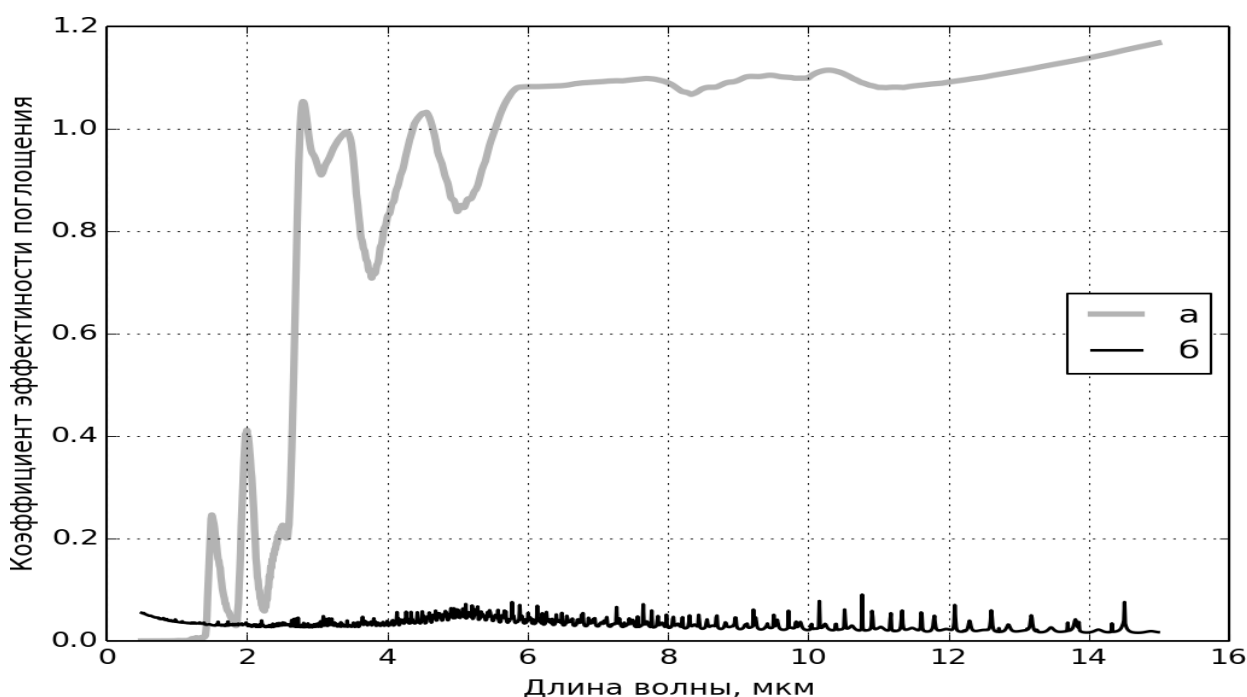


Рисунок 3.3 – Зависимость коэффициента эффективности поглощения от длины ЭВМ при различных температурах: $T = 253\text{ К}$ (а) и $T = 273\text{ К}$ (б)

от размера облачных частиц приведена на рисунках 3.5-3.7. На этих рисунках модельные значения представляют собой сплошные линии, а экспериментальные данные из работы [55] - точки.

Из рисунка 3.4 трудно говорить о какой-либо простой аналитической зависимости коэффициента ослабления от параметра дифракции. Но можем сказать, что при увеличении параметра дифракции коэффициент ослабления стремится к двум.

На рисунке 3.5 показана зависимость коэффициентов радиолокационного отражения и ослабления снежинками с разными диэлектрическими свойствами от параметра дифракции.

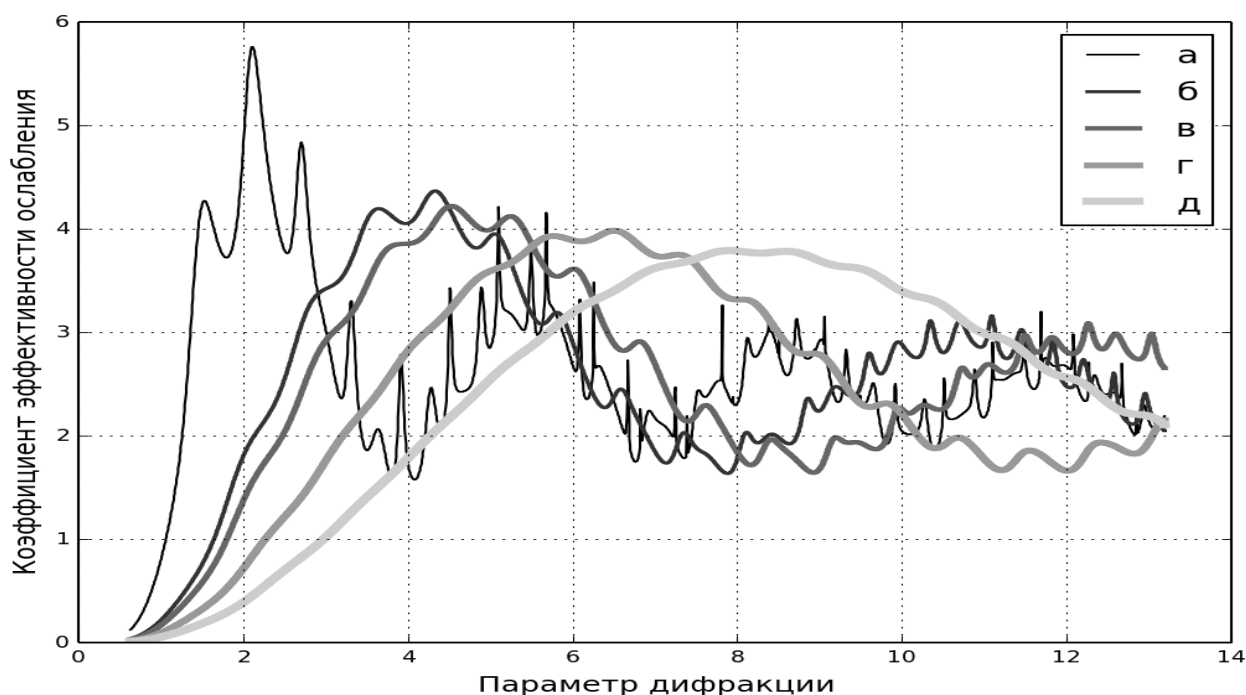


Рисунок 3.4 – Зависимость коэффициента ослабления капель воды с разными диэлектрическими свойствами: $m_1 = 1.38 - 10^{-8}i$ (а), $m_2 = 2.00 - i$ (б), $m_3 = 1.50 - i$ (в), $m_4 = 1.40 - i$ (г) и $m_5 = 1.25 - i$ (д) [54]

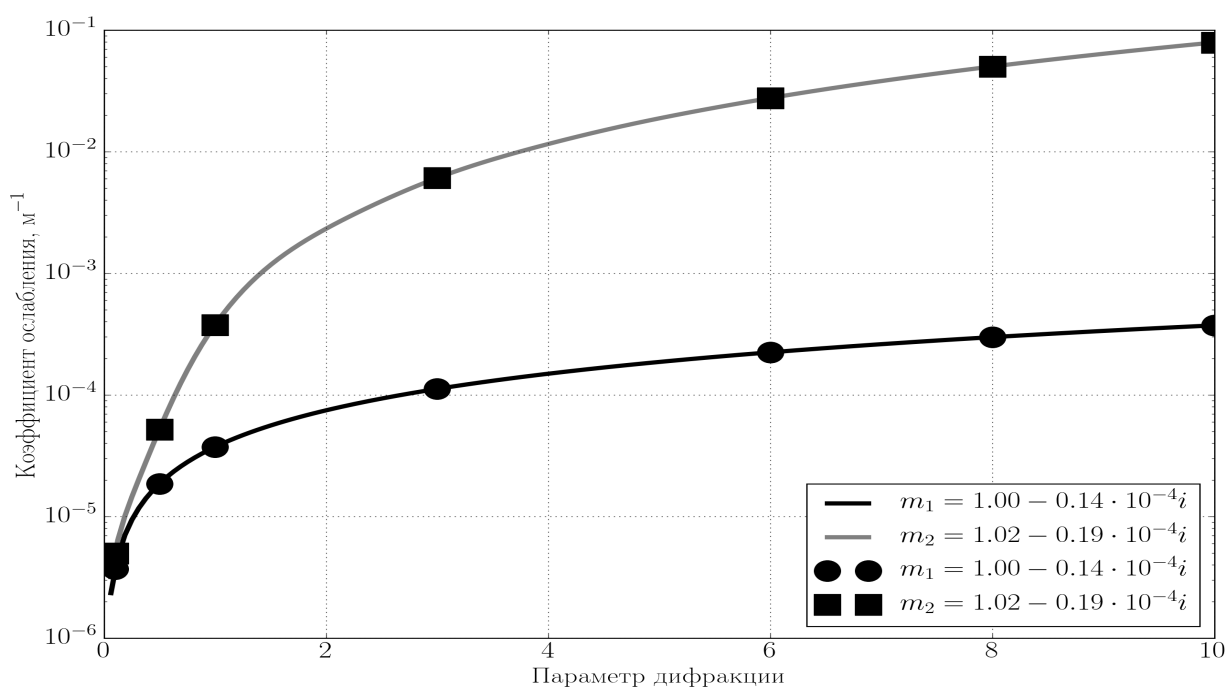


Рисунок 3.5 – Зависимость фактора эффективности ослабления от параметра дифракции для снежинок с разными показателями: $m_1 = 1.00 - 0.14 \cdot 10^{-4}i$ (а, а') и $m_2 = 1.02 - 0.19 \cdot 10^{-4}i$ (б, б') [55]

Модельные расчеты, приведенные на рисунках 3.5-3.7 хорошо согласуются с данными [55]. По данным вышеприведенных рисунков можно сделать вывод, что численная модель рассеяния ЭМВ сферическими

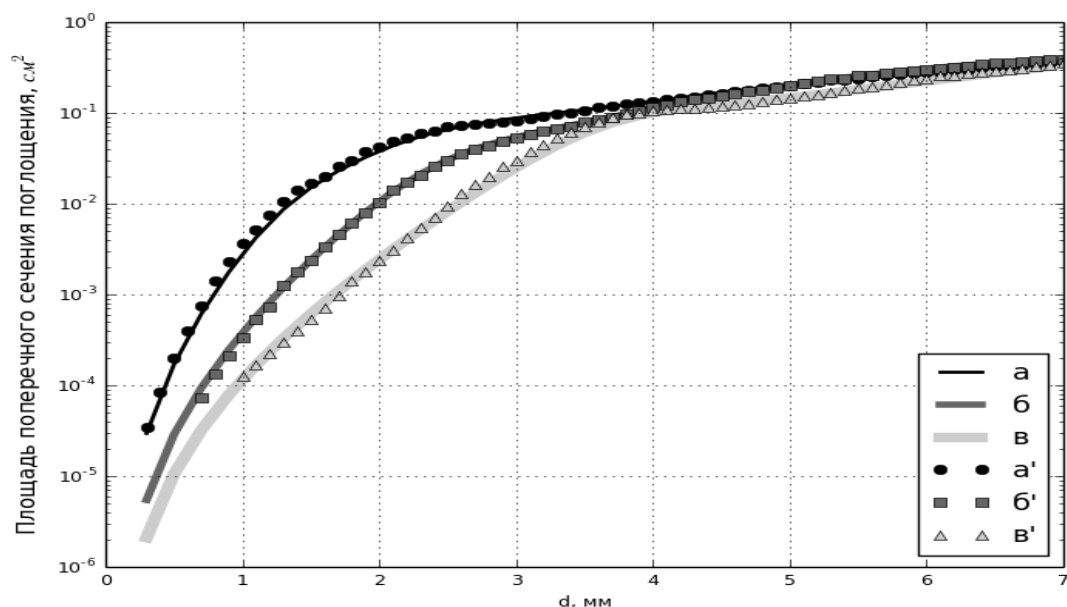


Рисунок 3.6 – Зависимость площади поперечного сечения поглощения от диаметра частицы воды при температуре 10°C для разных длин волн: $\lambda_1 = 0.86$ см (а, а'), $\lambda_2 = 2.0$ см (б, б') и $\lambda_3 = 3.2$ см (в, в'). Сплошные линии – модельные расчеты, точки – по данным [55]

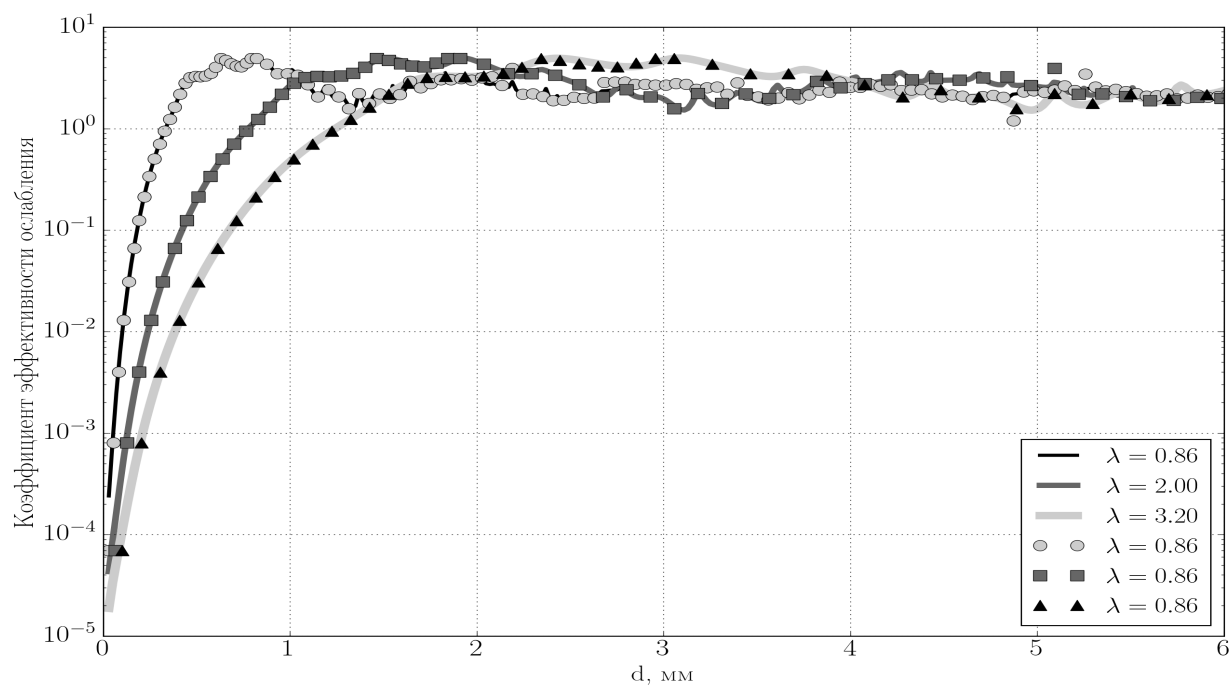


Рисунок 3.7 – Зависимость площади поперечного сечения ослабления от диаметра капли воды при температуре 10°C для разных длин волн: $\lambda_1 = 0.86$ см (а, а'), $\lambda_2 = 2.0$ см (б, б') и $\lambda_3 = 3.2$ см (в, в'). Сплошные линии – модельные расчеты, точки – по данным [55]

частицами позволяет осуществить расчеты параметров рассеяния с высокой точностью. Преимущество данной модели определяется оперативностью, быстротой расчетов и тем, что модель может работать в большом диапазоне длин волн и размеров частиц.

3.1.3 Рассеяние на фрактальных частицах

Анализ моделей взаимодействия электромагнитного излучения с аэрозольными частицами показал, что имеется возможность создания численной модели рассеяния волн на кристаллах льда с привлечением математического аппарата теории фрактальных множеств [57–59].

Учет фрактальных свойств кристаллов льда осуществляется введением понятия эффективной диэлектрической проницаемости ε'_D [60], зависящей от фрактальной размерности D [61] и определяющейся по формуле:

$$\varepsilon'_D = \frac{1 - P + 0.58P\varepsilon'}{1 - P + 0.58P}, \quad (3.20)$$

где $P = 6Al^{D-3}(\pi\rho_l)^{-1}$. Значение P зависит от плотности льда ρ_l , фрактальной размерности кристаллов льда D и коэффициента A , который в свою очередь зависит от типа кристаллов льда [62]. В таблице 3.1 приведены фрактальные характеристики кристаллов льда.

Таблица 3.1 – Фрактальные характеристики кристаллов льда [58, 62]

Тип кристалла	A	D
иглы	0.1	2.54
пластинки	0.8	2.54
звездочки	0.3	2.75
крупа	56.5	2.95

Для всех указанных в таблице 3.1 типов кристаллов льда получена зависимость коэффициента рассеяния от размера кристаллов на длине волны 1.6 мкм (3 канал прибора SEVIRI), которая представлена на рисунке 3.8 [60, 63].

Как видно из рисунка 3.8, при больших размерах кристаллов льда рассеяние на фрактальных частицах уменьшается и оказывается меньше,

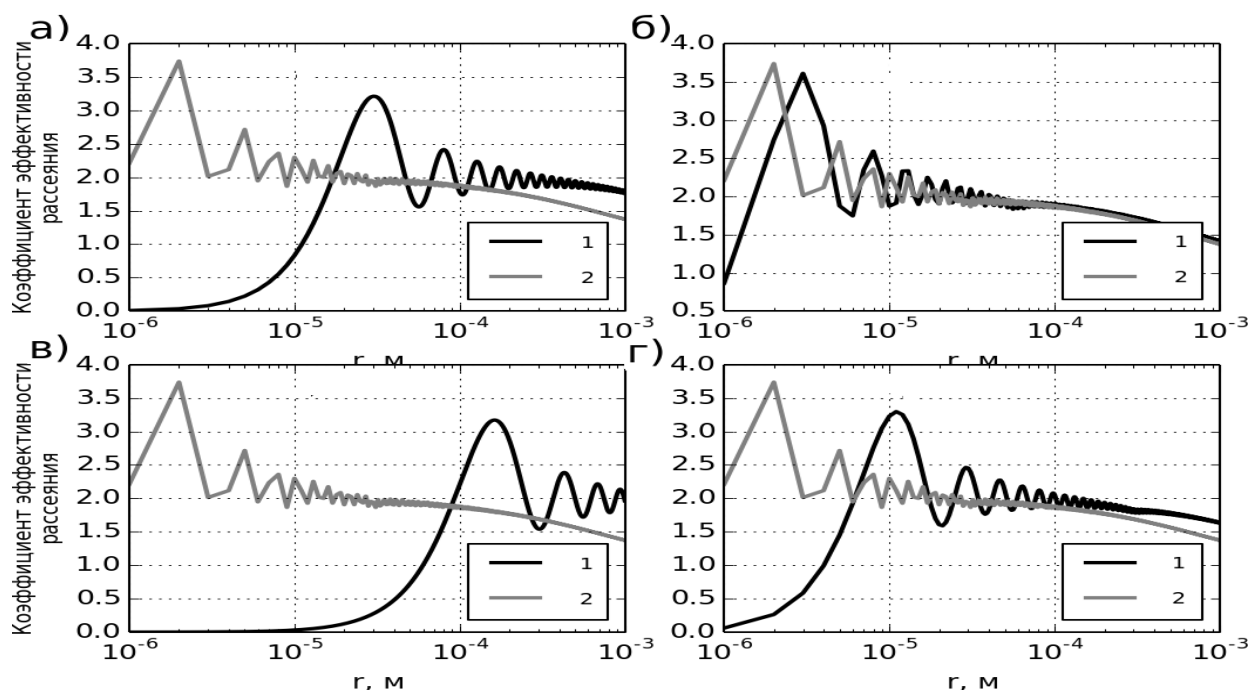


Рисунок 3.8 – Зависимость фактора эффективности рассеяния от размера кристаллов разных типов при учете (1) и без учета (2) их фрактальных свойств для кристаллов типа игл (а), пластинок (б), звездочек (в) и крупы (г)

чем на сферических частицах. В большинстве случаев рассеяние на малых фрактальных кристаллах больше, чем на сферических. Однако при учете фрактальных свойств труднее определить тип кристаллов, так как по данным рисунка 3.8 вид кривых для четырех типов кристаллов очень схож.

На рисунке 3.9 представлена зависимость отношения между коэффициентами эффективности рассеяния при учете и без учета фрактальных свойств кристаллов льда.

Исходя из данных 3.9 можно отметить, что для кристаллов типа звездочек с размером менее 90 мкм наблюдается максимальное различие в их рассеивающих свойствах при учете фрактальных свойств. Можно сделать вывод, что применение модели рассеяния электромагнитных волн на кристаллах льда с учетом их фрактальных свойств позволит улучшить качество оценки параметров кристаллических и смешанных облаков дистанционными методами зондирования атмосферы.

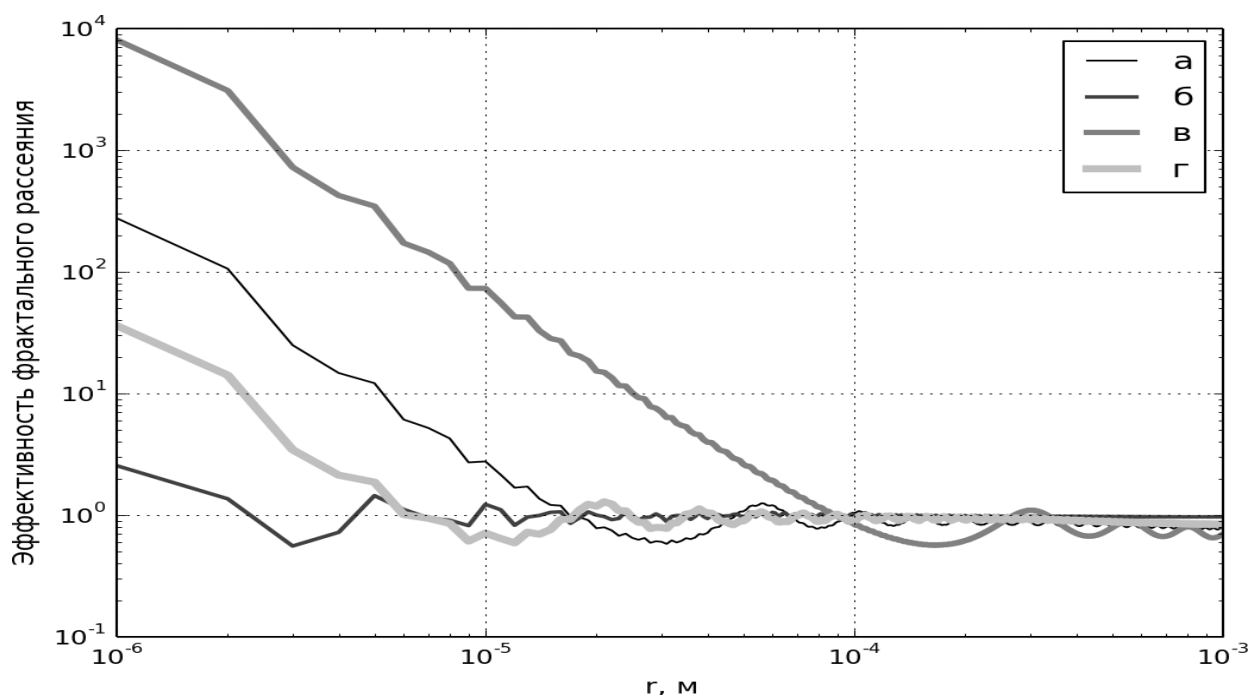


Рисунок 3.9 – Отношение коэффициентов эффективности рассеяния на кристаллах льда при учете и без учета фрактальных свойств на длине волны 1.6 мкм для кристаллов типа игл (а), пластинок (б), звездочек (в) и крупы (г)

3.2 Оптическая модель облачной атмосферы

Наиболее актуальными задачами в области численного моделирования климата являются: создание моделей с высоким разрешением для органиченных пространственных масштабов, пригодных для параметризации динамики облачности в моделях климата; оценка вкладов облачно-радиационного воздействия, микрофизических процессов в формирование свойств и структуры облачности; усовершенствование алгоритмов восстановления характеристик облачности по данным дистанционного зондирования [64, 65]. Выше мы рассмотрели радиационные свойства облачных частиц с помощью математического аппарата теории Ми, учитывая также их микрофизические свойства и фрактальные свойства. Результаты численного моделирования взаимодействия облачных частиц с ЭМВ используются для построения моделей атмосферы. В данном пункте рассмотрим две модели атмосферы, на основе которых проводится оценки степени применимости моделей для решения поставленных задач.

3.2.1 Асимптотическая оптическая модель

Рассмотрим модель слоистообразного облака в виде бесконечно протяженного и однородного по горизонтали слоя большой оптической толщины $\tau_0 \gg 1$, как показано на рисунке 3.10. На первом этапе будем считать облачный слой однородным также и в вертикальном направлении. Для описания облачного слоя используем объемные коэффициенты рассеяния α и поглощения κ , связанные с характеристиками облака $\alpha + \kappa = \tau_0 \Delta Z^{-1}$. Облачный слой опирается на подстилающую поверхность

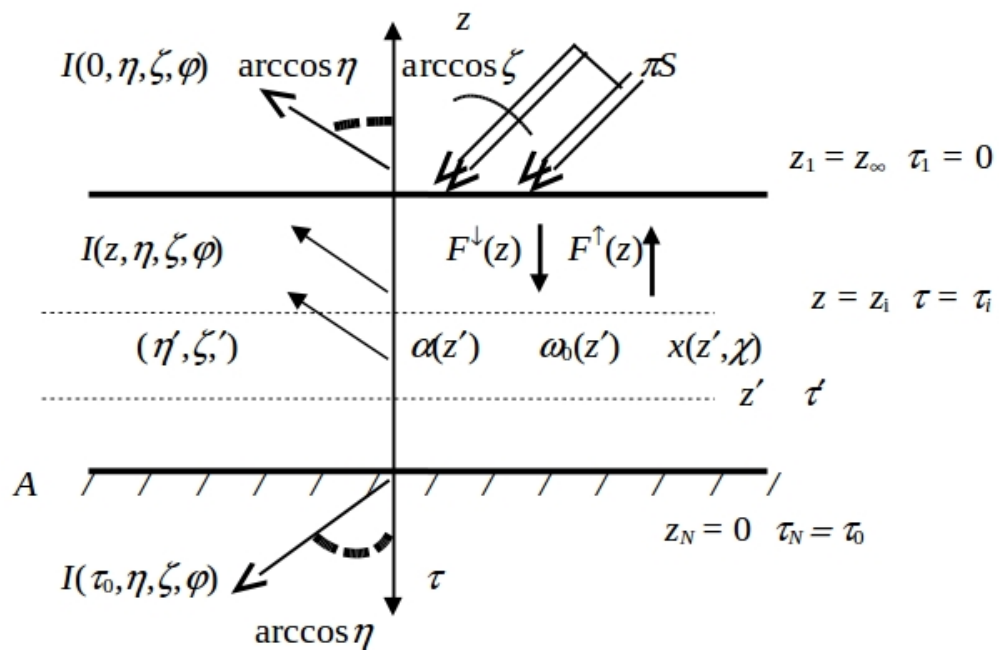


Рисунок 3.10 – Модель атмосферы [66]

с альбедо A . Относительная интенсивность отраженной и пропущенной слоем радиации (соответственно на верхней и нижней границах слоя) в единицах потока, падающего на верхнюю границу слоя, описывается коэффициентами отражения и пропускания. В облачном слое на достаточно большой оптической глубине вследствие многократного рассеяния устанавливается так называемый асимптотический, или диффузный радиационный режим, допускающий простое математическое описание. Из физических соображений вытекает, что свойства диффузного режима заключаются в следующем:

— роль прямой радиации (прошедшей без рассеяния) пренебрежимо мала по сравнению с ролью рассеянной радиации;

- интенсивность радиации не зависит от азимута;
- относительное угловое распределение интенсивности не зависит от оптической глубины.

[67] Название “диффузный” появилось потому, что уравнение переноса излучения в этом случае преобразуется в уравнение диффузии. В рассеивающем слое большой оптической толщины оказывается возможным аналитическое решение уравнения переноса, выражающееся асимптотическими формулами теории переноса излучения, причем доказано существование и единственность этого решения [68]. Это решение для коэффициентов отражения и пропускания имеет вид [64, 68]:

$$\rho(0, \eta, \zeta) = \rho_{\infty}(\eta, \zeta) - \frac{M\bar{N}u(\eta)u(\zeta)e^{-2k\tau_0}}{1 - \bar{N}Ne^{-2k\tau_0}}, \quad (3.21)$$

$$\sigma(\tau_0, \eta, \zeta) = \frac{M\bar{u}(\eta)u(\zeta)e^{-k\tau_0}}{1 - \bar{N}Ne^{-2k\tau_0}}, \quad (3.22)$$

$$F^{\downarrow}(\tau_0, \zeta) = \frac{\bar{Q}u(\zeta)Me^{-k\tau_0}}{1 - \bar{N}Ne^{-2k\tau_0}}, \quad (3.23)$$

$$F^{\uparrow}(0, \zeta) = \alpha(\zeta) - \frac{Qu(\zeta)M\bar{N}e^{-2k\tau_0}}{1 - \bar{N}Ne^{-2k\tau_0}}, \quad (3.24)$$

где $Q = 2 \int_0^1 u(\eta) \eta d\eta$; $\bar{Q} = 2 \int_0^1 \bar{u}(\eta) \eta d\eta$; $\alpha(\zeta) = 2 \int_0^1 \rho_{\infty}(\eta, \zeta) \eta d\eta$; $\bar{u}(\eta) = u(\eta) + A\bar{Q}\alpha(\eta)$; $\bar{Q} = Q / (1 - A\alpha^{\infty})$; $\alpha^{\infty} = 2 \int_0^1 \alpha(\zeta) \zeta d\zeta$; $\bar{N} = N - AM\bar{Q}Q$.

Поглощение радиации в слое оптической толщины рассчитывается по формуле: $R = 1 - F^{\uparrow}(0, \zeta) - (1 - A)F^{\downarrow}(\tau_0, \zeta)$ или по формуле (3.25):

$$R = 1 - \alpha(\zeta) + \frac{\bar{Q}u(\zeta)Me^{-k\tau_0}}{1 - \bar{N}Ne^{-2k\tau_0}} \left[\bar{N}e^{-k\tau_0} - \frac{1 - A}{1 - A\alpha^{\infty}} \right]. \quad (3.25)$$

Рассмотрим случай слабого истинного поглощения солнечной радиации ($(1 - \omega) \ll 1$). В слоях атмосферы, где рассеяние радиации очень сильное а поглощение радиации очень слабое по сравнению с рассеянием. Тогда функции и константы, входящие в формулы (3.21)-(3.25) можно разложить по малому параметру $s = (1 - \omega_0)(3(1 - g))^{-1}$. Для них

справедливы следующие разложения [66]:

$$u(\zeta) = u_0(\zeta)(1 - 2.14s) + u_2(\zeta)s^2, \quad (3.26)$$

$$\alpha(\zeta) = 1 - 4u_0(\zeta)s + \alpha_2(\zeta)s^2 + \alpha_3(\zeta)s^3, \quad (3.27)$$

$$\rho_\infty(\eta, \zeta) = \rho_0(\eta, \zeta) - 4u_0(\eta)u_0(\zeta)s + \rho_2(\eta, \zeta)s^2 + \rho_3(\eta, \zeta)s^3, \quad (3.28)$$

$$k = 3(1 - g)s \left[1 + s^2 \left(1.5g - \frac{1.2}{1 + g} \right) \right] + O(s^3), \quad (3.29)$$

$$M = 8s \left[1 + s^2 \left(6 - 7.5g + \frac{3.6}{1 + g} \right) \right] + O(s^4), \quad (3.30)$$

$$N = 1 - 4.281s + 9.18s^2 + O(s^3), \quad (3.31)$$

$$\alpha^\infty = 1 - 4s + 8.562s^2 - \left(18.36 - 6g - \frac{1.608}{1 + g} \right) s^3 + O(s^3), \quad (3.32)$$

$$Q = 1 - 2.14s + \left[4.59 - 3(1 - g) - \frac{2}{1 + g} \right] s^2 + O(s^3). \quad (3.33)$$

Асимптотические разложения (3.26)-(3.33) получены математически строго, их погрешность определяется членами рядов $O(s^3)$ и $+O(s^4)$. Численный анализ области применимости асимптотик для расчета интенсивности радиации в оптически толстом слое показывает, что область применимости асимптотик при расчете интенсивности ($\tau > 15, \omega_0 > 0.99$), ограничена сильнее, чем при расчете потоков ($\tau > 7, \omega_0 > 0.9$), которая, в свою очередь, меньше, чем для интегральных по зенитному углу Солнца характеристик ($\tau > 2, \omega_0 > 0.8$) [68].

3.2.2 Оптическая модель Эддингтона

Метод Эддингтона является разновидностью двухпоточковых аппроксимаций [69]. Двухпоточковые аппроксимации в теории переноса излучения основаны на различных аналитических формулах, приближенно описывающих угловое распределение поля восходящей и нисходящей интенсивности на границах плоскопараллельной среды (в методе Эддингтона принимается, что отношение средней интенсивности и К-интеграла равно 1/3; при рассмотрении переноса излучения в

оптически толстой атмосфере (облаке) это отношение принимается константой (константой диффузии), тогда уравнение переноса преобразуется в уравнение диффузии и угловой режим в облаке называется диффузным). Подстановка заданного углового распределения в интегро-дифференциальную форму уравнения переноса приводит к системе дифференциальных уравнений для восходящего и нисходящего потоков [65, 70–72]:

$$\frac{dF^{\uparrow}(\tau, \mu_0)}{d\tau} = \gamma_1 F^{\uparrow}(\tau, \mu_0) - \gamma_2 F^{\downarrow}(\tau, \mu_0) - F_0 \omega \gamma_3 e^{-\frac{\tau}{\mu_0}}, \quad (3.34)$$

$$\frac{dF^{\downarrow}(\tau, \mu_0)}{d\tau} = \gamma_2 F^{\uparrow}(\tau, \mu_0) - \gamma_1 F^{\downarrow}(\tau, \mu_0) + F_0 \omega \gamma_4 e^{-\frac{\tau}{\mu_0}}. \quad (3.35)$$

Формулы Эддингтона являются приближенным решением уравнения переноса, они не точно учитывают угловую зависимость распределения радиации. Поэтому они не обеспечивают большой точности при расчете интенсивностей излучения. Но их очень удобно использовать при расчете потоков и притоков солнечной радиации. В этих случаях точность их составляет около 1-2% [65, 70].

В работах [73, 74] проведен подробный анализ точности наиболее распространенных методов теории переноса излучения для расчета потоков рассеянного излучения, и было установлено, что в диапазоне рассматриваемых оптических параметров атмосферы наиболее точным и экономичным с точки зрения затрат времени является метод дельта-Эддингтона.

Решение уравнений (3.34) и (3.35) дает возможность определения плоского альбедо атмосферы (полусферического потока отраженной радиации на верхней границе атмосферы) $F^{\uparrow}(0, \mu_0)$ и пропускания (потока пропущенной радиации у земной поверхности или освещенность поверхности) $F^{\downarrow}(\tau_0, \mu_0)$. Для решения необходимо задать граничные условия $F^{\uparrow}(\tau_0, \mu_0) = F^{\downarrow}(0, \mu_0) = 0$ (альбедо поверхности $\sigma = 0$), где μ_0 - косинус зенитного угла Солнца. В результате получены следующие

выражения [65]:

$$F^{\uparrow}(0, \mu_0) = m_6 \left[\frac{(1 - \kappa \mu_0) e^{\kappa \tau_0}}{(\alpha_2 + \kappa \gamma_3)^{-1}} - \frac{(1 + \kappa \mu_0) e^{-\kappa \tau_0}}{(\alpha_2 - \kappa \gamma_3)^{-1}} - \frac{2\kappa e^{-\frac{\tau_0}{\mu_0}}}{(\gamma_2 - \alpha_2 \mu_0)^{-1}} \right], \quad (3.36)$$

$$F^{\downarrow}(\tau_0, \mu_0) = [1 - m_6 (m_1 - m_2 - m_3)] e^{-\frac{\tau_0}{\mu_0}}, \quad (3.37)$$

$$\begin{aligned} \text{где } m_1 &= (1 + \kappa \mu_0) (\alpha_1 + \kappa \gamma_4) e^{\kappa \tau}; & \kappa &= \sqrt{\gamma_1^2 - \gamma_2^2}; \\ m_2 &= (1 - \kappa \mu_0) (\alpha_1 - \kappa \gamma_4) e^{-\kappa \tau}; & \gamma_1 &= \frac{1}{4} [7 - \omega, (4 + 3g)]; \\ m_3 &= 2\kappa (\gamma_4 + \alpha_1 \mu_0) e^{\frac{\tau}{\mu_0}}; & \gamma_2 &= -\frac{1}{4} [1 - \omega, (4 - 3g)]; \\ m_4 &= (\kappa + \gamma_1) e^{\kappa \tau} + (\kappa - \gamma_1) e^{-\kappa \tau}; & \gamma_3 &= \frac{1}{4} (2 - 3g \mu_0); \\ m_5 &= 1 - \kappa^2 \mu_0^2; & \gamma_4 &= 1 - \gamma_3; \\ m_6 &= \frac{\omega'}{m_4 m_5}; & \omega' &= \omega \frac{1-g^2}{1-\omega g^2}; \\ \alpha_1 &= \gamma_1 \gamma_4 + \gamma_2 \gamma_3; & \tau' &= \tau (1 - \omega g^2); \\ \alpha_2 &= \gamma_1 \gamma_3 + \gamma_2 \gamma_4; & g' &= \frac{g}{1+g}. \end{aligned}$$

Для учета альbedo поверхности используются известные соотношения [65, 74]:

$$\bar{F}^{\uparrow}(0, \mu_0) = F^{\uparrow}(0, \mu_0) + A_s V(\tau') \bar{F}^{\downarrow}(\tau_0, \mu_0), \quad (3.38)$$

$$\bar{F}^{\downarrow}(\tau_0, \mu_0) = \frac{F^{\downarrow}(\tau_0, \mu_0)}{1 - A_s A(\tau_0)}, \quad (3.39)$$

где $A(\tau_0)$ и $V(\tau_0)$ - сферическое альbedo и пропускание.

3.3 Результаты численного моделирования оптических свойств облачной атмосферы

В ходе сравнительного анализа двух моделей атмосферы нами осуществлен расчет оптических ствойств облачной атмосферы. Для этого нам необходимы следующие параметры: альbedo подстилающей поверхности A_s ; зенитный угол Солнца θ ; параметр индикатрисы g ; альbedo однократного рассеяния ω ; оптическая толщина облачной атмосферы τ .

В таблице 3.3 представлены некоторые характеристики оптических моделей для трех каналов прибора SEVIRI.

Таблица 3.3 – Основные характеристики оптических моделей для видимых каналов прибора SEVIRI

Параметры	Длина волны, мкм		
	0.6	0.8	1.6
τ_m	0.067	0.022	0.002
ω_a	0.95	0.96	0.97
ω_w	0.999999	0.999999	0.999999
ω_i	0.999999	0.999999	0.993
g_m	0.30	0.30	0.30
g_a	0.72	0.73	0.74
g_w	0.85	0.86	0.87
g_i	0.88	0.89	0.90

Для случаев слабого истинного поглощения солнечной радиации асимптотическое решение уравнения переноса и приближения дают одинаковые виды зависимости альбеда облачной атмосферы от других параметров. На рисунке 3.11 показана зависимость альбеда облаков от их оптической толщины при одиноковых параметрах индикатрисы $g = 0.85$ и альбеда однократного рассеяния $\omega = 0.999999$ для различных значений альбеда поверхности по двум моделям.

На рисунке 3.12 показана зависимость альбеда облаков от зенитного угла Солнца при одиноковых параметрах индикатрисы $g = 0.85$ и альбеда однократного рассеяния $\omega = 0.999999$ для различных значений оптической толщины облаков по двум моделям. По данным рисунков 3.11 и 3.12 можно подтвердить тот факт, что для случая слабого истинного поглощения солнечной радиации ($\omega = 0.999999$) обе модели могут быть применены для построения радиационной модели атмосферы.

Однако, облачные частицы (капли воды и кристаллы льда) имеют различные физические свойства, поэтому они взаимодействуют с ЭМВ по-разному. Кристаллы льда имеют небольшое альбеда однократного рассеяния по сравнению с каплями воды. Поэтому имеет смысл рассматривать зависимость альбеда облачной атмосферы от альбеда однократного рассеяния по различным моделям. На рисунке 3.13 приведена зависимость альбеда облаков от альбеда однократного рассеяния для асимптотической модели и модели Эддингтона. Видно из рисунка 3.13,

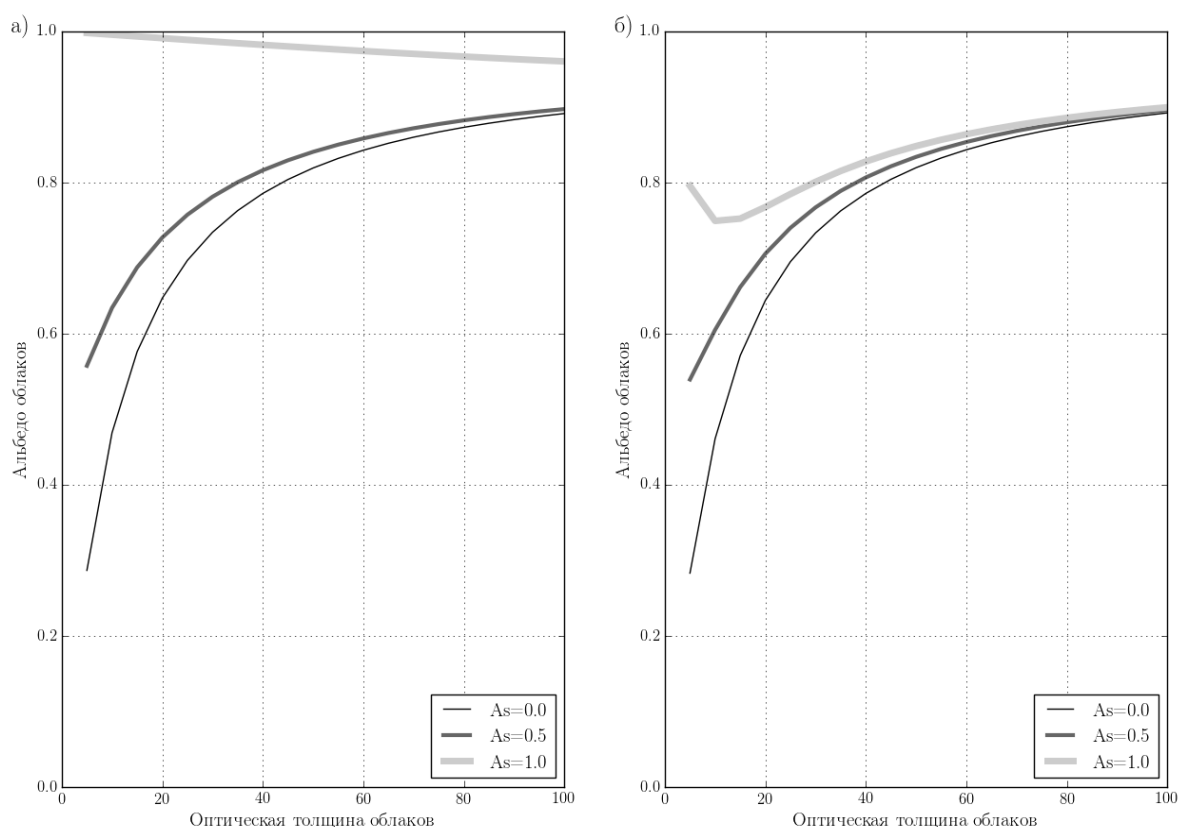


Рисунок 3.11 – Зависимость альбе́до облаков от их оптической толщины по асимптотической модели (а) и по модели Эддингтона (б)

что асимптотическая модель более чувствительна к изменению значений альбе́до однократного рассеяния.

На рисунке 3.14 показано сравнение работоспособности оптических моделей атмосферы при различных значениях альбе́до однократного рассеяния. Проведенное сравнение на основе данных рисунков 3.13-3.14 оптических моделей облачной атмосферы на основе асимптотических формул теории переноса радиации и приближения Эддингтона показало, что в случае слабого поглощения радиации в облаке аэрозолями и кристаллами льда (при альбе́до однократного рассеяния более 0.999), обе модели дают сопоставимые результаты. Однако, на длине волны 1.6 мкм (3 канал SEVIRI) значительно поглощение кристаллами льда и альбе́до однократного рассеяния может уменьшаться до 0.993, где модель Эддингтона дает лучшую зависимость альбе́до облаков от их оптической толщины. На основании этого мы остановили свой выбор на оптической модели Эддингтона.

Выводы по третьей главе

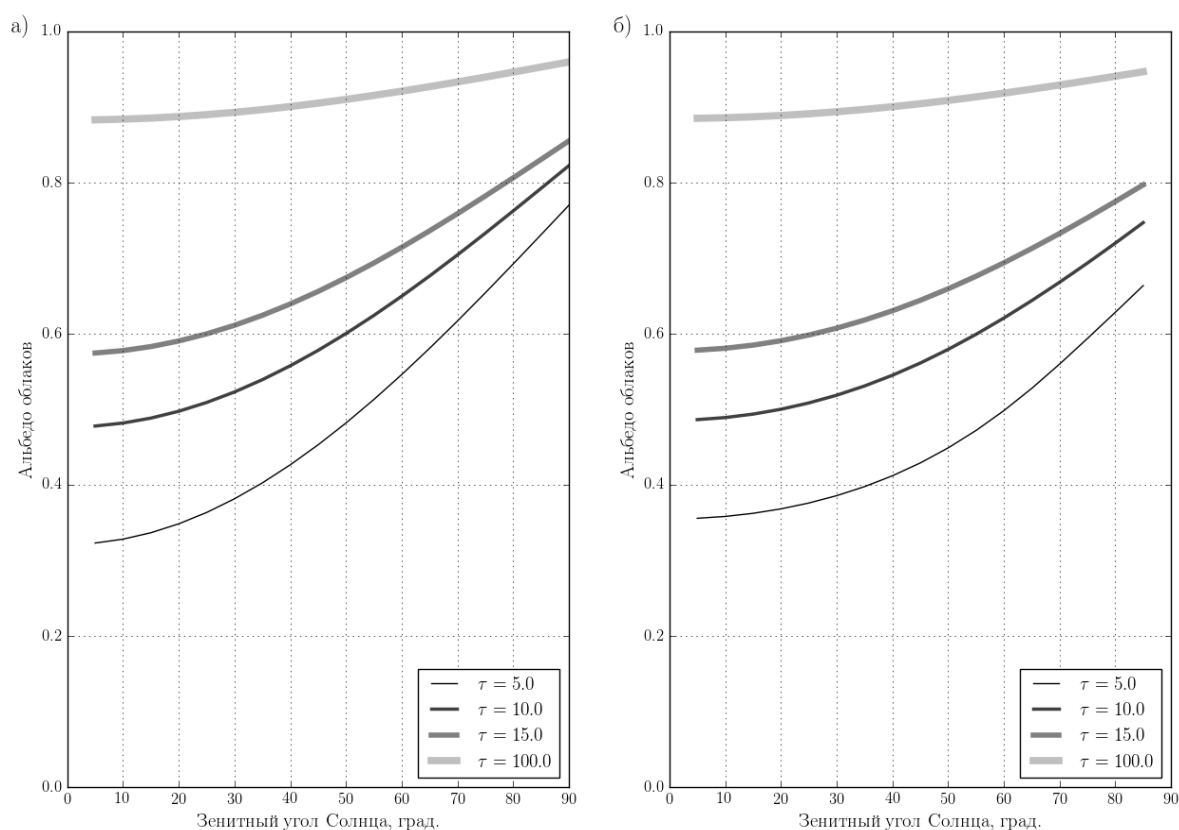


Рисунок 3.12 – Зависимость альбе́до облаков от зенитного угла Солнца по асимптотической модели (а) и по модели Эддингтона (б)

Осуществлен ряд численных экспериментов по моделированию рассеяния электромагнитных волн облачными частицами. Разработана и реализована программно радиационная модель облачной атмосферы атмосферы, позволяющая оценивать оптические свойства облаков по их макрофизическим параметрам с учетом свойств подстилающей поверхности.

Сделан вывод о возможности использования оптической модели Эддингтона для моделирования оптических свойств как капельных, так и смешанных облаков.

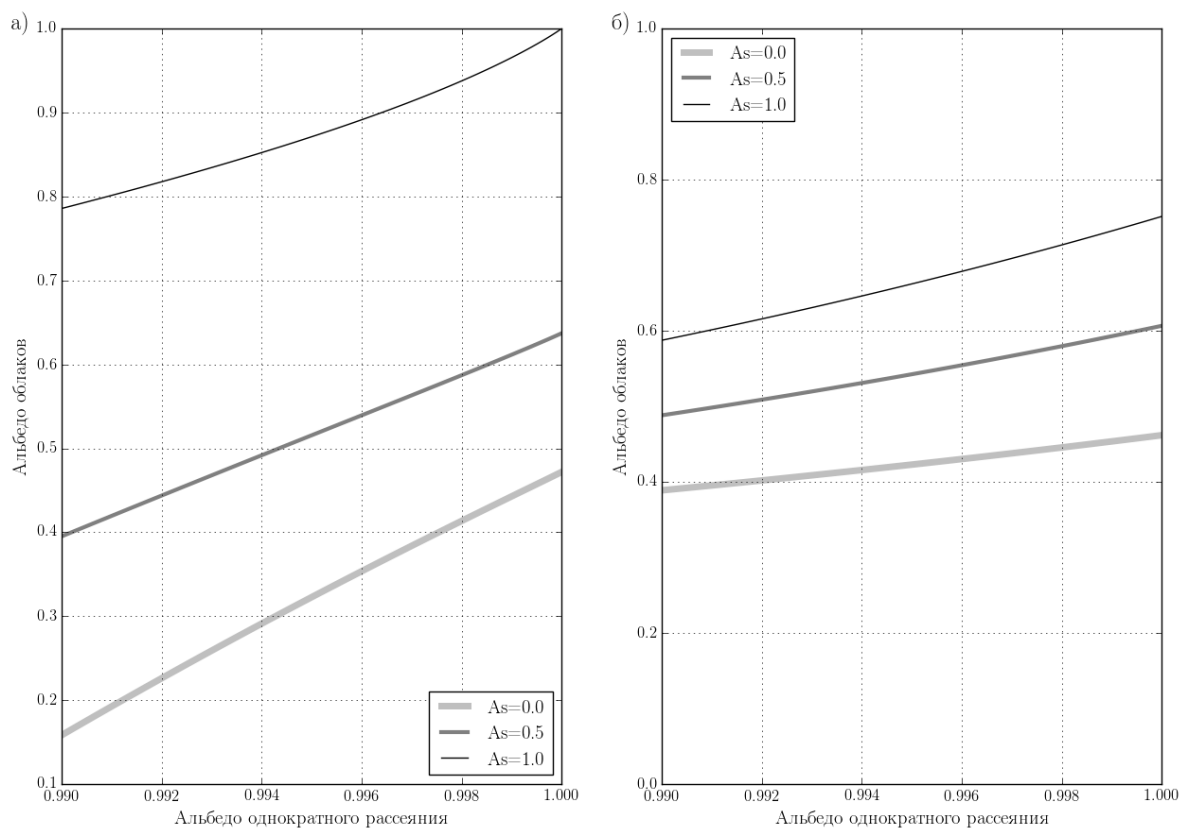


Рисунок 3.13 – Зависимость альбе́до облаков от альбе́до однократного рассеяния по асимптотической модели (а) и по модели Эддингтона (б)

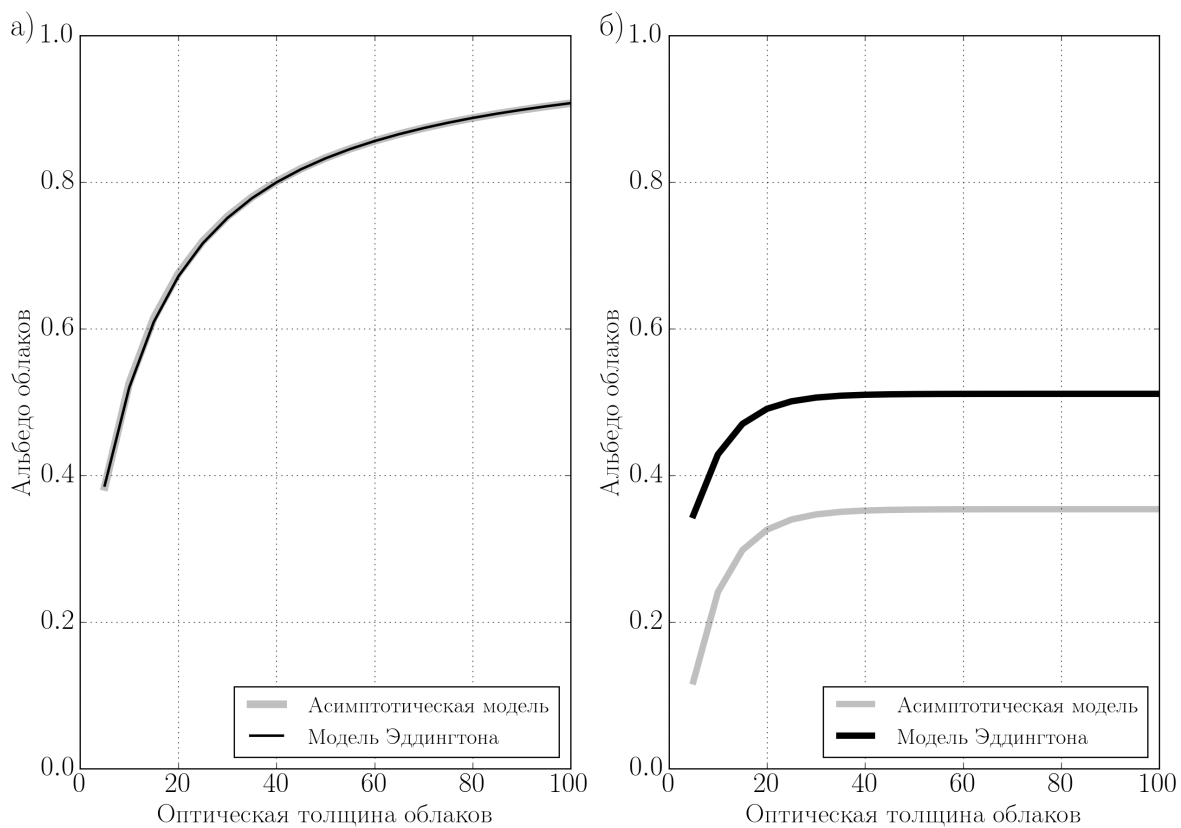


Рисунок 3.14 – Зависимость альбе́до облаков от их оптической толщины при $\omega = 0.999999$ (а) и при $\omega = 0.99$ (б) по двум моделям

4 Решение обратной задачи дистанционного зондирования облачной атмосферы

В предыдущей главе мы рассмотрели прямую задачу дистанционного зондирования атмосферы, теперь на основе полученных результатов численного моделирования рассеяния электромагнитных волн облачными частицами и с использованием атмосферной модели Эддингтона мы будем решать обратную задачу с целью определения фазового состояния облаков по спутниковым данным прибора SEVIRI. Для этого необходимо решить следующие задачи: разработать программное обеспечение для получения спутниковых данных, осуществления первичной обработки и детектирования облачных пикселей; определить оптическую толщину облаков на основе спутниковых данных с использованием атмосферной модели Эддингтона; определить водозапас и льдозапас облаков.

4.1 Получение спутниковых данных прибора SEVIRI

4.1.1 Первичная обработка спутниковых данных с помощью программного Python-модуля PYTROLL

Данные, измеряемые на борту спутника METEOSAT-10, передаются в центр EUMETSAT и корректируются, дальше по каналам связи данные распространяются до потребителей. Для приема спутниковых данных нужно иметь: спутниковую антенну, приемник DVB-S2, декодер и также USB-ключ и лицензию от EUMETSAT. Схема получения спутниковых данных изображена на рисунке 4.1. Полученные данные со спутника обрабатываются с помощью разработанной нами программы с использованием Python-модуля PYTROLL [75], который непосредственно устанавливается на пользовательском компьютере. С текстом Python-класса для получения спутниковых данных можно ознакомиться в приложении

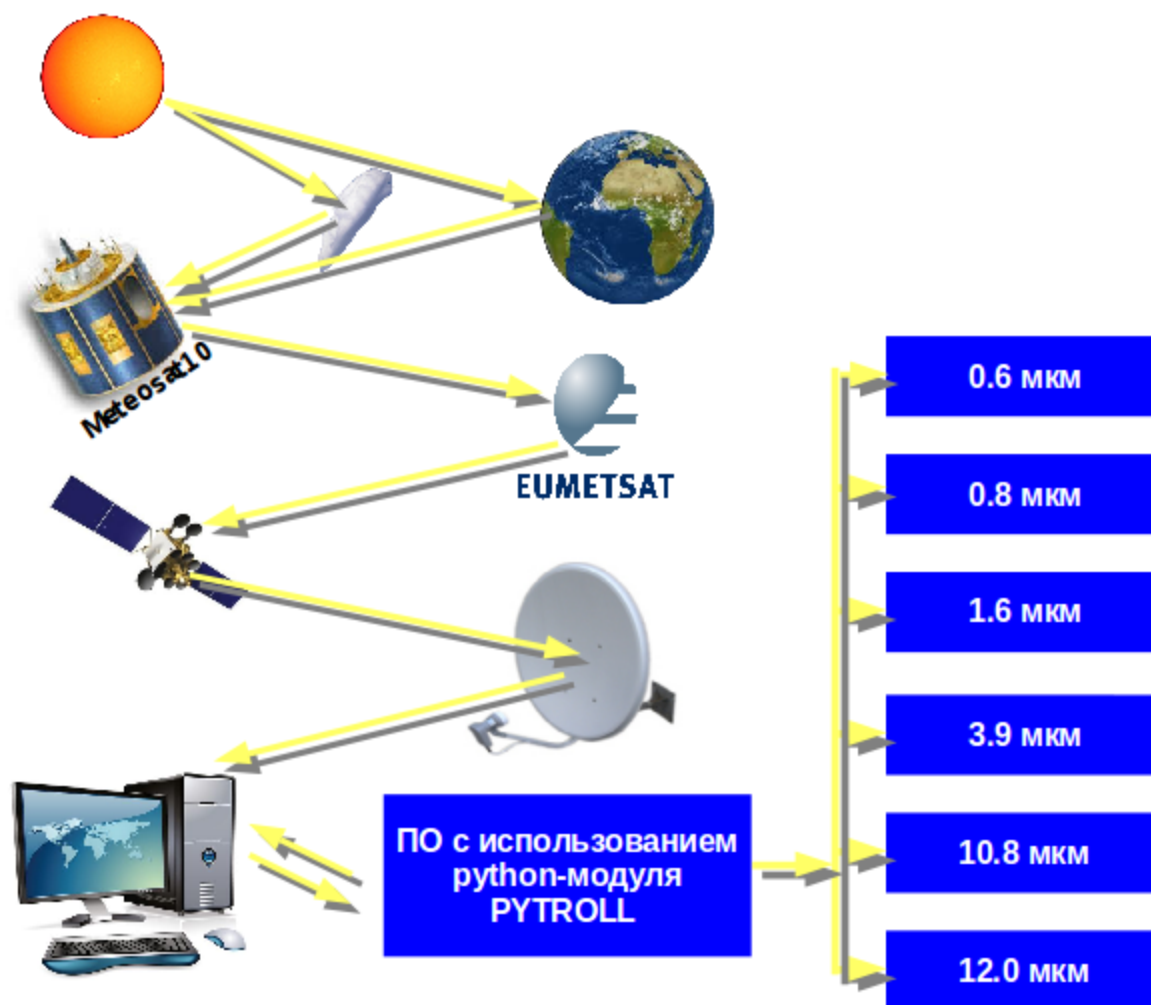


Рисунок 4.1 – Схема получения и обработки спутниковых данных

Г. С помощью данного класса можно получить глобальные данные спутника METEOSAT-10 или региональные данные, задав минимальные и максимальные значения долгот и широт, и время измерения (один раз за каждые 15 минут). На выходе получаются массивы данных по всем каналам, массивы значений долгот и широт всех пикселей. Все эти данные сохраняются на компьютере и используются в дальнейшем вместе с другими программами для определения облачных пикселей, определения оптической толщины, водозапаса и льдозапаса облаков, доли кристаллов льда в каждом облачном пикселе.

4.1.2 Детектирование облачных пикселей

Предварительным этапом в алгоритме определения параметров облаков по спутниковым данным является выделение пикселей изображения, занятых облаками. Для этих целей, проведя обзор

литературы [76–81], мы выделили шесть критериев, позволяющих распознавать облака на фоне различных типов подстилающей поверхности:

- 1) альbedo поверхности на длине волны 0.6 мкм (A006);
- 2) отношение альbedo на длине волны 0.8 мкм к альbedo на длине волны 0.6 мкм (R0806);
- 3) альbedo поверхности на длине волны 1.6 мкм (A016);
- 4) разность яркостных температур на длинах волн 3.9 и 10.8 мкм с учетом зенитного угла Солнца (D0410);
- 5) яркостная температура на длине волны 10.8 мкм (T108);
- 6) разность яркостных температур на длинах волн 10.8 и 12.0 мкм (D1012).

На рисунках 4.2-4.7 представлены гистограммы распределения повторяемости значений для каждого критерия для нескольких типов подстилающей поверхности: облака над водной поверхностью (тип №1), облака над сушей (тип №2), растительность (тип №3), пустыня (тип №4), снег (тип №5), лед (тип №6), вода (тип №7).

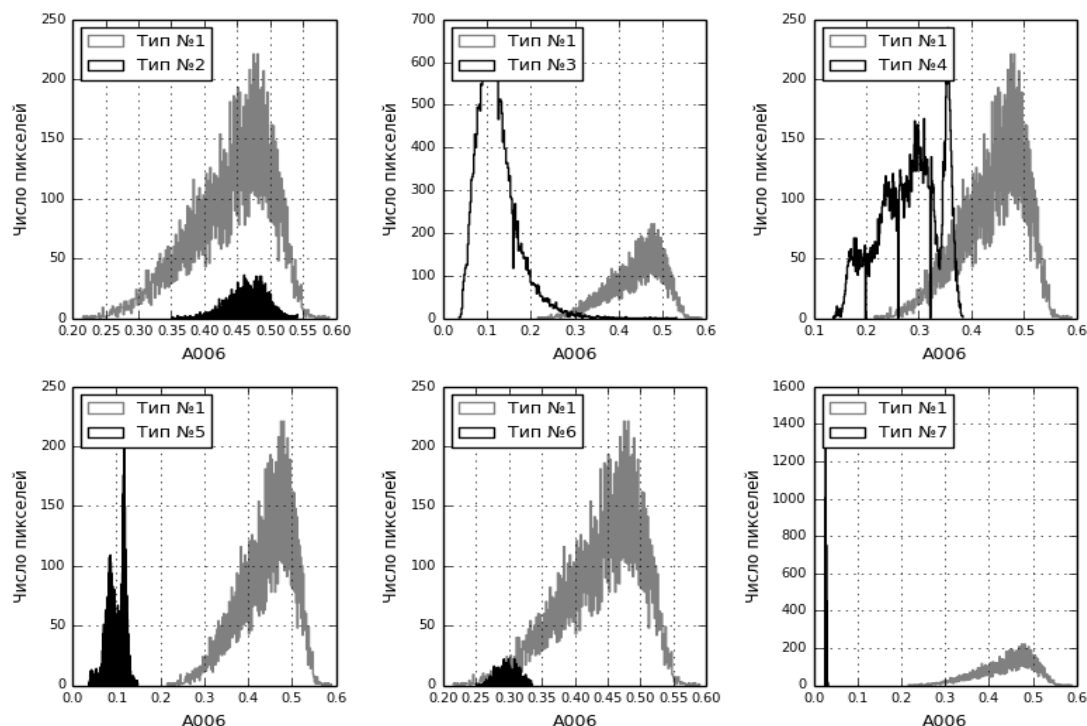


Рисунок 4.2 – Гистограмма распределения по критерию №1 - A006

Для каждого из шести правил нами установлен весовой коэффициент, пропорциональный частоте повторения событий распознавания по данному критерию (см. табл. 4.1).

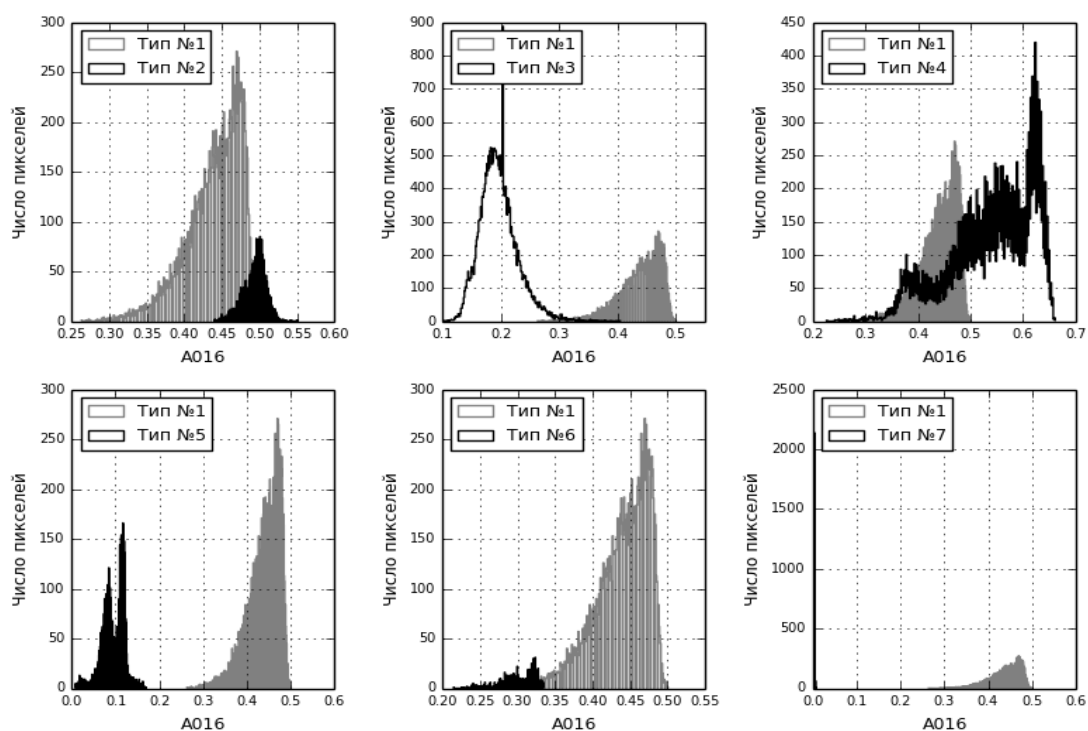


Рисунок 4.3 – Гистограмма распределения по критерию №2 - R0806

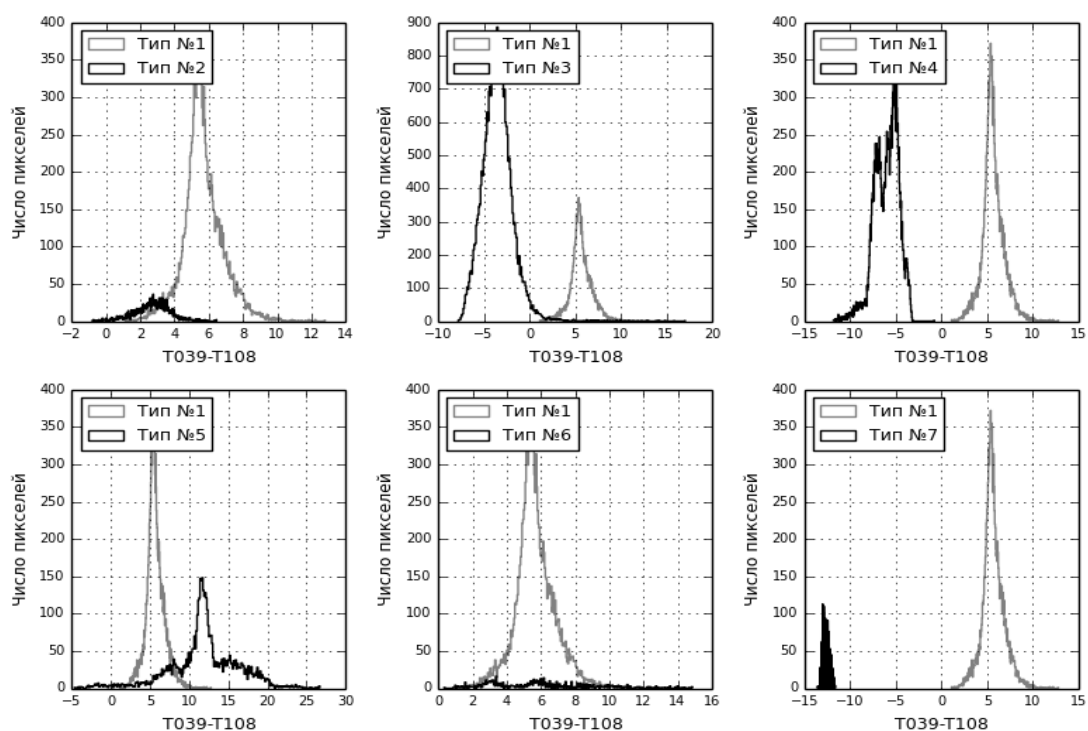


Рисунок 4.4 – Гистограмма распределения по критерию №3 - A066

В процессе обработки изображения, для каждого пикселя определяется вероятность того, что он занят облаками путем суммирования весовых коэффициентов всех выполняющихся правил. Решение о

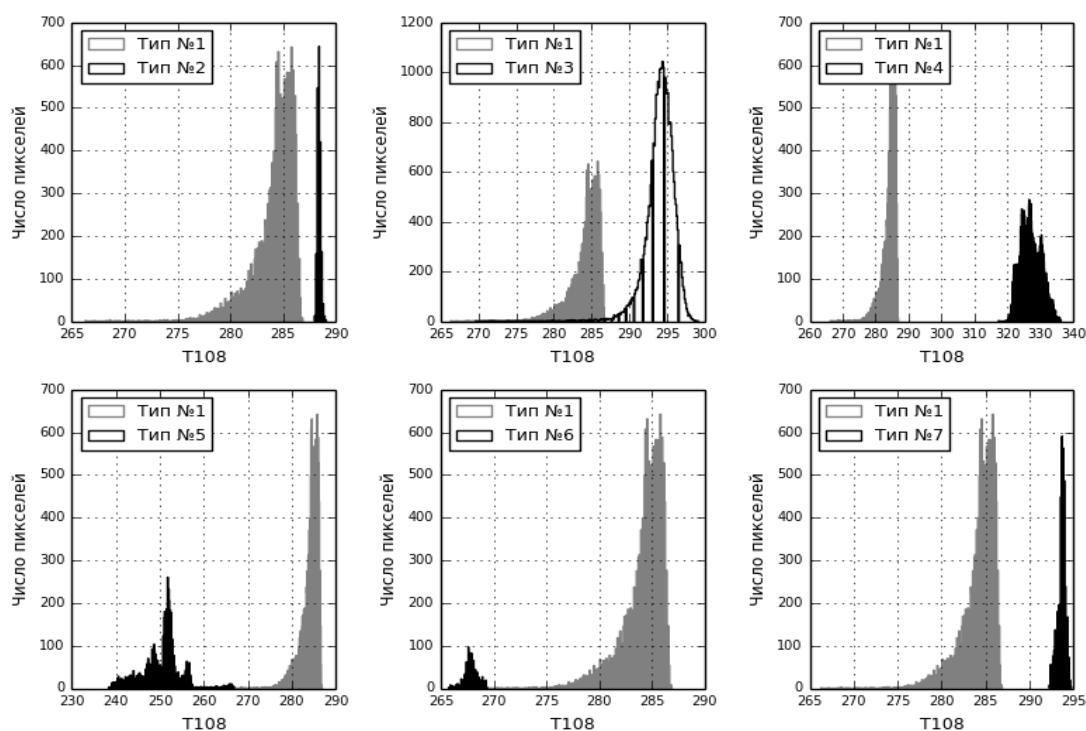


Рисунок 4.5 – Гистограмма распределения по критерию №4 - D0410

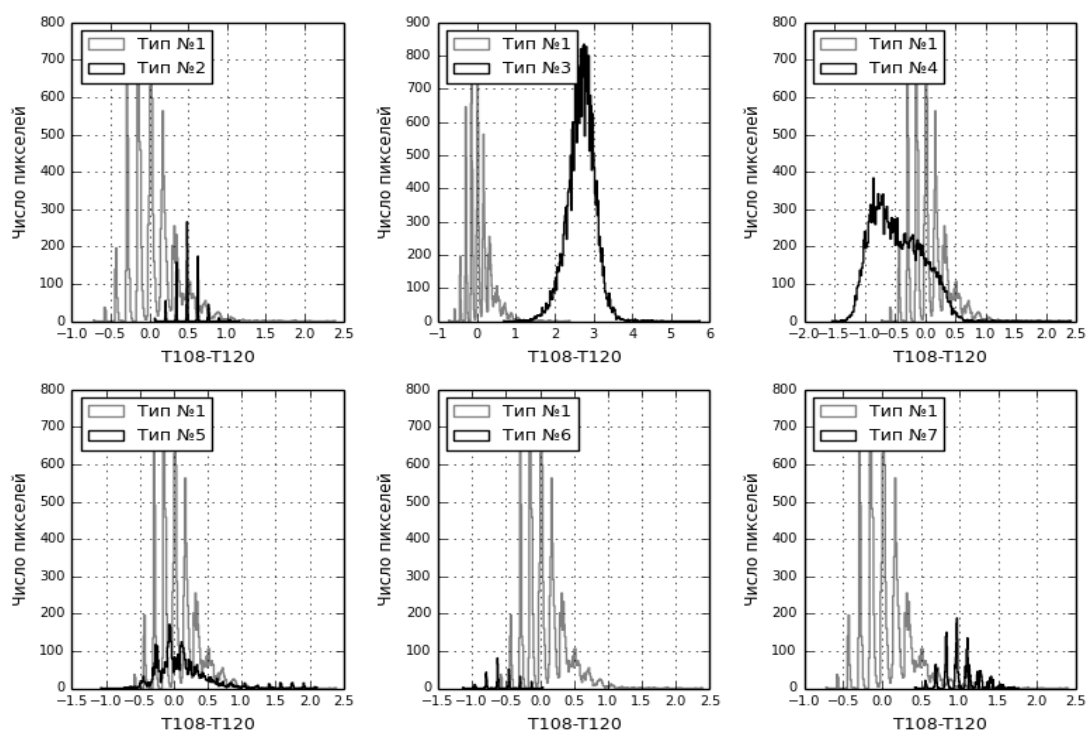


Рисунок 4.6 – Гистограмма распределения по критерию №5 - T108

том, считать ли пиксель «облачным» или нет, принимается на основе сопоставления суммы весов с пороговым значением, принятым равным 0.17. Выбор этого значения был осуществлен исходя из требования

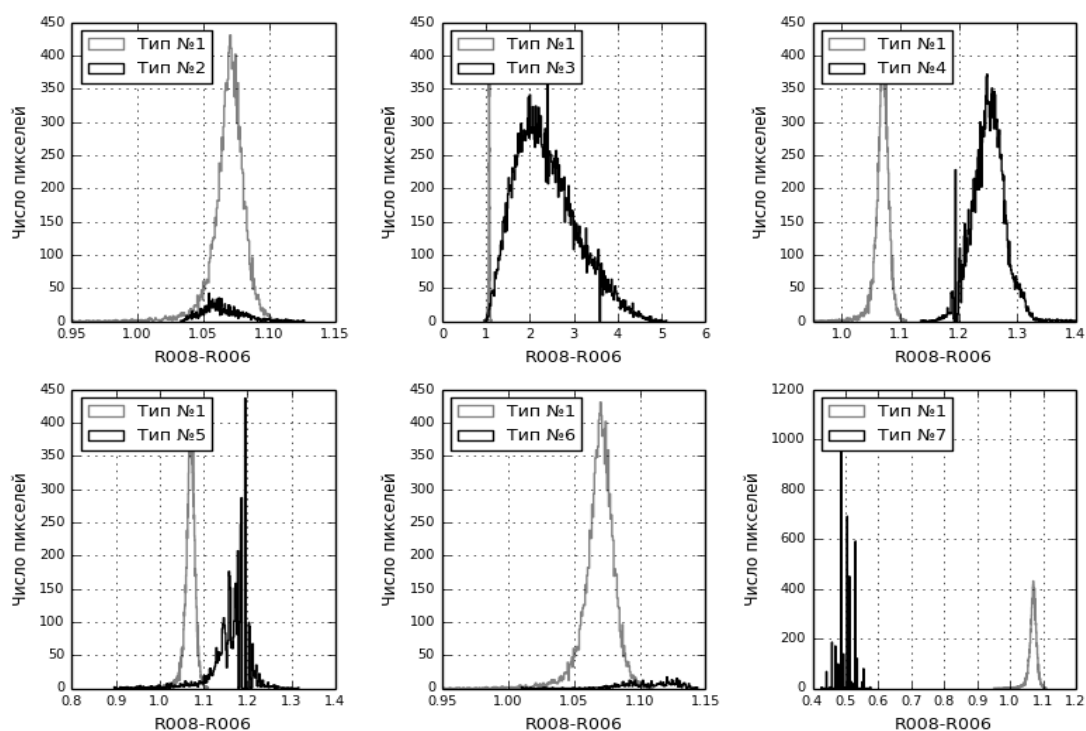


Рисунок 4.7 – Гистограмма распределения по критерию №6 - D1012

Таблица 4.1 – Параметры решающих правил распознавания облаков [17]

Правило	Диапазон значений	Повторяемость, %	Весовой коэффициент
A006	0.4 ... 0.6	9.3	0.310
A016	0.25 ... 0.55	16.7	0.380
R0806	1.02 ... 1.10	13.8	0.123
D0410	2 ... 7	10.9	0.129
T108	<287	32.7	0.049
D1012	-0.5 ... 0.7	16.6	0.090

минимизации вероятности ложных срабатываний, которая при данном пороге составляет 23%. Пример распознавания облачных пикселей представлен на рис. 4.8

На подготовительном этапе, в ходе разработки и тестирования Python-класса для получения спутниковых данных нами была написана программа определения аэрозольной оптической толщины по спутниковым данным прибора SEVIRI [82]. Для определения оптической толщины аэрозолей по данным прибора SEVIRI применяется алгоритм, описанный в работе [83]. Нами разработана программа на языке Python для определения оптической аэрозольной толщины для каждого пикселя выбранной области по заданным значениям долгот и широт [82]. Суть методики определения

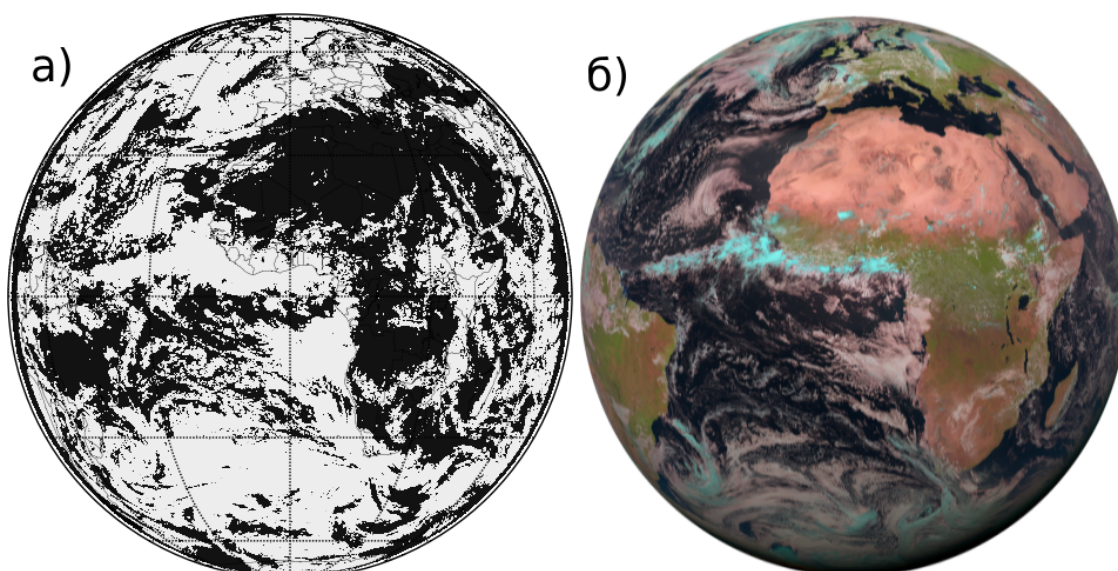


Рисунок 4.8 – Пример распознавания облачных пикселей: облачная маска (а) и композитное RGB-изображение по данным 1, 2, 3 каналов прибора SEVIRI (б)

оптической толщины аэрозолей заключается в минимизации функции:

$$\varepsilon = \min \left[\sum_t \sum_{i=1}^n \left(A_{\alpha_t, i}^m - A_{\alpha_{t+1}, i}^m \right) \right], \quad (4.1)$$

где используются разность значений альбедо подстилающей поверхности в два последовательных момента времени с интервалом 15 минут.

4.2 Определение фазового состояния облаков по данным прибора SEVIRI

4.2.1 Определение облачной оптической толщины

В пункте 3.2 мы рассмотрели модели атмосферы, которые позволяют осуществить решение прямой задачи дистанционного зондирования атмосферы. Путем решения обратной задачи с помощью модели Эддингтона мы сможем определить оптическую толщину облаков по данным прибора SEVIRI при заданных значениях альбедо однократного рассеяния и параметра асимметрии индикатрисы рассеяния. На рисунке 4.9 представлена блок-схема программы для расчета оптической толщины облаков с помощью приближения Эддингтона.



Рисунок 4.9 – Определение оптической толщины облаков с помощью модели Эддингтона

Для определения оптической толщины облаков (жидко-капельных и кристаллических) по данным прибора SEVIRI необходимо задать альbedo однократного рассеяния ω и параметр асимметрии индикатрисы рассеяния g для капель воды и кристаллов льда в зависимости от длины ЭВМ. В рамках данной работы не рассмотрена методика определения этих параметров, а значения ω и g были взяты из работ [84–86]. Поскольку настоящее исследование в основном направлено на определение фазового состояния облаков над морской поверхностью (например, в тропических морях Вьетнама), то значение альbedo поверхности можно считать равным нулю ($A_s = 0$).

Таким образом, нами использовалась модель Эддингтона для многократного расчета альbedo облаков A_c при изменяющихся в определенном диапазоне с заданным шагом (0.1°) значений зенитного угла Солнца и оптической толщины облаков (с шагом 0.01). В результате были получены вспомогательные таблицы зависимости оптической толщины облаков от зенитного угла Солнца и альbedo облаков для трех длин волн, соответствующих середине спектрального диапазона первых трех каналов спектрометра SEVIRI. Примеры таких данных представлены в таблицах 4.2, 4.3 и 4.4 при $g = 0.85, 0.86, 0.88$ и $\omega = 0.999999, 0.999999, 0.999$ соответственно.

Таблица 4.2 – Оптическая толщина облаков при различных значениях зенитного угла Солнца и альбедо облаков на длине волны 0.6 мкм

Зенитный угол Солнца, град.	Альбедо облаков					
	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8	1.0
0	1.00	4.12	9.38	18.84	46.56	—
5	1.00	4.09	9.31	18.84	46.56	—
10	1.00	4.01	9.18	18.58	46.24	—
15	1.00	3.90	8.99	18.32	45.60	—
20	1.00	3.74	8.75	17.82	44.67	—
25	1.00	3.54	8.39	17.34	43.45	—
30	1.00	3.30	7.94	16.63	42.27	—
35	1.00	3.04	7.46	15.85	40.55	—
40	1.00	2.74	6.92	15.00	38.90	—
45	1.00	2.44	6.32	14.00	36.81	—
50	1.00	2.11	5.70	12.97	34.83	—
55	1.00	1.77	5.00	11.78	32.51	—
60	1.00	1.45	4.24	10.54	29.92	—
65	1.00	1.15	3.49	9.25	27.35	—
70	—	—	—	—	—	—

Результаты первичной обработки спутниковых данных прибора SEVIRI дают нам значения по всем каналам: по первым 3 каналам - значения альбедо облаков и по остальным - значения яркостной температуры. С помощью вспомогательного Python-класса Sun.py определяется для каждого момента времени и каждого пикселя зенитный угол Солнца, который является необходимым параметром для модели Эддингтона.

На рисунке 4.10 представлена с помощью модели Эддингтона зависимость оптической толщины от альбедо облаков и зенитного угла Солнца для длин волн 0.6, 0.8 и 1.6 мкм.

Алгоритм обработки спутниковых данных SEVIRI с целью определения оптической толщины облачной атмосферы основан на зависимости данного параметра от регистрируемого альбедо системы облако-подстилающая поверхность (A_c) и зенитного угла Солнца (z): $\tau = f(A_c, z)$. По результатам обработки данных описанным выше способом получаются значения оптической толщины атмосферы для первого (τ_1) и (τ_3) третьего каналов прибора SEVIRI [87].

Таблица 4.3 – Оптическая толщина облаков при различных значениях зенитного угла Солнца и альбеда облаков на длине волны 0.8 мкм

Зенитный угол Солнца, град.	Альбеда облаков					
	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8	1.0
0	1.00	4.42	10.05	20.18	49.89	—
5	1.00	4.39	9.98	20.18	49.89	—
10	1.00	4.33	9.84	19.91	49.55	—
15	1.00	4.18	9.64	19.63	48.87	—
20	1.00	4.01	9.38	19.10	47.86	—
25	1.00	3.79	8.99	18.58	46.56	—
30	1.00	3.54	8.57	17.82	45.29	—
35	1.00	3.26	8.00	16.98	43.45	—
40	1.00	2.94	7.46	16.07	41.69	—
45	1.00	2.61	6.78	15.00	39.45	—
50	1.00	2.26	6.11	13.90	37.33	—
55	1.00	1.90	5.36	12.62	34.83	—
60	1.00	1.56	4.54	11.30	32.06	—
65	1.00	1.22	3.74	9.91	29.31	—
70	—	—	—	—	—	—

Альбеда однократного рассеяния выступает в качестве характеристики ослабления радиации за счет поглощения и для облачной атмосферы определяется из формулы:

$$\tau(1 - \omega) = \tau_m(1 - \omega_m) + \tau_a(1 - \omega_a) + \tau_w(1 - \omega_w) + \tau_i(1 - \omega_i), \quad (4.2)$$

где τ_m , τ_a , τ_w , τ_i - молекулярная, аэрозольная, капельная и кристаллическая оптическая толщина атмосферы; ω_m , ω_a , ω_w , ω_i - молекулярное, аэрозольное, капельное и кристаллическое альбеда однократного рассеяния.

По результатам обработки данных получают значения оптической толщины атмосферы (τ_1 , τ_3) для 1 и 3 каналов SEVIRI. Поскольку для длины волны 0.6 мкм (1 каналы SEVIRI) поглощение радиации каплями воды и кристаллами льда очень мало, то оптическую толщину облаков можно определить как:

$$\tau_c = \tau_1 - \tau_{1m} - \tau_{1a}. \quad (4.3)$$

При условии, что оптическая облаков намного больше оптических толщин молекулярного и аэрозольного рассеяния можно определить

Таблица 4.4 – Оптическая толщина облаков при различных значениях зенитного угла Солнца и альбедо облаков на длине волны 1.6 мкм

Зенитный угол Солнца, град.	Альбедо облаков					
	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8	1.0
0	1.00	5.21	12.11	26.24	—	—
5	1.00	5.21	12.02	26.24	—	—
10	1.00	5.11	11.86	25.88	—	—
15	1.00	4.97	11.61	25.35	—	—
20	1.00	4.76	11.30	24.66	—	—
25	1.00	4.51	10.84	23.82	—	—
30	1.00	4.18	10.26	22.86	—	—
35	1.00	3.85	9.64	21.63	—	—
40	1.00	3.47	8.87	20.32	—	—
45	1.00	3.06	8.11	18.84	101.62	—
50	1.00	2.65	7.26	17.34	78.70	—
55	1.00	2.23	6.37	15.74	64.86	—
60	1.00	1.82	5.40	14.00	54.95	—
65	1.00	1.43	4.42	12.19	46.88	—
70	1.00	1.07	3.44	10.40	39.99	—

оптическую толщину облаков как:

$$\tau_c = \tau_1. \quad (4.4)$$

На длине волны 1.6 мкм (3 канал SEVIRI) кристаллы льда уже существенно поглощают электромагнитное излучение и необходимо учитывать вклад кристаллов льда в общую оптическую толщину атмосферы. В этом случае оптическая толщина кристаллов льда определяется по формуле:

$$\tau_i = \frac{\tau_3(1 - \omega_3) - \tau_{3a}(1 - \omega_{3a})}{1 - \omega_{3i}}. \quad (4.5)$$

При условии, что аэрозольная оптическая толщина намного меньше оптической толщины атмосферы получаем выражение для *оптической толщины кристаллической фракции*:

$$\tau_i = \tau_3 \frac{1 - \omega_3}{1 - \omega_{3i}}. \quad (4.6)$$

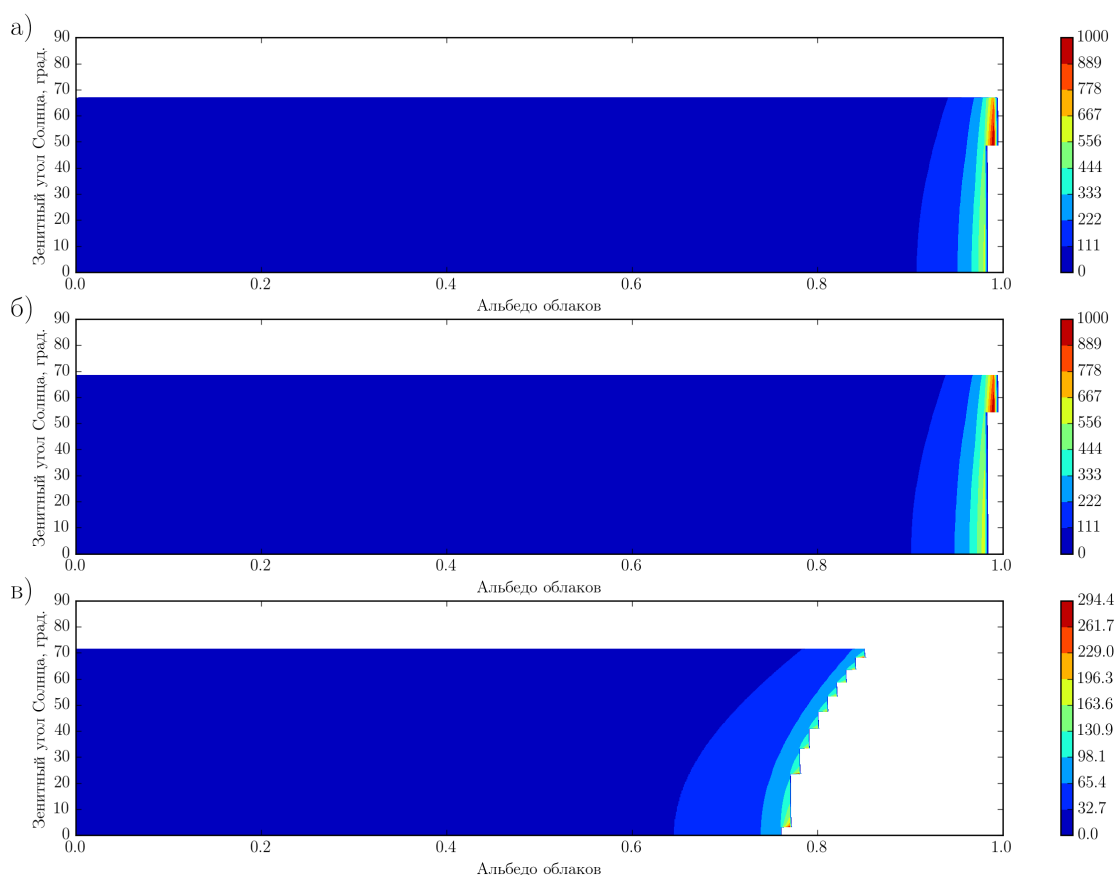


Рисунок 4.10 – Зависимость оптической толщины облаков от альбе́до облаков и зенитного угла Солнца на длине волны 0.6 мкм (а), 0.8 мкм (б) и 1.6 мкм (в)

Отсюда получаем выражения для определения *оптической толщины жидко-капельной фракции*:

$$\tau_w = \tau_c - \tau_i. \quad (4.7)$$

Таким образом, предложенный алгоритм позволяет оценить оптическую толщину облаков, а также оптические толщины кристаллической и капельной фракций облаков. На рисунках 4.11 и 4.12 представлены результаты определения оптической толщины по данным прибора SEVIRI из области широт от -5° до 25° и долгот от -50° до 20° размером 1059x2240 пикселей (всего 2372160 пикселей) для некоторых моментов времени (по 4 случаям за май и за ноябрь 2014 г.)

4.2.2 Определение водо- и льдозапаса облаков

Оптическая толщина является важнейшим параметром для описания радиационных свойств облаков и зависит от коэффициента ослабления, который рассчитывается по заданным микрофизическим параметрам облаков с использованием теории рассеяния электромагнитных волн Ми. Оптическая толщина облаков определяется по формуле:

$$\tau_c = \int_0^{\Delta H} \varepsilon dH. \quad (4.8)$$

Оптическую толщину определяют как интеграл от коэффициента ослабления по всей толще облаков. Коэффициент ослабления облаков в свою очередь зависит от распределения частиц по размерам, от их диэлектрических свойств и также от длины волны:

$$\varepsilon = \int_0^{\infty} K_{\text{осл}}(x) \pi r^2 n(r) dr. \quad (4.9)$$

На рисунке 4.13 представлена зависимость коэффициента ослабления облаков от длины ЭВМ, получена путем моделирования рассеяния ЭМВ на совокупности частиц (облаков) с заданием функции распределения частиц по размерам (1.1) для 8 типов облаков, свойства которых приведены в таблице 1.1.

Параметризация производится на основе зависимости оптической толщины от водозапаса облаков. Водозапас облаков определяется как интеграл от водности по всей толще облаков по формуле:

$$LWP = \int_{Z_{\min}}^{Z_{\max}} LWC dz, \quad (4.10)$$

где $Z_{\min}$ и $Z_{\max}$ - высоты нижней и верхней границ облаков. На основе обработки экспериментальных данных о распределении водности в облаках [12–14] нами получена зависимость средней водности облака от его

водозапаса, которая описывается формулой [88]:

$$LWP = \left(\frac{LWC}{5.2 \cdot 10^{-4}} \right)^{1.89}. \quad (4.11)$$

На рисунке 4.14 представлена зависимость водозапаса облаков от их водности:

Нами получена параметризация зависимости оптической толщины облака от его водозапаса, которая имеет следующий вид [88]:

$$\tau_w = \frac{LWP}{2.7 \cdot 10^{-3} + 3.5 \cdot 10^{-3} LWP^{0.53}}. \quad (4.12)$$

На рисунке 4.15 точки — модельные расчеты значения водозапаса, полученные в результате численного моделирования радиационных свойств облаков. Эти расчеты получены на основе микрофизических свойств облаков и учета диэлектрических свойств их каждой частицы. Необходимо отметить, что для получения параметризационной формулы (4.12) нужно провести огромное количество расчетов. Время выполнения расчетов на компьютере с двухъядерным процессором тактовой частоты 2.0 ГГц и памятью оперативного запоминающего устройства 2.0 ГБ потребовалось около двух часов. Это позволяет нам говорить о преимуществе параметризации, которая имеет вид формулы (4.12). Такая схема параметризации очень удобна и позволяет определить свойства облаков по спутниковым данным без использования информации об эффективном радиусе капель.

Для определения водозапаса облаков сначала необходимо определить оптическую толщину по алгоритму, описанному в разделе 4.1.2, затем решив обратное уравнение (4.12), мы получим значение водозапаса облаков как функцию оптической толщины облака: $LWP = f(\tau_w)$.

Для определения льдозапаса облаков используется следующая формула [89]:

$$IWP = \frac{\tau_i^{1.19}}{65}. \quad (4.13)$$

В формулах (4.12) и (4.13) водозапас и льдозапас облаков измеряются в $\text{кг} \cdot \text{м}^{-2}$. На рисунках 4.16 и 4.17 представлены результаты определения водо- и льдозапаса по данным прибора SEVIRI из области широт от -5° до 25° и долгот от -50° до 20° в различное время.

4.2.3 Определение фазового состояния облаков

Фазовое состояние облаков представляется собой интегральную долю кристаллов льда F в облаке и определяется по формуле:

$$F = \frac{IWP}{IWP + LWP}, \quad (4.14)$$

где F – интегральная доля кристаллов льда в облаке;

IWP – льдозапас облаков;

LWP – водозапас облаков.

На рисунке 4.18 представлено пространственное распределение значений фазового состояния облаков по данным прибора SEVIRI.

Для выбранного района в различное время проводились расчеты повторяемости значений фазового состояния облаков. Результаты расчета повторяемости рассчитанных значений фазового состояния облаков представлены на рисунке 4.19.

В таблице 4.5 представлены по выбранному региону диапазоны значений водо-, льдозапаса фазового состояния облаков в различное время. Расчитанные по предложенной методике значения водозапаса равны $0.042 \pm 0.063 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-2}$ в мае и $0.046 \pm 0.066 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-2}$ в ноябре. Эти результаты сравнимы с данными ISCCP [90], которые составляют $0.033 \pm 0.009 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-2}$ и $0.065 \pm 0.025 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-2}$ соответственно.

Таким образом, программный комплекс для диагностики фазового состояния облаков состоит из набора Python-классов, которые по частям выполняют следующие задачи:

- 1) первичная обработка спутниковых данных прибора SEVIRI;
- 2) детектирование облачных пикселей;
- 3) алгоритм определения оптической толщины облаков;
- 4) алгоритм определения льдозапаса и водозапаса облаков;

Таблица 4.5 – Результаты определения водо-, льдозапаса и фазового состояния облаков для района широт от -5° до 25° и долгот от -50° до 20°

Время UTC	LWP, $\text{кг} \cdot \text{м}^{-2}$	IWP, $\text{кг} \cdot \text{м}^{-2}$	F
01.05.2014 11:15	0.035 ± 0.055	0.023 ± 0.022	0.51 ± 0.24
02.05.2014 11:00	0.038 ± 0.057	0.022 ± 0.023	0.48 ± 0.24
03.05.2014 11:00	0.048 ± 0.071	0.020 ± 0.021	0.44 ± 0.24
05.05.2014 11:00	0.047 ± 0.070	0.018 ± 0.019	0.42 ± 0.23
14.11.2014 11:45	0.042 ± 0.058	0.020 ± 0.023	0.42 ± 0.23
15.11.2014 11:45	0.051 ± 0.069	0.017 ± 0.020	0.36 ± 0.22
16.11.2014 11:45	0.036 ± 0.057	0.019 ± 0.022	0.45 ± 0.21
17.11.2014 11:45	0.054 ± 0.080	0.019 ± 0.021	0.41 ± 0.25

5) определение фазового состояния облаков.

Общая схема программного комплекса представлена на рисунке 4.20. Тексты соответствующих программ приведены в приложениях А-Д.

4.3 Сопоставление данных измерений водозапаса облаков спутниковым прибором и микроволновым радиометром

Для проверки работоспособности разработанных алгоритмов осуществлено сопоставление восстановленных данных о водозапасе облаков по спутниковым данным прибора SEVIRI с подспутниковыми измерениями микроволновым радиометром. Для этого был выбран период синхронных измерений, проведенных на Центральной экспериментальной полевой базе ФГБУ «ГГО» в п. Воейково [91, 92], и с помощью спутника METEOSAT-10. Значения водозапаса облаков в этот период практически соответствуют среднегодовым значениям, что видно из рисунка 4.21, построенного по данным проекта ISCCP [90, 93].

Поскольку исходные данные [91] имели крайне высокие значения, в среднем равные $1.54 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-2}$, которые на порядок превосходят типичные значения для Ленинградской области в зимний период, составляющие в среднем $0.11 \pm 0.03 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-2}$ [93] и в 95% случаев не превосходящие $0.28 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-2}$ [94], то была осуществлена нормировка этих данных с тем, чтобы их среднее значение соответствовало среднему многолетнему значению (путем деления исходных данных на коэффициент 14.0). Данные микроволнового

радиометра и спутникового спектрометра были осреднены за каждый час измерений.

На рисунке 4.22 представлен график временного хода водозапаса облаков в районе п. Воейково по данным микроволнового радиометра и спутниковым данным, а на рисунке 4.23 представлена диаграмма рассеяния значений водозапаса облаков, показывающая наличие невысокой корреляции между сопоставляемыми временными рядами. Это может быть объяснено неоднородностью распределения водности в облаках и зондированием различных частей облаков в каждом из используемых методов: микроволновый метод использует измерения уходящей радиации с нижней границы облаков, а спутниковый метод - с верхней границы облаков.

Представляется интересным верификация не только метода решения обратной задачи, но и решения прямой задачи. Для этого на основе данных наземных измерений водозапаса облаков с помощью параметризации (4.12) определялась оптическая толщина капельно-жидких облаков. По этим данным для светлого времени суток (когда высота Солнца больше 10 градусов) с помощью модели Эддингтона определялось альbedo облаков при двух значениях альbedo подстилающей поверхности (0.0 и 1.0). Эти данные вместе с данными измерений альbedo прибором SEVIRI представлены на рисунке 4.24. Видно подобие на качественном уровне между сопоставляемыми параметрами.

Выводы по четвертой главе

Автором разработаны и реализованы, в виде программного обеспечения, алгоритмы, предназначенные для получения файлов спутниковых данных, их первичной обработки, детектирования облачных пикселей на изображениях, определения оптической толщины облаков, водо- и льдозапаса облаков, фазового состояния облаков на основе многоспектральных спутниковых данных.

Созданный алгоритм детектирования облачных пикселей показал высокую оправдываемость распознавания облаков на изображениях, которая составила 77%, что стало возможным благодаря использованию

многокритериального подхода на основе многоспектральных данных спутникового прибора SEVIRI.

Осуществлено сопоставление данных измерений водозапаса облаков наземным микроволновым радиометром и спутниковым прибором на основе разработанного программного обеспечения. Продемонстрировано подобие временного хода рассматриваемого параметра облаков, определенного двумя различными методами.

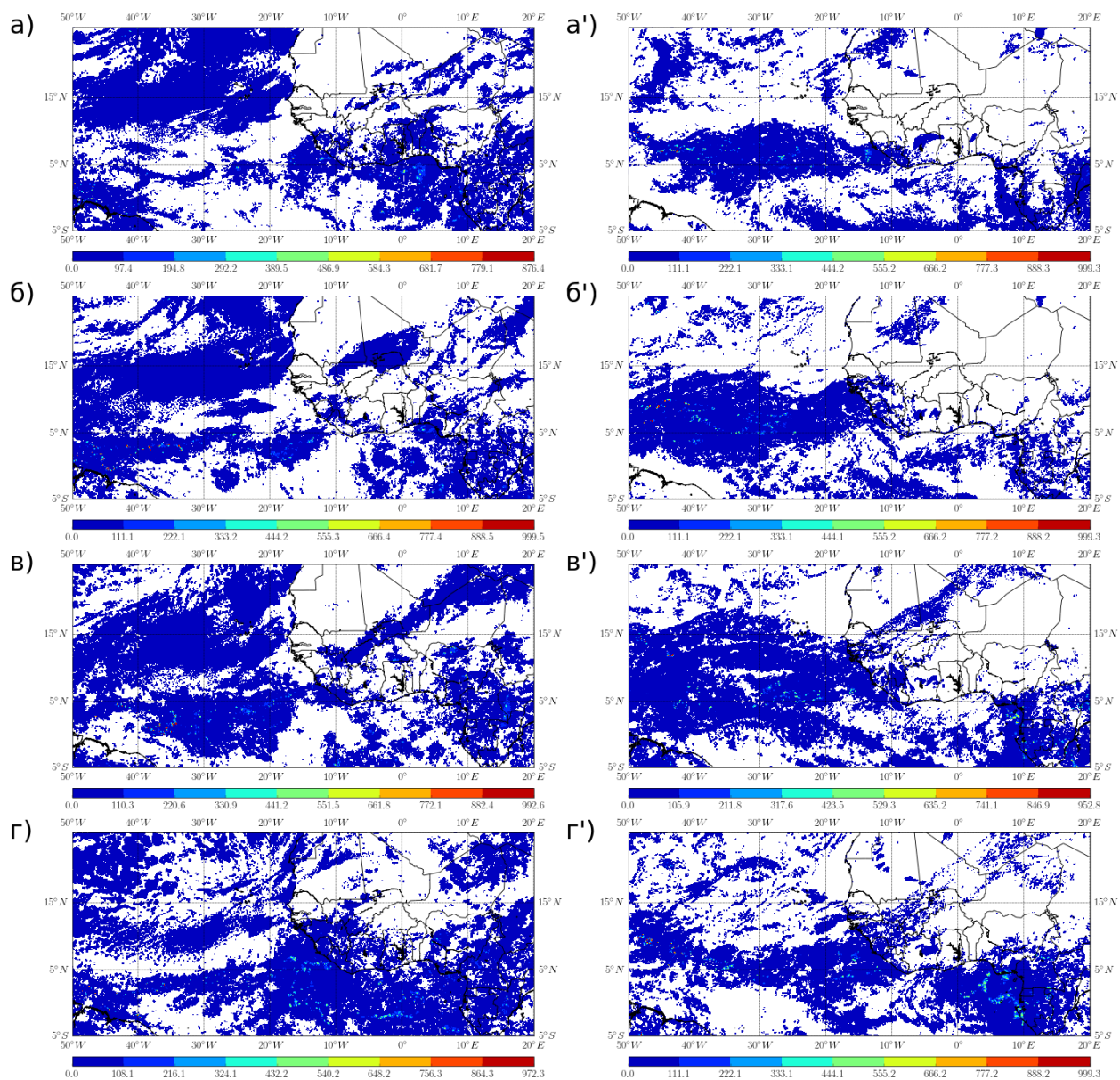


Рисунок 4.11 – Пространственное распределение значений оптической толщины жидко-капельных облаков в различное время: 01.05.2014 11:15 (а), 02.05.2014 11:00 (б), 03.05.2014 11:00 (в), 05.05.2014 11:00 (г), 14.11.2014 11:45 (а'), 15.11.2014 11:45 (б'), 16.11.2014 11:45 (в') и 17.11.2014 11:45 (г')

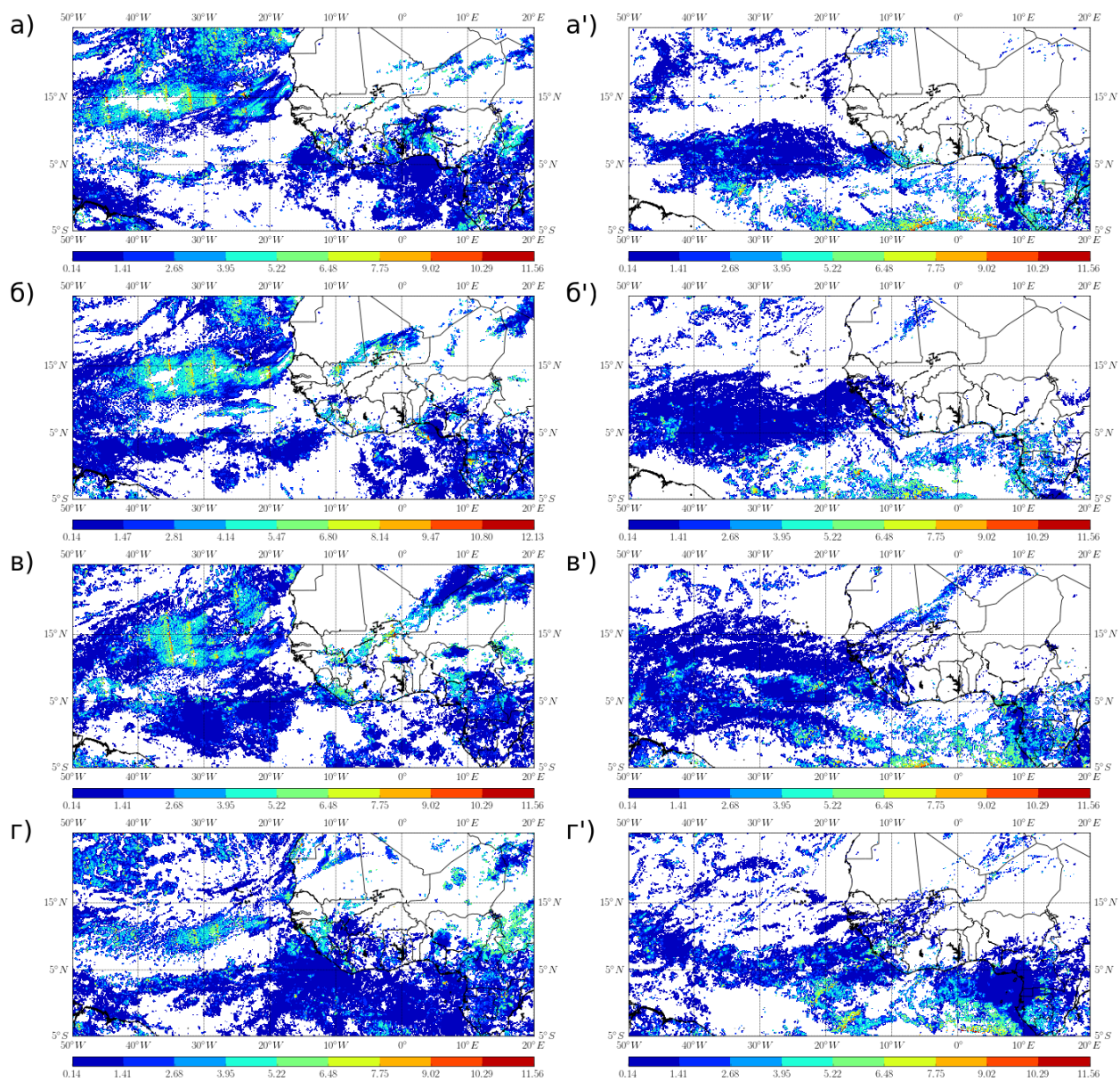


Рисунок 4.12 – Пространственное распределение значений оптической толщины кристаллических облаков в различное время: 01.05.2014 11:15 (а), 02.05.2014 11:00 (б), 03.05.2014 11:00 (в), 05.05.2014 11:00 (г), 14.11.2014 11:45 (а'), 15.11.2014 11:45 (б'), 16.11.2014 11:45 (в') и 17.11.2014 11:45 (г')

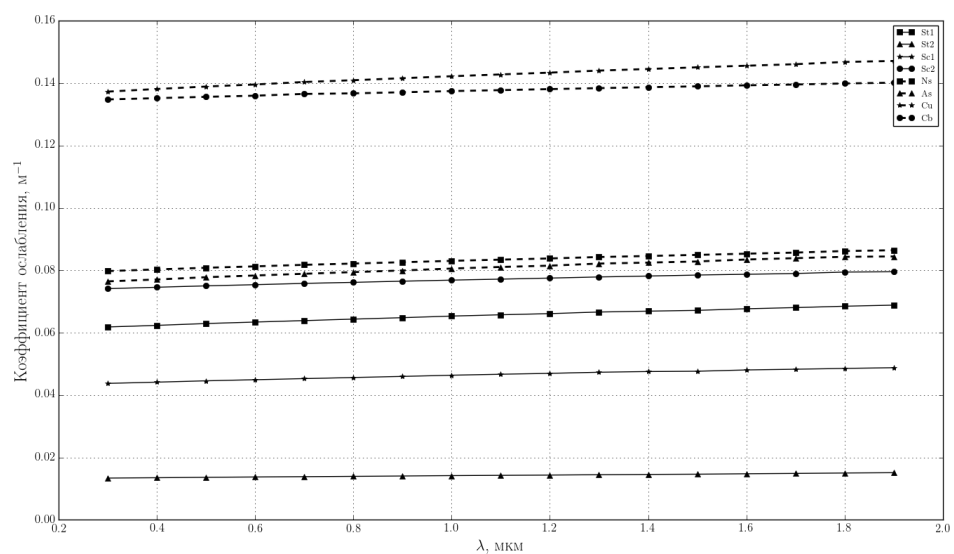


Рисунок 4.13 – Зависимость коэффициента ослабления капельных облаков от длины волны

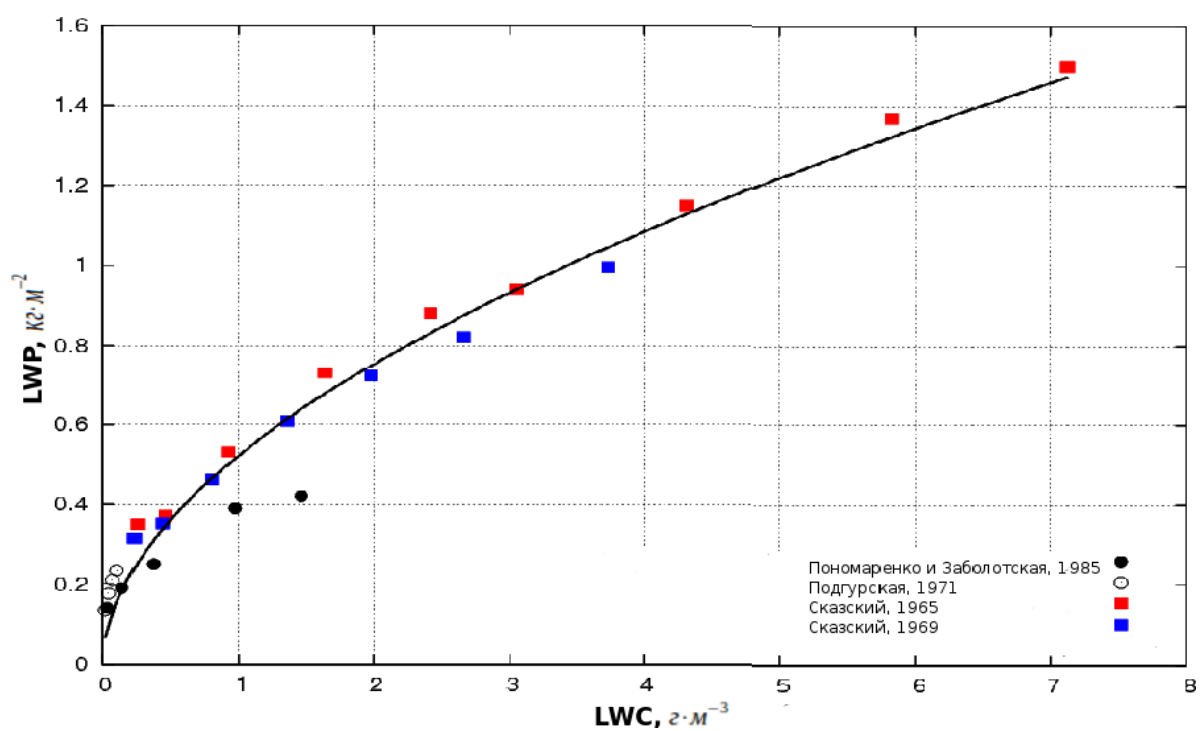


Рисунок 4.14 – Зависимость водозапаса облаков от их водности

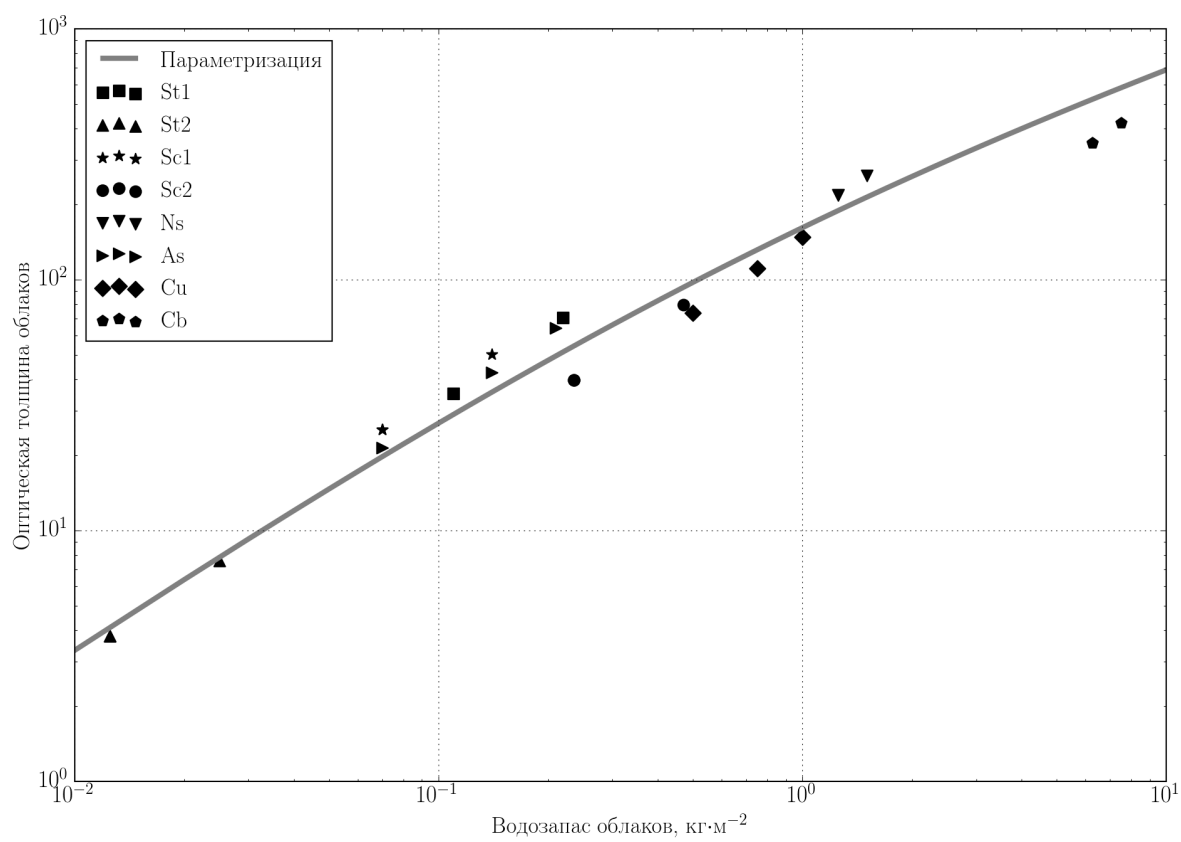


Рисунок 4.15 – Зависимость оптической толщины облаков от водозапаса

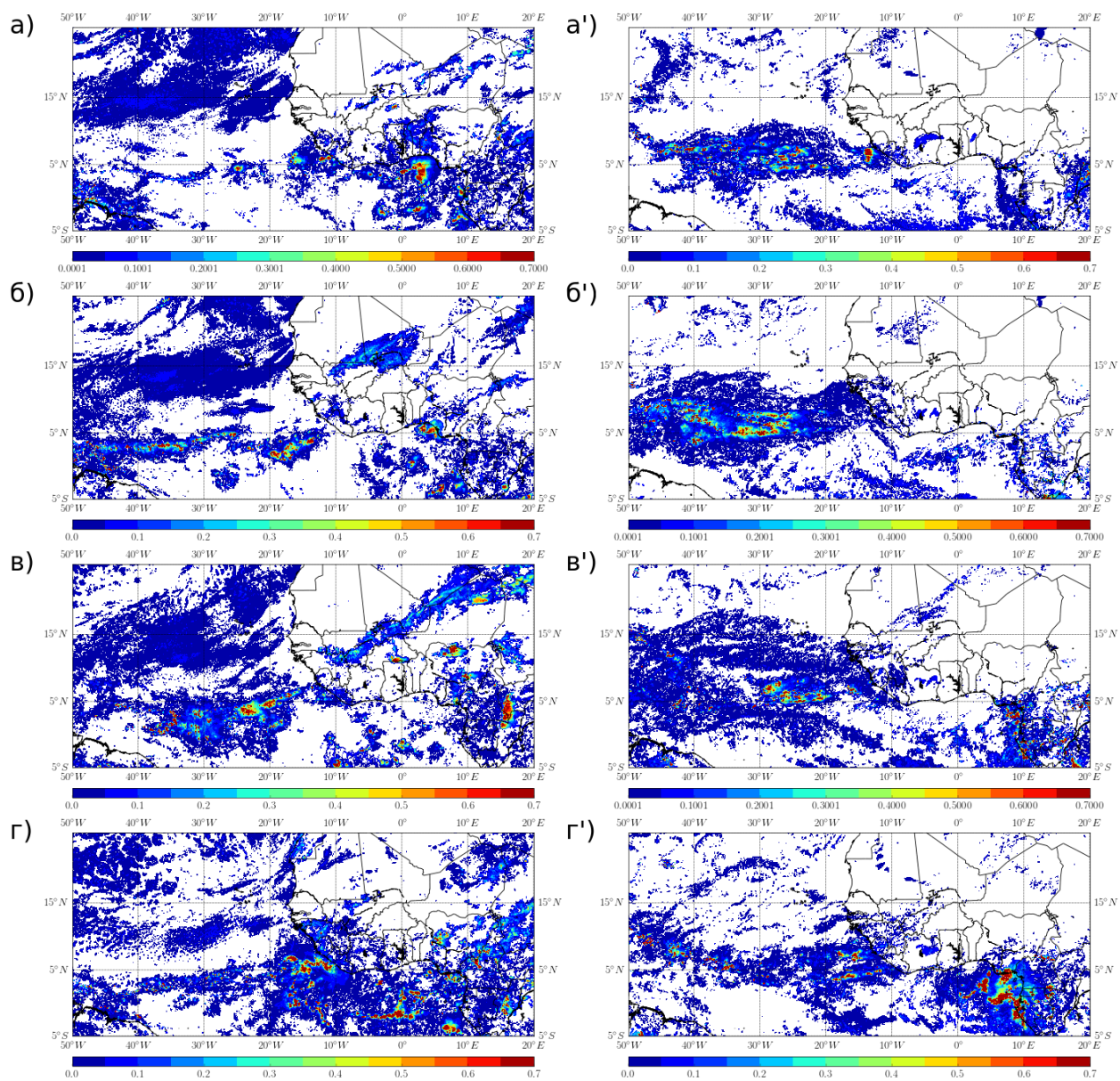


Рисунок 4.16 – Пространственное распределение значений водозапаса облаков в различное время: 01.05.2014 11:15 (а), 02.05.2014 11:00 (б), 03.05.2014 11:00 (в), 05.05.2014 11:00 (г), 14.11.2014 11:45 (а'), 15.11.2014 11:45 (б'), 16.11.2014 11:45 (в') и 17.11.2014 11:45 (г')

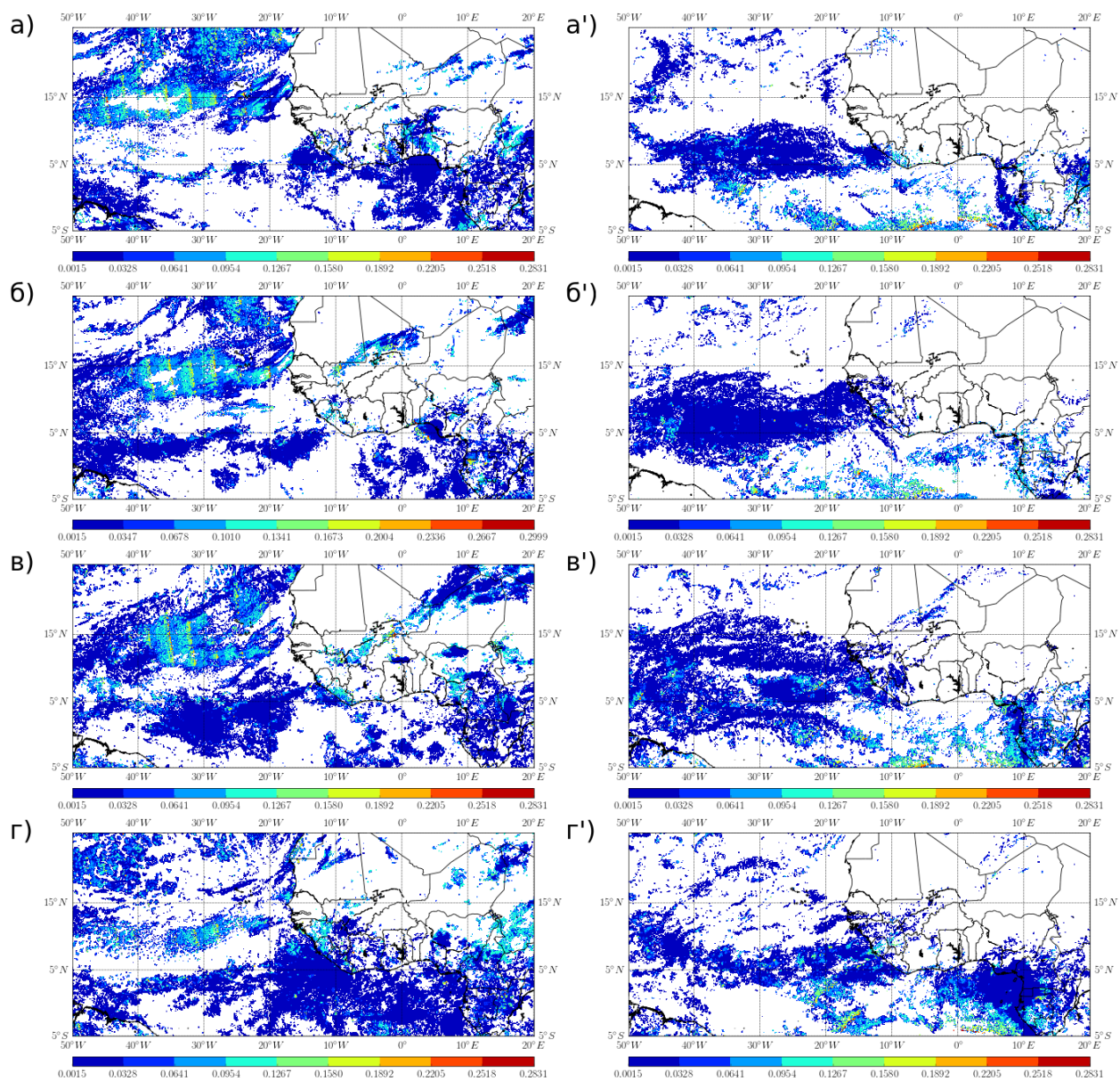


Рисунок 4.17 – Пространственное распределение значений льдозапаса облаков в различное время: 01.05.2014 11:15 (а), 02.05.2014 11:00 (б), 03.05.2014 11:00 (в), 05.05.2014 11:00 (г), 14.11.2014 11:45 (а'), 15.11.2014 11:45 (б'), 16.11.2014 11:45 (в') и 17.11.2014 11:45 (г')

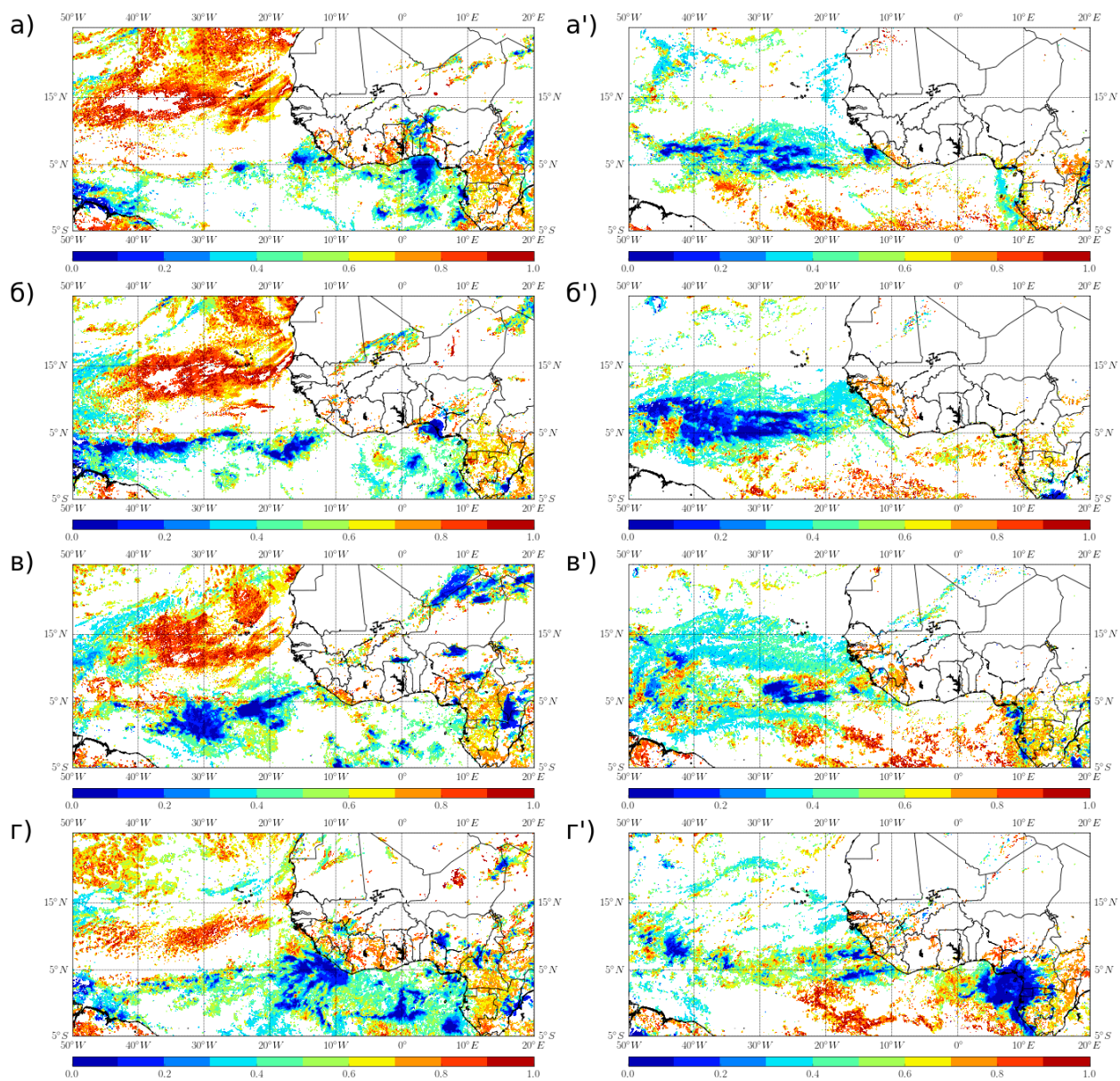


Рисунок 4.18 – Пространственное распределение значений фазового состояния облаков в различное время: 01.05.2014 11:15 (а), 02.05.2014 11:00 (б), 03.05.2014 11:00 (в), 05.05.2014 11:00 (г), 14.11.2014 11:45 (а'), 15.11.2014 11:45 (б'), 16.11.2014 11:45 (в') и 17.11.2014 11:45 (г')

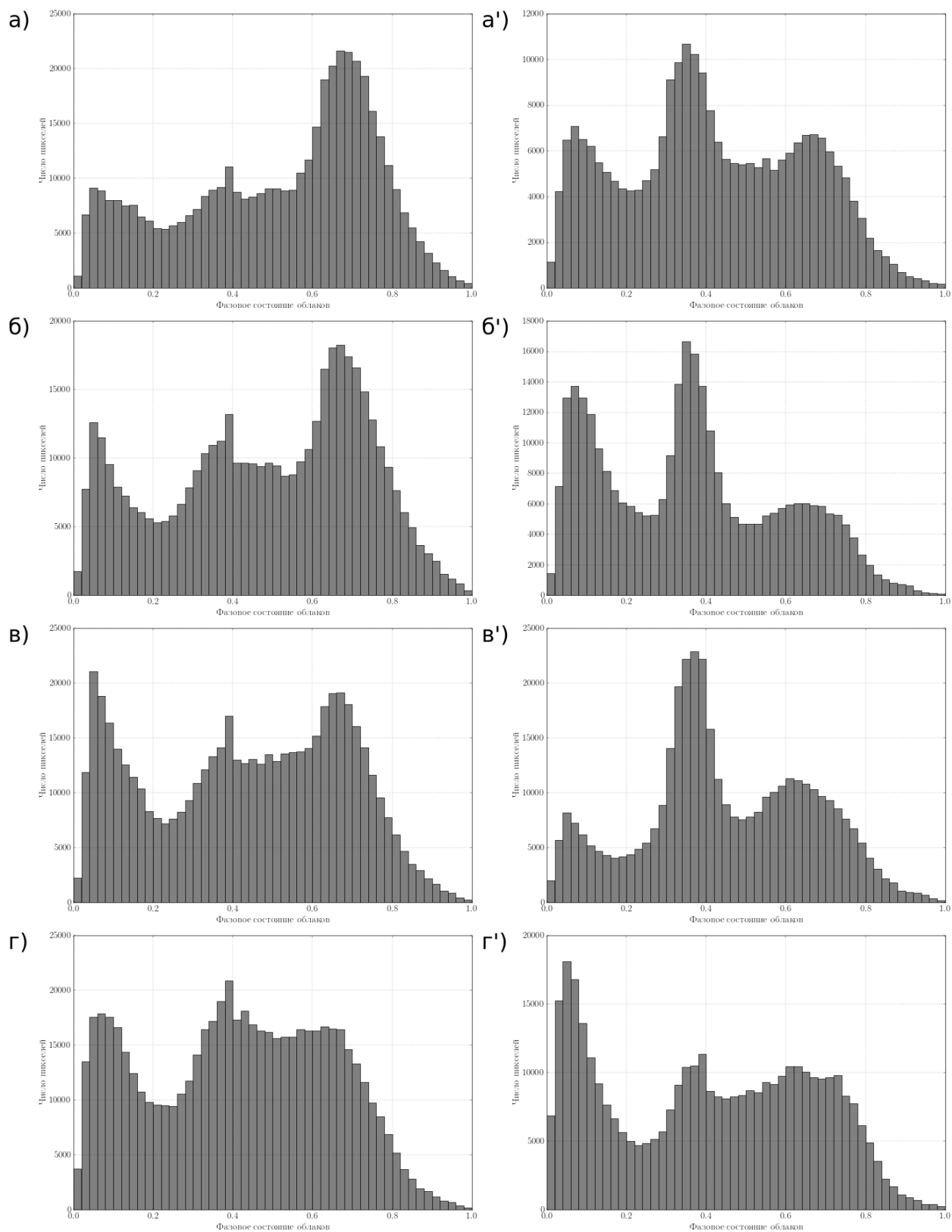


Рисунок 4.19 – Повторяемость значений фазового состояния облаков в различное время: 01.05.2014 11:15 (а), 02.05.2014 11:00 (б), 03.05.2014 11:00 (в), 05.05.2014 11:00 (г), 14.11.2014 11:45 (а'), 15.11.2014 11:45 (б'), 16.11.2014 11:45 (в') и 17.11.2014 11:45 (г')



Рисунок 4.20 – Общая схема программного комплекса

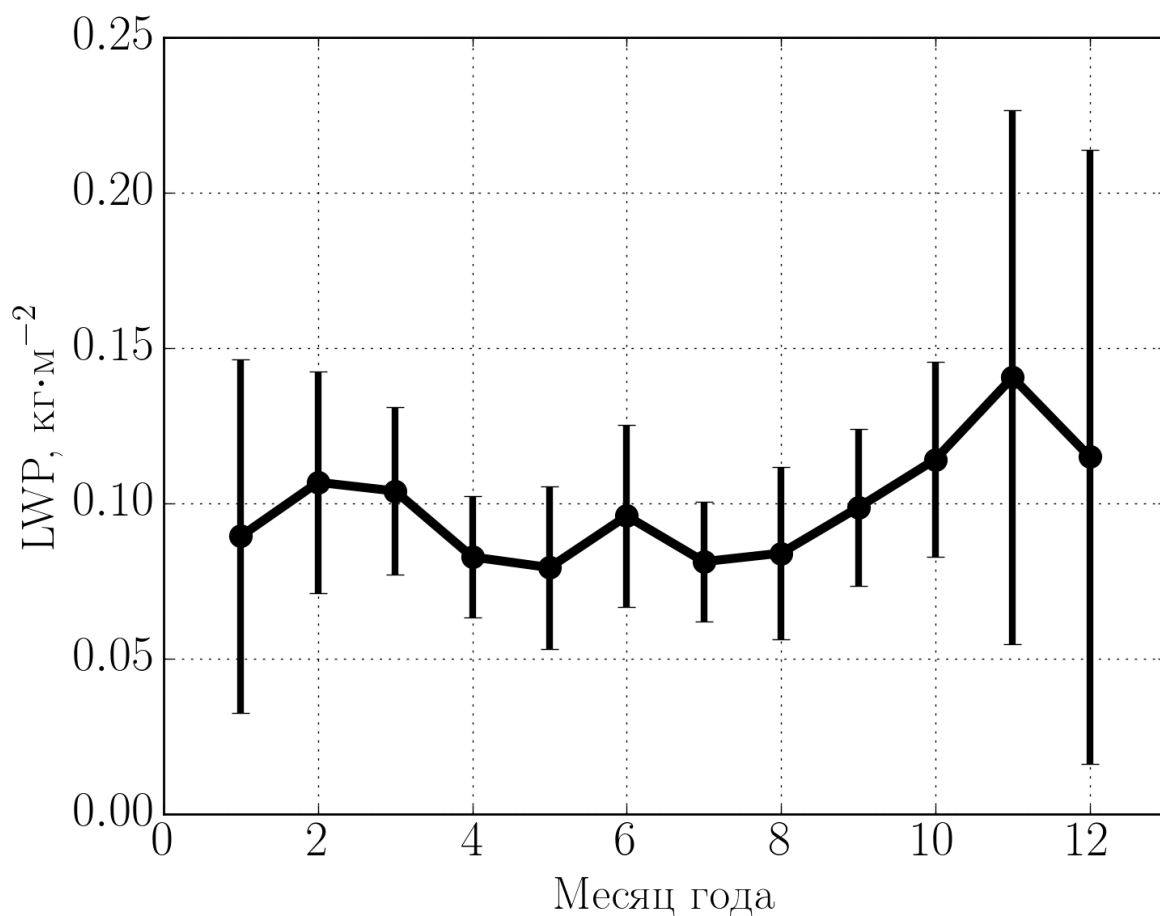


Рисунок 4.21 – Годовой ход водозапаса облаков в районе Санкт-Петербурга по данным ISCCP [90] (осреднение за период с 1983 по 2009 гг.)

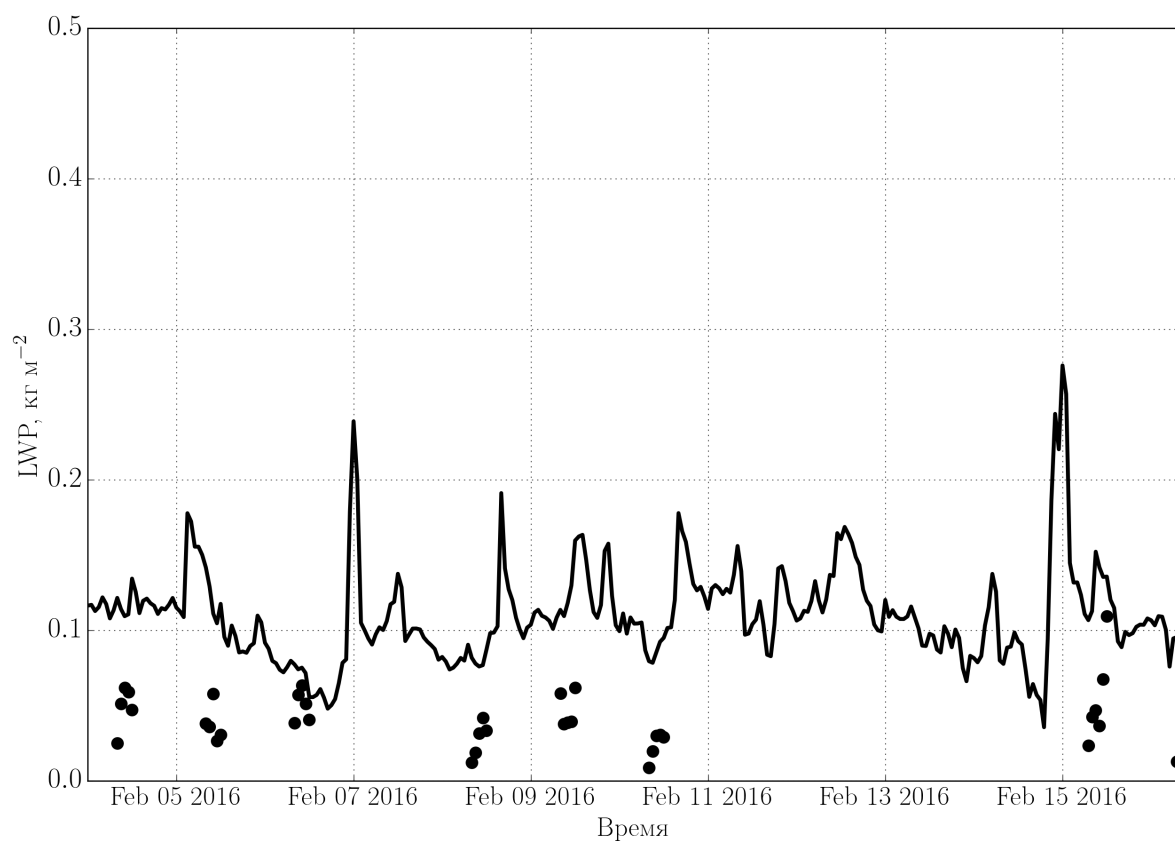


Рисунок 4.22 – Временной ход значений водозапаса облаков в районе п.Воейково: по данным наземных измерений (линия) и по спутниковым данным (точки)

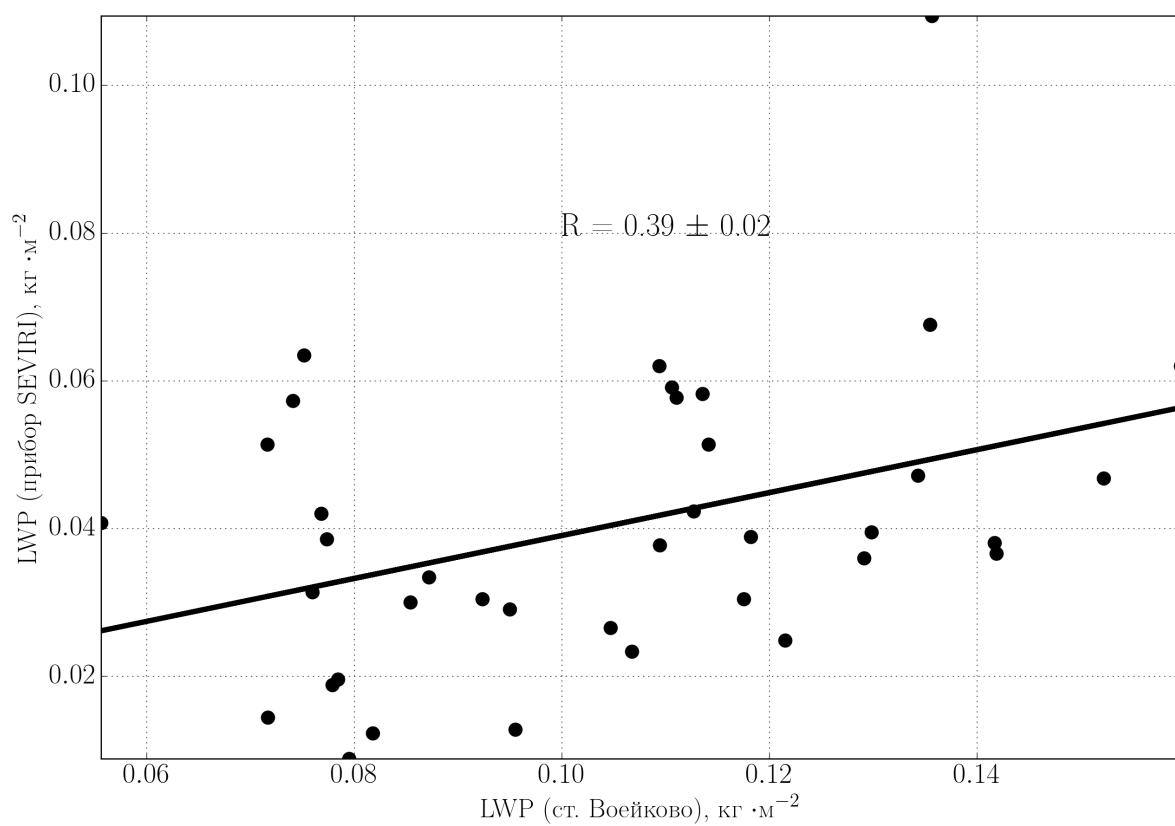


Рисунок 4.23 – Диаграмма рассеяния значений водозапаса облаков

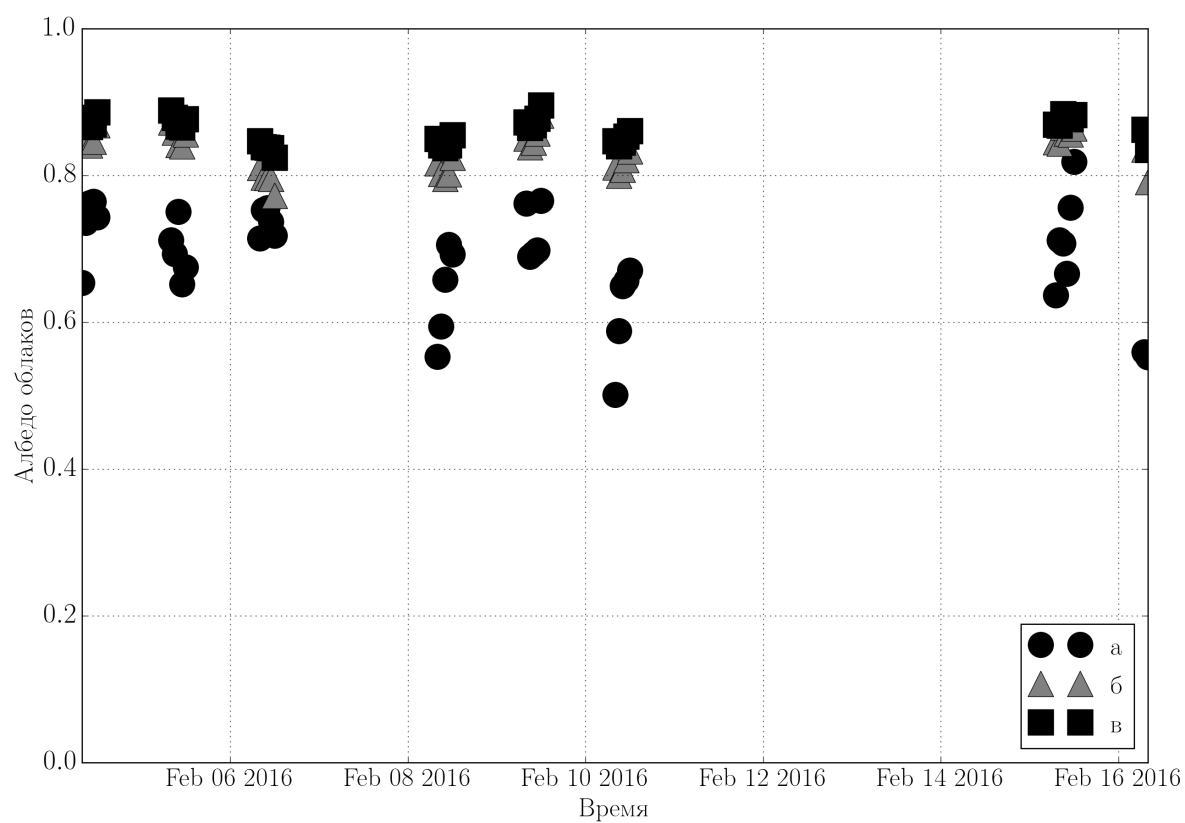


Рисунок 4.24 – Временной ход значений альbedo облаков по данным прибора SEVIRI (а) и по данным микроволнового радиометра [91] при альbedo поверхности, равном 0.0 (б) и 1.0 (в)

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Все поставленные в рамках данного диссертационного исследования задачи были решены, а именно:

- 1) создана численная модель рассеяния электромагнитных волн облачными каплями воды и кристаллами льда, которая учитывает как размеры облачных частиц, так и зависимость диэлектрических свойств воды и льда от длины волны ЭМВ и температуры воздуха;
- 2) программно реализована модель облачной атмосферы для осуществления решения прямой задачи дистанционного зондирования облаков на основе метода дельта-Эддингтона для радиационных потоков в атмосфере;
- 3) для выделения пикселей, занятых облаками, с целью последующего определения параметров облаков, разработан и программно реализован многокритериальный алгоритм определения «облачных» пикселей на основе многоспектральных спутниковых изображений, который показал высокую оправдываемость, составившую 77%;
- 4) разработан алгоритм решения обратной задачи дистанционного зондирования атмосферы с целью определения оптической толщины облаков над однородной поверхностью с известной отражательной способностью на основе данных спутниковых измерений альбедо облаков и рассчитанного зенитного угла Солнца;
- 5) проведены оценки фазового состояния смешанных облаков на основе водо- и льдозапаса облаков, полученных по спутниковым данным прибора SEVIRI;
- 6) осуществлена верификация полученного метода определения водозапаса облаков с привлечением экспериментальных данных микроволнового радиометра, показавшая подобие временного хода рассматриваемого параметра облаков, определенного двумя различными методами.

Разработанный дистанционный метод определения параметров смешанных облаков может быть использован исключительно в светлое время суток и показывает работоспособность при задании значений альбедо подстилающей поверхности, известных из альтернативных методов зондирования, что накладывает определенные ограничения на область его применения.

Дальнейшие исследования, связанные с совершенствованием предложенного метода, должны быть направлены на создание алгоритма восстановления оптической толщины облаков над любым типом подстилающей поверхности, чтобы расширить возможности его использования для зондирования оптически тонких облаков.

Список использованных источников

1. Матвеев Л.Т. Физика атмосферы. СПб.: Гидрометеиздат, 2000. 542 с.
2. Шатунова М.В., Рублев А.Н. Метод расчета потоков солнечного излучения в системе Земля-атмосфера // Труды Гидрометцентра России. 2000.
3. Незваль Е.И., Чубарова Н.Е. Радиационные свойства облаков верхнего яруса по данным спектральных измерений в интервале 310-560 нм // Изд-во АН СССР, Физика атмосферы и океана. 1991. № 9. С. 1015–1021.
4. Чубарова Н.Е. Влияние перистых облаков на ослабление суммарной ультрафиолетовой радиации по результатам моделирования // Изд-во АН СССР, Физика атмосферы и океана. 1991. № 9. С. 1022–1027.
5. Шатунова М.В. Метод расчета потоков солнечного излучения в атмосфере с учетом процесса взаимодействия радиации и облачности // Диссертация на соискание степени кандидата ф.-м. наук. Гидрометцентр России. 2002.
6. Тверской П.Н. Курс метеорологии (Физика атмосферы) / под ред. Селезневой Е.С. Л.: Гидрометеиздат, 1963. 700 с.
7. Андреев А.О., Дукальская М.В., Головина Е.Г. Атлас облаков / под ред. Угрюмова А.И. СПб.: Изд-во РГГМУ, 2006. 500 с.
8. Облака и облачная атмосфера. Справочник / под ред. Мазина И.П., Хргиана А.Х. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 647 с.
9. Кондратьев К.Я., Биненко В.И. Влияние облачности на радиацию и климат. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 240 с.

10. Чукин В.В. Численная модель диэлектрических свойств воды и льда // Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ N2010616606. 2010.
11. Clark T. A study in cloud phase parameterization using the gamma distribution // J. Atmos. Sci. 1973. Vol. 31. P. 142–155.
12. Сказский В.И. Некоторые результаты экспериментальных исследований водности кучевых облаков // АН СССР. 1965. № 1. С. 833–844.
13. Сказский В.И. Исследование водности кучевых облаков // Труды ИПГ. 1969. № 13. С. 43–66.
14. Пономаренко И.Н., Заболотская Т.Н. Экспериментальные данные о водности фронтальных облаков над украинской степей // Труды УНИГМИ. 1965. № 48. С. 52–66.
15. Зацепина Г.Н. Физические свойства и структура воды. М.: Изд-во МГУ, 1998. 184 с.
16. Качурин Л.Г. Физические основы воздействия на атмосферные процессы. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 464 с.
17. Диагностика ледяных ядер в облаках по данным прибора SEVIRI / В.В. Чукин, И.Н. Мельникова, Т.Т. Нгуен [и др.] // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2015. Т. 12, № 4. С. 133–142.
18. Хргиан А.Х. Очерки развития метеорологии. Л.: Гидрометеиздат, 1948. 349 с.
19. Зайцев А.С., Ледохович А.А. Приборы и методы исследования облаков с самолета. Л.: Гидрометеиздат, 1960. 175 с.
20. Белан Б.Д., Зуев В.Е., Панченко М.В. Основные результаты самолетного зондирования аэрозоля и ИОА СО РАН (1981-1991 гг.) // Оптика атмосферы и океана. 1995. Т. 8, № 1-2. С. 145–155.

21. Киселев В.Н., Кузнецов А.Д. Методы зондирования окружающей среды (атмосферы). СПб.: Изд-во РГГМУ, 2004. 429 с.
22. Лазерное зондирование атмосферы [Электронный ресурс] - Режим доступа: <http://all4study.ru/raznoe/lazernoe-zondirovanie-atmosfery.html>. свободный. - Загл. с экрана (дата обращения: 30 июня 2016 г.).
23. Мейсон Б.Дж. Физика облаков (Пер. с англ Г.Т. Никандровой, В.С. Протопова) / под ред. Морачевского В.Г., Селезневой Е.С. Л.: Гидрометеиздат, 1961. 542 с.
24. Восстановление вертикального профиля влажности воздуха по данным наземной регистрации спутниковых навигационных сигналов / В.В. Чукин, Е.С. Алдошкина, А.В. Вахнин [и др.] // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2010. Т. 7, № 3. С. 69–74.
25. Ассимиляция данных ГЛОНАСС/GPS в региональную численную модель прогноза погоды WRF-ARW / В.В. Чукин, Е.С. Алдошкина, А.В. Вахнин [и др.] // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8, № 3. С. 76–82.
26. Говердовский В.Ф. Космическая метеорология с основами астрономии. СПб.: Изд-во РГГМИ, 1995. 217 с.
27. Успенский А.Б., Романов С.В., Троценко А.Н. Применение метода главных компонент для анализа ИК–спектров высокого разрешения, измеренных со спутников // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2003. № 3. С. 1–8.
28. Тимофеев Ю.М. Глобальная система мониторинга параметров атмосферы и поверхности. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2009. 129 с.
29. Космический аппарат «Метеор-М» №2 (№2-1, №2-2) [Электронный ресурс] : офиц. сайт. / АО Корпорация «ВНИИЭ». - Режим доступа: <http://www.vniiem.ru/ru/index.php?option=>

- [com_content&view=article&id=612:-1-r-2-2-1-2-2&catid=82:--1-3r&Itemid=62](#). свободный. - Загл. с экрана (дата обращения: 30 июня 2016 г.).
30. Спутниковые системы [Электронный ресурс]: офиц. сайт. / НИЦ «ПЛАНЕТА» - Режим доступа: <http://planet.iitp.ru/spacecraft.htm>. свободный. - Загл. с экрана (дата обращения: 30 июня 2016 г.).
31. Observing Systems Capability Analysis and Review Tool [Электронный ресурс]: офиц. сайт. / ВМО - Режим доступа: <https://www.wmo-sat.info/oscar/satellites>. свободный. - Загл. с экрана (дата обращения: 30 июня 2016 г.).
32. Асмус В.В., Кровотынцев В.А., Милехин О.Е. [и др.]. Спутниковые информационные технологии и их использование для решения задач гидрометеорологии и мониторинга окружающей среды [Электронный ресурс] - Режим доступа: http://d33.infospace.ru/d33_conf/2008_conf_pdf/P/Asmys.pdf. свободный. - Загл. с экрана (дата обращения: 30 июня 2016 г.).
33. Kramer H. Observation of the Earth and Its Environment, Survey of Missions and Sensors. Windows-Macintosh-Version 4th ed., 2002. 1510 p. ISBN: 978-3-540-42388-1.
34. Рис У. Основы дистанционного зондирования. Второе издание. Пер. с англ. М.Б. Кафмана, А.А. Кузьмичевой. М.: Техносфера, 2006. 336 с.
35. Aminou D. MSG's SEVIRI Instrument // ESA Publications Division. 2002. august. no. 111. P. 15–17.
36. CIMO Guide, Part IV, Satellite observations - 3. Remote sensing instruments [Электронный ресурс]: офиц. сайт. / ВМО - Режим доступа: https://www.wmo.int/pages/prog/www/IMOP/publications/CIMO-Guide/Provis2014Ed/Provisional2014Ed_P-IV_Ch-3.pdf. свободный. - Загл. с экрана (дата обращения: 30 июня 2016 г.).

37. Aminou D., Jacquet B., Pasternak F. Characteristics of the Meteosat Second Generation Radiometer/Imager: SEVIRI // Proceedings of SPIE, Europto series. Vol. 3221. P. 19–31.
38. Meteosat Second Generation: On-ground Calibration, Characterisation and Sensitivity Analysis of the SEVIRI Imaging Radiometer / D. Aminou, A. Ottenbacher, B. Jacquet et al. // Proceedings of SPIE «Earth Observing Systems IV». Vol. 3750. P. 419–430.
39. Чукин В.В., Платонова А.С. Скорость гомогенного льдообразования в водных растворах // Ученые записки РГГМУ. 2009. № 9. С. 70–79.
40. Baran A. From the single-scattering properties of ice crystals to climate prediction: A way forward // Atmos. Res. 2012. Vol. 112. P. 45–69.
41. Liou K. Influence of cirrus clouds on weather and climate processes: A global perspective // Mon. Wea. Rev. 1986. Vol. 114. P. 1167–1199.
42. Liou K., Takano Y., Gu Y. Radiative transfer in cirrus clouds: Light scattering and spectral information // Oxford University Press. 2001. P. 265–296.
43. Liou K.N., Takano Y., Yang P. Light scattering and radiative transfer by ice crystal clouds: Applications to climate research. Academic Press, 2000. 690 с.
44. The relevance of the microphysical and radiative properties of cirrus clouds to climate and climatic feedback / G. Stephens, S.-C. Tsay, P. Stackhouse et al. // J. Atmos. Sci. 1990. Vol. 47. P. 1742–1754.
45. Importance of small ice crystals to cirrus properties: Observations from the tropical warm pool international cloud experiment (TWP-ICE) / G. McFarquhar, U. Junshik, M. Freer et al. // Geophys. Res. Lett. 2007. Vol. 34, Issue: 13.
46. Cirrus / D.K. Lynch, K. Sassen, D.O. Starr [и др.]. Oxford University Press, 2002. 504 с.

47. Борен К., Хафмен Д. Поглощение и рассеяние света малыми частицами, пер. с англ. Э.И. Фейзулина, А.Г. Виноградова, Л.А. Аперсяна. М.: Мир, 1986. 664 с.
48. Hahn David W. Light Scattering Theory [Электронный ресурс]: - Режим доступа: <http://plaza.ufl.edu/dwhahn/Rayleigh%20and%20Mie%20Light%20Scattering.pdf>. свободный. - Загл. с экрана (дата обращения: 30 июня 2016 г.).
49. Дейрменджан Д. Рассеяние электромагнитного излучения сферическими полидисперсными частицами, пер. с англ. И.О. Смоктия / под ред. Кондратьева К.И. М.: Мир, 1971. 303 с.
50. Шифрин К.О. Рассеяние света в мутной среде. М.: Ленинград, 1951. 288 с.
51. Хюлст Г. Рассеяние света малыми частицами, пер. с англ. Т.В. Водопьяновой / под ред. Соболева В.В. М.: ИИЛ, 1961. 536 с.
52. Wendisch M., Yang P. Theory of Atmospheric Radiative Transfer: A Comprehensive Introduction. Wiley, 2012. 321 с.
53. Wiscombe W. Improved Mie scattering algorithms // Appl. Opt. 1980. Vol. 19. P. 1505–1509.
54. Атмосфера: справочник. / под ред. Ю.С. Седунова, С.И. Авдюшина, Е.П. Борисенкова [и др.]. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 510 с.
55. Абшаев М.Т., Розенберг В.И., Кармов Х.Н. Поглощение и рассеяние микрорадиоволн сферическими частицами воды и льда // Труды ВГИ. 1975. Т. 29. С. 40–71.
56. Розенберг В.И. Рассеяние и ослабление электромагнитного излучения атмосферными частицами. Гидрометеиздат, 1972. 348 с.
57. Mandelbrot B. The fractal geometry of nature. Freeman, 1982. 468 p.
58. Нгуен Т.Т., Чукин В.В. Модель рассеяния электромагнитных волн на фрактальных частицах // Физика окружающей среды: Материалы

- Всероссийской конференции с международным участием, посвященной 50-летию первого полета человека в космос и 75-летию регулярных исследований ионосферы в России. Томск: Томское университетское издательство, 2011. С. 251–254.
59. Нгуен Т.Т. Исследование деполяризационных свойств кристаллических облаков // XV Всероссийская научная конференция студентов-радиофизиков. Тезисы докладов. СПб.: Изд-во Соло, 2011. С. 87–89.
60. Чукин В.В., Нгуен Т.Т. Численная фрактальная модель диэлектрических свойств кристаллов льда // Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ N2012610105. 2012.
61. Maxwell-Garnett J. Colours in metal glasses and metallic films // Phil. Trans. Roy. Soc. A. 1904. Vol. 203, Issue: 359-371. P. 385–420.
62. Chukin V., Mikhailova D., Nikulin V. Two Methods of Determination of Ice Crystal Fractal Dimension // Science Prospects. 2012. Vol. 36, no. 9. P. 5–7.
63. Нгуен Т.Т., Чукин В.В. Модель рассеяния электромагнитных волн на каплях воды и фрактальных кристаллах льда // Ученые записки РГГМУ. 2015. № 38. С. 93–101.
64. Васильев А.В., Мельникова И.Н. Экспериментальные модели атмосферы и земной поверхности: учебное пособие. Балт. гос. техн. ун-т. - СПб., 2010. 187 с.
65. Васильев А.В., Кузнецов А.Д., Мельникова И.Н. Дистанционное зондирование окружающей среды из космоса: практикум. Балт. гос. техн. ун-т. - СПб., 2008. 133 с.
66. Васильев А.В., Мельникова И.Н. Коротковолновое солнечное излучение в атмосфере Земли. Расчеты. Измерения. Интерпретация. СПб.: НИИХ СПбГУ, 2002. 388 с.
67. Зуев В.Е., Креков Г.М. Оптические модели атмосферы (Современные проблемы атмосферной оптики Т.2). Л.: Гидрометеиздат, 1986. 256 с.

68. Международный проект по спутниковой климатологии облаков [Электронный ресурс]: офиц. сайт. / Грант INTAS 00-189, грант РФФИ №04-07-90123 - Режим доступа: <http://www.saga.iao.ru/atrad/services/mono/vm/sun/p-01/>. свободный. - Загл. с экрана (дата обращения: 30 июня 2016 г.).
69. Ленобль Ж. Перенос радиации в рассеивающих и поглощающих атмосферах: стандартные методы расчета. Пер. с англ. Ж.К. Золотовой / под ред. Шифрина К.С. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 264 с.
70. Метод Монте-Карло в атмосферной оптике / под ред. Г.И. Марчука. Новосибирск: Наука, 1988. 263 с.
71. Meador W., Weaver W. Two-Stream Approximations to Radiative Transfer in Planetary Atmospheres: A Unified Description of Existing Methods and a New Improvement // AMS. 1980. Vol. 37. P. 630–643.
72. Joshep J., Wiscombe W., Weinman J. The Delta-Eddington Approximation for Radiative Flux Tranfer // AMS. 1976. Vol. 33. P. 2452–2459.
73. Соболев А.В. Рассеяние света в атмосферах планет. М.: Наука, 1972. 335 с.
74. Минин И.Н. Теория переноса излучения в атмосферах планет. М.: Наука, 1988. 264 с.
75. Официальный сайт проекта PYTROLL [Электронный ресурс] - Режим доступа: <http://pytroll.org/>. свободный. - Загл. с экрана (дата обращения: 30 июня 2016 г.).
76. Bley S., Deneke H. A threshold-based cloud mask for the high-resolution visible channel of Meteosat Second Generation SEVIRI // Atmos. Meas. Tech. 2013. Vol. 6. P. 2713–2723.
77. Cermak J., Bendix J. A novel approach to fog/low stratus detection using Meteosat 8 data // Atmospheric Research. 2008. Vol. 87. P. 279–292.

78. Hocking J., Francis P., Saunders R. Cloud detection in Meteosat Second Generation imagery at the Met Office // Meteorol. Appl. 2011. Vol. 18. P. 307–323.
79. Rossow W., Schiffer R. Advances in Understanding Clouds from ISCCP // Bull. Amer. Meteor. Soc. 1999. Vol. 80. P. 2261–2288.
80. Wildt M., Seiz G., Grun A. Snow mapping using multi-temporal METEOSAT-8 data // EARSeL eProceedings. 2006. Vol. 5. P. 18–30.
81. Automated Cloud Classification of Global AVHRR Data Using a Fuzzy Logic Approach / B. Baum, V. Tovinkere, J. Titlow et al. // Journal of Applied Meteorology. 1997. Vol. 36. P. 1519–1540.
82. Нгуен Т.Т., Чукин В.В. Программа для определения аэрозольной оптической толщины по данным прибора SEVIRI // Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ N2015613535. 2015.
83. Retrieval of aerosol optical depth over land based on a time series technique using MSG/SEVIRI data / L. Mei, Y. Xue, G. Leeuw et al. // Atmos. Chem. Phys. 2012. Vol. 12. P. 9167–9185.
84. Лобанова М.А., Васильев А.В., Мельникова И.Н. Зависимость параметра асимметрии индикатрисы рассеяния от характеристик среды // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2010. Т. 7, № 4. С. 147–157.
85. Мельникова И.Н., Никитин С.А., Гатебе Ш. Алгоритм восстановления оптических параметров облачной атмосферы из самолетных, спектральных измерений интенсивности солнечной радиации // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2009. Т. 2, № 6. С. 137–146.
86. Геня М.Д., Мельникова И.Н., Гатебе Ш. Определение оптических параметров облачной атмосферы из самолетных, спектральных измерений интенсивности солнечной радиации // Межрегиональный научный семинар «Экология и космос». 2010. С. 50–59.

87. Чукин В.В., Нгуен Т.Т. Определение фазового состояния облаков по данным прибора SEVIRI в видимом и ближнем ИК диапазоне длин волн [Электронный ресурс] // Международный научно-исследовательский журнал. 2017. № 2(56). 10.23670/IRJ.2017.56.002. URL: <http://research-journal.org/earth/opredelenie-fazovogo-sostoyaniya-oblakov-po-dannym-pribora-seviri-v-vidimom-i-blizhnem-ik-diapazone-dlin-voln/>.
88. Нгуен Т.Т. Разработка численной модели радиационных свойств облаков // Магистерская диссертация. РГГМУ. 2012.
89. Walther A., Straka W., Heidinger A.K. ABI Algorithm Theoretical Basis Document For Daytime Cloud Optical and Microphysical Properties (DCOMP). NOAA NESDIS CENTER for SATELLITE APPLICATIONS and RESEARCH, 2011. 61 с.
90. Климатические спутниковые данные [Электронный ресурс]: офиц. сайт. / Лаборатория метеотехнологий - Режим доступа: <http://meteolab.ru/edu/linux/satdata/>. свободный. - Загл. с экрана (дата обращения: 30 июня 2016 г.).
91. Дроздов Д.В., Рыбаков Ю.В., Герасимов О.А. СВЧ радиометрический комплекс дистанционного зондирования интегральных характеристик влагозапаса атмосферы и водозапаса облаков // СПб.: Труды главной геофизической обсерватории им. а.и. воейкова. 2016. Т. 580. С. 138–152.
92. Щукин Г.Г., Караваев Д.М. Некоторые результаты и перспективы исследований в области СВЧ-радиометрии (радиотеплолокации), проводимых в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова // Успехи современной радиоэлектроники. 2008. Т. 6. С. 29–37.
93. Международный проект по спутниковой климатологии облаков [Электронный ресурс]: офиц. сайт. / ISCCP - Режим доступа: <http://isccp.giss.nasa.gov/>. свободный. - Загл. с экрана (дата обращения: 30 июня 2016 г.).

94. Караваев Д.М. СВЧ-радиометрические исследования влагозапаса атмосферы и водозапаса облаков // Диссертация на соискание степени кандидата технических наук. ФГБУ «ГГО». 2010.

А Текст программы «Параметры Солнца»

```
#!/usr/bin/python
# coding: utf8

from numpy import *
from math import *

#
#####

# Description : Sun parameters                                     #
# Author:      Tong Tam Nguyen (nguyen@meteolab.ru)              #
# Version:     2015-03-04                                         #
# License:     GNU General Public License 2.0                    #
#
#####

class Sun:

    # FUNCTION TO DETERMINE THE PARAMETERS OF THE SUN
    def sunAstro( self , time):
        # sunAstro — An array of parameters of the Sun
        #           (solar declination , equation of time,
        #           time correction , Sun–Earth distance)
        # time      — Time value (datetime)
        doy = time.timetuple().tm_yday-1
        hh = time.hour
        mm = time.minute
        g = (2.0*pi/365.25)*(doy+(hh+mm/60.0)/24.0)
        # Solar declination (degree)
        de = 0.396372-22.91327*cos(g)+4.02543*sin(g)-0.387205*cos(2*g)+\
            0.051967*sin(2*g)-0.154527*cos(3*g)+0.084798*sin(3*g)
        # Equation of time (degree)
        et = 3.82*(0.000075+0.001868*cos(g)-0.032077*sin(g)-0.014615*\
            cos(2*g)-0.040849*sin(2*g))
        # Time correction (degree)
        tc = 0.004297+0.107029*cos(g)-1.837877*sin(g)-0.837378*cos(2*g)-\
            2.340475*sin(2*g)
```

```

# Sun–Earth distance (AU)
dd = 1.0/(1.00011+0.032592*cos(g)+0.00128*sin(g)+0.000719*cos(2*g)+\
        0.000077*sin(2*g))
astro = zeros(4)
astro[0] = de
astro[1] = et
astro[2] = tc
astro[3] = dd
return astro

# FUNCTION TO DETERMINE THE HOUR ANGLE OF THE SUN
def getSolarHourAngle(self, time, lon):
    # getSolarHourAngle – Hour angle of the Sun (degree)
    # time                – Time value            (datetime)
    # lon                  – lat                    (degree)
    hh = time.hour
    mm = time.minute
    sha = (hh+mm/60.0–12.0)*15.0 + lon + self.sunAstro(time)[2]
    return sha

# FUNCTION TO DETERMINE ANGLES OF THE SUN
def getSunAngle(self, time, lat, lon):
    # getSunAngle – An array of angles of the Sun, degree
    # time        – Time value (datetime)
    # lat         – Latitude   (degree)
    # lon         – Longitude  (degree)
    D = radians(self.sunAstro(time)[0])
    lat = radians(lat)
    sha = radians(self.getSolarHourAngle(time, lon))
    sza = arccos(sin(lat)*sin(D)+cos(lat)*cos(D)*cos(sha));
    az = arccos((sin(D)*cos(lat)–cos(D)*sin(lat)*cos(sha))/cos(pi/2–sza))
    ang = zeros(3)
    ang[0] = degrees(sza) # Solar zenith angle (degree)
    ang[1] = degrees(az) # Solar azimuth angle (degree)
    ang[2] = 90.0–ang[0] # The height of the Sun (degree)
    return ang

```

Б Текст программы «Атмосферные модели»

```
#!/usr/bin/env python
# coding: utf8

from numpy import *

# INITIALIZATION CLOUD OPTICAL DEEPTH
class Tau(object):
    def __init__( self , tau):
        self._tau = tau
    def getTau( self):
        return self._tau
    def setTau( self , value):
        self._tau = value
    def delTau( self):
        del self._tau
    tau = property(getTau, setTau, delTau, "Property Tau")

# INITIALIZATION PARAMETER OF SINGLE SCATTERING
class Omega(object):
    def __init__( self , om):
        self._om = om
    def getOmega(self):
        return self._om
    def setOmega(self, value):
        self._om = value
    def delOmega(self):
        del self._om
    om = property(getOmega, setOmega, delOmega, "Property Omega")

# INITIALIZATION SUN ZENITH ANGLE
class Theta( object):
    def __init__( self , Theta):
        self._Theta = Theta
    def getTheta( self):
        return self._Theta
    def setTheta( self , value):
        self._Theta = value
    def delTheta( self):
```

```

    del self._Theta
Theta = property(getTheta, setTheta, delTheta, "Property Theta")

```

INITIALIZATION PARAMETER OF INDICATRIX

```

class Indicatrix (object):
    def __init__( self , ind):
        self._ind = ind
    def getInd( self):
        return self._ind
    def setInd( self , value):
        self._ind = value
    def delInd( self):
        del self._ind
ind = property(getInd, setInd, delInd, "Property Indicatrix ")

```

INITIALIZATION SUFFACE ALBEDO

```

class Albedo(object):
    def __init__( self , a):
        self._a = a
    def getAs( self):
        return self._a
    def setAs( self , value):
        self._a = value
    def delAs( self):
        del self._a
a = property(getAs, setAs, delAs, "Property Albedo")

```

EDDINGTON MODEL OF ATMOSPHERE

```

class Eddington(Tau, Omega, Theta, Indicatrix , Albedo):

    def getAllParameters ( self):
        tau    = self.getTau()                # Cloud Optical Depth
        omega = self.getOmega()                # Single Scattering Albedo
        g      = self.getInd()                 # Scattering Indicatrix Assimetry
        z      = cos(radians ( self.getTheta() )) # Cosine of SZA
        As     = self.getAs()                  # Surface Albedo
        return tau, omega, g, z, As

    def getCloudAlbedo(self):
        tau, omega, g, z, As = self.getAllParameters ()
        omegaT = omega*(1.0-g*g)/(1.0-omega*g*g) # omega'
        tauT   = tau*(1.0-omega*g*g)            # tau'
        gT     = g/(1+g)                        # g'

        gamma1 = 0.25*(7.0-omegaT*(4.0+3.0*gT)) # gamma1
        gamma2 = -0.25*(1.0-omegaT*(4.0-3.0*gT)) # gamma2

```

```

kappa = sqrt (gamma1*gamma1-gamma2*gamma2) # kappa

ri = 4.0/(4.0+3.0*(1.0-g)*tauT) # A(0) – Spherical albedo
by Minin
ri = gamma2*(1.0-exp(-2.0*kappa*tauT))
ri = ri / (kappa+gamma1+(kappa-gamma1)*exp(-2.0*kappa*tauT)) # A(0) –
Spherical albedo
ti = 2.0*kappa*exp(-kappa*tauT)
ti = ti / (kappa+gamma1+(kappa-gamma1)*exp(-2.0*kappa*tauT)) # V(tau) –
Diffusion transmission
# Diffused+directed transmission – expansions of Ei–integral:
if (tau<=1.0):
    ti = ti -0.5772-log(tau)+tau-tau*tau/4.0+tau*tau*tau/18.0
else:
    ti = ti +1.0/exp(tau)/tau*(1.0-1.0/tau+2.0/tau/tau-6.0/tau/tau/tau)

gamma3 = 0.25*(2.0-3.0*gT*z)
gamma4 = 1.0 - gamma3
alpha1 = gamma1*gamma4+gamma2*gamma3 # a1
alpha2 = gamma1*gamma3+gamma2*gamma4 # a2

m1 = (1.0+kappa*z)*(alpha1+kappa*gamma4)*exp(kappa*tauT)
m2 = (1.0-kappa*z)*(alpha1-kappa*gamma4)*exp(-kappa*tauT)
m3 = 2.0*kappa*(gamma4+alpha1*z)*exp(tauT/z)
m4 = (kappa+gamma1)*exp(kappa*tauT)+(kappa-gamma1)*exp(-kappa*tauT)
m5 = 1.0 - kappa*kappa*z*z
m6 = omegaT/(m4*m5)

r = m6*((1.0-kappa*z)*(alpha2+kappa*gamma3)*exp(kappa*tauT)\
-(1.0+kappa*z)*(alpha2-kappa*gamma3)*exp(-kappa*tauT)\
-2.0*kappa*(gamma3-alpha2*z)*exp(-tauT/z)) # Upward reflected flux
t = (1.0-m6*(m1-m2-m3))*exp(-tauT/z) # Downward transmitted flux
r = r + As*t*t # Reflected flux with albedo
return r

```

ASYMPTOTIC MODEL OF ATMOSPHERE

```
class Asymptote(Tau, Omega, Theta, Indicatrix , Albedo):
```

```

def getAllParameters ( self ):
    tau = self.getTau() # Cloud Optical Depth
    omega = self.getOmega() # Single Scattering Albedo
    g = self.getInd() # Scattering Indicatrix
    Assimetry
    z = cos( radians ( self.getTheta() )) # Cosine of SZA
    As = self.getAs() # Surface Albedo
    return tau , omega, g, z, As

```

```

def getCloudAlbedo(self):
    tau, omega, g, z, As = self.getAllParameters()
    DET = 1.428
    pl = 1.0 - omega
    pt = tau
    pg = 1.0 - g
    ss = sqrt(pl/pg/3.0)
    sss = ss*ss
    ku = 3.0*ss*pg*sqrt(1.0+3.0*sss*(g-0.8/(1.0+g))+1.44*sss*sss/(1.0+g)/(1.0+g)
    *(1.0-5.0/9.0*(1.0+g)-3.0/7.0/(1.0+g+g*g)))
    ext = exp(ku*pt)
    mm = 8.0*ss*(1.0+sss*(1.5*(3.0*pg-1.0)+pg*3.0+1.2/(1.0+g)))
    m1 = 3.0*DET*ss
    nn = 1.0 - m1*(1.0-m1/2.0)
    q2 = 4.5*DET*DET + 3.0*g - 2.0/(1.0+g)
    qq = 1.0 - m1/2.0 + q2*sss
    a2 = 6.0*DET
    a3 = 9.0*DET*DET - 6.0*g - 1.608/(1.0+g)
    # Spherical albedo
    aa = 1.0 - 4.0*ss + a2*sss - ss*sss*a3
    na = nn - As*mm*qq*qq/(1.0-As*aa)

    uu0 = (0.7675+0.0875*g)*z + 0.502 - 0.084*g # escape 0
    uu1 = 1.668*q2*(z*z+0.1)/uu0 # escape 2
    uu2 = uu0*(1.0 - 1.5*1.428*ss + uu1*ss*ss) # escape function
    uu3 = 3.0*uu0*(2*1.428 + 3/(1+g)*(1.271*z-0.9)) # plane albedo 2
    uu4 = 4.0*uu0*(4.5*g - 1.6/(1+g) - 3.0 - uu1) # plane albedo 3
    uu5 = 1.0 - 4.0*uu0*ss + uu3*ss*ss + uu4*ss*ss*ss # plane albedo
    uz0 = uu0
    uz = uu2
    az = uu5
    # Conservative scattering
    if ss==0:
        # Upward flux at the top
        ff1 = 1.0 - 4.0/3.0*uz0 / ((1.0-g)*pt+1.427+4.0*As/3.0/(1.0-As))
        # Downward flux at the bottom
        ff2 = 4.0*uz0*(1.0-As)/(3.0*(1.0-As)*((1.0-g)*pt+1.427)+4.0*As)
        # Cloud albedo
        Ac = 1.0 - 4.0/3.0/((1.0-g)*pt+1.427+4.0*As/3.0/(1.0-As))
        # Calculation within layer
        for p in range(4):
            # Upward flux
            fr = uz0*((1.0-As)*(3.0*(1.0-g)*pt*(1.0-(p+1.0)*0.2)+2.141-2.0)+4.0*As)
            /((1.0-As)*(3.0*(1.0-g)*pt+4.283)+4.0*As)
            # Downward flux

```

```

ft = uz0*((1.0-As)*(3.0*(1.0-g)*pt*(1.0-(p+1.0)*0.2)+2.141+2.0)+4.0*As)
/((1.0-As)*(3.0*(1.0-g)*pt+4.283)+4.0*As)
else :
ir   = 1.0 - 2.0*ss + 3.0*sss*(1.5-g*g)/(1.0+g) - 3.0*ss*sss*(2.0-3.0*g
+0.8/(1.0+g))
it   = 1.0 + 2.0*ss + 3.0*sss*(1.5-g*g)/(1.0+g) + 3.0*ss*sss*(2.0-3.0*g
+0.8/(1.0+g))
znam = 1.0 - nn*na/ext/ext
# Upward flux at the top
ff1  = az - mm*na*uz*qq/ext/ext/znam
# Downward flux at the bottom
ff2  = mm*uz*qq/ext/(1.0-As*aa)/znam
# Cloud albedo
Ac   = aa - (qq*qq*mm*na/ext/ext)/znam
# Calculation within layer
for p in range(4):
# Upward flux
fr   = uz/ext/znam*(ir*exp(ku*pt*(1.0-(p+1.0)*0.2))-it*na/exp(ku*pt*(1.0-(p
+1.0)*0.2)))
# Downward flux
ft   = uz/ext/znam*(it*exp(ku*pt*(1.0-(p+1.0)*0.2))-ir*na/exp(ku*pt*(1.0-(p
+1.0)*0.2)))
return ff1

```

В Текст программы «Математическая модель рассеяния
электромагнитных волн»

```
#!/usr/bin/env python
# coding: utf8

from __future__ import unicode_literals
from numpy import *

#
#####

# Description: Model diffraction of electromagnetic waves by spherical      #
#               particles of atmospheric                                     #
# Authors:      Tong Tam Nguyen (nguyen@meteolab.ru)                       #
#               Vladimir V. Chukin (chukin@meteolab.ru)                   #
# Version:      2015-03-12                                                #
# License:      GNU General Public License 2.0                           #
#
#####

# INITIALIZATION WAVELENGTH
class Wavelength(object):
    def __init__( self , WL):
        self ._WL = WL
    def getWL(self):
        return self ._WL
    def setWL(self, value):
        self ._WL = value
    def delWL(self):
        del self ._WL
    WL = property(getWL, setWL, delWL, "Property WL")

# INITIALIZATION RADIUS OF PARTICLES
class Radius( object ):
    def __init__( self , RP):
        self ._RP = RP
    def getRP(self):
```

```

        return self._RP
    def setRP(self, value):
        self._RP = value
    def delRP(self):
        del self._RP
    RP = property(getRP, setRP, delRP, "Property RP")

# INITIALIZATION SCATTERING ANGLE
class Theta(object):
    def __init__(self, AGL):
        self._AGL = AGL
    def getAGL(self):
        return self._AGL
    def setAGL(self, value):
        self._AGL = value
    def delAGL(self):
        del self._AGL
    AGL = property(getAGL, setAGL, delAGL, "Property AGL")

# INITIALIZATION REFRACTIVE INDEX OF PARTICLES
class Particle(object):
    def __init__(self, PAR):
        self._PAR = PAR
    def getPAR(self):
        return self._PAR
    def setPAR(self, value):
        self._PAR = value
    def delPAR(self):
        del self._PAR
    PAR = property(getPAR, setPAR, delPAR, "Property PAR")

# INITIALIZATION REFRACTIVE INDEX OF ENVIRONMENT
class Environment(object):
    def __init__(self, ENV):
        self._ENV = ENV
    def getENV(self):
        return self._ENV
    def setENV(self, value):
        self._ENV = value
    def delENV(self):
        del self._ENV
    ENV = property(getENV, setENV, delENV, "Property ENV")

# COEFFICIENTS OF MIE THEORY
class Mie(Wavelength, Radius, Theta, Particle, Environment):
    # Complex parameter diffraction

```

```

def getX( self ):
    X = 2*pi*self.getRP()*self.getENV()/self.getWL()
    Xc = complex(X,0)
    return Xc
# Number of coefficients
def getN( self ):
    Ncr = self.getX().real+4*pow(self.getX().real,1.0/3.0)+2.0
    N = int(round(Ncr))+1
    return N
# Angular function PI
def getPi( self ):
    N = self.getN()
    pp = zeros(N)
    pp[0] = 0.0
    pp[1] = 1.0
    for i in range(2,N,1):
        pp[i] = ((2.0*i-1.0)/(i-1.0))*cos(radians(self.getAGL()))*pp[i-1]-(i/(i-1.0))
            *pp[i-2]
    return pp
# Angular function TAU
def getTau( self ):
    N = self.getN()
    tau = zeros(N)
    for i in range(1,N,1):
        tau[i] = i*cos(radians(self.getAGL()))*self.getPi()[i]-(i+1.0)**self.getPi()[
            i-1]
    return tau
# Function to calculate coefficients of Mie theory
def getCoefficients( self ):
    N = self.getN()
    chi = zeros(N)
    Dmx = vectorize(complex)(zeros(N+15),zeros(N+15))
    psi = vectorize(complex)(zeros(N),zeros(N))
    xi = vectorize(complex)(zeros(N),zeros(N))
    N1 = 1.0+0.0j
    x = self.getX()
    # I Riccati –Bessel Function
    psi[0] = complex(sin(x.real),0)
    psi[1] = complex(psi[0].real/x.real-cos(x.real),0)
    for i in range(2,N,1):
        psi[i] = complex(((2.0*(i-1.0)+1.0)/x.real)*psi[i-1].real-psi[i-2].real,0)
    # II Riccati –Bessel Function
    chi[0] = cos(x.real)
    chi[1] = chi[0]/x.real+sin(x.real)
    for i in range(2,N,1):
        chi[i] = ((2.0*(i-1.0)+1.0)/x.real)*chi[i-1]-chi[i-2]

```

```

# III Riccati –Bessel Function
for i in range(N):
    xi[i] = complex(psi[i].real, -chi[i])
# Logarithmic derivative of the function
m = self.getPAR()/self.getENV() # The relative refractive index
for i in range(N+13,-1,-1):
    n = complex(i+1.0, 0.0)
    Dmx[i] = n/(m*x)-N1/(Dmx[i+1]+n/(m*x))
# Coefficients
an = vectorize (complex)(zeros(N),zeros(N))
bn = vectorize (complex)(zeros(N),zeros(N))
for i in range(1,N,1):
    n = complex(i, 0.0)
    an[i] = ((Dmx[i]/m+n/x)*psi[i]-psi[i-1])/((Dmx[i]/m+n/x)*xi[i]-xi[i-1])
    bn[i] = ((m*Dmx[i]+n/x)*psi[i]-psi[i-1])/((m*Dmx[i]+n/x)*xi[i]-xi[i-1])
return an, bn

```

CLASS FOR GETTING RESULTS

```

class Scattering (Mie):
    # Coefficients of Scattering , Absorption, Attenuation and Radar Reflection
    def getAllCoefficients ( self ):
        x = self.getX().real
        N = self.getN()
        a, b = self.getCoefficients ()
        KS = 0
        KE = 0
        KA = 0
        KR = complex(0.0+0.0j)
        for i in range(N):
            KS = KS+(2.0*i+1.0)*(pow(absolute(a[i]),2)+pow(absolute(b[i]),2))
            KE = KE+(2.0*i+1.0)*(a[i].real+b[i].real)
            KR = KR+pow(-1,i)*(2*i+1)*(a[i]-b[i])
        KA = KE-KS
        SS = 2.0*KS/x/x # Scattering efficiency factor
        AA = 2.0*KA/x/x # Absorption efficiency factor
        EE = 2.0*KE/x/x # Efficiency factor attenuation
        RR = 2.0*pow(absolute(KR),2)/x/x # Factor in the effectiveness of the radar
        reflection
        return SS, AA, EE, RR
    # The amplitude of the electric vector
    def getAmplitudes( self ):
        N = self.getN()
        Pi = self.getPi ()
        Tau = self.getTau()
        a, b = self.getCoefficients ()
        A1 = complex(0.0+0.0j)

```

```
A2 = complex(0.0+0.0j)
for i in range(N):
    A1 = A1+((2*i+1)/(n*(n+1)))*(a[i]*Pi[i]+b[i]*Tau[i])
    A2 = A2+((2*i+1)/(n*(n+1)))*(b[i]*Pi[i]+a[i]*Tau[i])
return A1, A2
```

Г Текст программы «Получение спутниковых данных прибора SEVIRI»

```
#!/usr/bin/env python
# coding: utf8

from mpop. satellites import GeostationaryFactory
from mpop.projector import get_area_def
from numpy import *

#
#####

# Description : Works with python—module PYTROLL                                     #
# Author:      Tong Tam Nguyen (nguyen@meteolab.ru)                                #
# Version:     2015–03–05                                                            #
# License:     GNU General Public License 2.0                                       #
#
#####

class Eumetcast:

    # FUNCTION TO GET VIS AND IR DATA BY TIME AND WAVE LENGTH
    def getVISIRData(self, time):
        seviri = GeostationaryFactory . create_scene ("meteosat", "10", " seviri ", time)
        globe = get_area_def("met09globeFull")
        seviri .load ([0.6,0.8,1.6], area_extent=globe.area_extent )
        return seviri [0.6]. data, seviri [0.8]. data, seviri [1.6]. data

    # FUNCTION TO GET DATA BY TIME AND WAVE LENGTH
    def getData( self , time, wlength):
        seviri = GeostationaryFactory . create_scene ("meteosat", "10", " seviri ", time)
        globe = get_area_def("met09globeFull")
        seviri .load ([wlength], area_extent=globe.area_extent )
        satdata = seviri [wlength]. data
        return satdata

    # FUNCTION TO GET LATITUDES ANG LONGITUEDS OF PIXELS
    def getLonsLats( self , time):
        seviri = GeostationaryFactory . create_scene ("meteosat", "10", " seviri ", time)
```

```

globe = get_area_def("met09globeFull")
seviri.load([0.6], area_extent=globe.area_extent)
lons, lats = seviri[0.6].area.get_lonlats()
return lons, lats

```

FUNCTION TO GET COORDINATES AND DATA OF PIXEL

```

def getPoint(self, plat, plon, time, wlength):
    lons, lats = self.getLonsLats(time)
    data = self.getData(time, wlength)
    I = []
    J = []
    for i in range(lats.shape[0]):
        for j in range(lats.shape[1]):
            if (abs(lats[i,j]-plat)<0.1) and (abs(lons[i,j]-plon)<0.1):
                I.append(i)
                J.append(j)
    RLAT = lats[min(I):max(I),min(J):max(J)]
    RLON = lons[min(I):max(I),min(J):max(J)]
    minD = 6371200.0*2*pi
    for i in range(RLAT.shape[0]):
        for j in range(RLAT.shape[1]):
            lat1 = radians(plat)
            lat2 = radians(RLAT[i,j])
            lon1 = radians(plon)
            lon2 = radians(RLON[i,j])
            DP = 6371200.0*arccos(1.0-0.5*((cos(lat2)*cos(lon2)-cos(lat1)*cos(lon1))
            **2+(cos(lat2)*sin(lon2)-cos(lat1)*sin(lon1))**2+(sin(lat2)-sin(lat1))**2)
            )
            if (DP <= minD):
                minD = DP
                II = i+min(I)
                JJ = j+min(J)
    LATP = lats[II, JJ]
    LONP = lons[II, JJ]
    DATP = data[II, JJ]
    return LATP, LONP, DATP

```

FUNCTION TO GET COORDINATES AND DATA OF REGION

```

def getRegion(self, minlat, maxlat, minlon, maxlon, time, wlength):
    I = []
    J = []
    lons, lats = self.getLonsLats(time)
    data = self.getData(time, wlength)
    for i in range(lats.shape[0]):
        for j in range(lats.shape[1]):

```

```

        if (( lats [ i , j ] >= minlat) and ( lats [ i , j ] <= maxlat) and ( lons [ i , j ] >= minlon)
        and ( lons [ i , j ] <= maxlon)):
            I.append(i)
            J.append(j)
    RLAT = lats[min(I):max(I),min(J):max(J)]
    RLON = lons[min(I):max(I),min(J):max(J)]
    RDAT = data[min(I):max(I),min(J):max(J)]
    return RLAT, RLON, RDAT

```

Д Текст программы «Определения аэрозольной оптической толщины по спутниковым данным»

```
#!/usr/bin/env python
# coding: utf8

#
#####

# Description : Aerosol optical depth                                     #
# Author:      Tong Tam Nguyen (nguyen@meteolab.ru)                     #
# Version:     2015–03–05                                              #
# License:     GNU General Public License 2.0                          #
#
#####

from numpy import *

class Aerosol:

    # AEROSOLS TYPE: g and omega parameters at wavelength 0.6, 0.8 and 1.6
    types = array ([[0.58,0.86],[0.53,0.834],[0.56,0.76]],
                   [[0.68,0.93],[0.64,0.920],[0.58,0.88]],
                   [[0.62,0.95],[0.56,0.940],[0.51,0.91]],
                   [[0.68,0.92],[0.68,0.930],[0.70,0.95]],
                   [[0.72,0.95],[0.73,0.960],[0.74,0.97]],
                   [[0.74,0.96],[0.75,0.970],[0.78,0.98]]])

    # FUNCTION TO DETERMINE THE COEFFICIENTS
    def getCoefficients ( self, wlen, atype, data, sza, r):
        # getCoefficients – An array of 9 coefficients in equation
        # wlen              – Wavelength (10–6 m)
        # atype             – Serial number of aerosol type (0–5)
        # data              – An array of measured values
        # sza               – Solar Zenith Angle (rad.)
        # r                 – Earth–Sun distance at scan time (AU)
        r0 = 1.0           # Mean Earth–Sun distance (1 AU)
        S = 1367           # The solar constant (1367 Wm–2)
```

```

coef = zeros(9)
wl = 0
if (wlen==0.6):
    wl = 0
if (wlen==0.8):
    wl = 1
if (wlen==1.6):
    wl = 2
# Parameters of aerosol type
g = self.types[atype,wl,0] # Asymmetry parameter
omega = self.types[atype,wl,1] # Single scattering
# Coefficients
muy0 = cos(sza)
F0 = S*(r0/r)*(r0/r)*muy0
y1 = (7.0-(4.0+3.0*g)*omega)/4.0
y2 = -(1.0-(4.0-3.0*g)*omega)/4.0
y3 = (2.0-3.0*g*muy0)/4.0
y4 = 1.0-y3
coef[7] = muy0 # Muy0
coef[4] = sqrt(y1*y1-y2*y2) # k
coef[3] = (y1-coef[4])/y2 # Ga
coef[5] = (muy0*muy0*omega*F0/((coef[4]*muy0)*(coef[4]*muy0)-1))*((y1-1/
muy0)*y3+y2*y4) # G plus
coef[6] = (muy0*muy0*omega*F0/((coef[4]*muy0)*(coef[4]*muy0)-1))*((y1+1/muy0
)*y4+y2*y3) # G minus
coef[0] = coef[5]-coef[6]*coef[3] # a
coef[1] = coef[6]-coef[5]*coef[3] # b
coef[2] = F0*muy0 # c
coef[8] = 0.01*data*r*r/cos(sza) # A touch
return coef

```

FUNCTION TO DETERMINE THE SURFACE ALBEDO

```

def getSurfaceAlbedo(self, wlen, atype, data, sza, r, tau):
    coef = self.getCoefficients(wlen, atype, data, sza, r)
    a = coef[0]
    b = coef[1]
    c = coef[2]
    Ga = coef[3]
    k = coef[4]
    Gpl = coef[5]
    Gmi = coef[6]
    muy0 = coef[7]
    At = coef[8]
    A = ((a+c*(Ga-At))*exp(k*tau)+(b+c*(At*Ga-1))*Ga*exp(-k*tau)+(Ga*Ga-1)*\
        Gpl*exp(-tau/muy0))/((a+c*(Ga-At))*Ga*exp(k*tau)+(b+c*(At*Ga-1))*\
        exp(-k*tau)+(Ga*Ga-1)*Gmi*exp(-tau/muy0))

```

```
return A
```

```
# FUNCTION TO DETERMINE AEROSOL OPTICAL DEPTH FOR PIXEL
```

```
def getAOD(self, sza1, sza2, data1, data2, r1, r2):
    tau = arange (0.0, 3.01, 0.01) # The range of values of the aerosols optical
    depth
    typemin = zeros (( self . types . shape [0],2) )
    wl = array ([0.6, 0.8, 1.6])
    for i in range( self . types . shape [0]) :
        square = zeros (( self . types . shape [1], tau . shape [0]) )
        for j in range( self . types . shape [1]) :
            for k in range(tau . shape [0]) :
                v1 = self . getSurfaceAlbedo(wl[j ], i, data1 [j ], sza1, r1, tau [k])
                v2 = self . getSurfaceAlbedo(wl[j ], i, data2 [j ], sza2, r2, tau [k])
                square [j ,k] = (v1-v2)**2
            summin = square [0,:]+ square [1,:]+ square [2,:]
            minaad = min(summin)
            for k in range( tau . shape [0]) :
                if (minaad==summin[k]):
                    typemin[i,1] = tau [k]
                    typemin[i,0] = minaad
    numdtype = 0
    typemin0 = typemin[:,0]
    for i in range(len(typemin0)):
        if (typemin0[i]==min(typemin0)):
            numdtype = i
    atype = numdtype
    aod = typemin[numdtype,1]
    return aod, atype
```