

Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего  
профессионального образования  
«Саратовский государственный университет имени Н.Г. Чернышевского»

На правах рукописи



**Червяков Максим Юрьевич**

**ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ АЛЬБЕДО И  
ПОГЛОЩЁННОЙ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ И РЕАКЦИЯ ЗЕМНОЙ  
КЛИМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ**

25.00.30 – метеорология, климатология, агрометеорология

Диссертация на соискание ученой степени кандидата географических наук

Научный руководитель:  
доктор технических наук,  
профессор Ю.А. Складов

Саратов 2015

## СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ .....	4
ГЛАВА I РАДИОМЕТР ТРЕТЬЕГО ПОКОЛЕНИЯ ИКОР-М .....	14
1.1 Описание прибора .....	14
1.2 Погрешности измерений и ограничения .....	21
1.3 Сравнение данных ИСЗ «Метеор-М» №1 с ИСЗ «Nimbus-7» в тропической зоне и с радиометрами спутникового проекта ERBE .....	22
1.4 Диапазон широт, покрываемый наблюдениями ИКОР-М по месяцам. Особенность поля зрения радиометра ИКОР-М .....	25
1.5 Возможность сопоставления данных ИКОР-М с другими спутниковыми проектами .....	31
ГЛАВА II ОБРАБОТКА ДАННЫХ РАДИОМЕТРА ИКОР-М .....	33
2.1 Алгоритм расчётов мгновенных, среднесуточных и среднемесячных значений уходящей коротковолновой радиации и альbedo .....	33
2.2 Метод расчёта величин поглощённой солнечной радиации .....	39
2.3 Оценка влияния величины угла наклона экватора Земли к плоскости орбиты на радиационный режим планеты .....	45
ГЛАВА III ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПОГЛОЩЁННОЙ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ В 2010-2012 ГОДАХ ПО ДАННЫМ С ИСЗ «МЕТЕОР-М» № 1 .....	58
3.1 Анализ поглощённой солнечной радиации для разных территорий одинаковой площади .....	58
3.2 Поглощённая солнечная радиация в средиземноморском регионе .....	62
3.3 Поглощённая солнечная радиация над сушей, Мировым океаном, сушей и Мировым океаном вместе в 2010-2012 гг. ....	65
3.4 Поглощённая солнечная радиация над океанами .....	69
3.5 Поглощённая солнечная радиация в северном и южном полушариях в пределах от -45 до 45° широты .....	73

3.6 Пространственно-временные распределения поглощённой солнечной радиации для выбранных меридиональных разрезов .....	76
3.7 Распределение поглощённой солнечной радиации для конкретной меридиональной полосы .....	78
3.8 Широтные распределения поглощённой солнечной радиации в меридиональных разрезах .....	83
<b>ГЛАВА IV ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ АЛЬБЕДО В 2010-2012</b>	
<b>ГОДАХ ПО ДАННЫМ С ИСЗ «МЕТЕОР-М» № 1 .....</b>	
4.1 Анализ карт глобальных распределений альбедо .....	86
4.2 Альbedo над Сахарой, тропической Африкой, Амазонской Низменностью .....	95
4.3 Распределение альbedo над муссонными регионами .....	96
4.4 Широтное распределение облачности и альbedo по зонам: суша, Мировой океан, и Мировой океан вместе с сушей .....	102
4.5 Пространственно-временное распределение альbedo над океанами .....	111
4.6 Мониторинг Эль-Ниньо посредством данных поглощённой солнечной радиации и альbedo, полученных с помощью радиометра ИКОР-М .....	113
4.7 Распределение альbedo и поглощённой солнечной радиации над Гренландией .....	117
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....</b>	<b>122</b>
<b>СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ .....</b>	<b>130</b>

## ВВЕДЕНИЕ

Изучение изменений климата играет важную роль в жизни человечества. Даже слабые изменения климата влияют на экономическую деятельность государств, особенно на сельское хозяйство. В последние несколько десятилетий отмечающиеся изменения климата связаны как с естественными факторами, так и с деятельностью человека. Особую роль в оценке климатических изменений играют космические наблюдения, так как только они могут дать практически в режиме реального времени глобальное представление о земной климатической системе (ЗКС) и ее изменениях. Климат зависит от сложного комплекса процессов, на которые влияют различные факторы, в основном астрономические и геофизические. Преобладающим является солнечный фактор, так как Солнце является практически единственным источником энергии, поступающий в ЗКС. Существуют и внутренние факторы ЗКС, которые оказывают свое влияние. Это химический состав и физическое состояние атмосферы и океана, их взаимодействие с биосферой, конфигурация и топография континентов, состояние полярного льда, ледовых щитов, и другие внутренние геофизические факторы, которые определяют перенос энергии и вещества в земной климатической системе.

В качестве основного источника и стока энергии фундаментальную роль играет радиация. Именно по этой причине определение компонентов радиационного баланса Земли (РБЗ) на верхней границе атмосферы (ВГА) и радиационного баланса на земной поверхности (РБП), является приоритетной задачей Всемирной программы Исследований Климата [12-19].

Все измерения составляющих радиационного баланса с искусственных спутников земли (ИСЗ) приводят к ВГА [39]. За ВГА условно принимается поверхность высотой 30 км над поверхностью Земли. Это дает возможность оценить, как происходит обмен радиацией с космосом любого региона планеты.

Распределение компонентов РБЗ по земному шару весьма разнообразно. Оно зависит от многих величин: высоты Солнца, продолжительности светлого

времени суток, характера и состояния земной поверхности, циркуляционных условий, замутненности атмосферы, содержания в ней водяного пара и других поглощающих газов, аэрозолей, наличия облачности и т.д.

Компоненты РБЗ, т.е. приходящие и уходящие потоки на ВГА, с одной стороны влияют на климатическую систему, а с другой, они являются мерой общего отклика на это влияние. В настоящее время измерения составляющих радиационного баланса Земли являются обязательными для системы мониторинга климата [10, 103].

Актуальность данных наблюдений РБЗ определяется прежде всего их важной ролью в решении ряда ключевых задач, таких как мониторинг пространственно-временной изменчивости климата; оценка роли радиационных факторов в формировании климата и его изменений [4, 42, 73, 74, 130, 135, 136], исследование ярко выраженных аномалий распределения облачности в тропических широтах Тихого океана (явления Эль-Ниньо и Ла-Нинья [110, 145-147]), а также соответствующих обратных связей (особенно облачно-радиационной); проверка надежности результатов численного моделирования и других. При этом особо важное значение имеет совместная интерпретация данных наблюдений РБЗ и РБП, позволяющая, в частности, определить распределение радиационных потоков тепла по все толще атмосферы по данным наблюдений [13, 17-19, 25-27, 106, 125, 134].

Большая часть инструментальных измерений компонентов РБЗ выполнена за рубежом [99-102, 109, 112-127, 1132, 143]. В России было несколько проектов по измерениям составляющих РБЗ [7, 8, 21, 37, 39-41, 43, 46-51, 53, 54, 56, 69, 84]. В 2009 году на орбиту был выведен ИСЗ нового поколения «Метеор-М» №1 [20, 71]. В составе гелиогеофизического комплекса этого спутника уже пятый год работает радиометр ИКОР-М (измеритель отражённой солнечной радиации). Этот радиометр позволяет определять такие компоненты радиационного баланса Земли как уходящая коротковолновая радиация, альbedo и поглощённая солнечная радиации. Данный инструмент был разработан и изготовлен в Саратовском университете, который в 2007 году получил лицензию Федерального

космического агентства (Лицензия № 622К от 19 марта 2007 года) на право осуществления космической деятельности [82].

На настоящий момент накоплен и продолжает регулярно пополняться большой архив однородных климатических данных по перечисленному выше ряду компонентов радиационного баланса Земли, полученных в результате работы прибора ИКОР-М. Завершена работа по организации общего доступа в сети Интернет к полученным в ходе настоящего эксперимента продуктам в виде карт распределения компонентов радиационного баланса Земли, обновляемых ежемесячно. На созданном сайте лаборатории исследования составляющих РБЗ СГУ также размещаются результаты других исследований (<http://www.sgu.ru/structure/geographic/metclim/balans>).

Исследования составляющих радиационного баланса Земли с помощью радиометра ИКОР-М (главный конструктор Ю.А. Скляров) на ИСЗ «Метеор-М» №1 имеют самый длинный ряд спутниковых наблюдений, полученный в нашей стране (почти пять лет), который продолжает пополняться и в настоящее время. Прибор регистрирует со скоростью один отсчёт в секунду. Стоит отметить, что это первый в России подобный проект такого уровня.

**Целью настоящей работы** является анализ данных измерений потока отраженной коротковолновой радиации радиометром ИКОР-М на ИСЗ «Метеор-М» № 1 в 2009 – 2014 гг. с целью построения карт глобальных распределений среднемесячных значений альbedo и поглощённой солнечной радиации на верхней границе атмосферы, оценка пространственно-временной изменчивости этих характеристик.

**Для достижения поставленной цели решались следующие задачи:**

1. Оценка погрешностей измерений потока радиометром ИКОР-М, сравнение его шкалы с данными других космических экспериментов и определение широтных границ зоны, в которой будет проводиться анализ составляющих радиационного баланса Земли.

2. Разработка методики расчетов среднемесячных значений альbedo и поглощённой солнечной радиации по данным спутниковых измерений потока отраженной коротковолновой радиации.

3. Построение карт глобальных распределений среднемесячных значений отраженной коротковолновой радиации, альbedo и поглощённой солнечной радиации на верхней границе атмосферы.

4. Анализ зависимости от широты зонально-осредненных значений составляющих радиационного баланса.

5. Изучение изменений альbedo и поглощённой солнечной радиации в различных районах Земли, включая регион действия явлений Эль-Ниньо и Ла-Нинья, а также регион с муссонной активностью.

6. Оценка вклада облачности в величину альbedo для океана и суши.

**Методическая основа:** использованы современные статистические методы, включая корреляционный анализ и анализ трендов, а также методика построения карт глобальных распределений составляющих радиационного баланса с применением технологий геоинформационных систем.

**Методологической основой** послужили труды российских и зарубежных ученых, разработавших научные основы спутниковых исследований составляющих радиационного баланса Земли, в частности результаты диссертационных исследований Котумы А.И., Семеновой Н.В. и Фоминой Н.В., посвящённые анализу данных ранее выполненных космических проектов (на ИСЗ «Метеор-3» №7 и «Ресурс-01» № 4).

**Исходные данные для обработки:** данные измерений потоков отраженной коротковолновой радиации аппаратурой ИКОР-М с гелиосинхронного ИСЗ «Метеор-М» № 1 за 2009-2014 гг; атласы NASA распределения альbedo и поглощенной солнечной радиации за 1975-1978 гг. и 1985-1987 гг.; архив карт распределения облачности на сервере NASA Earth observations (URL:

<http://neo.sci.gsfc.nasa.gov/Search.html>); архив изображений облачности, полученных с геостационарных спутников на сервере Naval Research Laboratory Monterey (URL: <http://www.nrlmry.navy.mil/sat-bin/global.cgi>).

### **Научная новизна работы:**

- разработана оригинальная методика получения среднемесячных величин альbedo и поглощённой солнечной радиации по измерениям потоков отраженной коротковолновой радиации аппаратурой ИКОР-М с ИСЗ «Метеор-М» № 1;

- получены независимые оценки потоков поглощенной солнечной радиации над различными географическими регионами земного шара и исследована их сезонная изменчивость;

- изучены особенности широтных распределений альbedo над океаном и сушей. Показано, что вклад облачности в альbedo наиболее заметен над океаном и составляет 72% зимой (при коэффициенте линейной корреляции  $r = 0,85$ ), 38% летом ( $r = 0,62$ ) и в среднем за год 64% ( $r = 0,8$ );

- впервые исследованы распределения поглощённой солнечной радиации в меридиональных разрезах на различных долготах;

- создан первый российский архив глобальных карт среднемесячных значений потоков отраженной солнечной радиации, альbedo и поглощенной солнечной радиации, который продолжает пополняться.

**Практическая значимость работы.** Разработанная методика расчетов, алгоритмы и компьютерные программы могут использоваться для анализа данных других спутниковых экспериментов по измерению составляющих радиационного баланса Земли и, в частности, проекта «Метеор-М» № 2.

Полученные карты распределений среднемесячных значений альbedo и поглощенной солнечной радиации могут быть использованы:

- в моделях общей циркуляции атмосферы и океана, применяемых для прогноза климатических изменений;



- при мониторинге климатических аномалий, подобных явлениям Эль-Ниньо и Ла-Нинья;

- при выявлении и анализе фаз наступления и развития Юго-восточного азиатского летнего муссона.

Результаты диссертации используются в учебном процессе на кафедре метеорологии и климатологии СГУ в курсах «Климатология», «Космическая метеорология» и «Методы зондирования окружающей среды. Полученные результаты включены в отчет по НИР «Земля», финансируемой Минобрнауки РФ в рамках базовой части (код проекта 2179).

Созданный общедоступный архив данных о распределениях альbedo и поглощенной солнечной радиации по измерениям с ИСЗ «Метеор-М» № 1 размещён на сервере Лаборатории измерения составляющих радиационного баланса Земли СГУ в сети Интернет (<http://www.sgu.ru/structure/geographic/metclim/balans>). Оперативность размещения материалов позволяет заинтересованным структурам использовать данные в научно-практических целях.

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

1. Разработанная методика анализа измерений потоков отраженной коротковолновой радиации аппаратурой ИКОР-М с ИСЗ «Метеор-М» № 1 позволяет получать среднемесячные значения величин альbedo и поглощенной солнечной радиации.

2. Широтные распределения компонентов радиационного баланса существенно различаются над различными регионами Земли, при этом величина поглощенного потока солнечной радиации может изменяться приблизительно в два раза.

3. Вклад облачности в альbedo наиболее заметен над океаном, испытывает заметные сезонные изменения и в среднем за год составляет более половины при высокой положительной корреляции этих характеристик.

4. Анализ полученных карт глобального распределения составляющих радиационного баланса позволяет уверенно регистрировать крупномасштабные климатические явления Эль-Ниньо, Ла-Нинья и Юго-восточный азиатский летний муссон.

**Достоверность и обоснованность** полученных результатов и выводов подтверждается применением калиброванного приемника излучения с учетом эффектов его старения, независимым контролем шкалы при сравнении с данными других космических экспериментов, большим числом независимых оценок составляющих радиационного баланса, накопленным в отдельной ячейке сетки при месячном осреднении, а также использованием компьютерных программ, прошедших специальное тестирование.

**Апробация работы.** Основные положения и материалы работы докладывались на следующих конференциях:

1. Всероссийская научная конференция «Погода и климат: новые методы и технологии исследований», посвященная 50-летию организации кафедры метеорологии и охраны атмосферы ПГУ (Россия, Пермь, ПГУ 23 сентября 2010 г.);

2. Восьмая всероссийская открытая ежегодная конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» (Россия, Москва, ИКИ РАН 15-19 ноября 2010 г.);

3. Девятая всероссийская открытая ежегодная конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» (Россия, Москва, ИКИ РАН 14-18 ноября 2011 г.);

4. Третья научно-практическая конференция «Presenting Academic Achievement to the World» (Россия, Саратов, СГУ им. Н.Г. Чернышевского 14-15 марта 2012 г.);

5. Шестнадцатая международная конференция молодых ученых «Состав атмосферы. Атмосферное электричество. Климатические эффекты» (Россия, Звенигород 28 мая – 1 июня 2012 г.);

6. Международная научная конференция по региональным проблемам гидрометеорологии и мониторинга окружающей среды. (Россия, Казань, КФУ 2-5 октября 2012 г.);

7. Десятая всероссийская открытая ежегодная конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» (Россия, Москва, ИКИ РАН 12-16 ноября 2012 г.);

8. Четвёртая научно-практическая конференция «Presenting Academic Achievement to the World» (Россия, Саратов, СГУ им. Н.Г. Чернышевского 15-16 марта 2013 г.);

9. Первая молодежная научно-практическая летняя школа Русского географического общества «География в современном мире: проблемы и перспективы» (Россия, Абрамцево, 25-31 августа 2013 г.);

10. Семнадцатая международная конференция молодых ученых «Состав атмосферы. Атмосферное электричество. Климатические эффекты» (Россия, Нижний Новгород ИПФ РАН, 23 – 25 сентября 2013 г.);

11. Одиннадцатая всероссийская открытая ежегодная конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» (Россия, Москва, ИКИ РАН, 11-15 ноября 2013 г.);

12. Пятая научно-практическая конференция «Presenting Academic Achievement to the World» (Россия, Саратов, СГУ им. Н.Г. Чернышевского 21-22 марта 2014 г.);

13. Международная школа-конференция молодых учёных "Изменения климата и окружающей среды Северной Евразии: анализ, прогноз, адаптация" (Россия, Кисловодск, 14-20 сентября 2014 г.);

14. XVIII Всероссийская школа-конференция молодых ученых "Состав атмосферы. Атмосферное электричество. Климатические процессы"

(САТЭП–2014). (Россия, Ярославская обл., п. Борок, 29 сентября - 3 октября 2014 г.)

15. First International Scientific Conference of young scientists and specialists “The role of multidisciplinary approach in solution of actual problems of fundamental and applied sciences (Earth, technical and chemical)” (Азербайджан, Баку, НАНА, 2014 г.);

16. Международная конференция «Аэрозоль и оптика атмосферы» (Москва, ИФА РАН, 2014 г.);

17. Международная школа молодых ученых «European Research Course on Atmospheres 2015» (Франция, Гренобль, январь – февраль 2015 г.);

18. Международная конференция молодых учёных «Second Conference on Earth System Science» (Майнц, Германия, Институт химии общества Макса Планка, 24 - 27 марта 2015 г.);

19. Шестая научно-практическая конференция «Presenting Academic Achievement to the World» (Россия, Саратов, СГУ им. Н.Г. Чернышевского 30-31 марта 2015 г.).

Основные результаты работы докладывались также на ежегодных отчетных научных конференциях географического факультета СГУ и на объединенных семинарах кафедры метеорологии и климатологии с лабораторией астрономии и геофизики НИИ механики и физики СГУ.

**Публикации.** По теме диссертации опубликована 21 работа [61-66, 68, 71, 76-80, 88-94, 104]. Работы [63, 66, 76-78] опубликованы в журналах, входящих в список ВАК. Получено свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ «Программа редактирования и анализа полей для ИКОР «IKOR Fields Editor» [22].

**Личный вклад соискателя.** Автором разработаны алгоритмы и программа расчета составляющих радиационного баланса, выполнена математическая обработка всех данных наблюдений. Он участвовал в постановке задач,

интерпретации полученных результатов, формулировке и обосновании выводов исследования, подготовке публикаций и докладов на семинарах, конференциях и научных школах.

**Структура и объем работы.** Диссертация состоит из введения, четырёх глав, заключения. Список цитируемой литературы содержит 156 источников. Общий объем работы 146 страниц, включая 79 рисунков и 8 таблиц.

**Благодарности.** Автор хотел бы посвятить работу памяти своего научного руководителя профессора Ю.А. Склярова. Выражает благодарность профессору М.Б. Богданову, А.И. Котуме, доцентам кафедры метеорологии и климатологии СГУ Н.В. Семеновой и Н.В. Коротковой за помощь при написании работы.

# ГЛАВА I

## РАДИОМЕТР ТРЕТЬЕГО ПОКОЛЕНИЯ ИКОР-М

### 1.1 Описание прибора

Измерения отраженной коротковолновой радиации аппаратурой ИКОР имеют уже довольно долгую историю. В конце 70-х годов прошлого века по заказу штаба ВВС страны в Саратовском государственном университете начались работы по созданию аэростатной аппаратуры [34, 35] для измерений отраженной коротковолновой радиации с высотных аэростатов (высота полёта до 35 тысяч метров), было создано несколько модификаций радиометра ИКОР. Состоялся ряд подъёмов аппаратуры с публикацией результатов измерений. Подробности и итоги анализа этих измерений опубликованы в статьях [44, 48, 51, 138-142]. В последующие годы в Саратовском университете продолжались работы по совершенствованию аппаратуры для измерения потоков солнечной радиации.

В 1994-95 гг. аппаратура ИКОР с объединёнными цепями питания с солнечным радиометром ИСП (измеритель солнечной постоянной, который также сконструирован в СГУ) работала на ИСЗ «Метеор-3» № 7 в составе российско-французского эксперимента ScaRaB. Результаты были опубликованы как в России [46, 47, 54, 58-60], так и за рубежом [138, 139-142]. Бортовые сличения французской сканирующей аппаратуры ScaRaB и ИКОР показали вполне удовлетворительное совпадение шкал обоих радиометров, их близость к результатам американских приборов [46]. Спутник проработал немногим более года.

В 1998-99 гг. аналогичная аппаратура на этот раз с единым блоком электроники (также с радиометром ИСП-2) работала на ИСЗ «Ресурс-01» № 4. Спутник в течение активного периода работал в режиме отладки. Тем не менее, был получен значительный материал наблюдений, выполнена их обработка [52-58, 67, 70]. Все указанные модификации радиометра ИКОР отличались одной особенностью. Блок электроники и управления размещался в герметичном отсеке

космических аппаратов, снаружи находился только блок приёмников излучения. По материалам, полученным с названных ИСЗ, были успешно защищены три диссертации в Московском и Казанском государственных университетах.

В 2003 г. научному коллективу под руководством Ю.А. Складорова (главный конструктор) было предложено создать полностью автономный радиометр, получивший название ИКОР-М. Весь радиометр должен был размещаться в едином наружном блоке [87]. Наличие новейшей электронной техники и соответствующих технологий позволили решить эту задачу. Вывод на орбиту ИСЗ «Метеор-М» № 1 состоялся 16 сентября 2009 г. Полноценная информация стала поступать с ноября 2009 г. До сих пор в работе ИКОР-М не было ни одного сбоя, за исключением плановых кратких «каникул» для ИСЗ с 1 по 11 января 2010 г. Если учесть, что отсчёты измеряемых потоков уходящей коротковолновой радиации производятся каждую секунду - можно понять какой огромный массив информации уже получен.



Рис. 1.1 Внешний вид радиометра ИКОР-М

Радиометр ИКОР-М (рис. 1.1) предназначен для измерений уходящей коротковолновой радиации на верхней границе атмосферы (ВГА). Это дает возможность получать значения альbedo и поглощенной солнечной радиации, как составляющих радиационного баланса Земли, и осуществлять их мониторинг. Данный прибор третьего поколения создан в виде единого автономного блока, включающего в себя собственно приемник излучения и электронную систему управления.

В радиометре третьего поколения ИКОР-М используются болометрические приемные элементы (ПЭ) со встроенными компенсационными нагревателями – рабочим и опорным. Первый через оптический фильтр обращен в сторону входной апертуры, второй, идентичный рабочему, затенен, направлен в противоположную сторону и служит для компенсации изменений температуры корпуса прибора (рис. 1.2).

Оба ПЭ изготовлены по возможности идентичными и представляют собой круглые однослойные спирали бифилярной намотки, собранные на круглом металлическом основании. Толщина спиралей 0,05 мм, основания – 0,1 мм. Прилегающая к основанию спираль является болометром, выполнена из медной проволоки (большой температурный коэффициент сопротивления – ТКС). Спираль нагрева смонтирована на болометре, изготовлена из манганиновой проволоки (ничтожный ТКС), чтобы избежать проблем с изменением её сопротивления при изменениях её температуры. Оба пакета в каждом ПЭ размещены на металлических теплоотводах. Теплоотводы изготовлены по возможности идентично, являются одинаковой термической нагрузкой для ПЭ и смонтированы на едином теплостоке, роль которого выполняет планшайба (рис. 1.2), передающая генерируемые тепловые потоки от обоих ПЭ к корпусу радиометра. Планшайба изготовлена из чистой меди, имеет хороший тепловой контакт с корпусом радиометра (также изготовлен из чистой меди) и постоянно принимает температуру корпуса. Таким образом, оба ПЭ через теплоотводы при изменении подаваемой в них мощности получают приращение температуры  $\Delta T$  относительно одного и того же элемента конструкции – планшайбы (и корпуса).



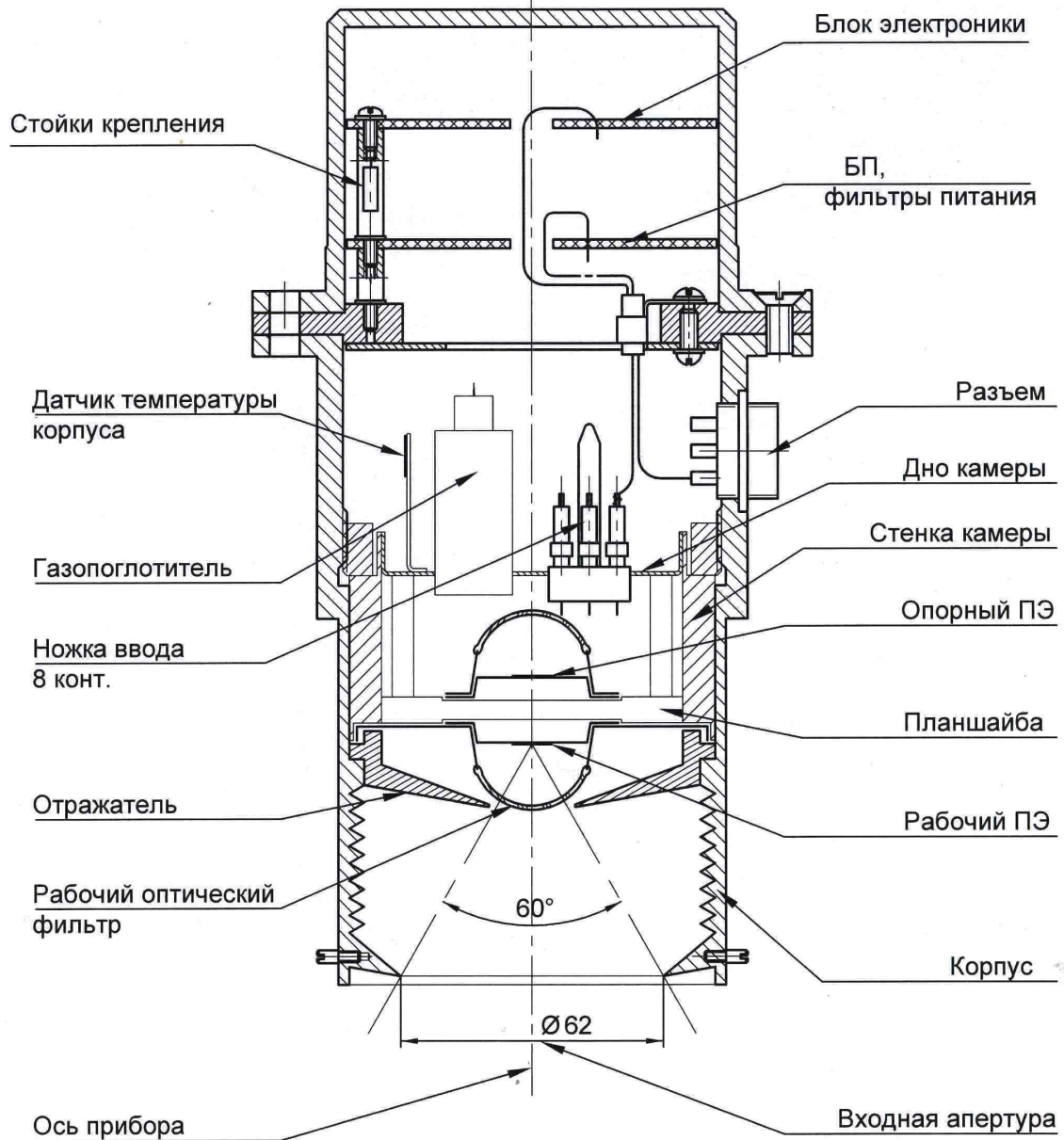


Рис. 1.2 Схематический разрез радиометра ИКОР-М

При массе ПЭ  $\approx 1$  г и массе корпуса 2 кг можно понять, что выравнивание температуры ПЭ не вносит ощутимых возмущений в температуру корпуса.

Оба болометра ПЭ включены в плечи измерительного моста сопротивлений. Структурно ИКОР-М состоит из приемника излучения, устройства управления, устройства вывода информации и блока питания (рис. 1.3, 1.4).

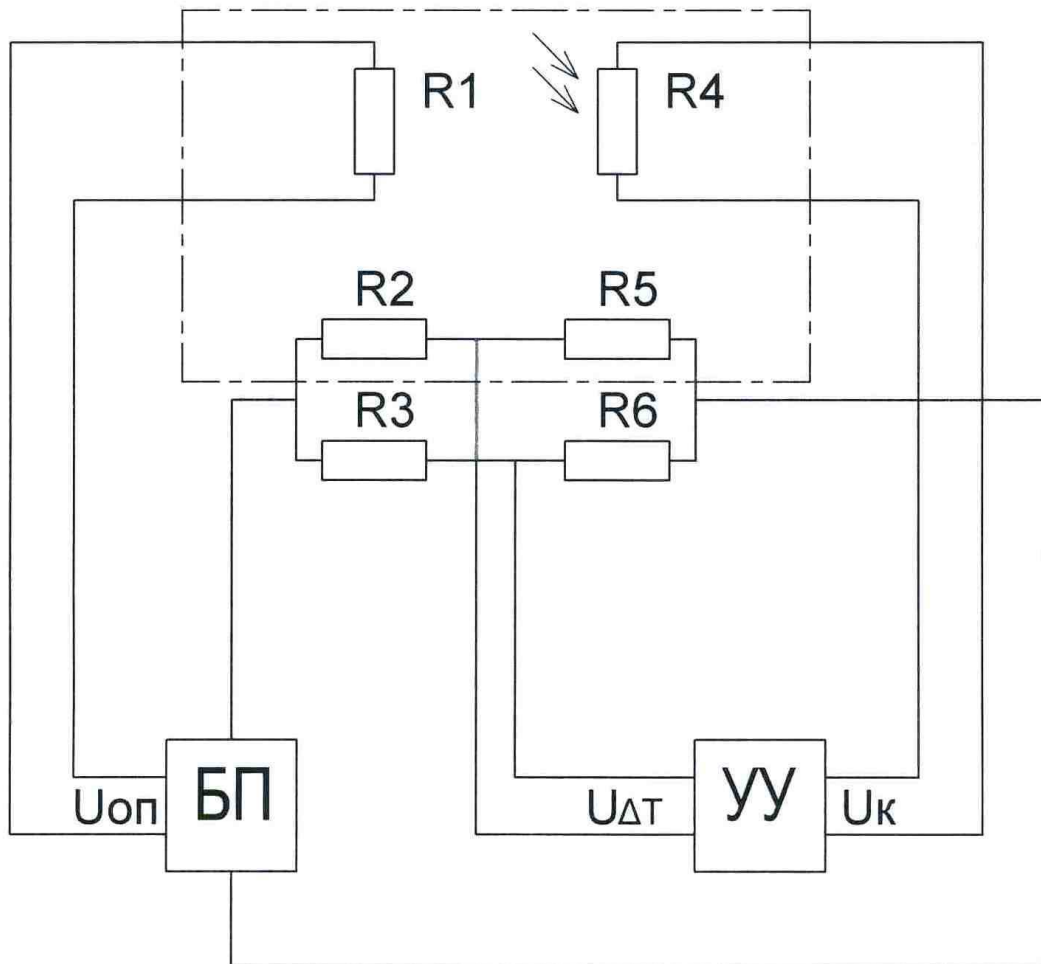


Рис. 1.3 Приёмник излучения ИКОР-М (эквивалентная схема)

Условные обозначения: УУ – устройство управления; БП – блок питания; R1 и R4 – резисторы электрических нагревателей; R2, R3, R5, R6 – резисторы моста (R1 и R2 – входят в состав опорного ПЭ, R4 и R5 – в состав рабочего ПЭ);  $U_{\text{оп}}$ ,  $U_{\Delta T}$ ,  $U_{\text{К}}$  – рабочие напряжения.

Детали, входящие в опорный и рабочий ПЭ (R1, R2 и R4, R5 соответственно) вместе со средствами крепления и теплоотводами размещены в вакуумной камере и образуют приёмник излучения.

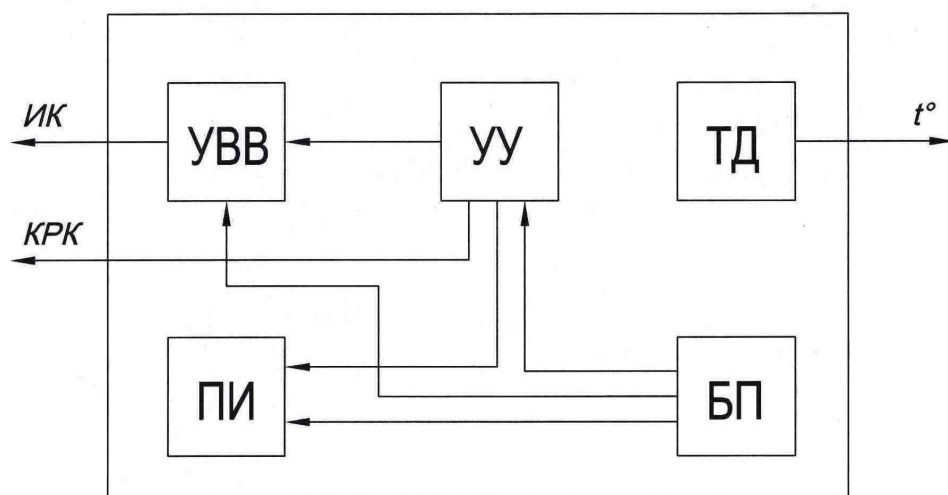


Рис. 1.4 Структурная схема радиометра ИКОР-М

Условные обозначения: УВВ – устройство ввода-вывода; УУ – устройство управления; ТД – температурный датчик; ПИ – приёмник излучения; БП – блок питания; ИК – информационный канал; КРК – контроль радиоконанд.

Весь датчик в сборе смонтирован в камере, вакуумированной до давления  $1 \cdot 10^{-4}$  мм.рт.ст. Входной оптический фильтр является частью этой камеры (сварен с ней). Вакуумная камера и весь блок электроники размещены в общем металлическом теплоемком корпусе. Радиометр расположен на ИСЗ так, что его оптическая ось постоянно направлена в надир.

При включении радиометра, в отсутствие радиации, в нагреватель опорного ПЭ подается заданное напряжение  $U_{оп}$ , мощность которого с большой точностью сохраняется неизменной. Измерительный мост настроен так, что устройство управления одновременно подает напряжение в нагреватель рабочего ПЭ, мощность которого балансирует мост (рис.1.3). Обе эти мощности практически равны (приемные элементы по возможности идентичны и размещены на едином теплостоке). При освещении рабочего ПЭ напряжение разбаланса в диагонали моста  $U_{\Delta T}$  измеряется с помощью прецизионного аналого-цифрового преобразователя и подается в микроконтроллер устройства управления. Здесь

производится формирование управляющего воздействия. С помощью встроенного в микроконтроллер цифро-аналогового преобразователя формируется напряжение  $U_k$ , которое через согласующий усилитель подается в нагреватель рабочего ПЭ, обеспечивая балансировку моста. При этом температура рабочего ПЭ с требуемой точностью поддерживается равной температуре опорного ПЭ. Разность мощностей электрического тока, выделяемых в нагревателях, пропорциональна мощности падающего на рабочий ПЭ излучения. Значения сопротивлений нагревателей известны и хранятся в энергонезависимой памяти микроконтроллера устройства управления. Вычисление результата измерений сводится к определению мощности электрического тока в нагревателе рабочего ПЭ, что осуществляется под управлением программы в микроконтроллере. Результаты измерений подвергаются фильтрации и масштабированию, после чего под управлением микроконтроллера через УВВ передаются во внешний накопитель данных. Кроме того, одновременно выводится температура корпуса ИКОР-М, что позволяет в дальнейшем с помощью математической обработки устранить возможный долговременный температурный дрейф рядов измерений УКР.

Градуировка ИКОР-М производится по прямой солнечной радиации с использованием прецизионных пиргелиометров [6, 11], привязанных к эталону. Метод калибровки – «на перпендикулярную поверхность», применяемый для калибровки пиранометров. Для этого радиометр ИКОР-М вставляется в специальную актинометрическую трубу, имеющую входную апертуру, равную апертуре применяемого пиргелиометра (чем снимается возможная погрешность из-за влияния околосолнечного ореола). Вакуумирование приемника излучения позволяет полностью избежать взаимного влияния приемных элементов из-за конвективных потоков при изменении положения корпуса радиометра (в особенности, при его калибровке). Известно, что у обычных пиранометров требуемая точность соблюдения горизонтальной установки порядка двух градусов. ИКОР-М в принципе не меняет установившихся показаний при любом направлении его оси.

Технические характеристики ИКОР-М:

энергетический диапазон 50–500 Вт/м<sup>2</sup>, спектральный диапазон 0,3–4,0 мкм, относительная погрешность измерений – не более  $\pm 1\%$ , постоянная времени – не более 10 сек., угол обзора - 60°, режим работы – непрерывный, скорость отсчетов 1/сек.

## 1.2 Погрешности измерений и ограничения

Погрешности измерения конечного продукта (альbedo, поглощённой радиации) складываются из погрешностей всех звеньев измерительной цепочки. Прежде всего – это погрешность отсчётов радиометра. Приведённая выше величина  $\pm 1\%$  была получена из оценок конструктивных особенностей прибора. Теперь, после четырёх лет работы, есть возможность оценить погрешности отсчётов из реального ряда ежесекундных отсчётов. Радиометр ИКОР-М даёт отсчёты из четырёх значащих цифр кодовых величин рабочих напряжений. В таком случае погрешность отсчёта не превосходит 0,1%. Следует также учесть погрешность калибровки. При средних условиях погоды и требованиях к процедуре калибровки (отсутствие облаков в пределах 10° от солнечного диска, также малая мутность атмосферы, отсутствие ветра, либо его минимальные величины, по возможности стабильная температура окружения) получена за несколько дней сличения показаний радиометра и прецизионного пиргелиометра. Группа прецизионных пиргелиометров Саратовского университета на протяжении 20 лет получала свидетельства от ГГО им. А.И. Воейкова о поддержании шкалы на уровне средств измерений I разряда, т.е. в пределах 0,1–0,2%. Сама погрешность привязки радиометра ИКОР-М и контрольного пиргелиометра составила: среднеквадратическое отклонение (СКО) равно  $\pm 0,2\%$  по протоколу сличений.

Таким образом, погрешность отсчётов радиометра не превосходит 1%. Заметим также, что метод калибровки по Солнцу имеет ещё одно важное преимущество. Если бы радиометром ИКОР-М измерили солнечный поток, то влияния «фактора цвета» практически не ощущалось бы. Этот фактор возникает,

когда сцена имеет спектр отличный от спектра Солнца. На деле это именно так, и всё же спектр большинства измеряемых сцен не очень сильно отличается от солнечного, природа света одна и та же (сравните спектр лампочки с температурой нити 2,8 тыс. градусов, с которой в качестве опорного источника сравниваются показания у сканирующих радиометров, и Солнца, температура поверхности которого 5,8 тыс. градусов). Кроме того, функция спектральной чувствительности приёмника ИКОР-М практически плоская – значения близки к 0,9 (в диапазоне 0,35 – 2,6 мкм) и только на концах спектра снижена. Следовательно, приёмник ослабляет поступающее излучение практически одинаково. Подобный вопрос обсуждался в работе [48], в которой показано, что влияние цветового фактора незначительно.

Конечно, наибольший интерес представляет погрешность всего измерительного процесса, т.е. погрешность получения конечного продукта от «сырых» данных на орбите в кодах напряжения до требуемых физических величин (альbedo, поглощённая радиация). В этом случае вводится множество допущений (анизотропия отражённого от сцены потока, или её специфическая форма; выбор модели зависимости альbedo от зенитного угла Солнца, которая в реальности является статистически осреднённой [149]; выбор суточной модели альbedo [54]; деление подстилающей поверхности на ячейки; соглашение о том, что считать за отсчёт от данной сцены и т.д.). Этим вопросам было уделено большое внимание [45, 47, 48, 54]. Описание работы программ расчётов нового поколения, разработанных коллективом Саратовского государственного университета, можно найти в статьях [63, 66, 71], а также в самих программах [5, 22, 24 и монографии 54].

### **1.3 Сравнение данных ИСЗ «Метеор-М» № 1 с ИСЗ «Nimbus-7» в тропической зоне и с радиометрами спутникового проекта ERBE**

Стоит отметить, что параллельные сравнения на одном и том же ИСЗ «Метеор-3» №7 французской аппаратуры ScaRaB и радиометра ИКОР,

разработанного в СГУ дали хорошее сопоставление результатов (коэффициент корреляции 0,97; разница показаний  $2,5 \text{ Вт/м}^2$ ).

Однако есть и другие ориентиры. Из опыта исследовательской группы Саратовского университета и международного опыта известно, что наиболее устойчивыми в течение длительного времени являются среднемесячные значения альbedo в приэкваториальной зоне  $+35^\circ \dots -35^\circ$  по обе стороны от экватора. Средние значения альbedo от месяца к месяцу и от года к году здесь меняется мало. Этот результат отражает все особенности методов получения и обработки информации. Для примера приведены результаты среднемесячных величин альbedo за одни и те же месяцы со спутника «Nimbus-7» США за 1987 год и российского «Метеор-М» № 1 (ИКОР-М) за 2010 год (рис. 1.5).

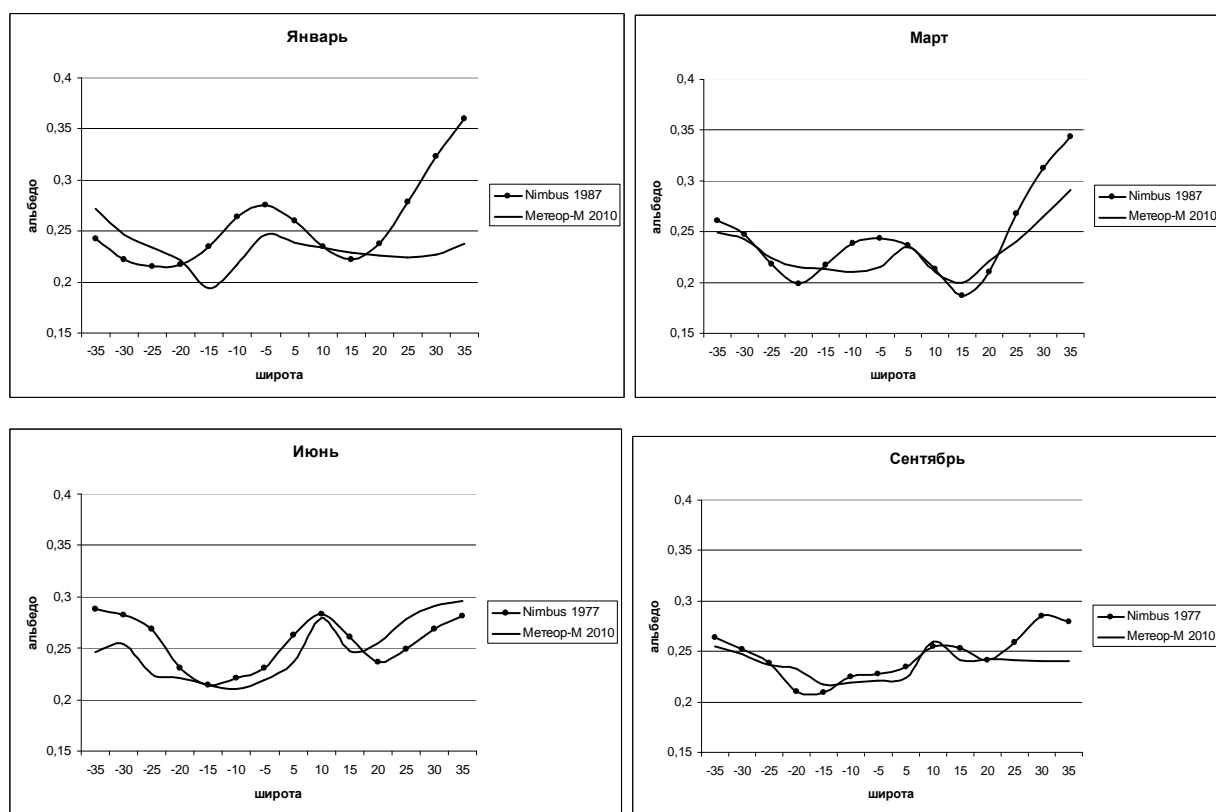


Рис. 1.5 Величины среднемесячных альbedo по измерениям с ИСЗ Nimbus-7 и «Метеор-М» № 1 в различные месяцы

Было произведено сравнение данных альbedo, полученных с помощью прибора ИКОР-М с другим известным спутниковым проектом The Earth Radiation Budget Experiment (ERBE). В этом эксперименте участвовали спутниковые аппараты ERBS, NOAA 9, NOAA 10, на рисунке 1.6 по данным этих спутников представлены графики межгодовой вариации среднемесячных величин альbedo на ВГА с ноября 1984 г по февраль 1990 г.

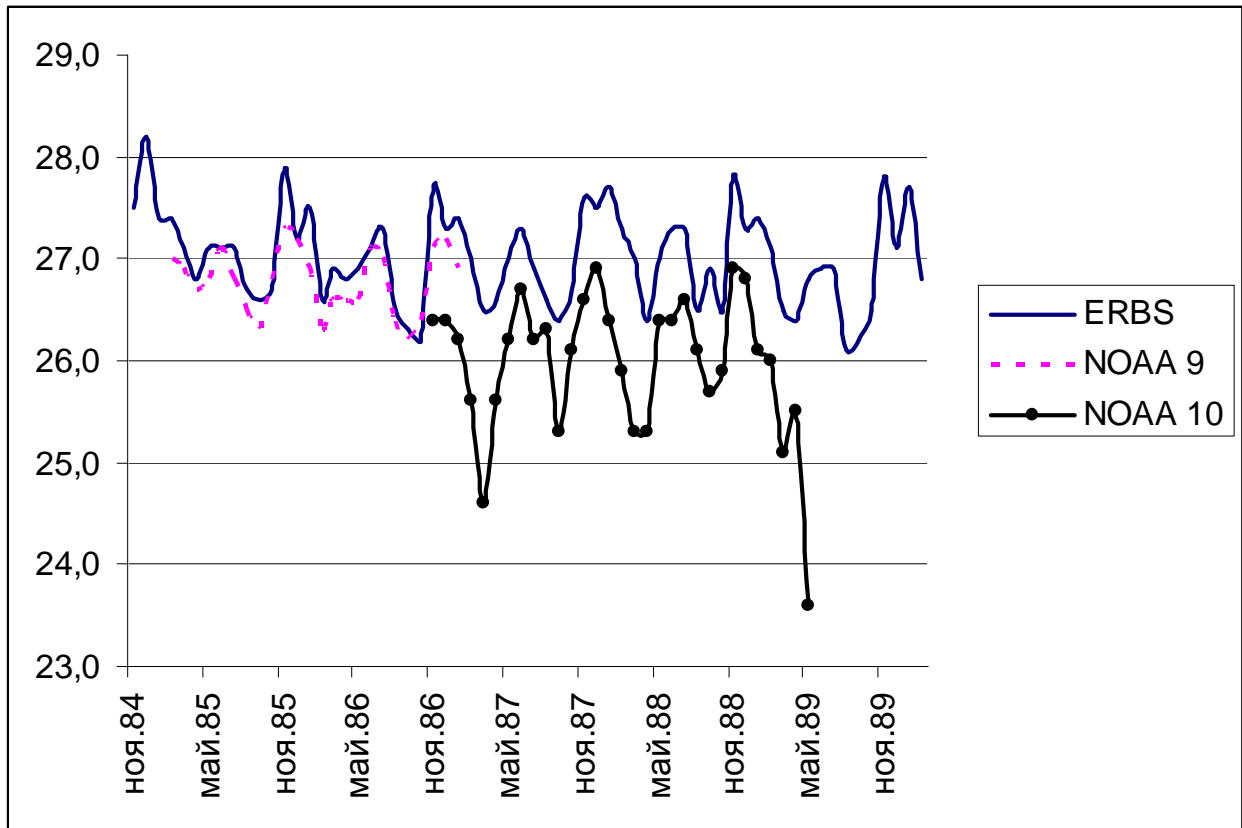


Рис. 1.6 Межгодовые вариации величин альbedo по измерениям с ИСЗ ERBS, NOAA 9, NOAA 10 (осреднение по территории 60 с.ш.-60 ю.ш.)



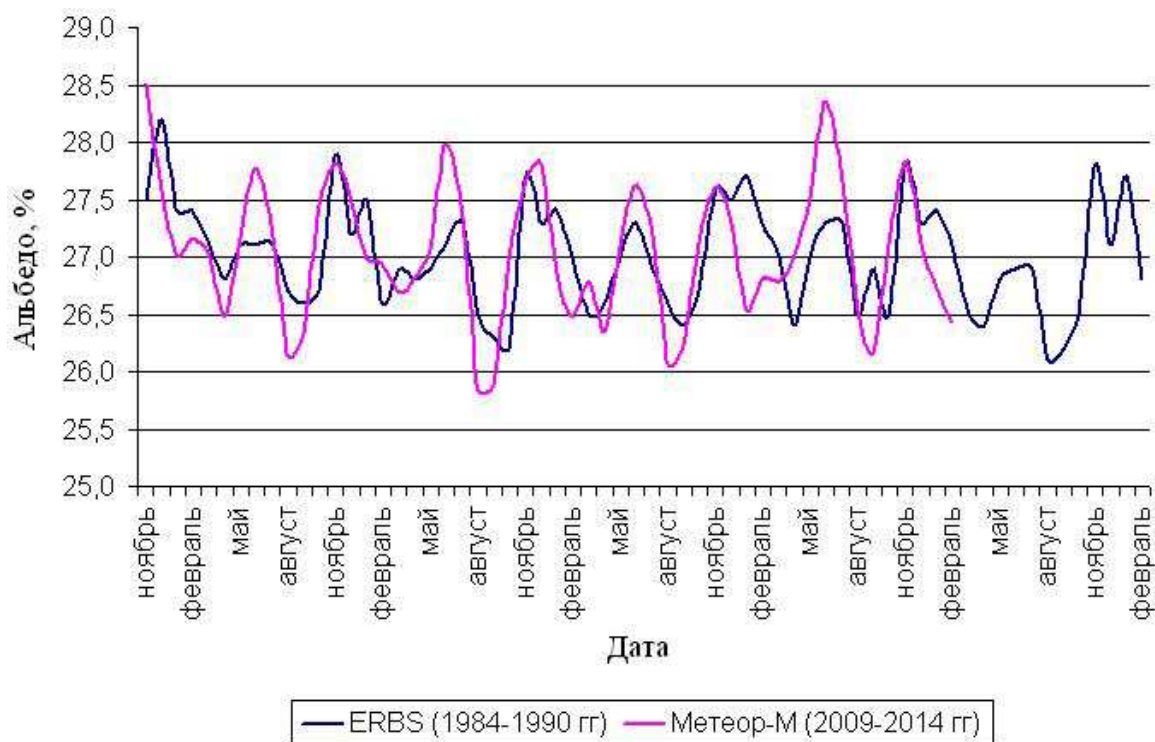


Рис. 1.7 Межгодовые вариации величин альbedo по измерениям с ИСЗ ERBS и «Метеор-М» №1 (осреднение по территории 60 с.ш.-60 ю.ш.)

Графики построены по среднемесячным значениям альbedo, которые усреднены по территории 60 с.ш. – 60 ю.ш. Спутниковые ряды ERBS и NOAA 9 хорошо согласуются между собой, в отличие от данных NOAA 10. Спутник ERBS имеет самый продолжительный ряд наблюдений, поэтому он был выбран в качестве сопоставления с имеющимися рядами данных, которые были получены радиометром ИКОР-М. Для сравнения были рассчитаны среднемесячные величины альbedo, осреднённые также по территории 60 с.ш.- 60 ю.ш. На рисунке 1.7 изображены совмещённые графики за разные временные периоды, начиная с ноября месяца.

#### **1.4 Диапазон широт, покрываемый наблюдениями ИКОР-М по месяцам. Особенность поля зрения радиометра ИКОР-М**

Необходимо отметить, что прибор ИКОР-М имеет некоторые ограничения наблюдений. В работах [54, 55, 58] уже рассматривалась проблема

наблюдаемости с гелиосинхронных ИСЗ с произвольной ориентацией плоскости орбиты по отношению к солнечному меридиану. У ИСЗ «Метеор-М» № 1 плоскость орбиты ориентирована как и у «Ресурса -01» № 4. Разница всего в несколько градусов. Было замечено, что спутники с такой ориентацией плоскости орбиты существенно лучше и дольше наблюдают северное полушарие (СП). Конкретно для «Ресурс-01» № 4 общая продолжительность наблюдений СП равна 208 суткам, а южного полушария (ЮП) – 157. Такие же условия присущи и спутнику «Метеор-М» № 1. Однако в работе ИКОР-М обнаружилось дополнительные ограничения. По не совсем понятным причинам ИКОР, работая в непрерывном режиме, выдаёт нулевые значения потока радиации в высоких северных широтах. Такое явление продолжается некоторое время после расчётного момента перехода линии терминатора при выходе спутника из теневой части. Аналогично, несколько раньше он прекращает выдавать информацию ещё до захода за терминатор в ЮП. Особенно резко это проявляется в летние дни СП. Здесь покрытие наблюдениями полное, практически до полюса (точнее до  $85^\circ$  северной широты, что и следует из анализа условий наблюдений). В южном полушарии – зима, у полюса и до  $67^\circ$  южной широты полярная ночь. В этот период (июнь, июль) ИКОР выдаёт ненулевые показания в диапазоне широт южного полушария от экватора лишь до  $40^\circ$  южной широты. Аналогичная картина в СП в зимний период (ноябрь-январь), но покрытие наблюдениями после выхода из-за терминатора начинается с  $50^\circ$ - $55^\circ$  северной широты.

Необходимо отметить, что ИСЗ «Метеор-М» № 1 является дополуденным спутником. Местное время пересечения спутником экватора в нисходящем узле орбиты около 10 часов. На освещенной стороне Земли находится нисходящий узел, следовательно, ИСЗ выходит из-за терминатора в северном полушарии (СП), движется с севера на юг и заходит за терминатор в южном полушарии (ЮП). На рисунке 1.6, который заимствован из монографии Ю.А. Складорова и других авторов «Радиационный баланс Земли. Введение в проблему» [54] изображена схема выхода ИСЗ «Ресурс-01» № 4 из-за терминатора. Как упоминалось ранее, параметры орбиты ИСЗ «Метеор-М» № 1 близки к параметрам орбиты ИСЗ

«Ресурс-01» № 4, поэтому эту схему можно рассматривать применительно к ИСЗ «Метеор-М» № 1. Все круги даны в проекции на поверхность Земли.  $PP'$  - ось суточного вращения с северным  $P$  и южным  $P'$  полюсами;  $akq$  – плоскость экватора Земли;  $TRT'$  - линия терминатора, Солнце располагается слева, точка  $R$  – точка выхода ИСЗ на освещенную часть поверхности;  $kRQM$  – отрезок орбиты, восходящий узел  $k$  – на ночной стороне. На рис. 1.8 приведена ситуация для лета в северном полушарии.

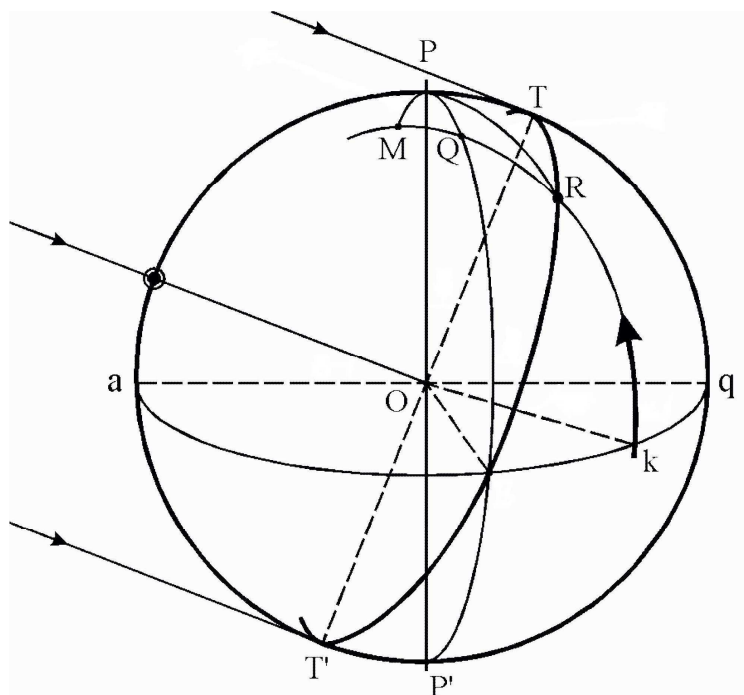


Рис. 1.8 Схема системы «орбита ИСЗ «Ресурс-01» № 4 – терминатор» в проекции на поверхность Земли. Момент выхода из-за терминатора (рисунок взят из монографии [54])

Отмеченные выше запаздывания отсчётов, связанные с выходом спутника из теневой части в северном полушарии и заходом его за теневую часть в южном полушарии, держатся устойчиво за всё время наблюдений. Это может быть следствием постоянного сдвига в работе электронной системы, в результате которого «обрезается» нижняя граница диапазона измерений, то есть диапазон шкалы измерений напряжения установился таким образом, что измерения

минимальных фиксируемых величин (при передаче информации с ИСЗ, в силу ограниченности канала связи) при кодировании получаются равными нулю. Это сказывается в высоких южных и северных широтах, когда результаты измерений действительно имеют минимальные значения. Таким образом, необходимо учитывать сложившуюся ситуацию.

На рис. 1.9 изображён диапазон широт по месяцам, покрываемых наблюдениями. Если учесть, что площадь поверхности Земли между параллелями  $\pm 30^\circ$  равна половине общей площади земной поверхности, то можно видеть, что покрываемая наблюдениями территория существенно больше этого и позволяет решать целый ряд проблем, не только локальных, но и практически глобальных.

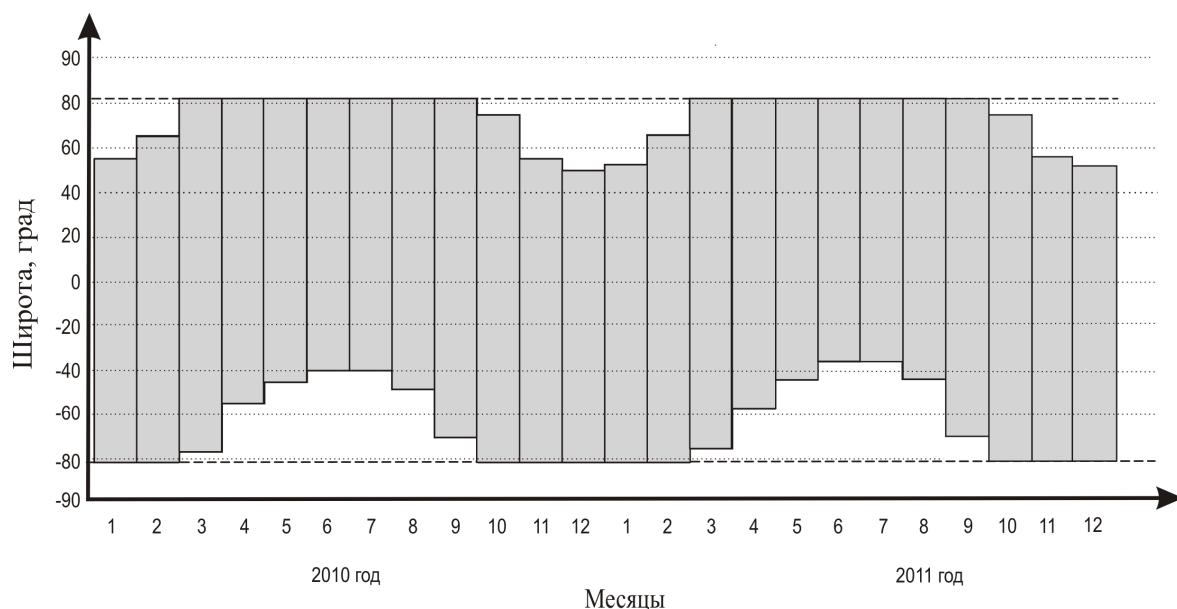


Рис. 1.9 Диапазон широт, покрываемый наблюдениями радиометром ИКОР-М по месяцам

Стоит отметить важную особенность получения научных данных. Радиометр ИКОР-М является среднеугольным измерителем с постоянным направлением его оптической оси к центру Земли перпендикулярно подстилающей поверхности. Апертура прибора задана конструкцией и постоянно сохраняется, то есть геометрия измерительного процесса остаётся одной и той же

при любом положении ИСЗ на орбите. В данной конструкции центральный угол апертуры при высоте ИСЗ 820 км «видит» пиксел на поверхности угловым радиусом 4 градуса дуги большого круга вокруг надира (центра поля зрения - ПЗ). В ПЗ меняется только картинка и зенитный угол Солнца, то есть альбедо.

При движении ИСЗ ПЗ перемещается по треку орбиты, оставаясь всегда круглым и перпендикулярным линии  $OK$ , где  $O$  – центр Земли (на рис. 1.10, стрелка  $S$  показывает центр мгновенного ПЗ). Таким образом, все отсчёты (1/сек) делаются в геометрически равных условиях. Это снимает ряд проблем, присущих сканирующим радиометрам (изменение расстояний до пикселей и их размеров, непрерывное изменение углов наблюдения пикселей, а, следовательно, изменение величины анизотропии в ПЗ, которую надо учитывать для каждого отсчёта и др.).

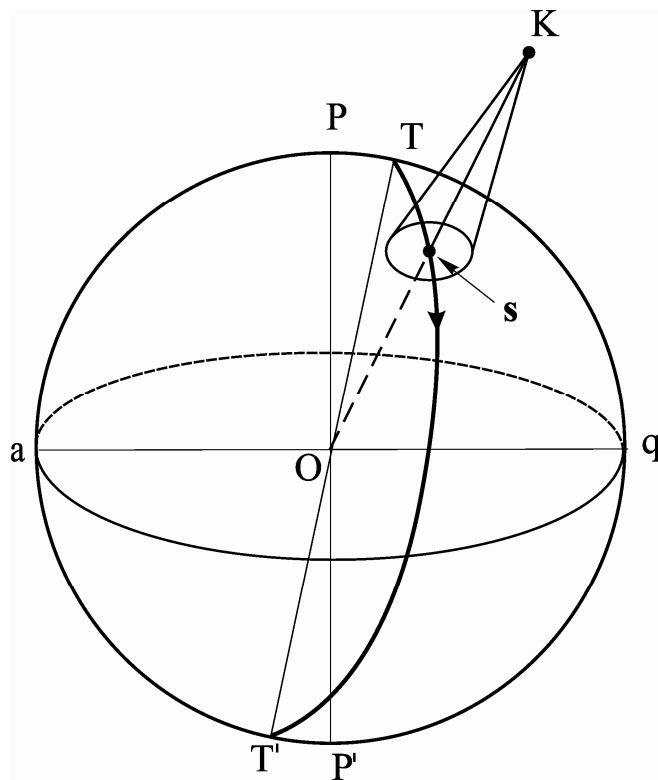


Рис. 1.10 Схема измерений радиометром ИКОР-М

$PP'$  – ось вращения Земли,  $K$  – космический аппарат,  $aq$  - плоскость экватора,  $TT'$  – трек орбиты на поверхности,  $S$  указывает направление на центр поля зрения.

Погрешность за счёт эллиптичности орбиты ожидается малой. При эксцентриситете  $e=0,00112$  [20] и использовании средней высоты ИСЗ отклонение мгновенной высоты от средней составит около 1%. При фиксированной апертуре (постоянный телесный угол) это вызовет ещё меньшие изменения в величине потока УКР измеряемого радиометром. Ошибка из-за рыскания оси ИСЗ (ось радиометра параллельна ей) носит случайный характер и при величине 15 угловых минут существенно не изменит положений ПЗ относительно сетки  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ , которая используется при обработке измерений [20]. Таким образом, с выбранным методом обработки [63], когда при получении среднемесячных величин используется для осреднения не менее 100 отсчётов в каждую ячейку  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ , можно ожидать высокое качество получаемых результатов. Среднеквадратическое отклонение (СКО) среднемесячных величин ASR меньше 0,1%. Среднеквадратическое отклонение  $r$  рассчитывалось по известной формуле:

$$r = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}; \quad (2.1)$$

где  $x_i$  –  $i$ -й элемент выборки;  $n$  – объём выборки;  $\bar{x}$  – среднеарифметическое значение выборки.

Выше говорилось о том, что шкала радиометра ИКОР-М близка к шкалам других известных приборов. Она может отличаться от них, тем более что между шкалами известных радиометров (проект ERBE, не говоря уже о проекте Nimbus, и самый последний проект CERES и др.) имеются заметные расхождения [59, 126, 129, 151-153], приводящие к необходимости «подстройки» шкал этих приборов. Для дальнейшего анализа не производилась регулировка шкалы радиометра ИКОР-М и все результаты обработки измерений приводились в его единой шкале.

Была также произведена оценка условий наблюдаемости земной поверхности с ИСЗ «Метеор-М» № 1. Подобная проблема уже рассматривалась (см. [148]). Поскольку параметры гелиосинхронной орбиты этого ИСЗ близки к параметрам орбиты спутника «Ресурс-01» № 4, то и наблюдаемость поверхности

аналогична. Конкретно, северное полушарие (СП) из-за эксцентricности земной орбиты наблюдается от равноденствия до равноденствия 186 суток, а южное (ЮП) – 179 суток [1, 2]. За счёт расположения плоскости орбиты ИСЗ по отношению к меридиану Солнца (спутник дополуденный) СП начинает полноценно наблюдаться на 11 дней раньше дня весеннего равноденствия и на столько же дней позже завершает этот период после дня осеннего равноденствия. Таким образом, северное полушарие наблюдается за год 208 дней, а южное полушарие всего 158, подробности в [54].

### **1.5 Возможность сопоставления данных ИКОР-М с другими спутниковыми проектами**

Для сопоставления данных по альбедо и УКР с известными рядами наблюдений, по совету доктора G.L. Smith (NASA США), была рассмотрена возможность сравнений их с данными аппаратуры CERES, работающей на трёх ИСЗ [106]. Наиболее подходящим из этих спутников является гелиосинхронный ИСЗ «Terra» с двумя сканирующими радиометрами наивысшей в настоящее время точностью. Также пригодны данные измерений с аналогичной аппаратурой с ИСЗ «TRMM» с прецессирующей орбитой. Орбита спутника периодически пересекает (разные высоты орбит) гелиосинхронную орбиту ИСЗ «Метеор-М» № 1, при таких условиях и возможны сравнения. Орбита третьего ИСЗ США «Aqua» гелиосинхронная и отстоит на значительном угловом расстоянии между узлами по экватору от орбит «Метеор-М» №1 и «Terra». Спутник «Aqua» является послеполуденным (подробности о гелиосинхронных орбитах см в [54]), плоскость его орбиты находится с противоположной от Солнца стороны (измерения производятся на восходящей ветви орбиты), поэтому этот спутник не подходит для сравнений, что следует из рис. 1.11.

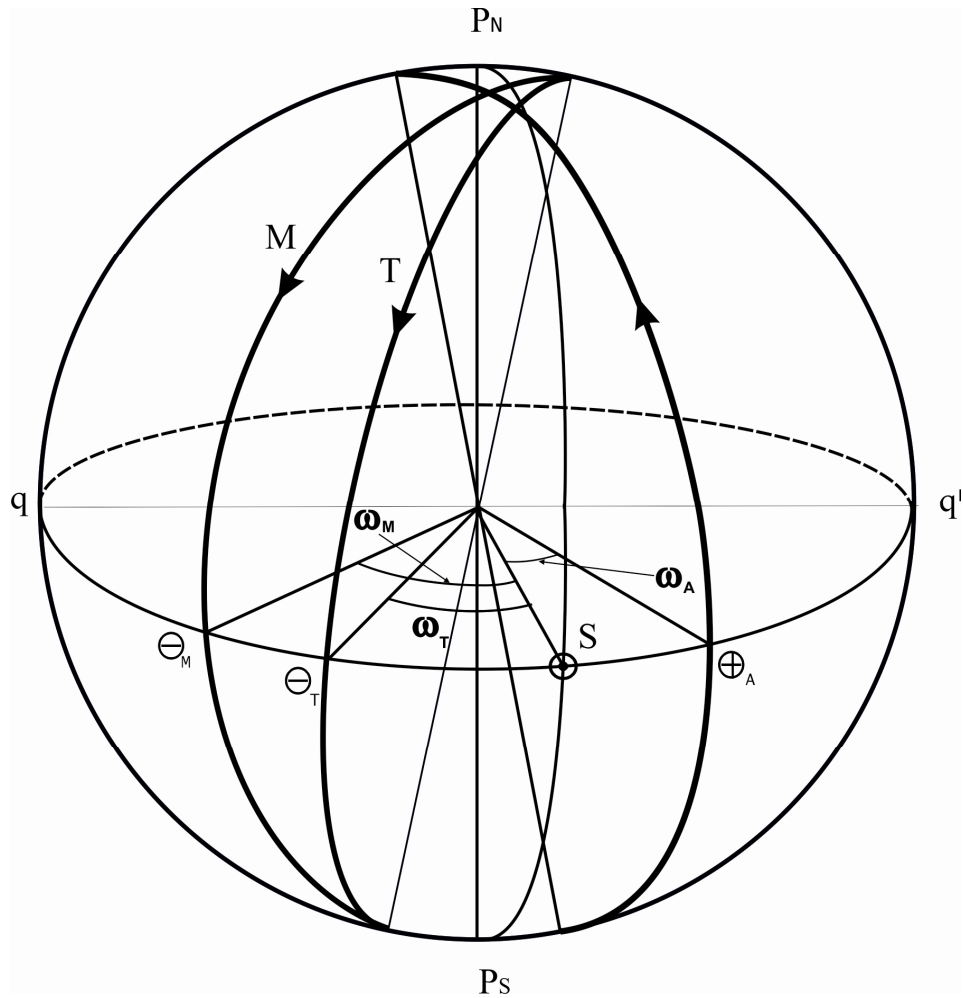


Рис. 1.11 Расположение треков орбит «Метеор-М» № 1, «Terra» и «Aqua» на поверхности Земли

$P_N P_S$  - ось суточного вращения Земли,  $qq'$  - экватор,  $\omega_T, \omega_M$  – угловые расстояния треков орбит дополуденных спутников Terra (T) и Метеор-М №1 (M) от Солнца (S) ( $\omega_T=1\text{h } 30\text{m}$ ,  $\omega_M=3\text{h}$ );  $\omega_A$ - то же для послеполуденного спутника Aqua. Восходящий узел на рисунке обозначен знаком «плюс», нисходящий – знаком «минус».



## ГЛАВА II

### ОБРАБОТКА ДАННЫХ РАДИОМЕТРА ИКОР-М

#### 2.1 Алгоритм расчётов мгновенных, среднесуточных и среднемесячных значений уходящей коротковолновой радиации и альbedo

В Саратовском госуниверситете осуществляется регулярный прием и накопление данных измерений с помощью радиометра ИКОР-М с FTP-сервера НЦ ОМЗ. Поступающие «сырые» данные обрабатываются при помощи разработанного специалистами Саратовского госуниверситета программного обеспечения (ПО). На первом этапе обработки с помощью ПО «SSU\_Decoder» [5], производится декодирование данных, записанных на ИСЗ при помощи «Блока накопления данных», который разработан специалистами СКБ КП ИКИ и отвечает за накопление гелиогеофизических данных на спутнике, т.е. разбирает информационные кадры «Блока накопления данных», проверяет их соответствие контрольным суммам (при необходимости). Затем, производится первичная отбраковка данных, декодируются информационные кадры радиометра ИКОР, которые сортируются в хронологическом порядке, а также производится привязка всех измерений ИКОР к бортовым дате и времени. В результате обработки формируется текстовый файл (размером около 6 Мегабайт) в котором содержится следующая ежесекундная информация: номер информационного кадра блока накопления данных, номер информационного кадра радиометра ИКОР, бортовые дата и время каждого измерения, номер пакета данных ИКОР, результаты измерения потока отражённой коротковолновой радиации и температуры прибора.

На втором этапе обработки для дальнейшего использования данных производится привязка каждого измерения к телеметрической информации. Для этих целей в Саратовском госуниверситете была разработана программа анализа данных спутникового измерителя ИКОР-М [22], которая считывает файлы данных первого уровня обработки и телеметрические данные (файлы с бортовым

временем, координатами подспутниковой точки и текущей высотой спутника), затем для каждого измерения ИКОР производится поиск соответствующих ему телеметрических данных, осуществляется привязка данных к Гринвичскому времени. Эти данные сохраняются в виде двоичных файлов в банк данных. Каждый такой файл содержит в себе одни сутки (с 00:00 до 23:59 по гринвичскому времени) ежесекундных измерений, а его размер за каждые сутки составляет приблизительно 2,7 Мегабайта. Банк данных представляет собой автоматически формируемый и структурированный набор каталогов и файлов данных, а также дополнительных файлов, содержащих вспомогательную информацию о хранимой в банке данных информации для удобства анализа и доступа к данным.

Третий этап обработки данных производится с помощью программы редактирования и анализа полей для ИКОР «IKOR Fields Editor» [24], которая использует в качестве источника банк данных, формируемый на предыдущем этапе. На этом этапе производится получение мгновенных физических величин УКР и альbedo, привязанных к уровню верхней границы атмосферы (ВГА). Подробности получения указанных величин описаны ранее [21, 37, 46, 47, 54]. Затем производится расчет среднесуточных и среднемесячных величин альbedo, поскольку именно они являются климатологически значимыми. Альbedo практически всех сцен имеют большую зависимость от величины зенитного угла Солнца (ЗУС). Измерение производится при конкретном значении ЗУС, а над любой площадкой в течение суток (от восхода до захода Солнца) величина ЗУС изменяется в широких пределах. Нами разработана методика учёта этого «суточного фактора» для получения среднесуточного значения альbedo из мгновенных величин альbedo. Данная методика подробно изложена в следующих работах [21, 54, 57, 84]. Все указанные выше величины рассчитываются в динамике и не хранятся в банке данных. Для их предварительного просмотра и анализа в ПО имеется возможность просмотра мгновенных данных (рис. 2.1). Для этого выбираются необходимые сутки, затем в окне просмотра суточных данных отображается любой выбранный виток. На рис. 2.1 красной линией на фоне карты

Земли изображен выбранный виток (построенный по координатам подспутниковой точки). На этой линии можно выбрать любую конкретную точку измерения, которая отображается фиолетовым эллипсом, соответствующим по форме и размерам полю зрения ИКОР. Для данной (текущей) точки также рассчитывается и отображается текущее положение подсолнечной точки (на карте подсолнечная точка изображена в виде красной точки). Под картой располагается график температуры прибора (синий график), умноженной на 10 (чтобы шкала измерений ИКОР-М и шкала температуры совпадали) и график первичных показаний уходящей коротковолновой радиации (красный график) на уровне ИСЗ, на котором желтым цветом показана текущая выбранная точка, для которой в отдельном окне приведены мгновенные данные УКР и альbedo на уровне ВГА, а также прочие вспомогательные параметры. Следует отметить, что график под картой соответствует не долготам на карте, а времени от начала текущего витка. Также для удобства анализа ПО «IKOR Fields Editor» позволяет произвольным образом увеличить анализируемую область, как на карте, так и на графике, что позволяет изучить каждый конкретный ежесекундный отсчет. Так на рис. 2.2 видно, что график измерений состоит из дискретных точек с возможностью выбора в качестве текущей (крупная желтая точка на рисунке 2.2) любой из них. При смене текущей точки также перерисовывается соответствующее ей поле зрения ИКОР-М на карте.

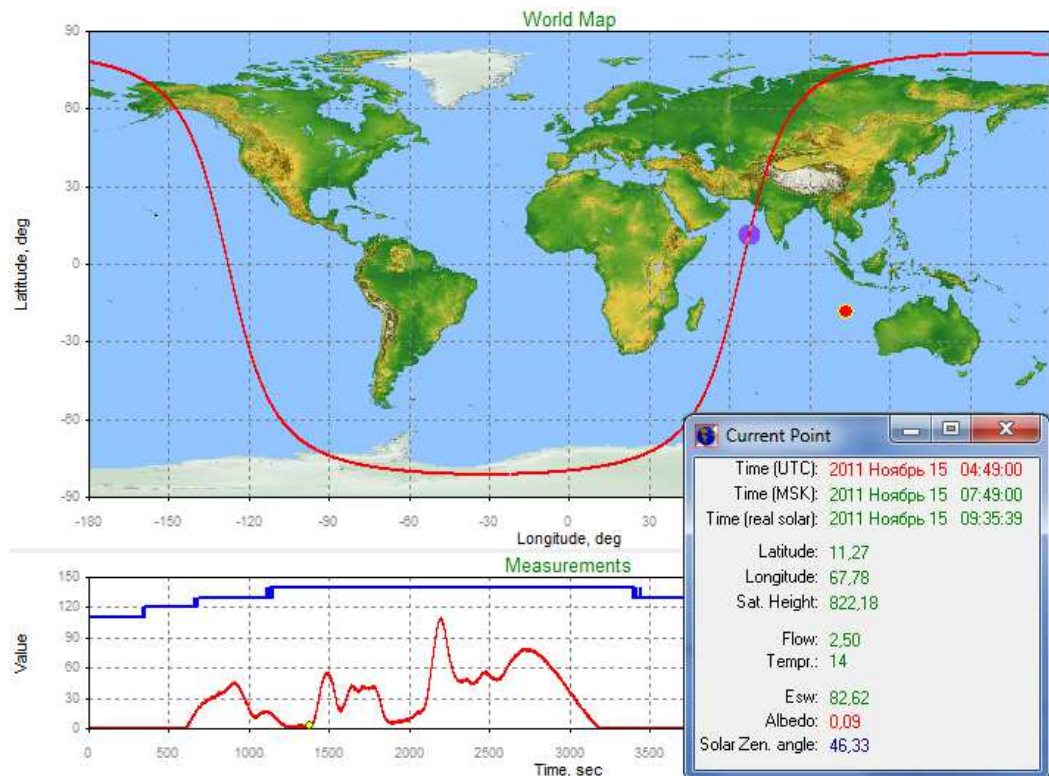


Рис. 2.1 Форма отображения мгновенных данных за конкретный виток ИСЗ

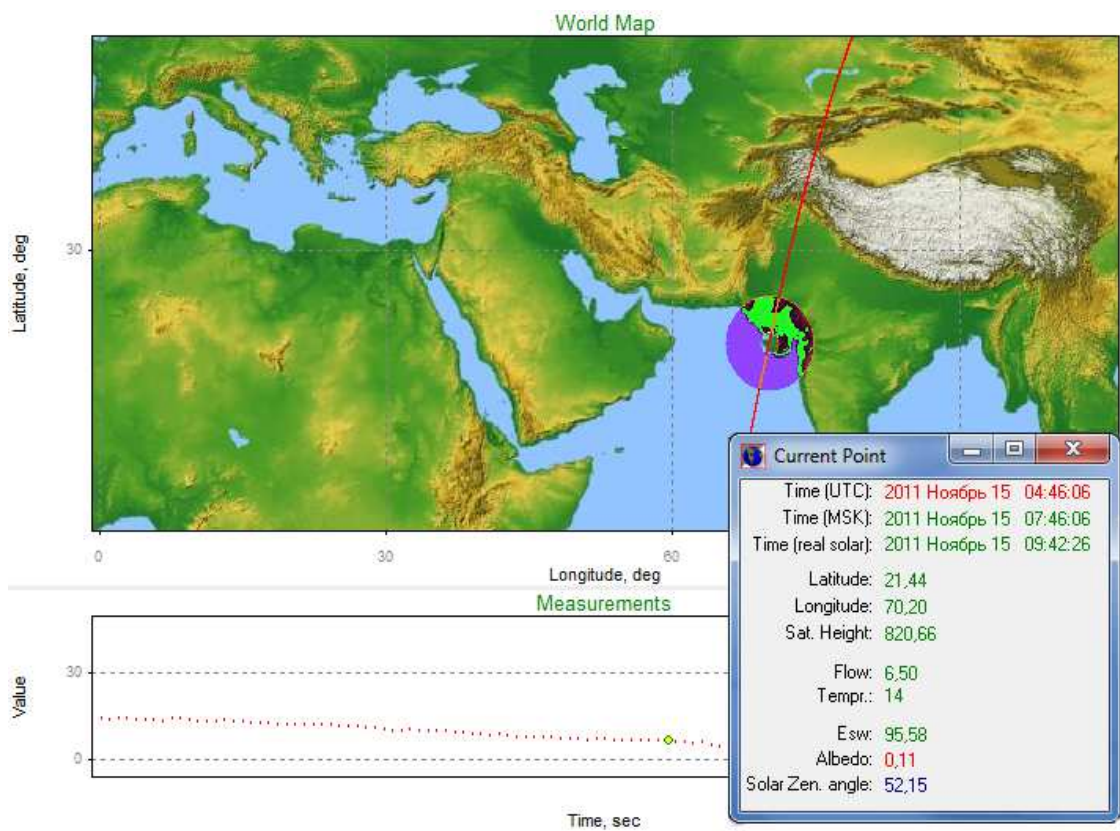


Рис. 2.2 Форма отображения мгновенных данных. Анализ ежесекундных измерений

Для оценки репрезентативности получаемых данных и определения поправочных коэффициентов для дальнейших расчетов на данном этапе составляется архив космических снимков. Космические изображения с геостационарных спутников подбираются с учетом трека орбиты. Вдоль витка проводится сопоставление значений альbedo и вида сцены. Особенный интерес представляют сцены «сплошная облачность», «снег», «пустыня», «чистый океан».

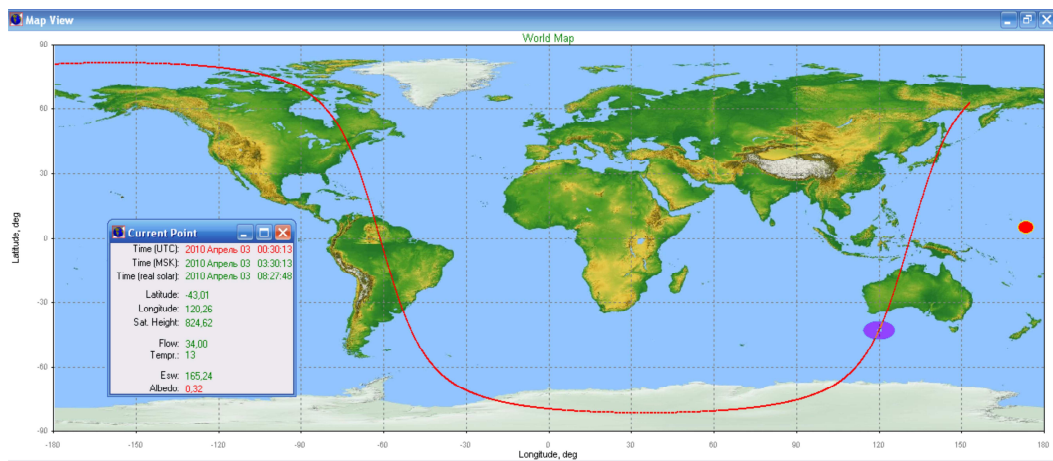
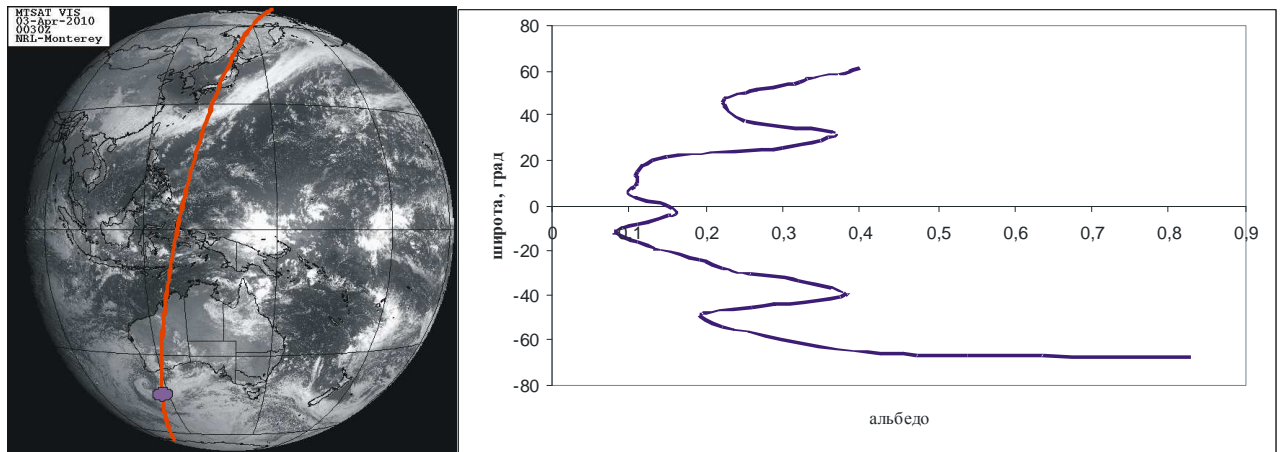


Рис. 2.3 Траектория орбиты, карта облачности и широтное распределение облачности за виток 03.04.2010 г. с ИСЗ «Метеор-М» № 1

Для любого выбранного витка строится широтное распределение альbedo, которое наглядно показывает прохождение спутником соответствующих сцен. На рисунке 2.3 показан пример широтного распределения альbedo за 03.04.2010 г. Из

рисунка видно, что трек орбиты проходит через значительные поля облачности в северной части Тихого океана в районе  $40^{\circ}$  с.ш. и чуть южнее Австралии в районе  $40^{\circ}$  ю.ш. На графике широтного распределения этим зонам соответствует увеличение значений альбедо до 0,3-0,4. Низкие значения альбедо около 0,1 и менее можно наблюдать по обе стороны от экватора в районе  $10^{\circ}$  северной и южной широты, что соответствует чистому безоблачному океану. Наиболее высокие значения альбедо южнее  $65^{\circ}$  южной широты свидетельствуют о выходе спутника в зону Антарктических льдов. Значения альбедо достигают 0,8 и выше.

На данном этапе обработки также производится расчет среднемесячных величин УКР, альбедо и поглощенной радиации на уровне ВГА. Для этого, используется массив ячеек равных по площади, на которые разбивается вся поверхность Земли. Обычно применяются ячейки 5 x 5 град. или 2,5 x 2,5 град в длинах дуг большого круга Земли. На рисунке 2.4 представлена карта ячеек размером 5 x 5 град.

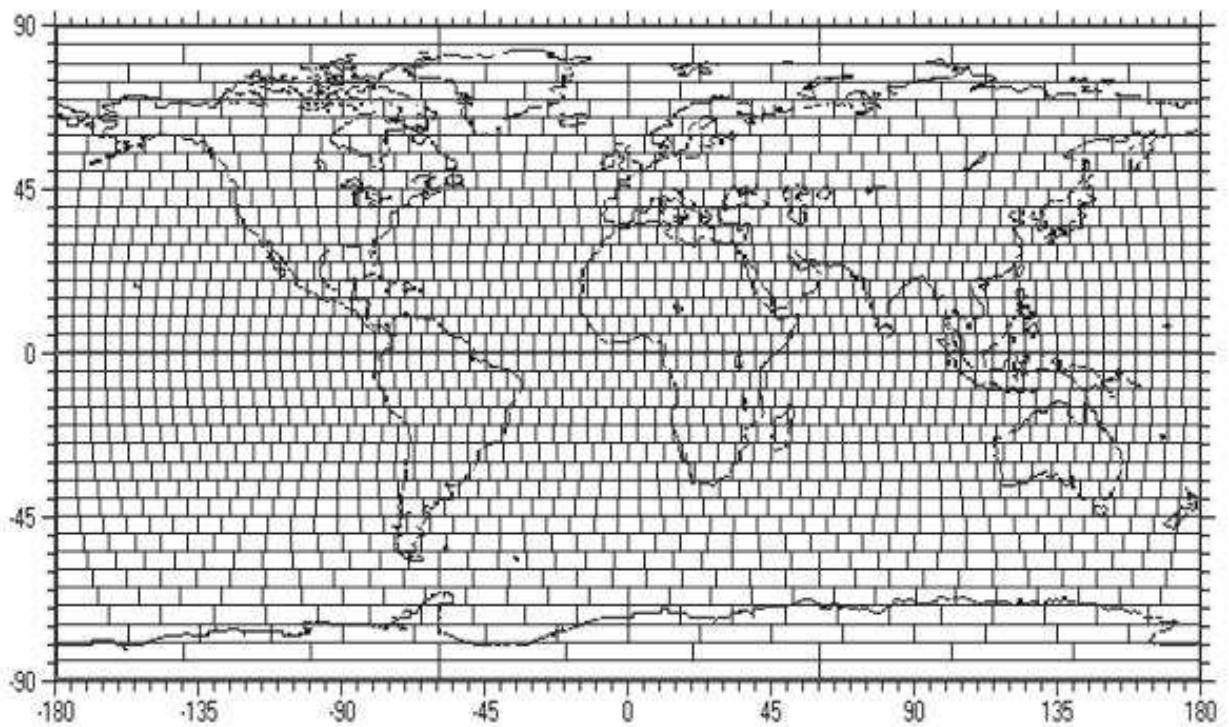


Рис. 2.4 Карта с нанесением сетки ячеек размером 5 x 5 градусов [54]

С увеличением широты количество ячеек в каждой широтной зоне уменьшается (например, с 72 ячеек у экватора до трех в приполярной зоне для сетки ячеек 5 x 5 град.). Ячейки равны по площади, на рисунке 2.4 «растягивание» ячеек по долготе с ростом широты объясняется искажением проекции карты Меркатора. Далее ПО анализирует все мгновенные измерения в течение месяца и определяет, к какой ячейке относится центр поля зрения данного мгновенного измерения. В результате, для каждой ячейки накапливается массив мгновенных измерений, которые затем усредняются за месяц. Здесь мы использовали свойство гелиосинхронного ИСЗ. В сутках не укладывается целое число витков, поэтому первый виток новых суток начинается либо раньше, либо позже завершения суток. Это приводит к сдвигу всей системы витков так, что через несколько дней второй виток оказывается на месте первого и т.д. Для ИСЗ "Метеор-М" № 1 этот период равен 4,67 суток, так что при осреднении наблюдений за месяц угловое расстояние между витками ( $27,3^\circ$  на экваторе) покрывается 5,4 раза. В качестве среднего принимается средний результат всех мгновенных ежесекундных отсчётов, центры полей зрения которых попадают в каждую конкретную ячейку. Этим автоматически учитывается месячный ход склонения Солнца и изменений расстояния Земля-Солнце. В итоге, получаются среднемесячные данные по ячейкам для УКР и среднесуточных альбедо.

## 2.2 Метод расчёта величин поглощённой солнечной радиации

Для расчёта величин поглощённой солнечной радиации, естественно входит задача получения среднемесячных величин альбедо, которая отражает суммарное влияние всех относящихся к делу переменных. Если получена среднемесячная величина альбедо  $\alpha_m$ , то среднемесячная поглощённая радиация  $E_a$  на ту же ячейку равна:

$$E_a = E_m(1 - \alpha_m), \quad (2.2)$$

где  $E_m$  – среднемесячная радиация, приходящая на горизонтальную поверхность на ВГА, которая получается из известного выражения М. Миланковича [29]:

$$E = (E_o T_o / \pi r^2) \cdot (t_s \cdot \sin\varphi \cdot \sin\delta + \cos\varphi \cdot \cos\delta \cdot \sin t_s), \quad (2.3)$$

где  $E_o$  - солнечная постоянная,  $T_o$  - продолжительность суток в секундах,  $r$  - текущее расстояние Земля-Солнце (в астрономических единицах),  $\varphi$  - широта ячейки,  $\delta$  - склонение Солнца,  $t_s$  - часовой угол Солнца в момент восхода или захода (в радианах), величина которого находится из известного соотношения [3, 38, 54]:

$$\cos t_s = -\operatorname{tg}\varphi \cdot \operatorname{tg}\delta. \quad (2.4)$$

Эта формула даёт суточную сумму приходящей радиации на горизонтальную поверхность на ВГА [Дж/м<sup>2</sup>]. Для получения среднесуточной мощности на единицу поверхности величину  $E$  надо разделить на число секунд в сутках ( $T_o$ ), и для приходящей радиации на ВГА получится выражение  $E_d = E/T_o$ , то есть:

$$E_d = (E_o / \pi r^2) \cdot (t_s \cdot \sin\varphi \cdot \sin\delta + \cos\varphi \cdot \cos\delta \cdot \sin t_s), \quad (2.5)$$

здесь  $E_d$  – среднесуточная инсоляция на ВГА (Вт/м<sup>2</sup>).

Для случаев полярного дня, т.е. при круглосуточном освещении площадки ( $\delta \geq 90 - |\varphi|$ ) предыдущая формула принимает упрощенный вид. Поскольку для условий полярного дня  $t_s = \pi$ , то  $E_d$  получается из выражения:

$$E_d = (E_o / r^2) \cdot (\sin\varphi \cdot \sin\delta), \quad (2.6)$$



Из формулы Миланковича следует, что инсоляцию данной площадки на ВГА определяют только три параметра: солнечная постоянная  $E_o$ , расстояние Земля - Солнце  $r$  (в астрономических единицах) и величина склонения Солнца  $\delta$  ( $t_s$  является зависимой от  $\delta$ ). При этом  $\delta$  в некоторые месяцы изменяется до  $10^\circ$  и более (например, вблизи дней равноденствий). После ряда проб, мы остановились на следующем варианте: считаем среднесуточные величины  $E_d$  для каждого дня месяца при реальных значениях  $r$  и  $\delta$  (отклонение от среднего в пределах суток уже не даёт заметного изменения потока). Получаем набор среднесуточных величин  $E_d$  для каждой ячейки на карте (для текущего месяца). Общая сумма этих суточных потоков, делённая на количество дней в месяце, даёт очень близкие к истинным значениям среднемесячных величин приходящей на ВГА радиации  $E_m$  для каждой ячейки. Далее по всем ячейкам получаем величины поглощённой радиации на ВГА  $E_a$ , которая рассчитывается по формуле  $E_a = E_m(1 - \alpha_m)$ .

Результаты расчетов среднемесячных данных (УКР, альбеда и поглощенной радиации) по ячейкам автоматически сохраняются в банке данных в виде структурированных текстовых файлов данных (каждый вид продукта сохраняется в своём файле) удобных для их использования в стороннем ПО обработки и анализа этих данных.

Изначально при расчетах среднемесячных данных по ячейкам применялась сетка ячеек 5 x 5 градусов, но затем программное обеспечение было доработано таким образом, чтобы можно было использовать и другие размеры ячеек. Так на рисунках 2.5 и 2.6 приведены карты альбеда за один и тот же месяц, но с разными размерами ячеек. По этим рисункам наглядно видно, что оптимальной по детализации является сетка ячеек 2,5 x 2,5 градуса, которая обеспечивается достаточно большим количеством усредняемых точек (100 и более мгновенных измерений на каждую ячейку), а при использовании более мелкой сетки обеспеченность средними уменьшается, в результате чего на карте проявляются отдельные витки. На рисунках 2.7 – 2.9 представлены полученные карты за один и тот же месяц октябрь 2011 г.

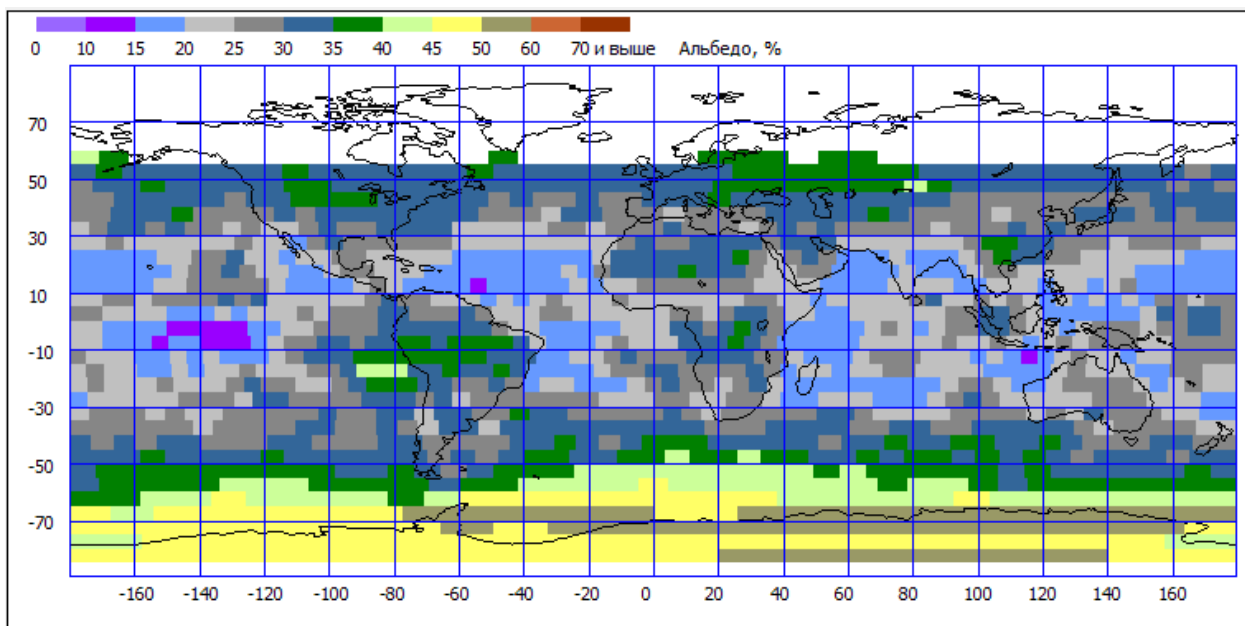


Рис. 2.5 Карта распределения среднемесячных величин альbedo в ячейках  
5 x 5 градусов (декабрь 2009 г.)

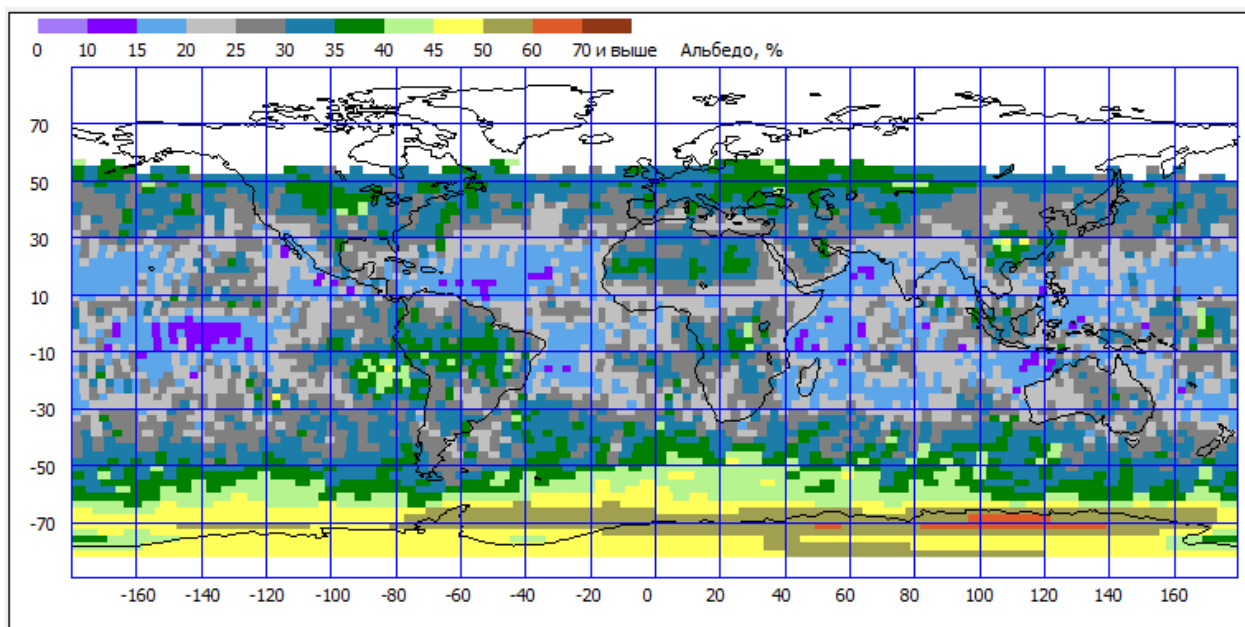


Рис. 2.6 Карта распределения среднемесячных величин альbedo в ячейках  
2,5 x 2,5 градусов (декабрь 2009 г.)

В новой программе редактирования и анализа полей для ИКОР-М «IKOR Fields Editor» [24] помимо получения среднемесячных данных по сетке ячеек реализована возможность получения зональных средних (по 2,5 градусным широтным зонам) по каждому виду карт, а также полушарных и глобальных средних значений. Она также позволяет объединять ячейки стандартной сетки на поверхности Земли размером 2,5 х 2,5 градуса в поля произвольной конфигурации, по которым возможны расчёты среднемесячных значений всех составляющих радиационного баланса Земли по данным ИКОР-М.

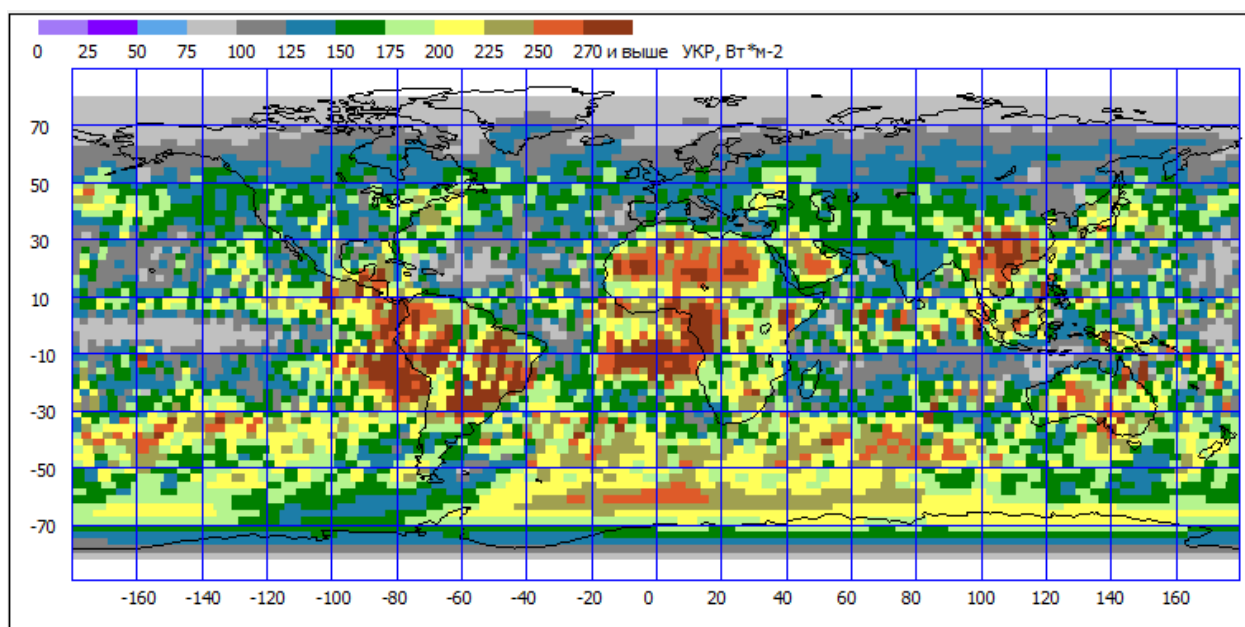


Рис. 2.7 Карта распределения среднемесячных величин уходящей коротковолновой радиации (октябрь 2011 г.)

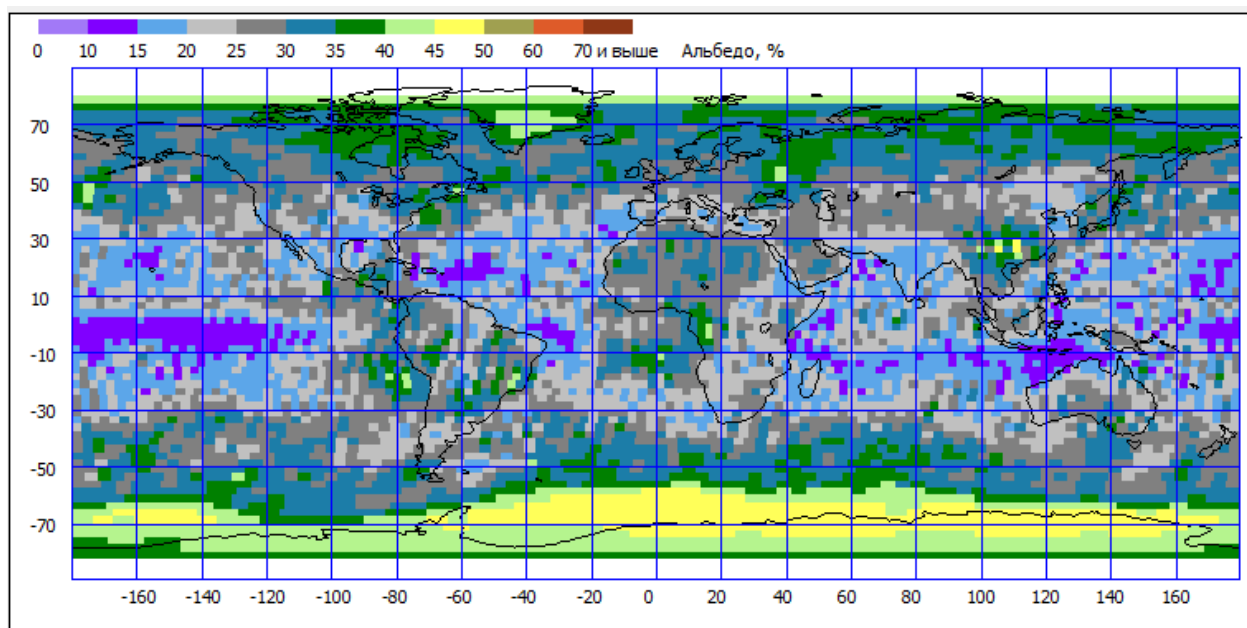


Рис. 2.8 Карта распределения среднемесячных величин альbedo  
(октябрь 2011 г.)

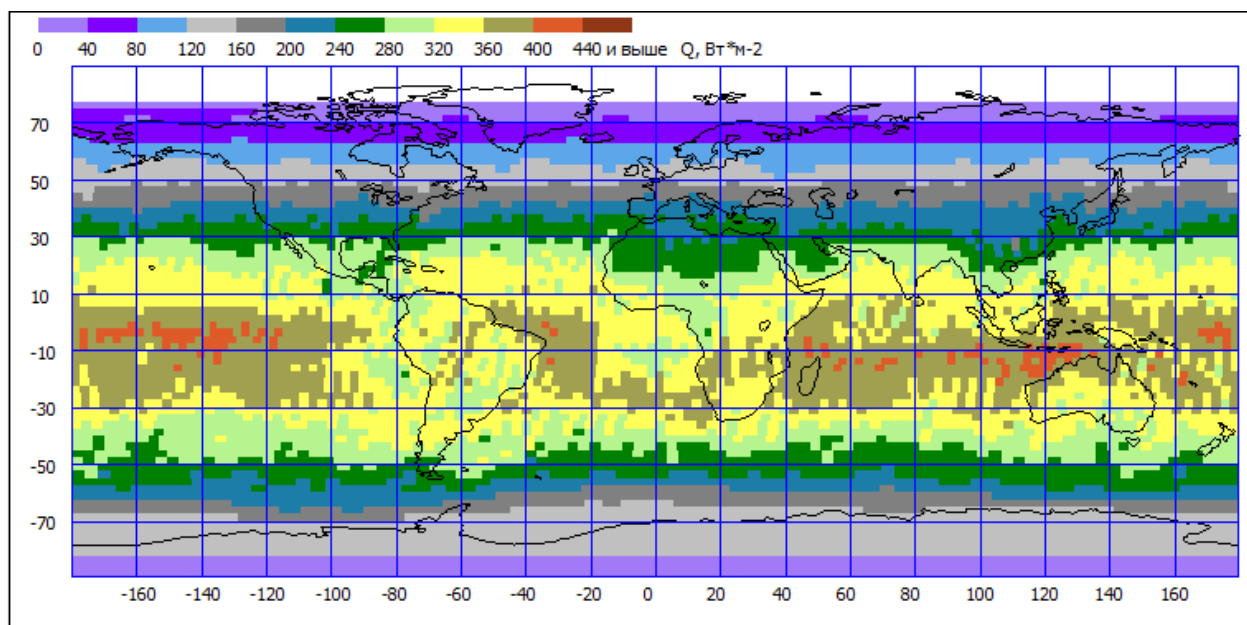


Рис. 2.9 Карта распределения среднемесячных величин поглощенной  
радиации (октябрь 2011 г.)

На настоящий момент накоплен и продолжает регулярно пополняться большой архив однородных климатических данных по перечисленному выше ряду компонентов радиационного баланса Земли, полученных в результате работы ИКОР-М. В настоящее время завершена работа по организации общего доступа в сети Интернет для широкой научной общественности к полученным в ходе настоящего эксперимента продуктам в виде карт распределения компонентов радиационного баланса Земли. На созданном сайте (<http://www.sgu.ru/structure/geographic/metclim/balans>) публикуются результаты наших собственных исследований реакции климатической системы на вариации компонентов радиационного баланса Земли.

### **2.3. Оценка влияния величины угла наклона экватора Земли к плоскости орбиты на радиационный режим планеты**

Важно отметить, что поглощённая солнечная радиация определяется из выражения (2.2), в которой первым множителем является среднемесячная или среднесуточная (в зависимости от рассматриваемого периода) радиация, приходящая на горизонтальную поверхность на ВГА. Она в свою очередь получается из известного выражения М. Миланковича (2.3). Поскольку эта формула является универсальной, то все созданные в Саратовском университете программы обработки для получения альбедо и поглощённой солнечной радиации в последние годы включали величины, определяемые из формулы (2.3). Опираясь на это выражение, можно заметить, что в нем в явном виде отсутствует величина  $\varepsilon$  – наклон эклиптики к экватору (или экватора планеты к плоскости её орбиты). Хотя очевидно, что зависимость величины поглощённой радиации и альбедо от  $\varepsilon$  должна быть. Обсуждение вопроса связи зависимости радиационного режима Земли от угла наклона плоскости орбиты к экватору по мнению автора целесообразно выполнить с применением методов и соотношений сферической тригонометрии. Эти методы широко применяются в астрономии и удобны для решения ряда метеорологических задач [3, 29, 38]. Стоит напомнить, как

получается уравнение связи трёх величин:  $\delta$  (склонение Солнца), долгота Солнца по эклиптике  $\lambda$  и наклон эклиптики к экватору  $\varepsilon$  (см. рис. 2.10).

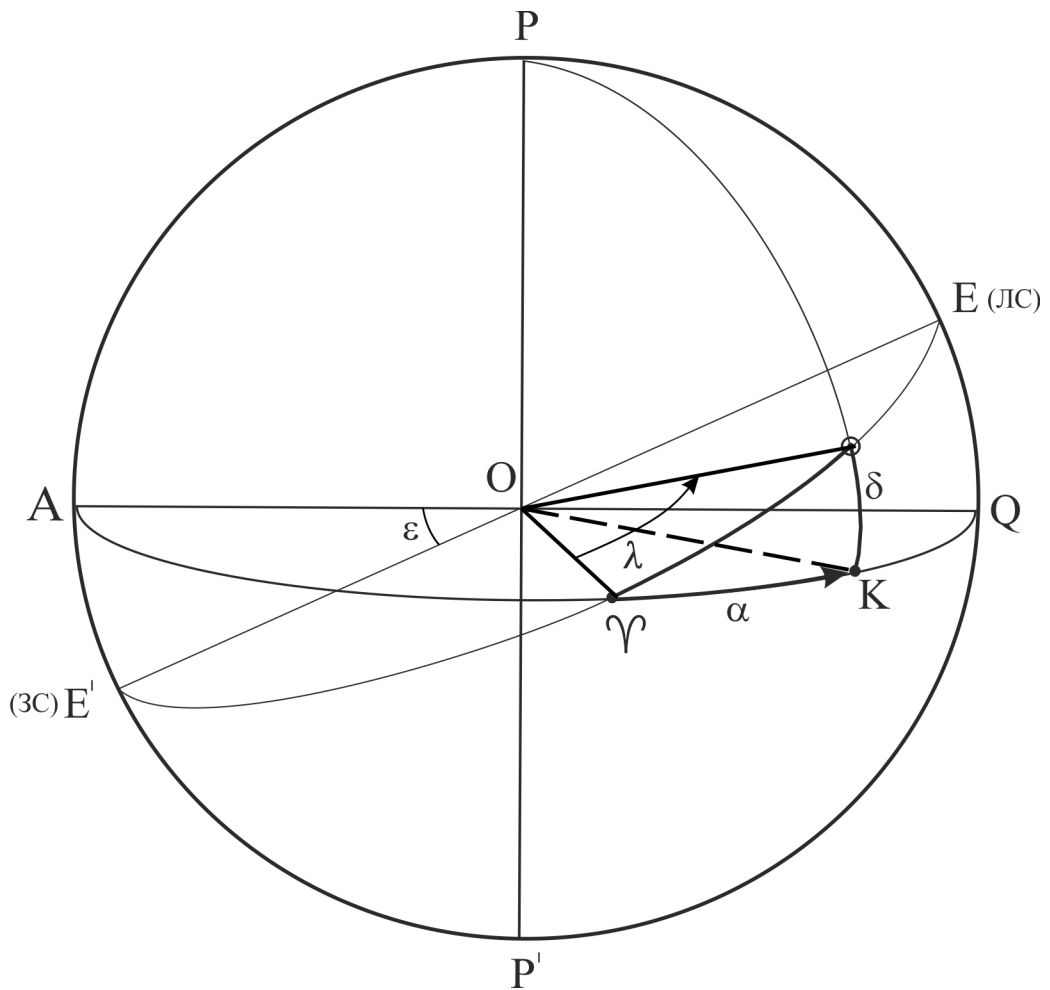


Рис. 2.10 Связь величин  $\delta$  - склонение Солнца,  $\lambda$  - долгота Солнца и  $\varepsilon$  - наклон эклиптики к экватору

Пусть на рисунке 2.10:  $PP'$  – ось мира;  $AQ$  – плоскость небесного экватора,  $EE'$  – плоскость эклиптики;  $\odot$  - положение Солнца на эклиптике;  $\angle \gamma OK$  – прямое восхождение Солнца;  $\angle \gamma O \odot$  – долгота Солнца;  $\angle EOQ = \varepsilon = \angle AOE'$ .

Из сферического треугольника  $\odot \gamma K$  по теореме синусов имеем:

$$\frac{\sin \delta}{\sin \varepsilon} = \frac{\sin \lambda}{\sin 90^\circ}, \quad (2.7)$$

поскольку  $\angle EOQ = \varepsilon =$  углу сферического треугольника  $\odot \Upsilon K$  с вершиной в точке весеннего равноденствия  $\Upsilon$ , а круг склонения Солнца  $P \odot K$  по определению перпендикулярен экватору.

В итоге получено:

$$\sin \delta = \sin \varepsilon \cdot \sin \lambda, \quad (2.8)$$

Эта формула даёт связь склонения Солнца  $\delta$  с  $\varepsilon$ , т.е. роль  $\varepsilon$  в расчётах косвенно проявляется в его влиянии на  $\delta$ . Из формулы (2.8) в частности следует, что при  $\lambda = \pi/2$ , когда Солнце находится в точке летнего солнцестояния  $E$ :  $\delta = \varepsilon$  (то же самое и в день зимнего солнцестояния, когда Солнце попадает в точку  $E'$  с  $\lambda = 3\pi/2$ ). Между прочим, это обстоятельство сильно облегчает анализ. Точки зимнего (ЗС) и летнего (ЛС) солнцестояний являются ключевыми при определении тепловых поясов [3, 38]. Так, широта полярного круга (пусть это будет северный) такова, что на этой широте в день ЛС Солнце не зайдёт, а только коснётся горизонта в точке севера  $N$ , т.е. будет раз в году наблюдаться полярный день продолжительностью в 24 часа. Точка ЛС – точка перегиба эклиптики, после прохождения которой склонение Солнца уменьшается и на широте полярного круга начинаются восходы и заходы (подробности см. в [3, 38]. Для современного значения  $\varepsilon = 23^\circ 27'$  широта северного полярного круга  $\varphi_{NP} = 90^\circ - \varepsilon = 66^\circ 33'$ , что изображено на рисунке 2.11.

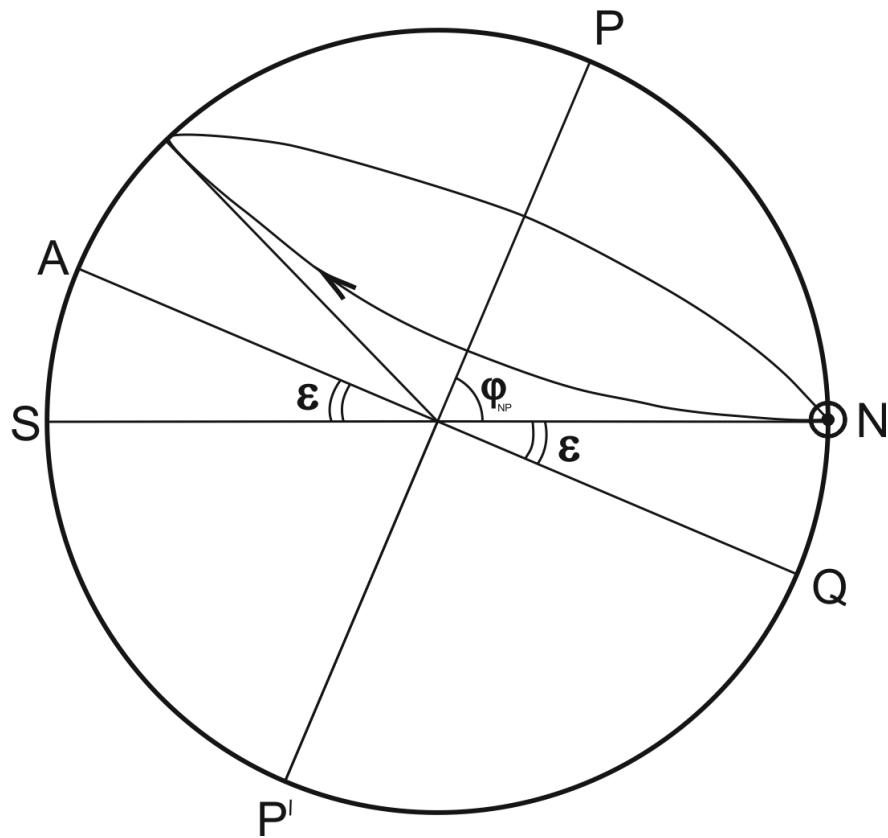


Рис. 2.11 Небесная сфера с изображением суточного движения Солнца на широте полярного круга

В свою очередь широта северного тропика  $\varphi_{NC}$  (тропик Рака) определяется тем, что на этой широте в день ЛС Солнце, продвигаясь по эклипке к северу, последний раз за год прокульминирует в зените  $Z$ , после чего  $\delta$  снова уменьшается, и Солнце кульминирует южнее  $Z$ . На рисунке 2.12 изображена эта ситуация.



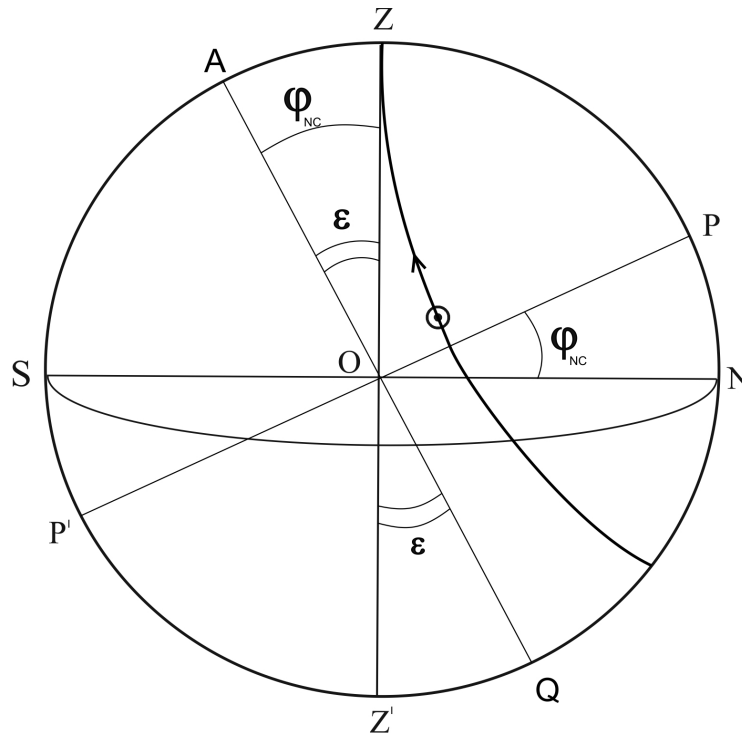


Рис 2.12. Небесная сфера с изображением суточного движения Солнца на широте северного тропика

Поскольку склонение зенита  $Z$  всегда равно  $\varphi$ , то широта  $\varphi_{NC}$  тропика Рака, на которой наблюдается кульминация Солнца в день ЛС  $\varphi_{NC} = \varepsilon = 23^\circ 27'$ . В южном полушарии симметрично располагается тропик Козерога, где подобные явления наблюдаются в день ЗС 22 декабря. Область земной поверхности между тропиками Рака и Козерога  $\pm\varepsilon$  от экватора, называют жарким тепловым поясом. В его пределах Солнце в течение года дважды проходит через  $Z$ : двигаясь из южного полушария к северу и обратно, и только на тропиках кульминирует один раз в год. Часть поверхности Земли от полярного круга до полюса – холодный тепловой пояс. Очевидно, граница его  $\varphi_{NP}$  отстоит от северного полюса на  $\varepsilon$ .

Между тропиками и полярными кругами в каждом полушарии располагаются умеренные тепловые пояса: северный с  $\varphi$  от  $23^\circ 27'$  до  $66^\circ 33'$  и соответственно южный.

После этих пояснений вернёмся к проблеме влияния  $\varepsilon$  на явления годичного и суточного движений Солнца, а значит и на РБЗ.

В современную эпоху с цикличностью около 41 тыс. лет отмечаются изменения в величине  $\varepsilon$  от 22,068 град до 24,568 град, что приводит к изменению границ тепловых поясов, перераспределению инсоляции между ними. Теория даёт существенно большие границы изменений  $\varepsilon$  [29, 30, 128]. В работе [125, 30] показано, что в процессе эволюции системы Земля-Луна  $\varepsilon$  могла изменяться до 66°. В книге А.С. Моница [30], монографии М. Миланковича [29], Л.Т. Матвеева [28] и в книге Ю.П. Переведенцева [31] рассматривается более обширный диапазон изменений  $\varepsilon$  от близкого к 0° до близкого к 90°. Предсказываются некоторые общие величины изменений инсоляции. Но стоит обратить внимание на то, что уже при увеличении  $\varepsilon$  в пределах до 45° наступают кардинальные изменения в характере распределения инсоляции по планете.

На рис. 2.13 это показано простыми средствами. Выберем широту 45°, и если  $\varepsilon$  также равна 45°, то на первый взгляд получается удивительная ситуация. В один и тот же день, именно в день летнего солнцестояния, 22 июня, Солнце теперь годичным движением поднимется до склонения  $\delta = \varepsilon = 45^\circ$  и, касаясь в нижней кульминации точки севера  $N$ , снова будет суточным движением подниматься по суточной параллели +45°. Через 12 часов Солнце прокульминирует в зените  $Z$ . То есть в один и тот же день на широте 45° выполняются условия для северного полярного круга и для тропика Рака. Полярные круги совпали с тропиком Рака в северном и с тропиком Козерога в южных полушариях. Границы жаркого пояса разошлись до 45-х параллелей, а границы полярных кругов опустились тоже до 45-х параллелей. Исчезли умеренные пояса в северном и южном полушариях.

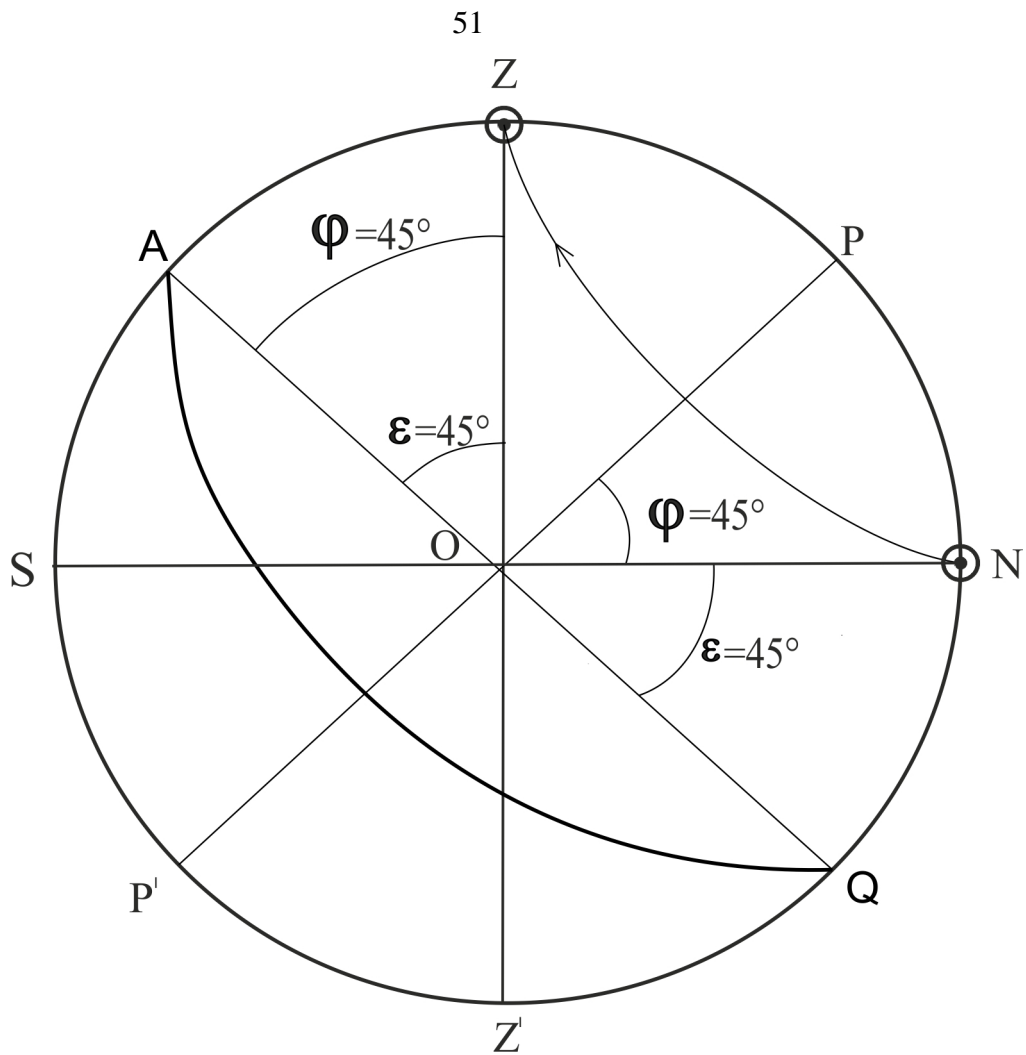


Рис. 2.13 Небесная сфера с изображением суточного движения Солнца при  $\varepsilon = 45^\circ$  на широте  $\varphi = 45^\circ$

Предполагается, что длина тропического года, даты наступления летнего и зимнего солнцестояний и равноденствий не изменяются, что следует из общей теории. Не обсуждается и изменение эксцентриситета орбиты. Одно только увеличение величины  $\varepsilon$  приводит к расширению границ жаркого и холодного поясов, а на широтах  $\varphi = \pm 45^\circ$  эти границы сливаются в одну параллель. Даже не делая никаких расчётов, можно видеть, что та инсоляция, которая приходилась на пояс от  $-23^\circ 27'$  до  $+23^\circ 27'$  теперь будет распределена на пояс  $\pm 45^\circ$ . Временные даты наступления равноденствий и солнцестояний и соответствующие части года не изменились. И количество суточных витков Солнца осталось прежним, а годовое изменение  $\delta$  увеличилось до  $\pm 45^\circ$ , то есть вырос суточный шаг изменений  $\delta$ . Очевидно, что средняя инсоляция (плотность потока) в жарком поясе

существенно уменьшилась. Что касается холодного пояса, то он «прирос» на значительную часть (для  $\varphi = \pm 45^\circ$  на  $21^\circ 33'$ , как и жаркий пояс). В его новых пределах Солнце летом поднимается выше, а на полюсе в день летнего солнцестояния высота Солнце над горизонтом равна  $45^\circ$ . Ясно, что потерянная инсоляция в новом жарком поясе «перекочевала» в новый холодный. Видно, что условия для радиационного баланса существенно изменились. Уменьшился контраст между полярными и тропическими регионами.

Не делая пока никаких расчётов, методом простых построений покажем ситуации для крайних значений  $\varepsilon$ . Пусть для простоты  $\varepsilon=0$ . Это означает, что плоскости экватора Земли и земной орбиты совпадают. Из формулы (2.8) следует, что  $\delta$  в этом случае равно нулю при любых значениях  $\lambda$ , т.е. Солнце в годичном ходе движется по небесному экватору в течение года (и по эклипике, так как она совпадает с небесным экватором). А отсюда следует, что для любой широты  $\varphi$  всегда Солнце восходит в точке востока и заходит в точке запада, для всех широт день всегда равен ночи, часовой угол Солнца в моменты восхода и захода по своей величине равен  $\pi/2$  и формула Миланковича (2.3) для этого случая принимает вид:

$$E_m = E_o / \pi r^2 \cos\varphi,$$

то есть инсоляция убывает с ростом  $\varphi$  пропорционально  $\cos\varphi$ . В частности, для наблюдателя на экваторе ( $\varphi=0$ ) получаем, что

$E_{m\varepsilon} = E_o / \pi r^2$ , т.е. среднесуточная инсоляция на экваторе в  $\pi$  раз меньше солнечной постоянной  $E_o$ .

Для наблюдателя на полюсах ( $\varphi = \pm 90^\circ$ )  $\cos\varphi=0$ , т.е. инсоляция на полюсах равна 0. Это можно понять так: горизонтальная плоскость на полюсе перпендикулярна оси мира (которая совпадает с осью Земли), т.е. параллельна плоскости небесного экватора (и эклиптики). Тогда наблюдатель на северном (и южном) полюсе будет теоретически видеть, что и суточное и годичное движения Солнца происходят по линии горизонта, практически не освещая полюс.

Таким образом, для этого случая ( $\varepsilon=0$ ) самым жарким местом на планете вечно будет экватор (Солнце ежедневно кульминирует в Z), а самым холодным –

так же вечно оба полюса. Условия для РБЗ весьма специфические. При наличии атмосферы должен работать более эффективный механизм непрерывной передачи тепла от экватора в высокие широты обоих полушарий при постоянном зональном распределении приходящей солнечной радиации. Можно отметить, что из планет солнечной системы к этому случаю наиболее подходит Венера, у неё угол наклона экватора к эклиптике  $3^\circ$ . На экваторе половина годовых кульминаций Солнца (год Венеры) происходит до  $3^\circ$  южнее, и столько же до  $3^\circ$  севернее зенита.

А на полюсах будут наблюдаться следующие явления: на северном восход Солнца 21 марта, Солнце почти по окружностям будет подниматься над горизонтом до высоты  $3^\circ$  (22 июня) и затем таким же порядком опускаться до захода 23 сентября, когда наступает полугодовая полярная ночь. Аналогичные явления наблюдаются и на южном полюсе, только даты обращаются: 21 марта – начало полярной ночи, а 23 сентября – начало полярного дня с максимальной высотой Солнца  $3^\circ$  22 декабря.

Рассмотрим другой крайний случай, также для простоты положим  $\varepsilon = 90^\circ$ .

Из формулы  $\sin\delta = \sin\varepsilon \cdot \sin\lambda$  следует, что при  $\varepsilon = 90^\circ$   $\delta = \lambda$ , причём постоянно. В самом деле, теперь эклиптика перпендикулярна небесному экватору, или экватор планеты перпендикулярен плоскости её орбиты. Выберем для рассмотрения вариант небесной сферы. На рис. 2.14 изображена соответствующая ситуация. Пусть круг  $P\Upsilon P'$  - эклиптика (она участвует в суточном вращении небесной сферы вместе с точкой весеннего равноденствия  $\Upsilon$ ). Суточное вращение показано стрелкой у полюса  $P$ . Годичное движение Солнца также показано стрелкой у знака Солнца  $\odot$  на эклиптике. Отмеченный угол на эклиптике – одновременно является долготой Солнца  $\lambda$  (угловое расстояние по эклиптике от точки весны  $\Upsilon$ ), но он же есть  $\delta$ , как угловое расстояние Солнца от экватора. В данном случае эклиптика  $P\Upsilon P'$  совпадает с кругом склонения Солнца. Таким образом, годичное движение  $\odot$  происходит от южного полюса мира  $P'$  до северного полюса мира  $P$  и обратно. Суточное вращение небесной сферы превращает годичное движение Солнца с шагом  $360^\circ/365,24$  в аналог винтовой

линии. Таким образом, на любой широте  $\varphi$  Солнце теперь будет двигаться не между суточными параллелями  $\pm 23^\circ 27'$ , а будет в годовом цикле достигать поочередно точек P и P'. При этом при  $\delta > 90^\circ - \varphi$  в СП оно будет незаходящим при движении до полюса P и обратно.

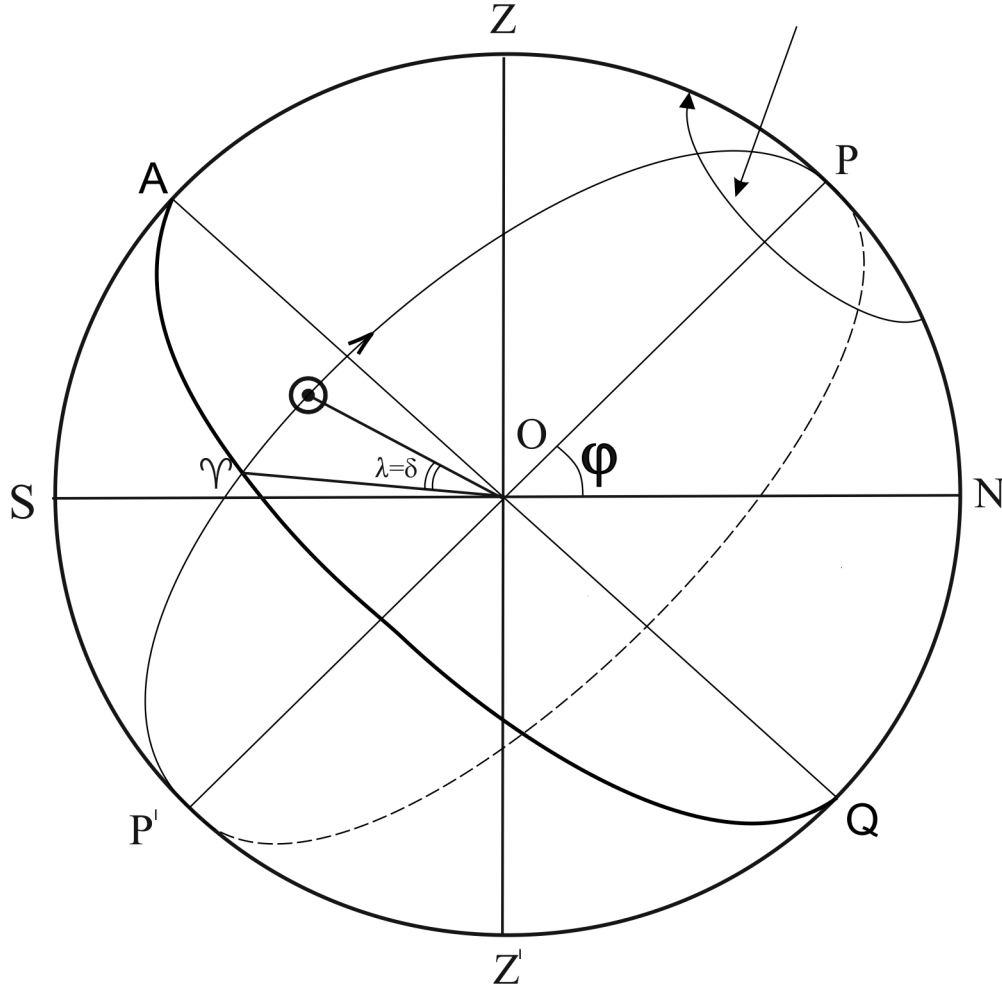


Рис. 2.14 Небесная сфера с изображением годичного и суточного движения Солнца при  $\varepsilon = 90^\circ$

Рассмотрим два частных случая. Пусть  $\varphi = 0$ , т.е. широта экватора. Соответствующая ситуация изображена на рисунке 2.15. Как и обычно, ось мира  $PP'$  совпадает с полуденной линией  $NS$ , небесный экватор проходит через зенит  $Z$ . Эклиптика дважды в сутки будет совпадать с горизонтом. Наблюдатель на экваторе увидел бы, как Солнце после прохождения через южный полюс мира  $P'$  по увеличивающимся дугам суточных кругов поднимается вплоть до

кульминации в точке  $Z$  и далее по таким же полукругам движется к  $P$ . День всегда равен ночи,  $t_s = \pi/2$ . Пройдя через  $P$  (и точку севера  $N$ ) Солнце будет проделывать обратный путь до  $P'$  и точки юга  $S$ . Солнце пересекает небесный экватор дважды за год, как и обычно, это бывает в дни равноденствий, весеннего при движении из южного полушария в северное и осеннего при обратном движении. Можно видеть, что для широты земного экватора, таким образом, будет два жарких периода: весна и осень и две зимы, в июне при нахождении Солнца около  $P$  и в декабре, когда Солнце будет около  $P'$ . А в дни солнцестояний Солнце будет «стоять» на горизонте у северного полюса мира (и точки севера) летом, и через полгода у точки  $P'$  в декабре. В эти периоды экватор практически не получает солнечного тепла.

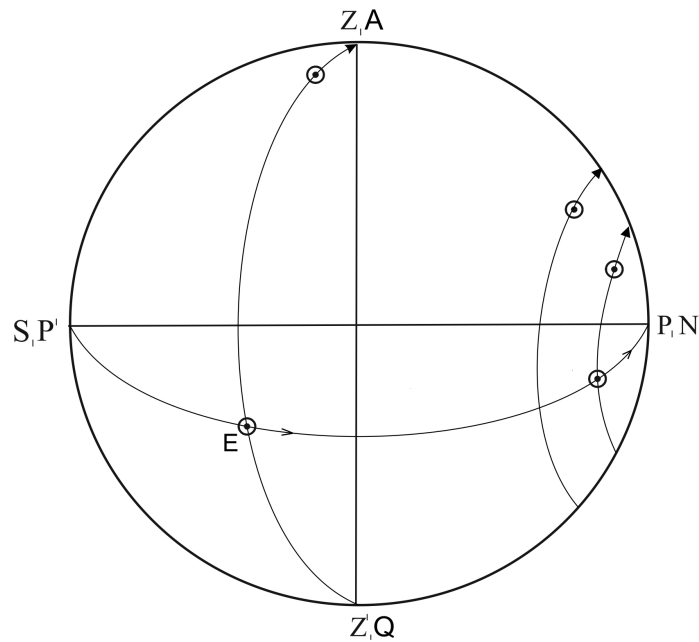


Рис. 2.15 Небесная сфера с изображением годичного (горизонтальные стрелки) и суточного (вертикальные стрелки) движения Солнца при  $\varepsilon = 90^\circ$  на широте  $\varphi = 0^\circ$ ,

Из формулы (2.3) при  $\varphi = 0$ ,  $\delta = 0$  (дни равноденствий) и  $t_s = \pi/2$ , получим:

$$E_{m\varepsilon} = E_0 / \pi r^2,$$

то есть, в самые жаркие дни суточная инсоляция на экваторе  $E_{m\varepsilon}$  в  $\pi$  раз меньше, чем солнечная постоянная. А в дни солнцестояний, когда Солнце у

полюсов,  $\delta=90^\circ$ , на широте экватора  $\varphi=0$ ,  $t_s = \pi/2$  из той же формулы видно, что  $E_{m\varepsilon}=0$ , т.е. экватор не получает радиации.

Теперь посмотрим, что происходит на широте  $\varphi=90$  (рис. 2.16), т.е. на северном полюсе Земли (аналогично и на южном). Ось мира  $PP'$  проходит через точки  $Z$  и  $Z'$ , то есть небесный экватор совпадает с горизонтом, соответственно эклиптика перпендикулярна горизонту. Суточное вращение происходит вокруг линии  $ZZ'$ , т.е. небесные светила движутся параллельно линии горизонта в суточном цикле. Солнце пересечёт небесный экватор (он совпадает с математическим горизонтом) в день весеннего равноденствия. На северном полюсе начинается полярный день, во время которого Солнце до дня солнцестояния будет подниматься до  $P$  (и зенита) и затем до дня осеннего равноденствия опускается до горизонта (он же экватор) и заходит за него. Начинается полугодовая полярная ночь, а в южном полушарии начинается полярный день.

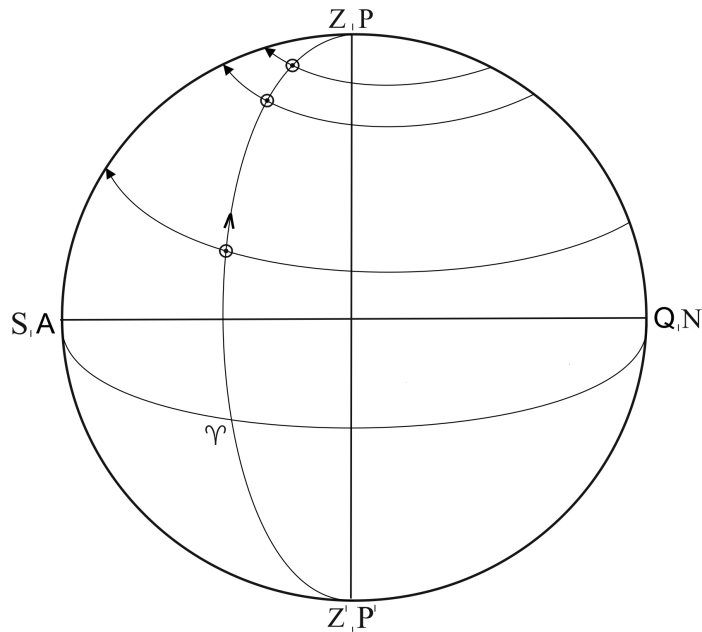


Рис. 2.16 Небесная сфера с изображением годичного (вертикальная стрелка) и суточного (горизонтальные стрелки) движения Солнца при  $\varepsilon=90^\circ$  на широте  $\varphi=90^\circ$ ,



Таким образом, Солнце теперь на полюсе поднимается не до  $23^{\circ}27'$ , а до  $90^{\circ}$  и день летнего солнцестояния проводит практически в зените.

По формуле Миланковича (2.3) можно оценить среднесуточную инсоляцию, когда Солнце находится в зените:  $\varphi_{PN} = 90^{\circ}$ ,  $\delta = 90^{\circ}$ ,  $t_s = \pi$  (незаходящее), тогда:

$E_{mPN} = E_0 / r^2$ , т.е.  $E_{mPN}$  (инсоляция на полюсе) практически равна солнечной постоянной  $E_0$ . Теперь можно сравнить приход солнечной радиации на экватор и на полюс:

$$E_{mPN} / E_{mэ} = E_0 / r^2 : E_0 / \pi r^2 = \pi,$$

т.е. приход радиации к полюсу в  $\pi$  раз больше, чем к экватору в положениях, когда и экватор, и полюс должны получать максимум среднесуточной солнечной радиации. В этом случае не учитывалось изменение расстояния Земля-Солнце  $r$  при солнцестоянии и при равноденствии, так как оно незначительно.

Из изложенного следует, что вариант с  $\varepsilon = 90^{\circ}$  ставит наиболее жесткие климатические условия для земной климатической системы. Характер радиационного баланса в таких условиях требует отдельного обсуждения. Заметим, что наиболее близким объектом к такого рода ситуации является планета Уран, ось вращения которого наклонена к плоскости орбиты под углом всего  $8^{\circ}$  ( $\varepsilon = 98^{\circ}$ ).

## ГЛАВА III

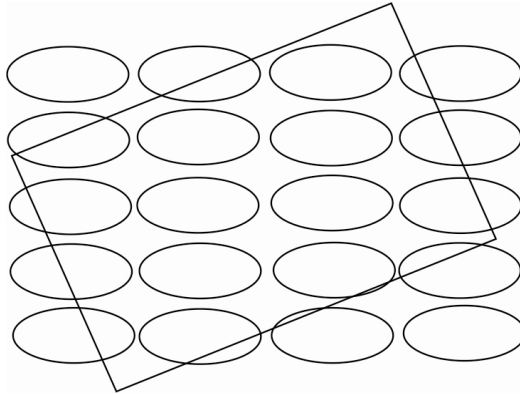
# ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПОГЛОЩЁННОЙ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ В 2010-2012 ГОДАХ ПО ДАННЫМ С ИСЗ «МЕТЕОР-М» №1

### 3.1 Анализ поглощённой солнечной радиации для разных территорий одинаковой площади

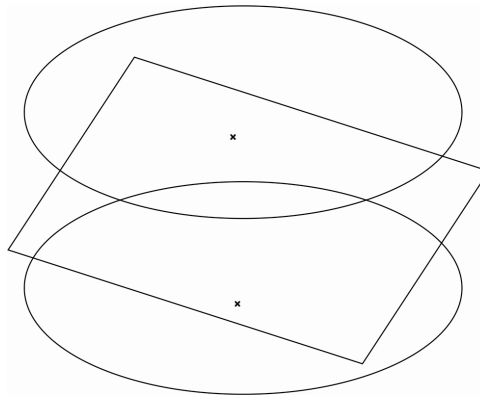
Поглощённая солнечная радиация является одной из ключевых переменных Земной климатической системы. Пространственно-временные её вариации определяются, в первую очередь, характером подстилающей поверхности, распределением облачности, планетарным альбедо Земли, временем года и сезонным движением Солнца.

Для расчёта поглощённой солнечной радиации для различных территорий Земли и сопоставления результатов между собой была использована методика построения сетки ячеек на её поверхности. Все ячейки равны между собой (2,5 x 2,5 град в длинах дуг большого круга Земли). Радиометр ИКОР-М постоянно направлен в надир, поэтому на любой широте поле зрения (ПЗ) радиометра показывает одну и ту же площадь поверхности. Геометрия поля зрения неизменна, изменяются только условия освещения в ПЗ в зависимости от широты, склонения Солнца и величины, приходящей на ВГА солнечной радиации [54]. Следует отметить, что это выгодное отличие от ситуации со сканирующим радиометром, где при поперечном сканировании даже для круговой орбиты размер ПЗ меняется в зависимости от направления оси радиометра. Подобный сканирующий радиометр использовался для определения составляющих радиационного баланса Земли в проекте ERBE (Earth Radiation Budget Experiment) [144]. На рисунке 3.1 представлена ситуация, когда сканирующий радиометр смотрит в надир (рис. 3.1a) и при положении сканера под углом (рис. 3.1b) над равновеликой площадкой поверхности Земли, размером 2,5 x 2,5 град. В первом случае над площадкой произведено гораздо большее количество измерений, нежели во втором, когда поле зрения сканирующего радиометра на поверхности

Земли растянута вследствие перспективы. Поля зрения на рисунке представлены в виде эллипсов.



а. Сканирование радиометром вблизи надира



б. Сканирование радиометром, при большом угле наклона оси радиометра

Рис. 3.1 Покрытие региона полем зрения сканирующего радиометра

Необходимо также подчеркнуть, что у сканирующих радиометров неизбежно влияние анизотропии при сканировании поверхности при разных углах оси прибора относительно нормали к поверхности Земли (рис. 3.2). Это обстоятельство является существенным недостатком приборов подобного типа. Избавиться от погрешности измерений, вызванных анизотропией практически невозможно, что обуславливает существенные преимущества радиометров, оси которых смотрят постоянно в надир. ИКОР-М является именно таким радиометром.

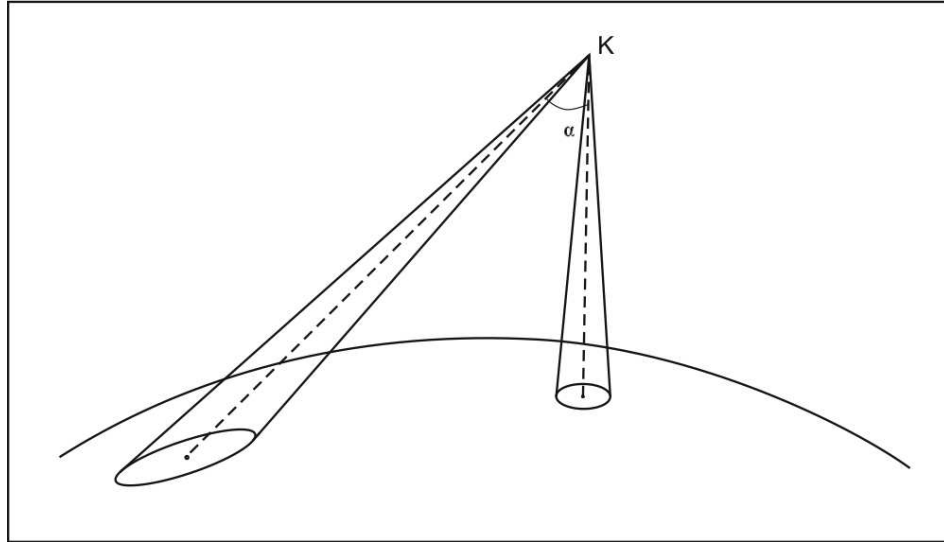


Рис. 3.2 Сканирование поверхности Земли при разных углах прибора относительно нормали, обуславливает изменение размеров пикселя и величины анизотропии (К- космический аппарат,  $\alpha$  – угол сканирования)

С учётом этих особенностей для расчётов средних значений поглощённой солнечной радиации были выбраны различные территории Земного шара (рис. 3.3). На карте выбранные территории выглядят неравными по площади. Это обусловлено искажением, связанным с проекцией Меркатора.

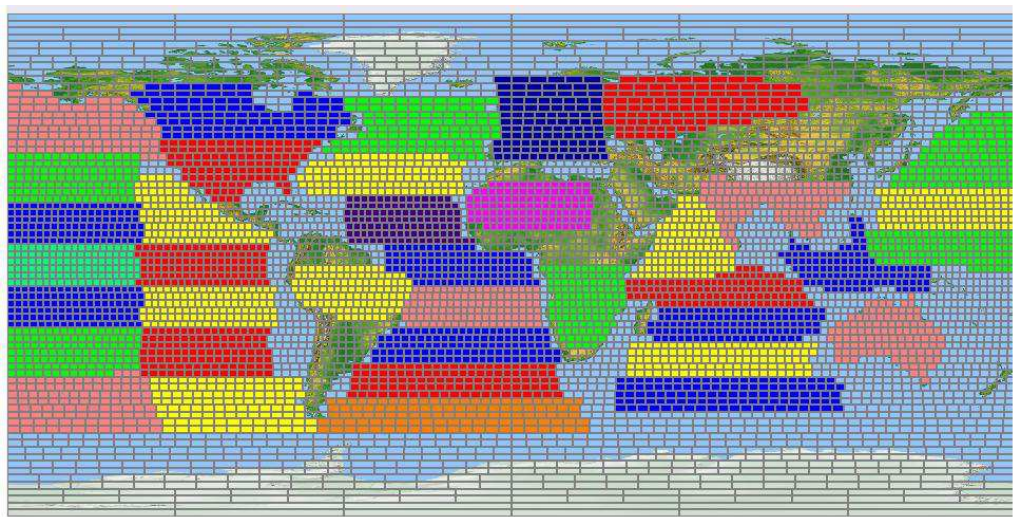


Рис. 3.3 Карта с выбранными равновеликими по площади территориями Земного шара для расчётов поглощённой солнечной радиации

Как уже отмечалось, все расчёты были осуществлены для равновеликих территорий. Данный подход позволяет избежать ввода весовых коэффициентов, необходимых при сравнении средних величин поглощённой солнечной радиации, рассчитанных для территорий разных по площади.

Для получения более устойчивых значений поглощённой радиации размеры области, в которой выполнялось осреднение, были выбраны достаточно большими, приблизительно совпадающими с размерами Австралии. На территории такой области размещается 111 ячеек сетки размером 2,5 x 2,5 градуса.

Для территорий, расположенных на материках и островах, значения поглощённой радиации за 2010 год представлены в таблице 3.1.

Таблица 3.1

**Значения среднемесячных величин поглощённой солнечной радиации  
(Вт/м<sup>2</sup>) для равных по площади территорий в 2010 году**

Район расположения областей осреднения	Границы области осреднения		Среднее	min	max
	По широте, градусы	По долготе, градусы			
Австралия	15...40 ю.ш.	115...155 в.д.	300,4	195,6	393,9
Канада	65...45 с.ш.	140...60 з.д.	191,0	36,9	347,2
США	45...25 с.ш.	125...70 з.д.	265,3	142,8	372,2
Амазонская низм-ть	0...20 ю.ш.	80...35 з.д.	315,7	273,6	341,3
Сахара	30...15 с.ш.	15...30 в.д.	281,0	213,4	325,8
Южная Африка	0...30 ю.ш.	15...40 в.д.	315,1	254,1	357,7
Россия	65...45 с.ш.	50...105 в.д.	183,1	23,3	354,5
Индия и Индокитай	30...5 с.ш.	65...120 в.д.	290,8	225,7	344,3
Индонезия	90...150 в.д.	15 с.ш. ...10 ю.ш.	329,4	298,7	344,0
Европа	65...40 с.ш.	5 з.д. ...50 в.д.	209,4	59,2	358,6

Данные таблицы дают наглядное представление о поглощённой радиации над соответствующими территориями. При этом графа «среднее» даёт

среднегодовое значение поглощённой радиации за 2010 год. А графы «min» и «max» – минимальные и максимальные среднемесячные величины поглощённой солнечной радиации за год. Разумеется, программа позволяет оценивать поглощённую радиацию на любой территории произвольной формы.

Минимальные среднемесячные значения поглощённой солнечной радиации зарегистрированы на территориях, выбранных в России ( $23,3 \text{ Вт/м}^2$ ) и Канаде ( $36,9 \text{ Вт/м}^2$ ), которые отмечались в декабре. Стоит отметить, что и средние за год значения для этих территорий самые низкие,  $183,1 \text{ Вт/м}^2$  и  $191,0 \text{ Вт/м}^2$  соответственно. Максимальное значение ASR для рассматриваемых территорий приходилось на материк Австралию и составило  $392,9 \text{ Вт/м}^2$ . Данное значение было зафиксировано в январе 2010 г.

Над территорией Индонезии было отмечено наивысшее среднее за год значение поглощённой солнечной радиации  $329,4 \text{ Вт/м}^2$ . Стоит отметить, что и амплитуда колебания здесь между максимальным и минимальным значениями невелика и составляет  $45,3 \text{ Вт/м}^2$ , что обусловлено её географическим положением, близким к экватору.

Наиболее высокие значения среднегодовых величин поглощённой солнечной радиации наблюдались также над территориями Амазонской низменности и Южной Африки, в среднем около  $315 \text{ Вт/м}^2$ . Для Австралии эта величина немного ниже и составляет  $304,4 \text{ Вт/м}^2$ .

### **3.2 Поглощённая солнечная радиация в средиземноморском регионе**

В летние месяцы для северного полушария склонение Солнца возрастает, вследствие чего происходит смещение зон максимума поглощения солнечной радиации к северу. Зона наибольшего поглощения солнечной радиации в июне-июле по данным ИКОР-М колеблется в пределах от  $18^\circ$  до  $40^\circ$  северной широты, причем максимум поглощенной радиации располагается на разных широтах. Средиземноморский очаг поглощенной солнечной радиации располагается на  $10-15^\circ$  севернее очага над центральной Атлантикой. Значение поглощенной

радиации над Средиземным морем в июне 2010 г достигает  $430 \text{ Вт/м}^2$ , в то время как на той же широте над Атлантикой не превосходит  $360 \text{ Вт/м}^2$ .

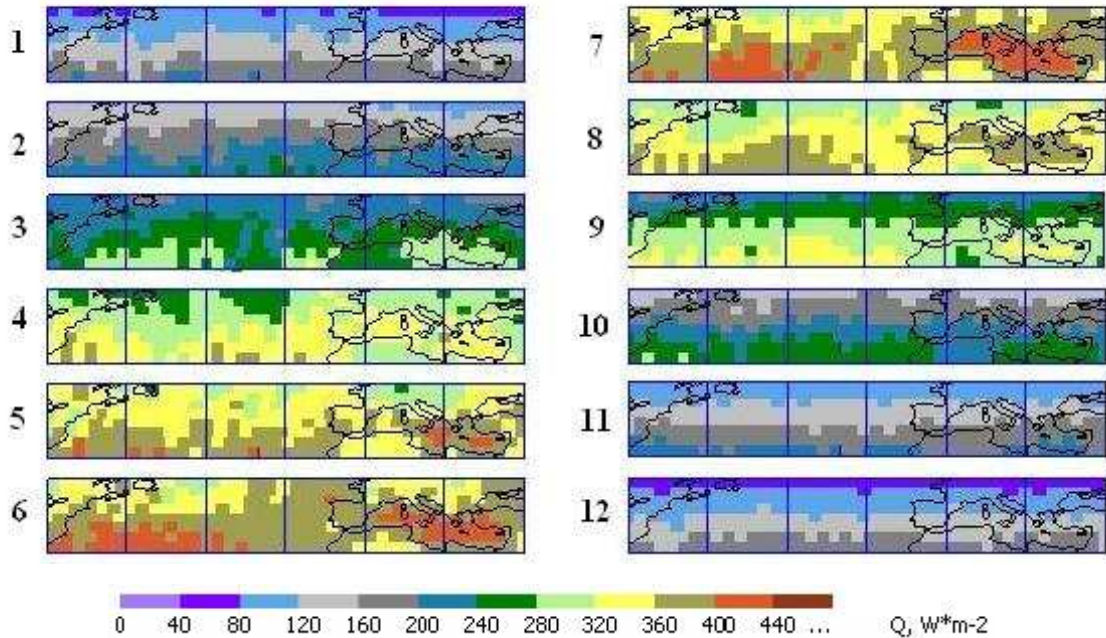


Рис. 3.4 Распределение поглощённой солнечной радиации ( $\text{Вт/м}^2$ ) над Средиземным морем и центральной Атлантикой в 2010 году по месяцам

Высокое поглощение радиации над Средиземным морем по сравнению акваторией центральной Атлантики в летние месяцы можно объяснить большой повторяемостью ясного неба (0-3 балла) над Средиземным морем (до 80%) в отличие от Центральной Атлантики, где эта величина равна 30-40%, что хорошо иллюстрирует рис. 3.5 [96]. На рисунке 3.6 также приведены карты распределения среднемесячных значений облачности для июня и июля 2010 года, которые подтверждают факт отсутствия облачности над Средиземным морем. Подобное распределение повторяемости ясного неба связано с существованием Азорского антициклона, отрог которого распространяется летом на Средиземное море и южную Европу [85].

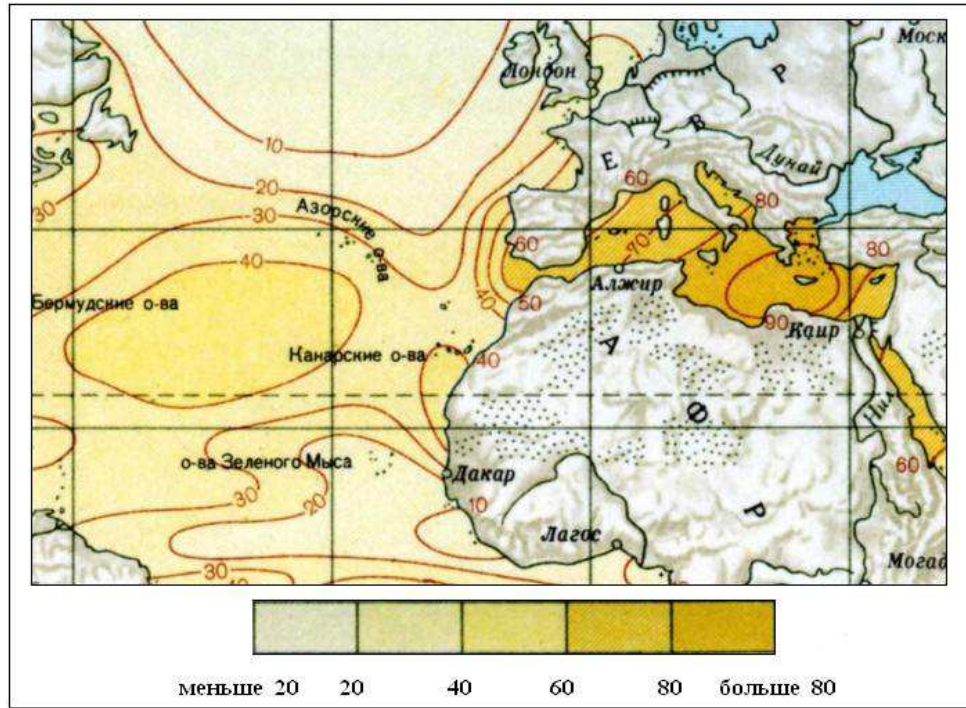


Рис. 3.5 Повторяемость (%) ясного неба (0-3 балла) в процентах от общей облачности [96].

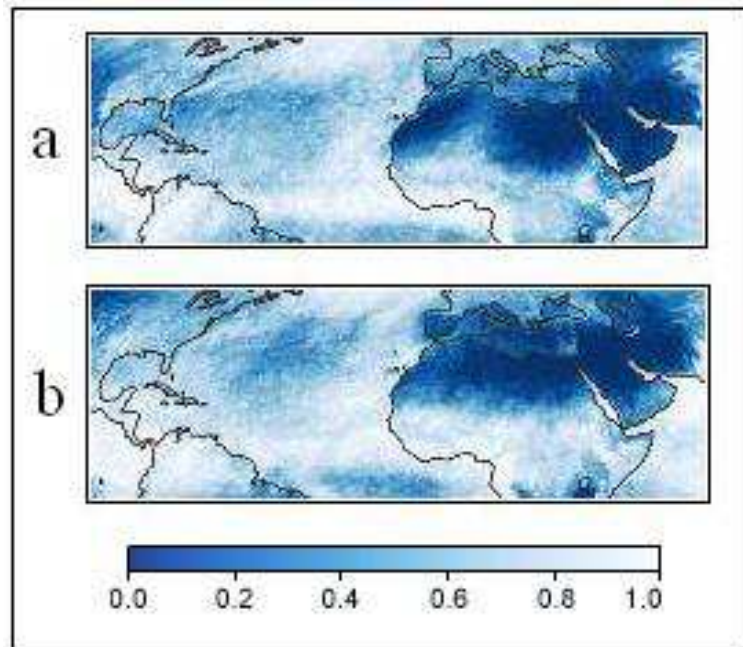


Рис. 3.6 Распределение среднемесячной облачности в июне (а) и в июле (b) над Средиземным морем и центральной Атлантикой в 2010 году [131].



### 3.3 Поглощённая солнечная радиация над сушей, Мировым океаном, сушей и Мировым океаном вместе в 2010-2012 гг

Для анализа использовались среднемесячные значения величин альbedo и поглощённой солнечной радиации для равных по площади ячеек с разрешением  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  в длинах дуг большого круга Земли [63]. Вся территория, для которой возможны наблюдения со спутника ( $81^\circ \dots -81^\circ$ ), разбита на 6616 ячеек. Для расчёта значений альbedo и поглощённой солнечной радиации над сушей и океаном было осуществлено выделение соответствующих территорий. Островные и прибрежные районы, на которые приходится 571 ячейка (примерно 8,6%), не учитывались при осреднении. Описание аналогичного метода приведено в статье [129].

Уже отмечалось [66], что начало отсчётов радиометра запаздывает при выходе из-за линии терминатора в СП, а передача отсчётов прекращается несколько раньше перед заходом за терминатор в ЮП. С учётом этого на первом этапе для обработки была выбрана территория между широтами  $45^\circ \dots -45^\circ$  (более 70% всей поверхности Земли). На этой территории количество ячеек  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  распределилось следующим образом: СП - 2383, ЮП - 2383, вся территория - 4766; Мировой океан - 3224; суша - 1151; Атлантический океан - 821; Тихий океан - 1697; Индийский океан - 706; на прибрежные территории и острова - 391 ячейка. Последняя категория при обработке не учитывалась.

На рис. 3.7 показано пространственно-временное распределение поглощённой солнечной радиации для суши и Мирового океана. Для территории суши не учитывалась площадь, занимаемая Антарктидой. Как для суши, так и для океанов характерны появления «ядер» с максимальными значениями поглощённой солнечной радиации в южных широтах летом южного полушария (январь-февраль). Величины поглощения в таких ситуациях могут достигать 400-450 Вт/м<sup>2</sup>.

В Мировом океане «ядра» максимальных значений поглощённой солнечной радиации приходятся на широты  $15-35^\circ$  ю.ш., в то время как для суши  $30-45^\circ$  ю.ш.

В экваториальной зоне для суши характерны значения поглощённой радиации 300-350 Вт/м<sup>2</sup> практически для всего времени года, за исключением мая, июня и июля, когда значения убывают до 250-300 Вт/м<sup>2</sup>. Над экваториальной зоной Мирового океана наблюдаются большие значения поглощённой солнечной радиации. С ноября по май значения поглощённой радиации достигают 350-400 Вт/м<sup>2</sup>, в остальные месяцы до 300-350 Вт/м<sup>2</sup>.

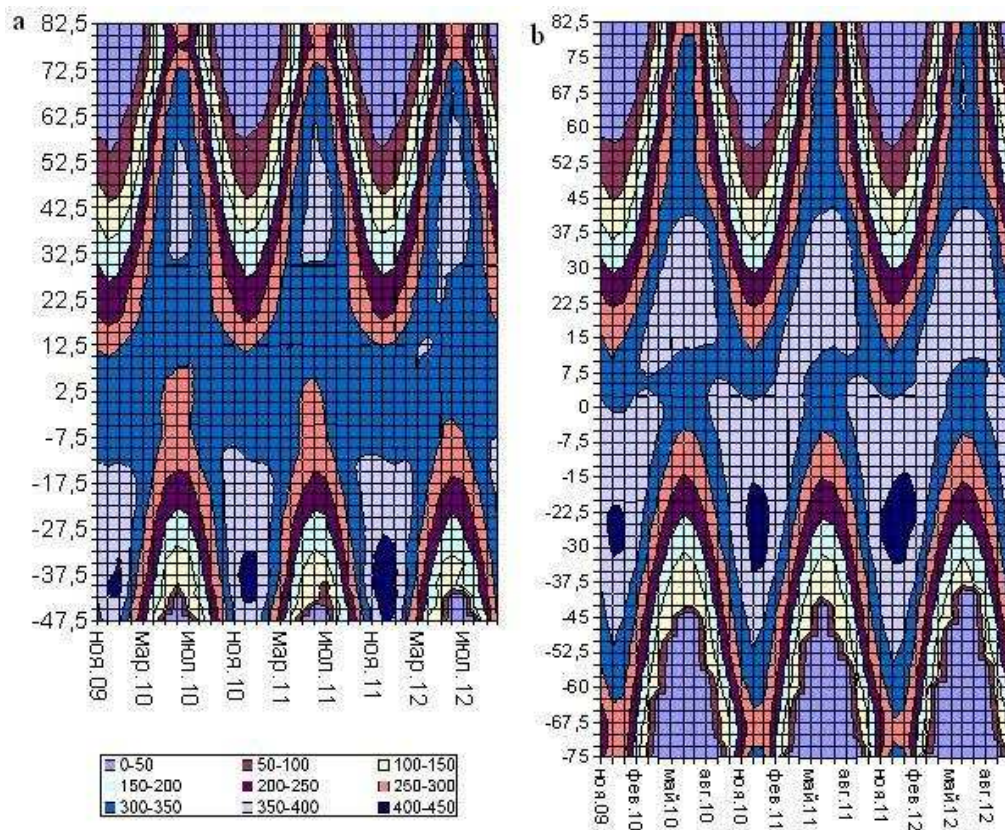


Рис. 3.7 Пространственно-временное распределение поглощённой солнечной радиации над сушей (а) и Мировым океаном (б), Вт/м<sup>2</sup>

В процессе обработки почти четырёхлетних рядов данных измерений, было обнаружено наличие тренда, который одинаково влиял на все массивы наблюдений. Выявленный тренд был практически линейным, величины альбедо с течением времени уменьшались, а величины поглощённой радиации росли. Например, на конец первого года тренд составил около 4 Вт/м<sup>2</sup> ( $\approx 1,3\%$ ) по всем массивам данных измерений. Для решения этой проблемы была произведена

процедура освобождения от тренда рядов наблюдений, после чего остаточная случайная погрешность среднемесячных величин поглощённой радиации не выходила за пределы  $\pm 0,2\%$ . Поскольку по всем рядам наблюдений зафиксирована одна и та же величина тренда, то наиболее естественной причиной может быть старение приёмного элемента, либо изменение коэффициента пропускания оптического фильтра на входе датчика. Мониторинг данного процесса продолжается, так как данные измерений отраженной солнечной радиации со спутника продолжают поступать.

В табл. 3.2 приведены результаты обработки для всей территории  $\pm 45^\circ$  широты за вычетом прибрежных и островных территорий и отдельно для Мирового океана и суши.

Таблица 3.2

**Среднемесячные и среднегодовые величины поглощённой радиации за 2010-2012 гг., осредненные по всей зоне в пределах от  $-45^\circ$  до  $45^\circ$  широты, а также по площади океана и суши, Вт/м<sup>2</sup>**

Период	Вся территория			Океаны			Суша		
	2010	2011	2012	2010	2011	2012	2010	2011	2012
Январь	307	308	307	326	328	327	263	262	261
Февраль	314	316	316	328	331	331	277	278	277
Март	316	318	316	323	327	323	294	292	295
Апрель	307	306	307	307	306	305	301	300	304
Май	291	291	291	285	285	284	299	301	302
Июнь	284	285	289	276	277	283	296	296	300
Июль	286	287	291	279	280	285	296	297	297
Август	298	298	296	295	294	292	300	301	299
Сентябрь	310	310	307	314	313	310	296	299	296
Октябрь	312	312	310	322	324	320	285	282	284
Ноябрь	307	307	304	322	323	320	270	265	265
Декабрь	304	300	301	324	319	321	257	256	255
среднегодовое	303,0	303,2	303,0	308,4	308,8	308,4	286,2	285,7	286,2
СКО	10,9	11,0	9,3	19,6	19,9	18,1	15,6	16,6	17,5

Как видно из таблицы 3.2, при осреднении по всей рассматриваемой широтной зоне внутригодовые изменения поглощённой радиации существенно меньше, чем у океана и суши в отдельности. При этом внутригодовые вариации для суши меньше, чем у океана.

На рис. 3.8 показаны осреднённые за три года внутригодовые изменения поглощённой солнечной радиации для рассматриваемых участков поверхности Земли.

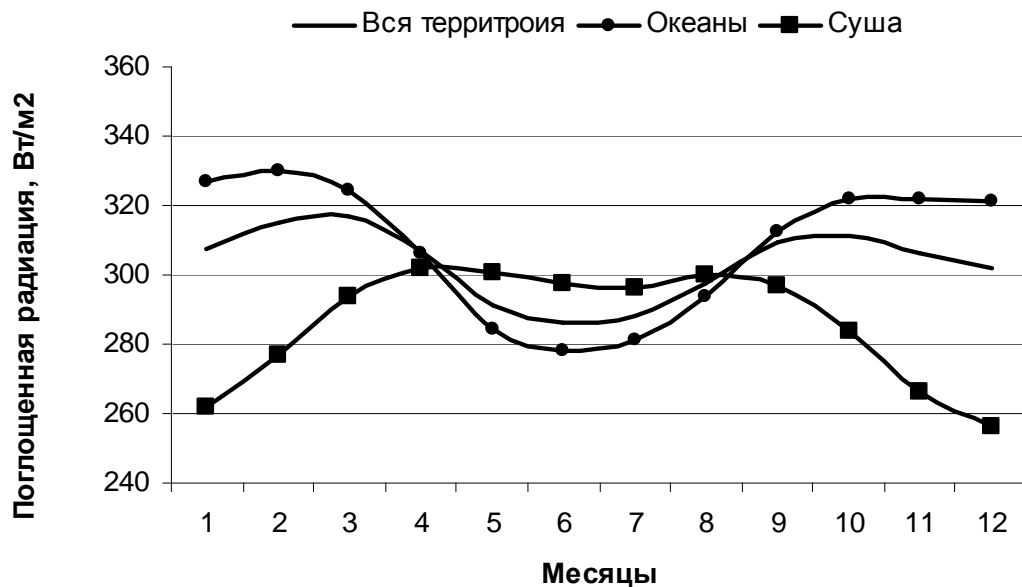


Рис. 3.8 Осреднённые за три года внутригодовые изменения поглощённой солнечной радиации для рассматриваемых участков поверхности Земли в зоне от  $-45^{\circ}$  до  $45^{\circ}$  широты, Вт/м<sup>2</sup>

Хорошо видно, что наибольшие изменения поглощённой солнечной радиации в среднем за три года отмечаются для материковых территорий (Суша) и Мирового океана (Океаны). Причём, когда для суши отмечается максимум поглощённой радиации  $\approx 300$  Вт/м<sup>2</sup> в летние месяцы, для океанов свойственна ситуация, когда летом значения поглощённой радиации минимальны  $\approx 280$  Вт/м<sup>2</sup>.

В зимние месяцы максимальное поглощение отмечается для Мирового океана, когда значения достигают 330 Вт/м<sup>2</sup>, а для суши — минимальное, 260

Вт/м<sup>2</sup>. Для всей территории в целом характерно более сглаженный внутригодовой ход поглощённой солнечной радиации. Максимум достигает в феврале-марте значений 318 Вт/м<sup>2</sup> и в сентябре-октябре 310 Вт/м<sup>2</sup>. Минимум поглощённой радиации 290 Вт/м<sup>2</sup> отмечается примерно в июне.

### 3.4 Поглощённая солнечная радиация над океанами

Рассматривая поглощение солнечной радиации над территорией Мирового океана в целом, неизбежно теряются региональные особенности отдельных его акваторий, поэтому представляет интерес исследовать распределение поглощённой солнечной радиации для каждого океана в отдельности (табл. 3.3).

Таблица 3.3

#### Поглощённая солнечная радиация над океанами, Вт/м<sup>2</sup>

Период	Атлантический			Тихий			Индийский		
	2010	2011	2012	2010	2011	2012	2010	2011	2012
Январь	314	312	311	314	320	319	372	368	368
Февраль	320	320	320	321	328	328	358	353	357
Март	320	324	322	322	328	323	329	332	325
Апрель	309	311	310	312	308	312	290	293	283
Май	294	293	293	294	293	293	247	250	247
Июнь	290	288	299	285	285	289	231	239	241
Июль	287	289	296	290	290	291	237	240	250
Август	298	298	300	304	303	299	267	266	264
Сентябрь	309	307	306	319	316	314	307	310	306
Октябрь	309	309	302	320	323	320	345	345	342
Ноябрь	303	300	297	316	317	315	364	368	366
Декабрь	306	299	302	315	311	311	373	368	371
среднегодовое	304,9	304,2	304,9	309,5	310,2	309,5	310,0	311,0	310,0
СКО	10,8	11,6	9,2	12,9	14,7	13,2	54,3	51,8	51,3

Из данных таблицы 3.3 видно, что межгодовая вариация (по строке «среднегодовое») практически одинакова у Тихого и Индийского океанов и только у Атлантического океана она в целом немного меньше. Вариации среднемесячных величин можно оценить по СКО от соответствующих среднегодовых значений ASR. Видно, что значения СКО среднемесячных величин для Атлантического и Тихого океанов также близки. А вот для Индийского океана СКО в 4-5 раз превосходит СКО других океанов. Поскольку СКО среднемесячных значений поглощённой радиации есть усреднённая мера их отклонений от их среднегодовых значений, то амплитуды максимальных отклонений будут ещё значительнее, что видно из данных табл. 3.3. Это требует пояснений. Дело в том, что Атлантический и Тихий океаны имеют широтные границы до  $\pm 70^\circ$ . Максимальные величины склонения Солнца относительно экватора составляют  $\pm 23^\circ 27'$ , то есть вся тропическая зона и зона умеренных широт входит в названные границы. В этом смысле условия осреднения у этих двух океанов практически одинаковы. В летние месяцы СП (июнь-июль) северная половина океанов получает максимум тепла, а южная (там зима) минимум. При усреднении за каждый месяц по территориям Тихого и Атлантического океанов избыток тепла в СП компенсируется недостатком тепла в ЮП. Поэтому в летние месяцы среднемесячные величины поглощённой радиации для двух океанов мало отличаются от среднемесячных значений зимой (разница составляет 25-30 Вт/м<sup>2</sup>). Это выравнивание при осреднении приводит к малым величинам СКО. Кроме того, величины их среднемесячных значений близки у этих двух океанов. Совершенно иная картина поглощения солнечной радиации над Индийским океаном. С юга его границы идут вплоть до Антарктиды (т.е. рассматриваемая территория до  $45^\circ$  южной широты полностью входит в эти границы), с севера до  $10^\circ - 15^\circ$ , а Индостан достигает  $7^\circ$  северной широты. Таким образом, весь северный умеренный пояс и часть северных тропиков приходится на материк. Соответствующая значительная часть тепла летом попадает так же на материковую часть. Так что месячные средние значения поглощённой радиации по Индийскому океану сильно отличаются от средних двух других океанов.

Ведущим становится последовательное годовое осреднение, то есть в годовом балансе усредняется зимнее и летнее тепло в основном одного южного полушария. При этом летом северного полушария вклад тепла малой северной части океана в целом существенно меньше вклада тепла более холодной части океана в ЮП (там зима). Поэтому в летние (июнь-июль) месяцы наблюдаются среднемесячные величины поглощённой радиации заметно меньшие в сравнении с двумя другими океанами. Летом же ЮП (декабрь-январь) большие величины тепла основной южной части не компенсируются одновременными низкими величинами поглощённой радиации в СП (что и выражено в больших значениях для этих месяцев и обуславливает большую амплитуду в годовом ходе).

На рис. 3.9 показан ход осреднённых за три года значений поглощённой солнечной радиации для Атлантического, Тихого и Индийского океанов по отдельности.

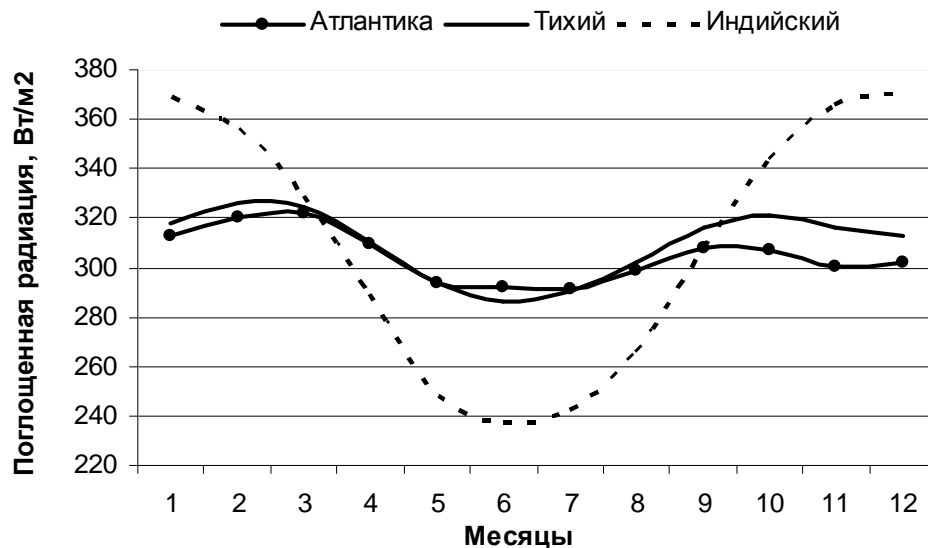


Рис. 3.9 Осреднённые за три года внутригодовые изменения поглощённой солнечной радиации для Атлантического, Тихого, Индийского океанов, Вт/м<sup>2</sup>

Температура поверхности океана (ТПО) меняется в отклике на циклическое нагревание посредством поглощения солнечной радиации и вместе с облаками способствуют изменению потоков длинноволновой радиации на ВГА. Стоит

отметить, что помимо скрытого и явного тепла в атмосфере, турбулентного перемешивания и океанических течений, главным источником тепла в океане является приходящая солнечная энергия, нагревающая океанские воды.

Для более детального анализа взаимосвязи ТПО с поглощённой радиацией были произведены сопоставления зональных их значений и ТПО для широтных зон океанов, взятых из работы [154]. Осреднения величин поглощённой радиации производилось за период наблюдений с 2010 по 2013 гг. для Мирового и отдельных океанов. Над акваториями океанов были выделены широтные полосы от берега до берега, толщиной по широте  $2,5^\circ$ . Пример шаблона для расчёта среднеширотных значений поглощённой радиации приведён на рисунке 3.10, на котором представлено деление акватории Атлантического океана на широтные полосы.

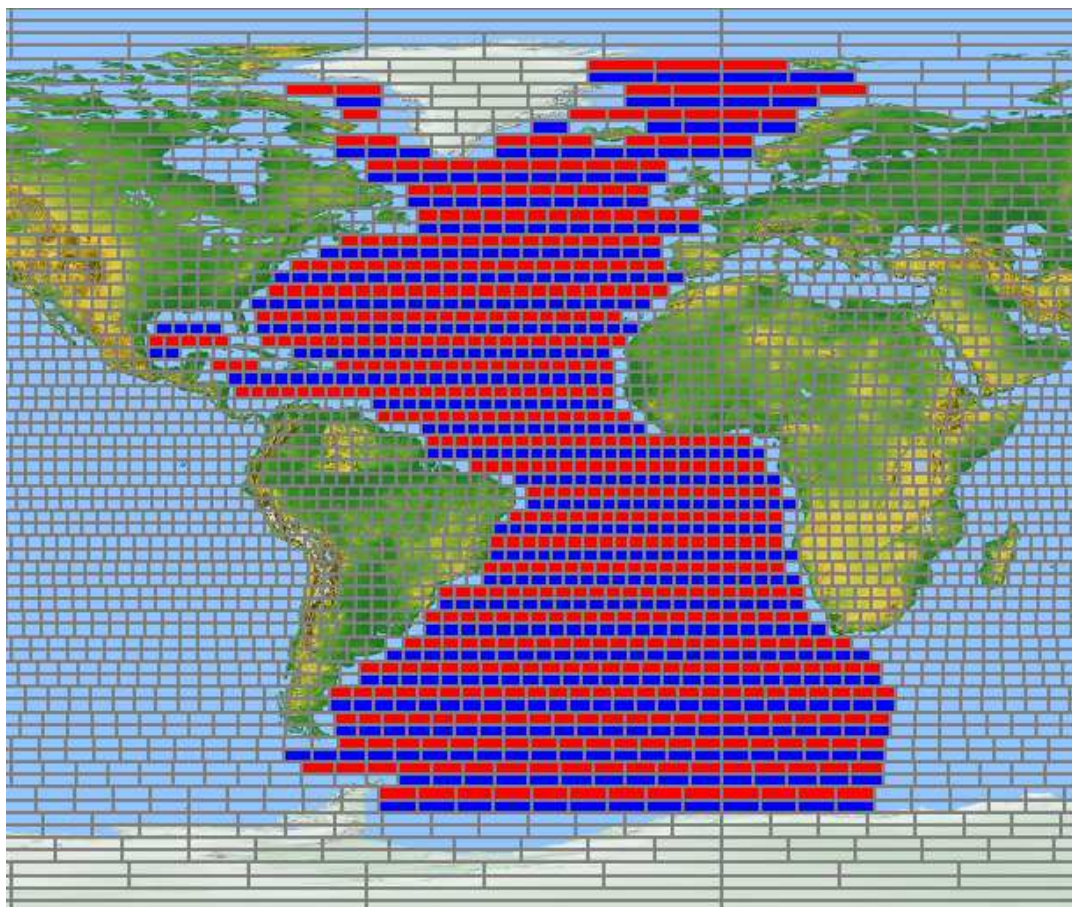


Рис. 3.10 Шаблон для расчета среднеширотных величин поглощённой солнечной радиации в Атлантическом океане



В качестве примера, представлено сопоставление зональных среднегодовых величин поглощённой радиации за 2010 год с ТПО Тихого океана (рис. 3.11).

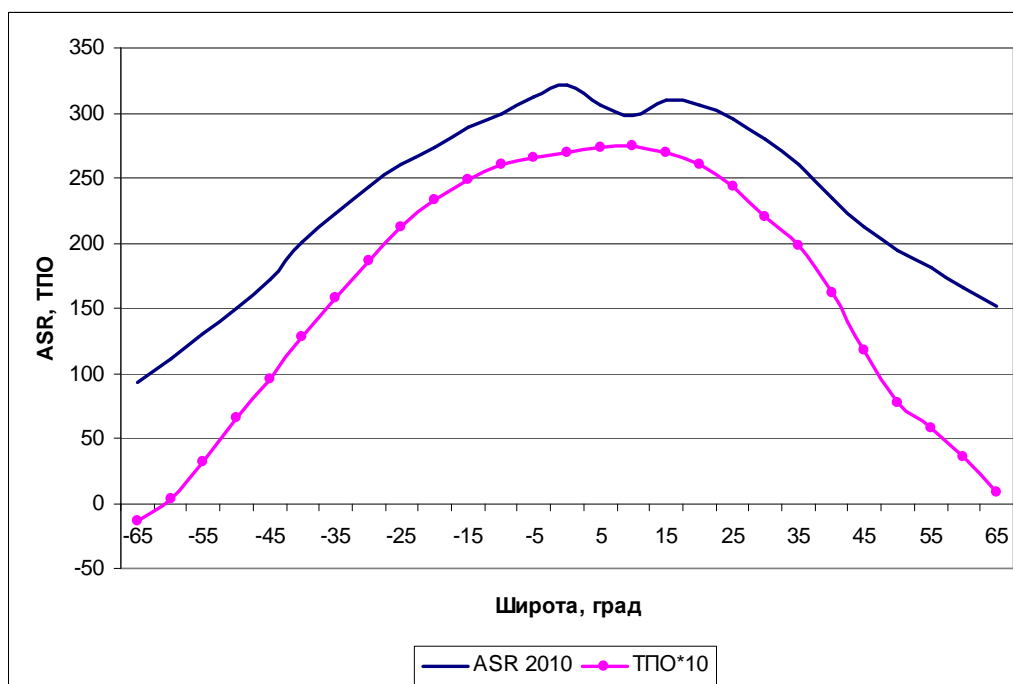


Рис. 3.11 Широтный ход поглощённой радиации (ASR - absorbed solar radiation) и ТПО для Тихого океана

Для большей наглядности, графики широтного хода поглощённой радиации и ТПО представлены на одном рисунке, причём шкала величин общая, для этого значения ТПО (на данном графике имеют размерность °C) умножены искусственно на 10. Корреляции между рядами поглощённой радиации и ТПО для всех океанов очень высоки и достигают 0,98.

### 3.5 Поглощённая солнечная радиация в северном и южном полушариях в пределах от -45 до 45° широты

В приведённых ранее таблицах 3.2 и 3.3 рассматривались объекты, расположенные в обоих полушариях. Поэтому вариации как среднегодовых, так и

среднемесячных величин выравнивались из-за полярно противоположных времён года. Были рассчитаны аналогичные величины отдельно для СП и ЮП (табл. 3.4).

Таблица 3.4

**Поглощённая солнечная радиация в северном и южном полушариях,  
Вт/м<sup>2</sup>, в пределах от -45 до 45° широты**

Период	Северное полушарие (45°...0)			Южное полушарие (0..-45°)		
	2010	2011	2012	2010	2011	2012
Январь	238	239	239	376	379	378
Февраль	271	273	271	357	361	364
Март	310	312	314	322	326	321
Апрель	338	339	343	277	275	275
Май	350	350	352	233	234	232
Июнь	348	349	351	217	218	222
Июль	347	349	348	223	225	230
Август	339	341	338	258	257	257
Сентябрь	318	317	316	303	305	303
Октябрь	283	283	280	342	344	344
Ноябрь	246	243	242	370	372	370
Декабрь	227	225	222	382	378	383
среднегодовое	301,3	301,6	301,3	305,0	306,2	306,6
СКО	46,4	47,3	48,4	62,1	62,3	61,8

В течение года идёт «перелив» энергии из СП в ЮП и обратно, т.е. если в СП максимум значений поглощённой радиации, то в ЮП – минимум, и наоборот. В этом случае можно ожидать максимальных амплитуд изменений поглощённой радиации в годовом периоде. Это хорошо демонстрирует табл. 3.4, СКО величин в обоих полушариях, в особенности в ЮП (62 Вт/м<sup>2</sup> против 47 в СП). Максимальная амплитуда между крайними значениями (379 Вт/м<sup>2</sup> в январе и 383 Вт/м<sup>2</sup> в декабре – лето ЮП) и 219 Вт/м<sup>2</sup> в июне (зима в ЮП) достигает 160 Вт/м<sup>2</sup>. Аналогичная амплитуда в СП составляет 128 Вт/м<sup>2</sup>. Это объясняется современной

конфигурацией орбитальных и физических характеристик нашей планеты. Орбита Земли эллиптическая, и в современную эпоху Земля проходит перигелий около 3 января, разгар лета в ЮП, кратчайшее расстояние от Солнца. День зимнего солнцестояния также в современную эпоху приходится на 22 декабря, т.е. тоже на лето в ЮП. Таким образом, лето в ЮП проходит вблизи перигелия, а зима (июнь-июль) на самом большом удалении от Солнца, что и вызывает такой характер прихода поглощённой радиации. В СП наоборот, лето Земля проходит на наибольшем удалении от Солнца (афелий около 4 июля) и день летнего солнцестояния 22 июня тоже в летний сезон.

На основе полученных данных была проведена проверка равенства среднегодовых величин полусумм поглощённой радиации СП и ЮП соответственно среднегодовым величинам всей рассматриваемой территории. Например, для 2010 года полусумма среднегодовых  $301,3 \text{ Вт/м}^2$  (СП) и  $305,0 \text{ Вт/м}^2$  (ЮП) с большой точностью равна  $303,1$  – среднегодовому значению поглощённой радиации для всей территории и т.д. Поток энергии от Солнца один, и только он перераспределяется между полушариями.

На рис. 3.12 показан ход осреднённых за три года значений поглощённой солнечной радиации для северного и южного полушарий.

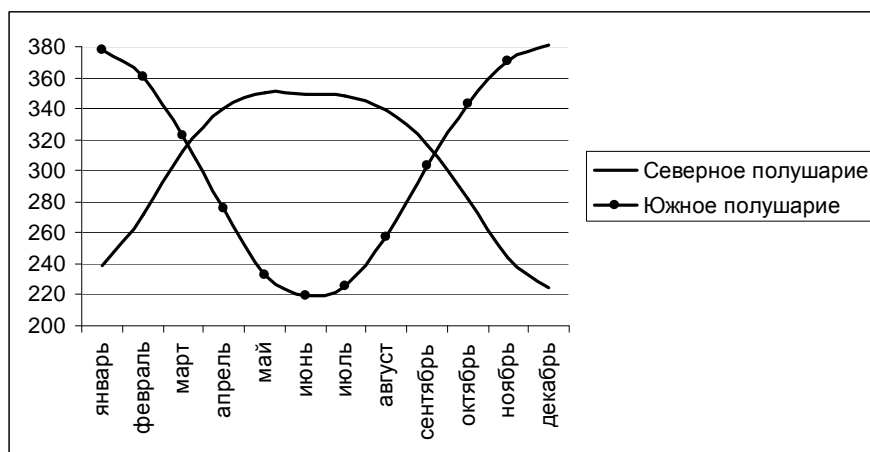


Рис. 3.12 Осреднённый за три года ход поглощённой радиации для северного и южного полушарий в пределах от  $-45^\circ$  до  $45^\circ$  широты,  $\text{Вт/м}^2$

### 3.6 Пространственно-временные распределения поглощённой солнечной радиации для выбранных меридиональных разрезов

Для выявления вида широтной зависимости поглощенной солнечной радиации от долготы были выбраны 17 равновеликих меридиональных разрезов (шириной в четыре ячейки сетки в интервале широт  $\pm 45^\circ$ ), показанных на рис. 3.13 [103].

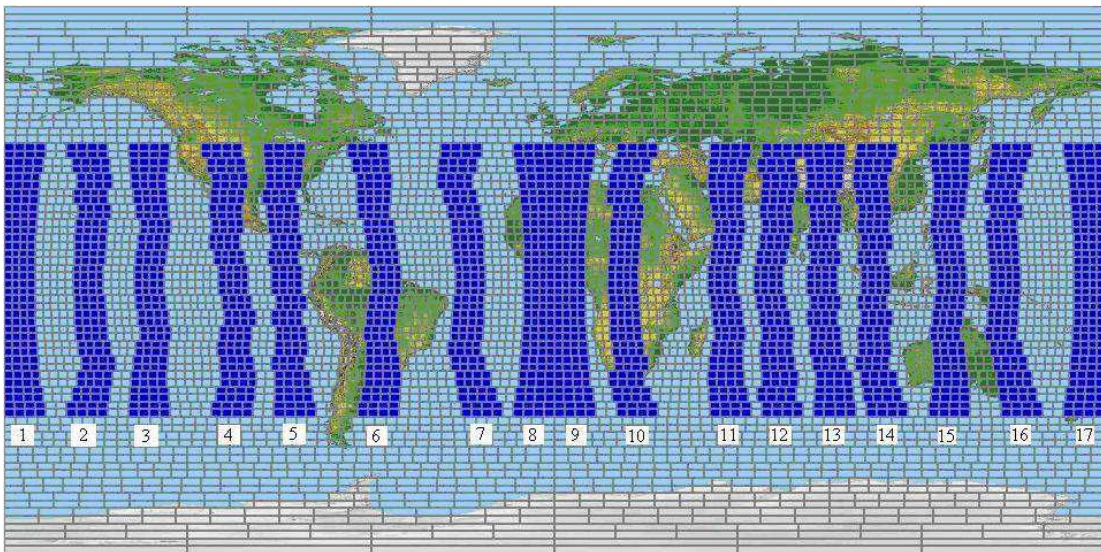


Рис. 6 Расположение меридиональных разрезов

Из этой карты-схемы видно, что проекция Меркатора искажает величину ячеек сетки, которую мы используем для обработки. Реально размер ячеек по широте не меняется, а из-за свойств проекции их ширина кажущимся образом растёт с удалением от экватора.

Размер всех ячеек  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ , так что по широте от  $-45^\circ$  до  $45^\circ$  укладывается 36 ячеек. В нашем случае на чистый океан попали только разрезы №№ 1, 2, 3, 7, 17. Остальные, так или иначе, проходят по суше и островам. Для сравнения широтного распределения в Индийском океане мы выбрали ещё разрезы №№ 11 и 14. Вначале мы построили пространственно-временные распределения поглощённой солнечной радиации во всех зонах за три года.

В качестве примера на рис. 3.14 приведены результаты для разрезов 3, 10 и 17, демонстрирующие большое разнообразие распределений. На рис. 7а представлено распределение для разреза 3, расположенного в Тихом океане. В южной части этого разреза (в интервале широт от  $-37,5^\circ$  до  $-5^\circ$ ) области с большим поглощением солнечной радиации наблюдаются с ноября по февраль и устойчиво повторяются год от года. Следует отметить, что подобная картина присуща и другим разрезам над океанами.

Разрез 10, данные для которого представлены на рис. 7б, практически полностью располагается на Африканском континенте. В северной его части в течение трех лет сохранялась область с большим поглощением, расположенная над Средиземным морем. Разрез с номером 17 целиком проходит по Тихому океану. В данном разрезе (рис. 7в) наблюдаются устойчивые области с большими значениями поглощённой солнечной радиации как на юге (в ноябре-феврале), так и на севере (в мае-августе). Подобные распределения характерны для разрезов 1 и 6.

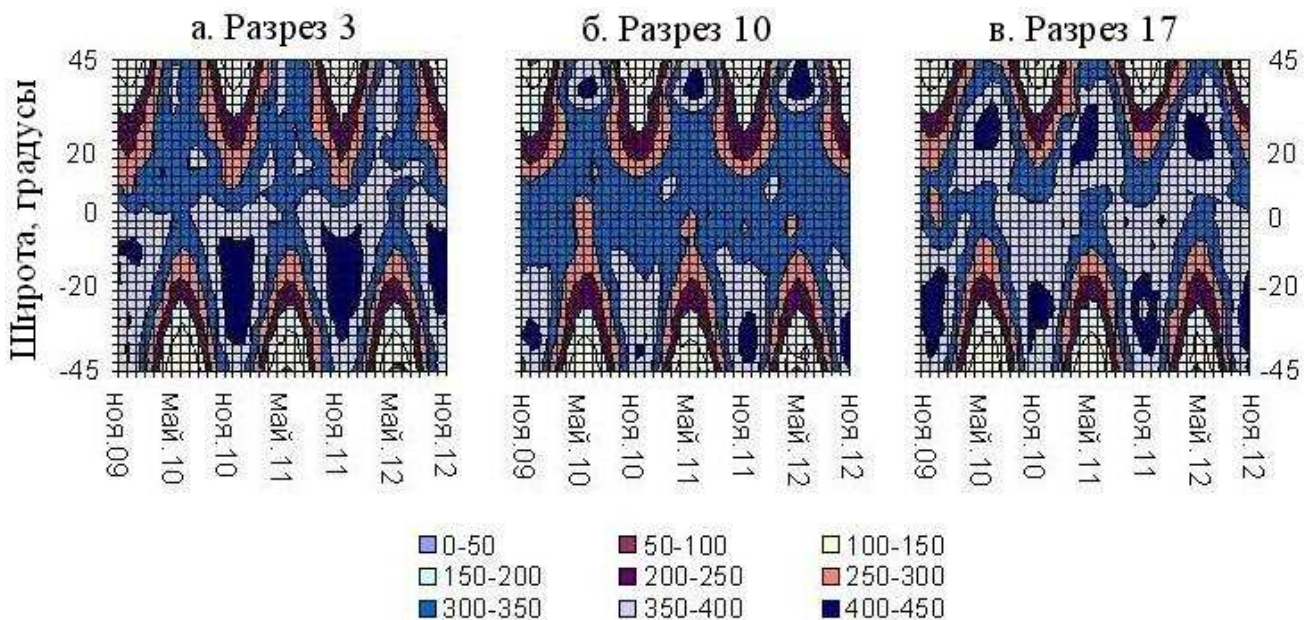


Рис. 7 Пространственно-временные распределения поглощенной радиации в меридиональных разрезах. Градации цветовой шкалы даны в  $Вт/м^2$

В зоне 17 (рис. 3.14в, аналогично и в зонах 1, 6) наблюдаются устойчивые области с большими значениями поглощённой радиации как на южной (ноябрь-февраль), так и на северной (май-август) частях.

### **3.7 Распределение поглощённой солнечной радиации для конкретной меридиональной полосы**

Для более подробного анализа деталей распределения поглощённой радиации в вышеуказанных и других зонах был применён метод, который условно был назван методом мультипликации. Для этого, отдельно для каждого года были получены последовательности изображений среднемесячных распределений поглощённой радиации в зонах с января по декабрь. В качестве примера приводим рисунки 3.15-3.17, на которых демонстрируется данный метод для зоны №7 (Атлантика) за 2010-2012 года и рисунки 3.18-3.20 для Тихого океана (зона №1). Одновременно получены такие же распределения за тот же период и для других меридиональных разрезов. Данный метод позволяет исследовать появление и миграцию со временем областей с интересующим режимом поглощённой радиации.

В январе 2010 года (рис. 3.15) в меридиональном разрезе №7, который располагается в Атлантическом океане, формируется область с повышенными значениями поглощённой радиации. Эта зона располагается в районе  $10-35^{\circ}$  ю.ш. и имеет значения  $400 - 440 \text{ Вт/м}^2$ . В феврале того же года эта зона сдвинулась на  $5^{\circ}$  севернее и значения поглощённой радиации в ней немного уменьшились. В марте значения в этой области, которая поднялась ещё выше, понизились до  $360 - 400 \text{ Вт/м}^2$ . Уже в мае-июле зона максимальных значений находилась в северной части меридионального разреза в районе  $10 - 40^{\circ}$  с.ш., причём величины поглощённой радиации вновь возросли.

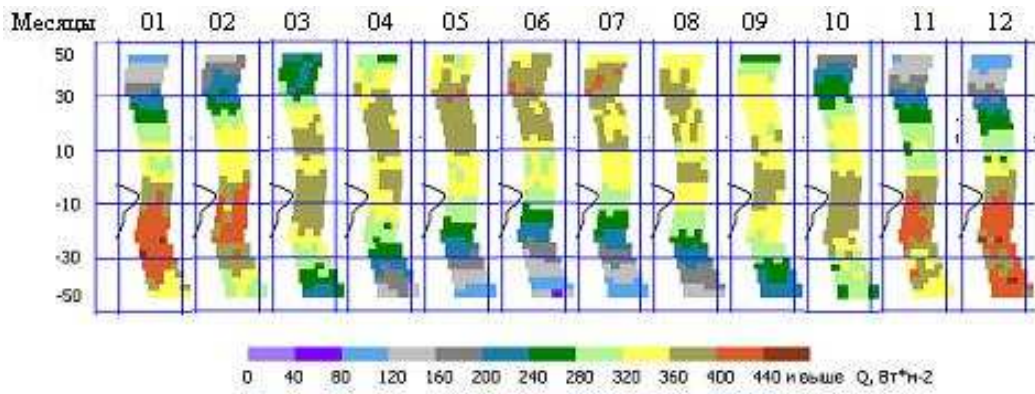


Рис. 3.15 Распределение поглощённой солнечной радиации в 2010 г.  
(Атлантика, Зона 7)

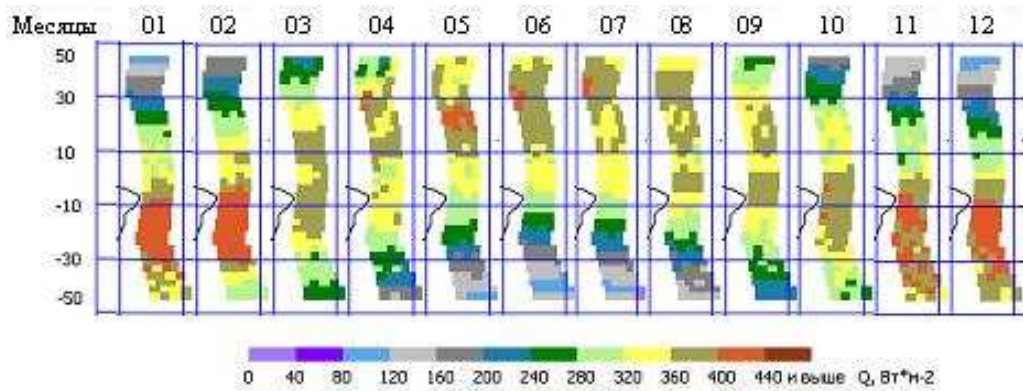


Рис. 3.16 Распределение поглощённой солнечной радиации в 2011 г.  
(Атлантика, Зона 7)

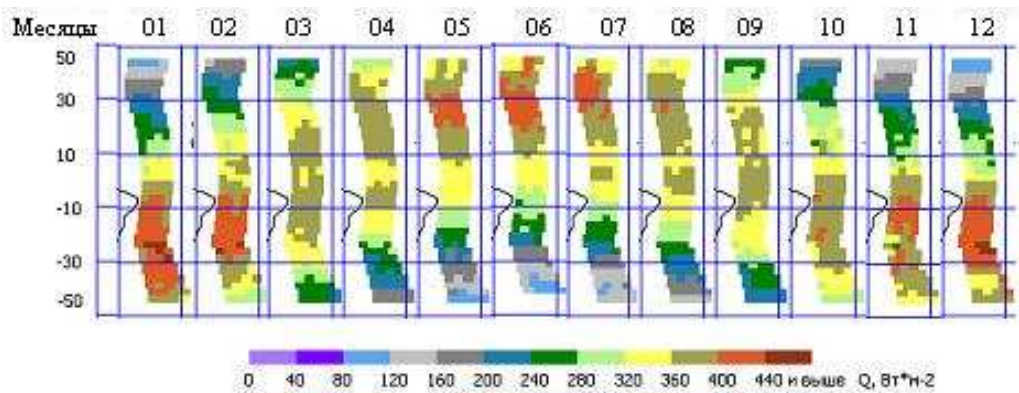


Рис. 3.17 Распределение поглощённой солнечной радиации в 2012 г.  
(Атлантика, Зона 7)

Отмечаются небольшие локальные максимумы с величинами до  $440 \text{ Вт/м}^2$ , в отличие от зимних месяцев, когда такие величины занимали практически всю зону максимальных значений.

В августе зона максимальных значений поглощённой радиации начала мигрировать на юг, и её величины стали уменьшаться. Начиная с октября, её величины в зоне, которая уже опустилась на юг, стали вновь расти до значений  $400 - 440 \text{ Вт/м}^2$ .

Аналогичное смещение этой зоны происходило и в последующие годы. Так в 2011 году, зона с максимальным поглощением в Атлантике для седьмого меридионального разреза смещалась также, как и в 2010, имея примерно те же значения величин поглощённой солнечной радиации. Иначе выглядела картина в 2012 году, когда величины поглощённой солнечной радиации в этой перемещающейся из года в год зоне возросли.

Второй пример, показанный на рисунках 3.18 – 3.20 приведён для меридионального разреза № 1, который находится в Тихом океане. Картина сходная с рассматриваемым выше разрезом. Интересно отметить, что в 2011 году только в сентябре не наблюдались значения поглощённой радиации с величинами  $400 - 440 \text{ Вт/м}^2$ . Во все остальные месяцы этого года в зоне максимальных значений поглощённой радиации были зафиксированы значения поглощённой радиации большие  $400 \text{ Вт/м}^2$ .

Стоит отметить, что зона с максимальными значениями поглощённой радиации находится на юге, в то время как зона с минимальными значениями – на севере, и наоборот. Исключения составляют лишь месяцы, в которых отмечаются дни равноденствий (март, сентябрь). Максимум поглощённой радиации находится у экватора, а минимумы – на севере и юге.

Минимальные значения поглощённой радиации в рассматриваемых меридиональных разрезах достигали величин приблизительно  $100-120 \text{ Вт/м}^2$ . Самые низкие значения отмечаются в зимние месяцы: июль – для южного полушария, декабрь – для северного.



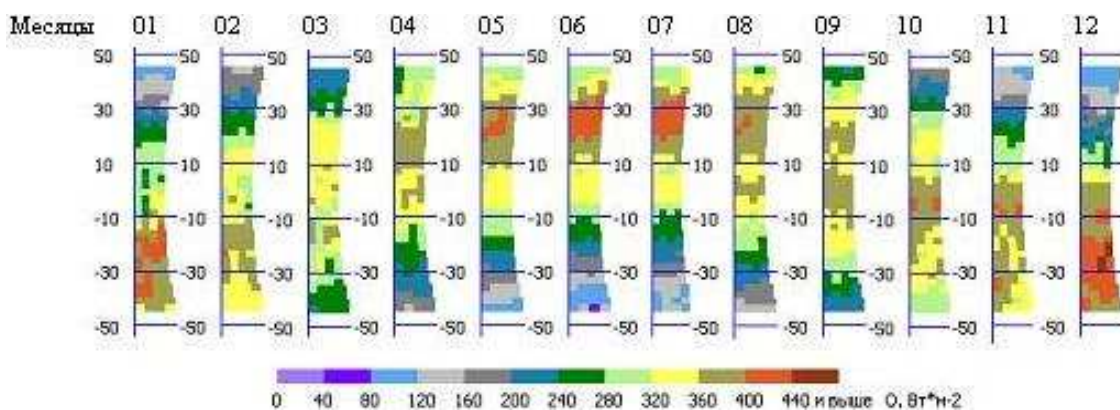


Рис. 3.18 Распределение поглощённой солнечной радиации в 2010 г.  
(Тихий океан, Зона 1)

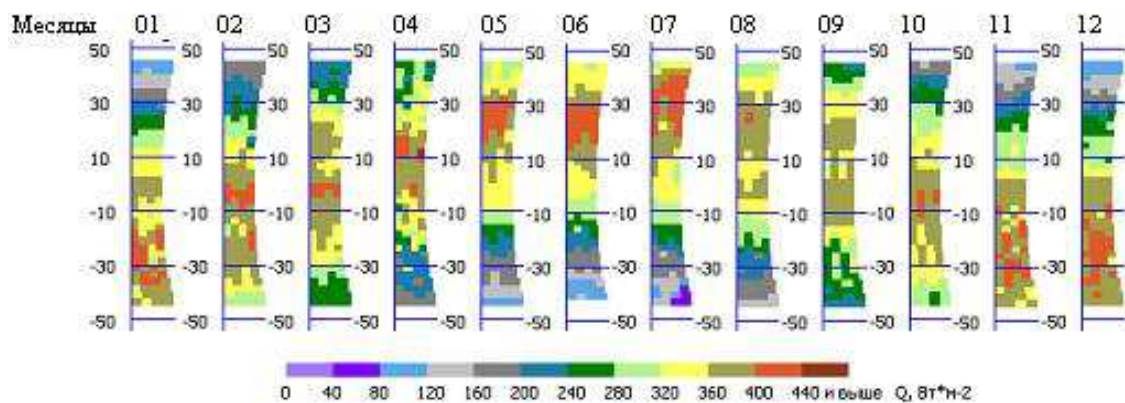


Рис. 3.19 Распределение поглощённой солнечной радиации в 2011 г.  
(Тихий океан, Зона 1)

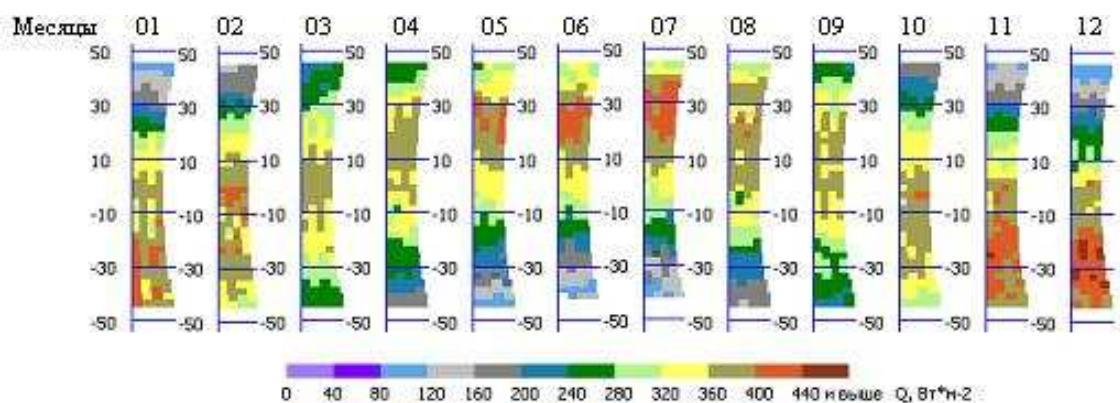


Рис. 3.20 Распределение поглощённой солнечной радиации в 2012 г.  
(Тихий океан, Зона 1)

Все меридиональные разрезы в океанах характеризуются устойчивыми особенностями режимов поглощения солнечной радиации в течение года. Зоны максимального поглощения в океанах (красные ядра, что можно характеризовать как отсутствие облачности) перемещаются вслед за сезонным перемещением Солнца. Так, начиная с января (лето в ЮП), зона максимальных значений зарождается в южных частях океанов, затем зона поднимается выше на север и на экваторе исчезает. В мае – июле – лето в северном полушарии, в океанах наблюдается аналогичная ситуация, где возникают зоны с максимальными значениями поглощённой солнечной радиации. При этом в обоих летних полушариях эти зоны максимумов держатся постоянно.

Исключением является случай, когда зона максимальных значений поглощённой солнечной радиации достигает экваториальных территорий. Здесь средние величины поглощённой радиации несколько меньше, вследствие нахождения здесь большей облачности, связанной с внутритропической зоной конвергенции. Облачность отражает здесь гораздо большую часть приходящей солнечной радиации, чем в северных и южных частях океанов, когда Солнце также находится над этими широтами. Можно также отметить, что на экваторе в периоды равноденствий (сентябрь, март месяцы) зоны максимальных значений поглощённой радиаций менее выражены и имеют практически симметричный характер широтного распределения радиации относительно экватора. В зимние месяцы (лето в южном полушарии) максимум радиации находится в южной части океанов и уменьшается к северу, и наоборот, летом в северном полушарии максимум находится в северной части океанов и убывает к югу.

Подобная методика, применённая для анализа поглощённой солнечной радиации для меридиональных разрезов, позволяет исследовать временные изменения распределений ASR в любых зонах произвольной конфигурации за любые изучаемые промежутки времени.

### 3.8 Широтные распределения поглощённой солнечной радиации в меридиональных разрезах

Поглощённая солнечная радиация и её распределение по нашей планете даёт энергию, которая управляет климатом и погодой в земной климатической системе. Циклическое изменение других параметров климата управляется ASR, которая имеет годовой цикл, вызываемый эксцентricностью орбиты Земли. Одновременное изменение склонения Солнца обуславливает изменение географического распределения инсоляции (прихода солнечной радиации на местную горизонтальную поверхность). Поглощённая радиация зависит ещё от альбедо в рассматриваемой части поверхности. Поглощённая радиация на ВГА включает в себя поглощение во всём вертикальном столбе атмосферы, поглощение подстилающей поверхностью и облаками. В процессе поглощения солнечная радиация поддерживает температуру земной поверхности и атмосферы, дающим, вместе с облаками, уходящую длинноволновую радиацию. Процесс поглощения поддерживает образование явного и скрытого тепла, оборот других видов энергии, циркуляцию в атмосфере и в океане, обеспечивающие общий перенос энергии, в том числе из низких в высокие широты.

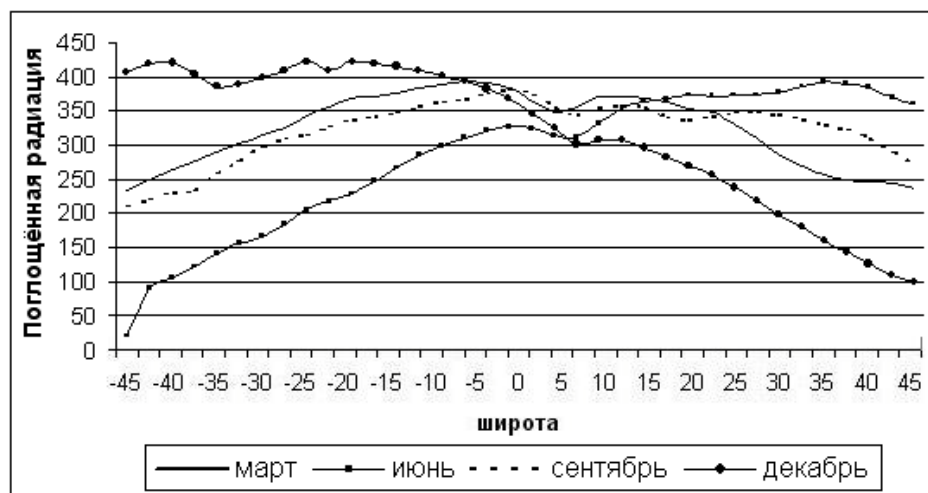


Рис. 3.21 Широтное распределение поглощённой солнечной радиации в меридиональном разрезе № 7 в разные месяцы 2010 года, Вт/м<sup>2</sup>

Представляет интерес исследовать на полученном материале годовой цикл ASR в масштабах отдельных океанов, Мирового океана и суши. Ниже приведены результаты анализа на примере долготно-широтных разрезов.

На рисунке 3.21 приведены кривые широтного распределения поглощённой радиации в зоне № 7 (Атлантический океан) для месяцев, включающих в себя дни равноденствий (март, сентябрь) и солнцестояний (июнь, декабрь). Широтные распределения для остальных месяцев располагаются в основном между кривыми для июня и декабря и не приведены на рисунке 3.21. По 12 кривым среднемесячных распределений поглощённой радиации путём осреднения в каждом широтном интервале (всего 36 интервалов) были построены среднегодовые кривые бюджетов поглощённой радиации.

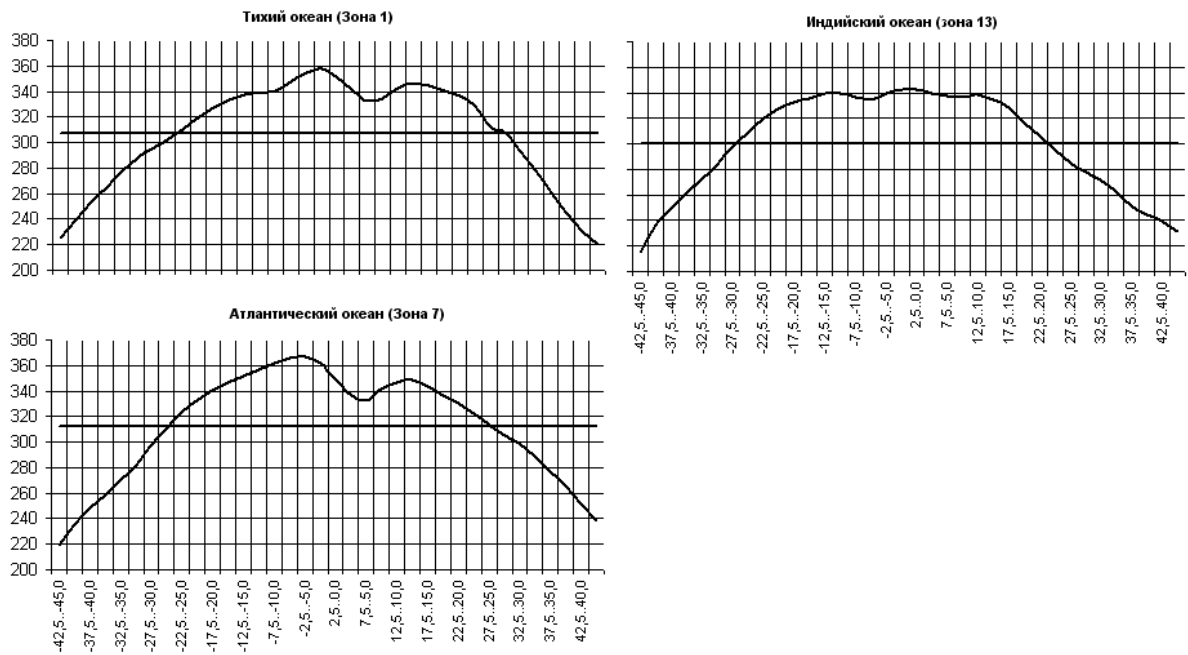


Рис. 3.22 Широтное распределение среднегодовых бюджетов поглощённой солнечной радиации и их средние значения для зон в целом (прямые линии) для выбранных меридиональных разрезов над океанами в 2010 году,  $W/m^2$

На рисунке 3.22 приведены среднегодовые кривые бюджетов для выбранных разрезов. Прямые горизонтальные линии представляют среднегодовые значения поглощённой радиации для разреза в целом. Видно, что

годовые кривые для Атлантического и Тихого океанов подобны друг другу. Аналогичная кривая для Индийского океана имеет другую форму. Ранее обсуждался особый характер годового осреднения в Индийском океане. На всех приведённых кривых рисунка 3.22 видно, что части кривых годового хода бюджетов ближе к экватору располагаются выше среднего значения. Это можно рассматривать как накопление поглощённой радиации в тропических широтах и отдачу тепла вне тропиков. Для выбранных разрезов широтные границы располагаются в точках пересечения годовых кривых бюджетов с прямыми линиями среднегодовых значений. Широтные границы имеют значения около  $\pm 27,5^\circ \dots \pm 30^\circ$  широты, что, в общем, близко к аналогичным данным [9, 108, 126, 123, 147-149, 152].

**ГЛАВА IV****ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ АЛЬБЕДО В 2010-2012 ГОДАХ ПО  
ДАНЫМ С ИСЗ «МЕТЕОР-М» № 1****4.1 Анализ карт глобальных распределений альбедо**

Величины альбедо являются важнейшими характеристиками земной климатической системы, которые дают информацию о снежном и ледовом покрове, облачности и подстилающей поверхности.

К настоящему времени накоплен и продолжает регулярно пополняться архив данных альбедо. Большой интерес представляет анализ данных с ИСЗ «Метеор-М» № 1 в виде карт среднемесячных распределений величин альбедо на верхней границе атмосферы (ВГА). На рис. 4.1-4.12 изображены карты распределения альбедо за все месяцы 2010 года.

Карты наглядно демонстрируют, насколько неравномерно распределены величины альбедо по всему земному шару, насколько сильны контрасты, обусловленные различными условиями подстилающей поверхности. Последовательное изображение среднемесячных карт альбедо позволяют выявлять динамику развития процессов, происходящих в атмосфере, океане и на подстилающей поверхности. Сопоставление карт различных лет даёт возможность оценки изменчивости Земной климатической системы, обусловленной изменением величин альбедо.

Анализируя карты среднемесячных распределений альбедо можно выявить территории с максимальными и минимальными значениями величин альбедо. Самые большие значения характерны для приполярных районов. Так для Антарктиды, которая покрыта ледяным щитом и белым снегом, альбедо большей её территории достигает величин 50-60% в зимние месяцы (рис. 4.1, 4.2, 4.12), когда там наблюдается полярный день. На этом материке иногда появляются локальные максимумы альбедо (больше 60%), как это было в декабре 2010 года

(рис.4.12), когда среднемесячные величины альbedo в районе  $70^{\circ}$  с.ш.,  $90^{\circ}$  -  $110^{\circ}$  в.д. достигали значений в 65%. Следует также отметить, что и в осенние месяцы (октябрь – рис. 4.10, ноябрь – рис. 4.11) альbedo над Антарктидой велико (до 60%). Для весенних месяцев данных для Антарктиды нет, хотя можно предположить, что и для этих месяцев свойственны большие значения величин альbedo.

Стоит обратить внимание и на высокие величины альbedo вокруг самой Антарктиды. Так в широтной зоне  $55$  -  $70^{\circ}$  с.ш. вдоль береговой линии материка альbedo достигает 40-45%, например, в январе (рис. 4.1), иногда даже до 50%, как это было в октябре и ноябре (рис. 4.10, 4.11). Эти высокие значения альbedo над этим регионом обусловлены облачным покровом.

В северном полушарии большие величины альbedo наблюдаются также в северных районах. Так для острова Гренландия, который также имеет мощный ледовый и снежный покров, величины альbedo стабильно высоки с марта (рис. 4.3) по сентябрь (рис. 4.9). В апреле - июне (рис. 4.4 – 4.6) практически на всей территории Гренландии альbedo достигает величин 60% и более. Для марта (рис. 4.3), июля (рис. 4.7), августа (рис. 4.8) и сентября (рис. 4.9) свойственна картина, когда максимальные значения величин альbedo (50 – 60%) располагаются в центре острова, в то же время на прибрежных территориях отмечаются значения 40 – 50%.

Следует также отметить, что высокие значения величин альbedo (до 50 – 60%) наблюдаются в широтной полосе  $60$  –  $80^{\circ}$  с.ш. над Северной Америкой и Евразией с марта (рис. 4.3) по июнь (рис. 4.6). С июля (рис. 4.7) по сентябрь (рис. 4.9) значения уменьшаются до 35 – 40%.

Самые малые значения величин альbedo наблюдаются в океанах. Альbedo тропической зоны Мирового океана в среднем колеблется в пределах 20-25%, но в некоторых районах максимум достигает величин 45%, как например, в августе – ноябре (рис. 4.8 – 4.11) в Тихом океане у побережья Перу или 50% в июле (рис. 4.7) около Калифорнийского побережья США. Такие высокие значения альbedo

над этими территориями обусловлены развитием мощной конвективной облачности.

В зонах конвективной облачности над акваториями океанов, например, во внутритропической зоне конвергенции (ВЗК), которая располагается примерно на широте 5-10° с.ш., величины альbedo также велики [32, 33, 81, 82, 86, 107, 108]. Так, в тропической части Тихого океана севернее экватора альbedo составляет 25-35%.

Минимальные величины альbedo во всех океанах имеют значения 10 – 15% и располагаются вблизи экватора. В Тихом океане зоны с минимальными величинами альbedo располагаются по обе стороны от ВЗК. Зоны с минимальными значениями альbedo в Индийском и Атлантических океанах располагаются примерно на тех же широтах.

Характер распределения альbedo обнаруживает резкий контраст между значениями альbedo в высоких и средних широтах северного (СП) и южного (ЮП) полушарий. На рисунке 4.7 видно, что в июле 2010 года в тропиках наиболее высокие значения альbedo наблюдаются над пустынями, такими как Сахара и Аравийская (достигая значений 30-40%).

Особый режим распределения альbedo наблюдается в районах Юго-Восточной Азии. Этот регион в летние месяцы подвержен влиянию муссонной циркуляции, обуславливающий развитие там мощной конвективной облачности. Что сказывается на больших величинах альbedo над Юго-Восточной Азией (рис. 4.6-4.9). Подробный анализ пространственно-временного распределения альbedo над этим регионом приведён ниже.

Наибольшие значения альbedo в тропической зоне в июле 2012 года наблюдаются над регионом Юго-Восточной Азии, где они достигают 50%. Эта область характеризуется постоянством аномально высоких значений альbedo в течение летних месяцев. Данный феномен можно объяснить регулярным действием Азиатского летнего муссона, во время которого развивается мощная кучево-дождевая облачность.



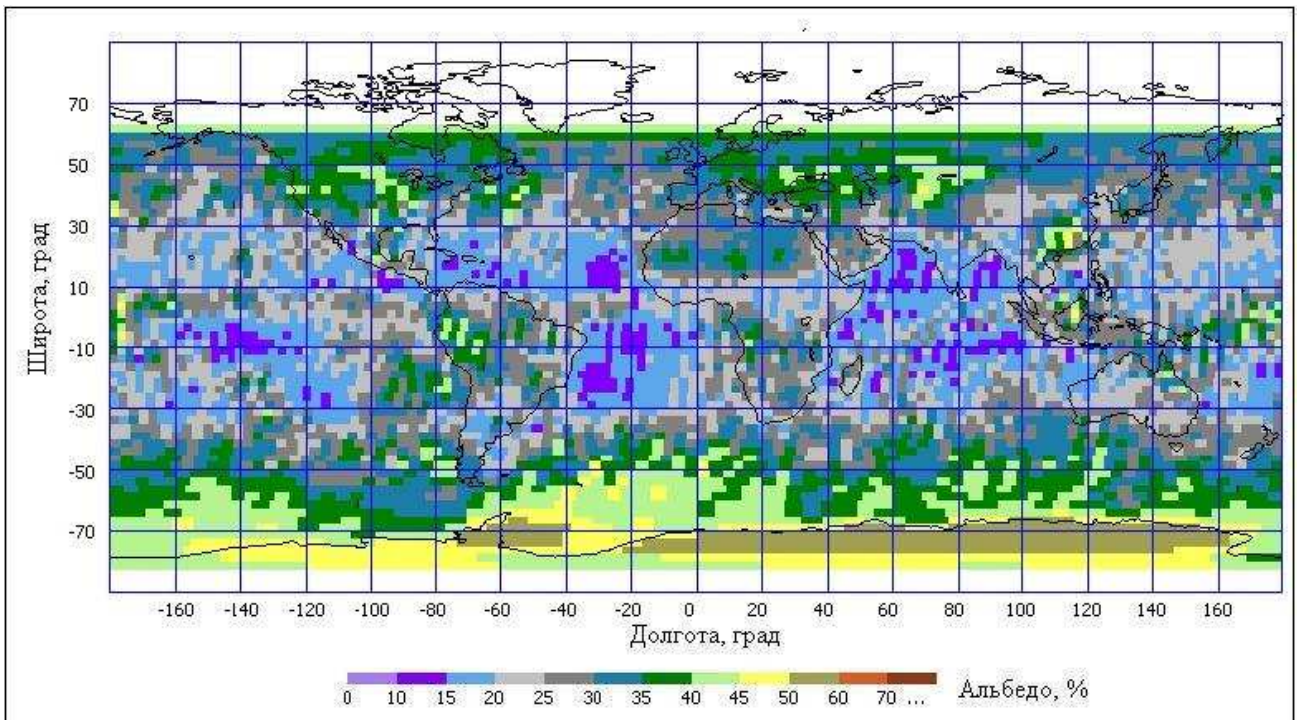


Рис. 4.1 Карта распределения среднемесячных значений альbedo в январе 2010 года

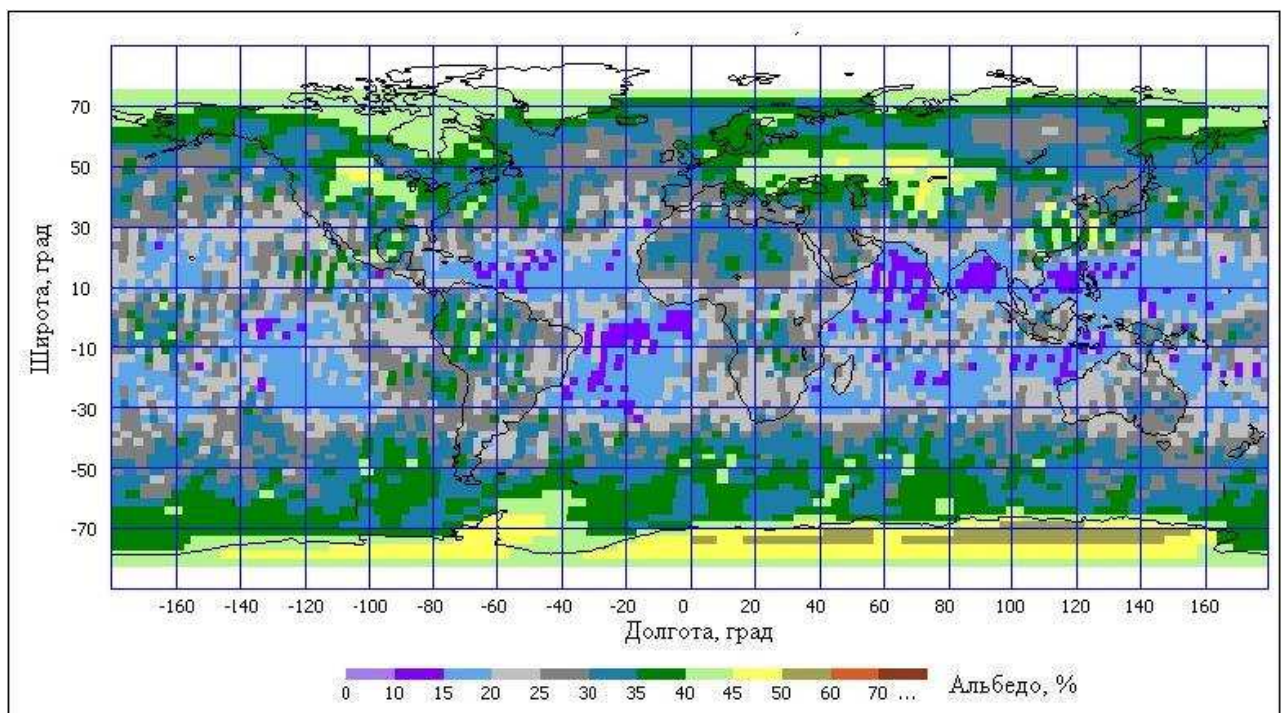


Рис. 4.2 Карта распределения среднемесячных значений альbedo в феврале 2010 года

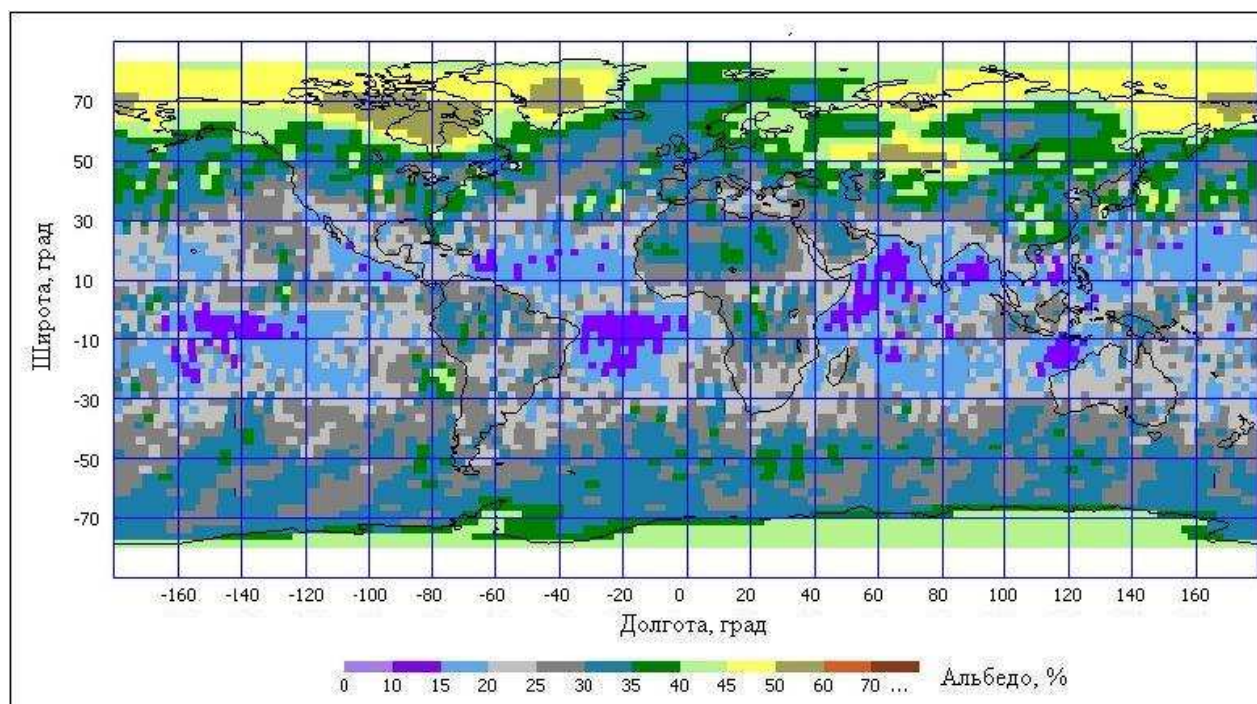


Рис. 4.3 Карта распределения среднемесячных значений альbedo в марте 2010 года

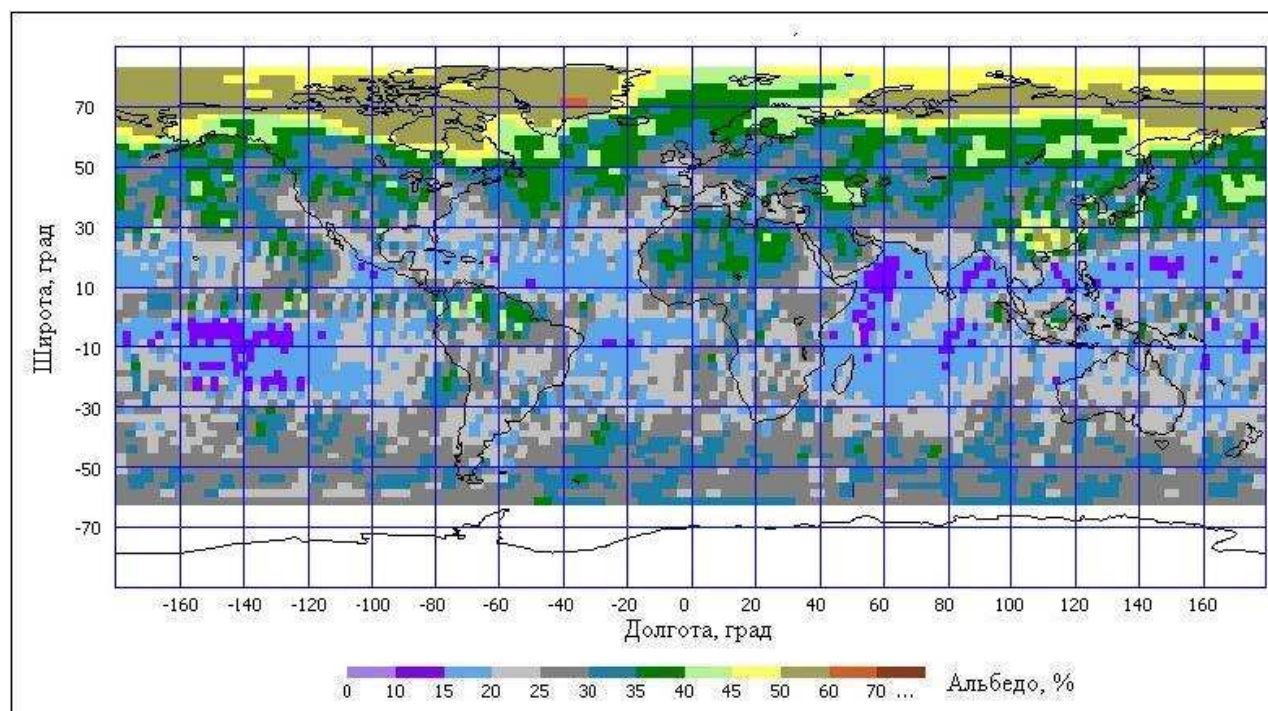


Рис. 4.4 Карта распределения среднемесячных значений альbedo в апреле 2010 года

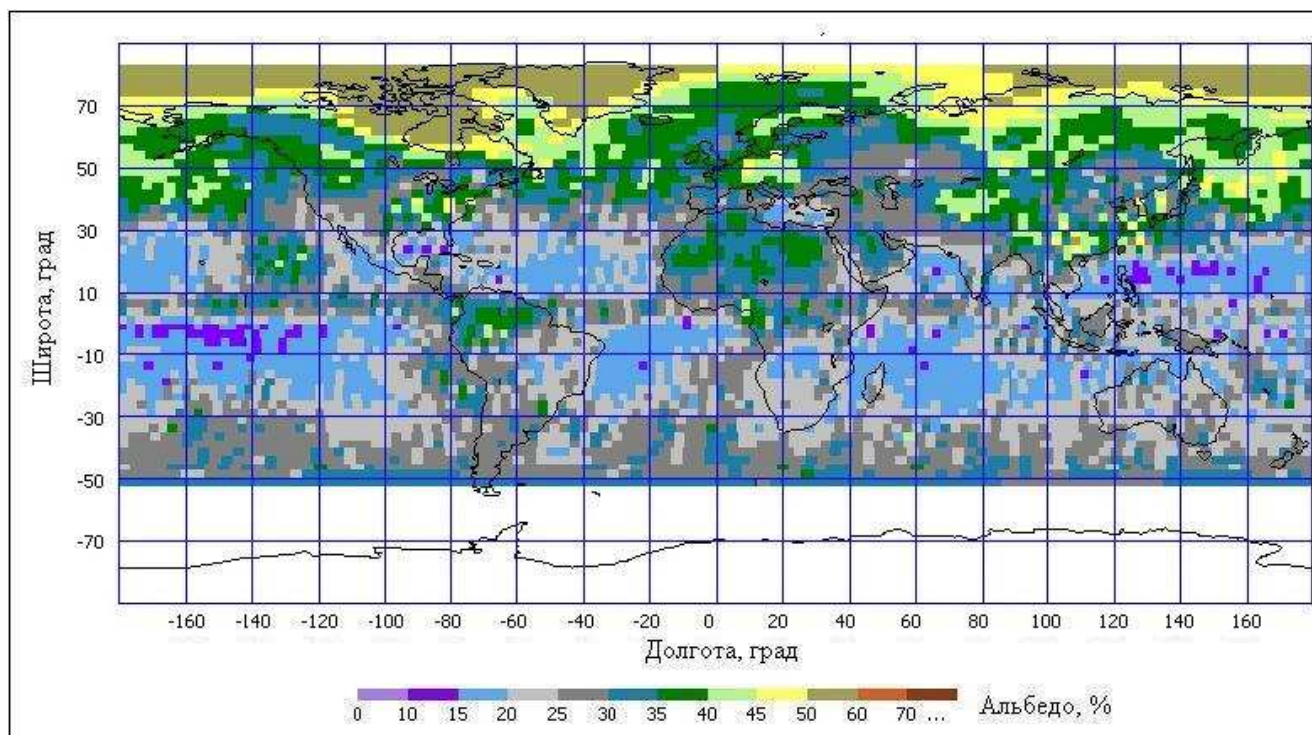


Рис. 4.5 Карта распределения среднемесячных значений альbedo  
в мае 2010 года

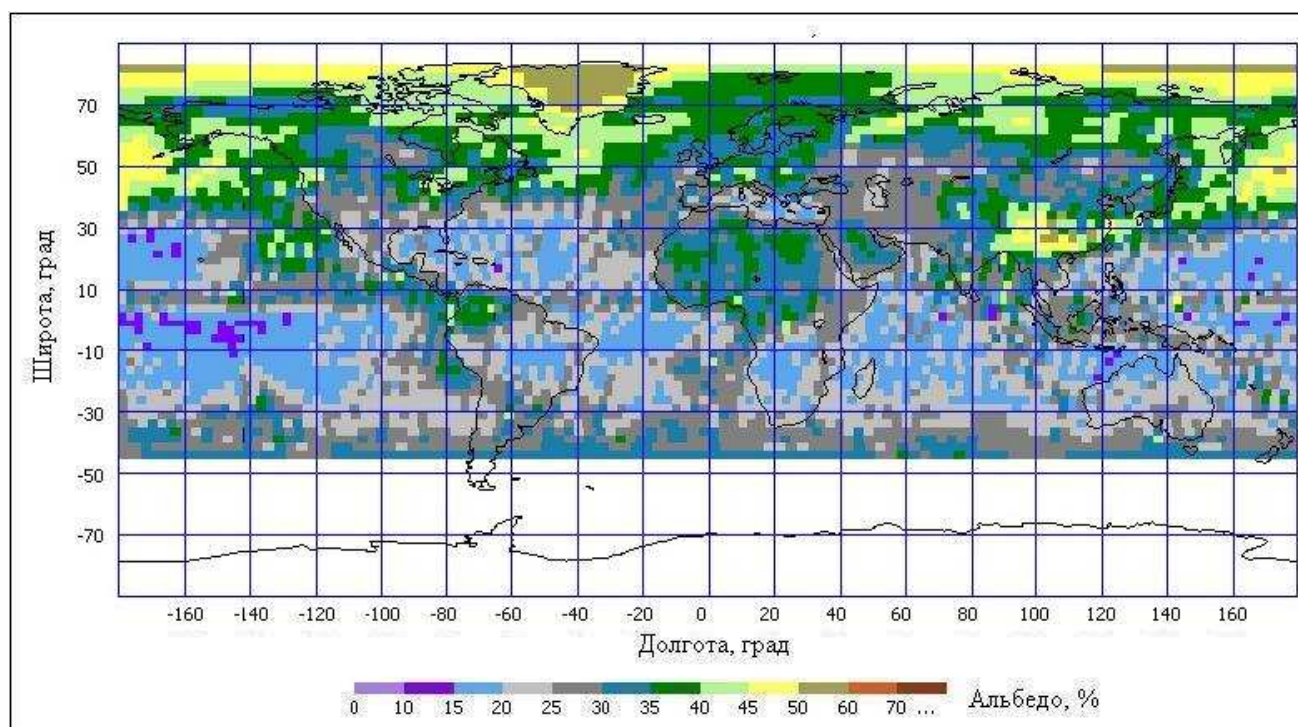


Рис. 4.6 Карта распределения среднемесячных значений альbedo  
в июне 2010 года

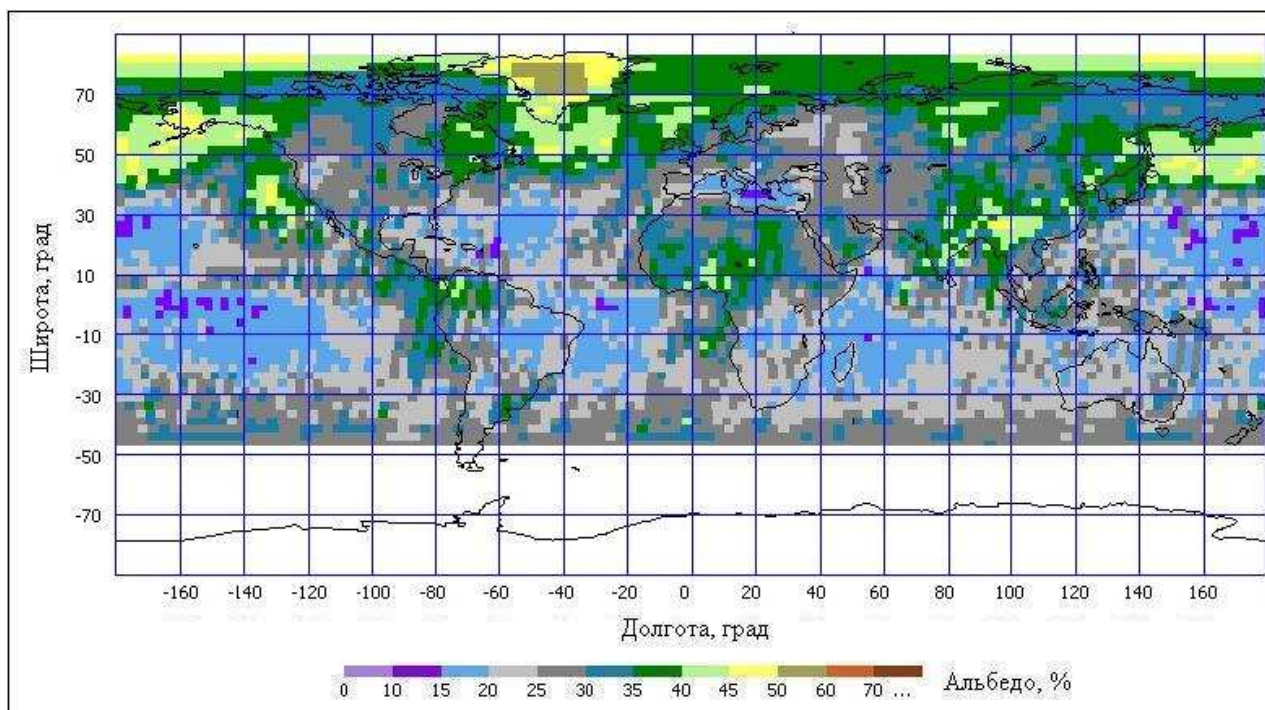


Рис. 4.7 Карта распределения среднемесячных значений альbedo  
в июле 2010 года

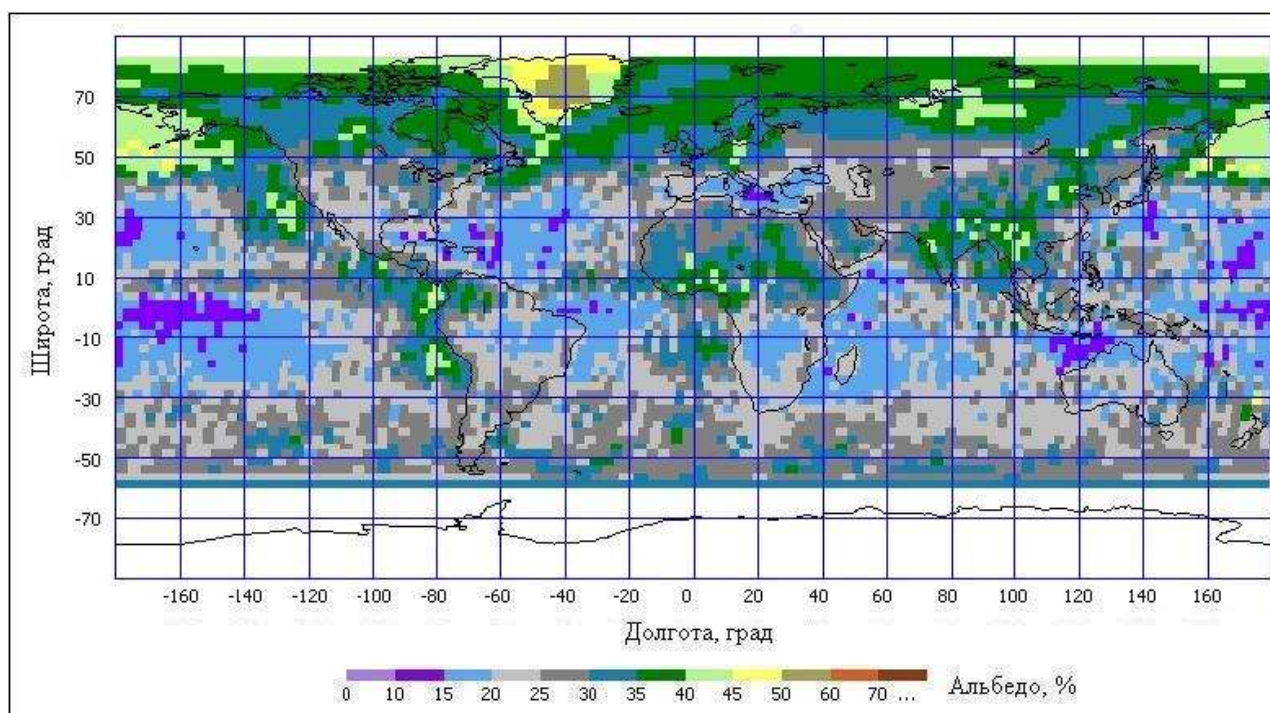


Рис. 4.8 Карта распределения среднемесячных значений альbedo  
в августе 2010 года

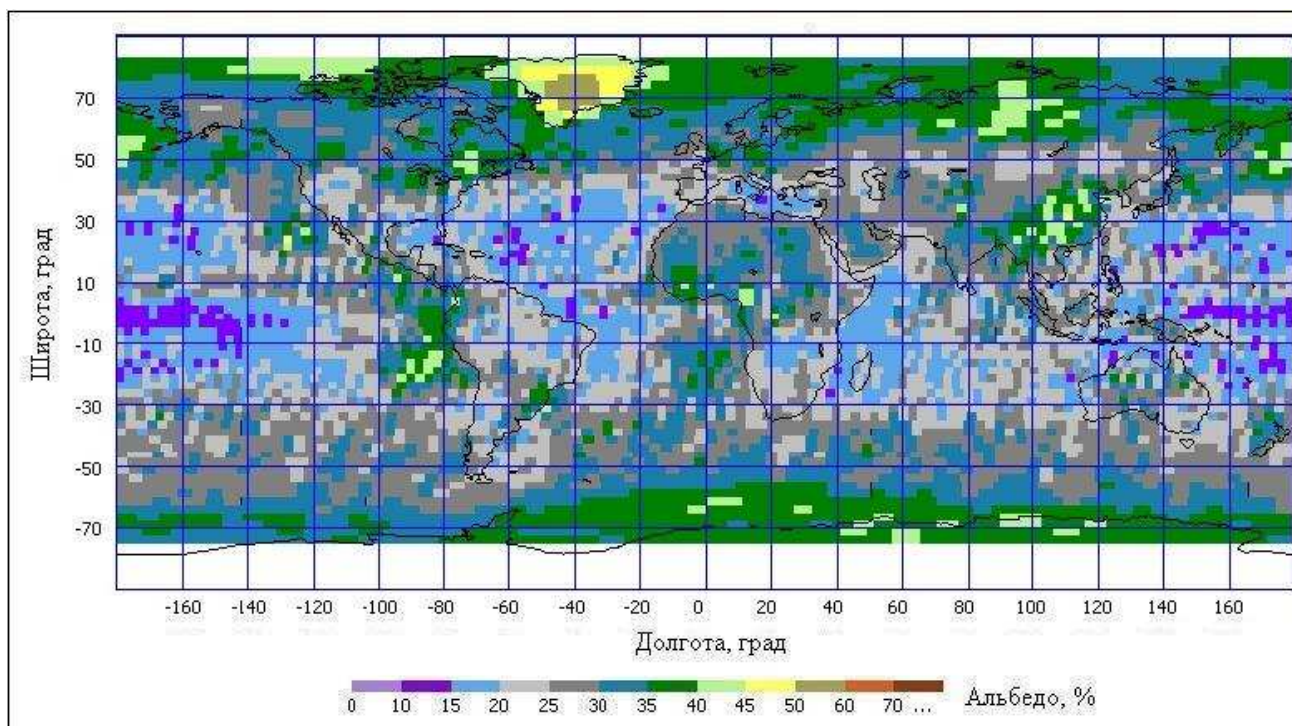


Рис. 4.9 Карта распределения среднемесячных значений альbedo в сентябре 2010 года

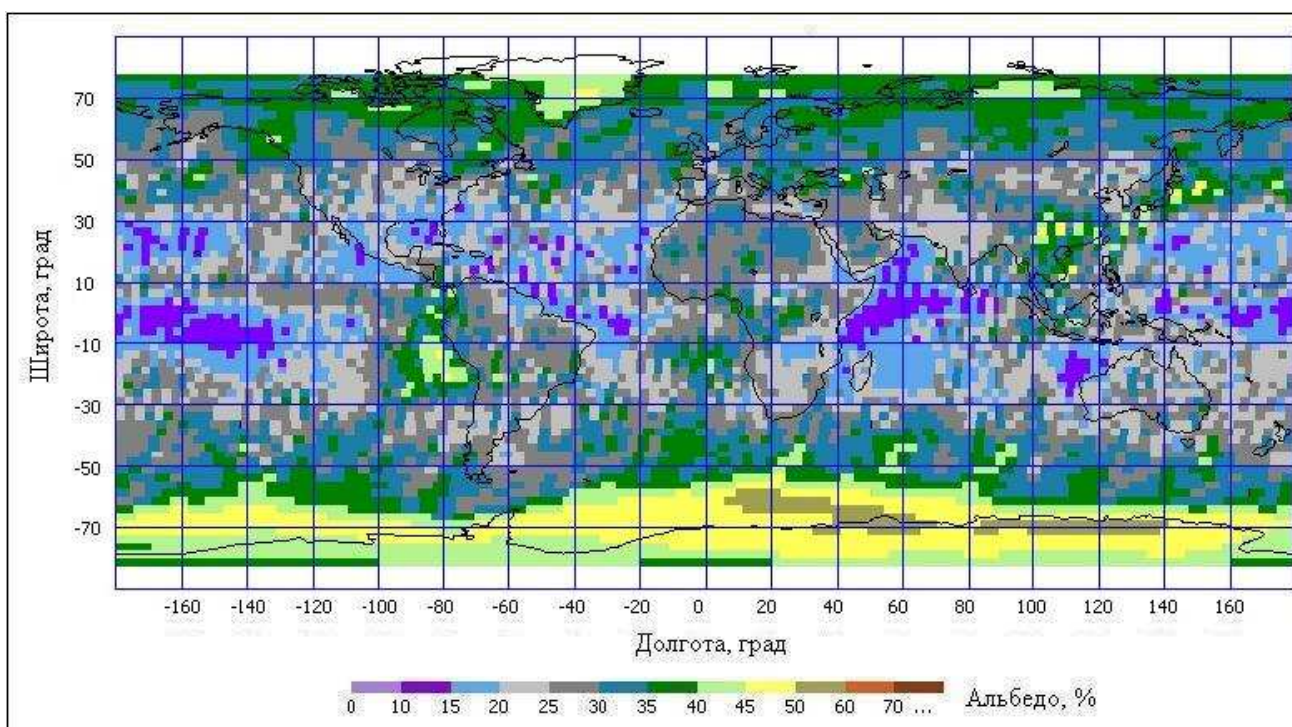


Рис. 4.10 Карта распределения среднемесячных значений альbedo в октябре 2010 года

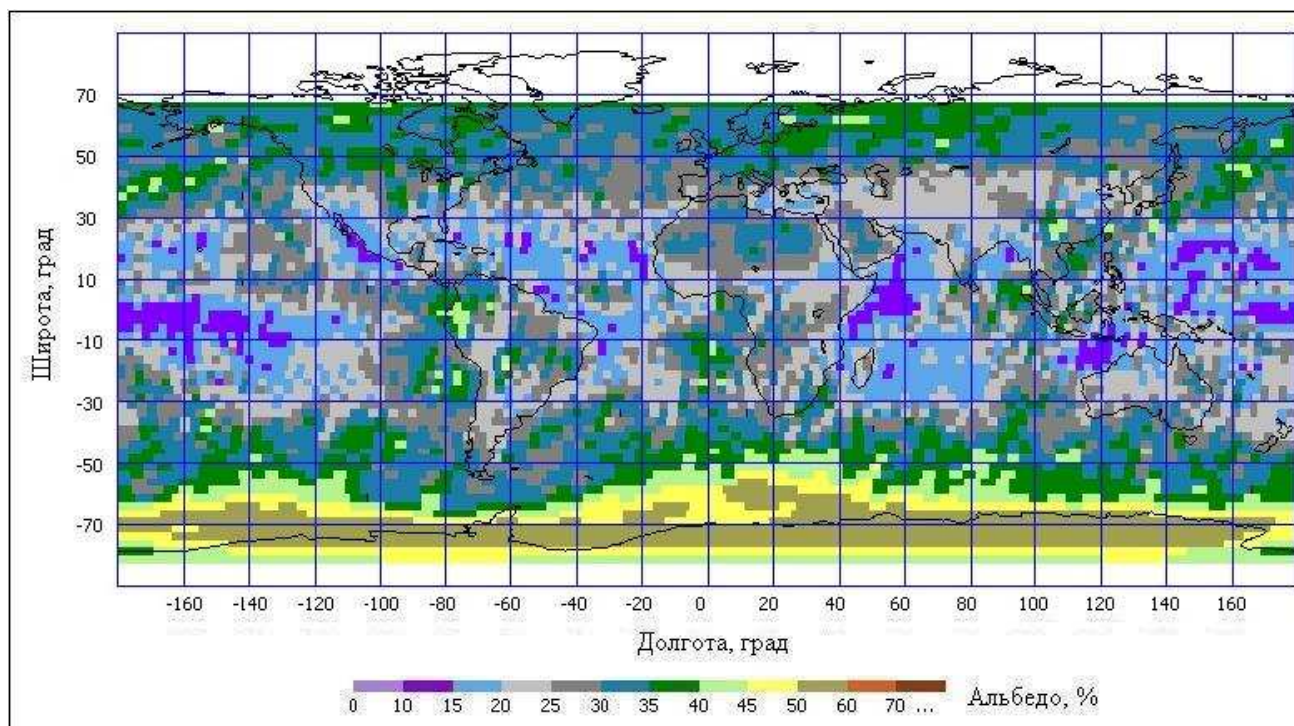


Рис. 4.11 Карта распределения среднемесячных значений альbedo в ноябре 2010 года

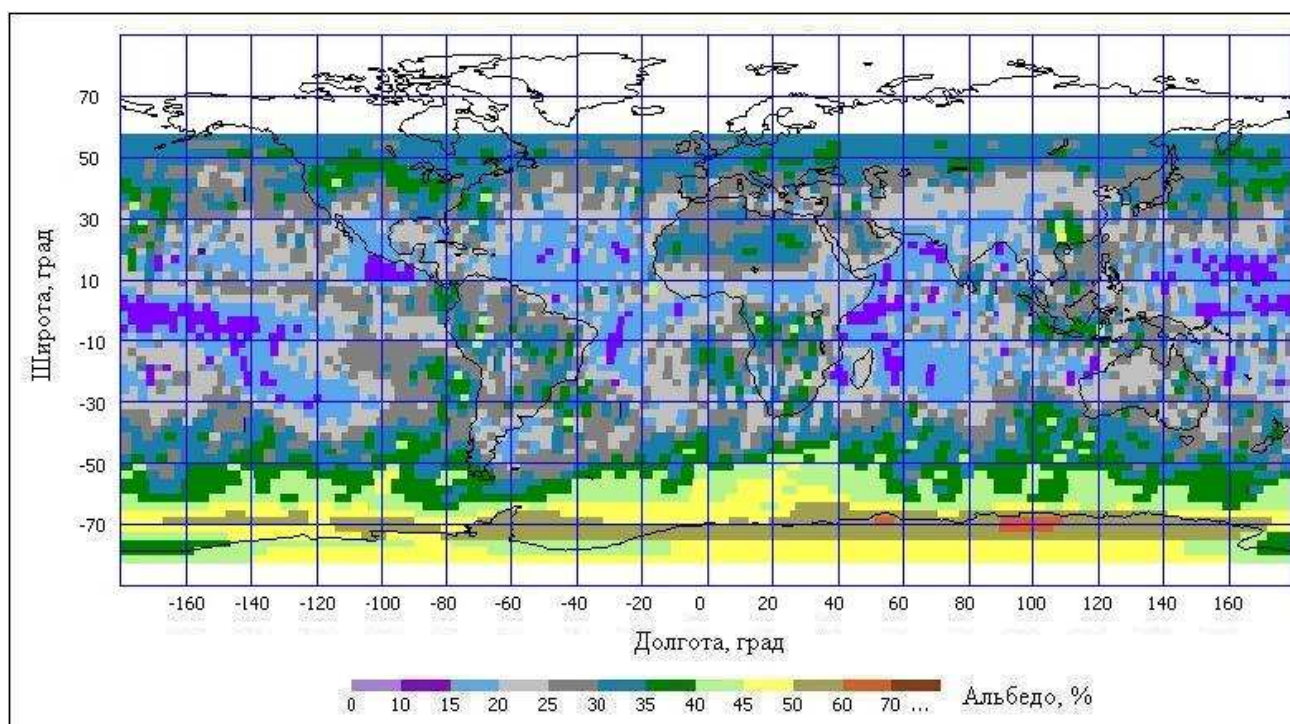


Рис. 4.12 Карта распределения среднемесячных значений альbedo в декабре 2010 года

## **4.2 Альbedo над Сахарой, тропической Африкой, Амазонской низменностью**

В работе Раманатана [133] отмечалось, что над Сахарой наблюдается среднегодовое постоянство альbedo, величина которого составляет около 34%. По данным радиометра ИКОР-М среднегодовые значения альbedo над Сахарой составляли приблизительно 31% в период 2010-2012 гг. При расчете величин альbedo над пустыней нами была выбрана территория в пределах  $12,5^{\circ}$  ...  $32,5^{\circ}$  с.ш. и  $15^{\circ}$  з.д. ...  $35^{\circ}$  в.д.

В работе [133] не указана внутригодовая изменчивость альbedo над Сахарой, которая может быть связана с сезонным изменением облачности. Известно, что над Сахарой в летние месяцы наблюдается некоторое увеличение облачности, особенно на юге пустыни. Значения альbedo в летний период над Сахарой по данным радиометра ИКОР-М достигают величин 33-34% (рис. 4.13).

На сайте NASA Earth Observations [131] публикуются карты среднемесячных глобальных распределений облачности, полученных с помощью спектро радиометра MODIS (установлен на американском спутнике Terra). Согласно этим данным в ноябре-январе практически отсутствует облачность над Сахарой, поэтому в эти месяцы величины альbedo над малооблачной Сахарой наименьшие – 29-30%. Таким образом, полученные данные практически показывают те же самые величины альbedo, что и в [133].

На рисунке 4.13 представлен ход альbedo в течение 2010-2012 гг. для регионов Амазонской низменности и тропической Африки. По сравнению с Сахарой внутригодовая вариация величин альbedo здесь гораздо больше (амплитуда может достигать 12% для обоих регионов). Минимальные значения альbedo (23-25%) для Амазонской низменности отмечаются в июле – сентябре, максимальные (до 35%) в зимние месяцы. Для тропической Африки минимум (22-23%) – наоборот отмечается зимой (январь), а максимум (32-35%) в июле – августе. Такие большие вариации альbedo во внутригодовом ходе для рассматриваемых районов обусловлены, прежде всего, вариацией облачности над

ними [131]. Среднегодовые значения величин альbedo за период 2010-2012 гг. над регионами тропической Африки и Амазонской низменности приблизительно равны (28-29%).

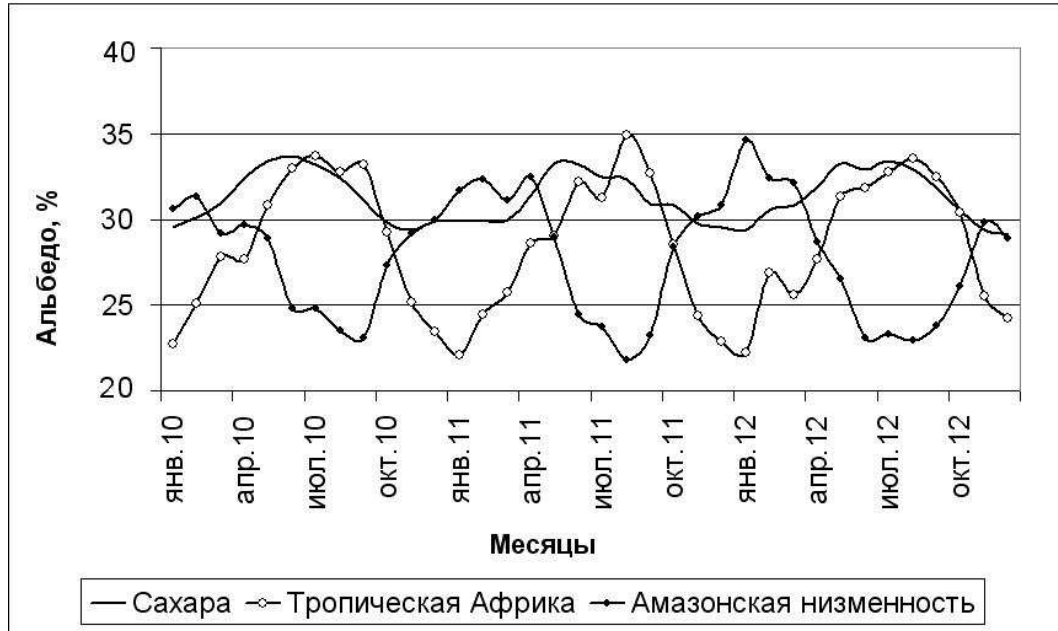


Рис. 4.13 Ход альbedo над разными районами Земли (2010-2012) по данным радиометра ИКОР-М

### 4.3 Распределение альbedo над муссонными регионами

На фоне среднемесячных значений альbedo летом выделяется район с особым режимом альbedo над регионами Юго-Восточной Азии ( $80-130^{\circ}$  в.д.,  $15-40^{\circ}$  с.ш.). В течение тёплого периода (конец весны, лето и начало осени) имеется постоянная аномалия альbedo. В среднем по данному региону значения величин альbedo достигают 35-40% и охватывают обширную территорию (рис. 4.14-4.15). Максимум может достигать 60%.

Зимой над этим регионом также наблюдаются высокие значения альbedo (до 45%), но только на небольшой территории в районе  $25^{\circ}$  с.ш.,  $110^{\circ}$  в.д. На остальной территории, где в летние месяцы была зона максимальных значений альbedo, зимой всего лишь – 15-25%, с локальными максимумами 30-35%.



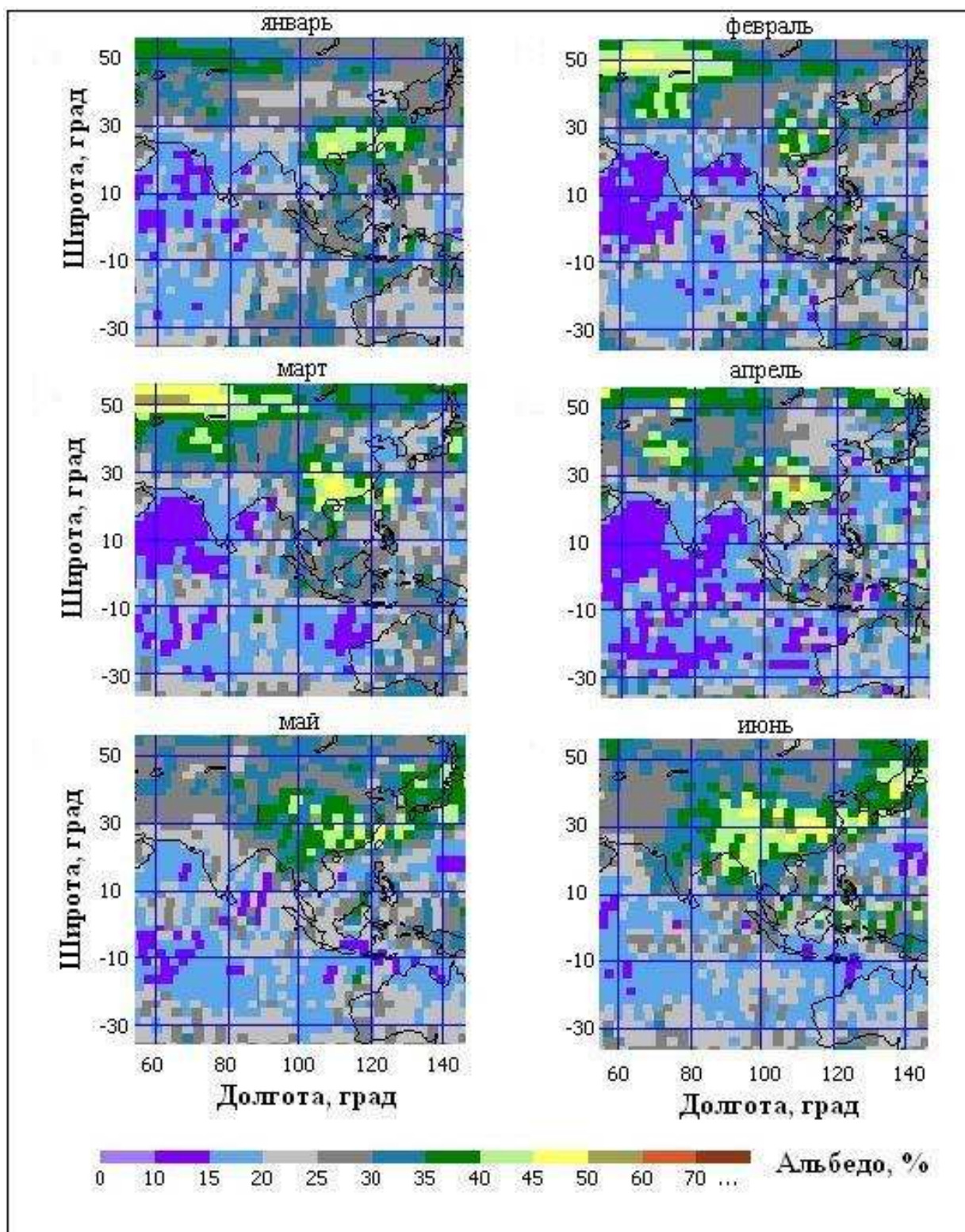


Рис. 4.14 Распределение среднемесячных значений альbedo над Юго-Восточной Азией в 2011 году (январь-июнь) по данным ИКОР-М

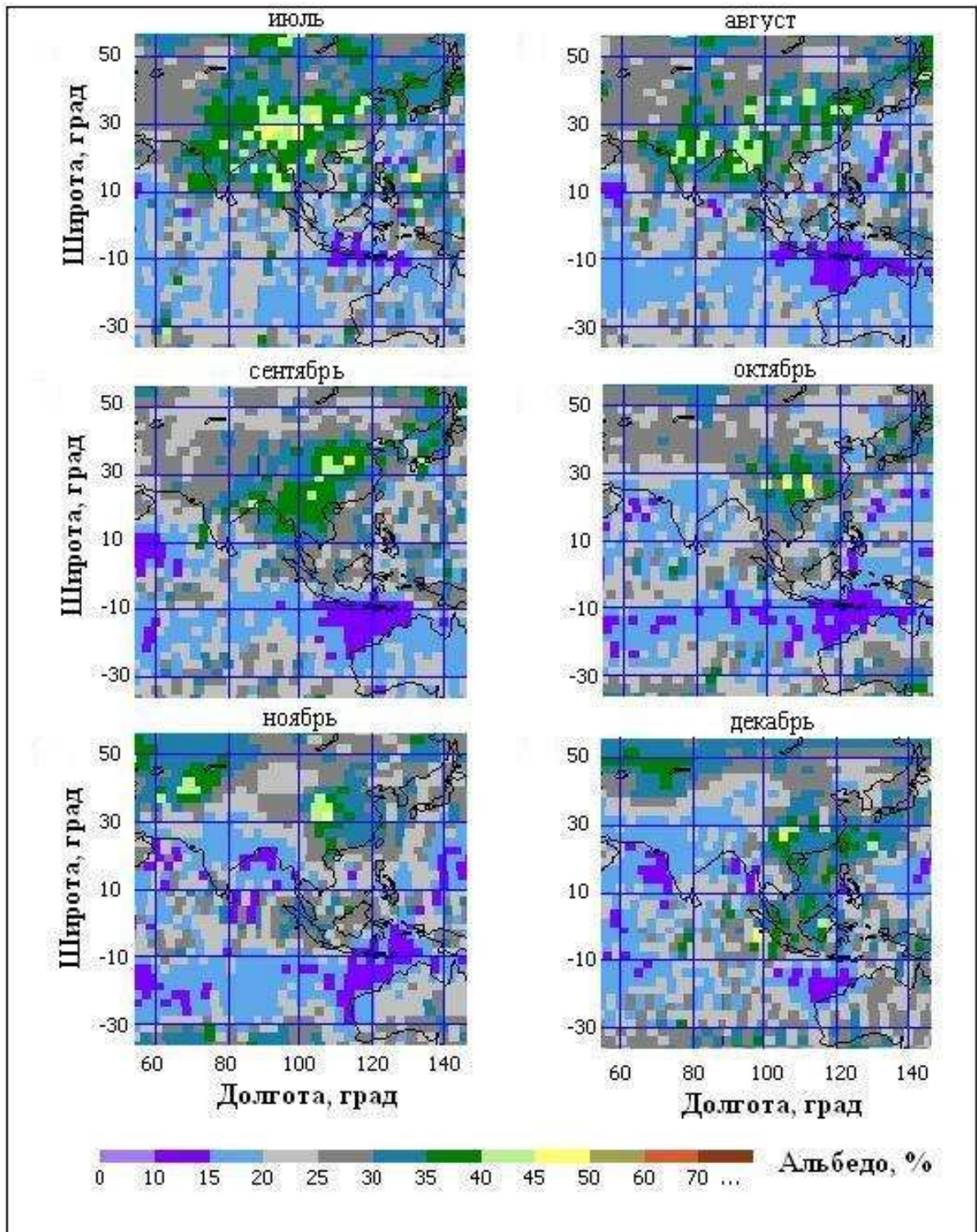


Рис. 4.15 Распределение среднемесячных значений альbedo над Юго-Восточной Азией в 2011 году (июль-декабрь) по данным ИКОР-М

Регион Юго-Восточной Азии испытывает постоянное влияние Восточноазиатского муссона, который делится на теплый и влажный муссон летом и холодный и сухой зимний муссон. Именно летний Восточноазиатский муссон, во время которого развивается облачность над данным регионом, обуславливает столь высокие значения альбедо над ним.

Летний Восточноазиатский муссон следует воспринимать как целую систему муссонов [155]. Их воздействия по-разному проявляются в разных регионах, схематически представленных на рисунке 4.16, где ISM (the Indian summer monsoon – Индийский летний муссон), WNPSM (the western North Pacific summer monsoon – западный Северо-Тихоокеанский летний муссон) и EASM (the East Asian summer monsoon – Восточноазиатский летний муссон).

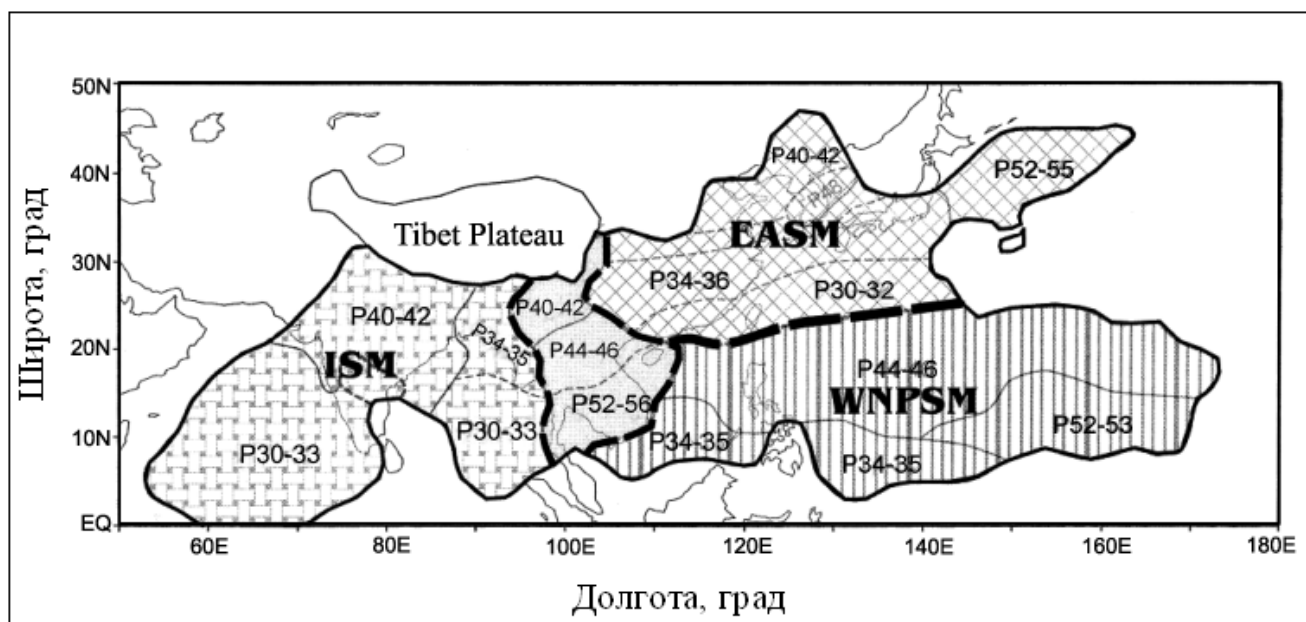


Рис. 4.16 Карта-схема с выделенными регионами – зонами действия подсистем Восточноазиатского муссона [155].

Для этих регионов по данным ИКОР-М были рассчитаны среднемесячные значения альбедо за период 2010-2012 гг. Осреднение проводилось для каждой зоны в отдельности. Использовались данные альбедо, которые соответствовали выделенным областям, приблизительно равным по площади.

На рисунке 4.17 представлен ход среднемесячных величин альбедо для этих трёх зон. Режим альбедо для каждого из рассматриваемых регионов различен. Зона EASM характеризуется самыми высокими значениями альбедо в течение рассматриваемого периода. Максимальные значения (35-37%) отмечаются в июне-июле каждого года, минимальные (28-30%) – в зимние месяцы. Хорошо заметен сезонный ход альбедо.

В зоне WNPSM сезонный ход альбедо не выражен, причём значения здесь варьируют в пределах 18-25% (самые маленькие значения).

Самая большая вариация величин альбедо в течение года наблюдается над зоной ISM. Здесь амплитуда годовых колебаний составляет приблизительно 15%. Максимум (31-32%) отмечается в июле-августе (на месяц позже, чем в зоне EASM), минимум (16-17%) – в феврале.

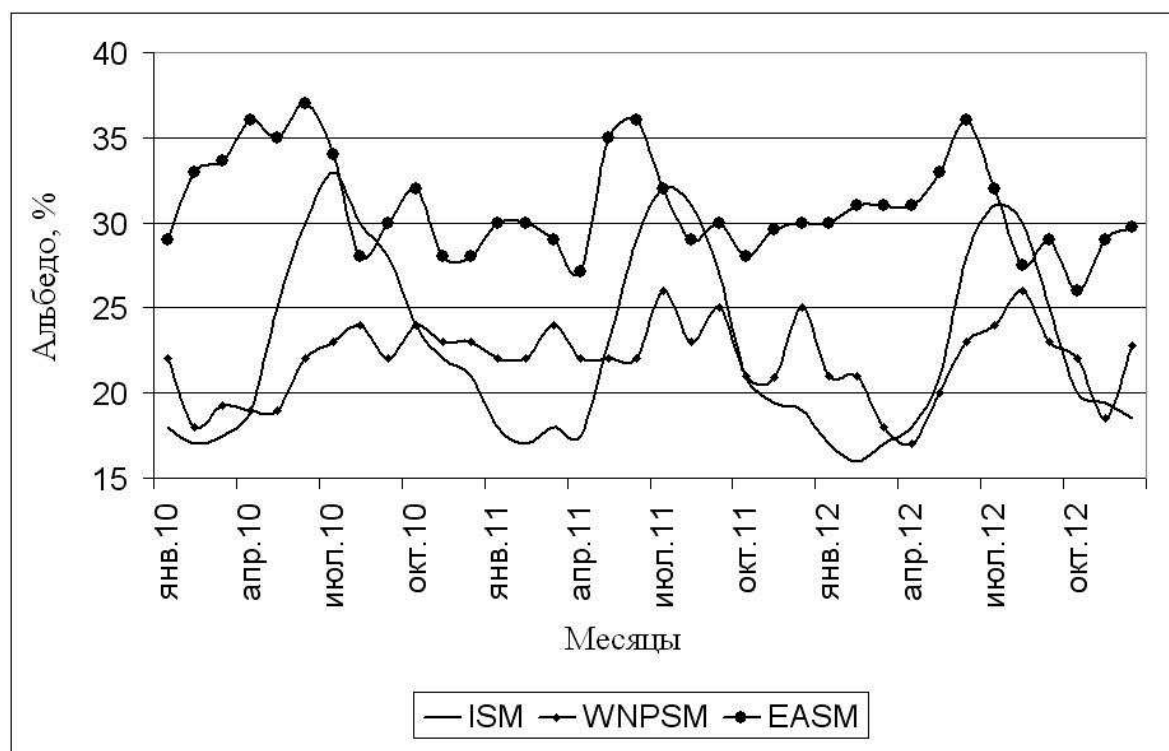


Рис. 4.17 Ход альбедо над муссонными регионами в Юго-Восточной Азии в 2010-2012 гг по данным ИКОР-М

На рисунке 4.18 представлено пространственно-временное распределение альbedo в меридиональном разрезе (40 с.ш. -30 ю.ш.; 110-120 в.д.), северная часть которого проходит через Индокитай. Виден сезонный ход альbedo – ядра максимальных значений альbedo наблюдаются в летние месяцы на широте 15-30 градусов в СП и достигают значений 35-40%. В зимние же месяцы величины альbedo снижаются до значений 20-25%. Таким образом, амплитуда достигает 20%.

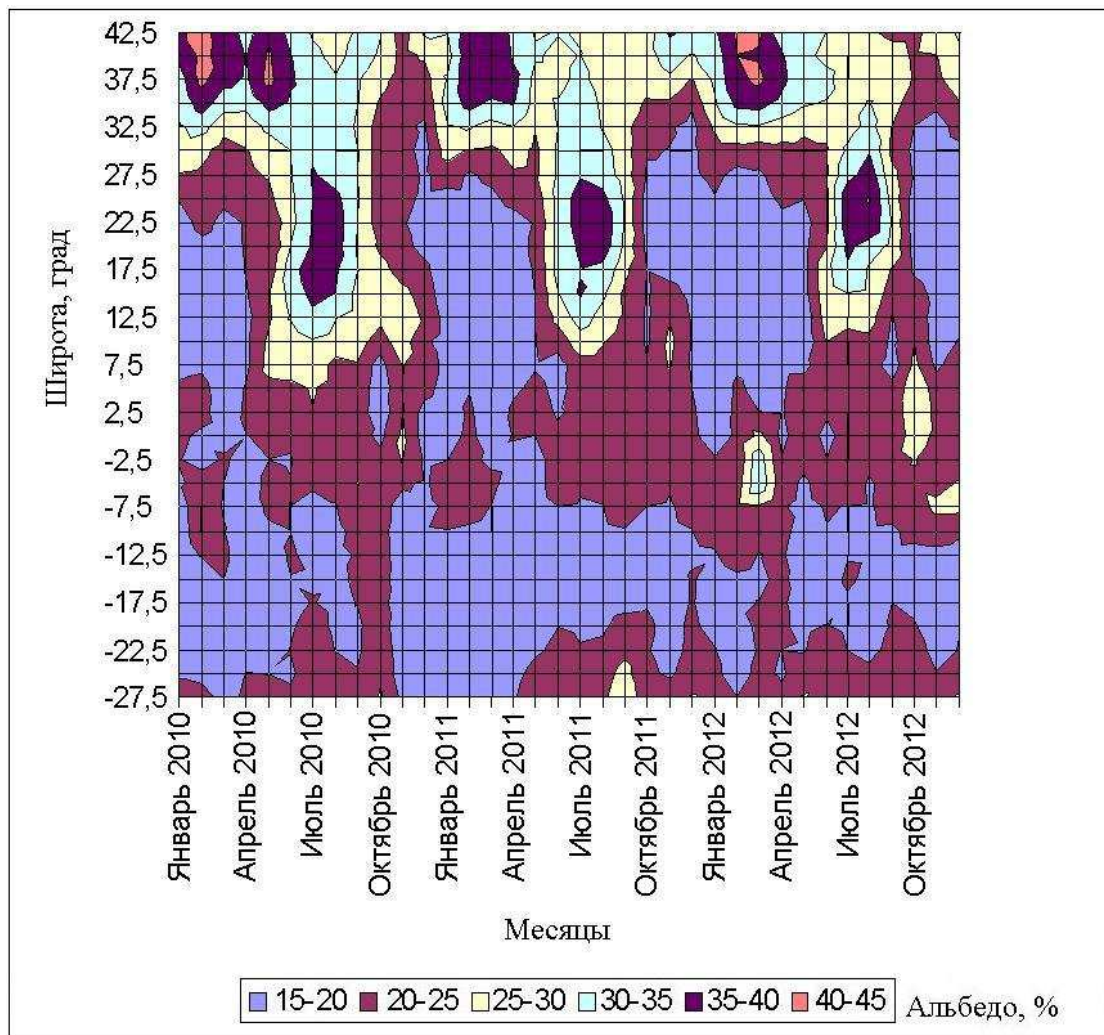


Рис. 4.18 Пространственно-временное распределение альbedo в меридиональном разрезе (40° с.ш. - 30° ю.ш.; 110 - 120° в.д.) по данным ИКОР-М

#### **4.4 Широтное распределение облачности и альbedo по зонам: суша, Мировой океан и Мировой океан вместе с сушей**

Облачность является одним из наиболее важных факторов изменчивости радиационного режима Земной климатической системы, облака оказывают существенное воздействие на формирование климата. Согласно [103, 133] значения радиационного воздействия, вызванного облаками, в разы превосходят радиационное воздействие, обусловленное эффектом увеличения содержания углекислого газа в атмосфере.

Стоит отметить, что облачность вносит существенный вклад в планетарное альbedo Земли, обуславливает во многом его пространственно-временное распределение. В частности, интересна проблема влияния облачности на альbedo на ВГА. Для сравнения распределения альbedo и облачности были использованы данные работы [95], представляющие практически исчерпывающий материал современных наземных и спутниковых наблюдений за облачным покровом Земли в последние десятилетия. Наряду с данными спутниковых и наземных наблюдений авторами упомянутой работы использовались различные данные реанализа.

В работе [95] подробно рассмотрена зависимость среднегодовой облачности от широты. Там же дана оценка широтного распределения облачности над сушей и Мировым океаном по отдельности, как в летнее (июнь, июль, август – ИИА), так и зимнее время (декабрь, январь, февраль – ДЯФ). Зональные распределения общего количества облачности представлены в виде графиков широтного хода. Из всех анализируемых массивов наблюдений облачности хорошо согласуются друг с другом данные Международного спутникового проекта по климатологии облачности ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project), данные, полученные с использованием спектрорадиометра MODIS на ИСЗ «Terra» и «Aqua», а также данные наземных наблюдений за облачностью EECRA. Именно эти данные по облачности в виде графиков широтного распределения, усреднённые нами, были использованы для сопоставления с рядами величин

альбедо, полученными с помощью аппаратуры ИКОР-М, установленной на ИСЗ «Метеор-М» №1.

Из работы [95] видно, что распределение осреднённых значений облачности зависит от широты места, времени года, географических особенностей. В монографии [17], также указывается на зависимость в распределении облачности от системы макромасштабных воздушных течений над поверхностью Земли.

Широтные распределения облачности, представленные в виде графиков в статье [95] позволяют выделить три характерные зоны с максимальными значениями облачности: экваториальную ( $0-10^{\circ}$  с.ш.), и умеренную северную ( $30-70^{\circ}$  с.ш.) и южную ( $30-70^{\circ}$  ю.ш.). Результаты осреднения количества облаков по широтным зонам, систематизированные в этой работе, свидетельствуют о том, что в течение года в обоих полушариях сохраняется характерный широтный ход с максимумами в умеренных и приэкваториальных областях Земли и минимумами в тропиках.

Наибольшее количество облаков в экваториальной зоне в течении года связано со значительными восходящими движениями, возникающими при наличии огромных запасов водяного пара, а в умеренных и субполярных районах вызвано повышенной циклонической деятельностью [17].

Для выявления взаимосвязи величин альбедо и облачности была выбрана территория в пределах  $60^{\circ}$ с.ш... $60^{\circ}$ ю.ш. Осреднение данных облачности производилось путём нахождения средних значений для выбранных нами рядов ISCCP, MODIS и EECRA. Для каждого широтного интервала с шагом  $10^{\circ}$  (в пределах  $60^{\circ}$ с.ш... $60^{\circ}$ ю.ш.) находилось среднеарифметическое значение из трёх указанных рядов величин облачности. Таким образом, получились широтные ряды средних значений облачности (по 13 величин), по которым были составлены таблицы (напр., табл. 4.1) и построены графики широтного распределения облачности (напр., рис. 4.19 б). Величины альбедо усреднялись по тем же широтным интервалам, что и облачность.

Сравнения альбедо и облачности проводились для трёх категорий: суша, Мировой океан и Мировой океан и суша в целом; для трёх временных

осреднений: среднегодовое, лето (июнь-июль-август, ИИА) и зима (декабрь-январь-февраль, ДЯФ). В таблицах 4.1-4.3 представлены данные альbedo и облачности по широтам над Мировым океаном, сушей, Мировым океаном и сушей в целом для выбранных временных осреднений, по которым были построены графики широтного хода этих величин (рис. 4.19-4.21).

В ходе сравнения распределений облачности и альbedo было выявлено наличие значительной корреляции для Мирового океана, меньшие значения для Мирового океана и суши в целом и малая корреляция для суши. Высокое значение коэффициента корреляции ( $r = 0,8$ ) в среднем за год над Мировым океаном обусловлено тем, что океан является практически однородной поверхностью, поэтому на его альbedo может повлиять только наличие над ним облачности. В меньшей степени на альbedo влияет шероховатость самой поверхности океана, вызванной волнением (вероятно, этот фактор существенен при измерении альbedo водной подстилающей поверхности, а не альbedo на ВГА). В течение года над океанами наблюдается изменение значений коэффициента корреляции между облачностью и альbedo, так зимой он больше и составляет 0,85, а летом – 0,62.

Как уже было сказано для Мирового океана и суши в целом корреляция между альbedo и облачностью составляет в среднем за год 0,71; зимой – 0,78 и летом 0,6. Значительный коэффициент корреляции обусловлен тем, что данная территория ( $60^{\circ}$ с.ш... $60^{\circ}$ ю.ш.) на 74% занята океанами, над которыми наблюдается большая корреляция между альbedo и облачностью.

Для суши значения коэффициента корреляции меньше и составляют: летом 0,46, зимой 0,42. Коэффициент корреляции для среднегодовых значений менее 0,2. В этом случае расчет ведётся по всем месяцам года, а не только по ИИА и ДЯФ. Кроме того, облачность над сушей является важным фактором, влияющим на значения альbedo, но не единственным. Можно предположить также, что для всех средних значений это обусловлено ещё и неоднородностью подстилающей поверхности суши (пустыни, снежный и ледовый покров, леса и т.д.).



**Зональные величины облачности и альбедо  
над Мировым океаном**

Широта, град.	Облачность, баллы			Альбедо, %		
	среднегодовое	ДЯФ	ИИА	среднегодовое	ДЯФ	ИИА
60	0,73	0,77	0,75	36	36	38
50	0,75	0,8	0,8	34	31	39
40	0,68	0,7	0,6	30	29	30
30	0,6	0,64	0,55	24	25	24
20	0,58	0,55	0,62	21	20	23
10	0,72	0,75	0,8	23	20	27
0	0,58	0,64	0,58	20	21	19
-10	0,66	0,65	0,61	21	22	21
-20	0,65	0,64	0,58	22	21	22
-30	0,7	0,65	0,69	24	23	25
-40	0,78	0,75	0,75	29	30	27
-50	0,8	0,87	0,86	32	35	28
-60	0,84	0,9	0,8	36	38	*

\* нет данных

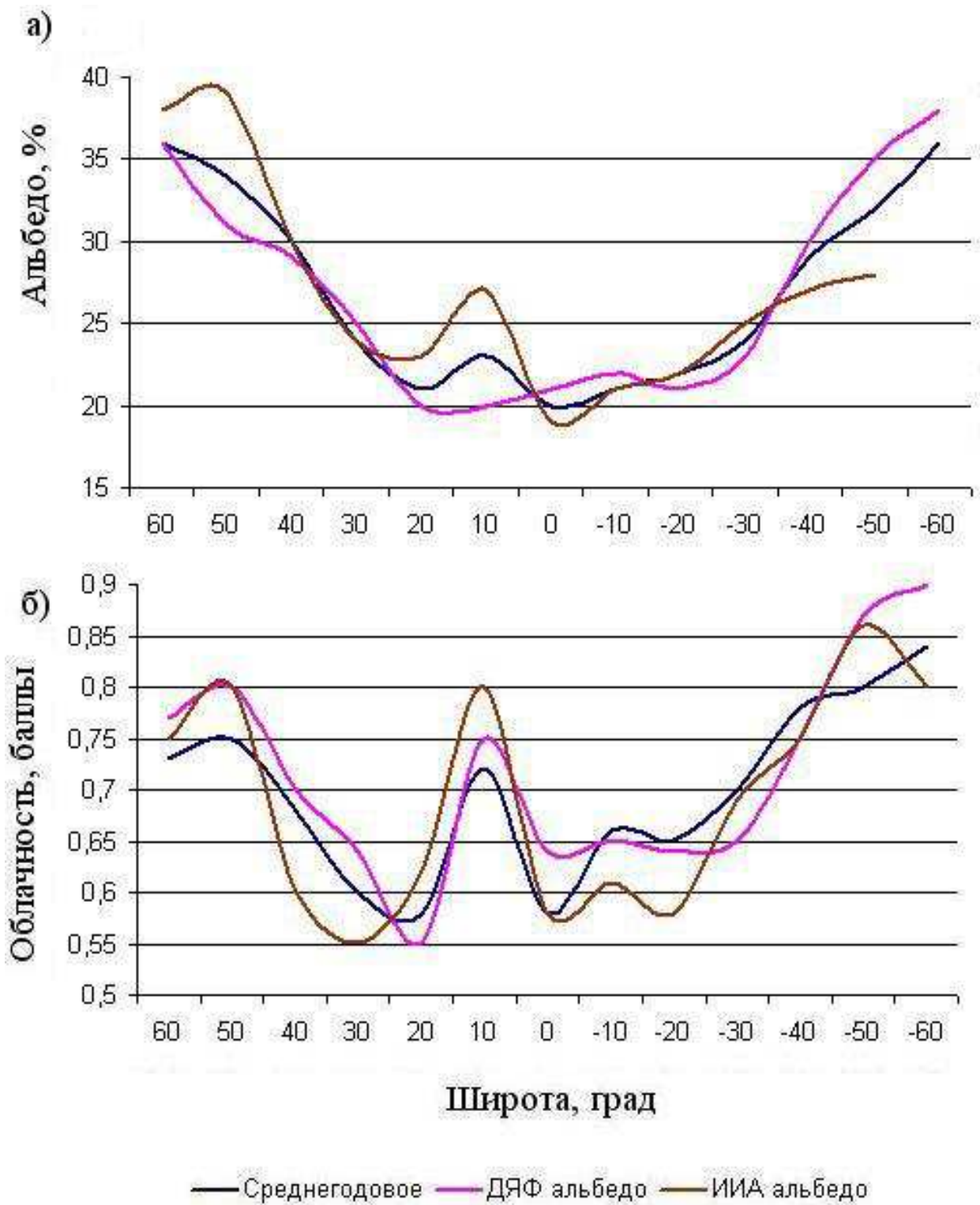


Рис. 4.19 Широтное распределение альbedo (а) и облачности (б) над Мировым океаном

**Зональные величины облачности и альбедо  
над сушей**

Широта, град.	Облачность, баллы			Альбедо, %		
	среднегодовое	ДЯФ	ИИА	среднегодовое	ДЯФ	ИИА
60	0,62	0,63	0,68	35	23	34
50	0,63	0,65	0,53	32	36	30
40	0,55	0,58	0,45	29	31	28
30	0,45	0,5	0,48	29	27	32
20	0,4	0,35	0,5	30	29	33
10	0,62	0,45	0,8	27	21	32
0	0,71	0,75	0,7	29	30	29
-10	0,62	0,78	0,4	25	30	20
-20	0,52	0,65	0,3	24	25	22
-30	0,45	0,42	0,45	25	26	24
-40	0,6	0,5	0,65	25	24	26
-50	0,72	0,7	0,75	29	32	25

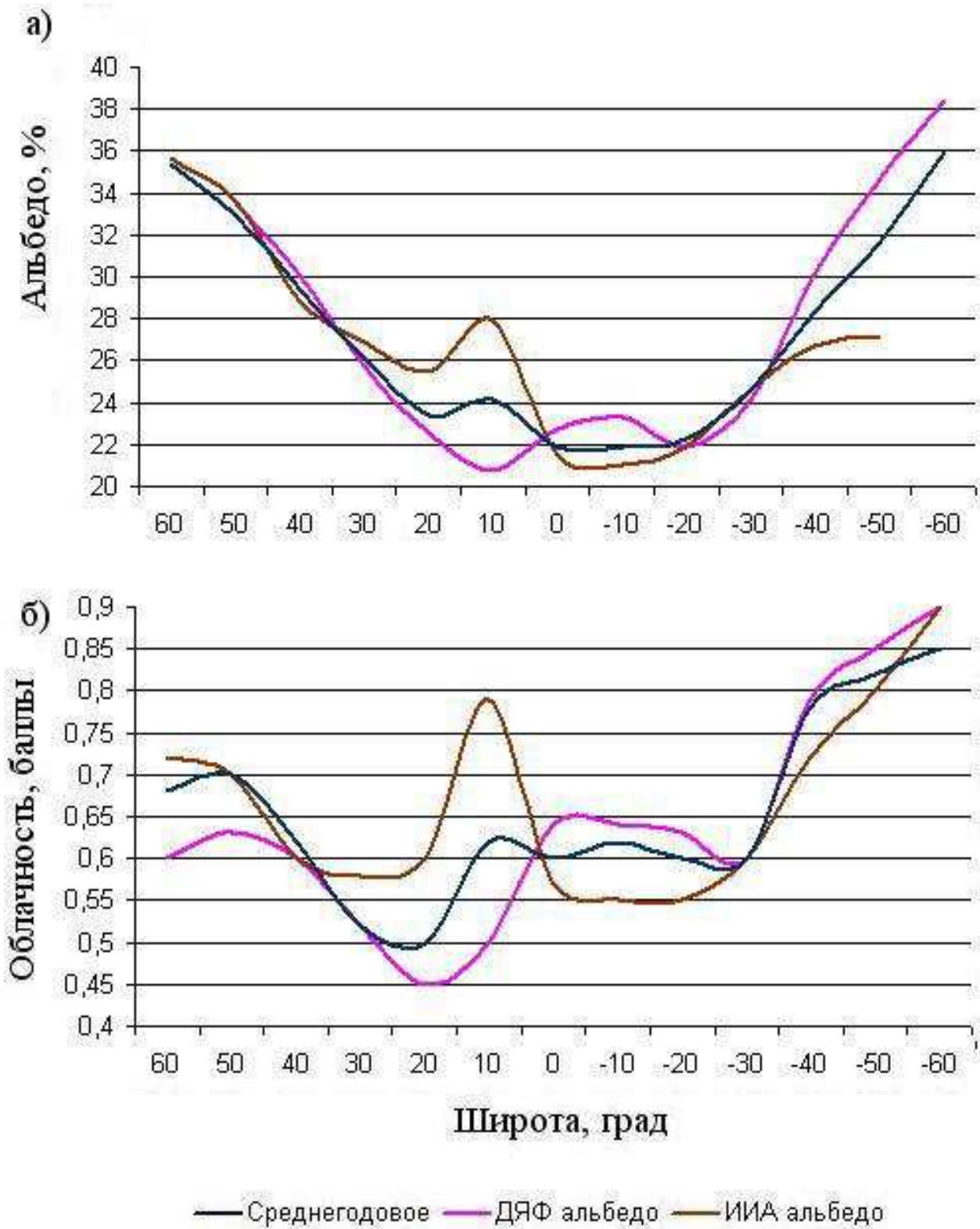


Рис. 4.20 Широтное распределение альbedo (а) и облачности (б) над сушей

**Зональные величины облачности и альбедо  
над Мировым океаном и сушей вместе**

Широта, град.	Облачность, баллы			Альбедо, %		
	среднегодовое	ДЯФ	ИИА	среднегодовое	ДЯФ	ИИА
60	0,68	0,6	0,72	35	*	36
50	0,7	0,63	0,7	33	34	34
40	0,62	0,6	0,6	29	30	29
30	0,52	0,52	0,58	26	26	27
20	0,5	0,45	0,6	23	23	25
10	0,62	0,5	0,79	24	21	28
0	0,6	0,64	0,57	22	23	22
-10	0,62	0,64	0,55	22	23	21
-20	0,6	0,63	0,55	22	22	22
-30	0,6	0,6	0,6	25	24	25
-40	0,78	0,79	0,72	28	30	27
-50	0,82	0,85	0,8	32	35	27
-60	0,85	0,9	0,9	36	38	*

\* нет данных

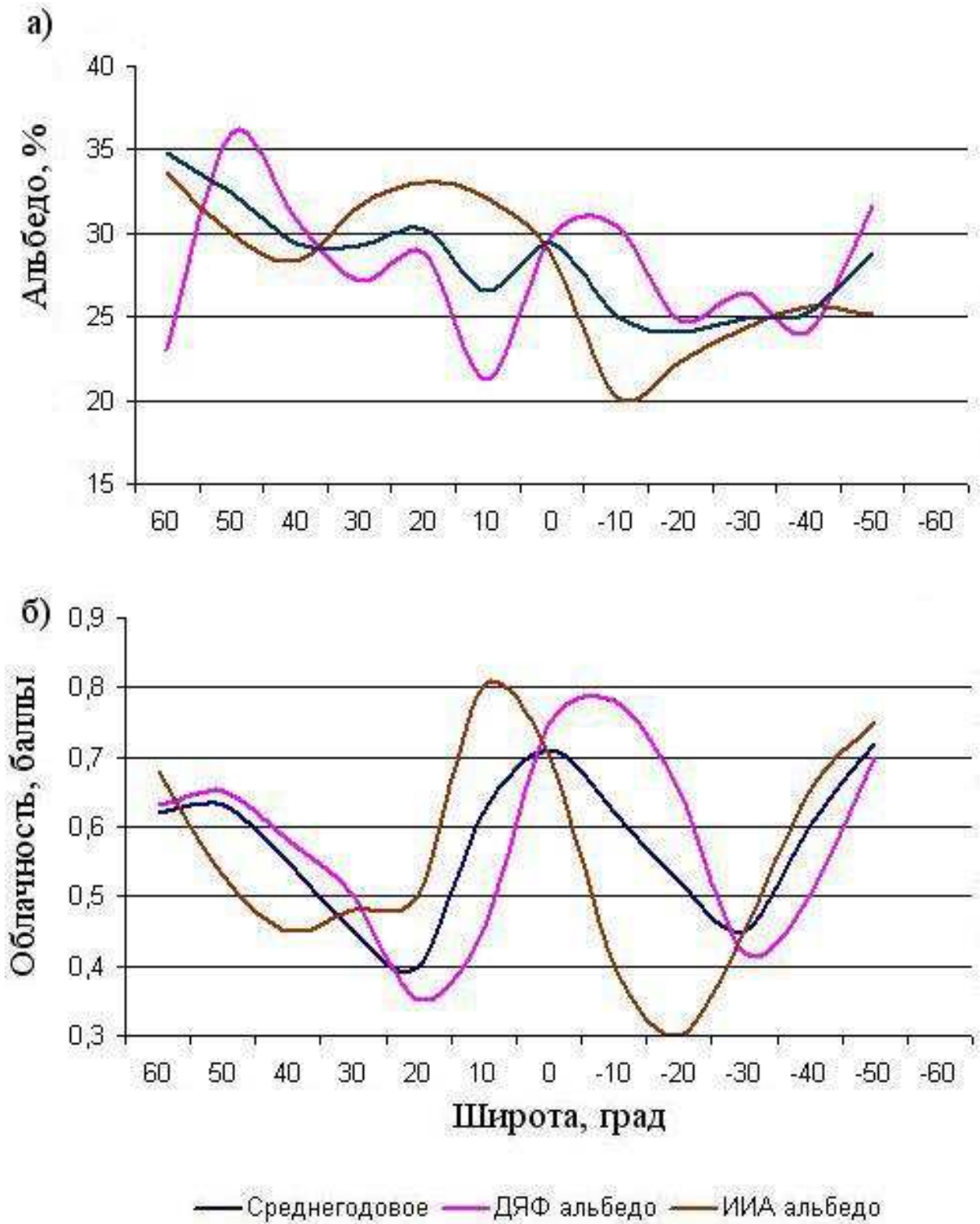


Рис. 4.21 Широтное распределение альbedo (а) и облачности (б) над Мировым океаном и сушей вместе

Известно, что при наличии корреляции какая-то доля изменчивости одного признака будет вполне закономерно определяться изменчивостью другого признака. Однако, степень «связанности» в вариации двух величин более точно измеряется квадратом коэффициента корреляции, смотри, например, [36]. Так, вклад облачности в альbedo над Мировым океаном составляет 72% зимой (при коэффициенте корреляции  $r = 0,85$ ), 38% летом ( $r = 0,62$ ) и в среднем за год 64% ( $r = 0,8$ ). Для территории суши и Мирового океана в целом вклад облачности в альbedo 61% зимой ( $r = 0,78$ ), 36% летом ( $r = 0,6$ ) и в среднем за год 50% ( $r = 0,71$ ). Для территории суши низкие коэффициенты корреляции и их квадратов указывают на ещё более слабую связь альbedo и облачности.

#### **4.5 Пространственно-временное распределение альbedo над океанами**

Особый интерес представляет распределение альbedo над океанами. Как уже было отмечено, на альbedo над океанами облачность влияет в большей степени. Над различными океанами условия образования облачности не одинаковы. Повторяемость пасмурных дней над океанами в целом уменьшается от высоких широт к низким: максимум в зоне 40-60° и минимум между 25 и 15°. В экваториальной области облачность увеличивается, что связано с сильными восходящими движениями насыщенного влагой воздуха. Увеличение облачности в умеренных и субполярных широтах вызвано усиленной циклонической деятельностью. В зависимости от температуры поверхности океана и океанских течений распределение облачности также неоднородно. Регулярные наблюдения облачного покрова Земли со спутников показывают, что в одной и той же широтной зоне среднее количество облаков над океанами значительно больше, чем над равнинами материков.

Пространственно-временные распределения альbedo за 2010-2012 гг. над океанами (рис. 4.22) позволяют выделить области с устойчивыми значениями альbedo над акваториями, а также их широтное распределение в течение года. В

летние месяцы в соответствующих полушариях на севере и юге регистрируются зоны с максимальными значениями альбеда (до 50% в широтных зонах 40-60° южной и северной широты). Такие большие значения обусловлены наличием зоны с максимумом облачности и большими зенитными углами Солнца, что соответствует общепринятым моделям альбеда [54, 57, 148].

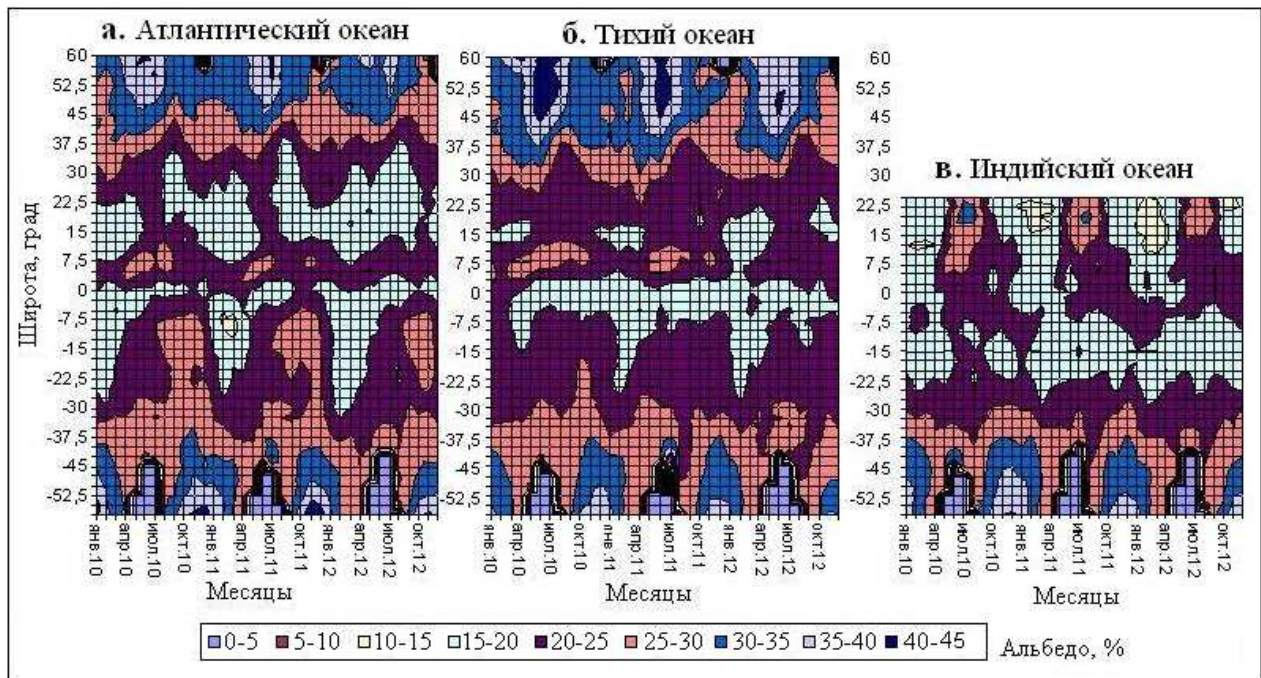


Рис. 4.22 Пространственно-временное распределение альбеда над океанами

Альбеда в районе ВЗК для Тихого и Атлантического океанов достигает 20-30% в летние месяцы в зоне 7,5-10° с.ш. В зимние месяцы ВЗК опускается до широт 0-5° с.ш. со значениями альбеда до 20%.

Особый режим альбеда над акваторией Индийского океана, где в летние месяцы развивается летний Азиатский муссон. Так, в зоне 7,5-22° с.ш. летом (апрель-август) формируются центры с высокими значениями альбеда, обусловленными развитием здесь мощной кучево-дождевой облачности. Альбеда данной зоны может достигать в эти периоды значений 30-35%.



#### 4.6 Мониторинг Эль-Ниньо посредством данных поглощённой солнечной радиации и альbedo, полученных с помощью радиометра ИКОР-М

Используя данные поглощённой солнечной радиации и альbedo, полученные с помощью радиометра ИКОР-М, была оценена возможность обнаружения явления Эль-Ниньо в Тихом океане.<sup>1</sup>

Научная информация с аппаратуры ИКОР-М, которая установлена на гелиосинхронном спутнике «Метеор-М» №1, поступает с ноября 2009 года и по настоящее время (март 2014). Следовательно, использование данных ИКОР-М для возможного выявления событий Эль-Ниньо ограничено этим временным периодом.

Согласно данным NOAA [105] (табл. 4.4) в конце 2009 – начале 2010 года наблюдалось явление Эль-Ниньо. В таблице 4.4 представлены индексы ONI (Oceanic Nino Index) за период 2009 - начало 2013 гг. Величины ONI красного цвета соответствуют событию Эль-Ниньо, синие – Ла-Нинья, чёрные – нормальным условиям.

Таблица 4.4

Индексы ONI за период 2009-2013 гг. [105].

Year	DJF	JFM	FMA	MAM	AMJ	MJJ	JJA	JAS	ASO	SON	OND	NDJ
2009	-0.8	-0.7	-0.5	-0.2	0.2	0.4	0.5	0.6	0.8	1.1	1.4	1.6
2010	1.6	1.3	1.0	0.6	0.1	-0.4	-0.9	-1.2	-1.4	-1.5	-1.5	-1.5
2011	-1.4	-1.2	-0.9	-0.6	-0.3	-0.2	-0.2	-0.4	-0.6	-0.8	-1.0	-1.0
2012	-0.9	-0.6	-0.5	-0.3	-0.2	0.0	0.1	0.4	0.5	0.6	0.2	-0.3
2013	-0.6	-0.6	-0.4	-0.2								

На рисунке 4.23 представлены пространственно-временное распределение температуры поверхности океана (ТПО) (левый рисунок) и аномалии ТПО (правый рисунок) для широтной зоны (2° с.ш. ...2° ю.ш.) вдоль экватора в Тихом

<sup>1</sup> Эль-Ниньо - колебание температуры поверхностного слоя воды в экваториальной части Тихого океана, оказывающее заметное влияние на климат. Это явление проявляется в значительном повышении температуры поверхности океана, что приводит к развитию мощной конвекции и, следовательно, увеличению общего количества облачности и выпадению интенсивных осадков в данном регионе. Во время сильного Эль-Ниньо (ЭН) океанические температуры могут быть на 2°-4°С выше нормальных [33, 107].

океане за период 2004-2013 гг. В конце 2009 – начале 2010 наблюдалась аномалия ТПО равная 2 – 2,5°C.

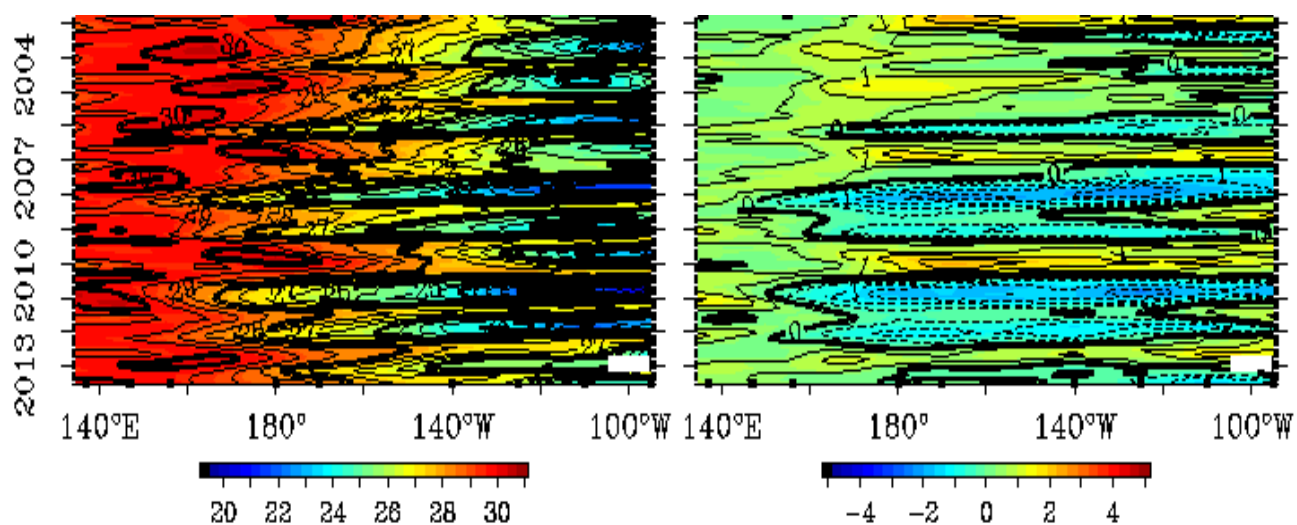


Рис. 4.23 Пространственно-временное распределение ТПО (слева) и аномалии ТПО (справа) в экваториальной зоне Тихого океана [110].

Для аналогичной зоны в Тихом океане были произведены расчеты величин альбедо и поглощённой солнечной радиации по данным радиометра ИКОР-М. Осреднение данных величин производилось по меридиональным разрезам толщиной в  $2,5^\circ$  и длиной  $2,5^\circ$  с.ш. ... $2,5^\circ$  ю.ш. В приэкваториальной полосе от  $135^\circ$  в.д. до  $100^\circ$  з.д. располагается 50 таких меридиональных разрезов, для каждого из которых были рассчитаны среднемесячные значения альбедо и поглощённой солнечной радиации. На рисунке 4.24 представлено пространственно-временное распределение альбедо, полученное по рассчитанным данным.

В районе  $180^\circ$  долготы в январе-феврале 2010 года (пик Эль-Ниньо) формируется область с высокими значениями альбедо (до 45%), связанная с развитием мощной конвективной облачности, вызванной повышением ТПО.

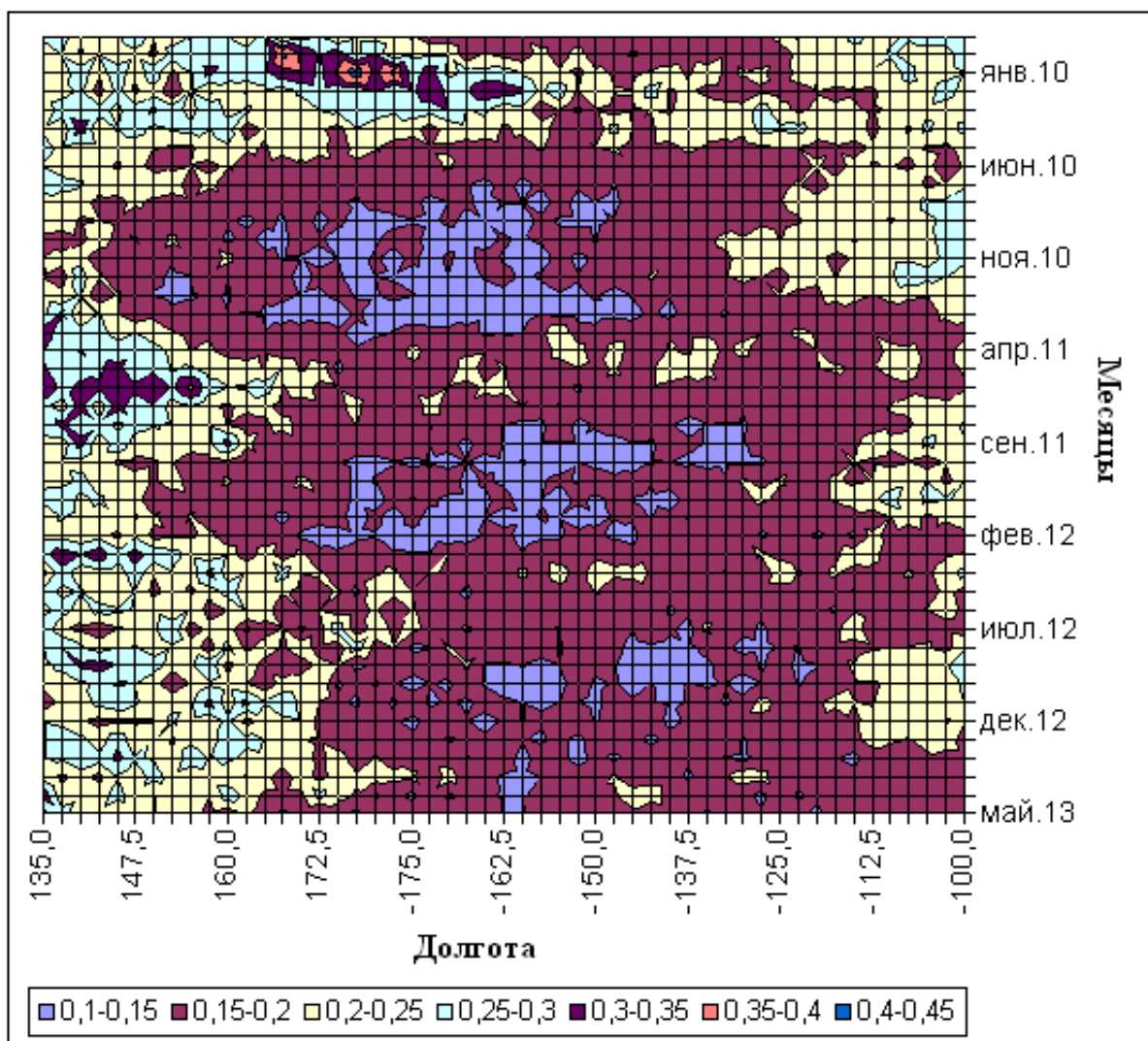


Рис. 4.24 Пространственно-временное распределение альbedo в экваториальной зоне Тихого океана

С развитием впоследствии Ла-Нинья в июне-июле 2010 область высоких значений альbedo в районе  $180^{\circ}$  долготы исчезает. Повышение ТПО на западе Тихого океана в период Ла-Нинья способствует увеличению там конвективной облачности, а, следовательно, и увеличению альbedo, что также хорошо прослеживается на рисунке 4.24.

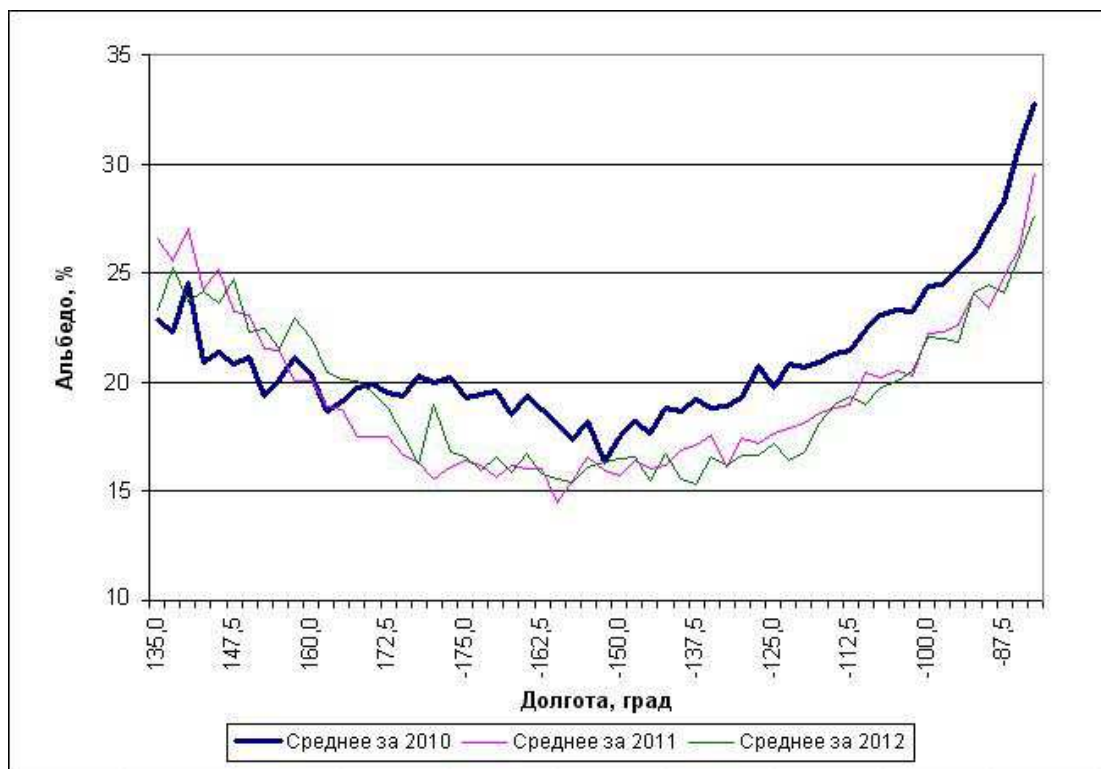


Рис. 4.25 Распределение среднегодовых значений альbedo вдоль экваториальной зоны Тихого океана, %



Рис. 4.26 Распределение среднегодовых значений поглощённой солнечной радиации вдоль экваториальной зоны Тихого океана, Вт/м<sup>2</sup>

Среднегодовое значение альбедо за 2010 год, когда наблюдалось явление Эль-Ниньо, превосходит среднегодовые значения в 2011 и 2012 годах восточнее 160° в.д., что обусловлено смещением конвективной облачности на восток Тихого океана. Наоборот, меньшие величины альбедо наблюдаются в западной части экваториального Тихого океана, по сравнению с 2011 и 2012 годами (рис. 4.25).

Для величин же поглощённой солнечной радиации картина противоположная, так как при наличии мощных конвективных облаков поглощение уменьшается (рис. 4.26).

#### **4.7 Распределение альбедо и поглощённой солнечной радиации над Гренландией**

В течение последних десятилетий Арктика теплеет интенсивнее других регионов Земли, что в свою очередь приводит к процессу более интенсивного таяния полярных ледников, в частности покровного ледника Гренландии [97]. Поэтому анализ пространственного и временного распределения составляющих радиационного баланса Земли над Гренландией является весьма актуальной задачей.

В период с марта по сентябрь Гренландия находилась в условиях, когда ещё не наступила полярная ночь, поэтому её территория в освещённые летние полугодия была обеспечена наблюдениями со спутника «Метеор-М» № 1. На рисунке 2.27 представлены последовательные изображения распределения величин альбедо над Гренландией и близкими к ней территориями в 2013 году. Стоит обратить внимание, что практически во все месяцы над Гренландией наблюдаются высокие значения альбедо, достигающие в некоторых частях острова значений 55-60 %. В апреле-мае, а также частично в марте и июне наблюдаются высокие величины альбедо также над регионом Канадского архипелага, что обусловлено наличием там снежного покрова и сплошной облачности. В остальные же дни значения альбедо здесь в среднем 35-40 %, что

на 15-20 % меньше, чем над Гренландией. Стоит также отметить, что общая картина распределения альбедо над рассматриваемым регионом сильно не менялась в течение 2010-2013 гг, поэтому в качестве примера приведён только рисунок для 2013 года.

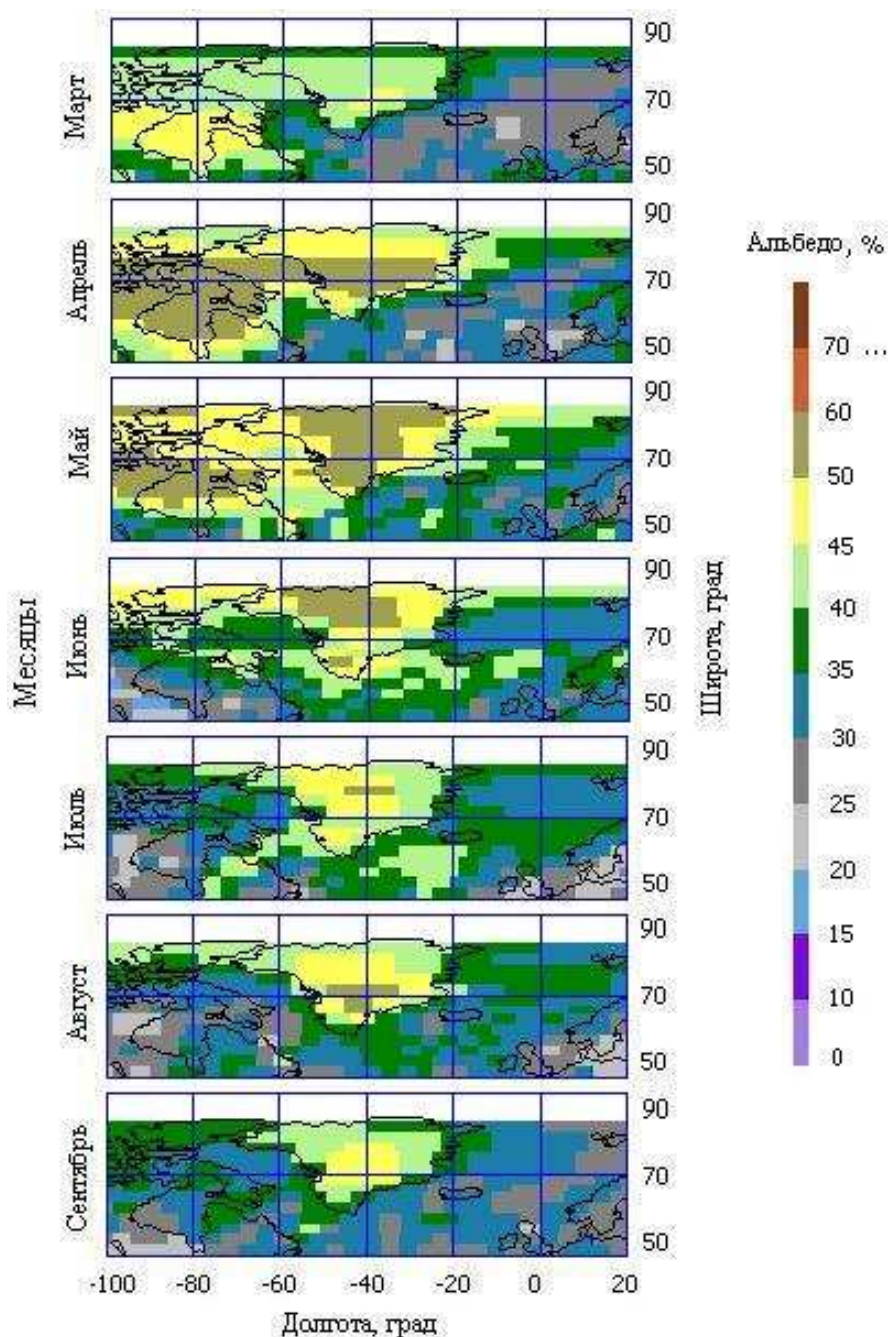


Рис. 2.27 Карты распределения альбедо в течение светлого сезона над Гренландией в 2013 году

Для оценки сезонного хода альbedo над Гренландией за все годы наблюдений (2010-2013 гг) были получены среднемесячные её величины (рис 4.28).

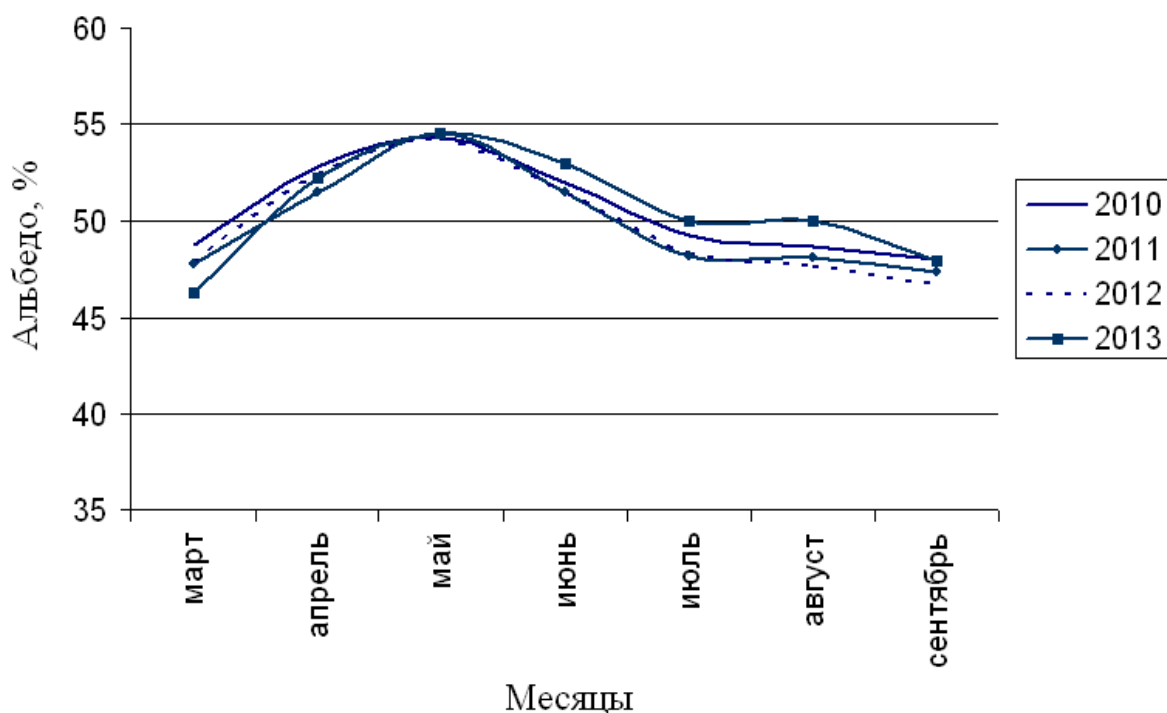


Рис. 4.28 Сезонный ход альbedo над Гренландией за различные годы

Как видно из рисунка 4.28, начиная с марта, происходит возрастание величин альbedo от 46-48 % до 54 % в мае. Стоит отметить, что в мае во все года отмечаются самые максимальные значения величин альbedo на ВГА для Гренландии. В течение последующих месяцев альbedo плавно уменьшается, имея примерно одинаковые значения в июле - августе (48-50 %) и 46-47 % в конце сезона (сентябрь). Такой ход альbedo на ВГА характерен для всех лет (2010-2013), обеспеченных спутниковыми данными.

Для оценки альbedo и радиационного режима Гренландии в сравнении с окружающими территориями были выбраны площади, примыкающие к Гренландии с запада, востока и юга (на севере за 85° параллелью нет данных). Размеры площадей соответствовали размерам острова. Были определены среднемесячные альbedo на ВГА, а также получен их годовой ход. Среднегодовые

значения альбедо над Гренландией составило 48%, для территории, расположенное западнее острова 42%, восточнее 39%, южнее 37%. Соответствующие значения ASR: над Гренландией 139 Вт/м<sup>2</sup>, западнее 166 Вт/м<sup>2</sup>, восточнее 180 Вт/м<sup>2</sup>, южнее 210 Вт/м<sup>2</sup>.

Стоит отметить, что наиболее ярко особенности распределения и вариаций альбедо и ASR проявляются при рассмотрении годового хода этих величин, как для острова, так и для избранных смежных площадей.

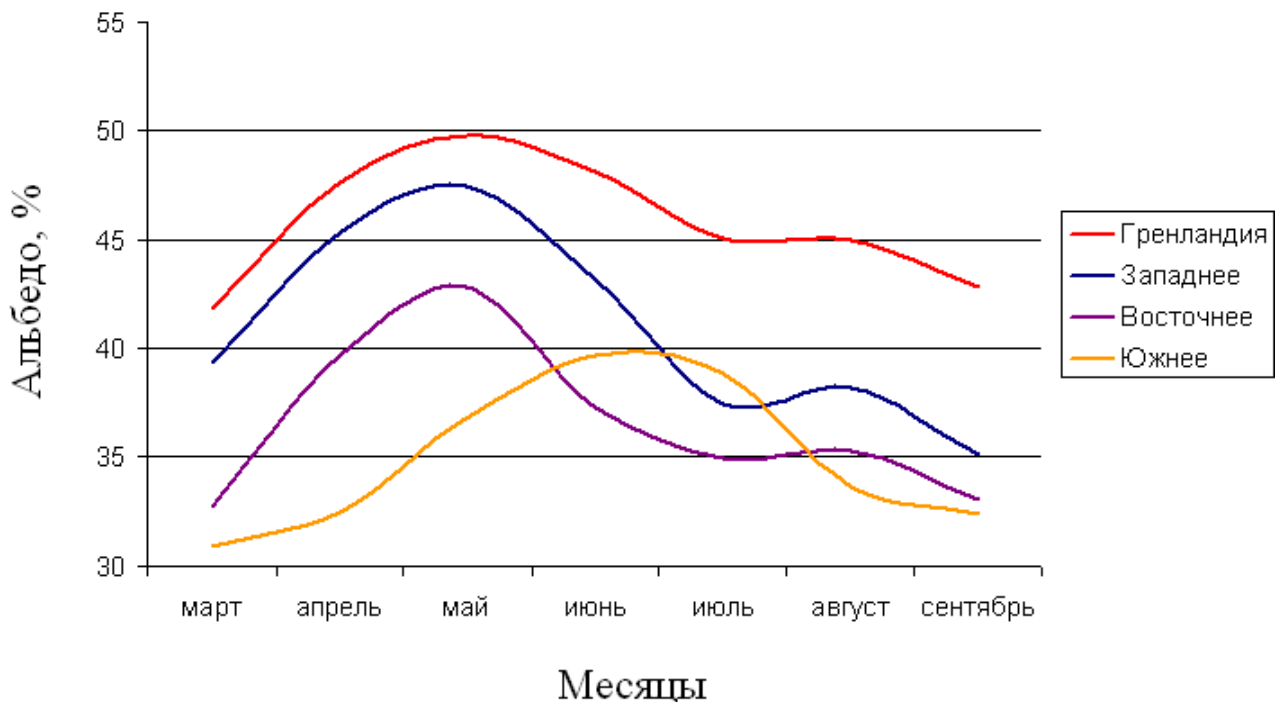


Рис. 4.29 Сезонный ход альбедо над Гренландией и выбранными территориями в 2013 г

Для Гренландии, территории с запада и с востока характерен одинаковый ход величин альбедо в течение светлого сезона года, с максимумов в мае. Самые максимальные величины альбедо в течении всего периода над Гренландией. Над восточными территориями значения величин альбедо на 3-5 % больше в течении всего сезона, чем над западными территориями, но меньше чем над Гренландией. Особый ход альбедо характерен для территории, расположенной южнее



Гренландии. Величины здесь в течение сезона меньше примерно на 10 %, чем над Гренландией и максимум в июне-июле (40 %).

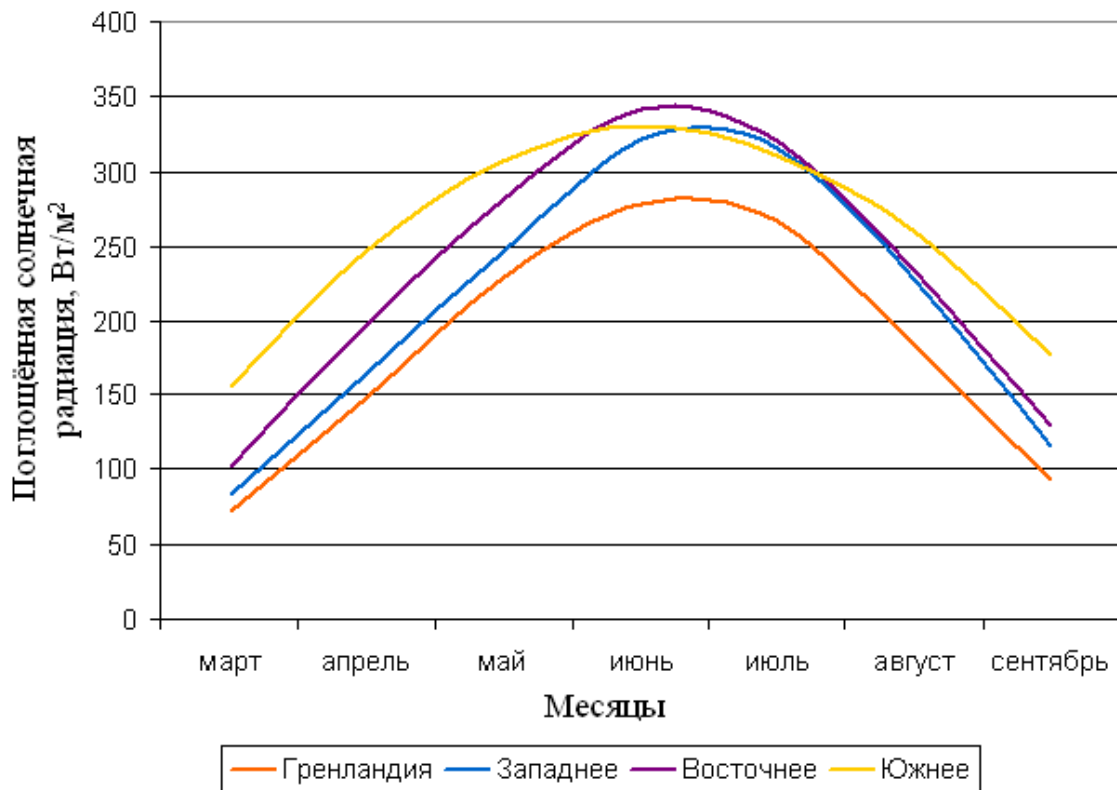


Рис. 4.30 Сезонный ход поглощённой солнечной радиации над Гренландией и wybranными территориями в 2013 г, Вт/м<sup>2</sup>

Сезонный ход поглощённой радиации также, как и альбедо имеет сходство для всех территорий, кроме территории южнее Гренландии. Максимумы отмечаются в июне-июле, в то время как для южной территории в мае-июне.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе исследований, выполненных в настоящей диссертации, можно сформулировать следующие основные результаты:

1. Разработана методика расчетов среднемесячных значений альbedo и поглощённой солнечной радиации по данным спутниковых измерений потока отраженной коротковолновой радиации.

2. Получена оценка погрешности измерений потока радиометром ИКОР-М и проведено сравнение его шкалы с данными других космических экспериментов. Показано, что относительная погрешность не превышает 1%.

Также для сравнения результатов измерений радиометром ИКОР-М с другими аналогичными проектами, было использовано свойство постоянства в течение длительного времени среднемесячных значений альbedo в приэкваториальной зоне  $+35^{\circ}$ ...  $-35^{\circ}$  по обе стороны от экватора. Средние значения альbedo от месяца к месяцу и от года к году здесь меняются мало. Для этой широтной зоны произведены сравнения результатов среднемесячных величин альbedo за одни и те же месяцы со спутника «Nimbus-7» США за 1987 год и российского «Метеор-М» № 1 (ИКОР-М) за 2010 год. Было отмечено, что некоторые различия есть, однако сохраняется общий согласованный ход, с почти совпадающими величинами и т.п. Поэтому, можно считать, что измерения радиометром ИКОР-М ведутся практически в такой же шкале, что и радиометром на ИСЗ «Nimbus-7» с погрешностью около 3%.

3. Проведена детальная оценка условий наблюдений земной поверхности радиометром ИКОР-М с орбиты гелиосинхронного ИСЗ «Метеор-М» № 1. Обоснован выбор широтных границ, используемых для анализа рассматриваемых величин радиационного баланса Земли. Была построена схема условий наблюдаемости по месяцам за 2010-2011 гг. Территория, расположенная в широтных границах  $-45^{\circ}$ ... $45^{\circ}$  в течение всего периода покрывается наблюдениями. Если учесть, что площадь поверхности Земли между параллелями  $\pm 30^{\circ}$  равна половине общей площади земной поверхности, то можно видеть, что

покрываемая наблюдениями территория существенно больше этого и позволяет решать целый ряд проблем, не только локальных, но и практически глобальных.

4. Создана программа редактирования и анализа полей для ИКОР-М «IKOR Fields Editor». Эта программа, помимо получения среднемесячных данных по сетке ячеек, позволяет получать зональные средние (по 2,5 градусным широтным зонам) по каждому виду продукта, а также полушарных и глобальных средних значений. Программа позволяет также объединять ячейки стандартной сетки на поверхности Земли размером 2,5 x 2,5 градуса в поля произвольной конфигурации, по которым производятся расчёты среднемесячных значений всех составляющих радиационного баланса Земли по данным ИКОР-М. Для решения этих задач был разработан метод и алгоритм получения среднемесячных величин уходящей коротковолновой радиации, альbedo и поглощённой солнечной радиации для различных географических регионов.

5. Рассчитаны средние значения поглощённой солнечной радиации для различных территорий Земного шара, равных по площади. Данный подход позволил избежать ввода весовых коэффициентов, необходимых при сравнении средних величин поглощённой солнечной радиации, рассчитанных для территорий разных по площади.

Минимальные среднемесячные значения поглощённой солнечной радиации зарегистрированы на территориях, выбранных в России (23,3 Вт/м<sup>2</sup>) и Канаде (36,9 Вт/м<sup>2</sup>), которые отмечались в декабре. Максимальное значение ASR для рассматриваемых территорий приходилось на материк Австралию и составило 392,9 Вт/м<sup>2</sup>. Данное значение было зафиксировано в январе 2010 г.

Над территорией Индонезии было отмечено наивысшее среднее за год значение поглощённой солнечной радиации 329,4 Вт/м<sup>2</sup>. Наиболее высокие значения среднегодовых величин поглощённой солнечной радиации наблюдались также над территориями Амазонской низменности и Южной Африки, в среднем около 315 Вт/м<sup>2</sup>. Для Австралии эта величина немного ниже и составляет 304,4 Вт/м<sup>2</sup>.

6. Оценено поглощение солнечной радиации для средиземноморского региона, где наблюдаются большие величины поглощённой радиации, по сравнению с Атлантикой на тех же широтах. Средиземноморский очаг поглощенной солнечной радиации располагается на  $10-15^\circ$  севернее очага над центральной Атлантикой. Значение поглощенной радиации над Средиземным морем в июне 2010 г достигает  $430 \text{ Вт/м}^2$ , в то время как на той же широте над Атлантикой не превосходит  $360 \text{ Вт/м}^2$ .

Высокое поглощение радиации над Средиземным морем по сравнению с акваторией центральной Атлантики в летние месяцы можно объяснить большой повторяемостью ясного неба над Средиземным морем, обусловленное существованием там отрога Азорского антициклона.

7. Получены данные о распределении и вариациях альбедо для обширных территорий Мирового океана и суши, а также каждого океана в отдельности.

Пространственно-временные распределения альбедо за 2010-2012 гг. над океанами позволяют выделить области с устойчивыми значениями альбедо над акваториями, а также их широтное распределение в течение года. В летние месяцы в соответствующих полушариях на севере и юге регистрируются зоны с максимальными значениями альбедо (до 50% в широтных зонах  $40-60^\circ$  южной и северной широты). Такие большие значения обусловлены наличием зоны с максимумом облачности и большими зенитными углами Солнца, что соответствует общепринятым моделям альбедо.

Альбедо в районе ВЗК для Тихого и Атлантического океанов достигает 20-30% в летние месяцы в зоне  $7,5-10^\circ$  с.ш. В зимние месяцы ВЗК опускается до широт  $0-5^\circ$  с.ш. со значениями альбедо до 20%.

Особый режим альбедо над акваторией Индийского океана, где в летние месяцы развивается летний Азиатский муссон. Так, в зоне  $7,5-22^\circ$  с.ш. летом (апрель-август) формируются центры с высокими значениями альбедо, обусловленными развитием здесь мощной кучево-дождевой облачности. Альбедо данной зоны может достигать в эти периоды значений 30-35%.

8. Получены данные распределения и вариаций поглощённой солнечной радиации по аналогичным зонам. Наибольшие изменения поглощённой солнечной радиации в среднем за три года отмечаются для материковых территорий и Мирового океана. Причём, когда для суши отмечается максимум поглощённой радиации  $300 \text{ Вт/м}^2$  в летние месяцы, для океанов свойственна ситуация, когда летом её значения минимальны  $280 \text{ Вт/м}^2$ .

В зимние месяцы максимальное поглощение отмечается для Мирового океана, когда поглощённая радиация  $330 \text{ Вт/м}^2$ , а для суши – минимальное  $260 \text{ Вт/м}^2$ . Для всей территории в целом характерен более сглаженный внутригодовой ход поглощённой солнечной радиации. Максимум достигает в феврале-марте значений  $318 \text{ Вт/м}^2$  и в сентябре-октябре  $310 \text{ Вт/м}^2$ . Минимум поглощённой радиации  $290 \text{ Вт/м}^2$  отмечается примерно в июне.

Межгодовая вариация (в течении 2010-2012 гг) поглощённой солнечной радиации практически одинакова у Тихого и Индийского океанов и только у Атлантического океана она в целом немного меньше. Была обнаружена важная особенность годовой амплитуды колебаний поглощённой радиации для Индийского океана, которая в 4-5 раз больше, чем у Тихого или Атлантического океанов. Показано, что это является следствием как своеобразной конфигурации бассейна Индийского океана, так и особенностями поглощения солнечной радиации.

9. Оценены распределения и вариации альbedo и поглощённой радиации для избранных территорий с необычными характеристиками. Рассчитаны вариации альbedo в течение 2010-2012 гг. для регионов Амазонской низменности и тропической Африки. По сравнению с Сахарой внутригодовая вариация величин альbedo здесь гораздо больше (амплитуда может достигать 12% для обоих регионов). Минимальные значения альbedo (23-25%) для Амазонской низменности отмечаются в июле – сентябре, максимальные (до 35%) в зимние месяцы. Для тропической Африки минимум (22-23%) – наоборот отмечается зимой (январь), а максимум (32-35%) в июле – августе. Такие большие вариации

альbedo во внутригодовом ходе для рассматриваемых районов обусловлены, прежде всего, вариацией облачности над ними. Среднегодовые значения величин альbedo за период 2010-2012 гг. над регионами тропической Африки и Амазонской низменности приблизительно равны (28-29%).

Большое внимание было уделено региону Юго-восточной Азии (80-130° в.д., 15-40° с.ш.), который характеризуется особым режимом альbedo, обусловленным постоянным влиянием Восточноазиатского муссона. В течение тёплого периода (конец весны, лето и начало осени) имеется постоянная аномалия альbedo. В среднем по данному региону значения величин альbedo достигают 35-40% и охватывают обширную территорию. Максимум может достигать 60%.

Зимой над этим регионом также наблюдаются высокие значения альbedo (до 45%), но только на небольшой территории в районе 25° с.ш., 110° в.д. На остальной территории, где в летние месяцы была зона максимальных значений альbedo, зимой наблюдаются альbedo в диапазоне всего лишь – 15-25%, с локальными максимумами 30-35%.

10. Рассмотрена и оценена теоретически возможная зависимость радиационного режима, а, следовательно, и РБЗ, от величины угла наклона плоскости экватора Земли к плоскости её орбиты. Используя методы сферической тригонометрии, была получена зависимость величины склонения от долготы Солнца и наклона эклиптики к экватору, что позволило оценить изменения радиационного режима планеты для экстремальных величин  $\varepsilon$ . Применение формулы Миланковича в конкретных условиях (например,  $\varepsilon$  близко к 0 и  $\varepsilon$  близко к  $\pi/2$ ), дало возможность получить оценки среднесуточной инсоляции для соответствующих конфигураций.

11. Получены широтные распределения альbedo для Мирового океана, суши, Мирового океана и суши в целом. Произведено сопоставление широтных распределений альbedo с облачностью. В ходе сравнения распределений облачности и альbedo было выявлено наличие значительной корреляции для Мирового океана, меньшие значения для Мирового океана и суши в целом и малая корреляция для суши. Высокое значение коэффициента корреляции ( $r = 0,8$ )

в среднем за год над Мировым океаном обусловлено тем, что океан является практически однородной поверхностью, поэтому на его альбедо может повлиять только наличие над ним облачности. В течение года над океанами наблюдается изменение значений коэффициента корреляции между облачностью и альбедо, так зимой он больше и составляет 0,85, а летом 0,62.

Для Мирового океана и суши в целом корреляция между альбедо и облачностью составляет в среднем за год 0,71; зимой 0,78 и летом 0,6. Значительный коэффициент корреляции обусловлен тем, что данная территория (60°с.ш...60°ю.ш.) на 74% занята океанами, над которыми наблюдается большая корреляция между альбедо и облачностью.

Для суши значения коэффициента корреляции меньше и составляют: летом 0,46, зимой 0,42.

Оценён вклад облачности в величины альбедо, с использованием оценки квадрата коэффициента корреляции. Так, вклад облачности в альбедо над Мировым океаном составляет 72% зимой (при коэффициенте корреляции  $r = 0,85$ ), 38% летом ( $r = 0,62$ ) и в среднем за год 64% ( $r = 0,8$ ). Для территории суши и Мирового океана в целом вклад облачности в альбедо 61% зимой ( $r = 0,78$ ), 36% летом ( $r = 0,6$ ) и в среднем за год 50% ( $r = 0,71$ ). Для территории суши низкие коэффициенты корреляции и их квадратов указывают на ещё более слабую связь альбедо и облачности.

12. Детально проанализированы вариации поглощённой солнечной радиации в меридиональных разрезах вдоль экватора Земли. Разрезы, которые располагаются в океанах, характеризуются устойчивыми особенностями режимов поглощения солнечной радиации в течение года. Зоны максимального поглощения в океанах перемещаются вслед за сезонным перемещением Солнца. Так, начиная с января (лето в ЮП), зона максимальных значений зарождается в южных частях океанов, затем зона поднимается выше на север и на экваторе исчезает. В мае – июле – лето в северном полушарии, в океанах наблюдается аналогичная ситуация, где возникают зоны с максимальными значениями

поглощённой солнечной радиации. При этом в обоих летних полушариях эти зоны максимумов держатся постоянно.

Исключением является случай, когда зона максимальных значений поглощённой солнечной радиации достигает экваториальных территорий. Здесь средние величины поглощённой радиации несколько меньше, вследствие нахождения здесь большей облачности, связанной с внутритропической зоной конвергенции. Облачность отражает здесь гораздо большую часть приходящей солнечной радиации, чем в северных и южных частях океанов, когда Солнце также находится над этими широтами.

Отмечено, что на экваторе в периоды равноденствий (сентябрь, март месяцы) зоны максимальных значений поглощённой радиации менее выражены и имеют практически симметричный характер широтного распределения радиации относительно экватора. В зимние месяцы (лето в южном полушарии) максимум радиации находится в южной части океанов и уменьшается к северу, и наоборот, летом в северном полушарии максимум находится в северной части океанов и убывает к югу.

Подобная методика, применённая для анализа поглощённой солнечной радиации для меридиональных разрезов, позволяет исследовать временные изменения распределений поглощённой радиации в любых зонах произвольной конфигурации за любые изучаемые промежутки времени.

Для данных разрезов построены пространственно-временные распределения поглощённой радиации, а также рассчитаны её среднегодовые бюджеты и оценены границы зон накопления солнечной радиации и её стока. Широтные границы имеют значения около  $\pm 27,5^\circ \dots \pm 30^\circ$  широты.

13. По данным о поглощённой солнечной радиации и альбедо, полученным с помощью радиометра ИКОР-М, была оценена возможность обнаружения явления Эль-Ниньо в Тихом океане.

Среднегодовое значение альбедо за 2010 год, когда наблюдалось явление Эль-Ниньо, превосходит среднегодовые значения в 2011 и 2012 годах восточнее  $160^\circ$  в.д., что обусловлено смещением конвективной облачности на восток Тихого



океана. Наоборот, меньшие величины альбедо наблюдаются в западной части экваториального Тихого океана, по сравнению с 2011 и 2012 годами.

14. На настоящий момент накоплен и продолжает регулярно пополняться большой архив однородных климатических данных ряда компонент радиационного баланса Земли, полученных в результате работы ИКОР-М. Завершена работа по организации общего доступа в сети Интернет для широкой научной общественности к полученным в ходе настоящего эксперимента продуктам в виде карт распределения уходящей коротковолновой радиации, альбедо и поглощённой солнечной радиации. На созданном сайте (<http://www.sgu.ru/structure/geographic/metclim/balans>) публикуются результаты исследований реакции климатической системы на вариации составляющих радиационного баланса Земли.

**СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Астрономический календарь на 1990 г./ М.: Наука. Гл. ред. физ.-мат. Лит. 1989. 336 с.
2. Астрономический календарь на 1993 г. / Под ред. Д.Н. Пономарева. – М.: Наука. Гл. ред. Физ.-мат. лит. 1992. 288 с.
3. Бакулин П.И., Кононович Э.В., Мороз В.И. Курс общей астрономии. М. 1970. 536 с.
4. Богданов М.Б., Ефремова Т.Ю., Катрущенко А.В. Исследование реакции земной климатической системы на изменение солнечной постоянной //Погода и климат: новые методы и технологии исследований: сб. науч. тр. / под ред. Калинина Н. А. Пермь: Изд-во Перм. гос. Ун-та, 2010. С. 49–52.
5. Воробьев В.А., Скляр Ю.А. Программа декодирования данных радиометра ИКОР «SSU Decoder». Свидетельство о государственной регистрации программы ЭВМ № 2011610921 от 24 января 2011 года.
6. Вьюшков П.В., Скляр Ю.А. Болومترический пиргелиометр как эталонный прибор для абсолютных измерений прямой солнечной радиации//Астрономический журнал, 1964. Т. 41. Вып. 3. С. 555-558.
7. Головкин В.А., Пахомов Л.А., Успенский А.Б. Глобальный мониторинг составляющих радиационного баланса Земли со спутников "Метеор-3" и "Ресурс-01"//Метеорология и гидрология. №12. 2003. С. 56-73.
8. Головкин В.А., Козодеров В.В. Радиационный баланс Земли: новые приложения для изучения природных стихийных бедствий из космоса//Исслед. Земли из космоса. 2000. №1. С. 26-41
9. Демидов А.Н., Добролюбов С.А. Меридиональный перенос тепла в океанах по данным широтных разрезов// Метеорология и гидрология. 2001. №10. С. 40-48
10. Кислов А.В. Климат в прошлом, настоящем и будущем М.: МАИК Наука/Интерпериодика, 2001. 360 с.

11. Кмито А.А., Скляр Ю.А. Пиргелиометрия. - Л.: Гидрометеоздат, 1981. 232 с.
12. Кондратьев К.Я. Всемирная исследовательская климатическая программа: Состояние, перспективы и роль космических средств наблюдений. М.: ВИНТИ, 1972. 276 с. (Итоги науки и техники. Метеорология и климатология. Т.8).
13. Кондратьев К.Я. Глобальный климат и его изменение. Л.: Наука, Ленинградское отделение, 1987. 232 с.
14. Кондратьев К.Я. Радиационные факторы современных изменений глобального климата. Л.: Гидрометеоздат, 1980. 288 с.
15. Кондратьев К.Я. Радиационный баланс Земли как планеты//Метеорология и гидрология. 1962. №1. С.28-34.
16. Кондратьев К.Я. Радиационный баланс Земли, аэрозоль и облака. М.: ВИНТИ, 1983. 316 с.
17. Кондратьев К.Я., Биненко Н.И. Влияние облачности на радиацию и климат. Л.: Гидрометеоздат, 1984. 240 с.
18. Кондратьев К.Я., Дьяченко Л.Н., Козодеров В.В. Радиационный баланс Земли. Л.: Гидрометеоздат, 1988. 352 с.
19. Кондратьев К.Я., Крапивин В.Ф. Радиационный баланс Земли как индикатор глобального экологического равновесия//Исследование Земли из космоса. №1. 2006. С. 3-9.
20. Космический комплекс гидрометеорологического и океанографического обеспечения «Метеор-3М» с космическим аппаратом «Метеор-М» №1: справочные материалы. М.: ФГУП «НПП ВНИИЭМ», 2008. – 143 с.
21. Котума А.И. Уходящая коротковолновая радиация и альbedo системы Земля-атмосфера по наблюдениям с ИСЗ «Метеор-3» №7. Канд. дисс. 1998. 179 с.
22. Котума А.И., Скляр Ю.А., Фомина Н.В. Программа анализа данных спутникового измерителя ИКОР-М. Свидетельство о государственной регистрации программы ЭВМ № 2009612383 от 12 мая 2009 г.

23. Котума А.И., Скляр Ю.А., Фомина Н.В. Программа расчета среднесуточного альбеда «Альбедометр». Свидетельство о государственной регистрации программы ЭВМ № 2009612384 от 12 мая 2009 г.

24. Котума А.И., Скляр Ю.А., Червяков М.Ю. Программа редактирования и анализа полей для ИКОР «IKOR Fields Editor». Свидетельство о государственной регистрации программы ЭВМ № 2013618768 от 17 сентября 2013 года.

25. Марчук Г.И., Кондратьев К.Я., Авасте О.А. и др. Межгодовая изменчивость компонентов радиационного баланса Земли по данным спутниковых измерений//Докл. АН. СССР. 1985. Т.280. №1. С.65-70.

26. Марчук Г.И., Кондратьев К.Я., Дымников В.П. Некоторые проблемы теории климата. М.: ВИНТИ, 1981. 104 с. (Итоги науки и техники. Метеорология и климатология. Т.7).

27. Марчук Г.И., Кондратьев К.Я., Козодеров В.В. Радиационный баланс Земли: ключевые аспекты. М.: Наука, 1988. 224 с.

28. Матвеев Л.Т. Теория общей циркуляции атмосферы и климата Земли. М., Гидрометеиздат, 1991 г. 260 с.

29. Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. М.-Л. ГОНТИ. 1939. 208 с.

30. Монин А. С. Вращение Земли и климат. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 112с.

31. Переведенцев Ю.Л. Теория климата /Ю.Л. Переведенцев. - Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 2004. 320 с.

32. Петросянц М.А., Семенов Е.К., Гущина Д.Ю., Соколихина Е.В., Соколихина Н.Н. Циркуляция атмосферы в тропиках: климат и изменчивость. М.: Изд – во ООО «МАКС Пресс», 2005. 639 с.

33. Петросянц М.А., Гущина Д.Ю. Об определении явлений Эль-Ниньо и Ла-Нинья // Метеорология и гидрология. 2002. №8. С. 24-36.

34. Предтеченский А.В., Скляр Ю.А. Измерения потоков прямой солнечной радиации в стратосфере // В кн.: Тезисы докладов XI Всесоюзного

совещания по актинометрии. Приборы и методы наблюдений. Таллин. Изд-во АН ЭССР. 1980. С. 21-24.

35. Предтеченский А.В., Скляр Ю.А. Боллометрический пиргелиометр с автоматической компенсацией // Тр. ГГО. 1976. - Вып.370. С. 3-11.

36. Рокицкий П.Ф. Биологическая статистика. Минск: Изд-во «Вышэйшая школа», 1973. 320 с.

37. Семенова Н.В. Уходящая коротковолновая радиация и альbedo на верхней границе атмосферы по наблюдениям с гелиосинхронного ИСЗ «Ресурс-01» №4. Канд. дисс. 2003. 158 с.

38. Скляр Ю.А. Астрономические методы в географии и метеорологии. Саратов: Изд-во Саратов. Ун-та. 1990. 36 с.

39. Скляр Ю.А. Измерение составляющих радиационного баланса Земли с летательных аппаратов//Проблемы оптической физики: Материалы молодежной научной школы. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1997. С.14-19.

40. Скляр Ю.А. О новой шкале абсолютных измерений прямой солнечной радиации//В кн.: Радиационные процессы в атмосфере и на земной поверхности: Материалы X Всесоюзного совещания по актинометрии. Л.: Гидрометеиздат. 1979. С. 64-67.

41. Скляр Ю.А. Первая сессия Международной Научной Рабочей группы проекта SCARAB (4-6 октября 1995 г., Париж) //Исследование Земли из космоса. 1996. №3. С. 121-123.

42. Скляр Ю.А. Радиационные воздействия на климатическую систему и их роль в формировании климата/Матер. Всерос. научн. конф., посвященной 200-летию Казанского университета. Казань. 2004. С. 381-383 (см. здесь также список литературы).

43. Скляр Ю.А., Бричков Ю.И. Актинометрические исследования в Саратовском государственном университете//География в ВУЗах России. Межвузовский сборник научных трудов. 1994. С. 80-85.

44. Скляр Ю.А., Бричков Ю.И., Воробьев В.А. и др. Измеритель коротковолновой отраженной радиации//Сб. «V Совещание по атмосферной

оптике. Тезисы докладов». Томск. Томский научный центр СО АН СССР. 1991. С. 110.

45. Скляр Ю.А., Бричков Ю.И., Воробьев В.А. О двух методах спутниковых измерений уходящих радиационных потоков//Исслед. Земли из космоса. 1993. №6. С. 3-11.

46. Скляр Ю.А., Бричков Ю.И., Воробьев В.А., Котума А.И. Измерения уходящего коротковолнового излучения и альbedo радиометром ИКОР с ИСЗ «Метеор-3» № 7//Исследование Земли из космоса. 1999. № 2. С.15-26.

47. Скляр Ю.А., Бричков Ю.И., Воробьев В.А., Котума А.И. Об обработке данных спутниковых измерений уходящих радиационных потоков широкоугольными радиометрами//Исследование Земли из космоса. 1996. №3. С. 48-56.

48. Скляр Ю.А., Бричков Ю.И., Воробьев В.А., Попова Е.П., Сазонов Л.Б. Аэростатные измерения уходящей коротковолновой радиации//Исследование Земли из космоса. 1994. №1. С. 11-20.

49. Скляр Ю.А., Бричков Ю.И., Воробьев В.А., Предтеченский А.В. О некоторых задачах аэростатных радиометрических измерений//Сб. Краткие сообщения по физике «Исследования на высотных аэростатах». М.: ФИАН СССР. 1989. С. 49-50.

50. Скляр Ю.А., Бричков Ю.И., Воробьев В.А., Сазонов Л.Б. Некоторые результаты измерений уходящей КВ радиации с аэростата//Сб. «V Совещание по атмосферной оптике. Тезисы докладов». Томск. Томский научный центр СО АН СССР. 1991. С. 74.

51. Скляр Ю.А., Бричков Ю.И., Воробьев В.А., Сазонов Л.Б. Спутниковый измеритель коротковолновой отраженной радиации и его исследования//Метеорология и гидрология. 1992. №6. С. 106-110.

52. Скляр Ю.А., Бричков Ю.И., Котума А.И., Фомина Н.В. Исследования уходящего коротковолнового излучения и альbedo с ИСЗ «Ресурс-01» №4//Тр. Междун. конф. «Математические и физические методы в экологии и мониторинг природной среды». М.: Изд-во МГУЛ, 2001. С. 176-182

53. Скляр Ю.А., Бричков Ю.И., Котума А.И., Фомина Н.В., Фейгин В.М., Липовецкий В.А. Радиометрические измерения с ИСЗ "Ресурс-01" №4//Исследование Земли из космоса. 2000. №3. С.58-62.

54. Скляр Ю.А., Бричков Ю.И., Семенова Н.В. Радиационный баланс Земли. Введение в проблему. Саратов: Изд-во Саратов. Ун-та, 2009. 185 с.

55. Скляр Ю.А., Бричков Ю.И., Фомина Н.В., Котума А.И., Семенова Н.В. О наблюдаемости поверхности Земли с гелиосинхронных ИСЗ радиометрами, ориентированными в надир//Тезисы докладов на Четвертой Всероссийской открытой конференции "Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса". ИКИ РАН, 2006. С. 43.

56. Скляр Ю.А., Бричков Ю.И., Фомина Н.В., Котума А.И., Семенова Н.В. Определение поглощенной солнечной радиации на верхней границе атмосферы по спутниковым измерениям//Тезисы докладов Третьей открытой Всероссийской конференции "Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса" М., ИКИ РАН. 2005. С. 37.

57. Скляр Ю.А., Бричков Ю.И., Фомина Н.В., Котума А.И., Семенова Н.В. Определение среднесуточных величин альбедо с использованием спутниковых направленных моделей //Исследование Земли из космоса. 2005. №3. С. 13-21.

58. Скляр Ю.А., Бричков Ю.И., Фомина Н.В., Котума А.И., Семенова Н.В. Оценка наблюдаемости земной поверхности для надирных радиометров с различных ИСЗ//Исследование Земли из космоса. 2006. №2. С. 1-8.

59. Скляр Ю.А., Бричков Ю.И., Фомина Н.В., Семенова Н.В., Кудряшов Д.А. О согласованности величин глобального альбедо по данным атласов наблюдений с ИСЗ «Нимбус-6» и «Нимбус-7» //Тезисы докладов на Четвертой Всероссийской открытой конференции "Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса". ИКИ РАН, 2006. С. 44.

60. Скляр Ю.А., Бричков Ю.И., Фомина Н.В., Семенова Н.В. О разрешающей способности среднеугольных радиометров // Тезисы докладов на Пятой Юбилейной Всероссийской открытой конференции «Современные

проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». ИКИ РАН, Москва, 2007. С. 111.

61. Скляр Ю. А., Воробьев В. А., Котума А. И., Семенова Н. В., Фомина Н. В., Червяков М. Ю., Фейгин В. М. Уходящая коротковолновая радиация и альbedo на верхней границе атмосферы по наблюдениям с ИСЗ «Метеор-М» № 1//Материалы VIII Всерос. конф. «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». М.: ИКИ РАН, 2010. С. 53–54.

62. Скляр Ю.А., Воробьев В.А, Котума А.И., Червяков М.Ю. Уходящая коротковолновая радиация и альbedo по измерениям радиометром ИКОР с ИСЗ Метеор-М №1 // Тезисы. Десятая всероссийская открытая конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» Москва, ИКИ РАН, 12-16 ноября 2012 г.

URL: [http://smiswww.iki.rssi.ru/d33\\_conf/thesisshow.aspx?page=27&thesis=3574](http://smiswww.iki.rssi.ru/d33_conf/thesisshow.aspx?page=27&thesis=3574)

63. Скляр Ю.А., Воробьев В.А., Котума А.И., Червяков М.Ю., Фейгин В.М. Алгоритм обработки данных наблюдений уходящей коротковолновой радиации с ИСЗ «Метеор-М» №1 // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т.9. №3. С. 83-90.

64. Скляр Ю.А., Воробьев В.А, Котума А.И., Червяков М.Ю., Фейгин В.М. Алгоритм расчетов при обработке данных наблюдений уходящей коротковолновой радиации с ИСЗ "Метеор-М" №1 // Тезисы. Девятая всероссийская открытая конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» Москва, ИКИ РАН, 14-18 ноября 2011 г.

URL: [http://smiswww.iki.rssi.ru/d33\\_conf/thesisshow.aspx?page=30&thesis=2968](http://smiswww.iki.rssi.ru/d33_conf/thesisshow.aspx?page=30&thesis=2968)

65. Скляр Ю.А., Воробьев В.А, Котума А.И., Червяков М.Ю., Фейгин В.М. Оценки поглощенной солнечной радиации по материалам наблюдений с ИСЗ Метеор-М №1 // Тезисы. Десятая всероссийская открытая конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» Москва, ИКИ РАН, 12-16 ноября 2012 г.

URL: [http://smiswww.iki.rssi.ru/d33\\_conf/thesisshow.aspx?page=27&thesis=3572](http://smiswww.iki.rssi.ru/d33_conf/thesisshow.aspx?page=27&thesis=3572)



66. Скляр Ю.А., Воробьев В.А., Котума А.И., Червяков М.Ю., Фейгин В.М. Измерения компонентов радиационного баланса Земли с ИСЗ «Метеор-М» №1. Аппаратура ИКОР-М // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т.9. №2. С. 173-180.

67. Скляр Ю.А., Котума А.И. Семенова Н.В., Бричков Ю.И., Скляр В.П. О построении карт глобального распределения альбедо по наблюдениям радиометра ИКОР с гелиосинхронного ИСЗ «Ресурс-01» №4 // Исследование Земли из космоса. 2003. №3. С. 14-21.

68. Скляр Ю.А., Котума А.И., Червяков М.Ю. Региональные особенности распределения альбедо и поглощённой солнечной радиации в 2010-2012 годах // Тезисы докладов международной научной конференции по региональным проблемам гидрометеорологии и мониторинга окружающей среды. Казань. 2012. С. 203.

69. Скляр Ю.А., Семенова Н.В., Бричков Ю.И., Котума А.И. Радиометрические измерения аппаратурой ИСП-2 с ИСЗ «Метеор-3» №7 и «Ресурс-01» №4/ Тезисы докладов научной конференции к 10-летию образования Межгосударственного Совета по гидрометеорологии. СПб: Гидрометеиздат. 2002. Секц. 1. С. 69-72.

70. Скляр Ю.А., Семенова Н.В., Котума А.И. Оценка условий наблюдений земной поверхности среднеугольным радиометром ИКОР с орбиты гелиосинхронного ИСЗ «Ресурс-01» № 4 // Исслед. Земли из космоса. 2002. №4 С.14-20

71. Скляр Ю.А., Фейгин В.М., Воробьев В.А., Котума А.И., Семёнова Н. В., Червяков М.Ю. Первые результаты обработки со спутника «Метеор-М» № 1 // Погода и климат: новые методы и технологии исследований: сб. науч. тр. / под ред. Калинина Н. А. Пермь: Изд-во Перм. гос. Ун-та, 2010. С. 52–56.

72. Скляр Ю.А., Фомина Н.В. К вопросу об оценке среднесуточных величин альбедо в высоких широтах // Труды Всероссийской научной конференции с международным участием «Окружающая среда и устойчивое развитие регионов: новые методы и технологии исследований» Казань: Изд-во

«Отечество». 2009. Т. 2. С. 195-199.

73. Скляр Ю.А., Фомина Н.В. Составляющие радиационного баланса Земли по материалам атласов NASA США // Труды Всероссийской научной конференции с международным участием «Окружающая среда и устойчивое развитие регионов: новые методы и технологии исследований» Казань: Изд-во «Отечество». 2009. Т. 2. С. 200-204.

74. Скляр Ю.А., Фомина Н.В., Котума А.И., Семенова Н.В. Альbedo, поглощенная солнечная радиация и уходящая длинноволновая радиация по материалам атласов NASA США // Известия Саратовского университета. Новая серия. Серия Науки о Земле. 2009. Вып. 1. Т. 9. С. 44-55.

75. Скляр Ю.А., Фомина Н.В., Котума А.И., Семенова Н.В. Об особенностях определения среднесуточных величин альbedo в высоких широтах // Известия Саратовского университета. Новая серия. Серия Науки о Земле. 2009. Вып. 1. Т. 9. С. 56-60.

76. Скляр Ю.А., Червяков М.Ю., Воробьев В.А., Котума А.И., Фейгин В.М. Некоторые результаты обработки данных поглощенной солнечной радиации и альbedo, полученных с помощью аппаратуры ИКОР-М // Известия Саратовского университета. Новая серия. Серия Науки о Земле. 2013. Вып. 2. Т. 13. С. 30-33

77. Скляр Ю.А., Червяков М.Ю., Воробьев В.А., Котума А.И., Фейгин В.М. Особенности распределения поглощенной солнечной радиации в 2010 – 2012 годах по данным с ИСЗ «Метеор – М» № 1 // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. Т. 10. № 2. С. 272-283.

78. Скляр Ю.А., Червяков М.Ю., Воробьев В.А., Котума А.И., Фейгин В.М. Особенности распределения альbedo в 2010 – 2012 годах по данным с ИСЗ «Метеор – М» № 1 // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. Т. 10. № 4. С. 107-117.

79. Скляр Ю.А., Червяков М.Ю., Воробьев В.А., Котума А.И., Фейгин В.М. Радиометр ИКОР-М: работа продолжается // Тезисы. Одиннадцатая всероссийская открытая конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» Москва, ИКИ РАН, 11-15 ноября 2013 г.

URL: [http://smiswww.iki.rssi.ru/d33\\_conf/thesisshow.aspx?page=78&thesis=3834](http://smiswww.iki.rssi.ru/d33_conf/thesisshow.aspx?page=78&thesis=3834)

80. Скляр Ю.А., Червяков М.Ю., Воробьёв В.А., Котума А.И. Мониторинг составляющих радиационного баланса Земли с помощью современных российских спутников серии «Метеор-М» // Тезисы. Двенадцатая всероссийская открытая конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» Москва, ИКИ РАН, 10-14 ноября 2014 г. URL: [http://smiswww.iki.rssi.ru/d33\\_conf/thesisshow.aspx?page=91&thesis=4569](http://smiswww.iki.rssi.ru/d33_conf/thesisshow.aspx?page=91&thesis=4569).

81. Тараканов Г.Г. Тропическая метеорология. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 175 с.

82. Тропические муссоны / Под ред. Петросянца М.А., Белова П.Н. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 338 с.

83. Федеральное космическое агентство. Лицензия № 622К от 19 марта 2007 г. На осуществление космической деятельности. Предоставлена ГОУ ВПО Саратовский университет. Руководитель А.Н. Перминов. Рег. № 000 299.

84. Фомина Н.В. Глобальное распределение составляющих радиационного баланса Земли по данным ИСЗ России и США. Диссертация канд. географ. наук. Саратов, 2009.

85. Хромов С.П., Мамонтова Л.И. Метеорологический словарь. Л.: Изд-во Гидрометеиздат, 1974. 568 с.

86. Хромов С.П., Петросянец М.А. Метеорология и климатология. М.: Изд-во МГУ, 2006. 584 с.

87. Частное техническое задание на ОКР «Разработка, создание и испытания измерителя коротковолновой отраженной радиации ИКОР-М комплекса ГГАК-М для КА «Метеор-М»». М. 2003. 50 с.

88. Червяков М.Ю. Исследование пространственно-временного распределения альбедо и поглощённой солнечной радиации на Земле по данным радиометра ИКОР-М / Book of Abstracts of First International Scientific Conference of young scientists and specialists "The role of multidisciplinary approach in solution of actual problems of fundamental and applied sciences (Earth, technical and chemical). Баку, 2014. С. 186-188.

89. Червяков М.Ю., Скляр Ю.А., Котума А.И. Взаимосвязь температуры поверхности океана с поглощённой солнечной радиацией на верхней границе атмосферы // Состав атмосферы. Атмосферное электричество. Климатические процессы. Тезисы докладов 18-й Всероссийской школы-конференции молодых учёных / Геофизическая обсерватория "Борок"- филиал Инст-та физики Земли им. О.Ю. Шмидта - Ярославль: Филигрань, 2014. С. 36-37.

90. Червяков М.Ю., Скляр Ю.А., Котума А.И. ИКОР-М. Пять лет на орбите / Материалы Международной конференции «Аэрозоль и оптика атмосферы» (к столетию Г.В. Розенберга) - М.: ГЕОС, 2014. С. 96

91. Червяков М.Ю., Скляр Ю.А., Котума А.И. Наблюдения уходящей коротковолновой радиации с искусственного спутника Земли «Метеор-М» № 1 // Состав атмосферы. Атмосферное электричество. Климатические эффекты: труды XVI Международной школы-конференции молодых ученых. 2012. С. 212-215.

92. Червяков М.Ю., Скляр Ю.А., Котума А.И. Наблюдения уходящей коротковолновой радиации с ИСЗ «Метеор-М» № 1 // Тезисы XVI международной конференции молодых ученых «Состав атмосферы. Атмосферное электричество. Климатические эффекты» 2012. С. 109.

93. Червяков М.Ю., Скляр Ю.А., Котума А.И. Особенности распределения альbedo и поглощённой солнечной радиации в 2010-2012 годах по данным с ИСЗ «Метеор-М № 1 // Тезисы XVII Всероссийской школы-конференции молодых ученых «Состав атмосферы. Атмосферное электричество. Климатические процессы» ИПФ РАН, Н. Новгород, 2013. С. 57.

94. Червяков М.Ю., Скляр Ю.А., Котума А.И. Распределение и вариации альbedo и радиационный режим Гренландии // Международная школа-конференция молодых учёных «Изменения климата и окружающей среды Северной Евразии: анализ, прогноз, адаптация». 14-20 сентября 2014 года. Кисловодск. Сборник тезисов докладов. М.: ГЕОС, 2014. С.127-129.

95. Чернокульский А.В., Мохов И.И. Сравнительный анализ характеристик глобальной и зональной облачности по различным спутниковым и наземным наблюдениям // Исследование Земли из космоса. 2010. № 3. С.12-29.

96. Ясное и пасмурное небо [Карты]. – 1: 120 000 000 // Атлас океанов. Атлантический и Индийский океаны /Ред. Фалеев В.И. – Л: Изд-во ГУН и О. 1977. С. 81–82.
97. ACIA. Impacts of Warming Arctic: Arctic Climate Impact Assessment. Cambridge University Press. 2004.
98. Ardanuy P.E., Kyle H.L., Hucek R.R., Groveman B.S. «Nimbus-7» earth radiation budget wide field of view climate data set improvement. P.2. Deconvolution of earth radiation budget products and consideration of 1982-1983 El Nino event//J. Geophys. Res. 1987. V.92. № D4. P.4125-4143.
99. Barkstrom B.R., Smith G.L. The earth radiation budget experiment: Science and implementation, Rev. Geophys. 1986. V.24. P.379-390.
100. Bess T.D., Green R.N., Smith G.L. Deconvolution of wide field of view radiometer measurements of Earth emitted radiation. Part 2. Analysis of first year of Nimbus 6 ERB data // J. of the atmospheric sciences. 1981. V. 38. №3. P. 474-488.
101. Brooks D.R., Harrison E.F., Minnis P. et. al. Development of algorithms for understanding the temporal and spatial variability of the Earth's radiation balance // Rev. of Gephys. 1986. V. 24. №2. P. 422-438.
102. Campbell G.G., Vonder Haar T.H. An analysis of two years of Nimbus-6 earth radiation budget observations // Rep. CSU-ATSP-320.Colo.State Univ., Fort Collins. 1980.
103. CERES: Cloud and Earth radiant energy system (CERES). NASA Langley research center № P1999-04-069-GFSC.
104. Chervyakov M. Y., Sklyarov Y. A. The Measurement of the Outgoing Short-Wave Radiation (OSR) from Satellite «Meteor-M» № 1 // Представляем научные достижения миру. Естественные науки: материалы научной конференции молодых ученых «Presenting Academic Achievements to the World». – Саратов: Изд- во Сарат. ун-та, 2012. – Вып. 3 – 144 с.: ил.
105. Climate Prediction Centre <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/>
106. Clouds and Earth's Radiation Energy System Experiment // Bull. Amer. Meteorol. Soc. 1996. V. 77. №5.

107. Dong, X., B. A. Wielicki, B. Xi, Y. Hu, G. G. Mace, S. Benson, F. Rose, S. Kato, T. Charlock, Minnis P. Using observations of deep convective systems to constrain atmospheric column absorption of solar radiation in the optically thick limit, *J. Geophys.* 2008. V.113 D10206, doi:10.1029/2007JD009769
108. Donohoe, A., Battisti D. S. Atmospheric and Surface Contributions to Planetary Albedo, *J. Climate.* 2011 24(16), 4402-4418, doi:10.1175/2011JCLI3946.1.
109. Ellis J.S., Vonder Haar T.H., Levitus S., Oort A.H. The annual variation in the global heat balance of the earth // *J. Geophys. Res.*, 1978. 83, 1958-1962.
110. El Nino. Theme page. <http://www.pmel.noaa.gov/tao/elnino/el-nino-story.html>
111. Fasullo, J. T., Trenberth K. E. The Annual Cycle of the Energy Budget. Part II: Meridional Structures and Poleward Transports. *J. Climate*, 2008 21 (10), 2313–2325, doi:10.1175/2007JCLI1936.1.
112. Hartmann D.L., Ramanathan V., Berrier A., Hunt G.E. Earth Radiation Budget Data and Climate Research//*Rev. of Geophys.* May 1986. V. 24. №2. P. 439-468.
113. House F.B., Gruber A., Hunt G.E., Mecherikunnel A.T. History of satellite missions and measurements of the Earth radiation budget (1957-1984) // *Rev. of Geophys.* 1986. V. 24. №2. P. 357-377.
114. House F.B., Jaffolla J.C. One-dimensional technique for enhancing Earth radiation budget observations from Nimbus 7 satellite. Presented at 1980 Int. Radiation Symp, Fort Collins. P. 392-394.
115. Hucek R.R., Kyle H.L., Ardanuy P.E. «Nimbus-7» Earth radiation budget wide field of view climate data set improvement. Part I. The earth albedo from deconvolution of short wave measurements // *J. Geophys. Res.* 1987. V.92. № D4. P. 4107-4123.
116. Jacobowitz H., Smith W.L., Howell H.B., Nagle F.W. The first 18 months of planetary radiation budget measurements from the Nimbus-6 ERB experiment // *J. Atmos. Sci.* 1979. V. 36. P.501-507.

117. Jacobowitz H., Soule H.V., Kyle H.L. et. al. The Earth radiation budget (ERB) experiment: an overview // *J. Geophys. Res.* 1984. V. 89. № D4. P. 5021-5038.
118. Jacobowitz H., Tighe R.J. and Nimbus 7 experiment team. The Earth radiation budget derived from the Nimbus 7 ERB experiment // *J. Geophys. Res.* 1984. V. 89. № D4. P. 501-507.
119. Kandel R.S., Monge J.L., Viollier M. et. al. The ScaRaB Project: Earth Radiation Budget Observations from the METEOR Satellites // *Adv. Space Research.* 1994. V.14. P.147-154.
120. Kandel R.S., Viollier M., Pakhomov L.A. et. al. The SCARAB Earth Radiation Budget Dataset // *Proceeding of the Fourth International ScaRaB Science Working Group Meeting.* Brussels, Belgium. June 9-11, 1997. P. 4.1.-4.27.
121. Kandel R.S., Viollier M., Raberanto P. et. al. The ScaRaB Earth Radiation Budget Dataset // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 1998. V. 79. №5. P. 765-783.
122. Kim DY, Ramanathan V. Solar radiation budget and radiative forcing due to aerosols and clouds. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 2008 113(D2):D02203. doi:10.1029/2007jd008434
123. Kopia L.P. The Earth Radiation Budget Experiment Scanner Instrument // *Rev. of Geophys.* 1986. V. 24. №2. P.400-406.
124. Kyle H.L., Ardanuy P.E., Hurley E.J. The status of the Nimbus-7 Earth-radiation-budget data set // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 1985. V. 66. №11. P. 1378-1388.
125. Lee III R.B., Barkstrom B.R., Smith G.L. et. al. The clouds and the Earth's radiant energy system (CERES) sensors and preflight calibration plans // *J. Atmosph. Ocean Techn.* 1996. V. 13. №2. P. 300-313.
126. Lin B., Stackhouse P. W., Minnis P., Wielicki B. A., Hu Y., Sun W., Fan T.-F., Hinkelman L. M. Assessment of global annual atmospheric energy balance from satellite observations // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. P. D16114. doi:10.1029/2008JD009869.
127. Luther M.R., Cooper J.E., Taylor G.R. The Earth Radiation Budget Experiment Nonscanner Instrument // *Rev. of Geophys.* 1986. V. 24. №2. P. 391-399.

128. MacDonald G. J. F. Tidal friction // *Rev. of Geophys.* 1964. V.2. № 3. P. 467–541. doi:10.1029/RG002i003p00467.
129. Mlynczak P.E., Smith G. L., Doelling D.R. The Annual Cycle of Earth Radiation Budget from Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) Data // *Journal of Applied Meteorology and Climatology.* 2011. V. 50. N. 12. P. 2490-2503.
130. Murphy D.M. Solomon S., Portmann R.W., Rosenlof K.H., Forster P.M., Wong T. An observationally based energy balance for the Earth since 1950. *J. Geophys. Res. Atmos.* 2009. 114, D17107, doi: 10.1029/2009JD012105.
131. NASA Earth Observations URL: <http://neo.sci.gsfc.nasa.gov/Search.html>
132. Ohring G., Gruber A. Satellite radiation observations and climate theory // *Adv. Geophys.* 1983. V. 25. P. 237-304.
133. Ramanathan V. Why is Earth's Albedo 29% and Was it Always 29%? // *ILEAPS.* 2008. № 5. C. 18-20.
134. Rutan D., Rose F., Roman M., Manalo-Smith N., Schaaf C., Charlock T. Development and assessment of broadband surface albedo from Clouds and the Earth's Radiant Energy System Clouds and Radiation Swath data product // *J. Geophys. Res.*, 2009, 114, D08125, doi: 10.1029/2008JD010669.
135. Schwartz S.E. Heat capacity, time constant, and sensitivity of Earth's climate system // *J. Geophys. Res.* 2007. Vol. 112. D24S05, doi: 10.1029/2007JD008746.
136. Schwartz S. E. Reply to comments / by G. Foster et al., R. Knutti et al., and N. Scafetta on «Heat capacity, time constant, and sensitivity of Earth's climate system» // *J. Geophys. Res.* 2008. Vol. 113. D15105, doi: 10.1029/2008JD009872
137. Sellers W. *Physical climatology.* University of Chicago Press, 1969. 272 p.
138. Sklyarov Yu.A., Brichkov Yu.I., Kotuma A.I. Some Results of Measurements Received by IKOR Radiometer from "Meteor-3" №7 Satellite // *Proceedings of the Fifth International ScaRaB Science Working Group Meeting.* France, Paris. June 2-4, 1998. Annex 3.



139. Sklyarov Yu.A., Brichkov Yu.I., Vorobyov V.A. Albedo balloon measurements with a satellite monitor // Turkish Journal of Physics. 1996. Vol. 20. №4. P. 376-379.

140. Sklyarov Yu.A., Brichkov Yu.I., Vorobyov V.A., Kotuma A.I. Concerning the processing of the outgoing radiation fluxes satellite measurements by wide field of view radiometers // Minutes of the Third International ScaRaB Science Working Group Meeting. Budapest, Hungary. November 6-8, 1996. Annex 9.5. P. 1-3.

141. Sklyarov Yu.A. Brichkov Y.I., Vorobyov V.A., Kotuma A.I., Fomina N.V. Radiometric measurements from Russian satellites «Meteor-3» №7 and «Resurs-01» №4 // In: IRS-2000: Current problems in atmospheric radiation./Proc. Int. Radiation Symp. St. Petersburg. 2000. Ed. W.L.Smith, Yu.M.Timofeyev. Deepak Publ. Hampton. Va. USA, 2001. P. 571-574.

142. Sklyarov Yu.A., Brichkov Yu. I., Vorobyov V.A., Kotuma A.I., Sazonov L.B. Satellite Short-wave Outgoing Radiation Monitor // International Workshop on VUV and X-Ray Radiometry for Space-Based Instruments. Proceedings. Berlin. PTB. 22-23 Sept. 1994. P. 73-76.

143. Smith W.L., Hickey J., Howell H.B., Jacobowitz H., Hilleary D.T., Drummond A.J. Nimbus 6 Earth Radiathion Budget experiment. 1977. Appl. Opt. V.16. P. 306-318.

144. Smith G.L., Green R.N., Raschke E. et. al. Inversion methods for satellite studies of the Earth's radiation budget: development of algorithms for ERBE mission // Rev. of Gephys. 1986. V. 24. №2. P. 407 – 421.

145. Smith G.L., Rutan D., Bess T.D. Atlas of albedo and absorbed solar radiation derived from Nimbus 6 Earth radiation budget data set – July 1975 to May 1978. NASA Ref. Publ. – 1230. 1990. 120 p.

146. Smith G.L., Rutan D., Bess T.D. Atlas of albedo and absorbed solar radiation derived from Nimbus 7 Earth radiation budget data set – November 1985 to October 1987. NASA Ref. Publ. – 1281. 1992. 58 p.

147. Smith G.L., Rutan D. Deconvolution of wide-field-of-view measurements of reflected solar radiation // *J. Appl. Meteorol.* 1990. V. 29. №2. P. 109-122.
148. Smith G.L., Rutan D. Observability of albedo by shortwave wide field-of-view radiometers in various orbits / *Internat. Workshop on remote sensing retrieval methods.* 1987. Williamsburg. Virg. 11p.
149. Suttles J.T., Green R.N., Minnis P. et al. Angular radiation models for Earth-atmosphere system. NASA Ref. Publ. – 1184. 1988. 145 p.
150. Trenberth KE, Caron JM. 2001. Estimates of meridional atmosphere and ocean heat transports // *J. Climate*, 14, 3433–3443.
151. Trenberth, K. E., J. M. Caron, and D. P. Stepaniak, 2001: The atmospheric energy budget and implications for surface fluxes and ocean heat transports // *Climate Dyn.*, 17, P. 259–276.
152. Trenberth K. E., Stepaniak D. P. The flow of energy through the Earth's climate system // *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 2004. V. 130. N. 603. P. 2677-2701. doi: 10.1256/qj.04.83
153. Wielicki B.A., Barkstrom B.R., Harrison E.F. et al. Clouds and the Earth's radiant Energy system (CERES): An Earth observing system experiment // *Bull. Amer. Meteorolog. Society.* 1996. V.77. № 5, P. 853-868.
154. Wüst G., Brogmus W., Noodt, E. *Kieler Meeresforsch.* 1954. 10. P. 137–161.
155. Yihui D, Chan J. C. L. The East Asian summer monsoon: an overview // *Meteorology and Atmospheric Physics.* 2005. N 89. P.117–142. doi: 10.1007/s00703-005-0125-z
156. Zhang Y-C., Rossow W.B. Estimating meridional energy transports by the atmospheric and oceanic general circulations using boundary flux data // *J. Climate*, 1997. N 10. P. 2358-2373.