

МИНОБРНАУКИ РОССИИ
Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования
**«САРАТОВСКИЙ НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ ИМЕНИ Н.Г.ЧЕРНЫШЕВСКОГО»**

Кафедра метеорологии и климатологии

Изменчивость радиационного режима Гренландии

МАГИСТЕРСКАЯ РАБОТА

студентки _____ 2 _____ курса _____ 215 _____ группы

направления _____ 05.04.05 Прикладная гидрометеорология _____

_____ географического факультета _____

_____ Кульковой Евгении Владимировны _____

Научный руководитель

доцент, к.г.н. _____

_____ М.Ю. Червяков _____

Зав. кафедрой

доцент, к.г.н. _____

_____ М.Ю. Червяков _____

Саратов 2021

СОДЕРЖАНИЕ

	л
Введение	3
1 Современный климат Арктики	5
1.1 Изменение климата в Арктическом регионе	5
1.2 Радиационный режим земной поверхности в Арктике	11
2.1 Пространственно-временные вариации составляющих РБЗ	13
2.2 Спутниковые методы изучения составляющих радиационного баланса Земли	20
2.3 Радиационный режим о. Гренландия по данным ИКОР-М	26
2.4 Облачность над Арктикой	30
2.5. Пространственно-временные распределения солнечной радиации по данным CERES	34
Заключение	45
Список использованных источников	48
Приложения	52
Приложение А - Распределение инсоляции в марте 2019 года	53
Приложение Б - Распределение инсоляции в апреле 2019 года	54
Приложение В - Распределение инсоляции в мае 2019 года	55
Приложение Г - Распределение инсоляции в июне 2019 года	56
Приложение Д - Распределение инсоляции в июле 2019 года	57
Приложение Ж - Распределение инсоляции в августе 2019 года	58
Приложение И - Распределение инсоляции в сентябре 2019 года	59
Приложение К Распределение инсоляции в октябре 2019 года	60
Приложение Л Распределение инсоляции в ноябре 2019 года	61

ВВЕДЕНИЕ

Источником метеорологических, гидрологических, химических, биологических и других процессов, протекающих на земном шаре, является солнечная энергия. Вся другая поступающая энергия (излучение звезд и планет, космические лучи, внутренняя теплота Земли и др.) ничтожно мала по сравнению с энергией Солнца. Всестороннее теоретическое изучение влияния Солнца, на климатическую систему земли подкрепленное регулярными комплексными наблюдениями, не смотря на безусловный и значительный прогресс, оставляет ряд неясностей, в том числе даже в основополагающих их принципах и механизмах. Показательно, что в вышедшем в 1997 году в Великобритании учебнике климатологии авторы называют «до сих пор не понятным чудом» способ транспортировки энергии Солнца через космическое пространство к атмосфере Земли.

Несмотря на огромное расстояние, отделяющее нас от Солнца, и положение Земли в космическом пространстве, поверхность земли и нижние слои атмосферы нагреваются солнечными лучами достаточно сильно, чтобы поддержать жизнь на нашей планете.

Климат планеты изменяется, что обуславливает изменение глобальной температуры, которая растет с необычной скоростью, начиная с начала 20 века. Изменения климата в прошлом были результатом природных факторов и естественной изменчивости. Однако, величина трендов и характер изменений, наблюдающихся в последние десятилетия, показывают, что антропогенное влияние становится сейчас преобладающим фактором [1].

Эти изменения климата особенно ощутимо проявляются в Арктике. Начиная с 70-х годов 20 века средняя температура в этом регионе росла почти в два раза быстрее, чем средняя глобальная. Таяние ледников Гренландии и морского льда, рост температуры в районах вечной мерзлоты подтверждает существование более интенсивного потепления Арктики [2].

В качестве основного источника энергии большую роль играет солнечная радиация. Именно по этой причине определение компонентов радиационного баланса Земли на верхней границе атмосферы и радиационного баланса на земной поверхности, является главной задачей исследования земной климатической системы.

Все измерения составляющих радиационного баланса с искусственных спутников земли приводят к верхней границе атмосферы. За верхнюю границу атмосферы принимается поверхность высотой 30 км над поверхностью Земли. Это дает возможность оценить, как происходит обмен радиацией с космосом любого региона планеты.

Распределение компонентов радиационного баланса Земли по земной поверхности 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.

Арктические и субарктические регионы – одни из наиболее чувствительных к изменению климата. Как отмечено Международной группой по изменению климата, температура воздуха в Арктике выросла к началу 21 в. на 1-1,5 градуса по сравнению с 1970-ми гг. 20 в. Рост температуры сопровождается изменениями и других климатических параметров, в том числе облачности.

Целью данной дипломной работы является рассмотрение причин изменения климата Арктического региона, современное состояние климата Арктики, радиационный баланс Земли в данном регионе, различные спутниковые методы изучения составляющих радиационного баланса Земли (спутник «Метеор-М» № 2), облачность над Арктикой, рассмотреть и проанализировать распределение инсоляции над островом Гренландия в 2019 году.

1 Современный климат Арктики

1.1 Изменение климата в Арктическом регионе

Климат Арктики считается одним из наиболее суровых и холодных на планете. В то же самое время он непредсказуемо изменчив: внезапно температура может возрасти от 7 до 10 градусов в результате проявления мощного теплого циклона.

Температура зимой в январе (он считается наиболее теплым в это время года) – минус 2-5 С. Местные водные пространства холоднее воздуха. Температура в Баренцевом море – минус 25 С, на Чукотском и Гренландском – минус 36 С, температура воды Сибирского и Канадского бассейна – минус 50 С. Весьма суровые – северные воды акватории, где показатели температуры доходят до минус 60 С.

Во время полярной ночи (от 50 до 150 дней за год) ни света, ни тепла в эти края не поступает. За это время температура земли постоянно охлаждается. В период полярных суток, несмотря на довольно большое количество солнечных лучей, большой объем тепла поглощается за счет облаков, снега и льда.

Несмотря на небольшой процент ультрафиолетового излучения Солнца, эта радиация играет весьма важную роль в химических преобразованиях атмосферных газов и почти полностью задерживается в верхних слоях атмосферы. Незначительная ее часть, достигающая поверхности земли, оказывает сильное воздействие на животный и растительный мир.

В материковых зонах зима гораздо суровее, чем на островах, хотя облаков и, следовательно, осадков здесь меньше. В этих регионах распространена вечная мерзлота, причём часто она имеет большую глубину. Летом почва оттаивает на 1-2 м и насыщается влагой. Однако из-за глобального потепления температура слоя вечной мерзлоты повышается и в отдельных местах глубина таяния увеличивается.

Температура в Арктике может опускаться ниже нуля в любое время года, но летом среднее значение превышает 10 градусов. В Гренландии наблюдается наиболее суровый климат. Более 80% территории острова покрыто льдом. Арктический климат зимой и летом имеет одну важную особенность — высокую континентальность. И это, невзирая на то, что центральная часть в основном занята океаном. Поскольку воду здесь сковал лед, она практически не оказывает влияния на потоки воздуха. Континентальность климата в зоне Арктики нарастает с западного направления на восточное, поскольку именно в этом направлении перемещаются воздушные массы с океана, но влага по дороге постепенно теряется.

Особенности климата Арктики, в целом, можно классифицировать как, с одной стороны, типичный для тундровых земель (где в самый теплый годовой период температура в среднем от 0 до 10 градусов), с другой – наиболее подходящий областям с ледяным покровом (для местности, где не тает снег и средние показатели температуры около 0 С). Иногда идет снег, но в целом для климата Арктики осадки – редкое явление, их ежегодное количество менее 51 мм. Впечатление постоянного снегопада создается за счет того, что уже выпавший снег выметается ветрами.

Те области, что прилегают к океаническим акваториям (Тихой и Атлантической), в общей сложности, теплее, и снега там больше. Климату внутренних областей больше свойственны сухость и холод.

В южной части средняя температура зимой -10 градусов, в северной -30 градусов, в центральной -50 градусов. Лето в Гренландии тоже холодное: в центральной части -14 градусов, в южной поднимается до +10 градусов.

Средние январские температуры колеблются в диапазоне от -40 до 0°С; зимой большие районы Арктики могут промерзнуть и до -50°С. В июле средняя температура составляет от -10 до +10°С, при этом в некоторых областях она может повышаться и до +30°С.

Осадки на Крайнем Севере выпадают преимущественно в виде снега: в большинстве районов среднегодовой уровень составляет 50 см. Однако, как показывают метеорологические наблюдения, количество осадков может варьироваться от региона к региону, отличаясь в десятки раз. Так, в некоторых районах бассейна Северного Ледовитого океана и Канадского Арктического архипелага их выпадает всего 150 мм в год, а на юго-востоке Гренландии — до 1200 мм.

В районах Канады и Гренландии потепления, которое происходит в остальной Арктике, не отмечено. Согласно прогнозам, будут иметь место региональные отклонения и в будущем изменении климата. Локальные особенности природы и сообществ также способствует появлению различий, на фоне которых будут проявляться воздействия – разные для разных регионов.

Атмосфера над Арктикой больше всего подвергается влиянию климатических колебаний, которые связаны с неустойчивостью атмосферной циркуляции и её реакциями на внешнее воздействие. Основная часть изменчивости формируется за счет колебаний общей циркуляции, ответственных за переносы тепла из теплых районов в полярный регион.

Колебания атмосферной циркуляции и переносы тепла влияют на состояние морских льдов и проявляются в межгодовых колебаниях площади морских льдов в Североевропейском бассейне и арктических морях.

Воздействие на арктическую климатическую систему передается через атмосферу, а обратное влияние на глобальный климат происходит через океан, а точнее через морские льды и верхний распресненный слой.

Потепление Арктики происходит вдвое быстрее, чем в мире в целом. Данные исследований озерных донных отложений, годовых колец деревьев и ледяных кернов показывают, что летняя температура в Арктике превышает температуру, наблюдавшуюся когда-либо до того за последние 2000 лет. Были зафиксированы невиданные ранее аномалии в океанических течениях, в том

числе большой приток в Северный Ледовитый океан теплых вод из Тихого океана. Эти изменения являются главными движущими силами изменений в криосфере Арктики.

Изменение климата включает в себя повышение температуры воздуха, уменьшение толщины и площади морского льда и таяние Гренландского ледяного щита.

В настоящее время климат на нашей планете сильно меняется. На протяжении долгого времени считали, что главную роль в изменении играют естественные факторы, но сейчас на первом месте стоит антропогенный фактор. Аэрозоли и газовые примеси существенно влияют на термическую структуру атмосферы над арктическим регионом. В настоящее время происходит рост концентрации аэрозолей, а из этого следует, что происходит рост и теплового режима ледяной поверхности.

Тепловая энергия, которую излучает земная поверхность, поглощается парниковыми газами, которые отражают её обратно вниз. Это приводит к нагреву нижних слоев атмосферы и самой земной поверхности. Чем больше концентрация парниковых газов, тем больше нагревается поверхность.

«Уже начавшиеся климатические изменения проявляются в сокращении площади и уменьшении толщины арктического морского льда, таянии вечной мерзлоты, эрозии берегов, трансформации ледниковых щитов и шельфовых ледников и в изменениях в распределении и численности биологических видов» [4].

Еще одной проблемой является уменьшение озонового слоя в стратосфере. Вследствие деятельности человека в атмосферу поступает множество химических компонентов.

Первый способ борьбы – это снижение выбросов, которое будет направлено на уменьшение скорости изменения климата посредством уменьшения эмиссии парниковых газов. Второй-попытка ограничения неблагоприятных воздействий путем повышения приспособляемости к

изменению климата, которое будет происходить во время осуществления первого способа.

Изменение климата происходит в контексте других изменений в Арктике и включает рост химического загрязнения, которое проникается в Арктику из других регионов, изменения в землепользовании, быстрому росту населения и изменениям экономики. Воздействия на окружающую среду и общество являются результатом не только изменения климата, но и взаимодействия всех этих изменений.

Одна из дополнительных нагрузок на Арктику появляется в результате возрастающих уровней ультрафиолетовой радиации, достигающей земной поверхности из-за разрушения стратосферного озона.

Концентрации углекислого газа в атмосфере, которые растут вследствие человеческой деятельности, будут продолжать превышать естественные уровни на протяжении долгого времени. Скорость и величина потепления могут быть уменьшены, если будущие эмиссии будут значительно ограничены для стабилизации концентрации парниковых газов.

Если общество выберет путь значительного снижения эмиссий, то соответствующие изменения климата будут меньше и будут проходить медленнее. Это не устранит все воздействия, но это даст возможность экосистемам и сообществам людей как целым легче адаптироваться с учетом снижения глобальных последствий и затрат.

Поскольку лед и снег в Арктике тают, то более темные поверхности океана и суши будут поглощать больше солнечной энергии, увеличивая потепление. Большая часть дополнительной энергии идет непосредственно на нагревание атмосферы, тогда как в тропиках большая часть затрачивается на испарение.

Толщина слоя атмосферы, который должен нагреваться гораздо меньше, чем в тропиках, что приводит к более значительному росту температуры в Арктике. Так как потепление приводит к сокращению морского льда,

солнечное тепло, поглощаемое океаном более легко передается в атмосферу зимой, приводя к росту температуры воздуха.

Поскольку тепло переносится в Арктику, как атмосферой, так и океанами, изменение структуры атмосферной и океанической циркуляции также может привести к усилению потепления Арктики.

Производят ряд наблюдений, которые позволяют продемонстрировать рост температуры воздуха, уменьшение площади и толщины морского льда, таяние вечной мерзлоты и увеличение уровня моря.

Наблюдения подтверждают то, что количество осадков по всей Арктике выросло примерно на 8% за последние 100 лет, что представлено на графике на рисунке 1. Кроме общего увеличения суммы осадков наблюдаются также изменения характеристик осадков. Наибольший рост приходится на осадки в виде дождя.

Данные о климате в прошлом получают из ледовых кернов и других источников, которые дают представления о том, каким климат был в прошлом.

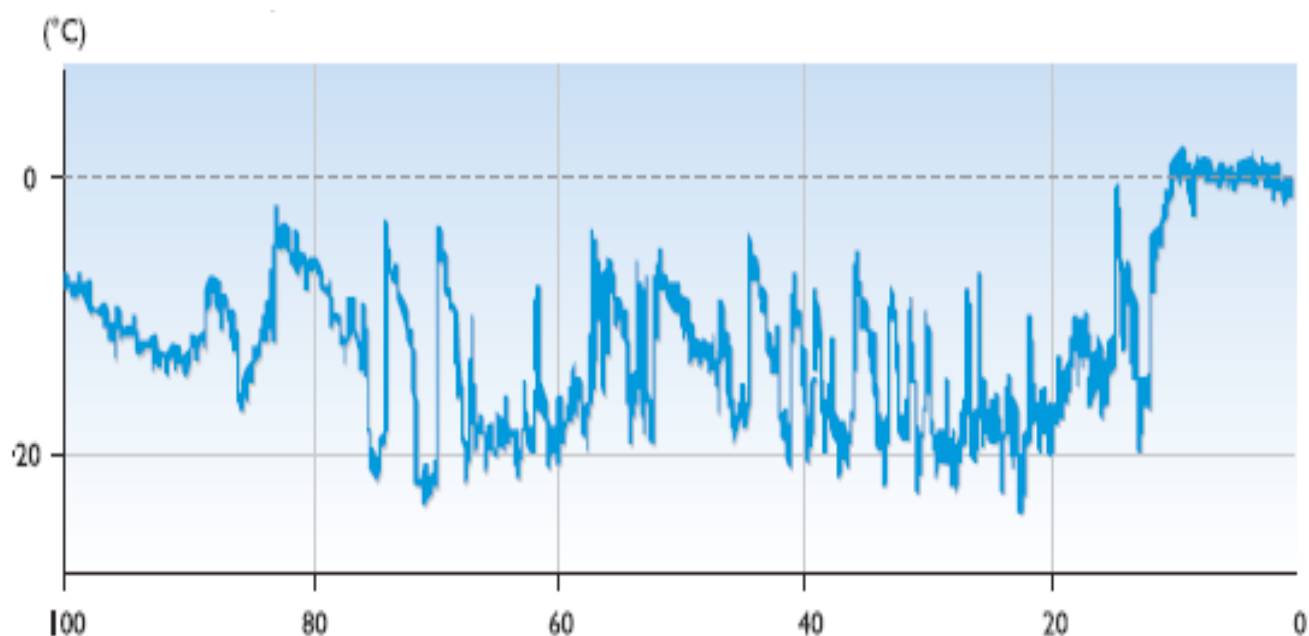


Рисунок 1 – Колебания температуры в Гренландии за 100 тысяч лет [5]

Арктика оказывает особое влияние на глобальный климат. Годовая сумма приходящей от солнца энергии является наибольшей вблизи экватора и наименьшей у полюсов. Из-за того, что значительная часть территории Арктики покрыта снегом и льдом, доля приходящей энергии, которая отражается назад в космос, здесь более значительна, чем в низких широтах, где наибольшая часть этой энергии поглощается поверхностью земли. Если бы не было переноса тепла атмосферой и океаном от тропика к полюсам, то тропики бы нагревались сильнее, а полярные регионы были бы гораздо холоднее. В Северном полушарии основной вклад в океаническую часть этого переноса энергии вносит Атлантический океан и процессы, которые происходят в Арктике, обладают возможностью оказывать воздействие на интенсивность циркуляции Атлантического океана. Годовая сумма приходящей от солнца энергии является наибольшей вблизи экватора и наименьшей у полюсов. Из-за того, что значительная часть территории Арктики покрыта снегом и льдом, доля приходящей энергии, которая отражается назад в космос, здесь более значительна, чем в низких широтах, где наибольшая часть этой энергии поглощается поверхностью земли. Если бы не было переноса тепла атмосферой и океаном от тропика к полюсам, то тропики бы нагревались сильнее, а полярные регионы были бы гораздо холоднее. В Северном полушарии основной вклад в океаническую часть этого переноса энергии вносит Атлантический океан и процессы, которые происходят в Арктике, обладают возможностью оказывать воздействие на интенсивность циркуляции Атлантического океана.

1.2 Радиационный режим земной поверхности в Арктике

Вследствие малого прихода солнечной радиации при большой отражающей способности подстилающей поверхности и отсутствия притока коротковолновой радиации в период полярной ночи значения радиационного

баланса в Арктике большую часть года отрицательны. В районе Центрального полярного бассейна радиационный баланс отрицателен в течение 8 месяцев, а на островах и побережье – в течение 7 месяцев. Лишь в продолжение 4-5 месяцев радиационный баланс в Арктике положителен. Значения радиационного баланса в июле на побережье арктических морей примерно такие же, как и в умеренных широтах. Это связано с большим поступлением лучистой энергии в это время в высоких широтах.

Радиационный баланс в Арктике большую часть года отрицателен, но вследствие большого поступления тепла солнечной энергии в светлый период года годовые значения радиационного баланса в Арктике в среднем многолетнем выводе положительные.

Максимальные значения суммарной радиации в большей части Арктики приходятся на июнь. Для более южных районов характерны большие значения эффективного излучения. Максимум поглощенной радиации в континентальной Арктике приходится на июнь; для более северных пунктов четко прослеживается смещение этого максимума на июль вследствие запаздывания схода снежного покрова. Годовой ход в месяцы отсутствия солнечного сияния или малого прихода солнечной радиации определяется ходом эффективного излучения, а в другие месяцы – ходом поглощенной радиации. Переход через нулевые значения отмечается в апреле и в сентябре.

2 Радиационный баланс Земли

2.1 Пространственно-временные вариации составляющих РБЗ

Являясь основной частью теплового баланса, радиационный баланс участвует во многих тепловых процессах, определяя термический режим не только воздуха и поверхности, но и некоторых глубинных слоев воды, почвы, льда и снега. Таяние и образование льда, простаивание и промерзание почвы, и другие подобные явления наряду с прочими факторами связаны с поступлением или потерей тепла лучистой энергии. Таким образом, данные о радиационном балансе в Арктике необходимы не только при общих климатологических, но и при специальных гидрологических, гляциологических, геокриологических и других исследованиях

Вместе с тем в силу особенностей географического положения, характера подстилающей поверхности, распределения температуры и влажности с высотой, особенностей физических свойств облаков, и других факторов радиационный климат Арктики обладает рядом специфических, характерных только для нее особенностей, изучение которых представляет большой самостоятельный интерес.

Радиационный баланс Земли - разность между поглощенной солнечной радиацией и эффективным излучением. Радиационный баланс состоит из коротковолновой и длинноволновой радиации. Он включает в себя следующие элементы, которые называются составляющими радиационного баланса: прямая радиация, рассеянная, отраженная коротковолновая, излучение земной поверхности, встречное излучение атмосферы.

Радиационный баланс может быть положительным и отрицательным. Этим определяется нагревание или охлаждение Земли. Для радиационного баланса характерны суточная и годовая периодичность. Он определяет распределение

температур на поверхности суши и океанов, а также атмосферы; таяние снега; испарение и другие процессы, происходящие в природе.

В течение суток в любом месте на Земле радиационный баланс меняется вместе с изменением высоты Солнца над горизонтом. И в один и тот же момент времени РБЗ во всех точках Земли различен

В течение года инсоляция, планетарное альbedo и длинноволновое излучение изменяются. Эти изменения достаточно велики и могут быть измерены имеющимися наблюдательными системами. Годовые изменения инсоляции у верхней границы атмосферы происходят из-за эксцентриситетности земной орбиты. В наше время Земля подходит ближе всего к Солнцу во время декабрьского солнцестояния. В течение данного сезона плотность потока солнечной радиации наибольшая.

Планетарное альbedo достигает максимальной средней величины вблизи декабрьского солнцестояния. Минимум перед сентябрьским равноденствием. Эти изменения альbedo ослабляют влияние на радиационный баланс годовой вариации прихода солнечной радиации.

Годовые изменения глобальной осредненной инсоляции являются движущей силой климатической системы Земли. Изменения в компонентах радиационного баланса Земли, которые вытекают из этой движущей силы, являются мерой отклика климата на подобное воздействие. На изменение компонентов РБЗ в течение года в Северном и Южном полушариях большое влияние оказывает наклонности оси вращения Земли относительно перпендикуляра к плоскости эклиптики.

Анализ межгодовой изменчивости радиационного баланса Земли и его компонентов показывает, что месячные, сезонные и даже годовые средние компоненты радиационного баланса проявляют заметные изменения от года к году. Эти изменения чаще проявляются в тропиках и тесно связаны с изменениями в атмосферной циркуляции и температуры морской поверхности.

Радиационный баланс поверхности одним из климатообразующих факторов. От РБП зависит её температура и температура приземного слоя воздуха. На РБП влияют высота Солнца, характер и состояние поверхности, содержание водяного пара и других газов в атмосфере, её замутненность. Если приход лучистой энергии больше её ухода, то РБП положительный и поверхность Земли нагревается. Если приход меньше ухода, то отрицательный и земная поверхность охлаждается.

Лучистая энергия Солнца- практически единственный источник тепла для земной поверхности и её атмосферы. Солнце является для земной поверхности не только источником тепла, но и света.

Если рассматривать температурные условия на Земле за длительные промежутки времени, то можно принять теорию, что Земля находится в тепловом равновесии. Приход тепла уравнивается его потерей в космическое пространство.

Выделяют коротковолновую и длинноволновую радиацию. Коротковолновой называют радиацию в диапазоне длин волн от 0,1 до 4 мкм. К длинноволновой относят радиацию, которая излучается земной поверхностью и атмосферой с длинами волн от 4 до 100 мкм.

Видимый свет занимает узкий интервал длин волн, всего от 0,40 до 0,76 мкм. На инфракрасное приходится 44%, а на УФ-9%.

Максимум лучистой энергии в солнечном спектре приходится на излучения с длинами волн около 0,475 мкм.

Прямая солнечная радиация – это радиация, которая приходит к поверхности Земли. Она распространяется от Солнца по всем направлениям.

Около 30 % падающей прямой солнечной радиации отражается обратно в космическое пространство, а остальные 70 % поступают в атмосферу. Солнечная радиация частично рассеивается газами и аэрозолями и переходит в особую форму рассеянной радиации, которая распространяется по всем направлениям. Около 2/3 рассеянной радиации приходит затем к поверхности. Частично прямая

солнечная радиация поглощается атмосферными газами и примесями (около 23 %), т.е. идет на нагрев атмосферы. Такую радиацию называют поглощенной. Озон является одним из основных поглотителем солнечной радиации. Поглощает ультрафиолетовую и видимую солнечную радиацию. Общее поглощение солнечной радиации озоном составляет около 3% от прямой солнечной радиации.

Солнечная постоянная позволяет оценивать потоки в любом месте Солнечной системы и получить ориентировочное представление о температурных условиях на планетах и их спутниках.

Всю солнечную радиацию, приходящую к земной поверхности, называют суммарной радиацией. Падая на земную поверхность, суммарная радиация поглощается верхним слоем почвы или в более толстом слое воды. Величина отражения солнечной радиации земной поверхностью зависит от характера поверхности. Отношение количества отраженной радиации к общему количеству радиации, падающей на данную поверхность, называется альбедо поверхности.

Отношение уходящей в космос отраженной и рассеянной солнечной радиации к общему количеству солнечной радиации носит название планетарного альбедо Земли или альбедо Земли.

Планетарное альбедо Земли близко к 30 %. Основную часть планетарного альбедо Земли составляет отражение радиации облаками.

Верхние слои почвы и воды, снежный покров и растительность излучают длинноволновую радиацию, которую называют собственным излучением земной поверхности.

Радиационным балансом земной поверхности называют разность между поглощенной солнечной радиацией и эффективным излучением.

Альбедо сильно растет от низких широт к высоким, как результат увеличения с широтой среднего солнечного зенитного угла, облачности и альбедо поверхности.

В зависимости от зенитного угла альbedo в средних широтах является наибольшим в течение зимнего сезона. Несмотря на то, что альbedo в средних широтах северного полушария больше, чем в южном, амплитуда сезонных вариаций альbedo в средних широтах также больше в северном полушарии. Годовые вариации альbedo в средних широтах северного полушария наибольшие над областями суши, однако над океаном в этой широтной зоне годовые вариации альbedo также больше, чем над океаном в средних широтах южного полушария.

Величины альbedo являются важными характеристиками земной климатической системы, которые дают информацию об облачности, ледовом и снежном покрове и подстилающей поверхности. Изменение отражательной способности поверхности вследствие таяния снега и льда, и изменений растительного покрова может существенно изменить температурный режим Арктики.

Поверхность Арктического региона имеет ярко белый цвет из-за того, что земля покрыта снегом и льдом. Это способствует отражению большей части солнечной радиации от поверхности обратно в космос. В случае интенсификации таяния снега и льда, обнажается земная и водная поверхность, которая является более темной и, поэтому, поглощает больше солнечной энергии. На рисунке 2 представлена карта изменения поглощённой солнечной радиации в Арктике севернее 60° с.ш. в июле. Эта карта построена по данным поглощённых потоков как разница между средним значением июля 1985-1988 гг. (проект ERBE) и июлем 2000-2003 гг. (проект CERES). Карта иллюстрирует насколько сильно увеличилось поглощение солнечной радиации в Арктическом регионе. На севере и западе Гренландии поглощение за рассмотренный период возросло до 35, в отдельных местах до 40 Вт/м^2 .

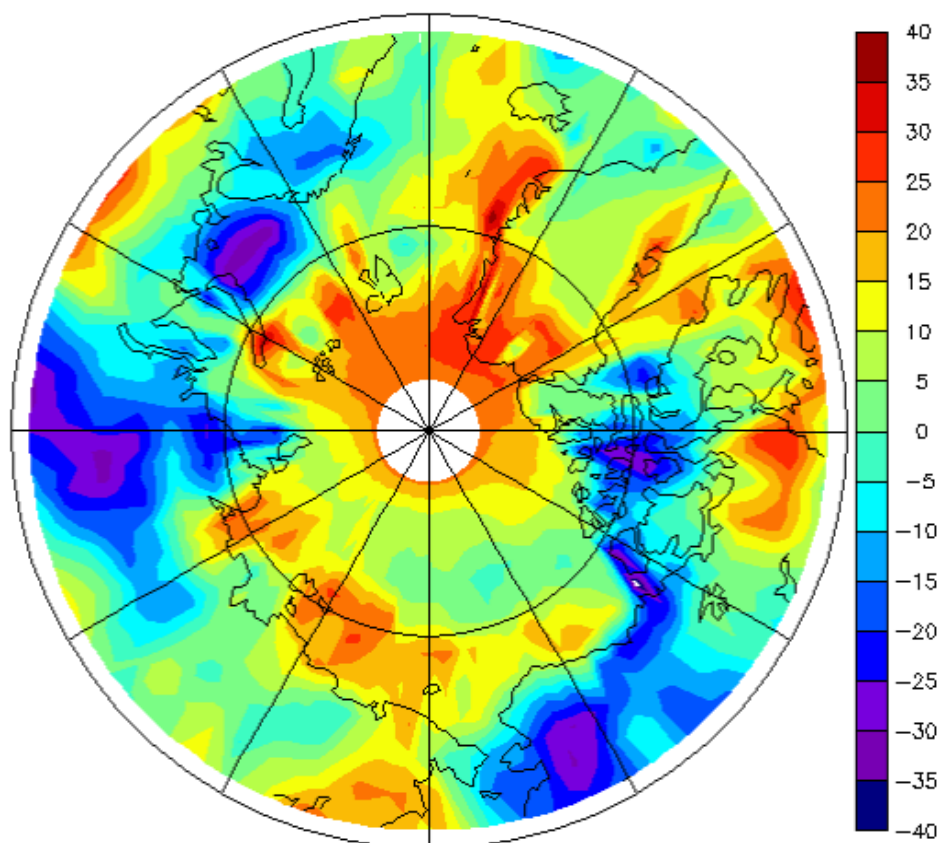


Рисунок 2 - Карта изменения поглощённой солнечной радиации в Арктике севернее 60°с.ш. в июле, полученная как разница между средним значением июля 1985-1988 гг (проект ERBE) и июлем 2000-2003 гг. (составлено автором)

В Гренландии за последние 30-40 лет увеличилась зона таяния ледников в летний период времени, поэтому изучение отражательной способности ледников является на сегодня одной из актуальных задач в Арктике.

На рисунке 3 представлены карты распределения альбедо в 2010 и 2013 годах над Гренландией по данным радиометра ИКОР-М.

Стоит обратить внимание, что практически во все месяцы этих лет 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.

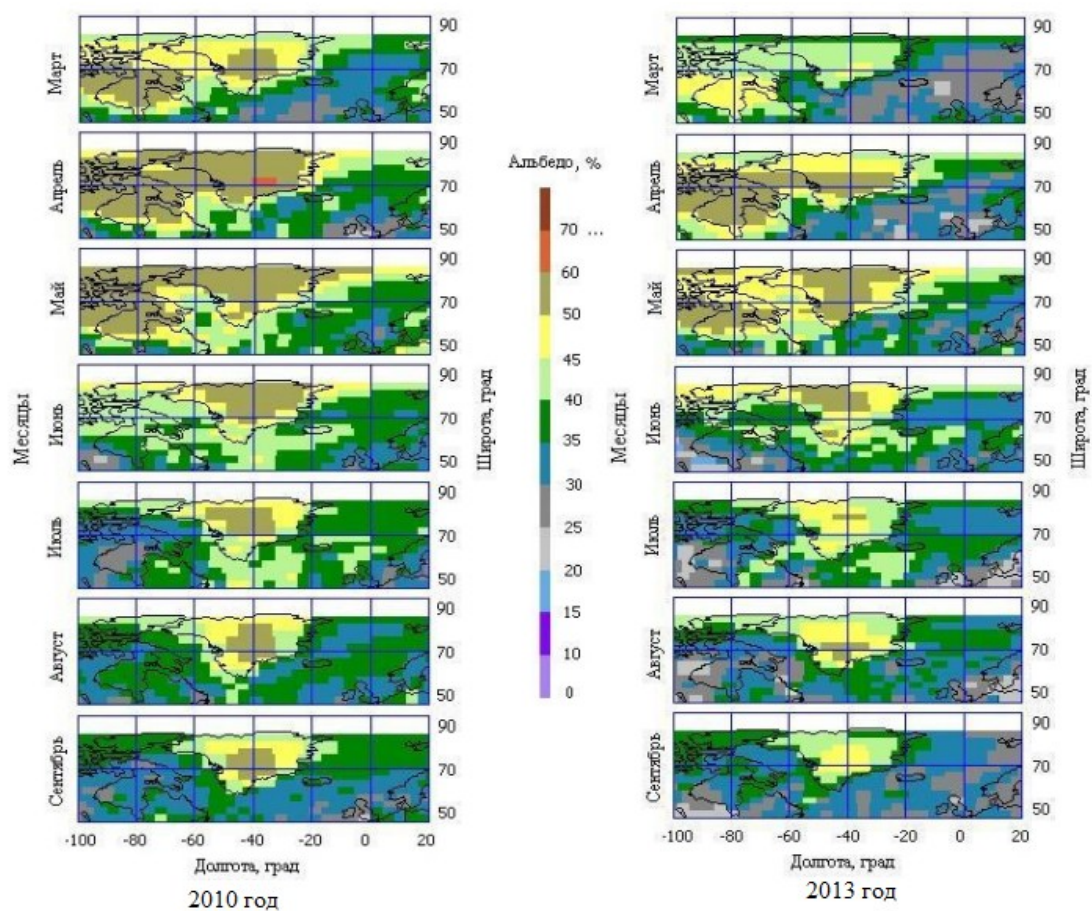


Рисунок 3 - Карты распределения альбедо в 2010 (слева) и 2013 году (справа) над Гренландией по данным радиометра ИКОР-М (составлено автором)

Представленные на рисунке 4 карты показывают распределение альбедо в 2015 и 2017 годах над Гренландией по данным радиометра ИКОР-М. Самые большие значения над островом Гренландия наблюдались в мае и июне 2015 года и составляли 50-60%, а в 2017 году самые большие значения над островом были в мае, июне и июле (50- 60%).

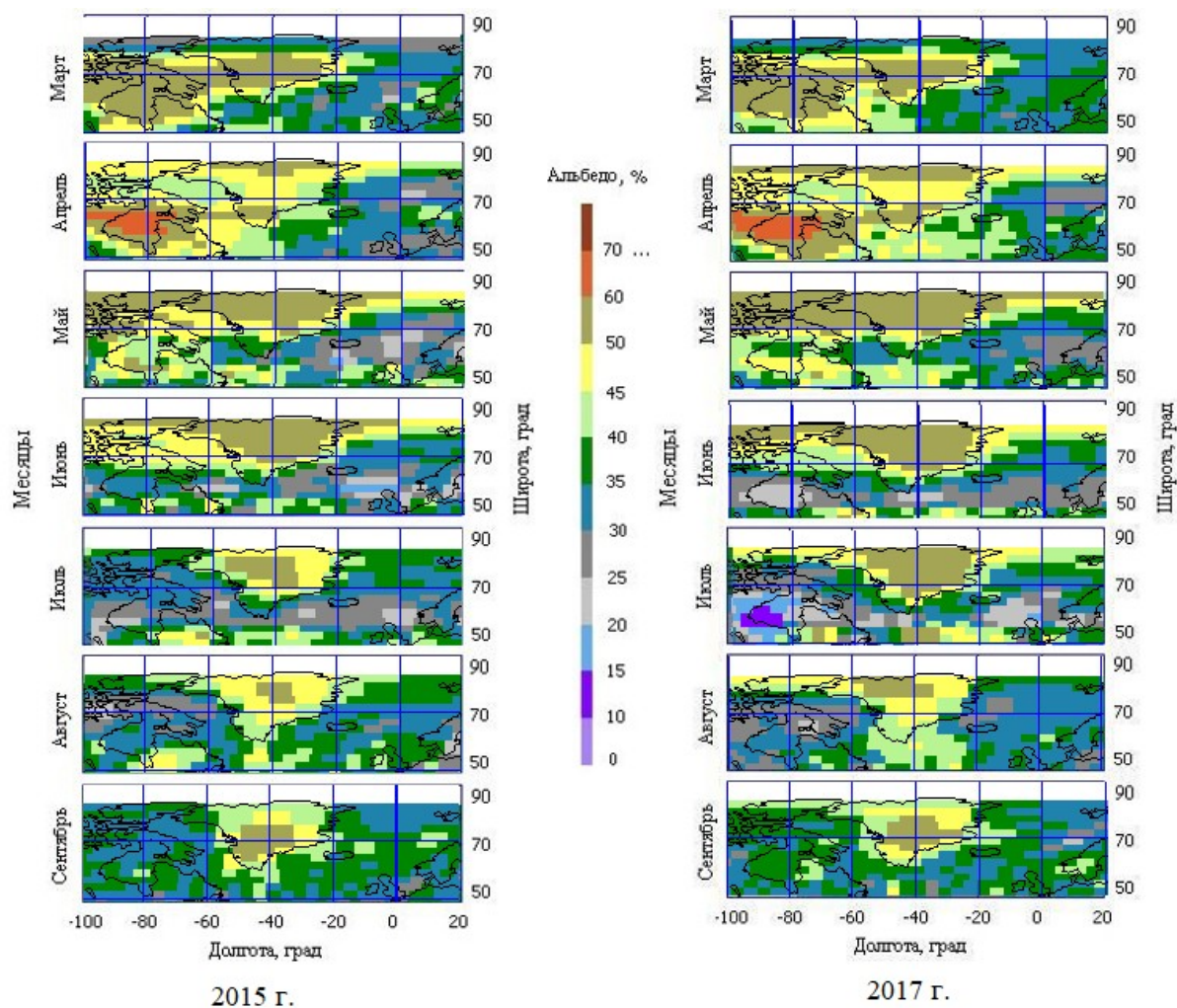


Рисунок 4 - Карты распределения альбедо в 2015 (слева) и 2017 году (справа) над Гренландией по данным радиометра ИКОР-М (составлено автором)

2.2 Спутниковые методы изучения составляющих радиационного баланса Земли

В настоящее время у людей есть множество способов изучать нашу планету. Один из таких способов является спутниковый метод.

Аппаратура ИКОР-М (Измеритель коротковолновой отраженной радиации), представленная на рисунке 5, была установлена на российских спутниках под названием «Метеор-М» № 1, который представлен на рисунке 6 и был запущен в сентябре 2009 года, а в июле 2014 года – «Метеор-М» № 2. С помощью ИКОР-М получают информацию об уходящей отраженной

коротковолновой радиации, являющейся одной из составляющих радиационного баланса Земли и альбедо.

Вся информация может быть использована для составления прогнозов погоды и в изучении изменения климата в Арктическом регионе.

Радиометр ИКОР-М, в свою очередь, проводит измерения потока отраженной коротковолновой радиации каждую секунду.

На первом этапе производится обработка поступающих мгновенных данных при помощи, разработанной специалистами СГУ программы «ИКОР—декодер». На этом уровне программа формирует текстовый файл, в котором в хронологическом порядке содержится следующая ежесекундная информация: номер информационного кадра радиометра ИКОР-М, бортовые дата и время каждого измерения, результаты измерения потока уходящей коротковолновой радиации (УКР) и температуры прибора.

Далее осуществляется привязка каждого измерения к телеметрической информации с помощью созданной программы «CoordReader». Для каждого измерения ИКОР-М производится поиск соответствующих ему телеметрических данных, затем осуществляется временная привязка к гринвичскому времени.

Третий уровень обработки позволяет осуществлять просмотр информации, содержащейся в банке данных, при помощи специальной программы редактирования и анализа полей для ИКОР «IKOR Fields Editor». Программа позволяет оценить пространственно-временную изменчивость составляющих радиационного баланса любых регионов по выбору исследователя, а также визуализировать расположение витка спутника на физической карте Земли. Возможность масштабирования позволяет детально проанализировать любое из ежесекундных мгновенных измерений.

Программа позволяет строить карты составляющих радиационного баланса (уходящая коротковолновая радиация, альбедо, поглощенная радиация) по мгновенным и среднемесячным значениям, как в глобальном масштабе, так и по отдельным регионам.



Рисунок 5 - Радиометр ИКОР-М [8]

Основная цель программы исследований — получение среднемесячных значений альбедо и поглощенной радиации, широтных распределений этих величин, глобальных значений альбедо и поглощенной радиации и оценка их вариаций, т. е. мониторинг альбедо и поглощенной радиации, их воздействие на изменение климата.

Погрешности измерения конечного продукта, альбедо и поглощенной радиации, складывается из погрешностей всех звеньев измерительной цепочки. Прежде всего - это погрешность отсчетов радиометра, равная $\pm 1\%$. Радиометр ИКОР-М дает отсчеты из четырех значащих цифр кодовых величин рабочих напряжений и в таком случае погрешность отсчета не превосходит $0,1\%$.

Сама погрешность привязки радиометра ИКОР-М и контрольного пиргелиометра составила: среднеквадратическое отклонение $\pm 0,2\%$ по протоколу сличений. Таким образом, погрешность отсчетов радиометра не превосходит 1% .

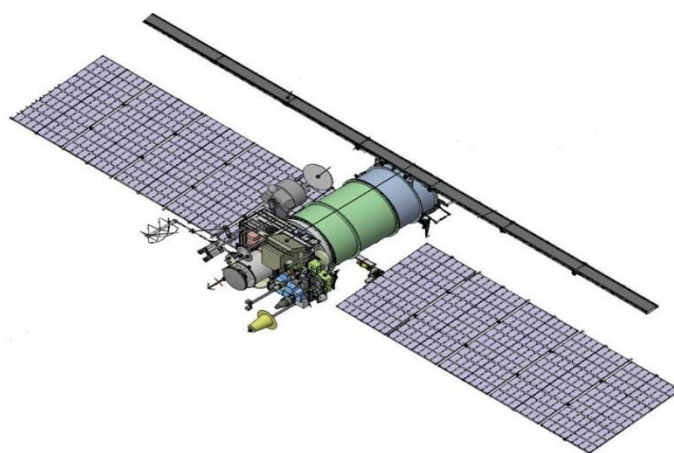


Рисунок 6 - ИСЗ «Метеор - М» №1 [8]

Прибор проводит измерения потока отраженной коротковолновой радиации каждую секунду. За каждые сутки спутник совершает 14 витков. На рисунках 7 и 8 показан трек орбиты и проекция витка спутника «Метеор – М» №1.

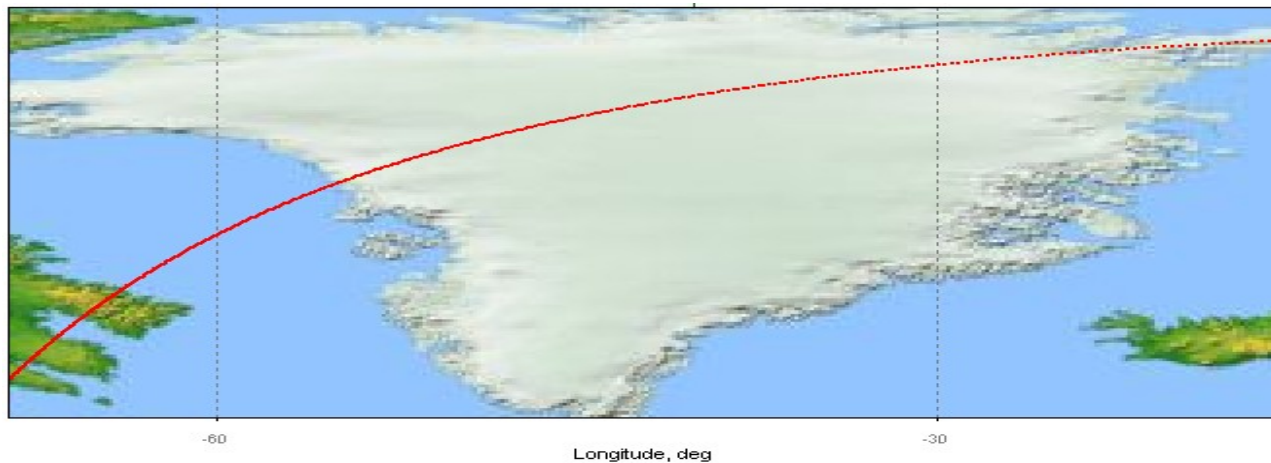


Рисунок 7 - Трек орбиты над Гренландией 22 августа 2014 года (составлено автором)

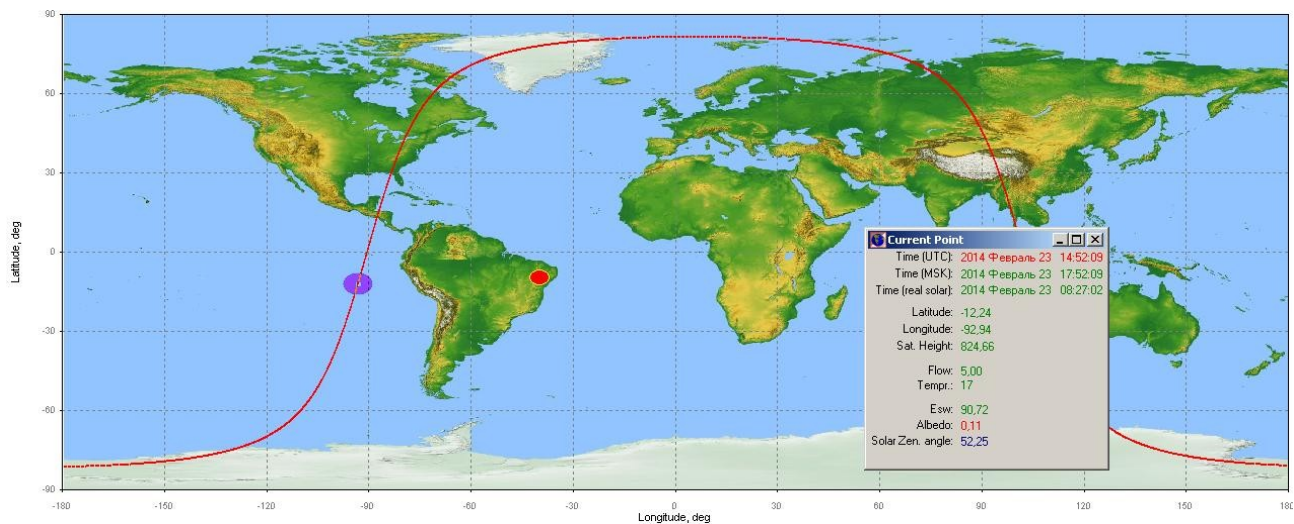


Рисунок 8 – Проекция витка ИСЗ «Метеор – М» №1 (составлено автором)

Таким образом, уже получен достаточно большой массив данных, обеспечивающих покрытие Арктического региона в летний период, что позволяет решать различные задачи по оценке распределения величин отражённых потоков солнечной радиации, альбедо и поглощенной солнечной радиации за период с 2009 по 2019 гг.

Если проанализировать карты среднемесячных распределений величин альбедо, то можно выявить территории с минимальными и максимальными значениями альбедо. В качестве примера, приведена карта распределения альбедо в июне 2014 года в соответствии с рисунком 9.

Источником старения ИКОР-М является снижение прозрачности стеклянного фильтра в результате загрязнения его поверхности пылью или другими продуктами собственной атмосферы космического аппарата. Также возможным источником старения является объемное радиационное окрашивание стекла, используемого в качестве фильтра. Этот эффект возникает под действием жесткого ультрафиолетового и рентгеновского излучения, приводит к уменьшению прозрачности стекла в видимом диапазоне спектра и проявляет себя в уменьшении альбедо всех участков поверхности Земли.

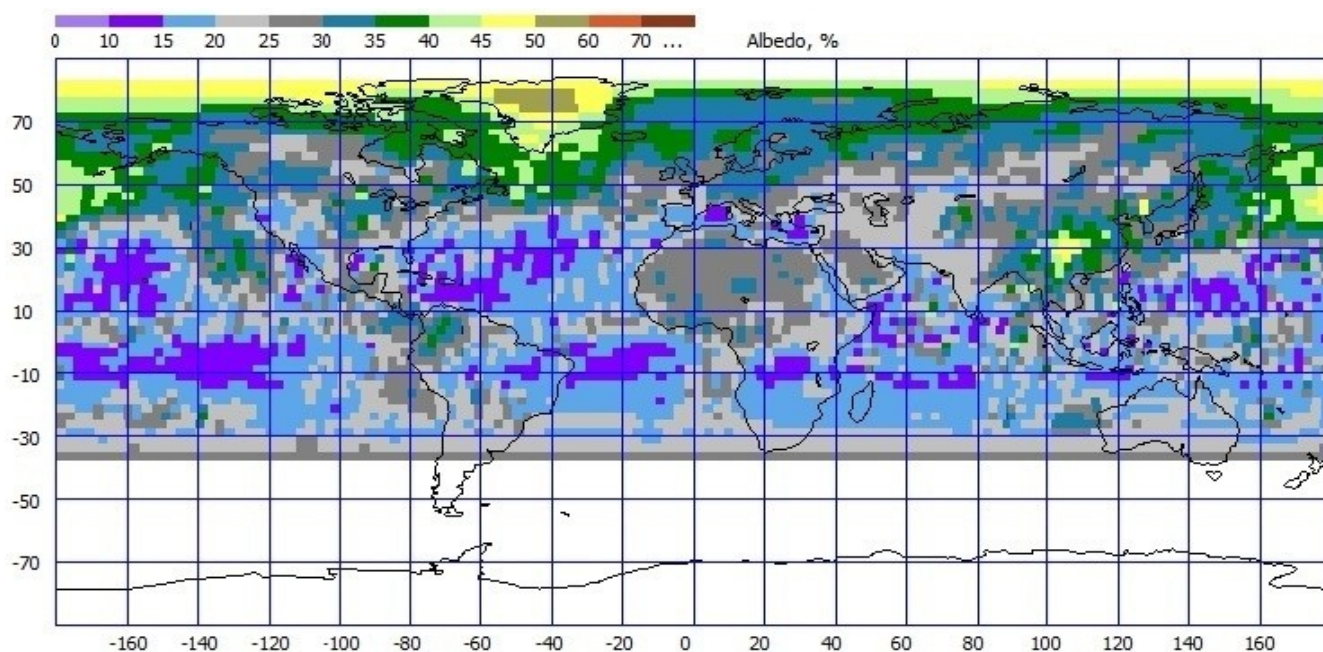


Рисунок 9 - Карта распределения среднемесячных значений альbedo в июле 2014 г., построенная по данным радиометра ИКОР-М на «Метеор-М» №1 (составлено автором)

Было произведено сравнение данных альbedo, полученных с помощью прибора ИКОР-М с другим известным спутниковым проектом The Earth Radiation Budget Experiment (ERBE). 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.

Величины альbedo являются важнейшими характеристиками земной климатической системы, которые дают информацию о снежном и ледовом покрове, облачности и подстилающей поверхности. Изменение отражательной способности поверхности вследствие таяния снега и льда, и изменений растительного покрова может существенно изменить температурный режим Арктики.

2.3 Радиационный режим о. Гренландия по данным ИКОР-М

В программе «IKOR_Archive_Viewer» были выполнены шаблоны, в соответствии с рисунком 10, для арктического региона по программе «IKOR_Fields_Editor». В дальнейшем они применялись для построения графиков распределения среднемесячных величин, составляющих радиационного баланса земли. В работе использовались данные с августа 2014 г. по февраль 2019 г., которые были получены со спутника.

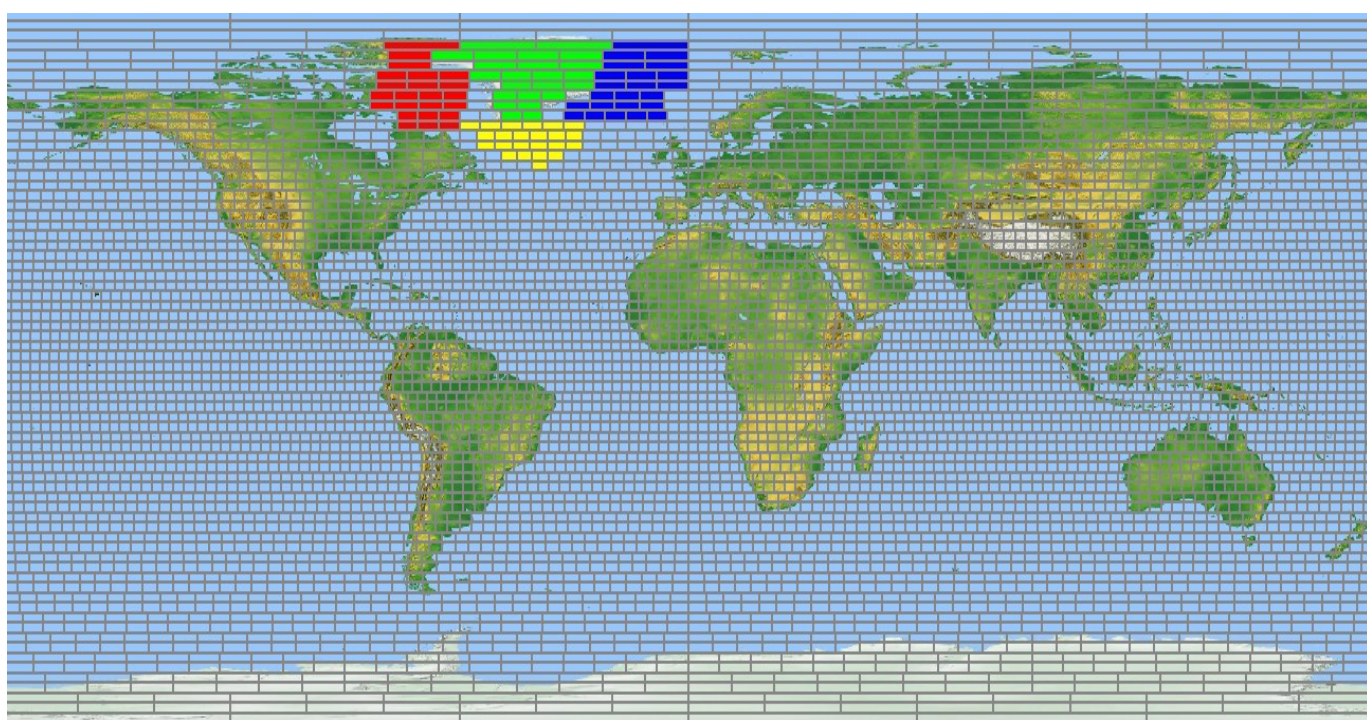


Рисунок 10 — Схема шаблонов, для расчетов среднемесячных величин альбедо и поглощенной солнечной радиации (составлено автором)

Изучая построенный график, в соответствии с рисунком 11, можно сделать вывод, что самые максимальные значения наблюдаются на юге в августе 2016 года, над островом Гренландия максимум отмечается в 2018 году в июне, на западе в марте 2016 года, а на востоке в 2017 году в апреле. Самые минимальные значения над островом наблюдаются в декабре 2015 года, на западе минимум отмечается так же в декабре, но уже в 2014 году и в этом же году в декабре на

востоке можно отследить еще один минимум, на юге минимальные значения отмечались в 2015 году в декабре.

Изучая полученный рисунок 12, можно отметить самые большие значения над островом Гренландия в 2018 году в июне, в западном регионе максимум был также в июне в 2017 году, на юге в 2015 году в марте, на востоке в июне 2017 года. Минимальные значения наблюдаются над островом в 2015 году зимой, на западе в 2014 году, на юге минимум отмечается в 2017 году в январе.

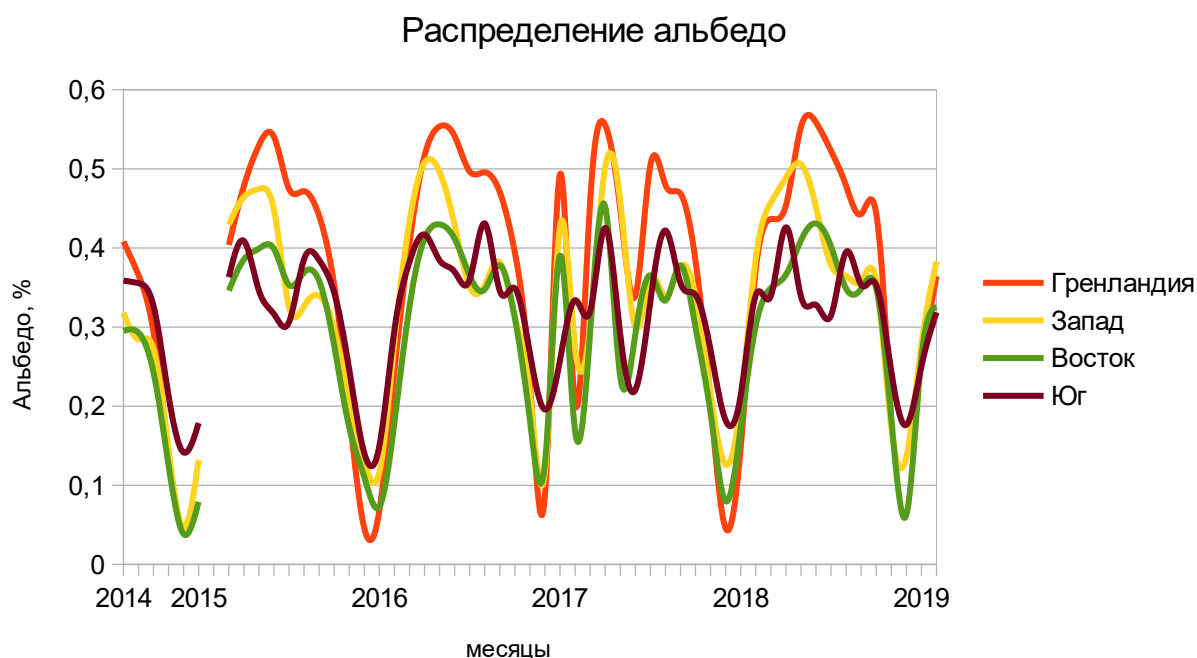


Рисунок 11 - Распределение альбедо над о. Гренландия и соседними территориями с августа 2014 г. по февраль 2019 г. (составлено автором)

Альбедо характеризует отражательную способность поверхности любых объектов, с которыми взаимодействует излучение. Для разных видов излучения альбедо неодинаково: одна и та же поверхность может отражать коротковолновое излучение, но поглощать и излучать длинноволновое.

Распределение поглощенной солнечной радиации

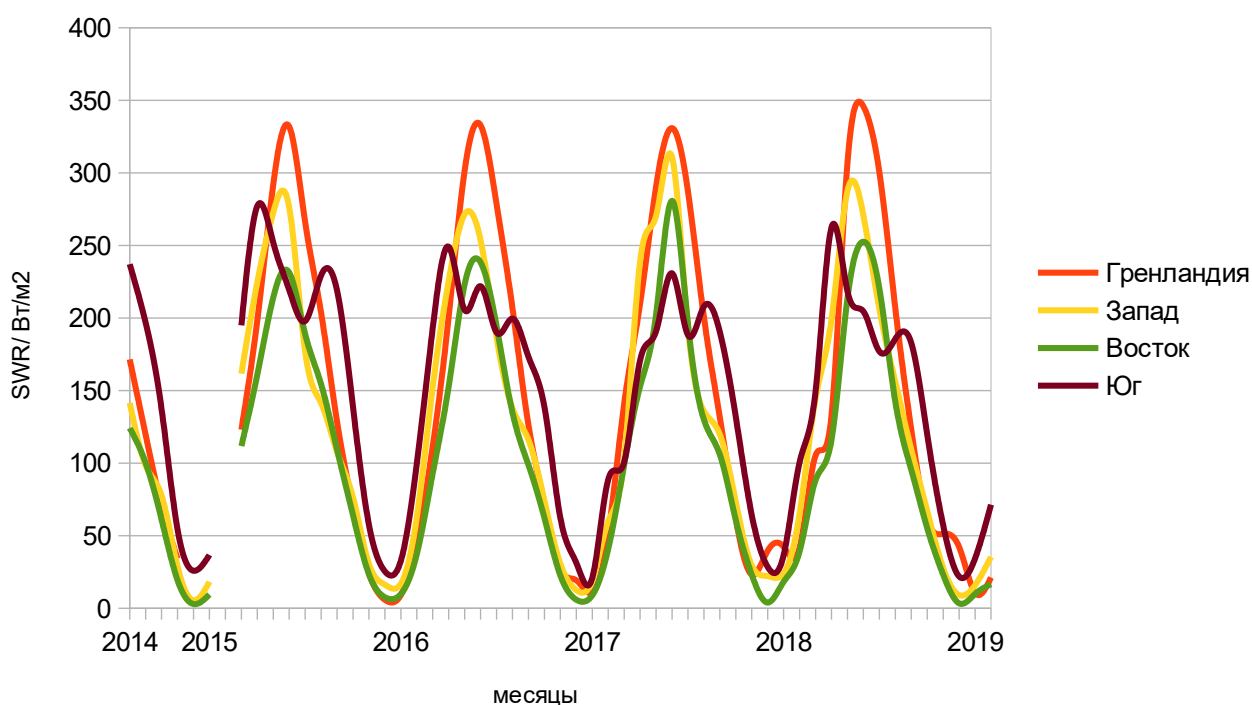


Рисунок 12 - Распределение поглощенной солнечной радиации над о. Гренландия и соседними территориями с августа 2014 по февраль 2019 г. (составлено автором)

В программе «IKOR Fields Editor» был составлен шаблон Гренландии в соответствии с рисунком 13, разделенный по широтам с шагом 2,5°.

Были построены графики с распределением альбедо и поглощенной солнечной радиации на основе данных, которые были получены с помощью программы, представленные на рисунках 14 и 15.

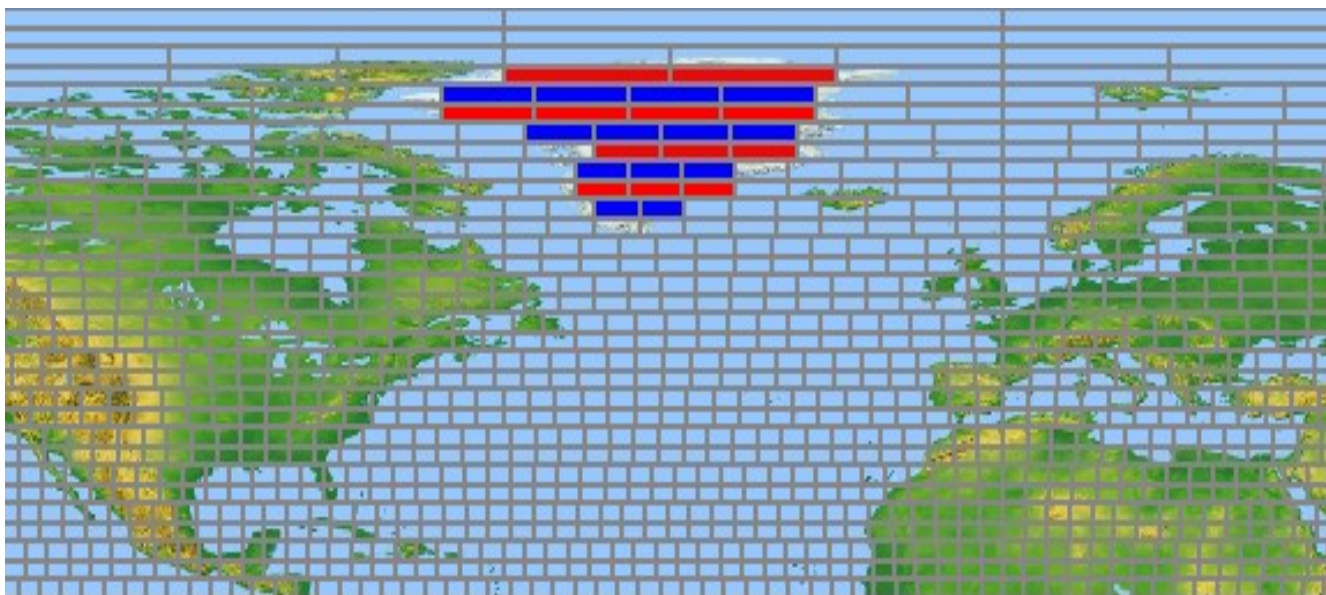


Рисунок 13 — Шаблон о. Гренландия, разделенный по широтам с шагом $2,5^\circ$ (составлено автором)

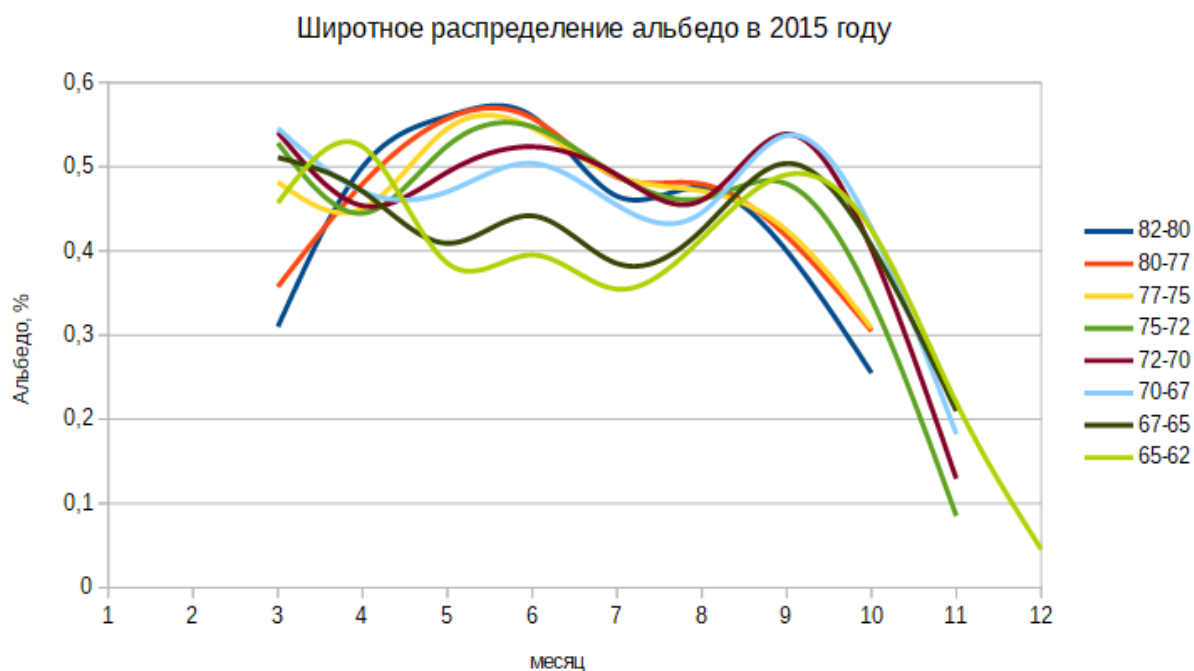


Рисунок 14 — Широтное распределение альбедо в 2015 году (составлено автором)

Несмотря ни на что глобальное альбедо, а значит, и общее количество солнечной энергии, поглощаемой поверхностью земного шара, меняется гораздо меньше. Это связано с тем, что семь десятых Земли покрыто водой, а площадь

периодически замерзающих акваторий невелика, и смена времен года затрагивает только умеренные широты обоих полушарий, но основное изменение все же зависит от Северного полушария, так как площадь суши в Южном полушарии гораздо меньше. Глобальное альbedo земной поверхности равно 29%.

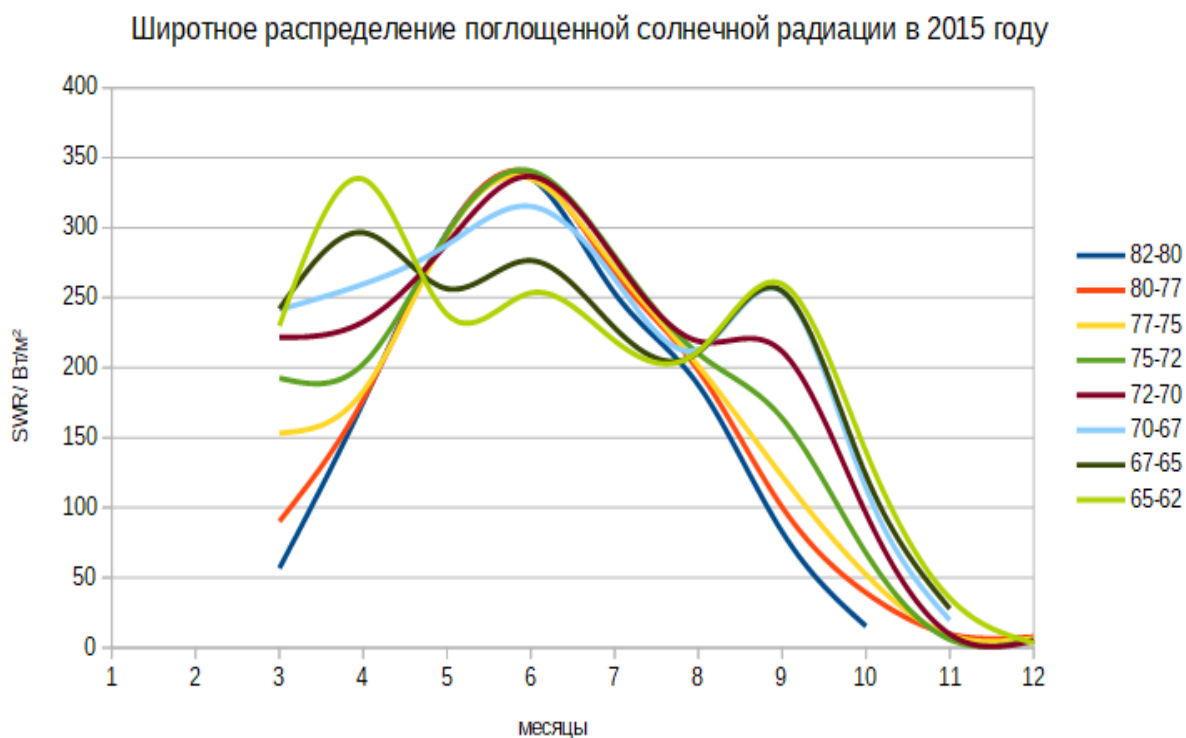


Рисунок 15 – Широтное распределение поглощенной солнечной радиации в 2015 году (составлено автором)

2.4 Облачность над Арктикой

Облака играют одну из ключевых ролей в земной климатической системе, перераспределяя радиационные потоки и относятся к главным климатообразующим факторам. Солнечная радиация и облачность представляют собой систему, которая определяет изменение погоды и климата. От форм, количества и радиационных свойств облаков зависит приход солнечной энергии.

Облачность в 3-7 баллов распределена равномерно. В летний период доминирует повторяемость пасмурного состояния неба (88 %), повторяемость ясного неба составляет 7 %, совсем незначительна облачность в 3-7 баллов (4-5 %), причем основную роль играют облака нижнего яруса. Май и октябрь являются короткими переходными сезонами между зимним и летним распределением облачности) [15, 16, 17]. Следует также отметить, что внутримассовым слоистым облакам, характерным для устойчивой воздушной массы, принадлежит доминирующая роль.

Облака здесь имеют низкий видимый и температурный контраст с подстилающей поверхностью и трудно различимы при спутниковых наблюдениях. Основная проблема наземных наблюдений – редкая сеть и неточность наблюдений во время полярной ночи. В качестве примера представлена таблица 1.

Таблица 1 — Облачность над Гренландией (составлено автором)

	январь	февраль	март	апрель	май	июнь	июль	август	сентябрь	октябрь	ноябрь	декабрь
85°	0,43	0,52	0,48	0,62	0,64	0,78	0,48	0,73	0,74	0,56	0,55	0,49
80°	0,46	0,59	0,39	0,33	0,49	0,53	0,43	0,43	0,62	0,49	0,52	0,51
75°	0,45	0,4	0,76	0,59	0,54	0,61	0,39	0,55	0,71	0,71	0,72	0,61
70°	0,67	0,84	0,64	0,72	0,56	0,46	0,3	0,56	0,61	0,76	0,77	0,62
65°	0,72	0,96	0,69	0,74	0,61	0,49	0,4	0,48	0,72	0,76	0,81	0,49
60°	0,74	0,73	0,62	0,65	0,78	0,79	0,59	0,53	0,74	0,69	0,65	0,85
55°	0,99	0,98	0,91	0,95	0,93	0,9	0,92	0,87	0,99	0,89	0,89	0,99

Были сняты значения общей облачности над Гренландией по данным с сайта Cloud Fraction вдоль долготы 45° с интервалом широт $85-55$ за 2015 год. Для каждой широты было снято значение Cloud Fraction и построены графики распределения облачности по широтным зонам в течение всего рассматриваемого года.

Как видно из графиков, показанных на рисунках 16 и 17, облачность в целом увеличивается во время зимних месяцев на 60 , 65 и 70 широтах, облачность уменьшается в летние месяцы, в основном в июле и в дальнейшем увеличивается. Так же видно, что вдоль 45 долготы облачность увеличивается от севера к югу и достигает максимума за пределами острова Гренландия там, где начинается акватория Атлантического океана.

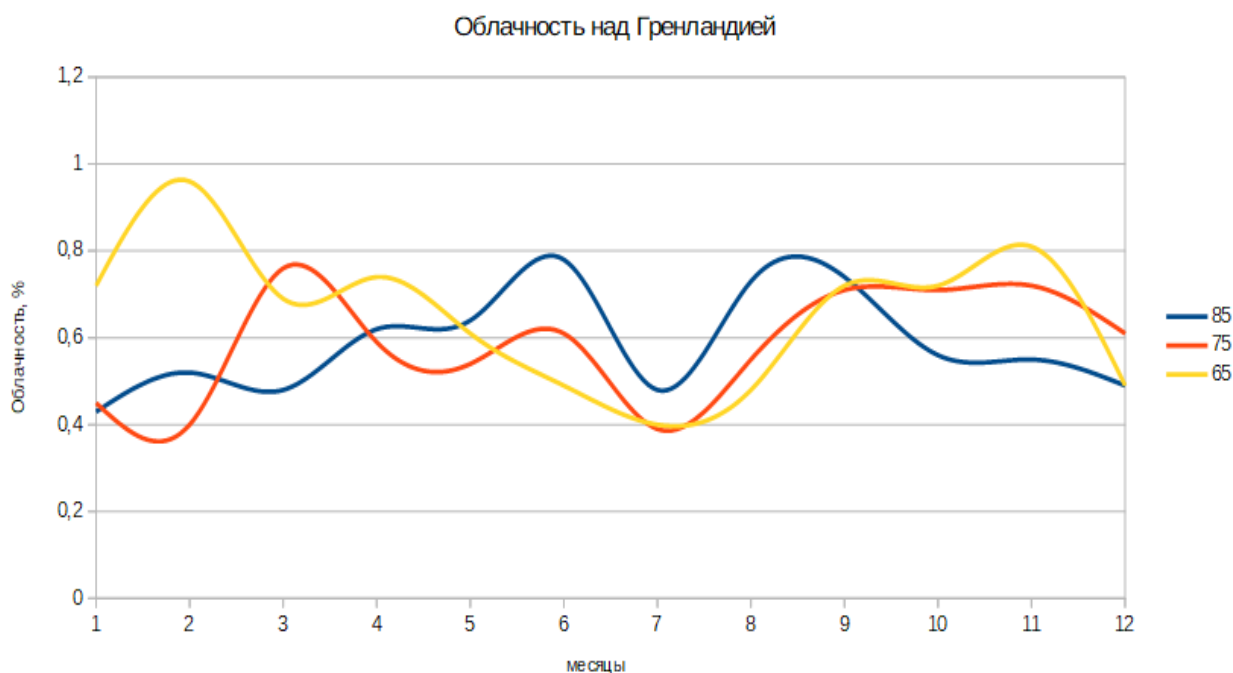


Рисунок 16 — Распределение облачности по широтам 85° , 75° , 65° над островом Гренландия в 2015 году (составлено автором)

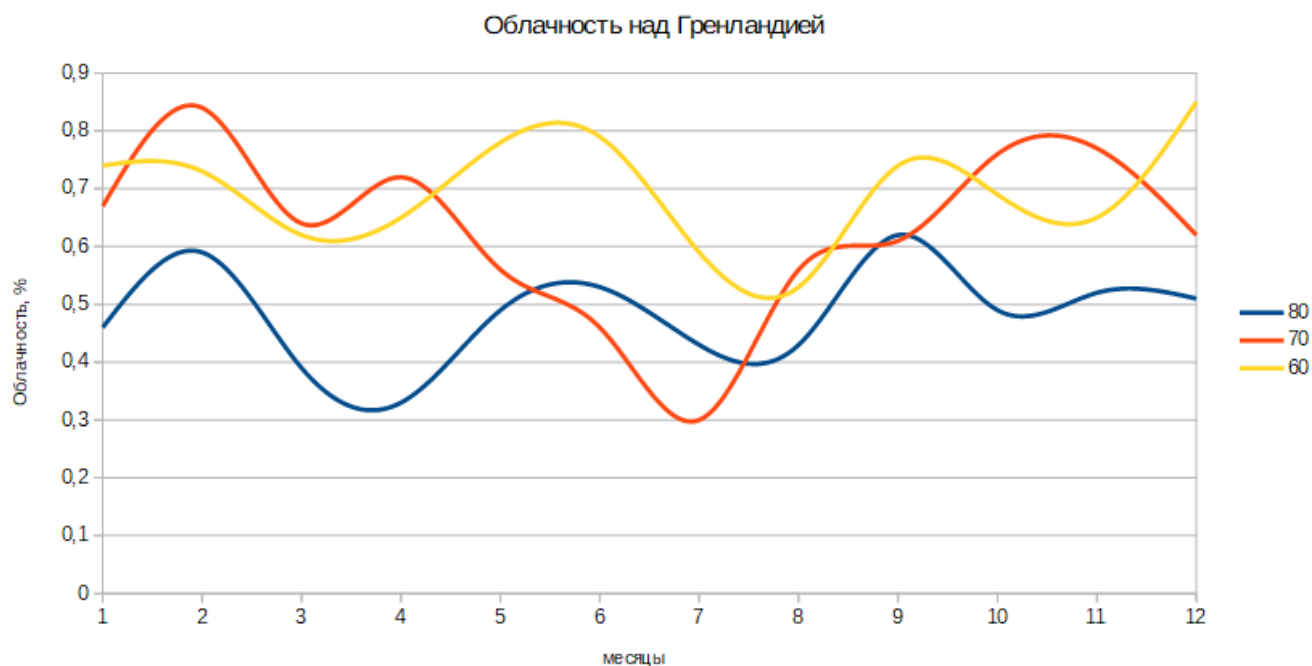


Рисунок 17 - Распределение облачности по широтам 80°, 70°, 60° над островом Гренландия в 2015 году (составлено автором)

Как видно из графика облачность в целом увеличивается во время зимних месяцев на 60, 65 и 70 широтах, облачность уменьшается в летние месяцы, в основном в июле и в дальнейшем увеличивается. Так же видно, что вдоль 45 долготы облачность увеличивается от севера к югу и достигает максимума за пределами острова Гренландия там, где начинается акватория Атлантического океана.

График с широтным распределением альбедо за 2015 год и графики с распределением облачности над островом Гренландия в 2015 году дает нам предположение о том, что альбедо над островом зависят в основном от подстилающей поверхности, то есть только от ледников. Можно сказать, что облачность вносит минимальное значение к окружающим значениям Гренландии.

Согласно К. Я. Кондратьеву [21], повышение альбедо с увеличением количества облачности является результатом многократного отражения между поверхностью снега и основанием облаков.

2.5. Пространственно-временные распределения солнечной радиации по данным CERES

Для построения карт распределения инсоляции над территорией острова Гренландия использовалась географическая информационная система MapInfo Professional, в соответствии с рисунком 18. ГИС MapInfo разработана в конце 80-х гг в США.

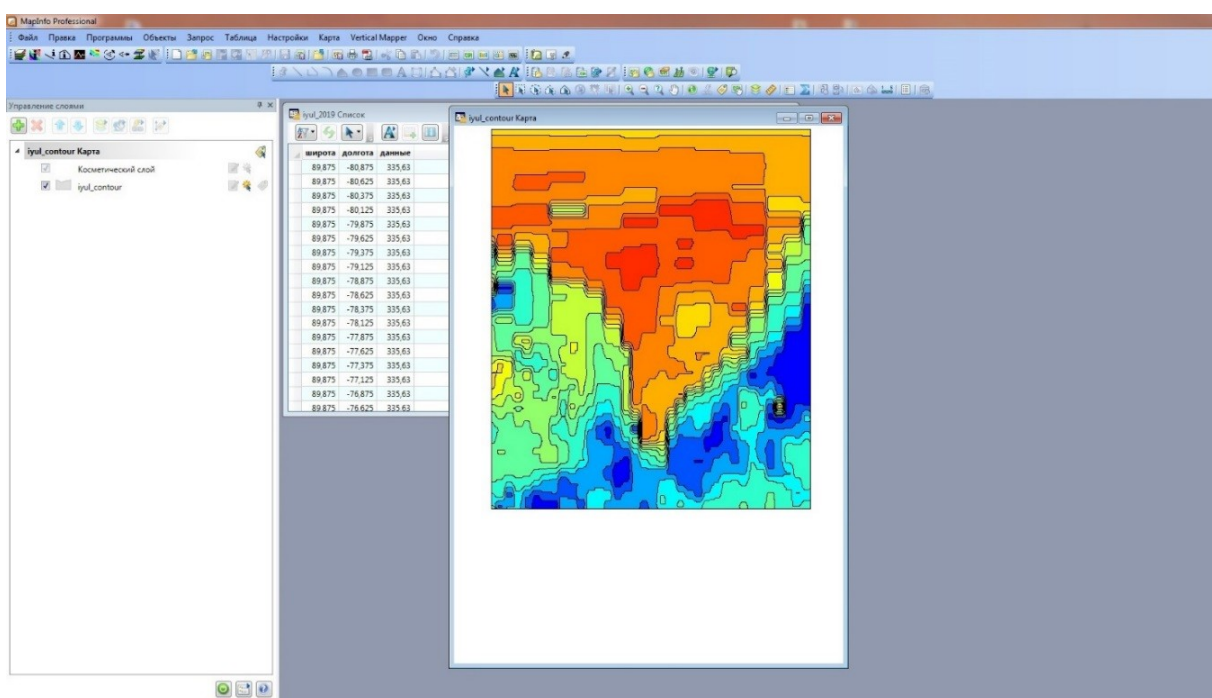


Рисунок 18 - Геоинформационная система MapInfo (составлено автором)

В начальный период с конца 1950-х годов до начала 1970-х годов, сопровождавшийся введением исследований принципиальных возможностей, пограничных областей знаний и технологий, осуществлена наработка эмпирического опыта и реализованы первые крупные проекты и теоретические работы. Именно в этот период были запущены первые искусственные спутники

Земли, появились компьютеры, чуть позднее — первые дигитайзеры, плоттеры, графические дисплеи. К этому же периоду относится и появление формальных методов пространственного анализа.

Период с начала 1970-х годов до начала 1980-х годов считается периодом государственных инициатив в сфере геоинформационных систем, именно государственная поддержка геоинформационных проектов на этом этапе стимулировала развитие экспериментальных работ в области геоинформационных систем, основанных на использовании баз данных по уличным сетям, созданы автоматизированные системы навигации, системы вывоза городских отходов и мусора, системы обеспечения движения транспортных средств в чрезвычайных ситуациях.

С первой половины 1980-х годов начался период коммерческого развития геоинформационных систем. Широкий рынок разнообразных программных средств, развитие настольных геоинформационных систем, расширение области их применения за счёт интеграции с базами непространственных данных, появление сетевых приложений, появление значительного числа непрофессиональных пользователей, системы, поддерживающие индивидуальные наборы данных на отдельных компьютерах, открыли путь системам, поддерживающим корпоративные и распределённые базы геоданных. С конца 1980-х годов появились геоинформационные системы пользовательского уровня.

MapInfo Professional — полнофункциональная инструментальная геоинформационная система (ГИС). С её помощью можно создавать и редактировать карты, хранить и обрабатывать информацию, связанную с картографическими объектами. ГИС MapInfo является системой управления базой пространственных данных. Позволяет обрабатывать также картографические данные, хранящиеся в базе, с учётом пространственных отношений объектов. Это наиболее развитая, мощная и простая в использовании система настольной картографии, позволяющая решать широкий спектр задач в

различных сферах деятельности. Данные в MapInfo могут быть представлены в виде Карт, Списков, Легенд, Графиков и Отчётов. В окне «Карта» доступны инструменты редактирования и создания картографических объектов, масштабирования, изменения проекций и другие функции работы с картой. Связанная с картографическими объектами информация может быть представлена в виде таблицы в окне «Список». В окне «График» данные из таблиц можно показать в виде графиков и диаграмм различных типов. В окне «Легенда» отображены условные обозначения объектов на карте и тематических слоях. Работая с MapInfo, можно формировать и распечатывать отчёты с фрагментами карт, списками, графиками и надписями.

MapInfo Professional обеспечивает:

- Картографический интерфейс.
- Создание и редактирование карт высокого качества.
- Пространственные данные, поставляемые с программным обеспечением.
- Работу с 3D-данными — построение изолиний, трёхмерная визуализация.

Карта в MapInfo может состоять из нескольких слоёв. Кроме векторных слоёв с объектами таблиц MapInfo, в окне «Карты» могут быть показаны растровые слои (слой с растровым изображением), а также тематические слои и «Косметический слой».

Растровые данные состоят из матрицы ячеек (или пикселей), которая организована в строки и столбцы (сетку), где каждая ячейка содержит значение, несущее некую информацию, например, данные о температуре.

В качестве атрибутов в таблицах часто используются растровые изображения — они показываются вместе с географическими данными и могут использоваться для передачи дополнительной информации о картографических

объектах. Растры обеспечивают отображение поверхностей с использованием регулярно расположенных значений.

Каждая строка таблицы содержит информацию об отдельном географическом объекте. Каждый столбец содержит определённый атрибут В «Рабочем Наборе» запоминаются как имена таблиц, окна, вспомогательные окна, так и их расположение на экране. Таким образом пользователь может сохранить рабочее состояние окон MapInfo и вызвать его в последующих сеансах работы. При загрузке откроет все таблицы и все окна, которые были открыты в момент сохранения. В зависимости от выбора вида проекции (способа передачи координат) визуальное представление одной и той же карты будет различным. Каждая проекция задаётся набором параметров. Различие между проекциями подчёркивается различными видами координатной сетки Координатная сетка - Совокупность горизонтальных (широта) и вертикальных (долгота) линий, располагаемых на мировых картах через равные промежутки (напр., через каждые десять градусов). Используется для удобства определения координат объектов. В MapInfo сетка представлена в виде отдельного слоя.

Для построения карт распределения инсоляции над территорией острова Гренландия был выбран период с марта по ноябрь 2019 гг., что представлено в картах на рисунках 19-27. Более подробно данные карты представлены в Приложениях А-Л.

Март 2019 год

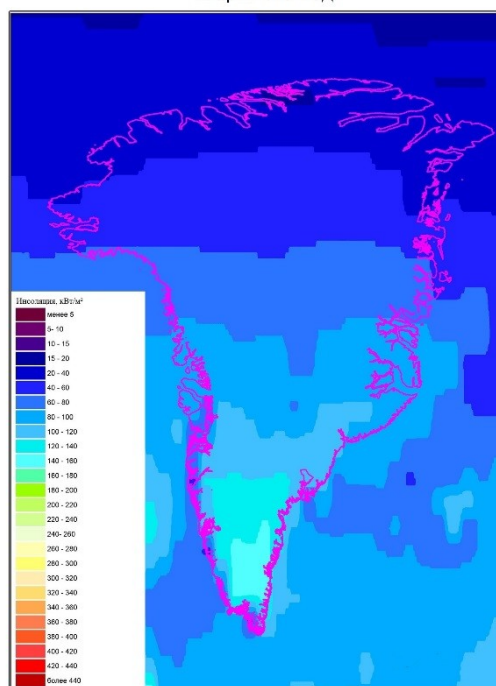


Рисунок 19 – Распределение инсоляции над о. Гренландия в марте 2019 года
(составлено автором)

Апрель 2019 год

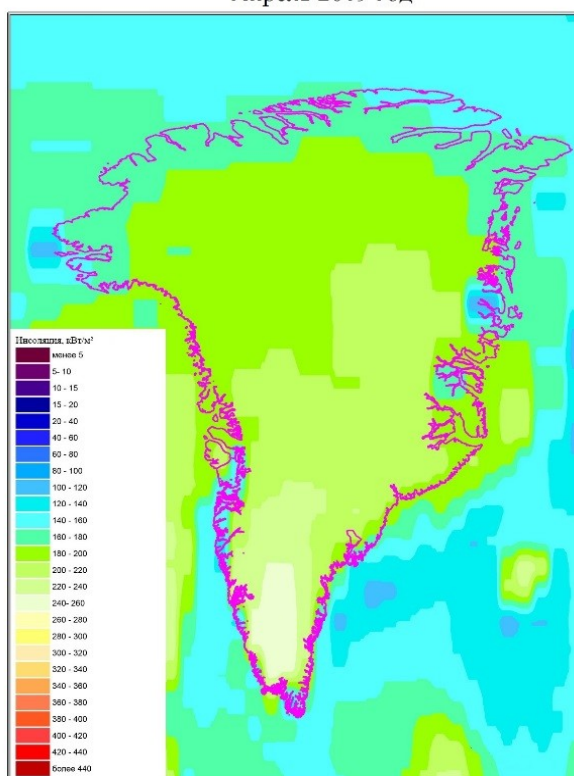


Рисунок 20 – Распределение инсоляции над о. Гренландия в апреле 2019 года
(составлено автором)

Май 2019 год

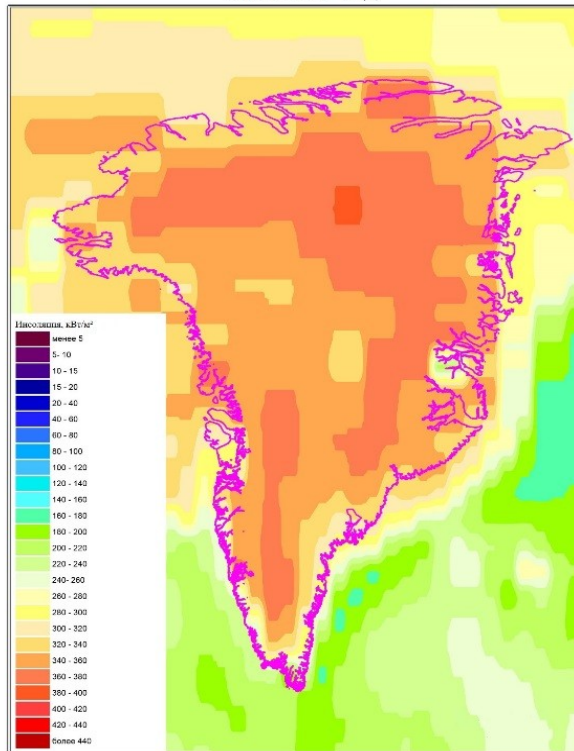


Рисунок 21 – Распределение инсоляции над о. Гренландия в мае 2019 года
(составлено автором)

Июнь 2019 год

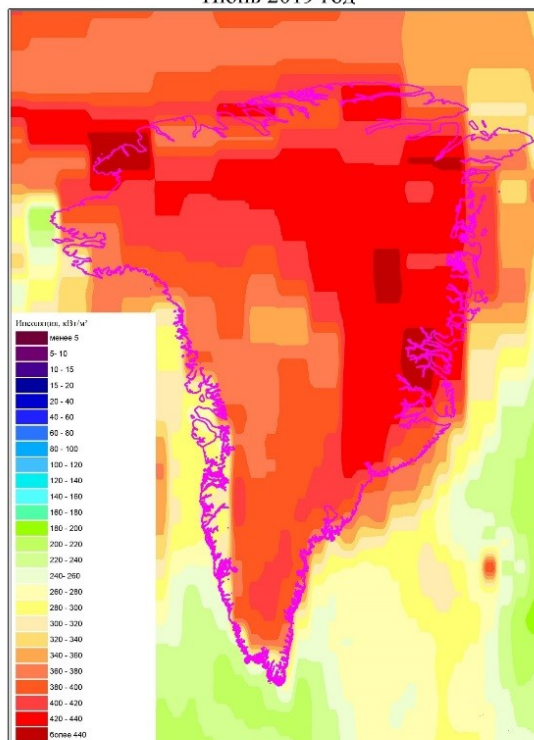


Рисунок 22 – Распределение инсоляции над о. Гренландия в июне 2019 года
(составлено автором)

Июль 2019 год

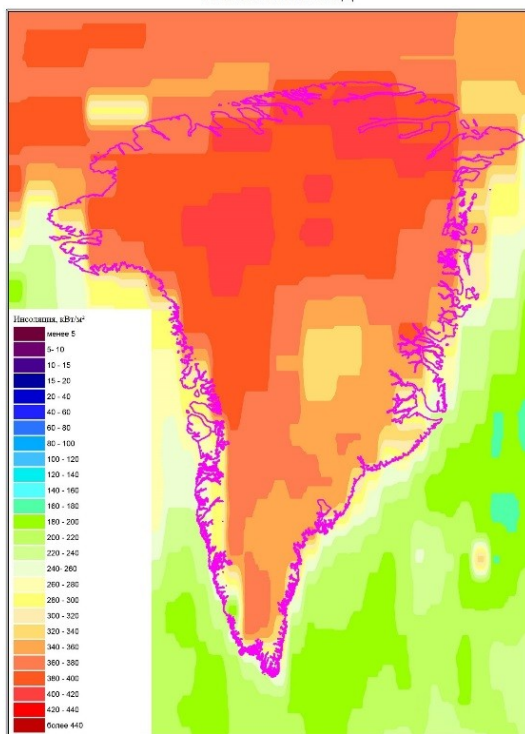


Рисунок 23 – Распределение инсоляции над о. Гренландия в июле 2019 года
(составлено автором)

Август 2019 год

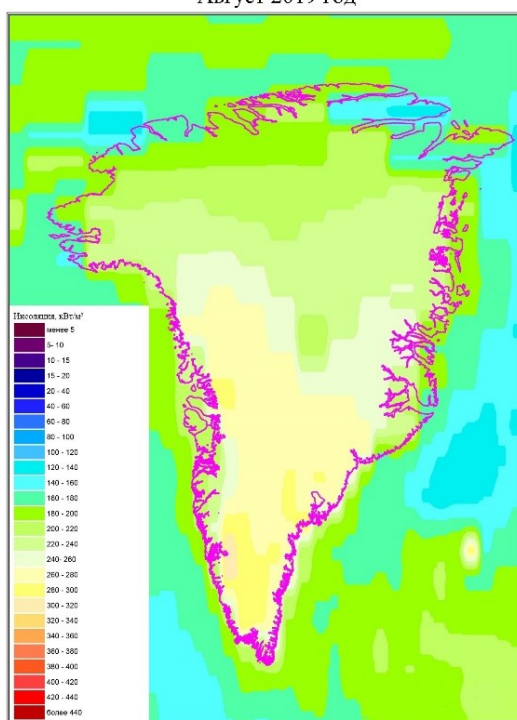


Рисунок 24 – Распределение инсоляции над о. Гренландия в августе 2019 года
(составлено автором)

Сентябрь 2019 год

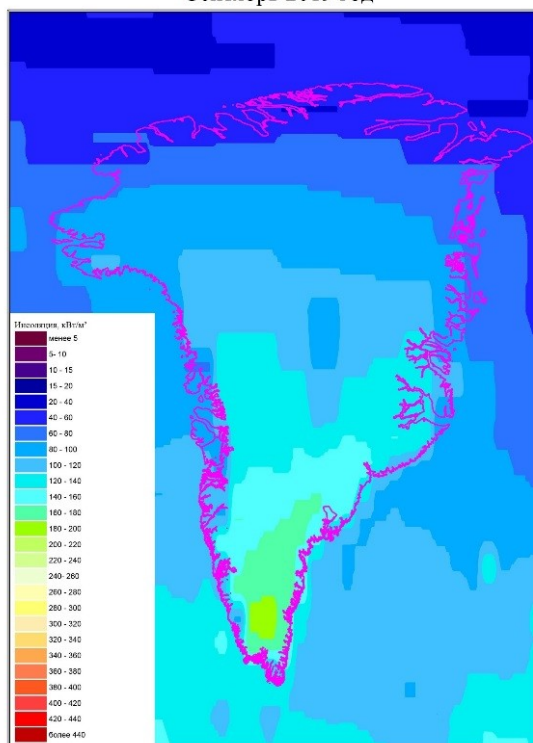


Рисунок 25 – Распределение инсоляции над о. Гренландия в сентябре 2019 года (составлено автором)

Октябрь 2019 год

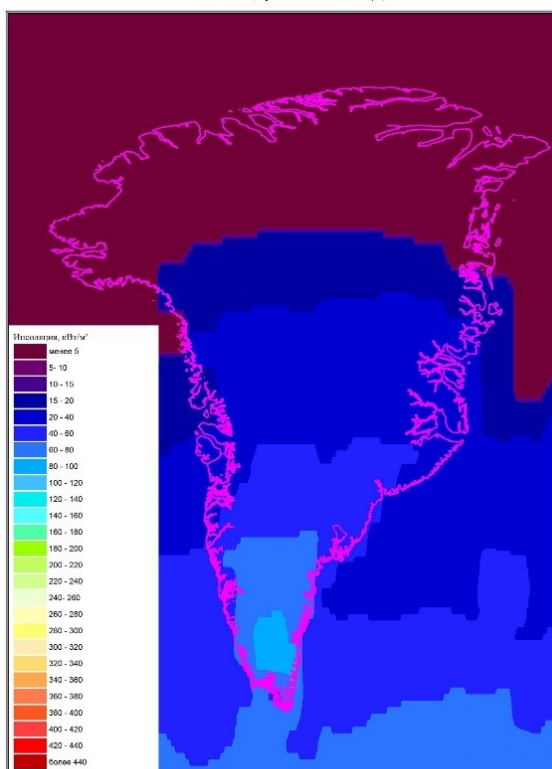


Рисунок 26 – Распределение инсоляции над о. Гренландия в октябре 2019 года (составлено автором)

Ноябрь 2019 год

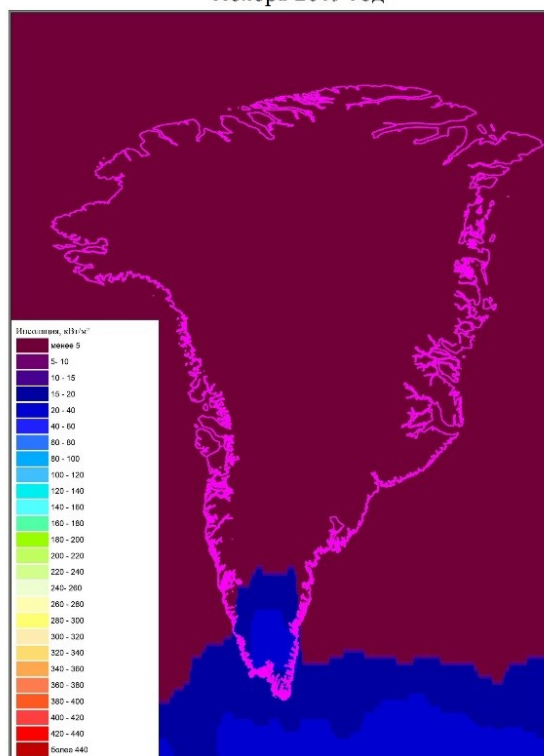


Рисунок 27 – Распределение инсоляции над о. Гренландия в ноябре 2019 года
(составлено автором)

Исследование изменения высоты ледниковых щитов важно для понимания их реакции на изменения климата. Кроме того, изменение баланса массы ледниковых покровов является одним из основных факторов, влияющих на глобальный уровень Мирового океана. Гренландский ледниковый щит по сравнению с Антарктидой представляет особый интерес при исследовании его взаимосвязи с климатическими изменениями вследствие его большей чувствительности. Это обусловлено расположением Гренландии на пути движения циклонов, связанных с Исландским барическим минимумом, играющим существенную роль в формировании циркуляции атмосферы высоких широт. Кроме того, Гренландия находится в более теплом климате, что приводит к летнему таянию снега на поверхности ледникового покрова в южных и прибрежных районах. Расчеты скорости изменения высоты Гренландского ледникового щита за период с 1992 по 2003 год показали, что высота щита растет в центральной части Гренландии и уменьшается в низких прибрежных районах. Уменьшение часто наблюдается в зонах выводных ледников и может

быть связано не только с увеличением поверхностного таяния, но и с возрастанием скорости течения ледника вследствие проникновения вглубь ледника талой воды и создания пленки воды на поверхности коренного ложа. Средняя скорость изменения высоты Гренландского щита согласно расчетам составила 5.4 см/год. При учете изостатического поднятия подстилающей поверхности ледникового щита, равного около 0.5 см/год, скорость изменения толщины ледника составляет около 5 см/год в сторону увеличения.

Поступление лучистой энергии Солнца на поверхность, помимо излучательной способности Солнца и расстояния его от Земли, зависит от угла падения радиации, т. е. высоты солнца над горизонтом, продолжительности солнечного сияния за определённый период времени прозрачности атмосферы, количества и физических свойств облаков и так далее. Чем больше высота солнца, выше прозрачность атмосферы, продолжительнее солнечное сияние, тем больше приход солнечной радиации, и наоборот. Для высоких широт земного шара характерны относительно малые высоты солнца и имеющее место только в этих районах явление полярного дня и полярной ночи. Максимальные же высоты солнца, приходящиеся на полдень Летнего солнцестояния (21 июня), в Арктике невелики и составляют на широте полярного круга $46^{\circ}54'$, а на Северном полюсе лишь $23^{\circ}27'$.

Проанализировав полученные карты с распределением инсоляции над островом Гренландия в период с марта по ноябрь 2019 года, можно сделать вывод, что максимальные значения наблюдались в основном в мае (380-400 кВт/м²), июне (340 и более кВт/м²). Более 420 кВт/м² отмечается на востоке острова; в июле (320-420 кВт/м²). Если в летний период в экваториальных, тропических и умеренных широтах солнце к концу дня опускается под горизонт, то в арктических районах в это время года оно не заходит и приток солнечной радиаций непрерывен в течение суток, причём полуночные высоты солнца возрастают с увеличением широты места.

В конце лета и осенью приток солнечной радиации уменьшается. В августе максимальные значения 280-300 кВт/ м², сентябре максимум 180-200 кВт/ м² отмечается на юге Гренландии, в октябре и ноябре самые максимальные значения отмечаются также на южных широтах острова. В период полярной ночи, когда солнце длительное время не поднимается над горизонтом, приток солнечной радиации отсутствует вообще. Полярная ночь в Гренландии продолжается с 15 ноября по 28 января.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Арктика оказывает особое влияние на глобальный климат, прежде всего это объясняется особым режимом радиационного баланса. Большая часть территории Арктики покрыта снегом и льдом, обуславливая здесь высокие величины альbedo. Доля приходящей солнечной энергии, отражаемая назад в космос, здесь более значительна, чем в умеренных и более низких широтах, где больше энергии поглощается системой Земля-атмосфера.

В ходе выполнения данной дипломной работы были рассмотрены причины изменение климата Арктического региона, облачность над регионом, современное состояние климата Арктики, радиационный баланс Земли, различные спутниковые методы изучения составляющих радиационного баланса Земли (спутник «Метеор-М» № 2), были получены значения альbedo и поглощенной солнечной радиации с 2014 по 2019 гг. для острова Гренландия и соседних к ней территорий, а также были построены графики по полученным значениям, с помощью которых можно было определить в какое время года наблюдались наименьшие и наибольшие величины.

Изучая построенный график, можно сделать вывод, что самые максимальные значения наблюдаются на юге в августе 2016 года, над островом Гренландия максимум отмечается в 2018 году в июне, на западе в марте 2016 года, а на востоке в 2017 году в апреле. Самые минимальные значения над островом наблюдаются в декабре 2015 года, на западе минимум отмечается так же в декабре, но уже в 2014 году и в этом же году в декабре на востоке можно отследить еще один минимум, на юге минимальные значения отмечались в 2015 году в декабре.

Изучая полученный рисунок, можно отметить самые большие значения над островом Гренландия в 2018 году в июне, в западном регионе максимум был также в июне в 2017 году, на юге в 2015 году в марте, на востоке в июне 2017

года. Минимальные значения наблюдаются над островом в 2015 году зимой, на западе в 2014 году, на юге минимум отмечается в 2017 году в январе.

Были сняты значения общей облачности над Гренландией по данным с сайта Cloud Fraction вдоль долготы 45° с интервалом широт $85-55$ за 2015 год. Для каждой широты было снято значение Cloud Fraction и построены графики распределения облачности по широтным зонам в течение всего рассматриваемого года.

Как видно из графика облачность в целом увеличивается во время зимних месяцев на 60 , 65 и 70 широтах, облачность уменьшается в летние месяцы, в основном в июле и в дальнейшем увеличивается. Так же видно, что вдоль 45 долготы облачность увеличивается от севера к югу и достигает максимума за пределами острова Гренландия там, где начинается акватория Атлантического океана.

График с широтным распределением альбедо за 2015 год и графики с распределением облачности над островом Гренландия в 2015 году дает нам предположение о том, что альбедо над островом зависят в основном от подстилающей поверхности, то есть только от ледников. Можно сказать, что облачность вносит минимальное значение к окружающим значениям Гренландии.

Проанализировав полученные карты с распределением инсоляции над островом Гренландия в период с марта по ноябрь 2019 года, можно сделать вывод, что максимальные значения наблюдались в основном в мае ($380-400$ кВт/м²), июне (340 и более кВт/м²). Более 420 кВт/м² отмечается на востоке острова; в июле ($320-420$ кВт/м²). Если в летний период в экваториальных, тропических и умеренных широтах солнце к концу дня опускается под горизонт, то в арктических районах в это время года оно не заходит и приток солнечной радиаций непрерывен в течение суток, причём полуденные высоты солнца возрастают с увеличением широты места.

В конце лета и осенью приток солнечной радиации уменьшается. В августе максимальные значения 280-300 кВт/ м², сентябре максимум 180-200 кВт/ м² отмечается на юге Гренландии, в октябре и ноябре самые максимальные значения отмечаются также на южных широтах острова. В период полярной ночи, когда солнце длительное время не поднимается над горизонтом, приток солнечной радиации отсутствует вообще. Полярная ночь в Гренландии продолжается с 15 ноября по 28 января.

Подводя итог, хочется отметить, что все поставленные задачи были выполнены. Цель работы также была достигнута.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1 ACIA. Impacts of Warming Arctic: Arctic Climate Impact Assessment. Cambridge University Press, 2004.

2 Comiso, J. C. Warming Trends in the Arctic from Clear Sky Satellite Observations, *J. Climate*, 16, 2003, pp. 3498-3510.

3 Smith, G.L. Bess, T.D. Arctic Radiation Budget Changes [Электронный ресурс]: citeseerx.ist.psu.edu. – URL: <http://citeseerx.ist.psu.edu/viewdoc/summary?doi=10.1.1.597.8918> (дата обращения 06.05.2021). – Загл. с экрана. – Яз. англ.

4 Чернокульский, А.В. Климатология облачности в арктических и субарктических широтах по спутниковым и наземным наблюдениям и данным реанализа / А.В. Чернокульский. – Вып. 21, 2012. – С. 73-78.

5 Переведенцев, Ю.П. Теория климата / Ю.П. Переведенцев. – Казань: КГУ, 2009. – 504 с.

6 Скляр, Ю.А. Радиационный баланс Земли. Введение в проблему / Ю.А. Скляр, Ю.И. Бричков, Н.В. Семенова и др. – Саратов: СГУ, 2009. – 188 с.

7 Матвеев, Л.Т. Основы общей метеорологии / Л.Т. Матвеев. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 752 с.

8 Шишкина, Е.В. Мониторинг альбедо на верхней границе атмосферы с помощью российских спутников серии «Метеор-М» / Е.В. Шишкина, М.Ю. Червяков, А.А. Спирихина, Я.В. Суркова, Е.В. Кулькова // Тезисы XIV Конференции молодых ученых посвященная Дню космонавтики «Фундаментальные и прикладные космические исследования» Москва, ИКИ РАН, 12-14 апреля 2017 г. – М.: ИКИ РАН, 2017. – 141 с.

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

10 Богданов, М.Б. Связь шкал измерителей коротковолновой отраженной радиации ИКОР-М ИСЗ "Метеор-М" № 1 и № 2 / М.Б. Богданов, В.А. Воробьев, А.И. Котума, М.Ю. Червяков М // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. – Т 13. – № 4. – С. 252-260.

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

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

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

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

15 Воскресенский, А.И. О мониторинге облачности Арктики / А. И. Воскресенский, Н.Н. Брызгин // Мониторинг климата Арктики / – Л.: 1988. – 56 с.

16 Makshtas A. P. Andrreas E. L., Svyashchennikov P. N., Timachev V. F. Accounting for clouds in sea ice models Atmospheric Res., 1999, vol. 52.

17 Walsh J. E., Chapman W. L. Observationally – and reanalysis derived associations between arctic clouds, surface radioactive fluxes and air temperature Proceedings of the ACSYS conference on polar processes and global climate. Rosario,

Orcas Island, WA, USA, 3-6 November 1997, august 1998. WCRP – 106, WMO / TD № 908.

18 Воскресенский, А.И. Облачная атмосфера и климат Арктики / А.И. Воскресенский – Л.: Труды Арктич. и Антарктич. науч.-исслед. ин-та, 2000. – Т. 440. – 200 с.

19 Barry R. G. The parameterization of surface albedo for sea ice and its snow cover *Progress in Physical Geography*, 1996, vol. 20, no 1.

20 Тимеров, А.А. Отражательные свойства подстилающей поверхности / А.А. Тимеров – Л.: Труды Арктич. и Антарктич. науч.-исслед. ин-та, 1976. – Т. 328. – 300 с.

21 Кондратьев, К. Я. Альbedo снега и льда по данным наблюдений и модельных расчетов / К.Я. Кондратьев, Н.Е. Тер-Маркарянц – Л.: Труды Главн. геофизич. обсерватории. 1986. – Вып. 509. – 150 с.

22 Всемирная метеорологическая организация [Электронный ресурс]: public.wmo.int.ru. – URL: <https://public.wmo.int/ru> (дата обращения 06.05.2021). – Загл. с экрана. – Яз. рус.

23 AllMetSat [Электронный ресурс]: allmetsat.com. – URL: <https://ru.allmetsat.com/satellite-himawari.php> (дата обращения 13.05.2018). – Загл. с экрана. – Яз. рус.

24 Mapgroup [Электронный ресурс]: mapgroup.com.ua – URL: <http://mapgroup.com.ua/kosmicheskie-apparaty/34-evropa-evropejskoe-kosmicheskoe-agenstvo/1345-meteosat-8-9-10-11-msg-1-2-3-4> (дата обращения 13.05.2021). - Загл. с экрана. - Яз. рус.

25 Центральная Аэрологическая Обсерватория [Электронный ресурс] saon-ntcr.mipt.ru. – URL: <http://saon-ntcr.mipt.ru> (дата обращения: 15.04.2021). – Загл. с экрана. – Яз. рус.

26 Мохов, И.И. Научно-технические проблемы освоения Арктики / И.И. Мохов. – М.: Наука, 2014, – С. 82-86

27 Киселев, В.Н., Кузнецов, А.Д. Методы зондирования окружающей среды (атмосферы). – СПб: РГГМУ, 2004. – 429 с.

28 Ионов, Д.В., Тимофеев Ю.М., Шаламянский А.М. и др. Глобальный мониторинг атмосферных содержаний озона и NO₂ по данным спутникового эксперимента GOME: анализ точности // Физическая мысль России. – Москва, 2002. – № 2 –С. 158-165.

29 Тимофеев, Ю.М. Глобальная система мониторинга параметров атмосферы и поверхности. – СПб: Изд-во Санкт-Петербург. ун-та, 2009. – 129 с.

30 NASA/Goddard Space Flight Center's Database [Электронный ресурс]: toms.gsfc.nasa.gov. – URL: <ftp://toms.gsfc.nasa.gov> (дата обращения 20.12.2020) – Загл. с экрана. – Яз. англ.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Приложение А
Распределение инсоляции в марте 2019 года
Март 2019 год

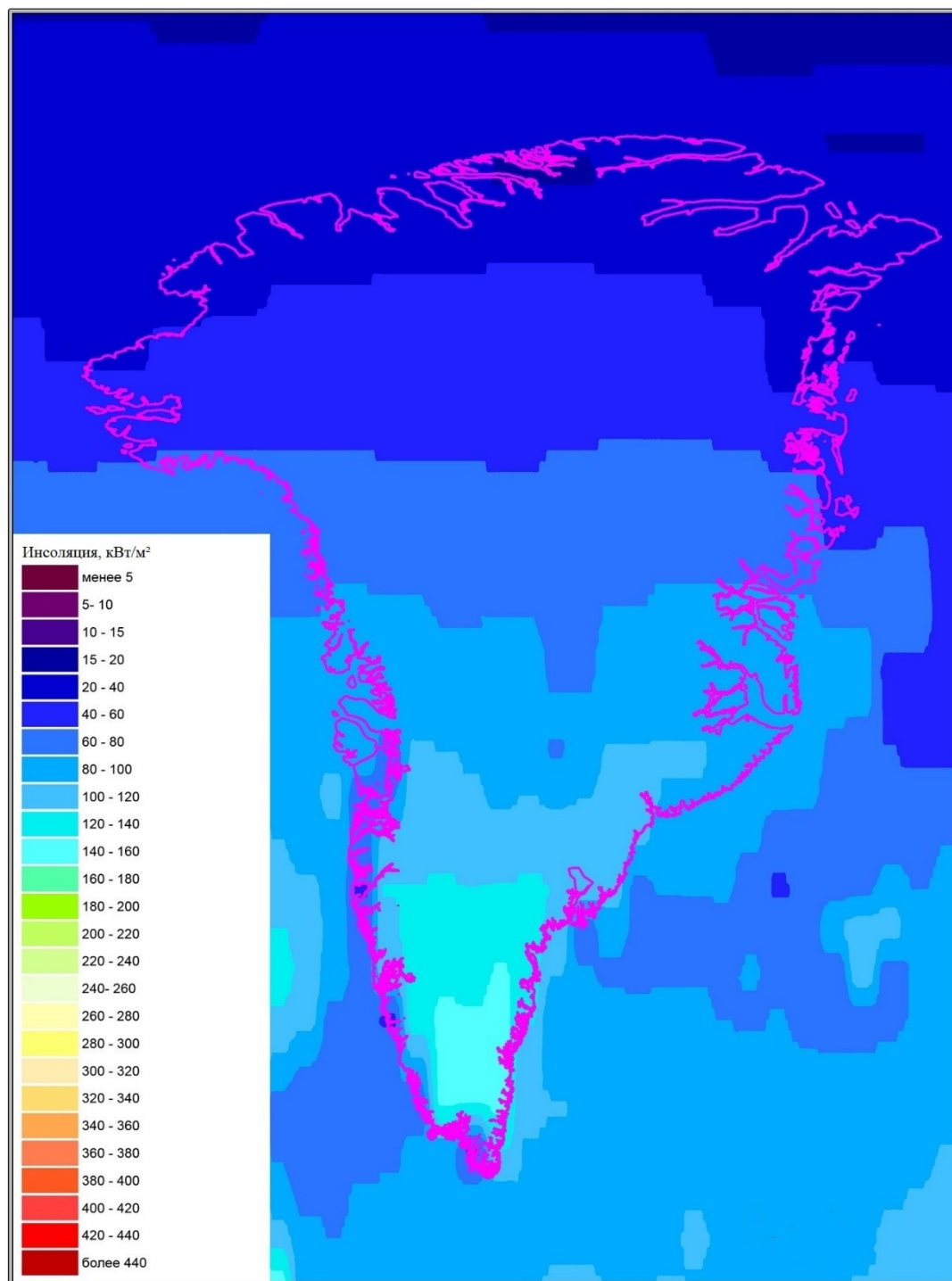


Рисунок А.1 – Распределение инсоляции над о. Гренландия в марте 2019 года
(составлено автором)

Приложение Б

Распределение инсоляции в апреле 2019 года

Апрель 2019 год

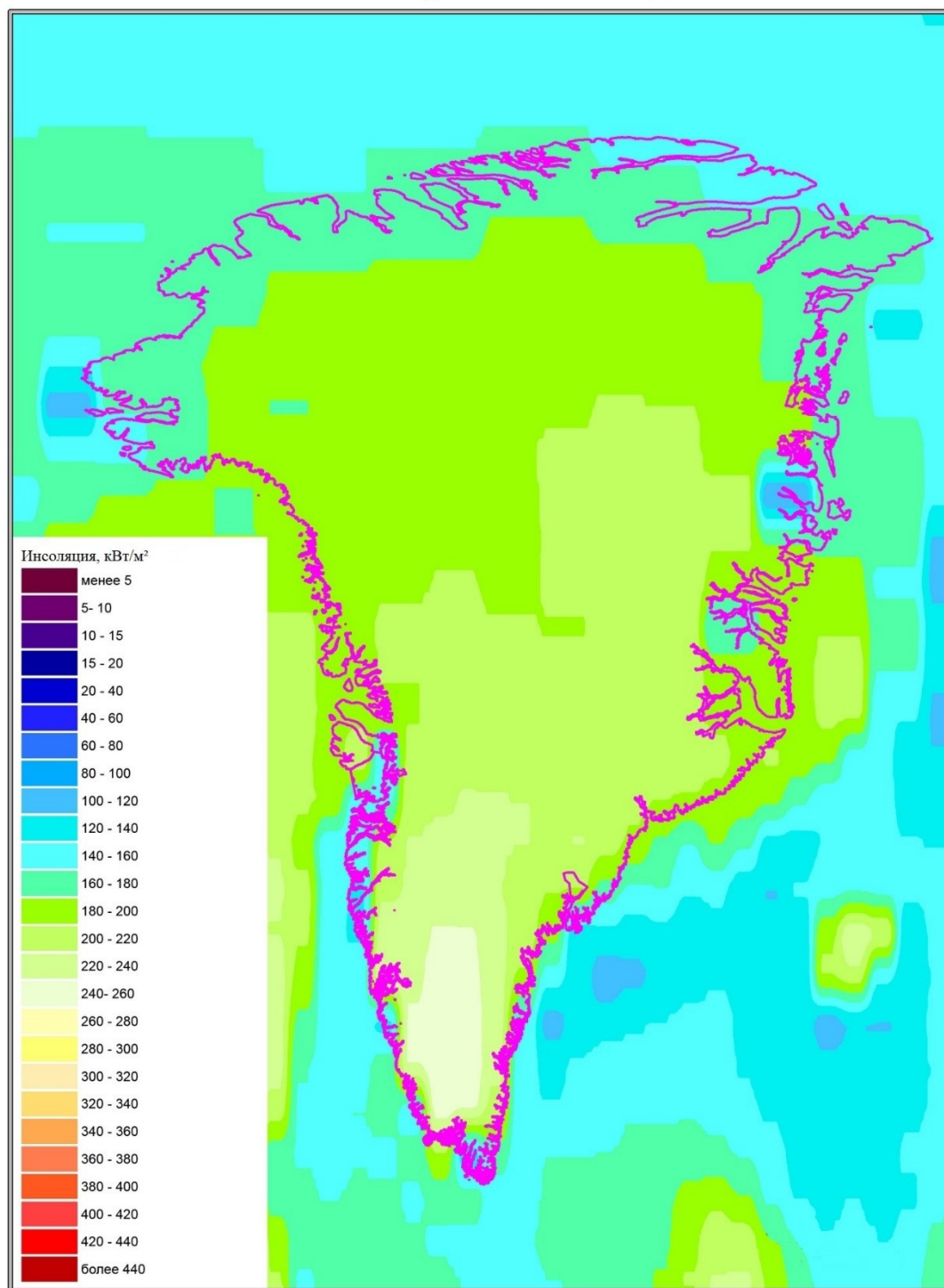


Рисунок Б.1 – Распределение инсоляции над о. Гренландия в апреле 2019 года
(составлено автором)

Приложение В
Распределение инсоляции в мае 2019 года

Май 2019 год

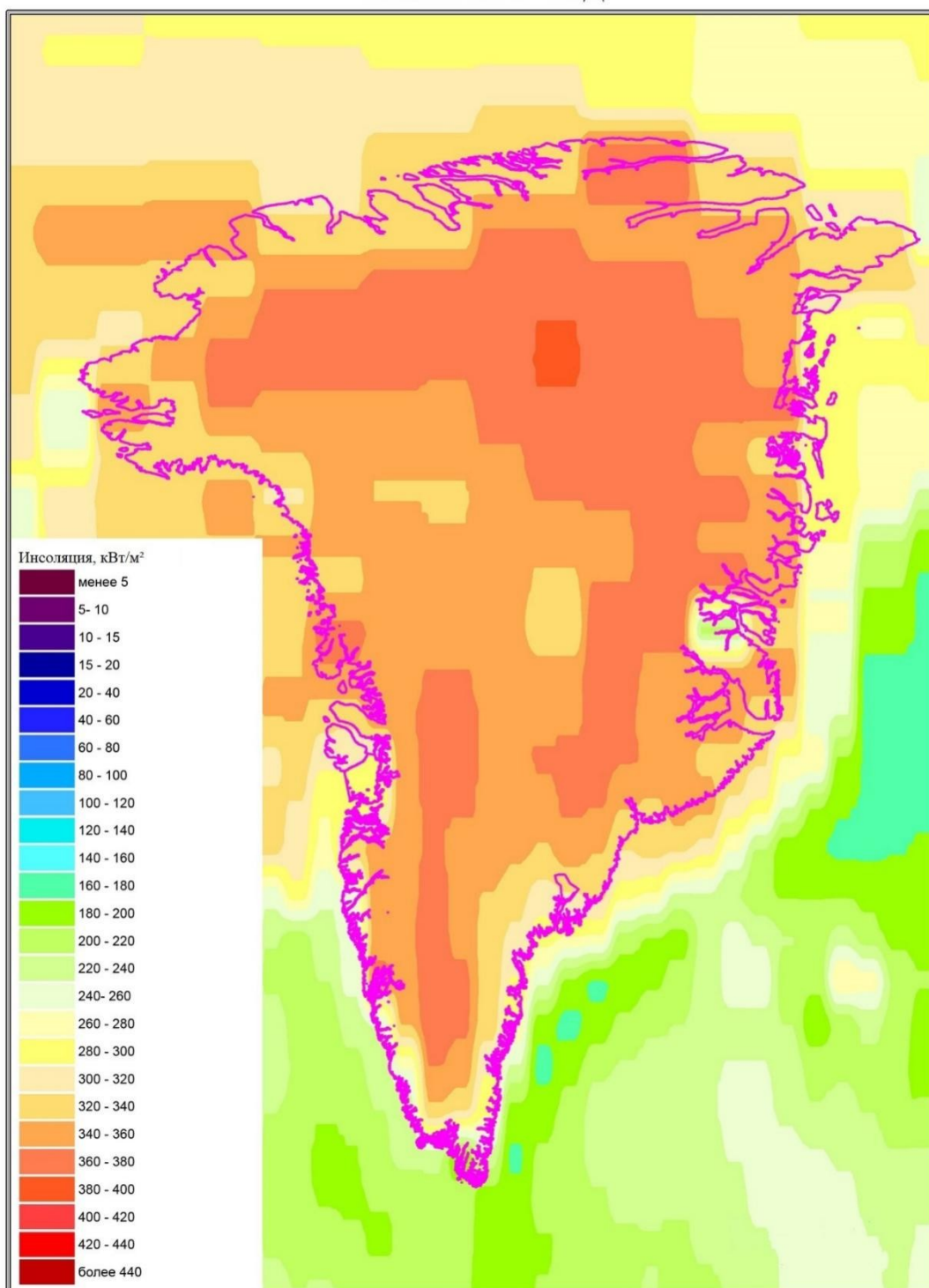


Рисунок В.1 – Распределение инсоляции над о. Гренландия в мае 2019 года
(составлено автором)

Приложение Г
Распределение инсоляции в июне 2019 года

Июнь 2019 год

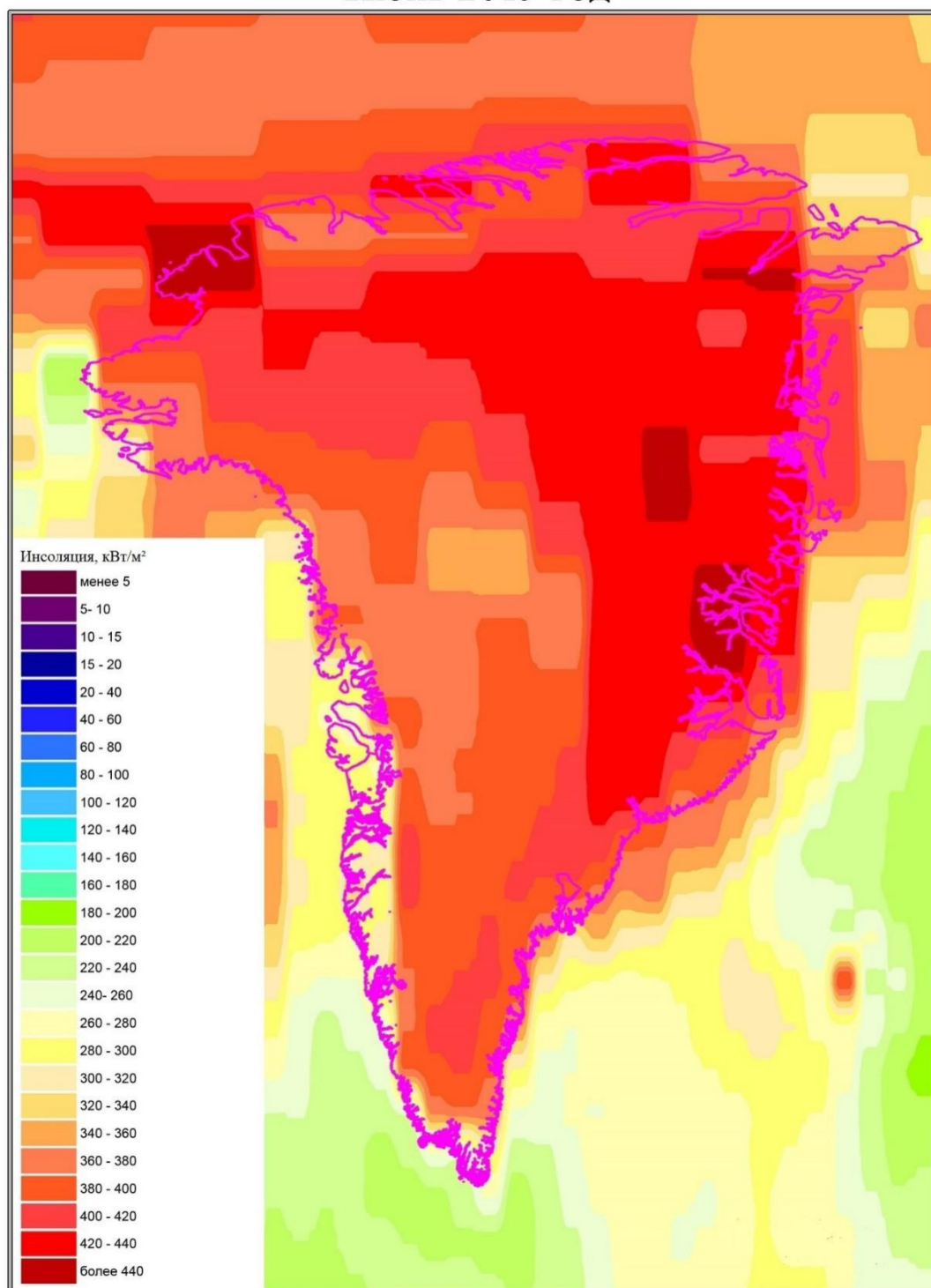


Рисунок Г.1 – Распределение инсоляции над о. Гренландия в июне 2019 года
(составлено автором)

Приложение Д
Распределение инсоляции в июле 2019 года

Июль 2019 год

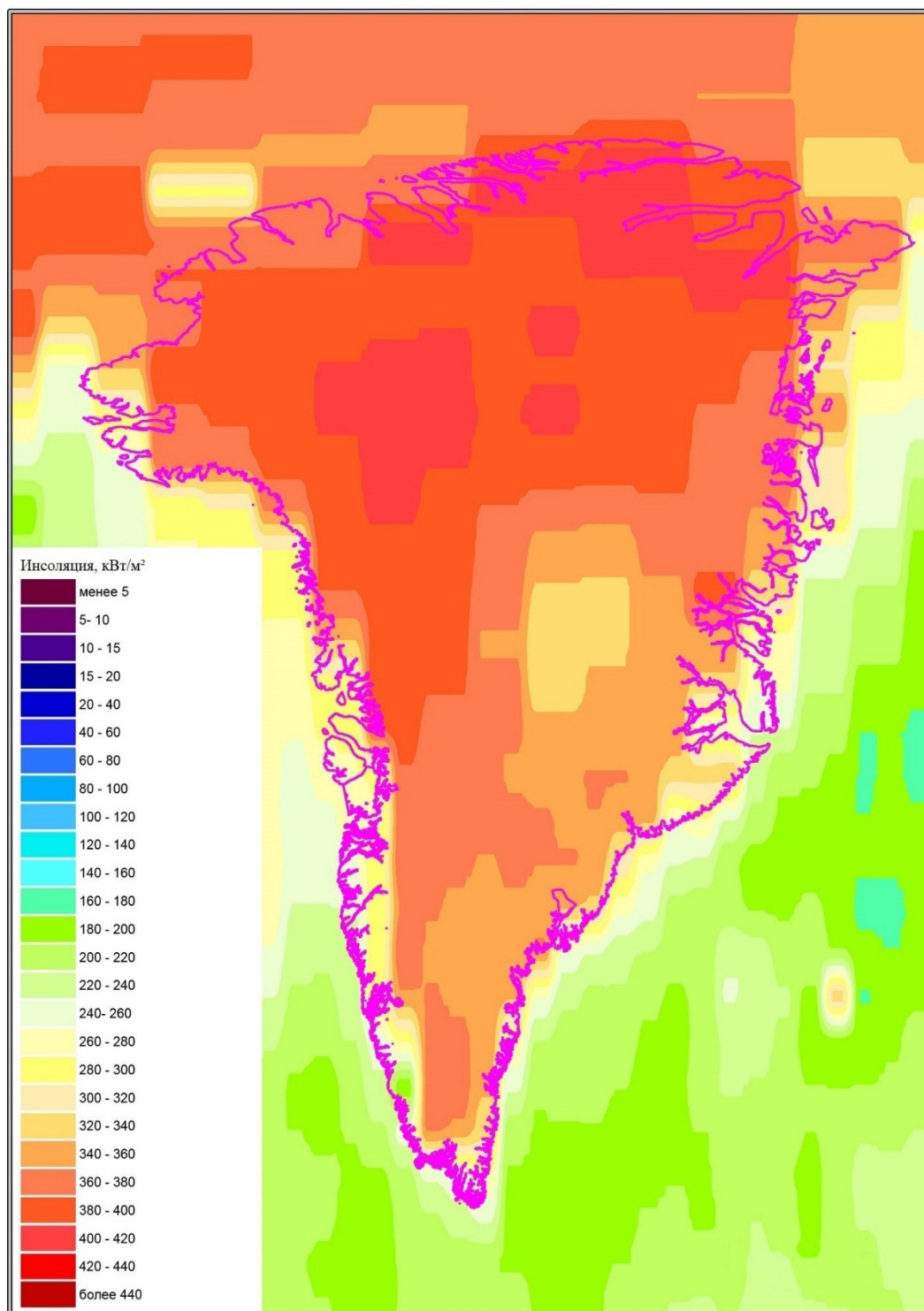


Рисунок Д.1 – Распределение инсоляции над о. Гренландия в июле 2019 года
(составлено автором)

Приложение Ж
Распределение инсоляции в августе 2019 года

Август 2019 год

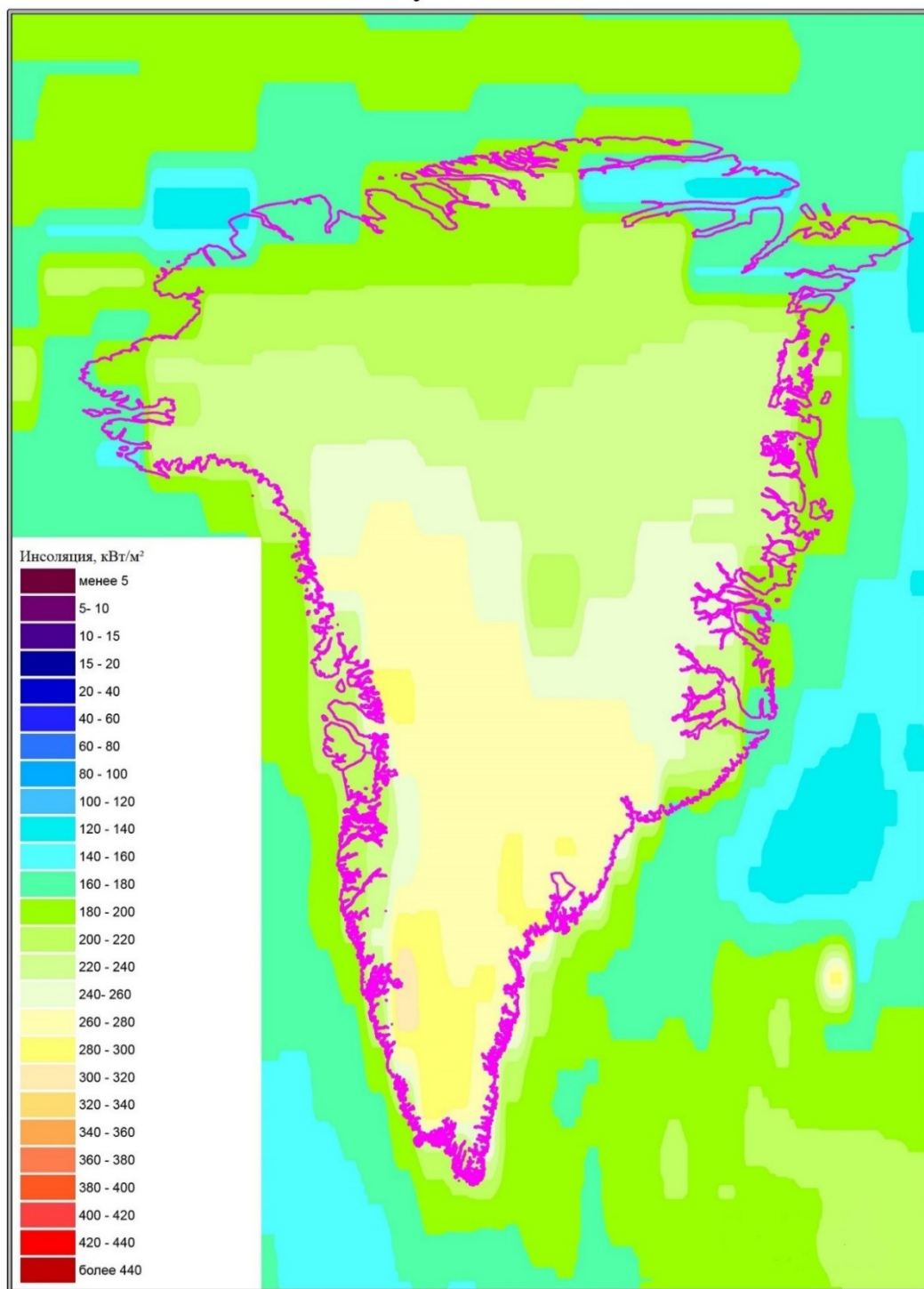


Рисунок Ж.1 – Распределение инсоляции над о. Гренландия в августе 2019 года
(составлено автором)

Приложение И
Распределение инсоляции в сентябре 2019 года

Сентябрь 2019 год

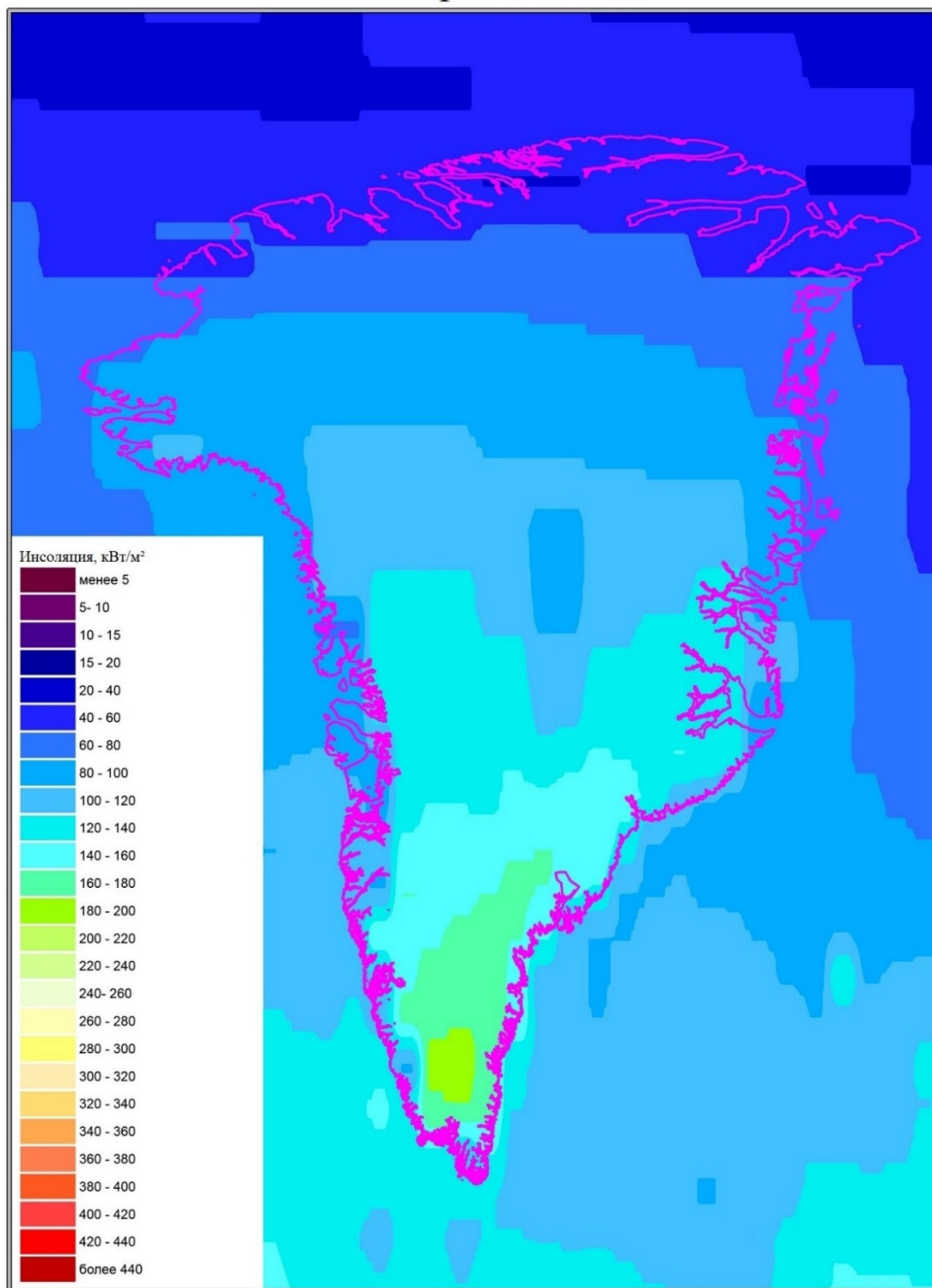


Рисунок И.1 – Распределение инсоляции над о. Гренландия в сентябре 2019 года
(составлено автором)

Приложение К

Распределение инсоляции в октябре 2019 года

Октябрь 2019 год

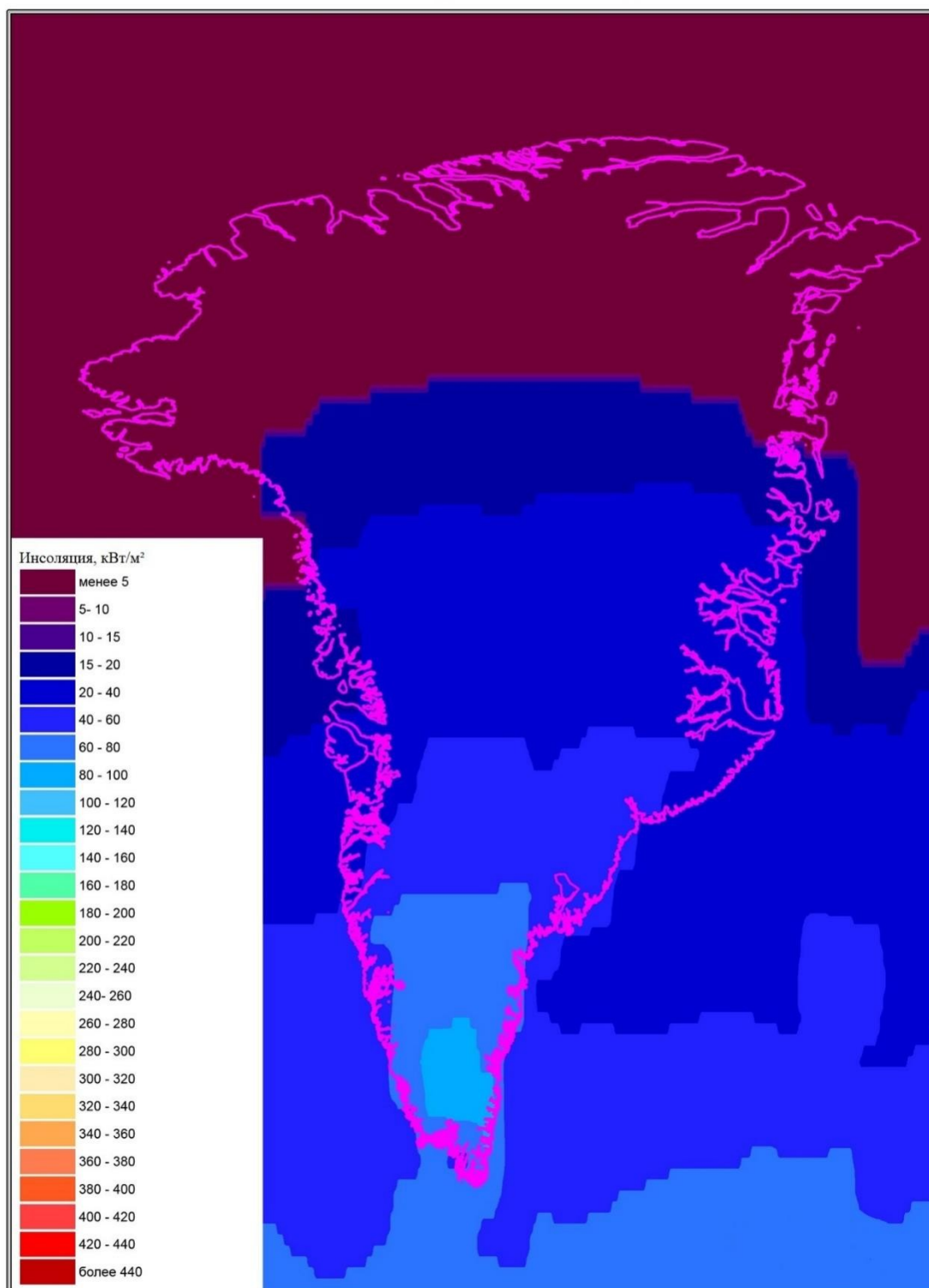


Рисунок К.1 – Распределение инсоляции над о. Гренландия в октябре 2019 года
(составлено автором)

Приложение Л
Распределение инсоляции в ноябре 2019 года
Ноябрь 2019 год

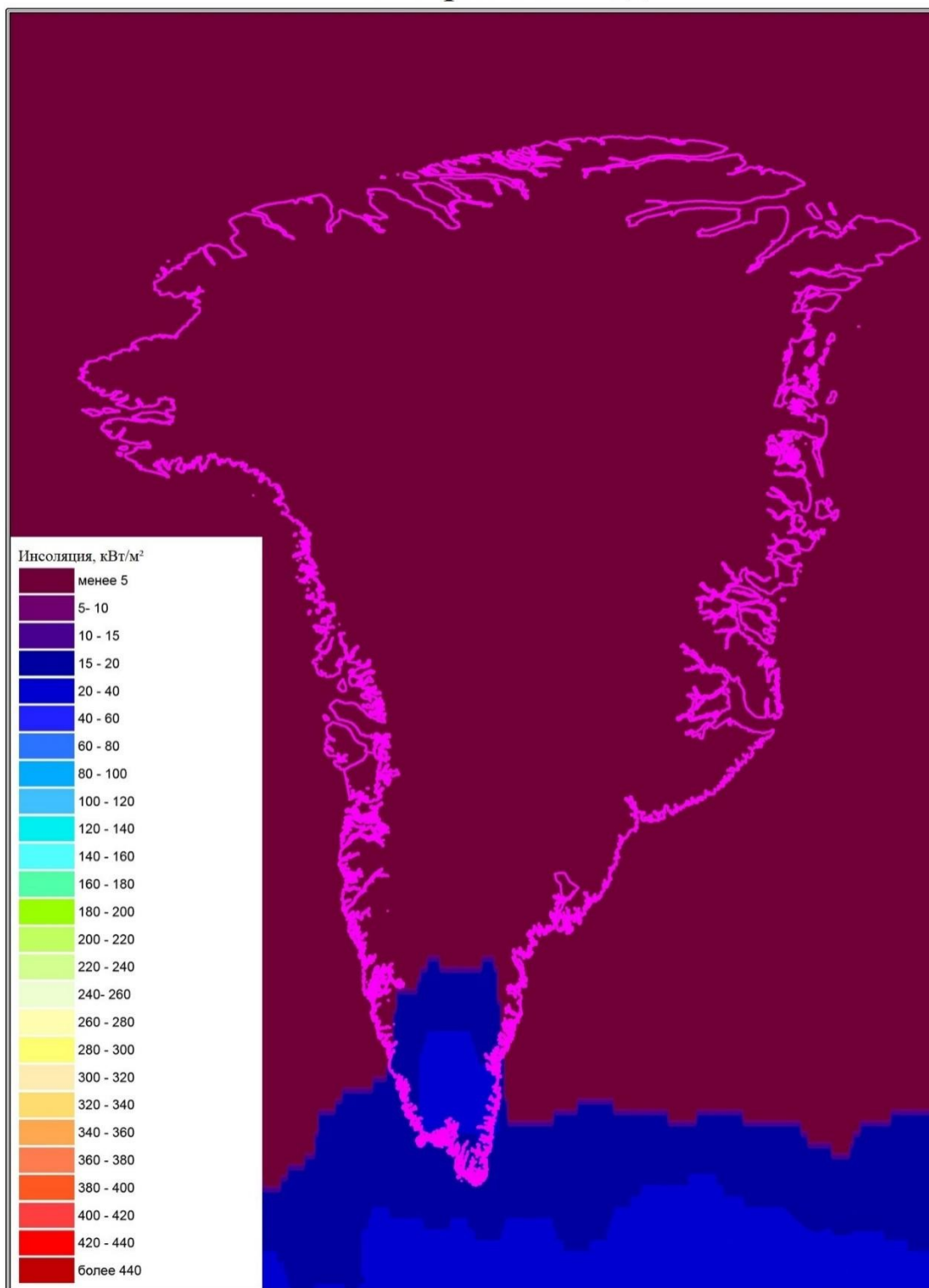


Рисунок Л.1 – Распределение инсоляции над о. Гренландия в ноябре 2019 года
(составлено автором)