



МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования
«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Кафедра экспериментальной физики атмосферы

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА
(магистерская диссертация)

На тему: «Определение очагов холода в Республике Саха (Якутия)
по данным спутниковой съёмки»

Исполнитель Петров Виталий Валерьевич
(фамилия, имя, отчество)

Руководитель кандидат географических наук
(ученая степень, ученое звание)
Федосеева Наталья Владимировна
(фамилия, имя, отчество)

«К защите допускаю»
заведующий кафедрой


(подпись)

кандидат физико-математических наук, доцент
(ученая степень, ученое звание)

Восканян Карина Левановна
(фамилия, имя, отчество)

« 07 » июня 2024 г.

Санкт-Петербург
2024

Содержание

СПИСОК ИСПОЛЬЗУЕМЫХ СОКРАЩЕНИЙ	4
ВВЕДЕНИЕ	5
ГЛАВА 1. КЛИМАТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РЕСПУБЛИКИ САХА (ЯКУТИЯ).....	8
1.1 Природно-климатические особенности Республики Саха (Якутия)	8
1.2 Современные изменения климата на территории России и Республики Саха (Якутия)	9
1.3 Климатическое описание Оймяконского района республики Саха (Якутия) 16	
ГЛАВА 2. ДИСТАНЦИОННОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ПО ДАННЫМ ТЕПЛОВОЙ СПУТНИКОВОЙ СЪЕМКИ	18
2.1 Методы получения температуры поверхности суши и спектральной излучательной способности с использованием спутниковых данных	20
2.1.1 Одноканальный метод.....	23
2.1.2 Метод разделенного окна	24
2.1.3 Автономный метод разделенного окна прозрачности.....	29
2.2 Исследование температуры поверхности суши и спектральной излучательной способности с использованием спутниковых данных с несколькими датчиками	32
2.2.1 Способ разделения по температуре и излучательной способности (TES) .	36
2.2.2 Метод NDVI	38
ГЛАВА 3. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ СПУТНИКОВОЙ СЪЕМКИ ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ ТЕМПЕРАТУР ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ НА ТЕРРИТОРИИ ОЙМЯКОНСКОГО НАГОРЬЯ	39
3.1 Характеристики спутниковой системы Landsat-8.....	41
3.2 Формирование архива и первичная обработка спутниковых снимков на территории Оймяконского нагорья	43
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	54
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	56
ПРИЛОЖЕНИЯ	62

СПИСОК ИСПОЛЬЗУЕМЫХ СОКРАЩЕНИЙ

ИМЗ СО РАН – Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова Сибирского отделения Российской Академии Наук

ИБПК СО РАН - Институт биологических проблем криолитозоны Сибирского отделения Российской Академии Наук

ГМС – Государственная метрологическая служба

ИК – Индекс континентальности

ИК – Инфракрасное излучение

AVHRR - Advanced very-high-resolution radiometer

NOAA - National Oceanic and Atmospheric Administration

TIRS - Thermal Infrared Sensor

LST - Land Surface Temperature

USGS - United States Geological Survey

GAPRI - Global atmospheric profiles reanalysis information

SST - Sea surface temperature

NDVI - Normalized Difference Vegetation Index

TES - Temperature Emissivity Separation

SWIR - Short wave infrared

ASTER - Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer

MODIS - Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer

MMD - Minimum maximum difference

OLI - Operational Land Imager

SACP - Semi-Automatic Classification Plugin

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время географическое дешифрирование снимков разных спектральных диапазонов является глубоко проработанной областью, однако космические снимки в тепловом инфракрасном диапазоне (тепловые космические снимки) до сих пор отстают по количеству методов обработки и возможностей применения, несмотря на их примечательные особенности. На них находит отображение свойство объектов земной поверхности, скрытое на снимках в других диапазонах спектра, более того, невидимое для человеческого зрения – тепловое излучение. В связи с этим, необходимо оценить дешифровочные свойства тепловых космических снимков.

Тепловые космические снимки в настоящее время используются в различных областях наук о Земле, например, в метеорологии, тектонике, океанологии. Следует отметить, что преимущественным направлением использования тепловых снимков до сих пор остаётся извлечение из них температур земной и океанической поверхности. Однако тепловые снимки несут и другую важную информацию, которая выражается в относительных контрастах яркости разных объектов на тепловых снимках. В этой связи актуальна разработка методики дешифрирования тепловых снимков, опирающейся непосредственно на анализ теплового изображения, передающего относительные контрасты.

Информация о тепловом излучении земной поверхности, полученная при съемке Земли в тепловом диапазоне, может быть использована в географической науке по двум основным направлениям: в первом случае тепловое излучение является индикатором объектов, явлений и процессов, скрытых от непосредственного наблюдения; во втором случае представляет интерес собственно тепловое излучение, пространственно-временная динамика которого имеет важное значение для проработки таких актуальных вопросов, как глобальные изменения климата и ландшафтного покрова, изучения радиационного баланса Земли и многое другое.

Целью данной работы является определение температуры земной поверхности на территории Оймяконского улуса по данным тепловой спутниковой съемки выполненной со спутника Landsat-8.

Для выполнения данной цели необходимо было выполнить следующие задачи:

- Сформировать архив спутниковых снимков высокого разрешения природоресурсного спутника Landsat-8 для Оймяконского нагорья республики Саха (Якутия), полученных в условиях ясного неба за период ;
- Рассчитать поля радиационной температуры с использованием ПО ArcGIS
- Проанализировать полученные данные.

Материалы и методы исследования. На примере участка территории Оймяконского нагорья и данных космической съёмки со спутника Landsat 8, пользуясь методикой составления карты радиационной температуры на основе программного пакета ARCGIS, было произведено определение температуры земной поверхности с последующим сравнением полученных данных с фактическими данными о температуре на выбранной территории.

ВКР состоит из введения, трех глав и заключения.

В первой главе представлена общая информация о климатических особенностях республики Саха (Якутия): климатическое описание, природно-климатические особенности, современные изменения климата на территории республики.

Вторая глава посвящена дистанционному определению температуры земной поверхности с использованием данных спутниковой съемки в тепловых каналах. Приведены различные методы расшифровки данных и основные способы применения такой информации.

В третьей главе представлен анализ температурного поля Оймяконского района, полученного с помощью обработки космических снимков.

Общий вывод по результатам исследования приведен в заключении заботы.

Список использованной литературы содержит 55 источников.

ГЛАВА 1. КЛИМАТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РЕСПУБЛИКИ САХА (ЯКУТИЯ)

1.1 Природно-климатические особенности Республики Саха (Якутия)

Природно-климатические условия Республики Саха (Якутия) характеризуются как экстремальные. Здесь накоплен уникальный опыт ведения промышленности и сельского хозяйства в экстремальных климатических условиях Севера, применены первые технологии жилищного строительства на вечной мерзлоте.

Якутия расположена в северо-восточной части Евразийского материка и является самым большим регионом России. Общая площадь континентальной и островной территории составляет 3,1 млн. кв. км. Свыше 40% территории республики находится за Полярным кругом. Якутия характеризуется многообразием природных условий и ресурсов, что обусловлено физико-географическим положением ее территории. Большую часть занимают горы и плоскогорья, на долю которых приходится более 2/3 ее поверхности, и лишь 1/3 расположена на низменности.

Почти вся континентальная территория представляет собой зону сплошной многовековой мерзлоты, которая только на крайнем юго-западе переходит в зону ее прерывистого распространения.

Якутия – один из наиболее «речных» (700 тыс. рек) и «озерных» (свыше 800 тыс. озер) районов России, что определяет перспективы развития гидроэнергетики.

Климатические особенности Якутии в значительной мере определяются ее положением на северо-востоке Азии. Радиационные процессы, от которых главным образом зависит термический режим, обусловлены прежде всего широтой [1].

Климат Якутии суровый, резко континентальный. На равнинах

отчетливо выражена широтная зональность, а в горах – высотная поясность. Продолжительность холодного времени (температура ниже 0 °С) – от 6 до 9 месяцев, с октября по апрель. В это время в виде снега выпадает от 10 до 30% годового количества осадков. Теплое время, хотя и короткое, но действительно теплое, даже жаркое, на него приходится от 70 до 90% годовых осадков. Переходные времена года – весна и осень – очень короткие, их продолжительность составляет от 15 до 35 дней.

Можно выделить три климатообразующих фактора, влияющих на климат Якутии. Географическое положение: Якутия расположена в высоких широтах, из-за этого в течение года неодинаково освещается солнечными лучами, что влияет на продолжительность дня по сезонам года. Влияние рельефа: наличие открытых с севера меридионально вытянутых равнинных понижений, окаймленных горными системами, обуславливает застаивание холодного воздуха зимой. С юга горные системы Алданского и Колымского нагорий преграждают поступление тихоокеанских морских воздушных масс, что обуславливает крайнюю суровость климата Восточной Якутии.

Влияние общей циркуляции атмосферы: летом арктический фронт между арктическим воздухом и воздухом умеренных широт расположен около 65° с.ш., а умеренный фронт между воздухом умеренных широт и тропическим воздухом проходит около 50° с.ш. Летом вторжение арктического воздуха вызывает похолодание и заморозки, а вторжение тропического воздуха – очень жаркую и ясную погоду [2].

1.2 Современные изменения климата на территории России и Республики Саха (Якутия)

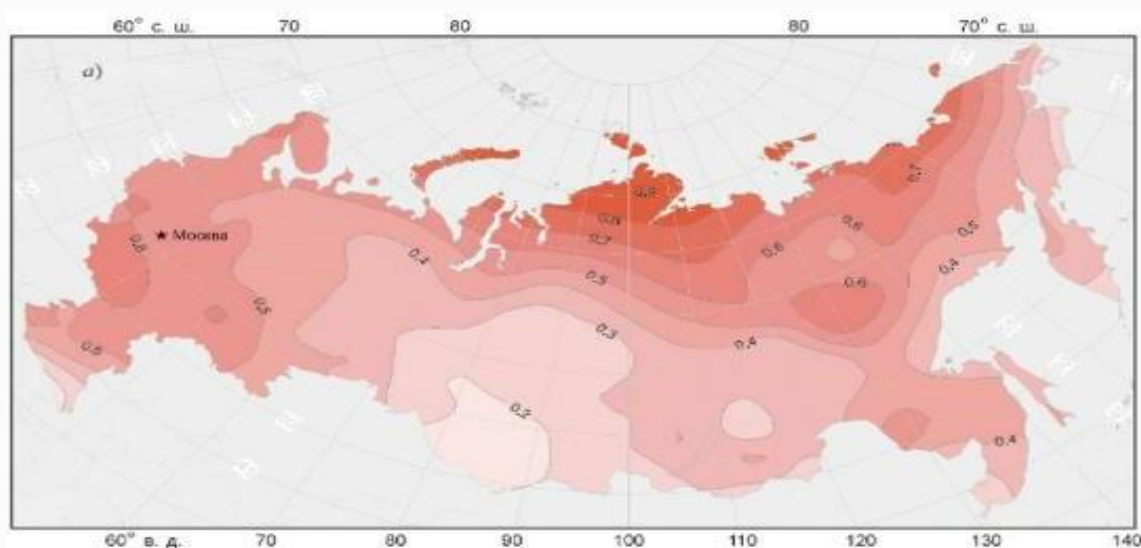
Климат Земли за столетие изменился как на глобальном, так и на региональном уровне, причем процесс изменений ускорился и стал мощнее в последние десятилетия [7].

Климат России, являясь частью глобальной климатической системы, испытывает очевидные изменения [5]. Начиная с середины 1970-х гг. средняя

температура приземного воздуха на территории России повышается со средней скоростью $0,43^{\circ}\text{C}$ за десятилетие, что более чем в два с половиной раза превышает скорость глобального потепления.

Особенно значительные изменения климата наблюдаются в Арктике и субарктической зоне многолетней мерзлоты.

Во все сезоны, кроме зимнего, скорость потепления несколько увеличилась, а зимой, напротив, заметно уменьшилась (от $0,35$ до $0,18^{\circ}\text{C}/10$ лет). В целом за год и во все сезоны, кроме зимы, локальные оценки трендов положительны практически на всей территории страны и в целом для России уверенно указывают на продолжающееся потепление (Рисунок 1.1).



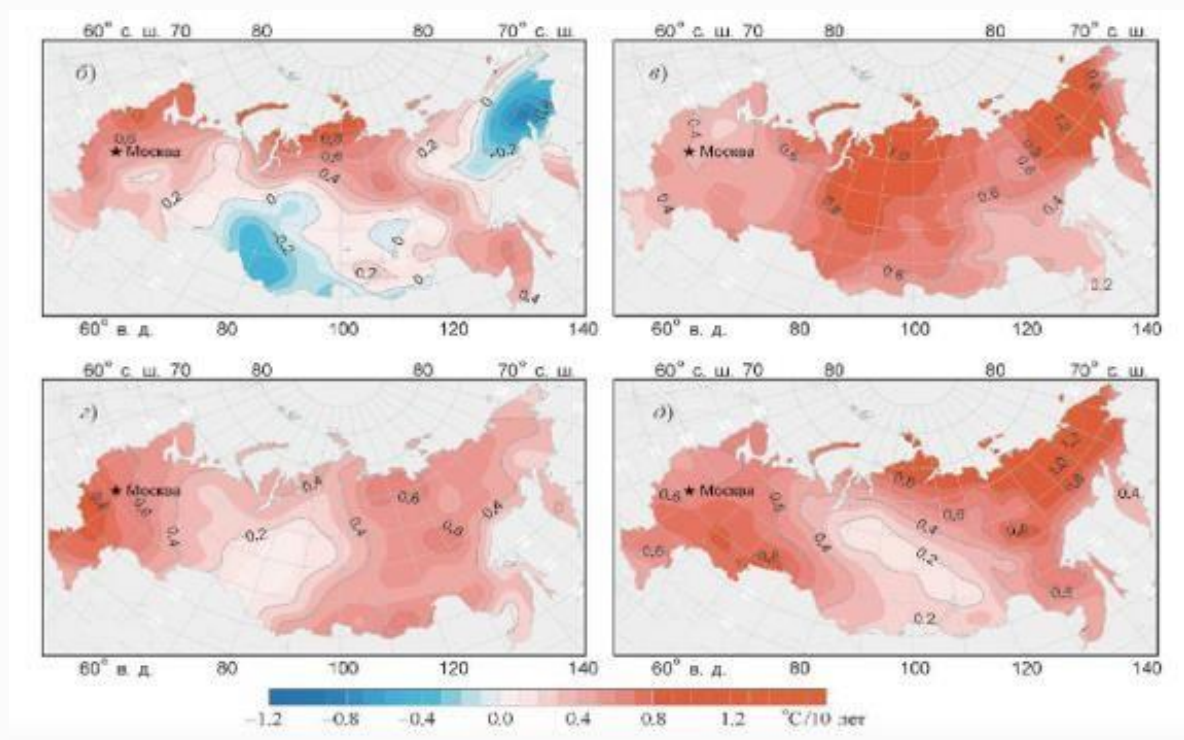


Рисунок 1.1 – Географическое распределение коэффициентов линейного тренда среднегодовой (а) и средней сезонной температуры (б-д) на территории России за 1976–2012-е гг.:

б) зима; в) лето; г) весна; д) осень, °C/ 10 лет.

Важной особенностью Якутии являются резкие внутрисуточные изменения температуры воздуха. Так, на ГМС Ярлыин 18 декабря 1978 г. всего за 12 ч температура увеличилась на 25 градусов от -44,7 до -19,5 ° C. Эти перепады температуры особенно велики в холодный сезон с ноября по март. Основной причиной этих экстремальных событий являются циклоны, зарождающиеся в восточной ложбине исландского минимума давления и перемещающиеся на восток вдоль сибирского побережья Северного Ледовитого океана. С этими циклонами связаны также зимние штормы в районе Тикси с ветром до 40-45м/с.

Тренд годовых сумм осадков за период 1976-2012 гг. на большей части территории России положителен. В среднем он составляет для месячных осадков 0,8 мм/ 10 лет. Изменения регионально осредненных годовых сумм

осадков во всех регионах, за исключением Центральной Сибири, отмечаются на фоне интенсивных межгодовых флуктуаций [5].

На значительной территории Западной и Восточной Сибири, на побережье Охотского моря и юге Дальнего Востока, в центральных и северо-восточных областях Европейской части России за период 1966–2012 гг. обнаружена тенденция увеличения максимальной за зиму высоты снежного покрова.

В последние четыре десятилетия, по данным спутниковых наблюдений, площадь снежного покрова в переходные сезоны года на территории страны уменьшается.

Одним из важнейших последствий изменения климата является увеличение частоты и силы экстремальных явлений погоды.

Годовые минимумы и максимумы температуры воздуха увеличиваются на большей части территории России (Рисунок 1.2).

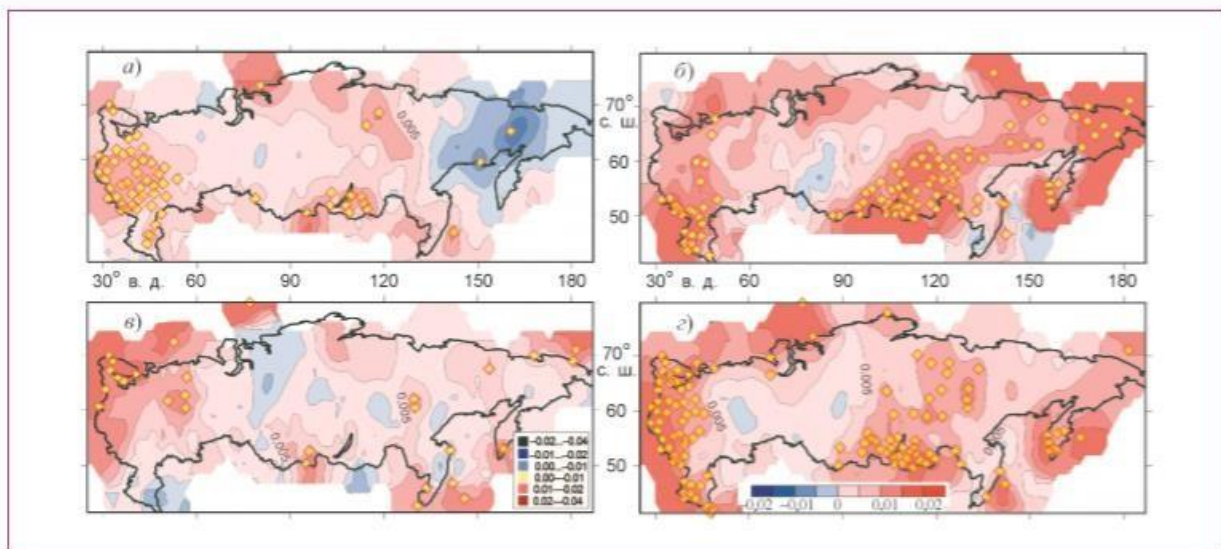


Рисунок 1.2 – Изменения процентилей P95 (а, б) и P5 (в, г) нормированной аномалии температуры зимой (а, в) и летом (б, г) (линейный тренд за 1976–2009-е гг.). Аномалии рассчитаны относительно годового хода за 1976–2009 гг. Шаг изолиний: 0,005 год – 1 [5].

Желтым цветом выделены станции, где тренд значим на уровне 5%

Во все сезоны преобладает увеличение числа суток с аномально высокой температурой воздуха (наиболее заметное летом на Азиатской части России) и уменьшение числа суток с экстремально низкой ночной температурой воздуха. Суммарное число дней с морозом убывает в целом за год и в переходные сезоны почти повсеместно, особенно осенью. Число волн жары, их продолжительность и интенсивность в западной части страны во все сезоны имеют положительную тенденцию, а аналогичные характеристики волн холода – тенденцию к уменьшению.

Также отмечается увеличение показателей засушливости на большей части земледельческой зоны России. В большинстве регионов увеличивается число дней с экстремально малыми значениями влагосодержания пахотного слоя почвы [5].

Перейдем к оценке современных климатических изменений на территории изучаемого района – Республики Саха (Якутия).

В последние десятилетия изучение проблемы изменения климата достаточно широко проводятся Институтом мерзловедения им. П.И. Мельникова Сибирского отделения Российской Академии Наук (ИМЗ СО РАН) и Институтом биологических проблем криолитозоны СО РАН (ИБПК СО РАН) в рамках международных программ по изучению динамики климата в области вечной мерзлоты и внутренних планов научно-исследовательских работ. Одновременно эти исследования являются частью программы по осуществлению государственной климатической политики Республики Саха. Проводились как общетеоретические исследования по проблеме глобального потепления [6], так и мерзлотно-климатические [7] и экосистемные исследования [3]. Результаты многолетних исследований якутских ученых свидетельствуют о значительных изменениях в состоянии почвогрунтов, структуре и функционировании мерзлотных экосистем, и усилении экологической и биологической опасности для всех живых организмов, включая человека [6].

Ниже представим анализ изменения климата республики,

подготовленный сотрудниками ИМЗ. Для анализа современной изменчивости климата Республики Саха (Якутия) были использованы данные основных климатических элементов (температура воздуха, осадки, снежный покров) по 45 метеостанциям за период с 1966 по 2010 гг [7]. Начало периода обусловлено тем, что с 1966 г. Гидрометеослужба проводит наблюдения по единой методике и одинаковыми приборами (восемь сроков, поправки к измеренным осадкам).

Как свидетельствует анализ поля среднегодовой температуры воздуха, данный метеопараметр на исследуемой территории варьирует в широком диапазоне: от $-16,7$ (Оймякон) до $-5,6^{\circ}\text{C}$ (Витим). Особенностью резко континентального климата, свойственного практически всей территории Якутии, является высокая межгодовая изменчивость среднегодовой температуры воздуха. За рассматриваемый период вариации температуры воздуха в среднем на всех метеостанциях составили $4\text{--}5^{\circ}\text{C}$.

В период с 1966 по 1989 гг. потепление в Якутии проходило относительно плавно и характеризовалось практически зональным распределением приращения температуры.

В начале 1990-х гг. процесс потепления проявился более резко. Повышение температуры воздуха отмечается на всей территории Якутии, причем оно пространственно неоднородно: южнее 64° с.ш. приращение температуры воздуха составило $1,5\text{--}2^{\circ}\text{C}$ и более, а на северо-западе и северо-востоке Якутии – $0,5\text{--}1^{\circ}\text{C}$. Необходимо отметить, что подавляющий вклад в повышение среднегодовой температуры воздуха принадлежит зимам. Они стали теплее и особенно существенно – в Южной и Центральной Якутии.

Анализ поля тренда за 1966–2009-е гг. показал, что на всей территории Якутии отмечается тенденция к потеплению, также неоднородная в пространстве. Скорость тренда по региону изменяется от $0,16^{\circ}\text{C}/10$ лет (Саскылах) до $0,68^{\circ}\text{C}/10$ лет (Якутск). Максимальная скорость изменения температуры отмечена в Центральной Якутии, минимальная – в районах севернее широты 69° .

За исследуемый период увеличение осадков отмечается в Жиганске и

Витиме (год и зима), Вилуйске (год), а уменьшение осадков фиксируется в Чокурдах (год и зима) и в Верхоянске и Зырянке (зима). В остальных пунктах региона тренды незначительны и не являются статистически значимыми [43].

Картографические проекции изменений рассчитанных линейных трендов температуры воздуха и атмосферных осадков представлены ниже (Рисунки 1.3–1.4) [7].

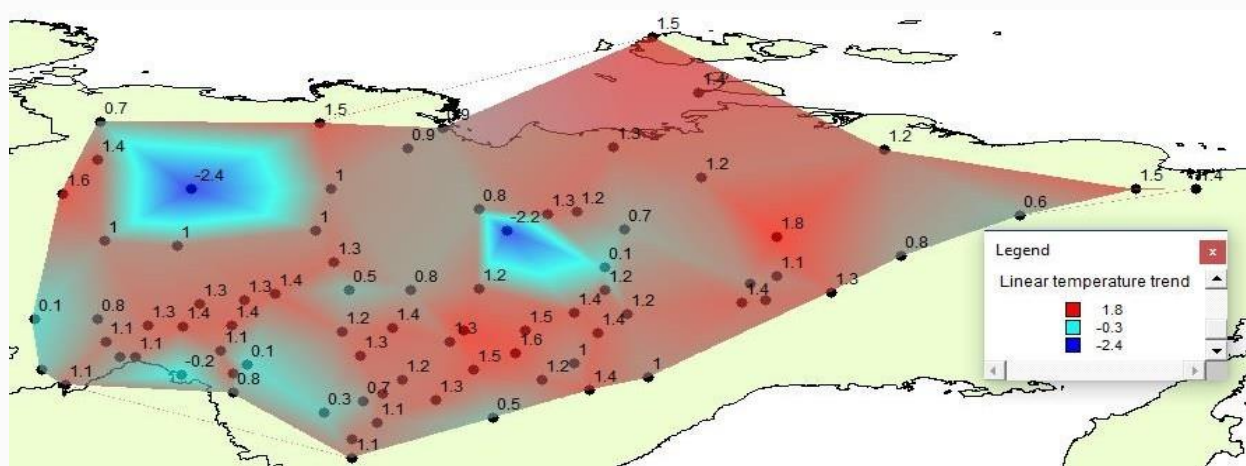


Рисунок 1.3 – Изменения среднегодовой температуры воздуха на территории Якутии за период 1961–2013, °C [7].

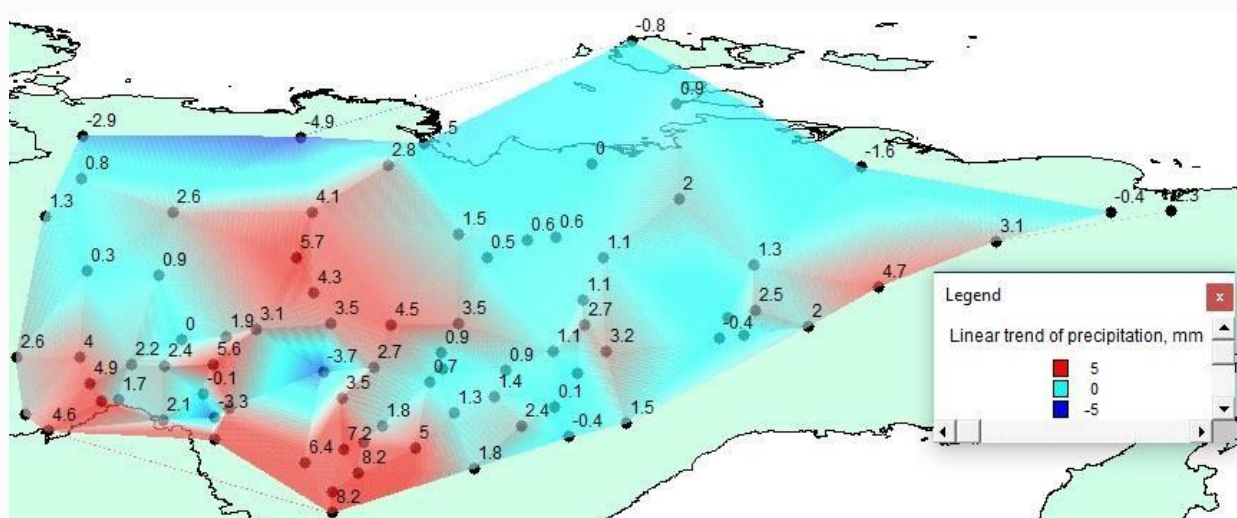


Рисунок 1.4 – Изменения среднегодовых значений атмосферных осадков

на территории Якутии за период 1961–2013, мм [7].

1.3 Климатическое описание Оймяконского района республики Саха (Якутия)

В Оймяконском регионе рельеф преимущественно горный, причем в горном типе рельефа преобладают среднегорья и высокогорья. На юго-западе Оймяконского района расположена г. Мус-Хая – вторая по высоте гора Якутии (2959 м). На северо-востоке республики проходят водораздельные хребты Сунтар-Хаята, препятствующих проникновению относительно более теплого и влажного воздуха с акватории Тихого океана, что в значительной степени определяет континентальность и суровость климата. Резко-континентальный климат обеспечивает регион очень низкими зимними и достаточно высокими летними температурами.

Одним из интегральных показателей климата является Индекс континентальности. Наиболее употребляемым является Индекс континентальности по Л. Горчинскому. Среднее значение индекса континентальности (ИК) в целом по территории Якутии за период наблюдений с 1961 по 1990 годы составляет 83,1. По районам значение ИК приближается к максимальным значениям: Оймяконский район (по станции Томтор) – 98,7; Томпонский район (по станции Крест-Хальджай) – 100,3; Усть-Майский район (по станции Усть-Мая) – 95,8. Наибольший индекс континентальности наблюдается в Намском, Таттинском, Чурапчинском и Томпонском районах (соответственно 100,2; 101,6; 100,4; 100,3), что связано в первую очередь с большей амплитудой годовых температур в Центральной Якутии, достигаемой в том числе, за счет более высоких июльских температур.

Горный рельеф определяет высокую пестроту метеорологических условий. Высоко в горах постоянно наблюдаются низкие температуры, снеговая граница располагается на высоте 2300-2500 м. В котловинах зимой скапливается холодный воздух, наблюдаются инверсии температур, что

способствует формированию морозных и ультраморозных типов погод с очень низкими температурами. Низкий процент облачности и малая продолжительность солнечного сияния способствуют интенсивному выхолаживанию.

Особенно суровые условия характерны для Оймяконского нагорья. Его климат определяется, в первую очередь, географическим положением и горным рельефом. Интенсивное и продолжительное радиационное выхолаживание формирует отрицательный радиационный баланс с октября по февраль. Имеет место резко выраженный антициклональный режим зимой. Основным фактором, определяющим характер климата холодного периода, является отрог азиатского минимума, который формирует погоду, характеризующуюся очень низкими температурами в приземном слое, чрезвычайной устойчивостью, мощными приземными инверсиями и большой прозрачностью атмосферы. Третьим решающим фактором является рельеф местности. Оймяконское нагорье системой гор защищено со всех сторон от смягчающего влияния со стороны Охотского моря, арктических морей или теплого воздуха западных циклонов. Вместе с Эльгинским и Янским плоскогорьем оно образует огромное по территории понижение между горными системами Черского и Верхоянского хребтов, благоприятное для застоя и выхолаживания воздуха. Почти неподвижный воздух очень сильно охлаждается при безоблачной погоде.

Совокупность всех вышеперечисленных факторов определяет климатические особенности Оймяконского нагорья: резко континентальный климат с очень холодной, малооблачной, безветренной зимой и жарким и сухим летом. Средние суточные температуры воздуха в течение года меняются от $-48,9^{\circ}\text{C}$ в январе до $+14,5^{\circ}\text{C}$ в июле, т.е. годовая амплитуда составляет $64,4^{\circ}\text{C}$. Средняя годовая температура воздуха колеблется от $-14,6^{\circ}\text{C}$ в Нере до $-16,9^{\circ}\text{C}$ в Делянке (самая низкая в Якутии), по сравнению с Оймяконом – за счет более низких температур теплого периода. Значения скорости ветра очень малы, зимой воздух практически неподвижен ($0,1-0,2$ м/сек), а среднегодовая

скорость равна 0,6-2,1 м/сек. Малое количество осадков (233-264 мм/год) является еще одной особенностью резко континентального климата [3].

ГЛАВА 2. ДИСТАНЦИОННОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ПО ДАННЫМ ТЕПЛОВОЙ СПУТНИКОВОЙ СЪЕМКИ

Температура – один из ключевых показателей окружающей природной среды – может быть измерена наземными методами или на основе спутниковых данных. Методы дистанционного зондирования обеспечивают получение данных о температуре на регулярной сетке с высоким пространственным разрешением, с несопоставимо большей детальностью по сравнению с данными нескольких нерегулярно расположенных в городе метеостанций официальных служб.

Температура поверхности Земли характеризует взаимодействие между атмосферой и поверхностью. Знание температуры поверхности Земли требуется для разнообразных научных исследований, включая климатологию, гидрологию и экологию. В частности, данные о температуре необходимы при решении таких задач, как оценка влажности почвы, обнаружение и прогноз заморозков, мониторинг состояния зерновых культур. Температура поверхности Земли является также одним из индикаторов антропогенного влияния на природные ресурсы [12]. Регулярный мониторинг температуры позволяет проанализировать температуру поверхности и оценить ее изменчивость.

Дистанционное зондирование – единственное средство получения долговременных однородных рядов данных о температуре регионального и глобального покрытия. Необходимость получения регулярных спутниковых данных о температуре земной поверхности диктуется тем, что сеть наземных наблюдений достаточно редкая.

Первые изображения Земли из космоса в тепловом инфракрасном диапазоне были получены американскими метеорологическими спутниками в 1960-е гг. Несмотря на то, что эти спутниковые данные имели низкое пространственное разрешение и практическое применение, они показали

принципиальную возможность решения целого ряда задач в области исследований окружающей среды методами дистанционного зондирования.

Оценка температуры земной поверхности по спутниковым данным выполняется с 1960-х гг. Для этого используются данные дистанционного зондирования теплового инфракрасного (ИК) диапазона, на основе которых вычисляется температура поверхности Земли. В частности, с 1970 г. функционируют спутники серии NOAA (США), на которых устанавливается сканирующий радиометр высокого разрешения AVHRR, измеряющий отражательную способность Земли в 5 спектральных диапазонах, в том числе в инфракрасном тепловом. Основное назначение – мониторинг облачного покрова и измерение исходящего теплового излучения Земли [11].

По значениям тепловых каналов можно определить радиационную температуру поверхности. Теоретически точность оценки температуры около 0,5 °С, однако дымка в атмосфере занижает значения на несколько градусов. Исходными данными для определения температуры служат значения интенсивности излучения, пришедшего на сенсор спутника и зарегистрированного соответствующим тепловым каналом. На основе значений тепловых каналов вычисляется значение температуры поверхности Земли, используя формулу:

$$T = \frac{T_B}{1 + \left(\lambda \frac{T_B}{c_2}\right) \ln(e)} \quad (1)$$

Где.

T_B – температура спектральной яркости излучения (К);

λ – длина волны света, $\lambda = 10,8 \text{ }\mu\text{m}$ для 10-го канала Landsat-8;

$c_2 = h \cdot c / k = 1,4388 \cdot 10^{-2} \text{ m K}$; $c_2 = 14388 \text{ }\mu\text{m K}$;

e – коэффициент эмиссии.

Значения коэффициентов e представлены в табл. 2.1, и они зависят от типа поверхности Земли (используемые значения являются

ориентировочными, поскольку коэффициент излучения каждого материала должен быть получен из полевого обследования).

Таблица 2.1

Значения коэффициента эмиссии для различных поверхностей

Поверхность	Открытая почва	Трава/растительность	Здания	Водоёмы
ϵ	0,928	0,982	0,942	0,98

Данные дистанционного зондирования теплового ИК-диапазона в настоящее время широко используются для изучения природных и антропогенных объектов и процессов, мониторинга неблагоприятных природных явлений, оценки состояния геосистем [10].

2.1 Методы получения температуры поверхности суши и спектральной излучательной способности с использованием спутниковых данных

Данные датчика TIRS (Landsat 8) являются наиболее популярными и востребованными в нише общедоступной информации о температуре подстилающей поверхности LST, с относительно высоким пространственным разрешением. Это самые актуальные и качественные данные в своем роде, доступные либо вручную через удобные веб-графические интерфейсы, либо автоматически через программные интерфейсы. Датчик TIRS регистрирует собственное тепловое излучение Земли по двум каналам под номерами 10 и 11, которые соответствуют диапазонам длин волн от 10,30 до 11,30 мкм и от 11,50 до 12,50 мкм. На основе данных TIRS проводятся многочисленные исследования природных и антропогенных систем как за рубежом, так и в России, а проблема восстановления физических температур по радиояркости обсуждается с момента появления первых изображений в 2013 году.

Все существующие алгоритмы основаны на законе Планка, который связывает радиометрическую температуру с физической температурой для абсолютно черного тела и идеальных условий. Закон излучения Планка описывает спектральное распределение энергии электромагнитного излучения, находящегося в тепловом равновесии с веществом при определенной температуре. Идеализированная модель равновесного излучения представляет собой электромагнитное поле в полости нагретого вещества в предположении, что стенки вещества непрозрачны для излучения. Спектр такого равновесного излучения называется спектром излучения абсолютно черного тела. Объёмная плотность энергии излучения u_ω , приходящейся на единичный интервал частот ω , выражается формулой Планка:

$$u_\omega = \frac{\omega^2}{\pi^2 c^2} * \frac{\hbar \omega}{e^{\hbar \omega / kT} - 1} \quad (2)$$

Где T – абсолютная температура;

k – постоянная Больцмана;

c – скорость света;

$\hbar$ – постоянная Планка.

По спектру излучения абсолютно черного тела можно определить его термодинамическую температуру. Формула Планка дает очень общее соотношение для плотности энергии равновесного излучения, определяемое законом смещения Вина, и согласуется с законом излучения Стефана-Больцмана, который утверждает, что полная плотность энергии (на всех частотах) пропорциональна четвертой степени. этой температуре.

Хотя формула Планка была выведена для описания равновесного излучения в полости нагретого вещества, она оказывается пригодной и для описания спектрального распределения лучистой энергии, излучаемой в окружающее пространство реальными телами. Регистрация спектров излучения звезд и сравнение их с формулой Планка — важнейший метод

определения температуры их поверхности. Этот метод можно использовать и для измерения температуры нагретых тел в земных условиях.

Дальнейшие исследования обычно преследуют две цели: определение излучательной способности поверхности, выражающей разницу в радиометрическом поведении изучаемых объектов относительно абсолютно черного тела, и учет влияния атмосферы и некоторых других факторов. Наиболее широко применяются методы в различных модификациях: одноканальный метод [12] и метод разделенного окна [13], - основанные на уравнениях переноса излучения [14]. Упрощенное уравнение переноса излучения может выразить видимое излучение, принимаемое датчиком:

$$B_i(T_i) = \tau_i(\theta) [\epsilon_i B_i(T_s) + (1 - \epsilon_i) I_{\downarrow i}] + I_{\uparrow i} \quad (3)$$

Где.

$B_i(T_i)$ - яркость, полученная i каналом датчика с яркостной температурой (T_i), информация о возможностях калибровке TIRS можно найти на веб-сайте проекта USGS Landsat;

$B_i(T_s)$ - излучение земли;

$\tau_i(\theta)$ - коэффициент пропускания атмосферы для i канала, когда зенитный угол обзора равен θ . TIRS рассматривается как надир, поскольку угол обзора не превышает $7,5^\circ$;

ϵ_i коэффициент излучения поверхности для канала i ;

$I_{\downarrow i}$ нисходящее сияние пути

$I_{\uparrow i}$ сияние восходящего пути

Согласно закону Планка, $B_i(T_s)$ можно выразить как:

$$B_i(T_s) = 2 \hbar c^2 / (\lambda^5 i * (\exp(\hbar c / \lambda i k T_s) - 1)) \quad (4)$$

где

T_s — температура поверхности земли;

c — скорость света;

$\hbar$ — постоянная Планка;

k — постоянная Больцмана;

λ_i — эффективная длина волны для диапазона i , которая определяется как:

$$\lambda_i = \frac{\int_{\lambda_{1,i}}^{\lambda_{2,i}} f_i(\lambda) \lambda d\lambda}{\int_{\lambda_{1,i}}^{\lambda_{2,i}} f_i(\lambda) d\lambda} \quad (5)$$

где $f_i(\lambda)$ — функция спектрального отклика для соответствующей полосы. $\lambda_{1,i}$ и $\lambda_{2,i}$ — нижняя и верхняя граница $f_i(\lambda)$

2.1.1 Одноканальный метод

Разработанный одноканальный метод зависит только от водяного пара (w), что минимизирует необходимые входные данные и обеспечивает оперативную методологию получения температуры поверхности из диапазона TIRS Landsat-8. Эта методология была разработана для получения приземных температур с использованием базы данных радиозондов «Глобальные профили атмосферы на основе информации о реанализе» (GAPRI) [15], которая включает 4714 атмосферных профилей и является репрезентативной для условий глобального масштаба. Однако, поскольку этот метод сведен к минимуму только до одного атмосферного параметра w , ошибка в этом источнике может увеличить ошибку в определении температуры поверхности, особенно по мере увеличения количества водяного пара в атмосфере. Фактически, при содержании водяного пара выше 3 г/см^2 одноканальные алгоритмы могут быть недостаточно точными, поскольку простая корректировка параметров атмосферы до w вносит неопределенности, которые затем резко распространяются на значения температуры поверхности.

Однако эту проблему можно решить, добавив в модель температуру приземного воздуха (T_a), потребовав в качестве входных данных два атмосферных параметра. Алгоритм «моноокна» для Landsat-5 TM, который требует двух атмосферных параметров, полученных из w и T_a : коэффициента атмосферного пропускания и эффективной средней атмосферной температуры. Пропускание атмосферы определялось путем моделирования

атмосферных условий с помощью MODTRAN с использованием четырех стандартных атмосфер (тропическая атмосфера США 1976 года, зима в средних широтах и лето в средних широтах). Для оценки эффективной средней атмосферной температуры также был предложен подход, основанный на местных метеорологических наблюдениях или интерполированных слоях T_a с использованием температурных диапазонов. Позже другое исследование улучшило этот алгоритм для определения температуры поверхности земли Landsat-8 [16]. Чтобы избежать использования температурных диапазонов или стандартных атмосфер, которые могли бы ограничить области исследования, в которых модель могла бы быть применима, была разработана методология миссии Landsat 4–7, включая T_a и w [17]. Эта методология успешно определила температуру поверхности (погрешность составила около 1 K) в региональном масштабе с использованием продукта Terra MODIS w и интерполировала T_a в качестве входных данных.

2.1.2 Метод разделенного окна

Метод разделенного окна был впервые предложен McMillin [18], он предложил использовать различия в поглощении атмосферы двух соседних полос диапазона длинноволновых инфракрасных данных для точного определения температуры поверхности моря (SST). Чтобы осуществить переход от поверхности моря к извлечению температуры подстилающей поверхности, необходимо априорно принять коэффициент излучения поверхности земли в обоих диапазонах. Qin и др. [19] представили алгоритм разделенного окна для усовершенствованного радиометра очень высокого разрешения (AVHRR), для которого требуются только две основные переменные: коэффициент излучения поверхности земли и пропускание атмосферы. Они протестировали свой алгоритм и обнаружили, что его точность составляет 1,75 °C для реальных данных. Кроме того, они обнаружили, что он предпочтительнее других алгоритмов разделенного окна,

которые также работают хорошо, но требуют некоторых параметров, которые трудно оценить [20, 21]. Таким образом, SWA, предложенная Qin и др. [19] была выбрана для адаптации для TIRS не только потому, что она была протестирована и доказала свою точность, но и потому, что разумно оценить ее входные параметры, как будет обсуждаться в следующем разделе статьи.

Qin и др. [19] понял, что $I_{\downarrow i}$ и $I_{\uparrow i}$ можно выразить как:

$$I_{\uparrow i} = (1 - \tau_i(\theta)) B_i(T_a) \quad (6)$$

$$I_{\downarrow i} = (1 - \tau_i(\theta)) B_i(T_{\downarrow a}) \quad (7)$$

Где

$B_i(T_a)$ — эффективное среднее атмосферное излучение с эффективной средней атмосферной температурой T_a .

$B_i(T_{\downarrow a})$ — эффективное среднее атмосферное излучение при закреплении с эффективной средней атмосферной температурой.

Также было отмечено, что ошибка оценки температуры поверхности земли, вызванная разницей T_a и $T_{\downarrow a}$ весьма незначительна [19].

Следовательно, яркость, полученную двумя каналами (диапазон 10 и 11) Landsat 8 TIRS, можно переписать в уравнения (8) и (9):

$$B_{10}(T_{10}) = \varepsilon_{10}\tau_{10}B_{10}(T_s) + (1 - \tau_{10})(1 + (1 - \varepsilon_{10})\tau_{10})B_{10}(T_a) \quad (8)$$

$$B_{11}(T_{11}) = \varepsilon_{11}\tau_{11}B_{11}(T_s) + (1 - \tau_{11})(1 + (1 - \varepsilon_{11})\tau_{11})B_{11}(T_a) \quad (9)$$

Согласно закону Планка, спектральная яркость, излучаемая объектом, является нелинейной функцией. Таким образом, мы линеаризовали функцию излучения Планка с помощью расширения Тейлора, поскольку смоделированная яркость, полученная двумя полосами инфракрасного датчика TIRS с кривыми спектрального отклика (рис. 2.1) в диапазоне от -10°C до 50°C (рис. 2.2), равна близка к линейной функции.

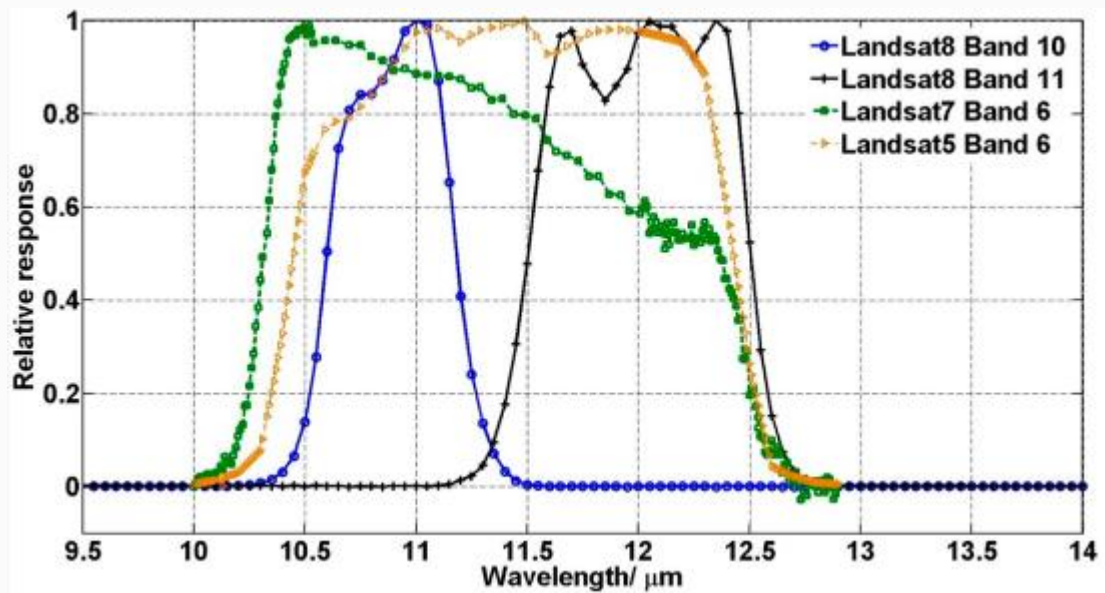


Рисунок 2.1 - Относительный спектральный отклик для тепловых диапазонов Landsat 5, 7 и 8.

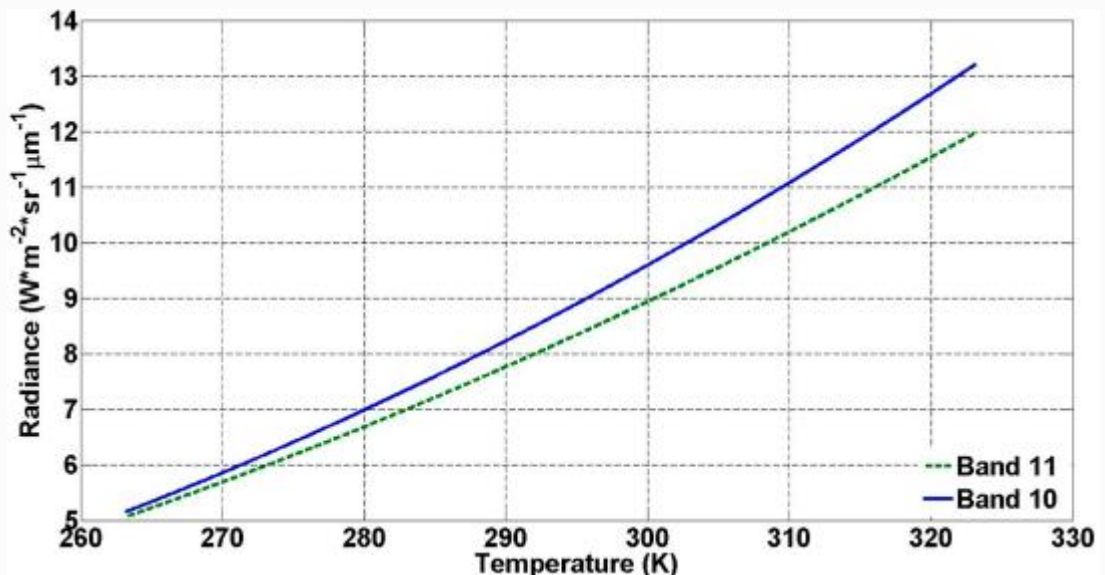


Рисунок 2.2 - Зависимость между температурой и яркостью для диапазона 10 и 11 теплового инфракрасного датчика (TIRS).

$$B_i(T) = \frac{\int_{\lambda_{1,i}}^{\lambda_{2,i}} f_i(\lambda) \cdot 2 \hbar c^2 / (\lambda^5 i \cdot (\exp(\hbar c / \lambda i k T_s) - 1)) d\lambda}{\int_{\lambda_{1,i}}^{\lambda_{2,i}} f_i(\lambda) d\lambda} \quad (10)$$

Где T — яркостная температура.

Разложение Тейлора функции Планка для полос 10 и 11 (i) представлено в виде уравнения (11), где T_j относится к яркостной температуре T_{10} , T_{11} для соответствующих полос, T_a и T_s — к температуре атмосферы, а T_s — к

температуре атмосферы . температура поверхности земли. Параметр L_i определен в уравнении (12). Как упоминалось ранее, мы смоделировали диапазон температур от $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ до $20\text{ }^{\circ}\text{C}$ и от $20\text{ }^{\circ}\text{C}$ до $50\text{ }^{\circ}\text{C}$ для расчета кусочно-линейной зависимости между L_i и T . Это было предложено Розенштейном и др. [22] и Qin и др. [19] и оказался более эффективным при линеаризации функции Планка. Результаты показаны в Таблице 2.1. Высокий коэффициент детерминации (r^2) и низкая среднеквадратическая ошибка (RMSE) указывают на то, что линеаризация L_i от T является разумной в соответствующем температурном диапазоне.

$$B_i(T_j) = B_i(T) + (T_j - T) \partial B_i(T) / \partial T = (L_i + T_j - T) \partial B_i(T) / \partial T \quad (11)$$

$$L_i = B_i(T) / (\partial B_i(T) / \partial T) \quad (12)$$

Таблица 2.1.

Коэффициенты линейной аппроксимации для параметра L_i .

		α	B (K)	r^2	SSE (K)	RMSE (K)
Группа 10	-10–20 $^{\circ}\text{C}$	0,4087	-55,58	0,9998	0,5716	0,04372
	20-50 $^{\circ}\text{C}$	0,4464	-66,61	0,9999	0,4962	0,04080
Группа 11	-10–20 $^{\circ}\text{C}$	0,4442	-59,85	0,9999	0,6171	0,04543
	20-50 $^{\circ}\text{C}$	0,4831	-71,23	0,9999	0,5217	0,04184

В целом уравнения (8) и (9) можно переписать следующим образом:

$$L_{10} \partial B_{10}(T_{10}) / \partial T = A_{10}(L_{10} + T_s - T_{10}) \partial B_{10}(T_{10}) / \partial T + C_{10}(L_{10} + T_a - T_{10}) \partial B_{10}(T_{10}) / \partial T \quad (13)$$

$$(L_{11} - T_{11} - T_4) \partial B_{11}(T_{10}) / \partial T = A_{10}(L_{11} + T_s - T_{10}) \partial B_{11}(T_{10}) / \partial T + C_{10}(L_{11} + T_a - T_{10}) * \partial B_{11}(T_{10}) / \partial T \quad (14)$$

Где.

$$A_{10} = \varepsilon_{10} \tau_{10} \quad (15)$$

$$A_{11} = \varepsilon_{11} \tau_{11} \quad (16)$$

$$C_{10} = (1 - \tau_{10}) (1 + (1 - \varepsilon_{10}) \tau_{10}) \quad (17)$$

$$C_{11} = (1 - \tau_{11}) (1 + (1 - \varepsilon_{11}) \tau_{11}) \quad (18)$$

L_{10} и L_{11} могут быть рассчитаны по Таблице 2.1 в пределах конкретного диапазона яркостных температур для полос 10 и 11 соответственно. Тs таким образом рассчитывается по уравнениям (13) и (14) с исключением $\partial B_{10}(T_{10})/\partial T$ и $\partial B_{11}(T_{10})/\partial T$ следующим образом:

$$T_s = T_{10} + B_1(T_{10} - T_{11}) + B_0 \quad (19)$$

Где.

$$B_0 = C_{11}(1 - A_{10} - C_{10})L_{10} - C_{10}(1 - A_{11} - C_{11})L_{11}C_{11}A_{10} - C_{10}A_{11} \quad (20)$$

$$B_1 = C_{10} / C_{11}A_{10} - C_{10}A_{11} \quad (21)$$

Следовательно, неизвестными переменными, необходимыми для инверсии TS в уравнении (19), являются τ_{10} , τ_{11} , которые представляют собой коэффициенты пропускания атмосферы для полос 10 и 11 TIRS; и ε_{10} , ε_{11} , которые представляют собой коэффициенты излучения поверхности земли для соответствующих диапазонов.

Определение излучательной способности, которая является входным параметром в каждом из вышеперечисленных методов (но может быть получена независимо), также решается разными способами, наиболее распространенным из которых является классификация типов ландшафтов на основе растительных индексов и карт [23]. Информацию о сравнении различных подходов можно найти в работах [24,25,14], в том числе по вопросу излучательной способности [26,27].

Метод разделенного окна прозрачности отличается от других алгоритмов тем, что он использует для расчетов только один дополнительный параметр — содержание водяного пара в атмосфере на момент записи (другие подходы часто требуют обширной метеорологической информации — значений). восходящих и нисходящих потоков радиации и других, более труднодоступных свойств). Он используется при обработке тепловых данных, полученных от различных датчиков дистанционного зондирования [28]. В различных работах предлагается получать информацию о водяном паре из материалов других спутниковых съемок [17] или на основе наземных

измерений. Более примечательными в контексте необходимости автоматизации и независимости от внешних данных являются методы восстановления концентрации водяного пара на основе самих спутниковых изображений, например, с использованием ковариационно-вариационного подхода, основанного на измерениях собственного поверхностного теплового излучения в двух диапазонах длин волн [29].

2.1.3 Автономный метод разделенного окна прозрачности

Согласно теории переноса излучения, для безоблачной атмосферы в условиях термодинамического равновесия яркость канала $B_i(T_i)$, измеренная над атмосферой (ТОА) в тепловом инфракрасном канале датчика на борту спутника, обеспечивает значительную аппроксимацию следующим образом:

$$B_i(T_i) = \varepsilon_i B_i(T_s) \tau_i + (1 - \varepsilon_i) R_{\downarrow atm_i} \tau_i + R_{\uparrow atm_i} \quad (22)$$

Где

τ_i — эффективный коэффициент пропускания атмосферы в канале i ;

ε_i — эффективный коэффициент излучения поверхности канала;

B_i — функция Планка;

$B_i(T_s)$ — измеренная яркость, если поверхность представляет собой черное тело с температурой поверхности T_s (K);

$R_{\uparrow atm_i}$ и $R_{\downarrow atm_i}$ — это восходящее и нисходящее тепловое излучение атмосферы.

Первый член в правой части уравнения (22) представляет собой приземное излучение, ослабленное атмосферой. Второй член представляет собой нисходящее тепловое излучение атмосферы, отраженное поверхностью и достигающее датчика. Третий член представляет выбросы в атмосферу вверх по направлению к датчику. Из уравнения (22) мы можем сделать вывод, что поиск температуры подстилающей поверхности требует знания излучательной способности поверхности и информации об атмосфере.

Алгоритм разделенного окна устраняет атмосферный эффект за счет дифференциального атмосферного поглощения в двух соседних тепловых

инфракрасных каналах с центрами примерно 11 и 12 мкм, и, наконец, для оценки температуры подстилающей поверхности применяется линейная или нелинейная комбинация яркостных температур. Учитывая, что этот алгоритм не требует точной информации о профилях атмосферы во время спутниковой съемки, такие алгоритмы широко используются при получении температуры подстилающей поверхности от нескольких датчиков. Новое уточнение обобщенного алгоритма разделенного окна, предложенное Wan, Z [30], дополнено квадратичным членом разности яркостных температур (T_i , T_j) соседних тепловых инфракрасных каналов, которое можно выразить как:

$$LST = b_0 + (b_1 + b_2 \frac{1 - \varepsilon}{\varepsilon} + b_3 \frac{\Delta \varepsilon}{\varepsilon^2}) \frac{T_i + T_j}{2} + (b_4 + b_5 \frac{1 - \varepsilon}{\varepsilon} + b_6 \frac{\Delta \varepsilon}{\varepsilon^2}) \frac{T_i + T_j}{2} + b_7 (T_i - T_j)^2 \quad (23)$$

Где T_i и T_j — яркостные температуры ТОА, измеренные в каналах i ($\sim 11,0$ мкм) и j ($\sim 12,0$ мкм) соответственно;

ε — средняя излучательная способность двух каналов (т. е. $\varepsilon = 0,5 [\varepsilon_i + \varepsilon_j]$), в то время как $\Delta \varepsilon$ — разность коэффициентов излучения каналов (т. е. $\Delta \varepsilon = \varepsilon_i - \varepsilon_j$); b_k ($k = 0, 1, \dots, 7$) — коэффициенты алгоритма, выражающие от концентрацию водяного пара в атмосфере.

Значения излучательной способности ε_{10} и ε_{11} рассчитываются на основе вегетационного индекса $NDVI$ по следующим выражениям [14]:

$$\varepsilon_{10} = \begin{cases} 0,973 - 0,047 \rho_R, & NDVI < 0.2 \\ 0,9863 P_v + 0,9668(1 - P_v) + 0,018(1 - P_v), & 0.2 \leq NDVI \leq 0.5 \\ 0,9863 + 0,018(1 - P_v), & NDVI > 0.5 \end{cases} \quad (24)$$

$$\varepsilon_{11} = \begin{cases} 0,984 - 0,0026 \rho_R, & NDVI < 0.2 \\ 0,9896 P_v + 0,9747(1 - P_v) + 0,0138(1 - P_v), & 0.2 \leq NDVI \leq 0.5 \\ 0,9896 + 0,0138(1 - P_v), & NDVI > 0.5 \end{cases} \quad (25)$$

Где P_v — растительная фракция (vegetation fraction), рассчитываемая по формуле [31]:

$$P_v = \left(\frac{NDVI - 0.2}{0.3} \right)^2 \quad (26)$$

Здесь $NDVI$ — нормализованный индекс вегетации [32], основанный на отражательной способности поверхности в красном и ближнем инфракрасном диапазоне длин волн. Отражательную способность

поверхности мы предлагаем получать из исходных данных Landsat-8 на основе алгоритма атмосферной коррекции SREM, который имеет открытую программную реализацию и высокое качество расчета растительных индексов [33], при этом отсутствуют дополнительные данные о фактическом состоянии атмосферы. Данный подход реализован в программном модуле. Также можно использовать результаты других алгоритмов атмосферной коррекции или алгоритмов нескорректированного отражения, но их использование приводит к снижению качества и не рекомендуется.

Содержание водяного пара, необходимое для получения значений коэффициентов $b_0 \dots b_k$, рассчитывается с использованием ковариационно-вариационного подхода по следующей формуле [34]:

$$swv = c_0 + c_1(\tau_{11}/\tau_{10}) + c_2(\tau_{11}/\tau_{10})^2 \quad (27)$$

Где swv – содержание водяного пара в атмосферном столбе ($г/см^2$); c_0 , c_1 , c_2 – коэффициенты, рассчитанные в результате моделирования и равные – 9.674, 0.653 и 9.087 соответственно;

τ_{10} и τ_{11} – прозрачность атмосферы на длинах волн 10 и 11 каналов Landsat-8.

Их соотношение, т.е. значение $\frac{\tau_{11}}{\tau_{10}}$, можно приближенно рассчитать с помощью ковариационно-вариационного подхода, основанного на радиометрических температурах каналов Landsat 10 и 11. Для этого выбирается скользящее окно размером $M \times M$ пикселей, с помощью которого происходит полная прокрутка изображения, и в каждом состоянии окна расчет ведется по следующей формуле:

$$\frac{\tau_{11}}{\tau_{10}} \approx \frac{\sum_{k=1}^N (T_{10,k} - \overline{T_{10}})(T_{11,k} - \overline{T_{11}})}{\sum_{k=1}^N (T_{10,k} - \overline{T_{10}})^2} \quad (28)$$

Где

N – количество пикселей снимка, то есть $M \times M$ пикселей;

$T_{10,k}$, $T_{11,k}$ – значение текущего итерлируемого пикселя в радиометрическом температурном окне в каналах 10 и 11 Landsat 8 соответственно;

$\overline{T_{10}}$ и $\overline{T_{11}}$ – средняя радиометрическая температура в пределах окна для 10 и 11 каналов Landsat 8 соответственно.

Такой подход позволяет определять содержание водяного пара со среднеквадратической ошибкой около 0,5 г/см².

Технически говоря, расчет содержания водяного пара предполагает параметризацию в виде определения размера скользящего окна, в рамках которого ведется расчет на основе двух тепловых каналов Landsat 8.

Кроме того, итеративный расчет должен игнорировать мутные пиксели в каждом окне; Облака и затененные области сначала маскируются с помощью алгоритма FMASK [35]. Общая схема работы комплексного алгоритма следующая: выбираются исходная сцена Landsat 8 слоя обработки L1C и размер скользящего окна в пикселях, маскируются облака и тени с помощью алгоритма FMASK, проводится атмосферная коррекция с помощью Алгоритм SREM для красных и ближних инфракрасных каналов, позволяющий получить NDVI, процент растительности и коэффициент излучения для каналов TIRS. Затем на основе радиояркостных температур каналов TIRS рассчитываются концентрации водяного пара, определяющие значения коэффициентов $b_0 \dots b_k$, методом ковариационного вариации при заданном размере скользящего окна. Наконец, радиояркостные температуры каналов TIRS, соответствующие им коэффициенты излучения и коэффициенты, полученные из концентраций водяного пара, используются в формуле метода прозрачности разделенного окна для расчета физической температуры поверхности.

2.2 Исследование температуры поверхности суши и спектральной излучательной способности с использованием спутниковых данных с несколькими датчиками

Для определения температуры подстилающей поверхности необходимо использовать спектральные участки, в которых наблюдается минимальное поглощение атмосферы. Молекулы водяного пара имеют в инфракрасном

(ИК) диапазоне интенсивные и сложные колебательно-вращательные спектры поглощения и поглощают значительную часть излучения. Перед тем как обращаться к объекту в данной работе, важно было рассмотреть район с положительной температурой и малым её колебанием.

Было выполнено исследование территории с помощью данных МДП от ASTER, MODIS и Landsat ETM+. Температуры поверхности земли, полученные с использованием данных Landsat ETM+ за две разные даты, были сопоставлены со спутниковыми данными (ASTER и MODIS) за эти две даты. Были использованы различные методы, а именно алгоритм разделения температуры (LST) и коэффициента излучения (TES), подход к корректировке серого тела в алгоритме TES, алгоритмы с разделенным окном и одноканальный алгоритм, а также подход к коэффициенту излучения на основе NDVI. Установлено, что температуры поверхности земли, полученные из полос 31 и 32 данных MODIS с использованием алгоритмов разделения окон с более высоким углом обзора (50°) (Температура поверхности земли 1 и Температура поверхности земли 2), имеют более близкое соответствие с измерениями температуры грунта (наземная температура поверхности земли). Температуры поверхности земли, полученный с использованием одноканального алгоритма с использованием метода излучения на основе NDVI в канале 13 данных ASTER, дал более близкое соответствие с наземными измерениями, записанными над растительностью и смешанными землями с низким спектральным контрастом. Результаты температур, полученные с использованием полосы TIR 8 Landsat ETM+ с использованием одноканального алгоритма, показывают близкое соответствие по леса и водоемам с результатами температур, полученными с использованием данных MODIS и ASTER на другую дату. Сравнение температуры показывает хорошее соответствие с наземными измерениями в термически однородной области. Результаты настоящего исследования показывают, что непрерывный мониторинг температуры поверхности земли и коэффициента излучения

может быть осуществлен с помощью спутниковых данных с несколькими датчиками в термически однородной области.

Температура поверхности земли (LST) и коэффициент излучения (ϵ) являются важными параметрами при оценке энергетического бюджета, оценке почвенного покрова и других исследованиях, связанных с характеристиками земной поверхности. Температура поверхности земли, которая контролируется балансом поверхностной энергии, состоянием атмосферы и тепловыми свойствами поверхностных/подповерхностных пород, является одним из важных параметров в нескольких экологических моделях. Коэффициент излучения (ϵ) также является важным фактором при изучении силикатных пород [9], которые являются доминирующим компонентом поверхностных/подповерхностных пород.

Большие участки земной поверхности. Коэффициенты излучения извлекаются непосредственно из спутниковых данных. Температура поверхности земли может быть впоследствии оценена по одной полосе частот данных об излучении, как только будут известны атмосферные параметры и коэффициенты излучения.

Можно сравнить данные с нескольких датчиков практически в одно и то же время. С другой стороны, трудно сравнить результаты излучения, полученные от разных датчиков, поскольку длины волн у разных датчиков разные.

Было предпринято много успешных попыток определить коэффициенты излучения; некоторые из них представляют собой качественные подходы, которые не позволяют узнать ни относительные, ни абсолютные значения коэффициента излучения; в то время как другие представляют собой количественные методы, позволяющие узнать относительные или абсолютные значения коэффициента излучения. Kahle A. B. и др. [11] предположили постоянное значение коэффициента излучения в полосе; в то время как Watson K. [46] считал, что значение коэффициента излучения не меняется со временем Kealy P. S. и Hook S. [47] предложили метод "альфа-

производной относительной излучательной способности". Goñita K. Royer A. [48] оценили излучательную способность и температуру с использованием TIR и SWIR (коротковолновое инфракрасное излучение) по данным AVHRR; в то время как Gillespie A и др. [49] предложили алгоритм разделения температуры и излучательной способности (TES) с использованием полос TIR данных ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer). Коэффициент излучения поверхности суши, полученный с помощью метода классификации растительного покрова или метода NDVI, был использован исследователями в одноканальном алгоритме и алгоритме с разделением для оценки LST. Barsi J. A. и др. [50] оценили LST по снимкам Landsat с использованием одноканального алгоритма. Sobrino J. A. и др. [51] использовали алгоритм разделения окон для оценки LST по данным спектрорадиометра MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer). Jacob F. и др. [52] сравнили значения LST и коэффициента излучения, полученные с использованием данных ASTER и MODIS. Coll C. и др. [53] сравнили LST, оцененный с использованием данных AATSR и MODIS. Jimenez-Muñoz J. C. и др. [54] использовали метод излучения на основе NDVI для получения поверхностных коэффициентов излучения над сельскохозяйственными районами по данным ASTER и обнаружили, что полоса 13 дает наиболее точное измерение коэффициента излучения. Coll C. и др. [55] предложили улучшить алгоритм TES, учитывая известную излучательную способность мишеней серого тела, используя полосу 13 ASTER. Мультисенсорный подход может быть использован для мониторинга LST в территориальном масштабе с использованием данных МДП ASTER, MODIS и Landsat 8.

Температуры поверхности земли были получены из каналов TIR ASTER (каналы 10-14), MODIS (каналы 31 и 32) и Landsat ETM+ (канал 6). К данным с несколькими датчиками были применены различные алгоритмы поиска LST и коэффициента излучения, а именно алгоритмы TES, одноканальные алгоритмы на основе NDVI, алгоритмы разделения окон. Тепловая

однородность участков измерений на водоемах и лесных массивах оценивалась в пространственных масштабах ASTER (90×90 м²) для всех дат получения данных ASTER. Для каждого места измерения были извлечены LST для пикселей, ближайших к каждому месту измерения, путем рассмотрения массивов из 3 3, 5 5 и 11 11 пикселей, центрированных вокруг выбранного целевого пикселя, для вычисления средней температуры (T_{av}), стандартного отклонения (σ), минимального (T_{min}) и максимальные (T_{max}) температуры. Низкое значение σ указывает на наименьшее пространственное изменение температуры и, следовательно, на лучшую термическую однородность участка, в то время как высокое значение σ указывает на значительное изменение температуры и, следовательно, низкую однородность. Пространственный масштаб 11x11 пикселей (эквивалентно 1x1 км²) был использован для сравнения результата с MODIS LST пространственного разрешения 1 км.

2.2.1 Способ разделения по температуре и излучательной способности (TES)

Метод разделения по температуре и излучательной способности (TES) [49] использовался для получения оценок LST и излучательной способности из пяти полос TIR (10-14 мкм) данных ASTER.

Продукты TES поверхностной излучательной способности (AST05) и LST (AST08) были получены для сравнения с результатами, полученными с помощью других алгоритмов. Гистограммы коэффициентов излучения растительности в каналах 10, 11, 13 и 14, полученные с помощью алгоритма TES, показывают, что коэффициент излучения растительности в алгоритме TES завышен. Это связано с итерационным процессом, принятым в алгоритме TES для областей с низким спектральным контрастом.

Точность полученных алгоритмом TES LST и коэффициента излучения зависит от точного определения минимальной максимальной разницы (MMD) коэффициентов излучения. Пороговый метод MMD в алгоритме TES очень подходит для идентификации целей с низким MMD ($< 0,03$), но он

непригоден, когда значение излучательной способности цели близко к пороговому значению 0,03. Проблема, связанная с пороговым значением TES, называется "ошибка масштабирования", которая соответствует скачку значения масштабирования, создавая ступенчатые разрывы на изображении всякий раз, когда происходит переход от растительности к почве. Coll и др. [55] провели детальное исследование низкоспектральных поверхностей рисовых культур и водоемов, а также высококонтрастной поверхности пляжного песка, чтобы проанализировать производительность алгоритмов TES. Они наблюдали наибольшую разницу в яркости (до 3,0%) в канале 10, что приводит к расчетному изменению температуры на 2,5°C или 7% в излучательной способности; и наименьшая разница в яркости (до 0,5%) в канале 13, которая показала изменение расчетной температуры около 0,5°C. Таким образом, канал 10, вероятно, добавляет ошибку до 2,5°C при оценке LST. Канал 13 считается наиболее подходящей диапозоном для исследования LST из-за ее хороших характеристик при измерении яркости с фактическим результатом в полевых условиях. Метод корректировки серого тела [37] был предложен для минимизации ошибки в LST. Для таких объектов, как водоемы и растительность, температура поверхности рассчитывается для полосы 13 с использованием известного значения коэффициента излучения. Температура поверхности, полученная из полосы 13, принимается за истинную и используется для моделирования излучения на уровне земли с известными коэффициентами излучения для других полос. Hook S. J. и др. [38] обнаружили сильную линейную зависимость между DN ASTER и моделируемым наземным излучением.

В настоящем исследовании был применен подход корректировки серого тела, то есть первоначально корректировка яркости в других диапозонах, а затем применение метода TES для оценки LST и коэффициента излучения в пяти диапозонах. Регрессионный анализ изображения DN с помощью ат-датчика с скорректированным наземным излучением был проведен в нескольких местах на покрытых растительностью территориях,

охватывающих широкий диапазон температур. Была обнаружена линейная корреляция с сильным коэффициентом корреляции ($r^2 > 0,94$) во всех диапазонах, который использовался при преобразовании DN датчика (ASTER L1B) в атмосферно скорректированное наземное излучение ASTER. Алгоритм TES был применен к скорректированным излучениям для получения поверхностных коэффициентов излучения в пяти диапазонах и впоследствии использовался при оценке LST.

2.2.2 Метод NDVI

Jiménez-Muñoz J. C. и др. [54] извлекли поверхностные коэффициенты излучения, следуя методу NDVI, по данным ASTER, используя совместно полученные полосы ASTER VNIR над сельскохозяйственными угодьями, и сравнили результаты с коэффициентами излучения, полученными с помощью метода TES. Результаты сравнения показывают, что различия составляют $< 1\%$ для полосы 13 ASTER и $< 1,5\%$ для полосы 14, но $> 2\%$ для полос 10, 11 и 12. Измерения коэффициента излучения на месте показывают, что наблюдаемые различия в результатах в полосах 13 и

14 находятся в пределах ожидаемых значений; но большие различия для полос 10-12 предполагают наличие проблем, связанных с атмосферной компенсацией и допущением модели. Проблема в применении алгоритма TES возникает из-за различного масштабирования спектров излучения с высокой и низкой MMD. Метод NDVI использует совместно полученные полосы VNIR ASTER для оценки коэффициента излучения в полосах TIR. Эти значения коэффициента излучения были использованы в одноканальном алгоритме для поиска LST.

Спектральные коэффициенты излучения во всех пяти диапазонах ASTER были оценены и сопоставлены с библиотекой ASTER из 58 спектров излучения почвы, которая включает 9 образцов Alfisols, встречающиеся в исследуемой области. Средние значения для образцов почвы показывают высокие стандартные отклонения ($> 0,03$) в спектральном диапазоне 8-9,5 мкм

(каналы ASTER 10, 11, 12) и низкие стандартные отклонения ($<0,03$) в спектральном диапазоне 10-12 мкм (каналы ASTER 13, 14 и Landsat 8 канал 6). Ожидается, что средняя излучательная способность Alfisols в диапазонах Landsat 8 и ASTER 13, 14 обеспечит хорошие результаты, в то время как диапазоны ASTER 10-12 дадут плохие результаты.

ГЛАВА 3. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ СПУТНИКОВОЙ СЪЕМКИ ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ ТЕМПЕРАТУР ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ НА ТЕРРИТОРИИ ОЙМЯКОНСКОГО НАГОРЬЯ

В качестве объекта исследования был выбран участок площадью около 8950 км² на территории Оймяконского нагорья, представляющего собой сложную систему горных хребтов и межгорных котловин. Самая низкая точка с абсолютной высотой 617 м находится в долине реки Индигирка, а наивысшая точка находится на вершине горы Круга с абсолютной высотой, составляющей 1996 м. В долине реки Куйдусун расположена метеорологическая станция Оймякон, знаменитая своими экстремально низкими температурами в холодный период года. Помимо метеорологических наблюдений здесь также выполняются аэрологические наблюдения.

На рассматриваемой территории в разные периоды времени существовали 24 метеорологические станции, с длительностью ряда наблюдений от нескольких месяцев до более века.

В годовой последовательной динамике значения минимальных температур воздуха метеостанций региона имеют ясно выраженную тенденцию к повышению.

Анализ многолетних данных метеостанций исследуемого района показал, что наиболее низкие температуры воздуха в ретроспективе всего периода метеонаблюдений характерны для таких метеостанций, как Верхоянск, Оймякон, Малый Туолах и Делянكير. Для периода с 1956 по 1985 годы наиболее низкие значения получены для метеостанций Оймякон, Делянكير, Малый Туолах (Улахан Кюель), Юрты, Верхоянск, Екючю. Для периода последнего десятилетия минимумы присущи для метеостанций Оймякон, Делянكير, Иема, Верхоянск [42].

Причинами наблюдаемого сурового зимнего температурного режима воздуха в Оймяконе являются:

- высокая континентальность климата;
- снижение или отсутствие солнечной радиации в зимний период;

- существенное понижение ветровой активности в зимний период, обусловленное антициклональным типом погоды с ноября по март;

- чашеобразный рельеф, способствующий стеканию холодного воздуха вниз и обуславливающий температурные инверсии, когда температура воздуха повышается с высотой, а не наоборот.

В настоящее время данные дистанционного зондирования в тепловом инфракрасном диапазоне используются в разных отраслях исследований Земли и для мониторинга природно-антропогенных объектов, а в 2010 году с помощью данных НАСА удалось зафиксировать новый рекорд холода в одной из точек Антарктиды с температурой $-93,2^{\circ}\text{C}$ [44]. Однако данный результат не был признан в качестве рекордного, поскольку был определён в результате спутниковых измерений, а не с помощью термометра. Действительно, сопоставление данных метеостанций и других наземных наблюдений с дистанционными данными о температуре выявили их несоответствие, и в последнее время в литературе появляется большое количество работ, посвящённых к выявлению причин и разработкам методов устранения этих искажений [41].

Использование спутниковых снимков в тепловом инфракрасном диапазоне позволяют получить температуру поверхности Земли и в отличие от наземных исследований характеризуются пространственной непрерывностью.

Съемку в тепловом диапазоне производят большое количество спутниковых систем (Terra MODIS, NOAA AVHRR, Landsat TM и др.), при этом исследуется радиационная температура (характеризует излучение тонкого поверхностного слоя), усредненная по пикселу снимка и спектральному диапазону радиометрических измерений. На сегодня наилучшими параметрами выделяется американский спутник Landsat 8, данные которого находятся в свободном доступе с момента его эксплуатации [39].

3.1 Характеристики спутниковой системы Landsat-8

Американская программа Landsat начала свое существование в 1972 г., с этого времени было запущено восемь спутников. С момента запуска в 1982 г. Landsat-4 спутники этой программы осуществляют съемку в тепловом инфракрасном диапазоне [36].

В настоящее время одним из наиболее интересных спутников, который ведет регулярную съемку поверхности Земли в тепловом инфракрасном (ИК) диапазоне, является Landsat-8. Регистрируемые данные ИК-диапазона имеют высокое пространственное разрешение 100 метров на пиксел, а повторяемость съемки составляет 16 дней. Это означает, что для любой исследуемой территории, за вычетом снимков с высоким процентом облачности, можно рассчитывать не менее чем на десяток «безоблачных» снимков в год.

Спутник Landsat-8 оснащен двумя инструментами для получения изображений в видимом диапазоне волн, в ближнем ИК и в дальнем ИК, с пространственным разрешением снимков от 15 до 100 метров на пиксель. Тепловизор (OLI - Operational Land Imager) получает данные изображений для 9 коротковолновых спектральных диапазонов видимого света и ближнего ИК с пространственным разрешением 30 метров, кроме 15-метрового 61 панхроматического диапазона (0.503 – 0.676 мкм), и инфракрасный датчик (TIRS - Thermal InfraRed Sensor) ведет съемку в 2-х диапазонах дальнего (теплового) ИК излучения. В таблице 3.1 представлены спектральные каналы спутникового снимка Landsat-8 и соответствующие им пространственные разрешения и диапазоны длин волн.

Спектральные каналы спутникового снимка Landsat-8

Спектральный канал	Длины волн	Разрешение (на один пиксель)
Канал 1 – побережья и аэрозоли (Coastal/Aerosol, New Deep Blue)	0,433– 0,453 мкм.	30 м
Канал 2 – синий (Blue)	0,450 – 0,515 мкм.	30 м
Канал 3 – зеленый (Green)	0,525 – 0,600 мкм.	30 м
Канал 4 – красный (Red)	0,630 – 0,680 мкм.	30 м
Канал 5 – ближний ИК (Near Infrared, NIR)	0,845 – 0,885 мкм.	30 м
Канал 6 - ближний ИК (Short Wavelength Infrared, SWIR 2)	1,560 – 1660 мкм.	30 м
Канал 7 - ближний ИК (Short Wavelength Infrared, SWIR 3)	2,100 – 2,300 мкм.	30 м
Канал 8 – панхроматический (Panchromatic, PAN)	0,500 – 0,680 мкм.	15 м
Канал 9 – перистые облака (Cirrus, SWIR)	1,360 – 1,390 мкм.	30 м
Канал 10 - дальний ИК (Long Wavelength Infrared, TIR 1)	10,30 – 11,30 мкм.	100 м
Канал 11 – дальний ИК (Long Wavelength Infrared, TIR 2)	11,50 – 12,50 мкм.	100 м

Тепловой инфракрасный диапазон особенно полезен для определения разности температур между городом и прилегающими к нему сельскими районами и для изучения феномена городского острова тепла. Исходными данными для определения температуры земной поверхности Земли является

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе выполнения работы был сформирован объем снимков спутника Landsat 8, выполненных в дальнем ИК диапазоне с пространственным разрешением 100 м. Снимки были отобраны с минимальной (нулевой) облачностью. Выполнено построение карт радиационной температуры для исследуемой территории.

Анализ зимних снимков показал наличие нескольких очагов холода с более низкой температурой, чем на территории расположения метеостанций. В основном они расположены в теневой зоне у подножия гор и в глубоких впадинах малых рек.

В работе была произведена валидация полученных результатов на основе данных по температуре на метеостанции Оймякон. Данные о температуре полученные по спутниковым снимкам отличаются от данных метеостанции примерно на 0-5°C, причём в зимний период радиационная температура занижена относительно физической, а летом завышены. Такое отличие прежде всего связано с тем, что на метеостанциях температура измеряется на высоте 2 м, а на снимках фиксируется температура земной поверхности. Кроме того, определяемая по снимку радиационная температура вычисляется по значению интегральной яркости, усредненной по элементу разрешения на местности, а на метеостанции измеряется температура определённой точки. Искажения, видимо, также связаны с влиянием излучательной способности ландшафтов на дистанционные измерения, а также с влиянием атмосферы, которая поглощает часть излучения земной поверхности. Но, несмотря на несоответствие температурных данных, спутниковые ИК данные служат ценным источником информации для климатических исследований территорий.

В целом применение данных дистанционного зондирования Земли продемонстрировало достаточно высокую информативность в изучении распределения радиационной температуры в сильнорасчлененных и

труднодоступных участках северных территорий с очень низкой плотностью расположения метеорологических станций.

архив спутниковых снимков Landsat-8. Программное обеспечение: QGIS 2.18.1 с плагином Semi-Automatic Classification Plugin (SACP) [36].

3.2 Формирование архива и первичная обработка спутниковых снимков на территории Оймяконского нагорья

В ходе выполнения работы был сформирован объем снимков спутника Landsat 8, выполненных в дальнем ИК диапазоне с пространственным разрешением 100 м. За период с 2013 по 2019 гг. отобраны 23 снимка для региона станции Оймякон с минимальной (нулевой) облачностью за следующие даты: 22.03.2014, 09.03.2015, 29.06.2015, 16.01.2016, 23.01.2016, 11.03.2016, 30.03.2017, 13.09.2017, 20.02.2018, 01.03.2018, 20.03.2019, 22.03.2020, 07.04.2020, 09.05.2020, 11.11.2020, 25.03.2021, 07.08.2021, 19.10.2021, 28.03.2022, 07.03.2023, 10.10.2023, 17.10.2023, 10.04.2024.

Таблица 3.2

Перечень полученных снимков для станции Оймякон

Дата съемки	Название снимка
22.03.2014	LC08_L1TP_113016_20140322_20200911_02_T1_tir
09.03.2015	LC08_L2SP_113016_20150309_20200909_02_T1_ST_T AD
29.06.2015	LC08_L2SP_113016_20150629_20200909_02_T1_ST_T AD
16.01.2016	LC08_L1TP_113016_20160123_20200907_02_T2_tir
23.01.2016	LC08_L1TP_113016_20160123_20200907_02_T2_tir
11.03.2016	LC08_L1TP_113016_20160311_20200907_02_T1_tir
30.03.2017	LC08_L1TP_113016_20170330_20200904_02_T1_tir
13.09.2017	LC08_L1TP_114015_20170913_20200903_02_T1_tir
20.02.2018	LC08_L1TP_114015_20180220_20200902_02_T1_tir
01.03.2018	LC08_L1TP_113016_20180301_20200902_02_T1_tir
20.03.2019	LC08_L1TP_113016_20190320_20200829_02_T1_tir
22.03.2020	LC08_L1TP_113016_20200322_20200822_02_T1_tir
07.04.2020	LC08_L1TP_113016_20200407_20200822_02_T1_tir
09.05.2020	LC08_L1TP_113016_20200509_20200820_02_T1_tir
11.11.2020	LC08_L1TP_113016_20201101_20201104_02_T1_tir
25.03.2021	LC08_L1TP_113016_20210325_20210402_02_T1_tir
07.08.2021	LC08_L1TP_114016_20210807_20210811_02_T1_tir

19.10.2021	LC08_L1TP_113016_20211019_20211026_02_T1_tir
28.03.2022	LC08_L1TP_113016_20220328_20220405_02_T1_tir
07.03.2023	LC09_L1TP_113016_20230307_20230307_02_T1_tir
10.10.2023	LC09_L1TP_113016_20231001_20231001_02_T1_tir
17.10.2023	LC09_L1TP_113016_20231017_20231101_02_T1_tir
10.04.2024	LC09_L1TP_113016_20240410_20240410_02_T1_tir

Для региона станции Теплый ключ 8 снимков за следующие даты:
29.11.2020, 17.01.2022, 19.10.2022, 22.02.2023, 20.03.2023, 29.04.2023, 18.07.2023,
15.04.2024

Таблица 3.3

Перечень полученных снимков для станции Теплый ключ

Дата съемки	Название снимка
29.11.2020	LC08_L1TP_117016_20201129_20210315_02_T1_tir
17.01.2022	LC09_L1TP_117016_20220417_20230421_02_T1_tir
19.10.2022	LC09_L1TP_116016_20221019_20230325_02_T1_tir
22.02.2023	LC09_L1TP_118016_20230222_20230308_02_T1_tir
20.03.2023	LC08_L1TP_116016_20230320_20230324_02_T1_tir
29.04.2023	LC09_L1TP_116016_20230429_20230429_02_T1_tir
18.07.2023	LC09_L1TP_116016_20230718_20230718_02_T1_tir
15.04.2024	LC09_L1TP_116016_20240415_20240415_02_T1_tir

Для региона станции Усть Нера 7 снимков за следующие даты: 19.02.2020,
07.08.2021, 07.11.2022, 01.05.2023, 17.10.2023, 22.02.2024, 02.04.2024

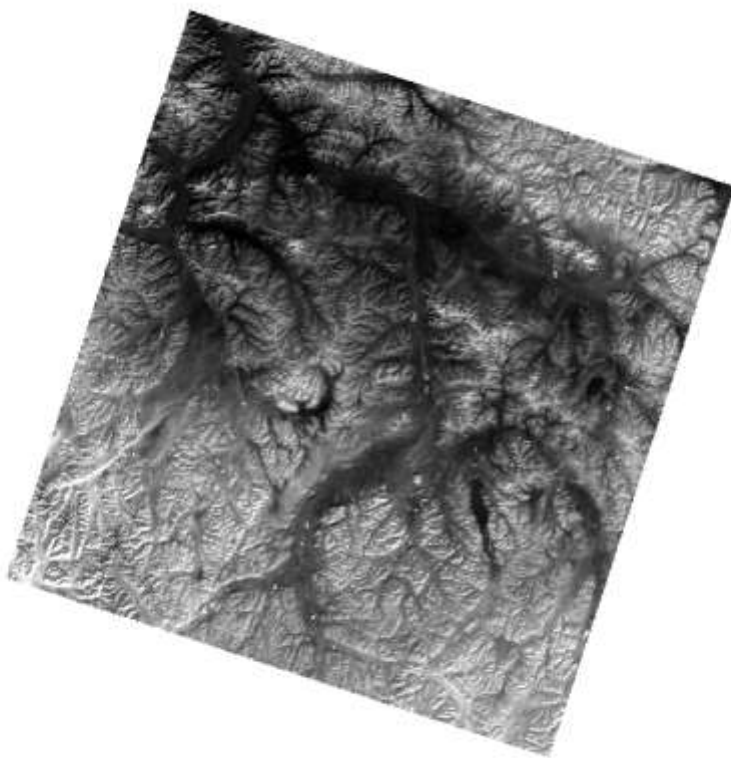
Таблица 3.4

Перечень полученных снимков для станции Усть Нера

Дата съемки	Название снимка
19.02.2020	LC08_L1TP_113015_20200219_20200822_02_T1_tir
07.08.2021	LC08_L1TP_114015_20210807_20210811_02_T1_tir
07.11.2022	LC08_L1TP_113015_20221107_20221115_02_T1_tir

01.05.2023	LC09_L1TP_114015_20230501_20230501_02_T _tir
17.10.2023	LC09_L1TP_113015_20231017_20231101_02_T _tir
22.02.2024	LC09_L1TP_113015_20240222_20240222_02_T _tir
02.04.2024	LC08_L1TP_113015_20240402_20240410_02_T _tir

Далее была выполнена первичная обработка снимков, включающая в себя репроекцию снимков. На рисунке 3.1 приведен пример снимка от 09.03.2015 до и после репроекции для станции Оймякон.



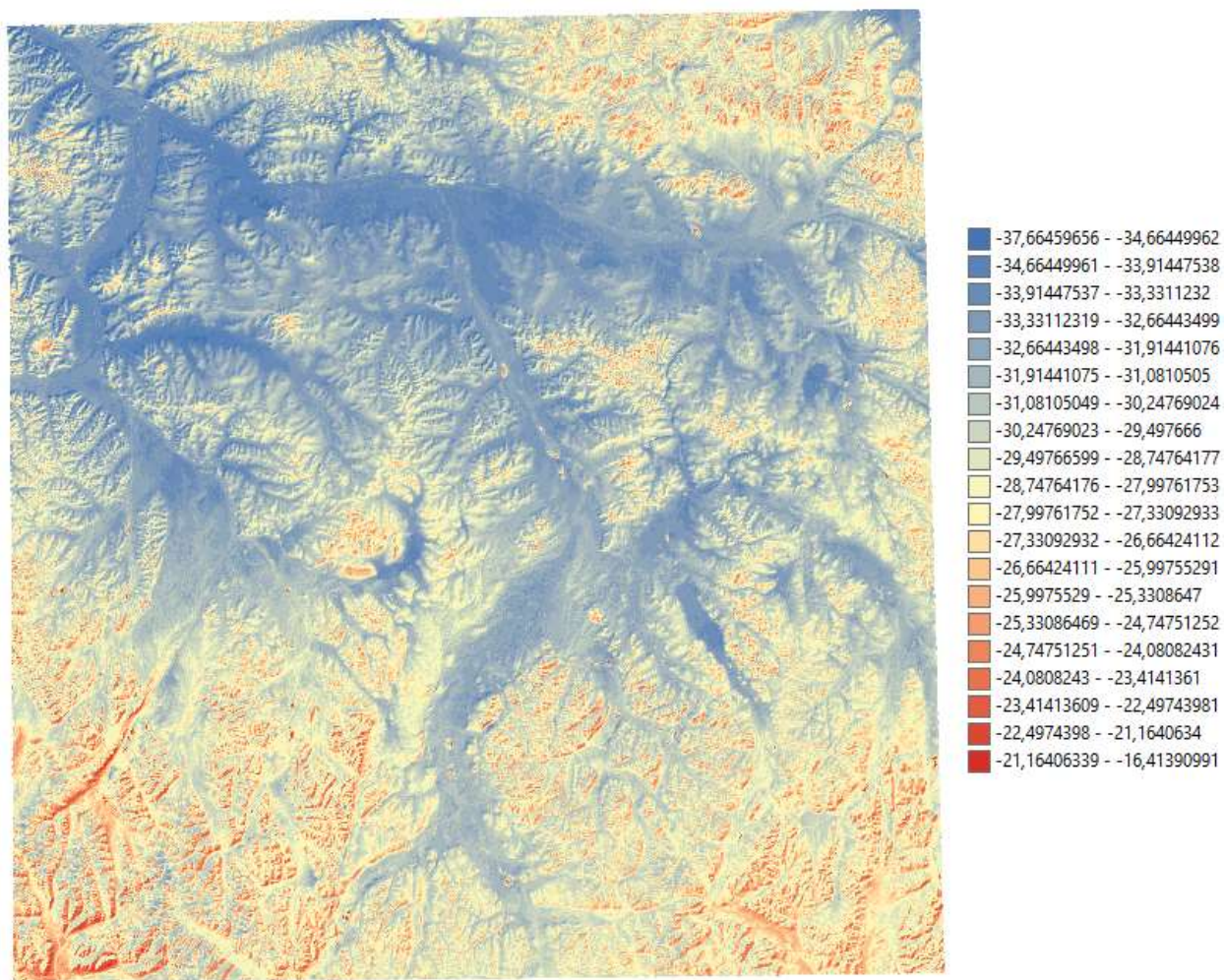


Рисунок 3.1 - Снимок яркостной температуры Landsat-8 от 09.03.2015 г

3.2.1 Составление карт радиационной температуры

Для составления карты радиационной температуры использовался программный пакет ARCGIS по методике, подробно описанной на сайте [45]. Данная методика преобразует значения спектральной плотности излучения земной поверхности в значения ее температуры.

Данные Landsat Level-1 можно преобразовать в спектральную яркость TOA, используя коэффициенты масштабирования яркости в файле MTL:

$$L_{\lambda} = M_L Q_{cal} + A_L \quad (29)$$

L_{λ} – спектральная яркость TOA ($\text{Вт}/(\text{м}^2 * \text{srad} * \mu\text{м})$)

M_L - специфический для полосы мультипликативный коэффициент масштабирования из метаданных ($\text{RADIANCE_MULT_BAND_x}$, где x — номер полосы)

A_L - специфичный для полосы аддитивный коэффициент масштабирования из метаданные (RADIANCE_ADD_BAND_x, где x — номер полосы)

Q_{cal} - квантованные и калиброванные стандартные значения пикселей продукта (DN)

Значения M_L и A_L приведены на рисунке 3.2.

```
GROUP = RADIOMETRIC_RESCALING
RADIANCE_MULT_BAND_1 = 1.2819E-02
RADIANCE_MULT_BAND_2 = 1.3126E-02
RADIANCE_MULT_BAND_3 = 1.2096E-02
RADIANCE_MULT_BAND_4 = 1.0200E-02
RADIANCE_MULT_BAND_5 = 6.2418E-03
RADIANCE_MULT_BAND_6 = 1.5523E-03
RADIANCE_MULT_BAND_7 = 5.2320E-04
RADIANCE_MULT_BAND_8 = 1.1543E-02
RADIANCE_MULT_BAND_9 = 2.4394E-03
RADIANCE_MULT_BAND_10 = 3.3420E-04
RADIANCE_MULT_BAND_11 = 3.3420E-04
RADIANCE_ADD_BAND_1 = -64.09256
RADIANCE_ADD_BAND_2 = -65.63156
RADIANCE_ADD_BAND_3 = -60.47892
RADIANCE_ADD_BAND_4 = -50.99923
RADIANCE_ADD_BAND_5 = -31.20899
RADIANCE_ADD_BAND_6 = -7.76139
RADIANCE_ADD_BAND_7 = -2.61600
RADIANCE_ADD_BAND_8 = -57.71710
RADIANCE_ADD_BAND_9 = -12.19718
RADIANCE_ADD_BAND_10 = 0.10000
RADIANCE_ADD_BAND_11 = 0.10000
```

Рисунок 3.2 – значения калибровочных коэффициентов M_L и A_L для спутникового снимка Landsat-8

Вычисляем TOA spectral radiance (L) = 0.0003342 * Изображение (DN) + 1, где коэффициенты 0.0003342 и 1 не меняются для каналов 10 и 11, а Изображение (DN) — сам снимок (10 или 11 канал).

Данные теплового диапазона можно преобразовать из спектральной яркости в яркостную температуру, используя тепловые константы в файле MTL:

$$T = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{K_1}{L_\lambda} + 1\right)} \quad (30)$$

T = яркостная температура (K)

L_{λ} = спектральная яркость TOA ($\text{Вт}/(\text{м}^2 * \text{srad} * \mu\text{м})$)

K_1 = константа теплового преобразования для конкретного диапазона из метаданных ($K1_CONSTANT_BAND_x$, где x — номер канала)

K_2 = Константа теплового преобразования для конкретного диапазона из метаданных ($K2_CONSTANT_BAND_x$, где x — номер канала)

Вычисления возможно проводить на основе 10 или 11 канала. Для каждого канала индивидуальные коэффициенты.

Таблица 3.5

Расчетные коэффициенты спектральных каналов 10 и 11 спутникового снимка Landsat-8

Константа теплового преобразования	10 канал	11 канал
K_1	480.89	360.95
K_2	1321.08	1201.14

Значения получаемых температур можно представить в градусах Цельсия, для чего необходимо из формулы (30) вычесть 273,15.

Исходными данными для определения температуры служат значения интенсивности излучения R , пришедшего на сенсор спутника и зарегистрированного соответствующим тепловым каналом. Для Landsat 8 температура вычисляется по следующей формуле:

$$\frac{(1321.08 / (\log((774.89 / (((22.00180 - 0.10033) / Q_{cal}) * [Value]) + 0.10033)) + 1))) - 273,15}{(31)}$$

где $Q_{cal} = Q_{calmax} - Q_{calmin}$,

Значения параметров Q_{calmax} и Q_{calmin} можно взять из метаданных спутникового снимка.

Описание процедуры получения радиационной температуры снимков.

Используя ArcGIS Desktop и зная формулы пересчета, вычислим яркостную температуру. Полученный результат не будет считаться истинным значением температуры земной поверхности, но близким и позволяющим выявить температурные аномалии. В дальнейшем яркостная температура может быть переведена в значения температуры земной поверхности.

Полученные снимки добавляем в таблицу содержания ArcGIS Desktop.

Для вычисления воспользуемся калькулятором растров. С помощью формулы (31), программа создаст новый слой рассчитанных значений температуры. Далее настраиваем отображение цветной шкалы.

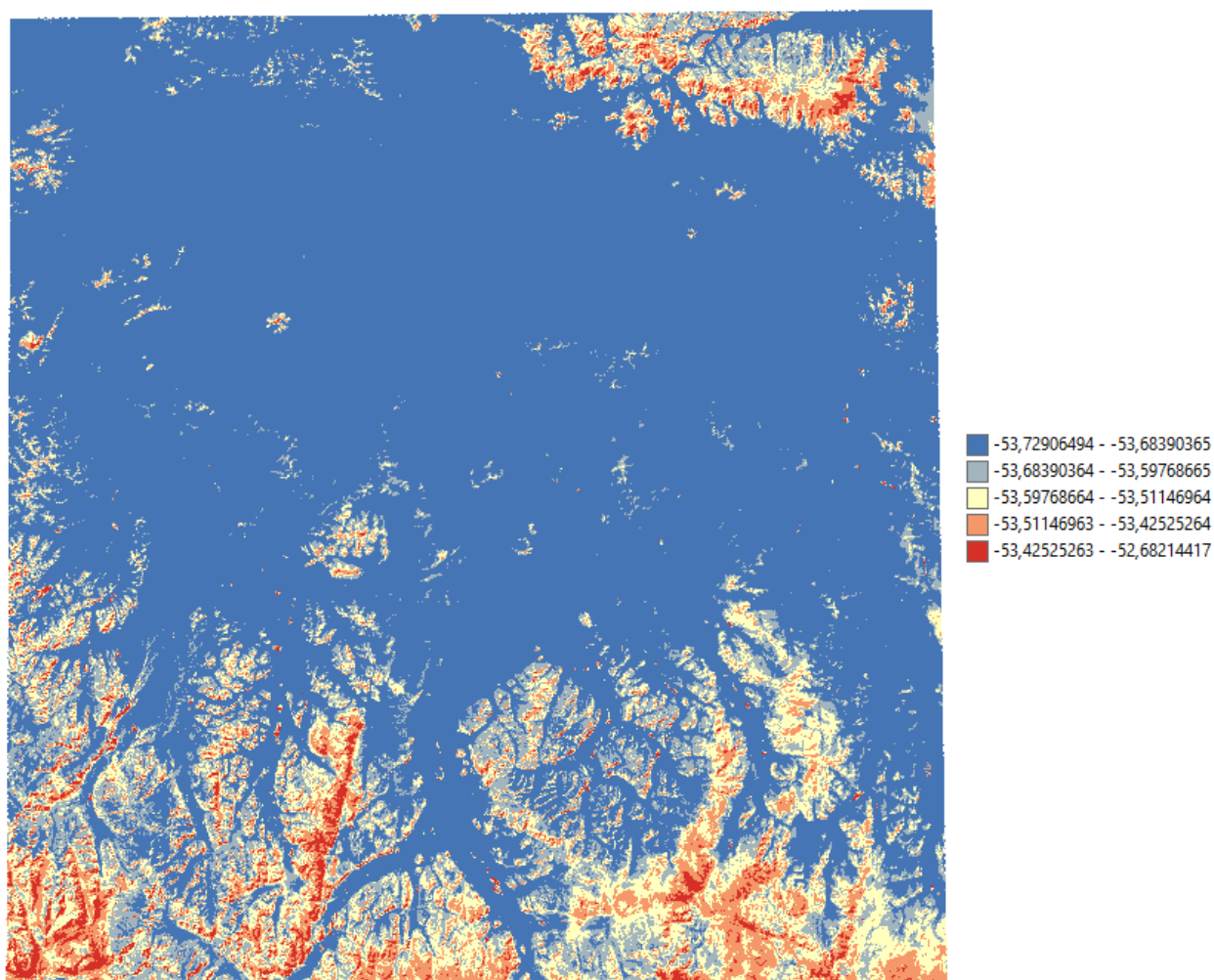


Рисунок 3.3 - Снимок яркостной температуры Landsat-8 от 23.01.2016 г

3.2.2 Валидация полученных результатов

В работе была произведена валидация полученных результатов на основе данных по температуре на метеостанции Оймякон.

Таблица 3.6

Сравнение вычисленной радиационной температуры поверхности и температуры воздуха по данным метеостанции Оймякон

Дата съемки	Landsat 8	Метеостанция	разница
22.03.2014	-36,1	-38,6	2,5
09.03.2015	-47,6	-44,0	-3,6
29.06.2015	+5,5	+6,2	-0,7
16.01.2016	-49,0	-43,9	-5,1
23.01.2016	-55,8	-50,6	-5,2
11.03.2016	-47,9	-43,6	-4,3
30.03.2017	-28,0	-30,3	2,3
13.09.2017	-7,3	-9,0	1,7
20.02.2018	-50,5	-46,7	-3,8
01.03.2018	-38,9	-42,1	3,2
20.03.2019	-45,9	-43,2	-2,7
22.03.2020	-32,0	-30,1	-1,9
07.04.2020	-24,8	-28,1	3,3
09.05.2020	-6,8	-5,7	-1,1
11.11.2020	-43,5	-38,8	-4,7
25.03.2021	-41,3	-38,6	-2,7
07.08.2021	+13,3	+11,5	1,8
19.10.2021	-35,4	-32,0	-3,4
28.03.2022	-43,2	-39,0	-4,2
07.03.2023	-50,9	-45,8	-5,1
10.10.2023	-4,3	-5,6	1,3
17.10.2023	-30,0	-27,8	-2,2
10.04.2024	-26,1	-24,3	-1,8

Таблица 3.7

Сравнение вычисленной радиационной температуры поверхности и температуры воздуха по данным метеостанции Усть Нера

Дата съемки	Landsat 8	Метеостанция	разница
19.02.2020	-49,6	-46,3	-3,3
07.08.2021	-0,7	+0,7	-1,4
07.11.2022	-32,4	-34,6	2,2
01.05.2023	-3,2	-2,2	-1,0
17.10.2023	-23,9	-25,5	1,6
22.02.2024	-36,7	-39,1	2,4
02.04.2024	-31,1	-29,4	-1,7

Сравнение вычисленной радиационной температуры поверхности и температуры воздуха по данным метеостанции Теплый ключ

Дата съемки	Landsat 8	Метеостанция	разница
29.11.2020	-41,6	-38,5	-3,1
17.01.2022	-39,9	-43,5	3,6
19.10.2022	-11,6	-14,3	2,7
22.02.2023	-47,6	-42,3	-5,3
20.03.2023	-47,4	-42,2	-5,2
29.04.2023	-8,5	-8,8	0,3
18.07.2023	+21,9	+23,7	-1,8
15.04.2024	-22,9	-24	1,1

Анализ полученных данных показал, что в зимний период наблюдается инверсионное перераспределение температуры земной поверхности (рис.3.3). Минимальные температуры отмечаются в долинах больших и малых рек, а максимальные температуры в вершинах горных хребтов и верхних частях склонов. Если на январских снимках наблюдается только вертикальный градиент температуры, то на мартовских снимках проявляется горизонтальный градиент, связанный с экспозицией склона. Весной, когда высота полуденного солнца над горизонтом только начинает расти, происходит смещение максимальной температуры в сторону верхней части склонов южной экспозиции. По мере увеличения высоты солнца и продолжительности светового дня наиболее нагретыми участками становятся склоны гор, занимающие практически всю площадь южной экспозиции, а также часть склонов западной и восточной экспозиций. Что касается минимальных температур, то они продолжают оставаться в долинах крупных рек вплоть до конца августа, хотя по аэрологическим данным непрерывные инверсии температуры воздуха исчезают уже в конце апреля или в начале мая. Мы полагаем, что такая тепловая инертность связана с высокой теплоемкостью почвенного покрова долин, поэтому они нагреваются медленнее, чем транзитные, более сухие элементы ландшафта.

Осенью (сентябрь, октябрь) наблюдается обратная картина, когда долины остывают заметно медленнее и становятся теплее, чем вышележащие элементы ландшафта. Далее усиливаются инверсионные явления, и на ноябрьских снимках картина перераспределения радиационной температуры становится практически идентичной январским снимкам.

Данные о температуре, полученные по спутниковым снимкам, отличаются от данных метеостанции примерно на $0-5^{\circ}\text{C}$, причём в зимний период радиационная температура занижена относительно физической, а летом завышены. Такое отличие прежде всего связано с тем, что на метеостанциях температура измеряется на высоте 2 м, а на снимках фиксируется температура земной поверхности. Кроме того, определяемая по снимку радиационная температура вычисляется по значению интегральной яркости, усредненной по элементу разрешения на местности, а на метеостанции измеряется температура определённой точки. Искажения, видимо, также связаны с влиянием излучательной способности ландшафтов на дистанционные измерения, а также с влиянием атмосферы, которая поглощает часть излучения земной поверхности. Но, несмотря на несоответствие температурных данных, спутниковые ИК данные служат ценным источником информации для климатических исследований территорий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Климатологический справочник СССР. Вып. 24 по Якутской АССР, сев. части Нижне-Амурской области и сев. части Корякского нац. округа Камчатской области Хабаровского края и Магаданской области. Метеорологические данные за отдельные годы. Ч. 1. Температура воздуха / Ред. вып. С.А. Изюменко. – Л.: Гидрометеорологическое изд-во, 1956. – 364 с.
2. Гаврилов А.В. Яно-Оймяконский регион // Геокриология СССР. Восточная Сибирь и Дальний Восток. / Под ред. Э.Д. Ершова. – М.: Недра, 1989. – С. 200-212.
3. Анапольская Л. Н., Копзнев И. Д. Климатические параметры Восточно-Сибирского и Дальневосточного экономических районов: научно-справочное пособие. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 391 с.
4. Визе В.Ю. Климат Якутии. Л.: Издательство Академии наук, 1927, 34с.
5. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2020 год. – Москва, 2021. – 104 с.
6. Кириллина К. С. Разработка региональной климатической программы для республики Саха (Якутия). Диссертация на соискание ученой степени кандидата географических наук. Санкт-Петербург, 2017, 117 с.
7. Иванов Н.Е., Макштас А.П. Многолетняя изменчивость характеристик климата северной Якутии — экстремумы температуры воздуха//Проблемы Арктики и Антарктики. 2017, № 2 (112), С. 50-69.
8. Srivastava P K, Majumdar T J, Bhattacharya A.K. Study of land surface temperature and spectral emissivity using multi-sensor satellite data. J. Earth Syst. Sci. 2010, №119, No. 1, pp. 67–74.
9. Lyon R. J. P. Analysis of rocks by spectral infrared emission (8 to 25 microns); Econom. Geol. №60, pp. 715–736.
10. Vincent R and Thomson F 1972 Spectral compositional imaging of silicates rocks; J. Geophys. Res. №77, pp. 2465–2472.

11. Kahle A. B., Madura D. P. and Soha J. M. Middle infrared multispectral aircraft scanner data: Analysis for geological applications; *App. Optics*, 1980, № 19, pp. 2279–2290.
12. Cristóbal J., Jiménez-Muñoz J.C., Prakash A., Mattar C., Skoković D., Sobrino J.A. An improved single-channel method to retrieve land surface temperature from the Landsat-8 thermal band // *Remote Sens.* 2018. V. 10. № 3. P. 431.
13. Rozenstein O., Qin Z., Derimian Y. Karnieli A. Derivation of land surface temperature for Landsat-8 TIRS using a split window algorithm // *Sensors*. 2014. V. 14. № 4. P. 5768–5780.
14. Yu X., Guo X., Wu Z. Land surface temperature retrieval from Landsat 8 TIRS-comparison between radiative transfer equation-based method, split window algorithm and single channel method // *Remote Sens.* 2014. V. 6. P. 9829–9852.
15. Mattar, C.; Duran-Alarcon, C.; Jimenez-Munoz, J.C.; Santamaria-Artigas, A.; Olivera-Guerra, L.; Sobrino, J.A. Global atmospheric profiles from reanalysis information (GAPRI): A new database for earth surface temperature retrieval. *Int. J. Remote Sens.* 2015, 36, 5045–5060.
16. Wang, F.; Qin, Z.; Song, C.; Tu, L.; Karnieli, A.; Zhao, S. An improved mono-window algorithm for land surface temperature retrieval from landsat 8 thermal infrared sensor data. *Remote Sens.* 2015, 7, 4268–4289.
17. Cristóbal, J.; Jiménez-Muñoz, J.C.; Sobrino, J.A.; Ninyerola, M.; Pons, X. Improvements in land surface temperature retrieval from the landsat series thermal band using water vapor and air temperature. *J. Geophys. Res.* 2009, 114.
18. McMillin, L.M. Estimation of Sea Surface Temperatures from Two Infrared Window Measurements with Different Absorption. *J. Geophys. Res.* 1975, 80, 5113–5117.
19. Qin, Z.; Dall'Olmo, G.; Karnieli, A.; Berliner, P. Derivation of Split Window Algorithm and Its Sensitivity Analysis for Retrieving Land Surface Temperature from NOAA-Advanced very High Resolution Radiometer Data. *J. Geophys. Res. Atmos.* 2001, 106, 22655–22670.

20. Sobrino, J.; Coll, C.; Caselles, V. Atmospheric Correction for Land Surface Temperature using NOAA-11 AVHRR Channels 4 and 5. *Remote Sens. Environ.* 1991, 38, 19–34.
21. Franc, G.; Cracknell, A. Retrieval of Land and Sea Surface Temperature using NOAA-11 AVHRR Data in North-Eastern Brazil. *Int. J. Remote Sens.* 1994, 15, 1695–1712.
22. Rozenstein, O.; Qin, Z.; Derimian, Y.; Karnieli, A. Derivation of land surface temperature for Landsat-8 TIRS using a split window algorithm. *Sensors* 2014, 14, 5768–5780.
23. Sobrino J.A., Jiménez-Muñoz J.C., Paolini L. Land surface temperature retrieval from Landsat TM 5 // *Remote Sens. Environ.* 2004. V. 90. P. 434–440.
24. Wang L., Lu Y., Yao Y. Comparison of Three Algorithms for the Retrieval of Land Surface Temperature from Landsat 8 Images // *Sensors*. 2019. V. 19. P. 5049.
25. García-Santos V., Cuxart J., Martínez-Villagrasa D., Jiménez M.A., Simó G. Comparison of three methods for estimating land surface temperature from Landsat 8-TIRS sensor data // *Remote Sens.* 2018. V. 10. № 9. P. 1450.
26. Sekertekin A., Bonafoni S. Land Surface Temperature Retrieval from Landsat 5, 7, and 8 over Rural Areas: Assessment of Different Retrieval Algorithms and Emissivity Models and Toolbox Implementation // *Remote Sens.* 2020. V. 12. P. 294.
27. Perez Hoyos I.C. Comparison between land surface temperature retrieval using classification based emissivity and NDVI based emissivity // *International J. Recent Development in Engineering and Technology*. 2014. V. 2. № 2. P. 26–30.
28. Успенский А.Б., Кухарский А.В., Успенский С.А. Валидация результатов спутникового мониторинга температуры поверхности суши // *Метеорология и гидрология*. 2015. № 2. С. 81–95.

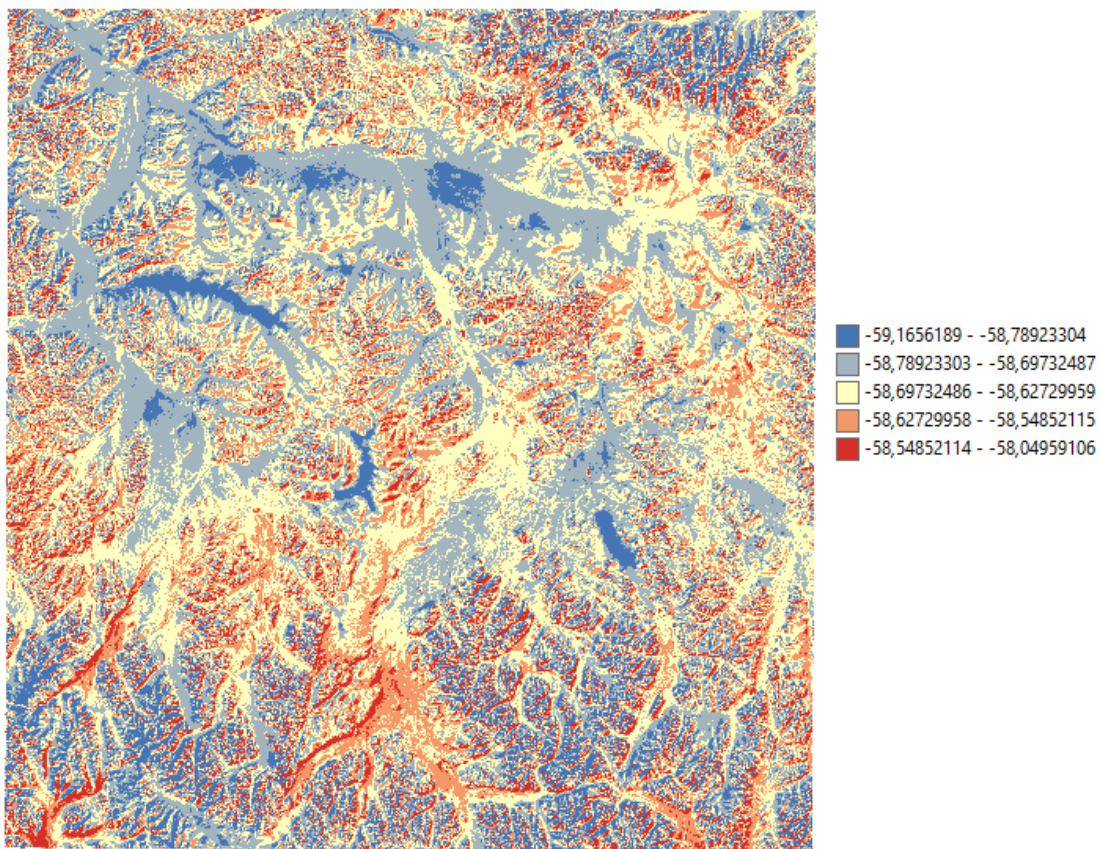
29. Ren H., Du C., Liu R., Qin Q., Yan G., Li Z.L., Meng J. Atmospheric water vapor retrieval from Landsat 8 thermal infrared images // J. Geophys. Res.: Atmos. 2015. V. 120. № 5. P. 1723–1738.
30. Wan, Z. New refinements and validation of the collection-6 MODIS land-surface temperature/emissivity product. Remote Sens. Environ. 2014, 140, 36–45.
31. Carlson T.N., Ripley D.A. On the relation between NDVI, fractional vegetation cover, and leaf area index // Remote Sens. Environ. 1997. V. 62. P. 241–252.
32. Myneni R.B., Hall F.G., Sellers P.J., Marshak A.L. The interpretation of spectral vegetation indexes // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 1995. V. 33. № 2. P. 481–486.
33. Казаков Э.Э., Борисова Ю.И. Оценка применимости алгоритма атмосферной коррекции SREM для анализа временных рядов на примере данных Landsat и его открытая программная реализация // Соврем. пробл. дист. зондир. Земли из космоса. 2020. Т. 17. № 2. С. 30–39.
34. Du C., Ren H., Qin Q., Meng J., Zhao S. A Practical Split-Window Algorithm for Estimating Land Surface Temperature from Landsat 8 Data // Remote Sens. 2015. V. 7. № 1. P. 647–665.
35. Zhu Z., Wang S., Woodcock C.E. Improvement and expansion of the Fmask algorithm: cloud, cloud shadow, and snow detection for Landsats 4–7, 8, and Sentinel 2 images // Remote Sens. Environ. 2015. V. 159. P. 269–277.
36. Landsat Science [Электронный ресурс] // URL: <https://landsat.gsfc.nasa.gov/satellites/landsat-8/>
37. Tanooka H., et al. Vicarious calibration of ASTER thermal infrared bands; IEEE Trans. Geosci. & Rem. Sens. 2005, № 43, pp. 2733–2746.
38. Hook S. J. et al. Absolute radiometric in-flight validation of Mid and Thermal Infrared data from ASTER and MODIS using the Lake Tahoe CA/NV, USA automated validation site; IEEE Trans. Geosci. & Rem. Sens. 2007, № 45, pp. 1798–1807

39. Landsat 8 helps unveil the coldest place on Earth [Электронный ресурс]
//ScienceDailyURL:<https://www.sciencedaily.com/releases/2013/12/131210111039.htm>.
40. Калиничева С.В. Выявление и картографирование мерзлых участков с использованием космических снимков (на примере Эльконского горста в Южной Якутии// Наука и образование, 2017, №3, С.30-37.
41. Грищенко М.Ю, Чернулич К.К. Сопоставление наземных и космических температурных данных на примере территории острова Врангеля // ИнтерКарто/ИнтерГИС. – 2016. – № 1. – С. 88-94.
42. Истомина Е. А., Василенко О.В. Анализ температурного поля ландшафтов Тункинской котловины с использованием космических снимков Landsat и наземных данных // География и природные ресурсы. – 2015. – № 4. – С. 162-170.
43. Волкова Е.В., Успенский С.А. Дистанционное определение температуры подстилающей поверхности, приземной температуры воздуха и эффективной температуры по спутниковым данным для юга Европейской территории России// Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13. № 5. С. 291–303.
44. Using the USGS Landsat Level-1 Data Product [Электронный ресурс]
// ScienceDaily URL: <https://www.usgs.gov/landsat-missions/using-usgs-landsat-level-1-data-product>.
45. Географические информационные системы и дистанционное зондирование GisLab [Электронный ресурс] // URL: <http://gis-lab.info>
46. Watson K. Two-temperature method for measuring emissivity; Rem. Sens. Environ ., 1992, № 42, pp. 117–121.
47. Kealy P. S., Hook S. Separating temperature and emissivity in thermal infrared multispectral scanner data: Implication for recovering land surface temperatures; IEEE Trans. Geosci. & Rem. Sens. 1993, № 31 pp. 1155–1164.

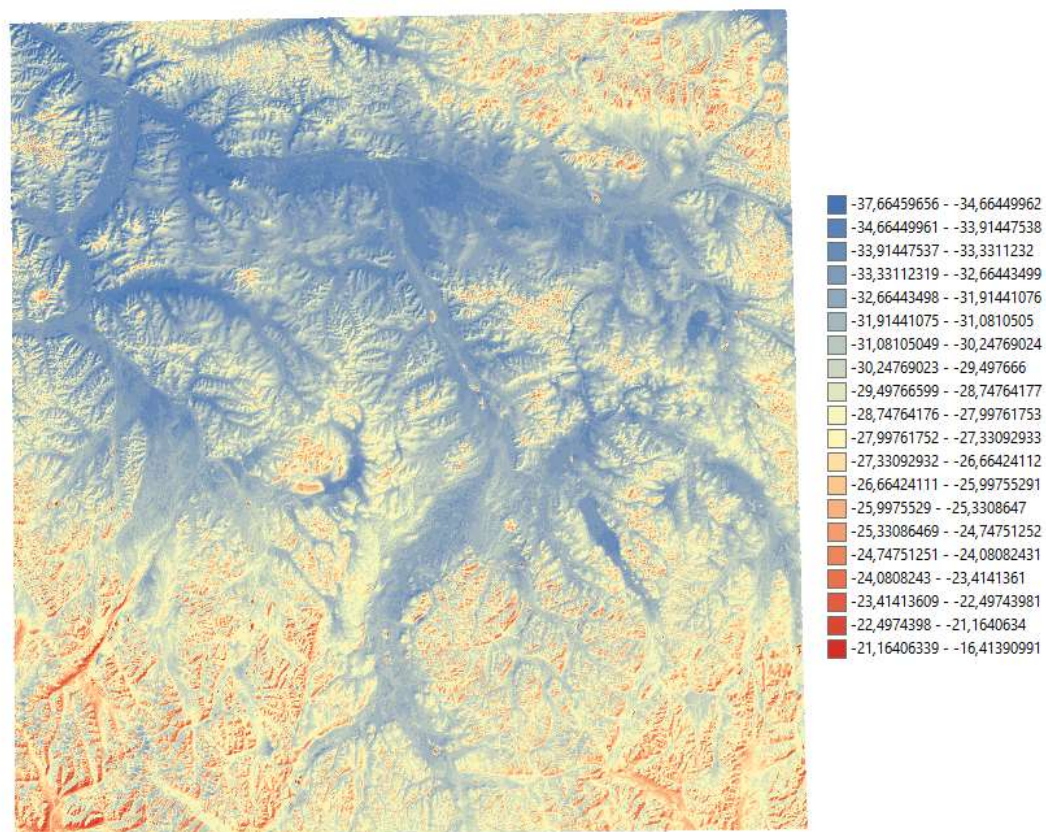
48. Goñita K. Royer A. Surface temperature and emissivity separability over land surface from combined TIR and SWIR AVHRR data; IEEE Trans. Geosci. & Rem. Sens. 1997, 1997, №35, pp. 718–733.
49. Gillespie A, & etc. A temperature and emissivity separation algorithm for Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) images; IEEE Trans. Geosci. & Rem. Sens. 1998, № 36, pp. 1113–1126.
50. Barsi J. A., & etc. Landsat TM and ETM+ thermal band calibration; Can. J. Rem. Sens., 2003, № 28, pp. 141–153
51. Sobrino J. A. et al. Surface temperature and water vapour retrieval from MODIS data; Int. J. Rem. Sens. 2003 № 24, pp. 5161–5182.
52. Jacob F, et al. Comparison of land surface emissivity and radiometric temperature derived from MODIS and ASTER sensors; Rem. Sens. Environ. 2004, № 90, pp. 137–152 .
53. Coll C., et al. Ground measurements for the validation of land surface temperatures derived from AATSR and MODIS data; Rem. Sens. Environ. 2005, № 97, pp. 288–300.
54. Jiménez-Muñoz J. C., et al. Improved land surface emissivities over agricultural areas using ASTER NDVI; Rem. Sens. Environ. 2006, № 103, pp. 474–487.
55. Coll C., et al. Temperature and emissivity separation from ASTER data for low spectral contrast surfaces; Rem. Sens. Environ. 2007, № 110, pp. 162–175.

ПРИЛОЖЕНИЯ

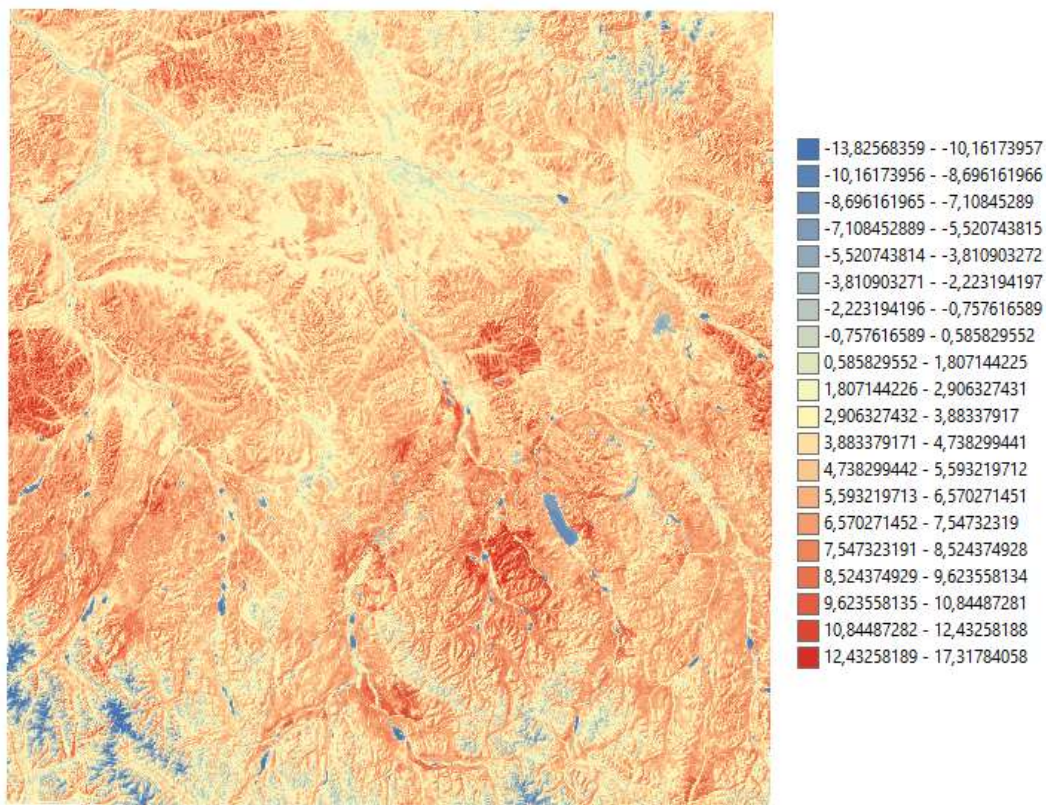
22.03.2014 Оймякон



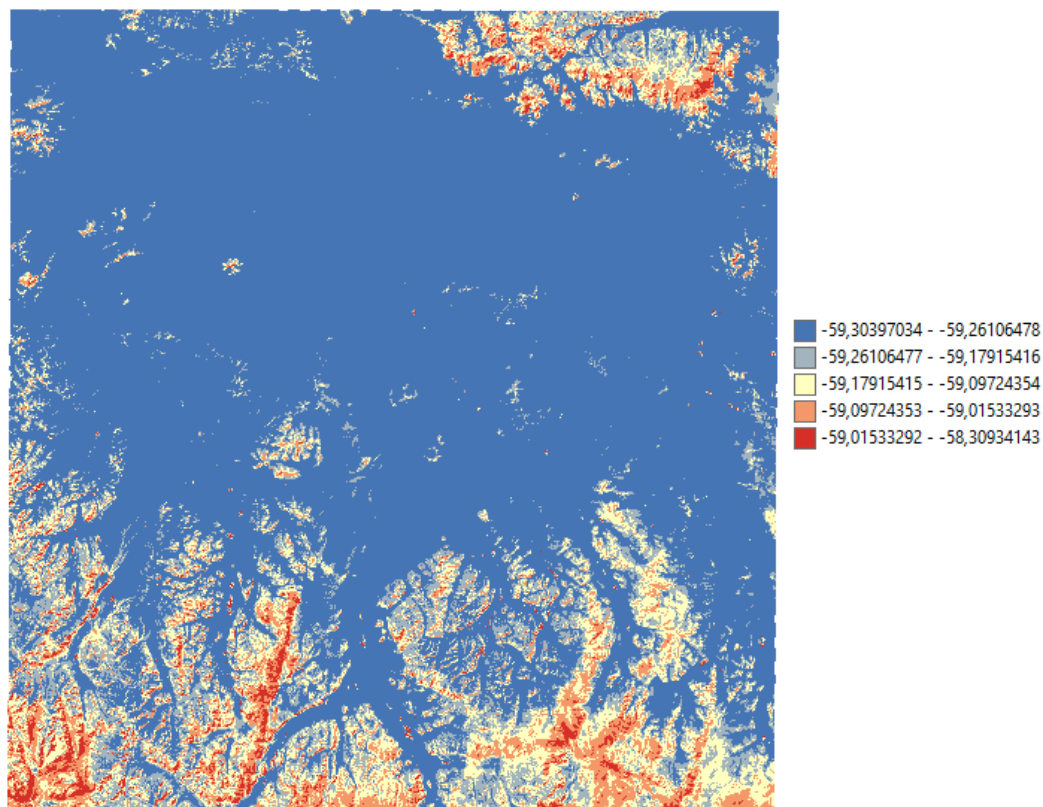
09.03.2015 Оймякон



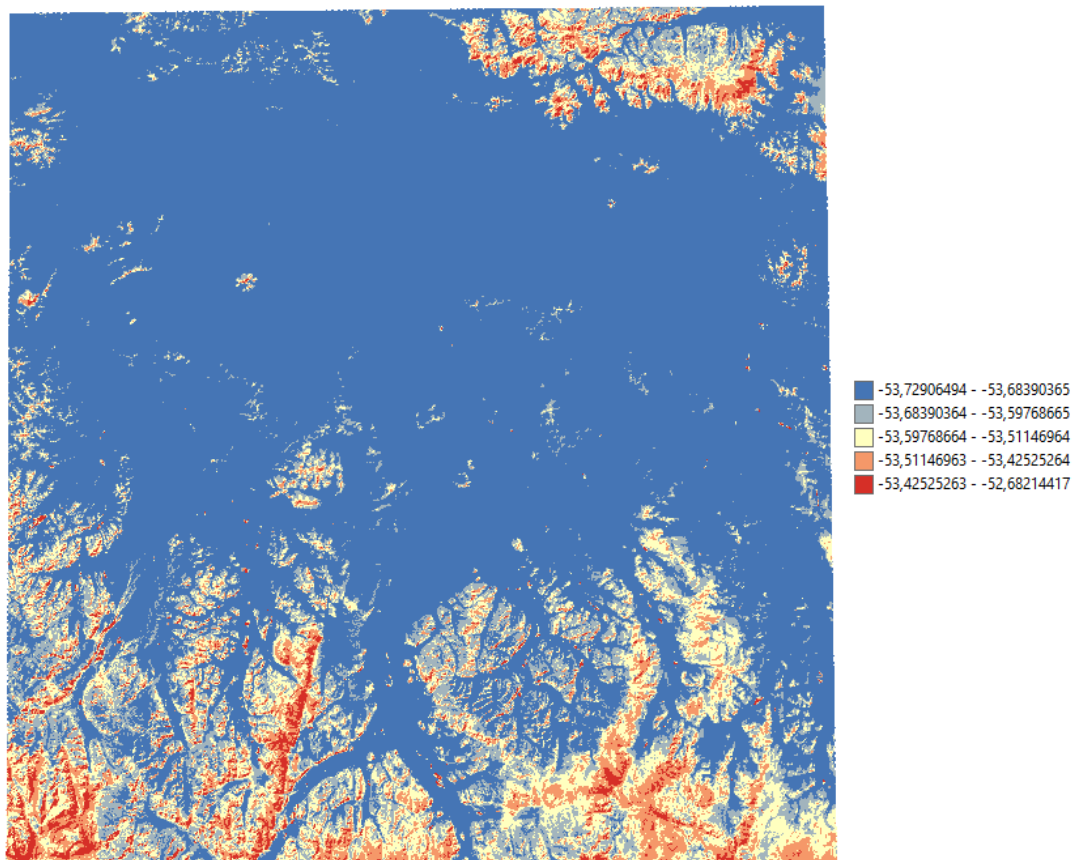
29.06.2015 Оймякон



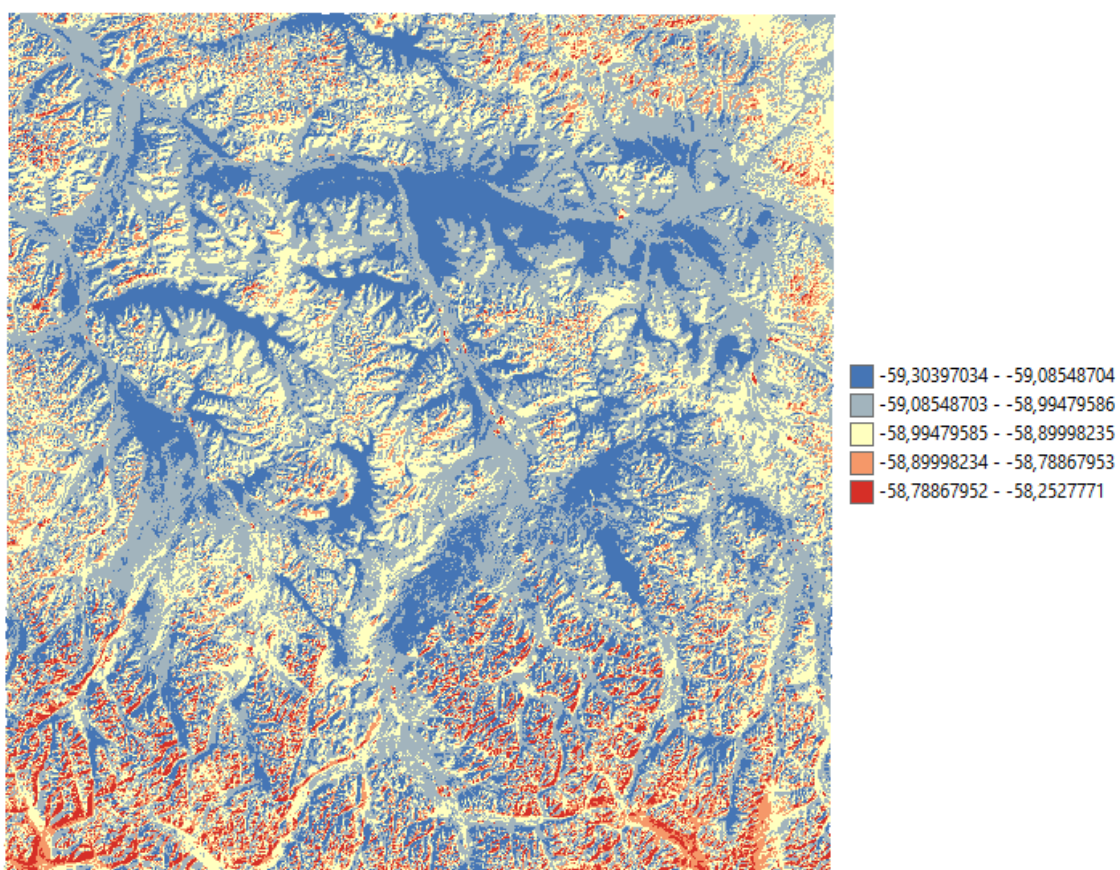
16.01.2016 Оймякон



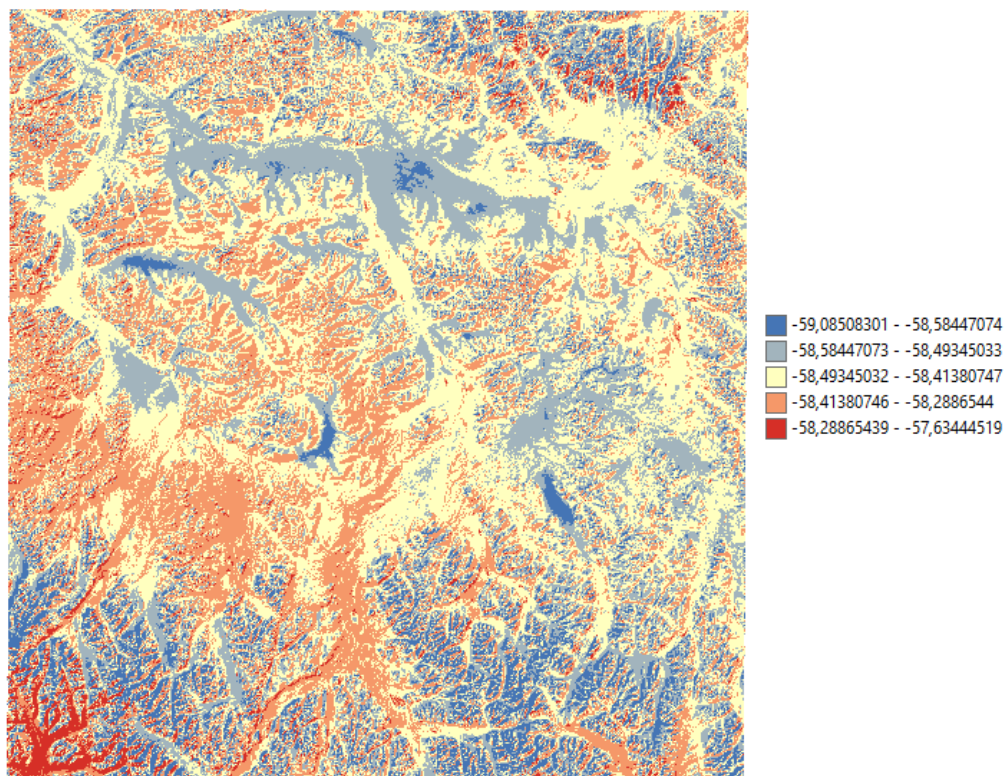
23.01.2016 Оймякон



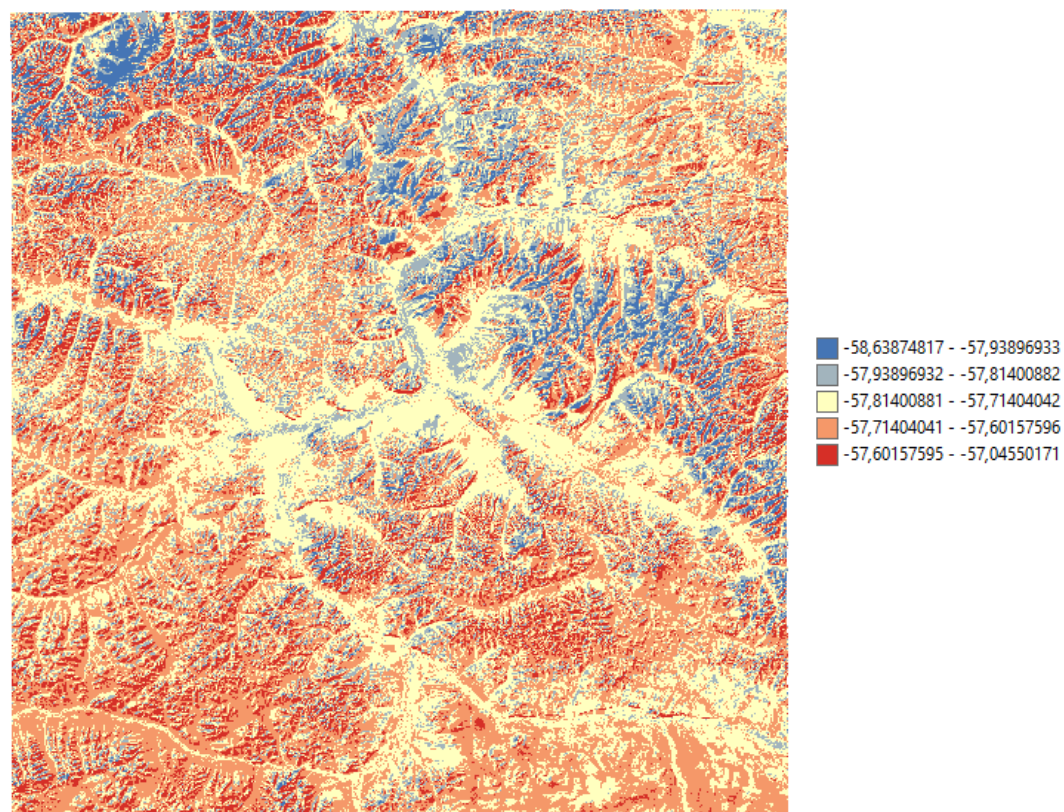
11.03.2016 Оймякон



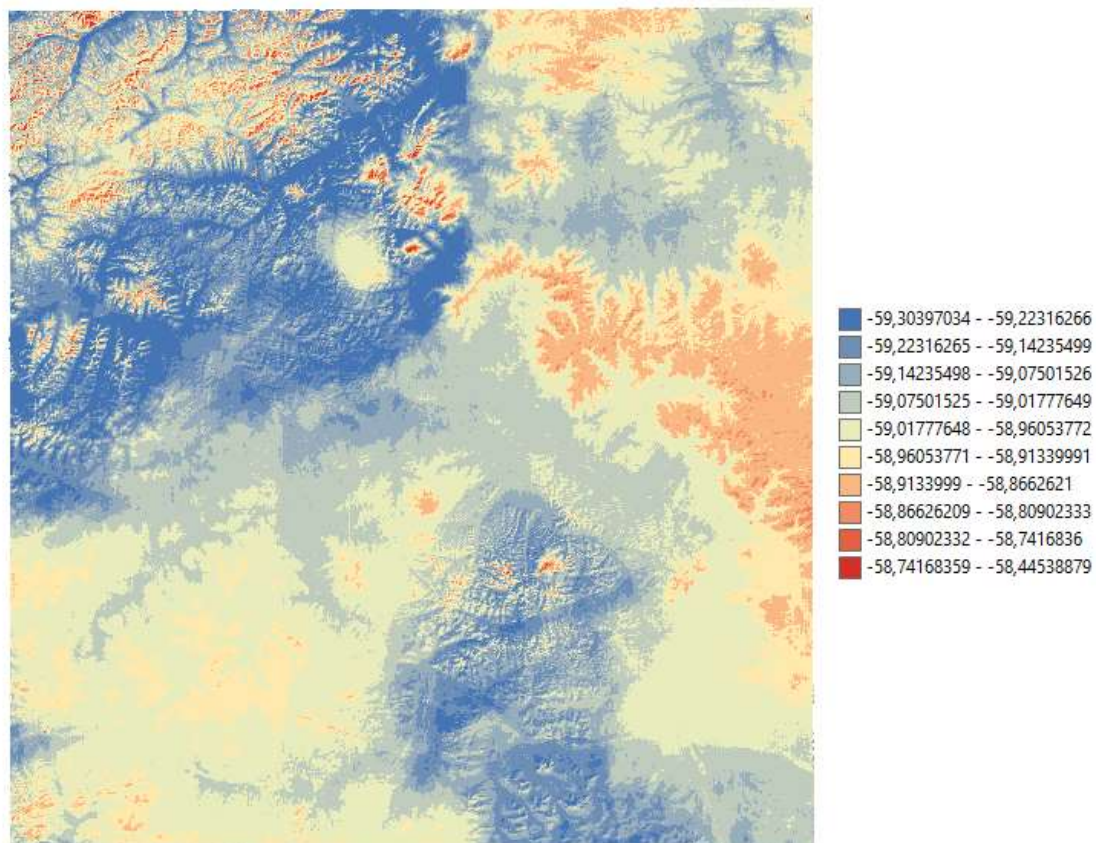
30.03.2017 Оймякон



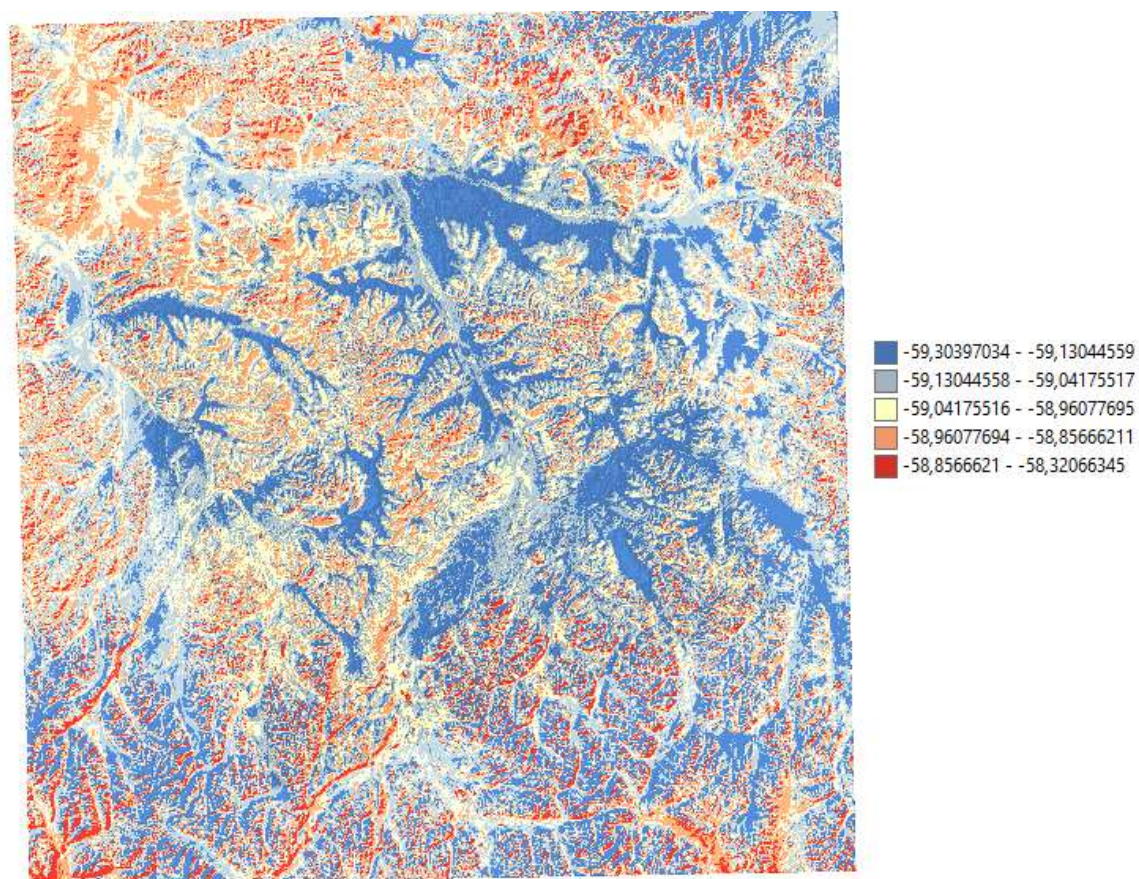
30.09.2017 Оймякон



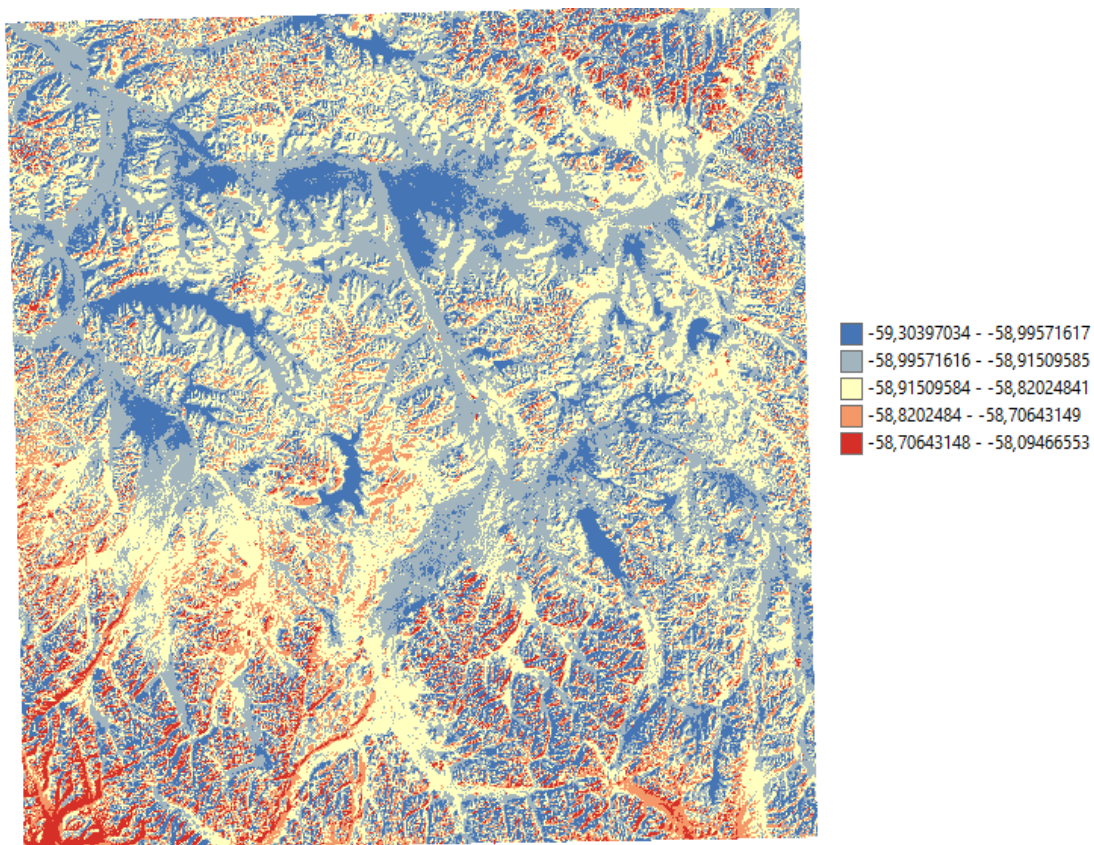
20.02.2018 Оймякон



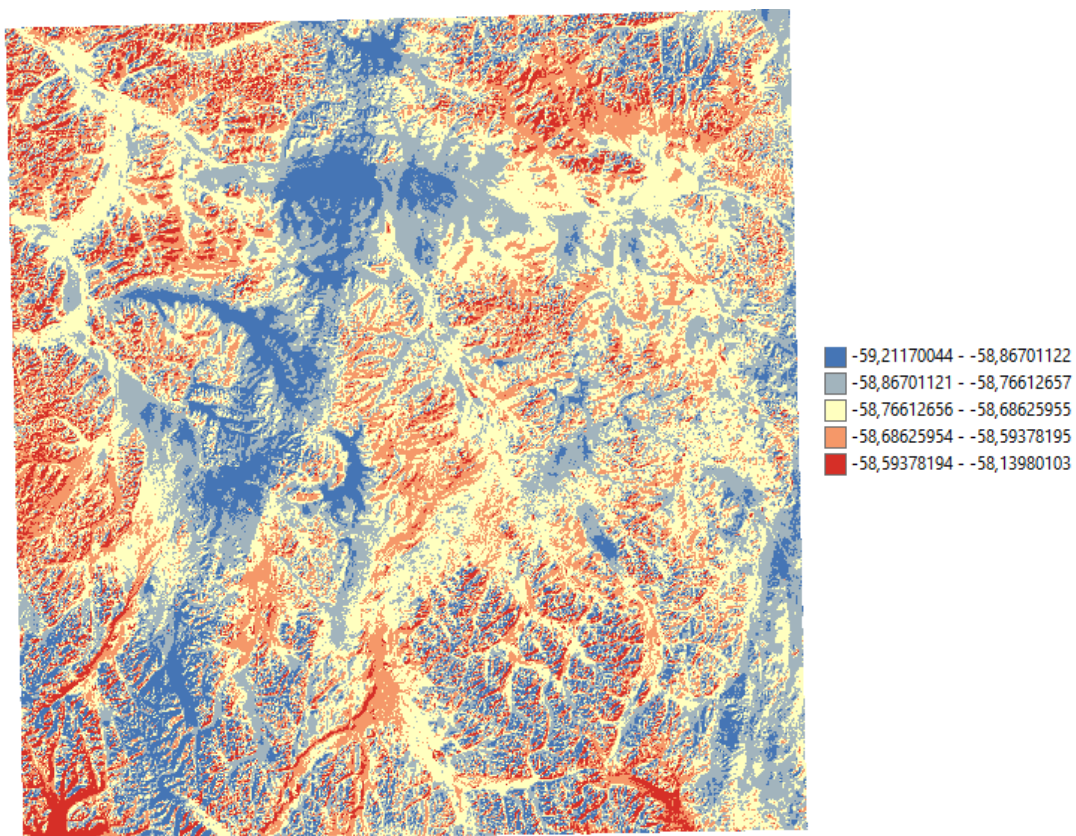
01.03.2018 Оймякон



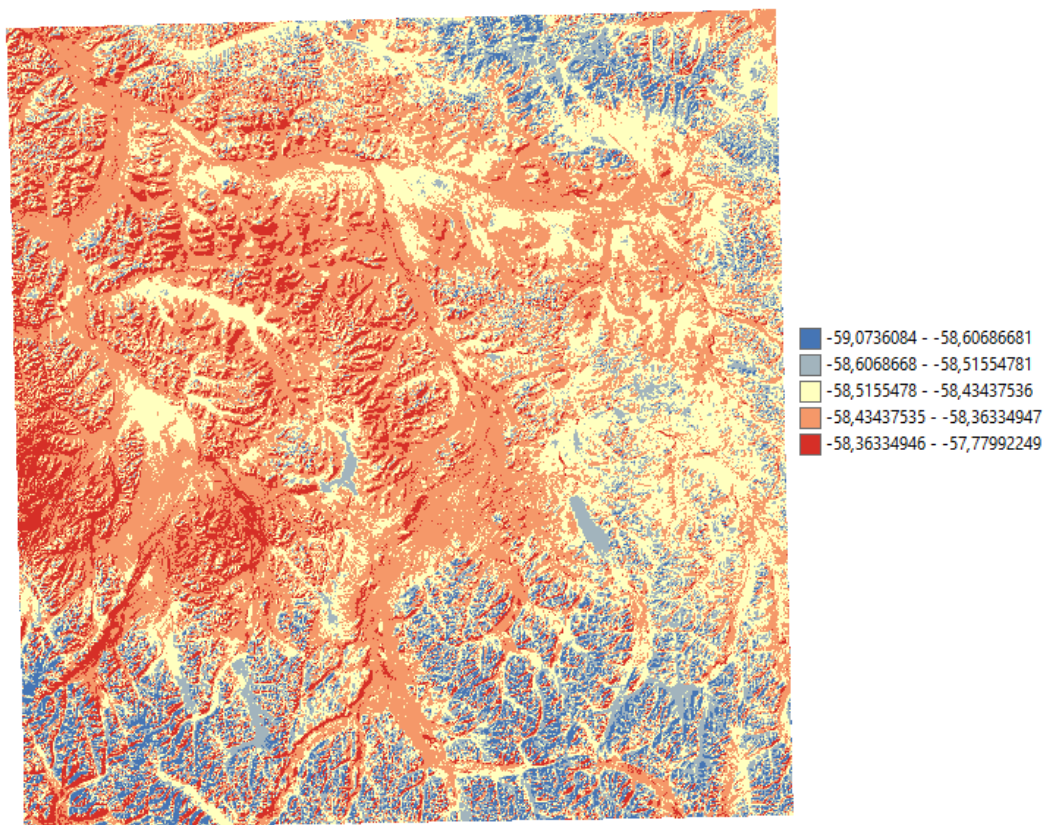
20.03.2019 Оймякон



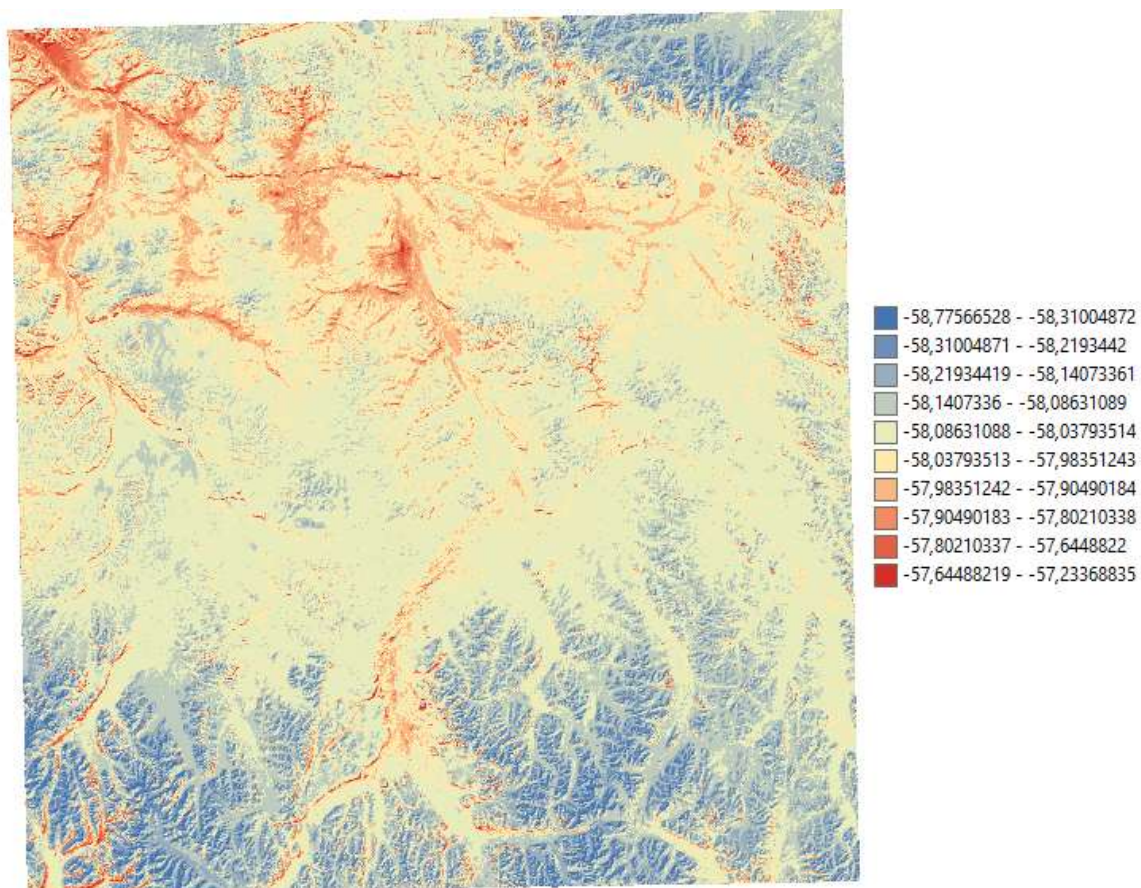
22.03.2022 Оймякон



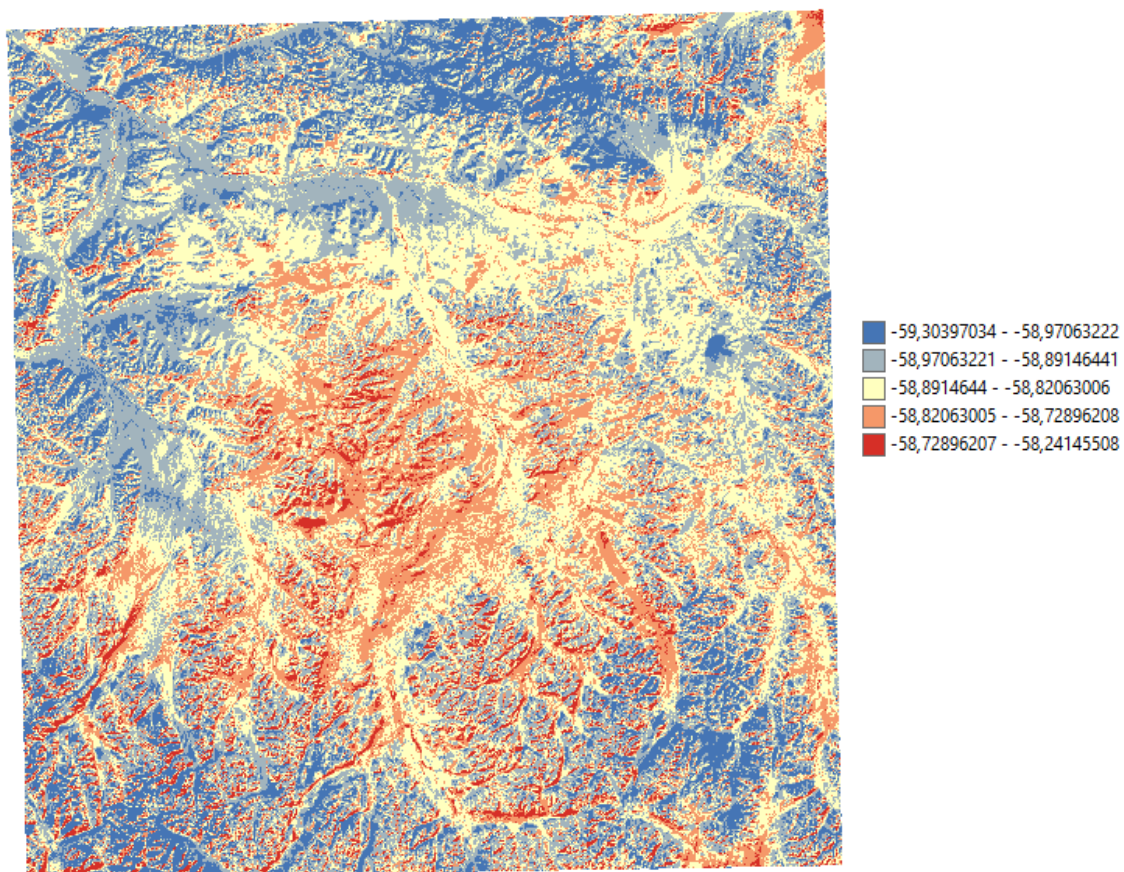
07.04.2020 Оймякон



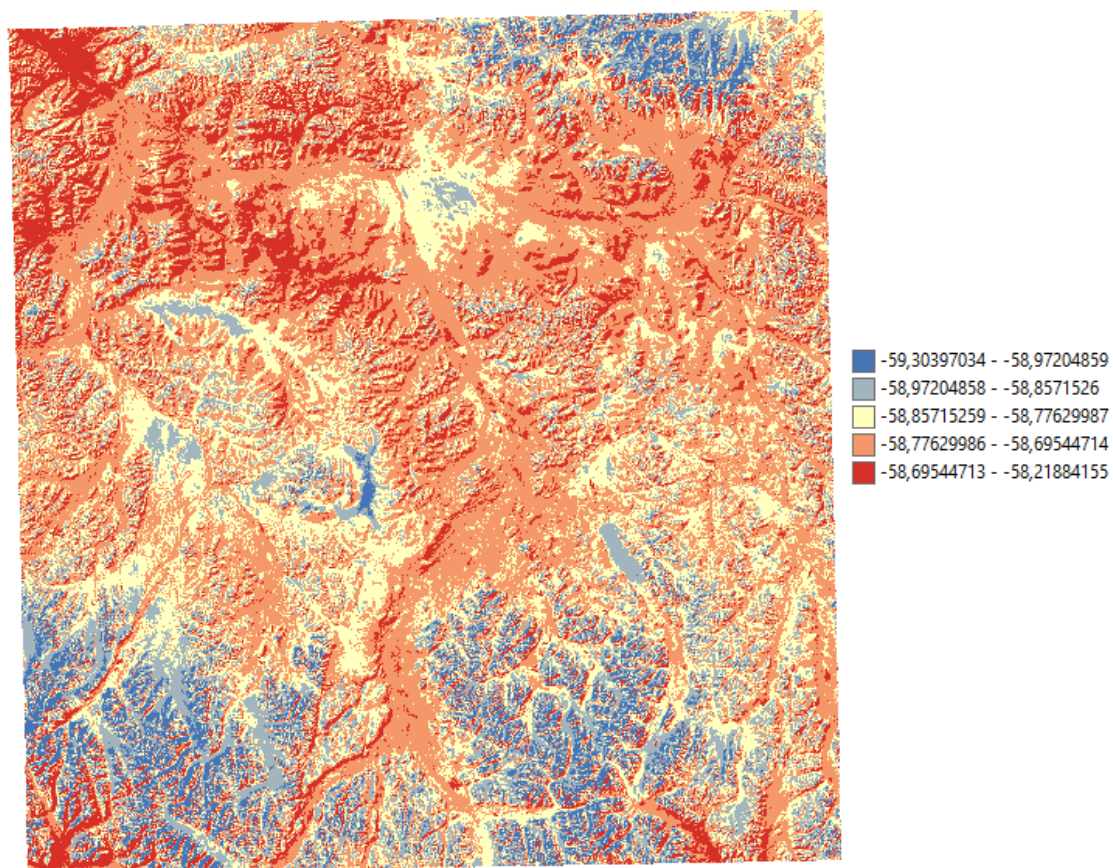
09.05.2020 Оймякон



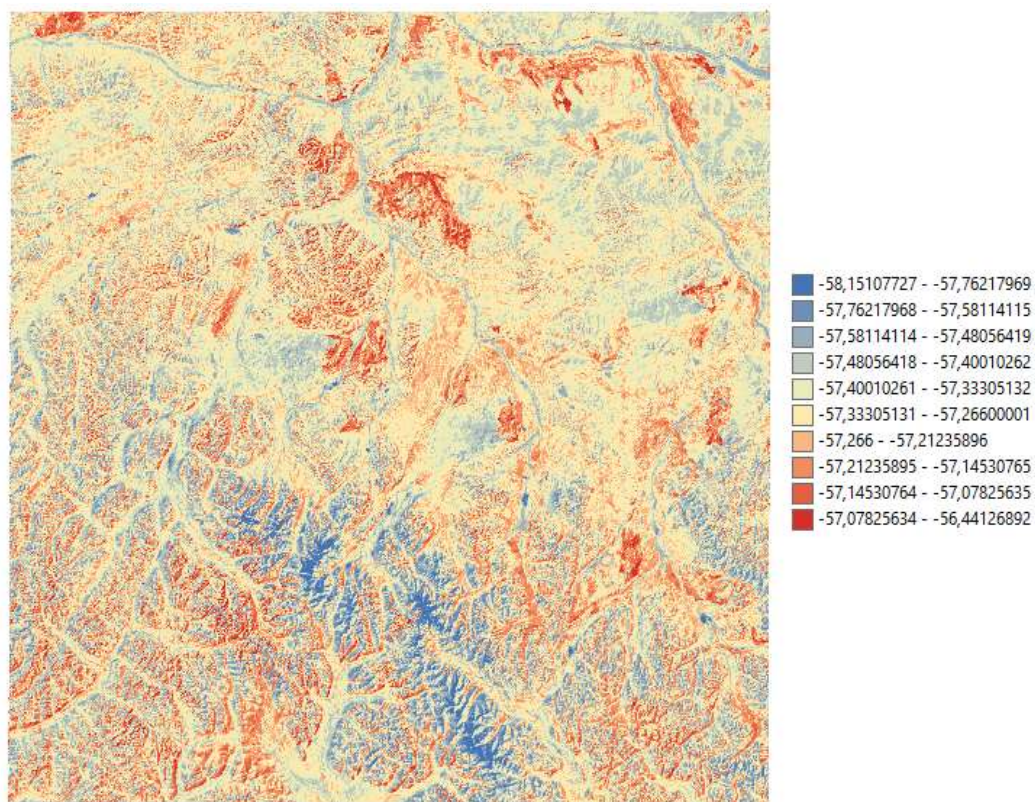
11.11.2020 Оймякон



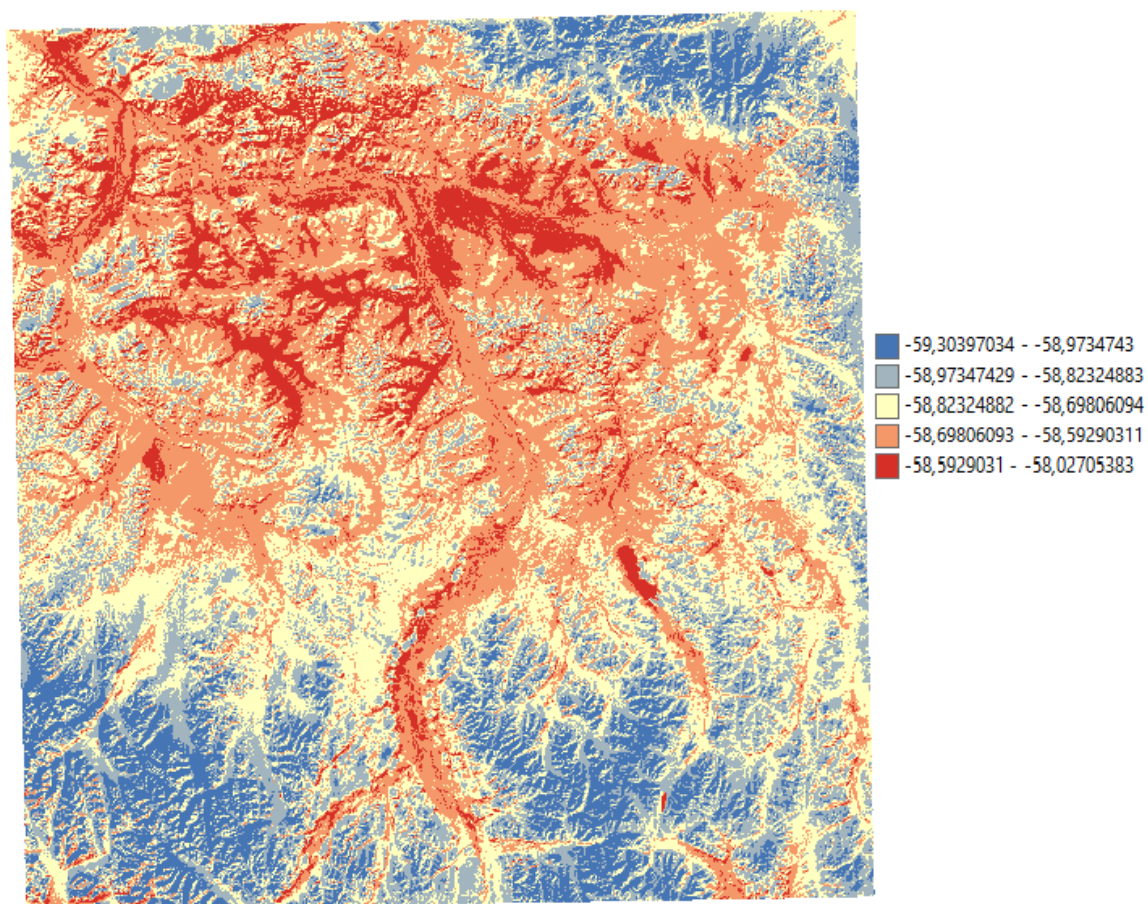
25.03.2021 Оймякон



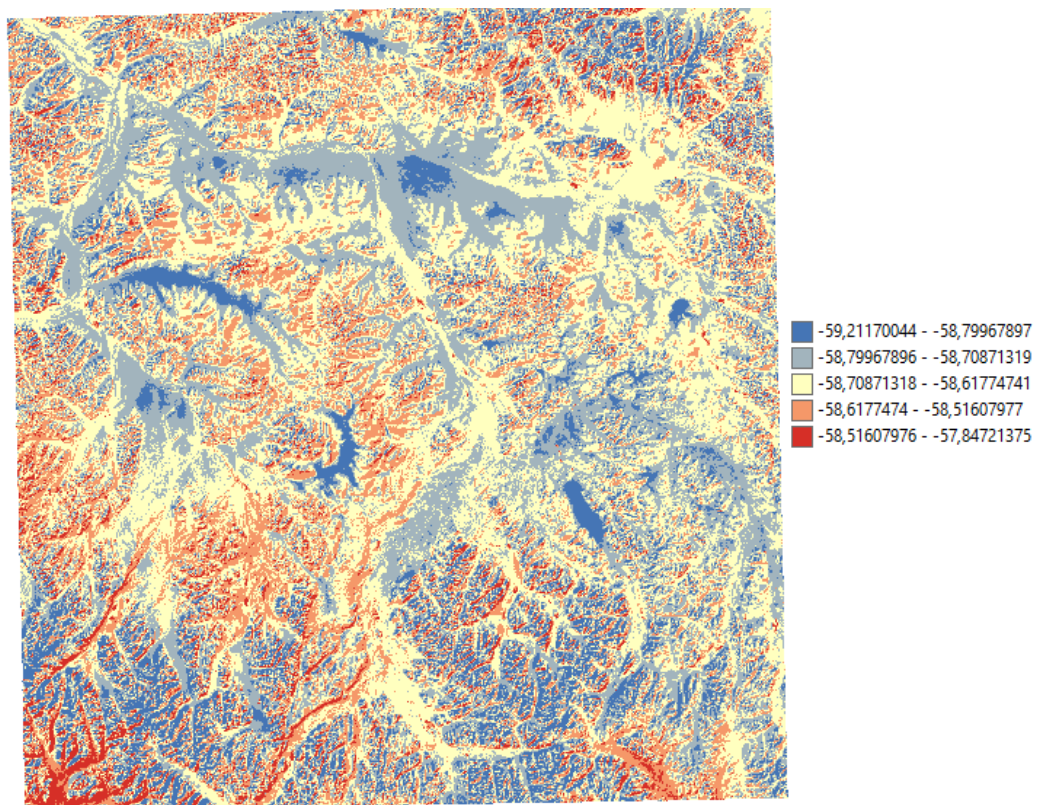
07.08.2021 Оймякон



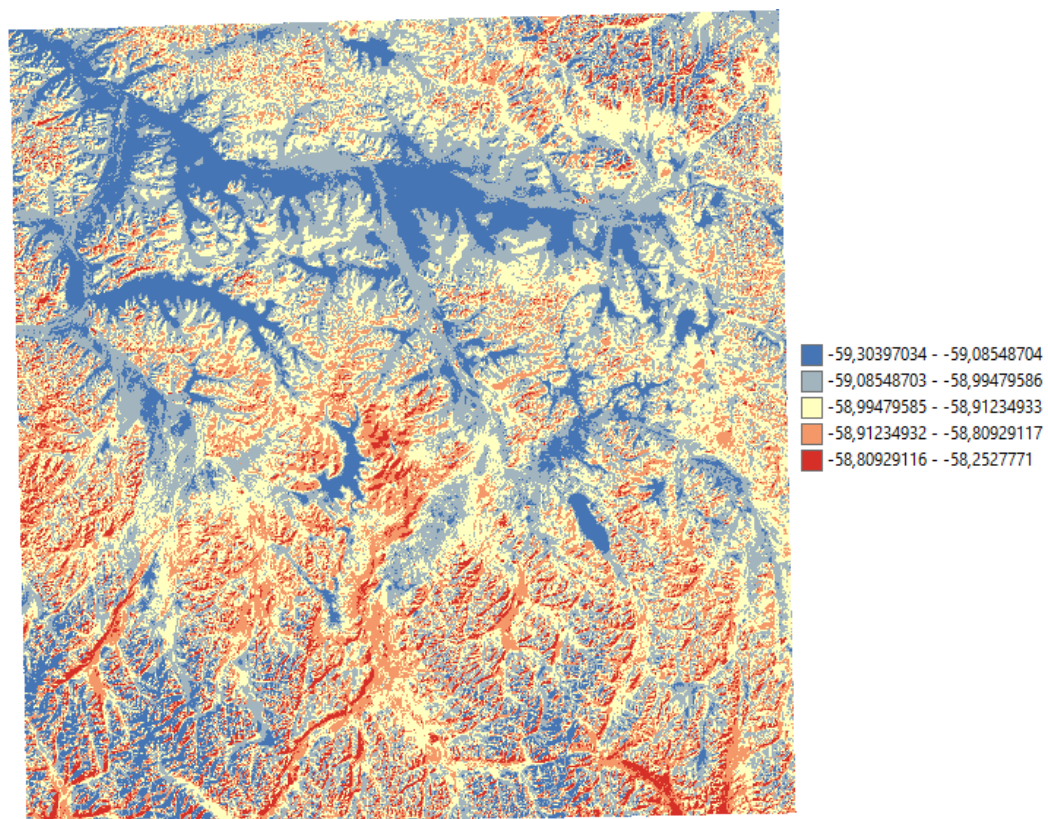
19.10.21 Оймякон



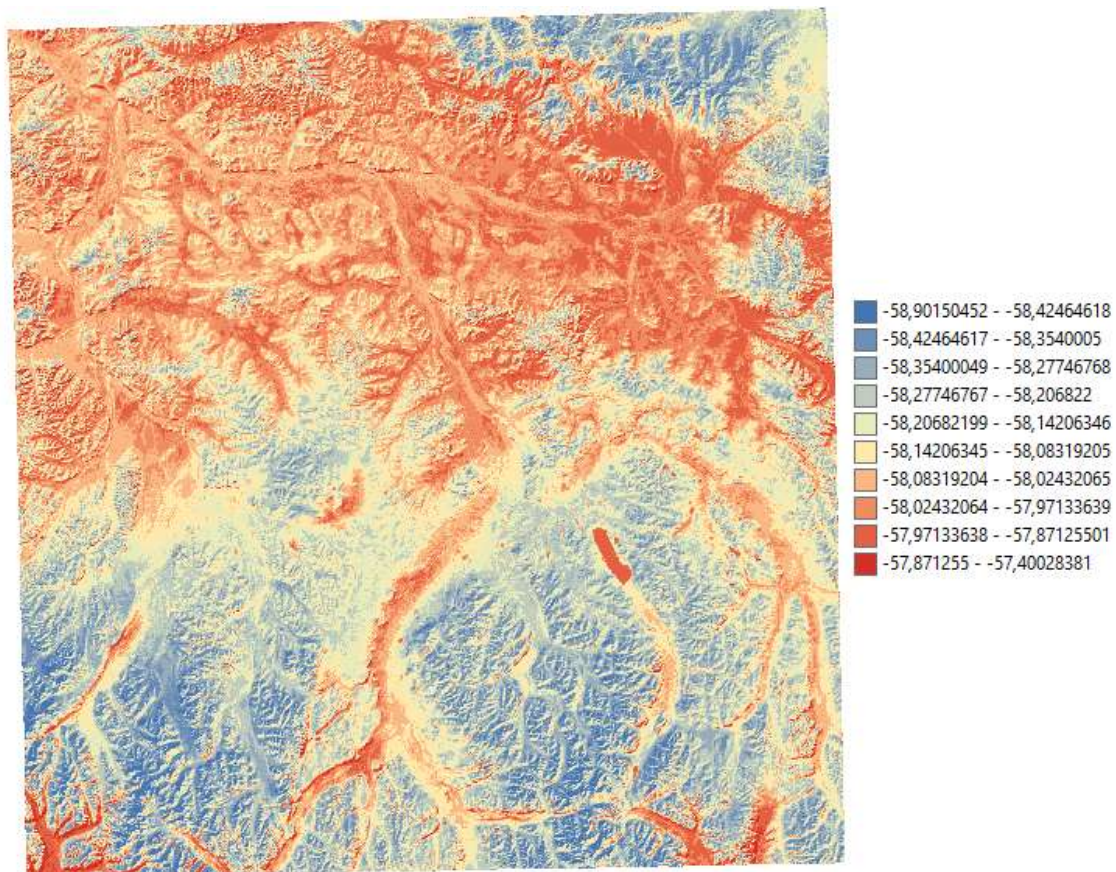
28.03.2022 Оймякон



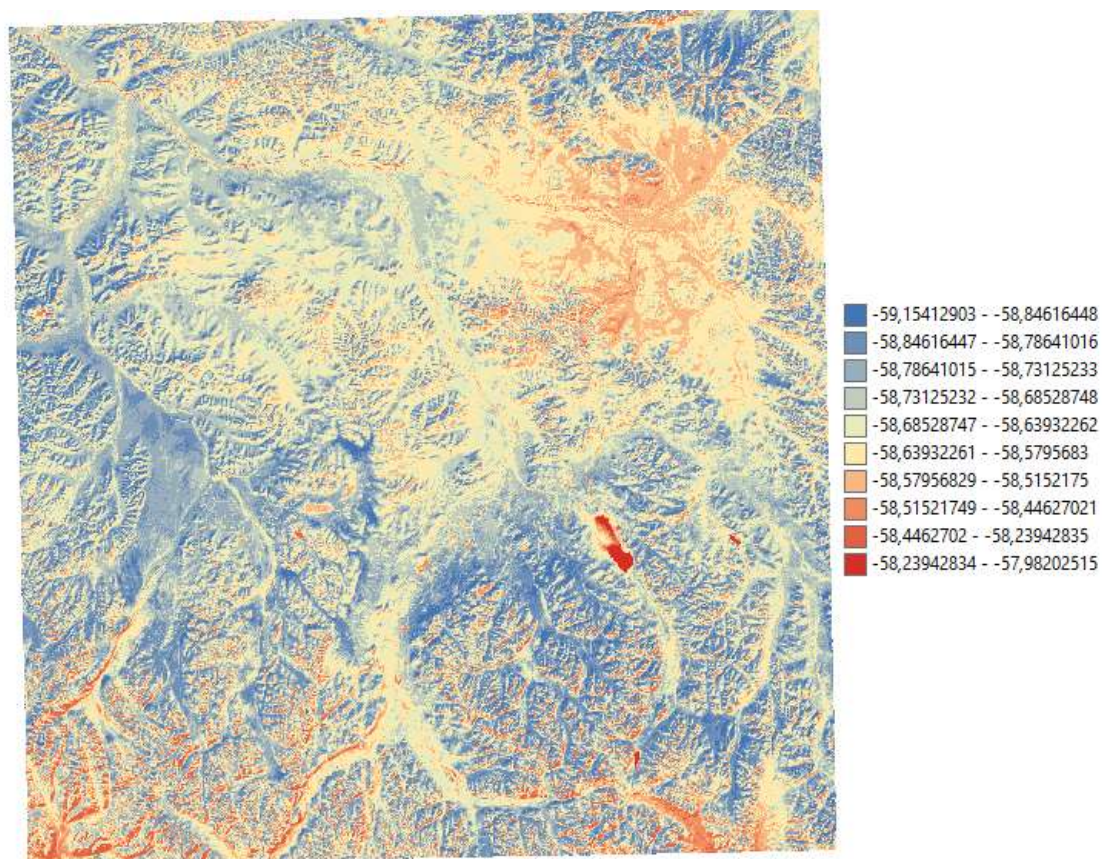
07.03.2023 Оймякон



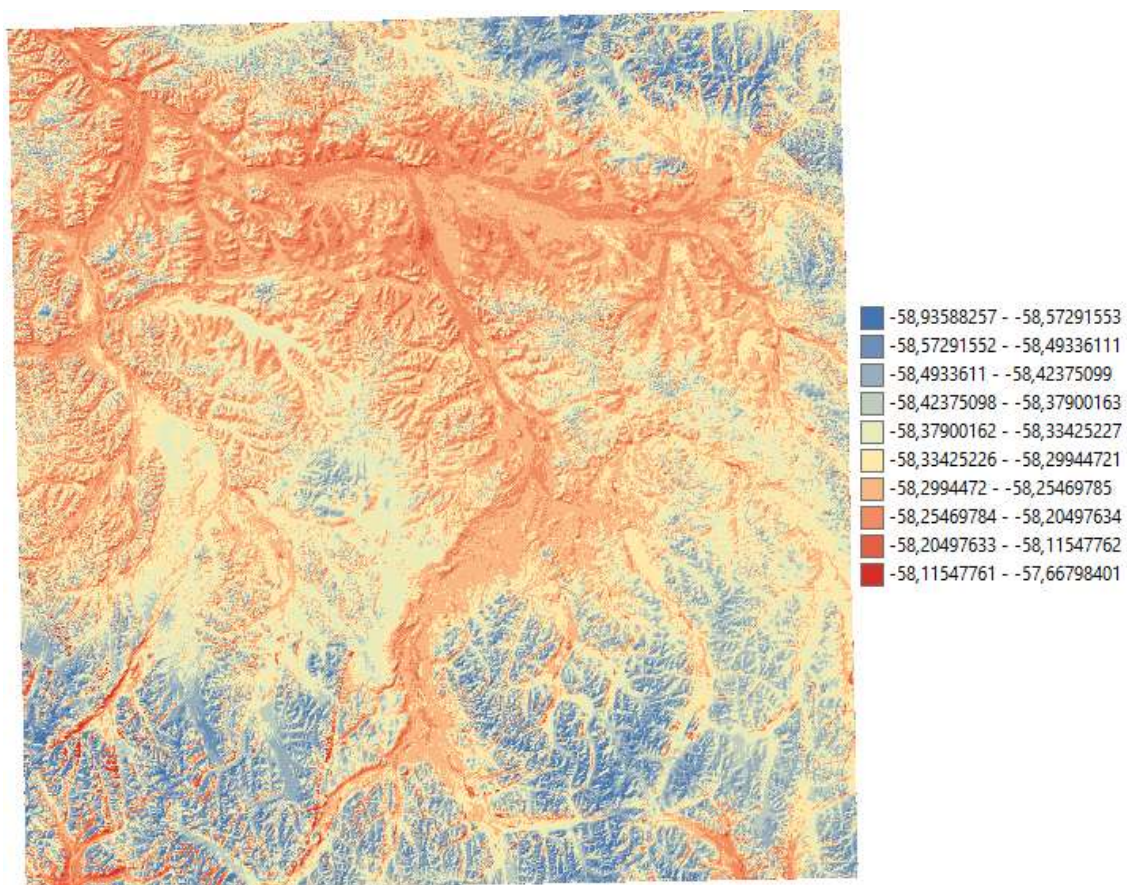
10.10.2023 Оймякон



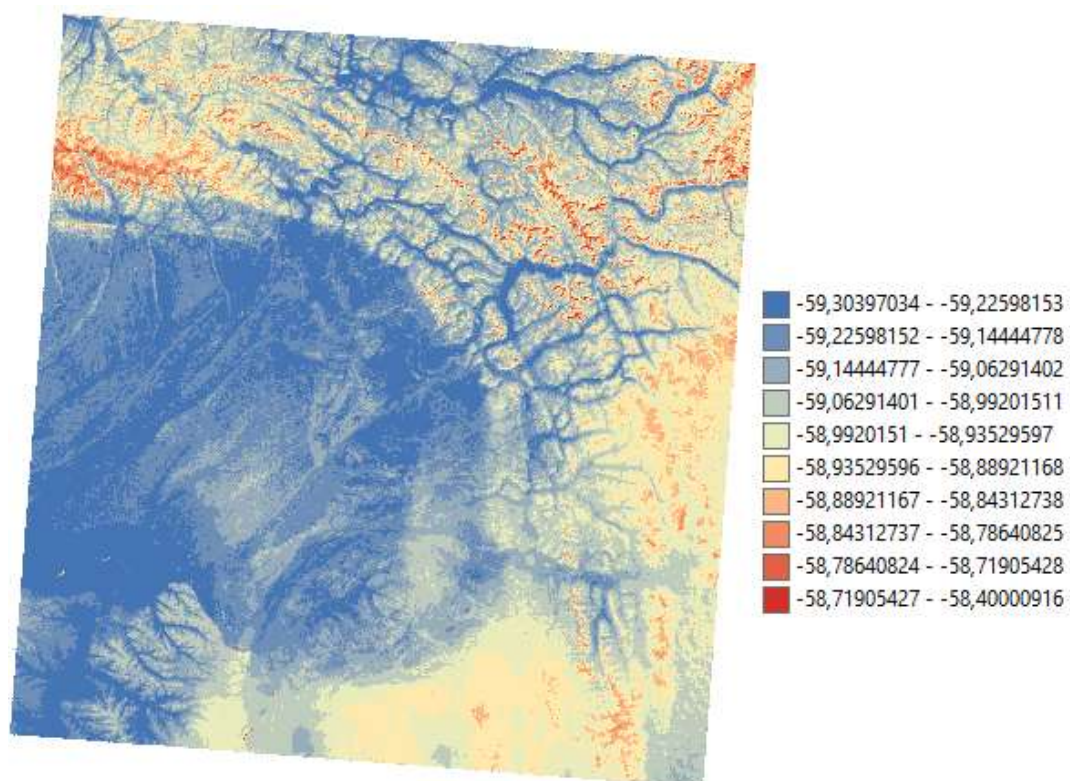
17.10.2023 Оймякон



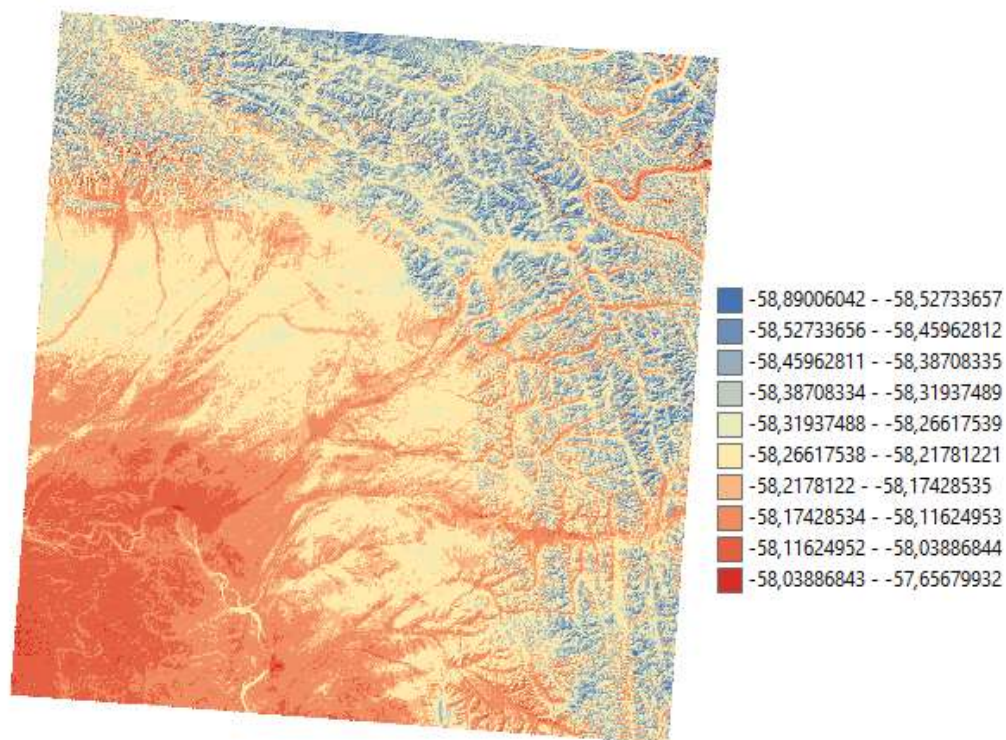
10.04.2024 Оймякон



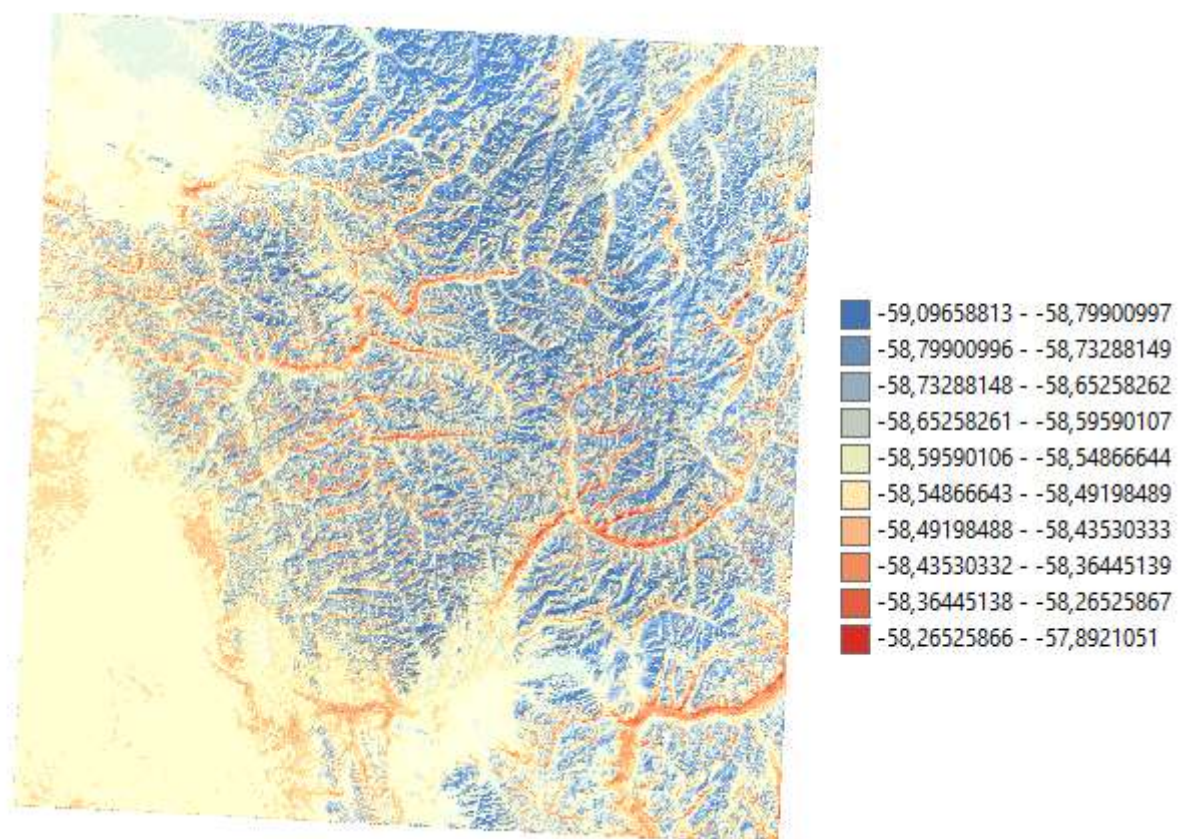
29.11.2020 Теплый ключ



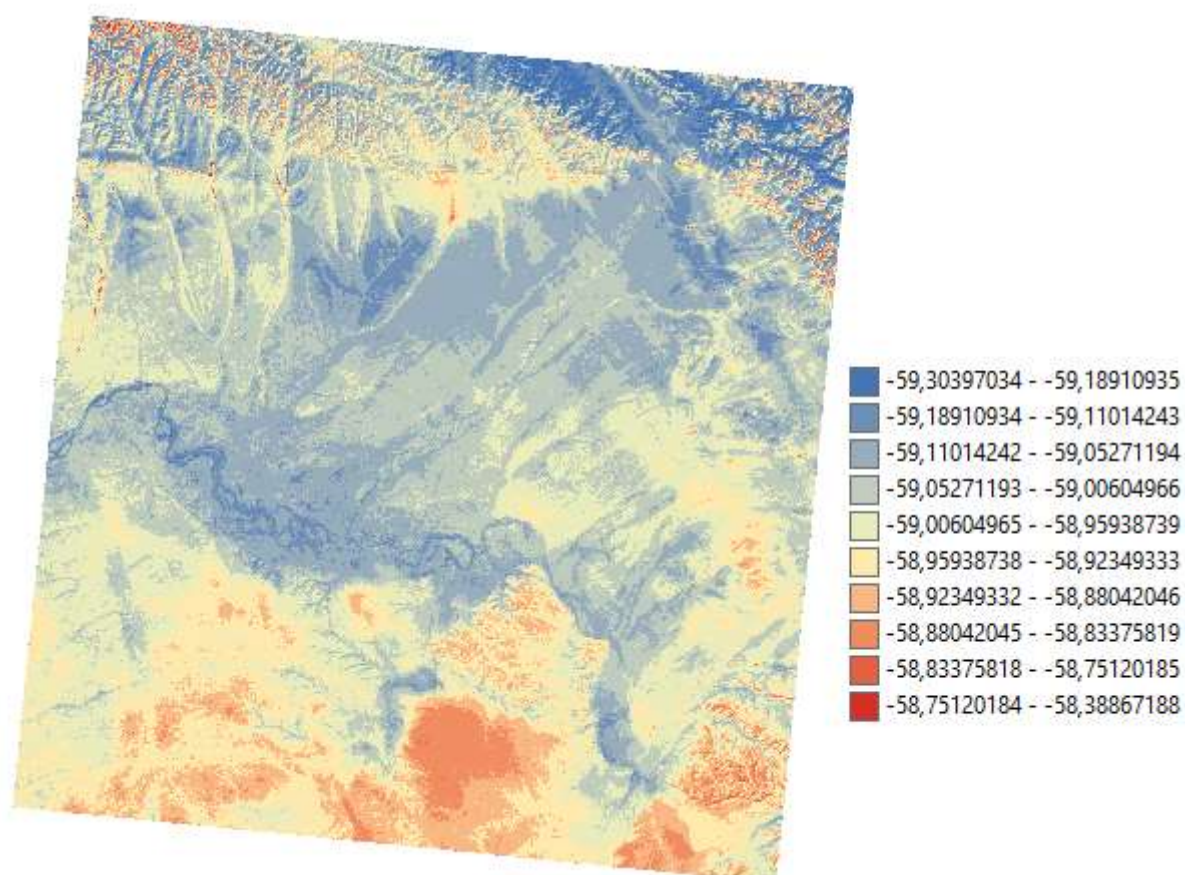
17.01.2022 Теплый ключ



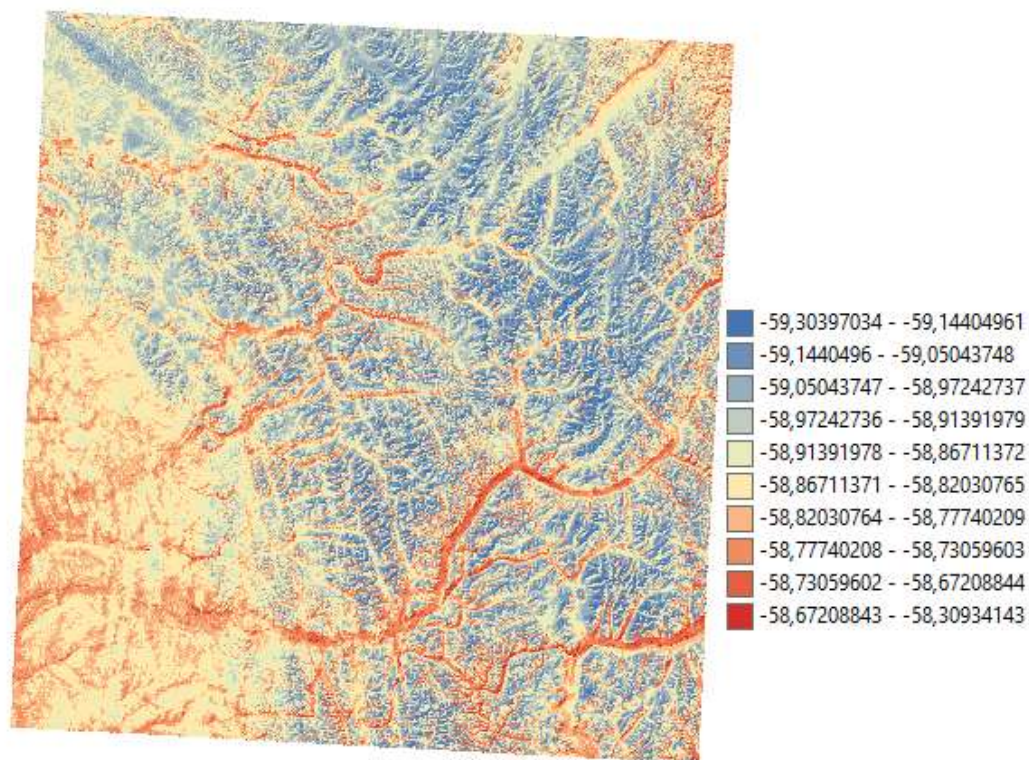
19.10.2022 Теплый ключ



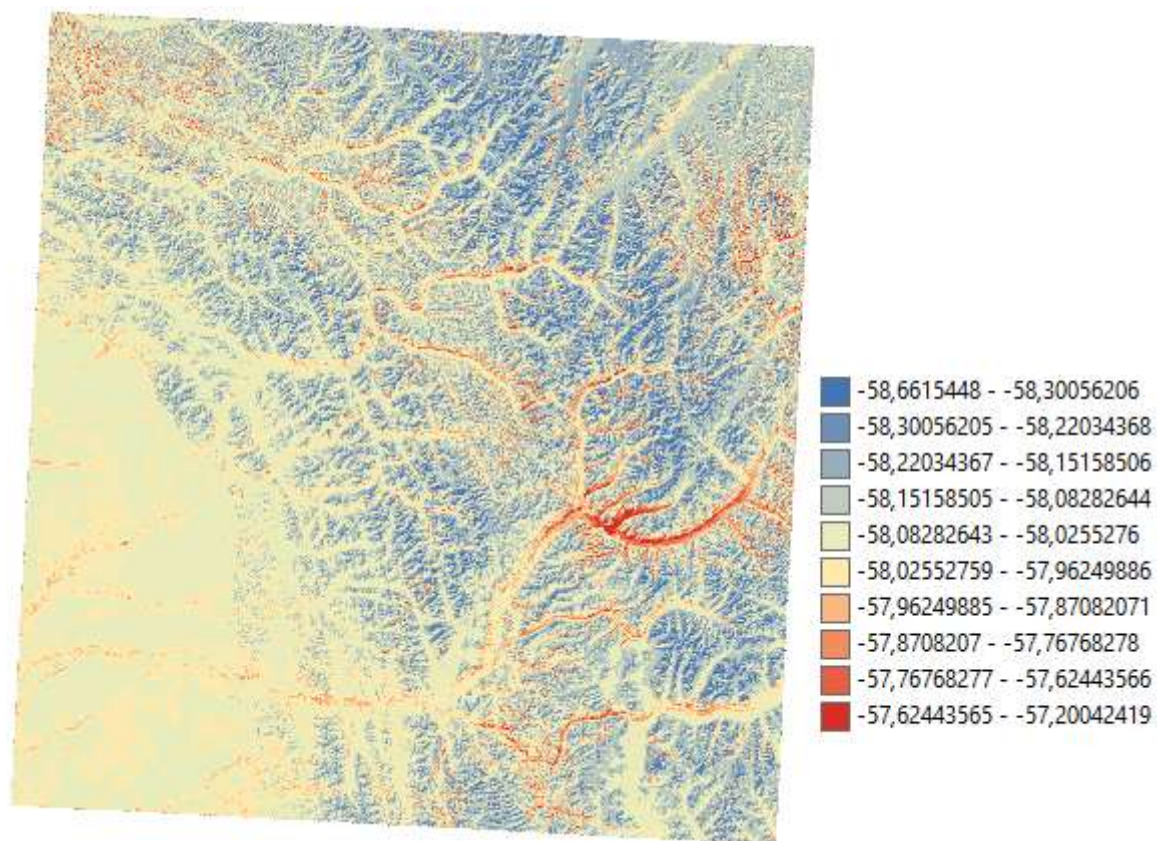
22.02.2023 Теплый ключ



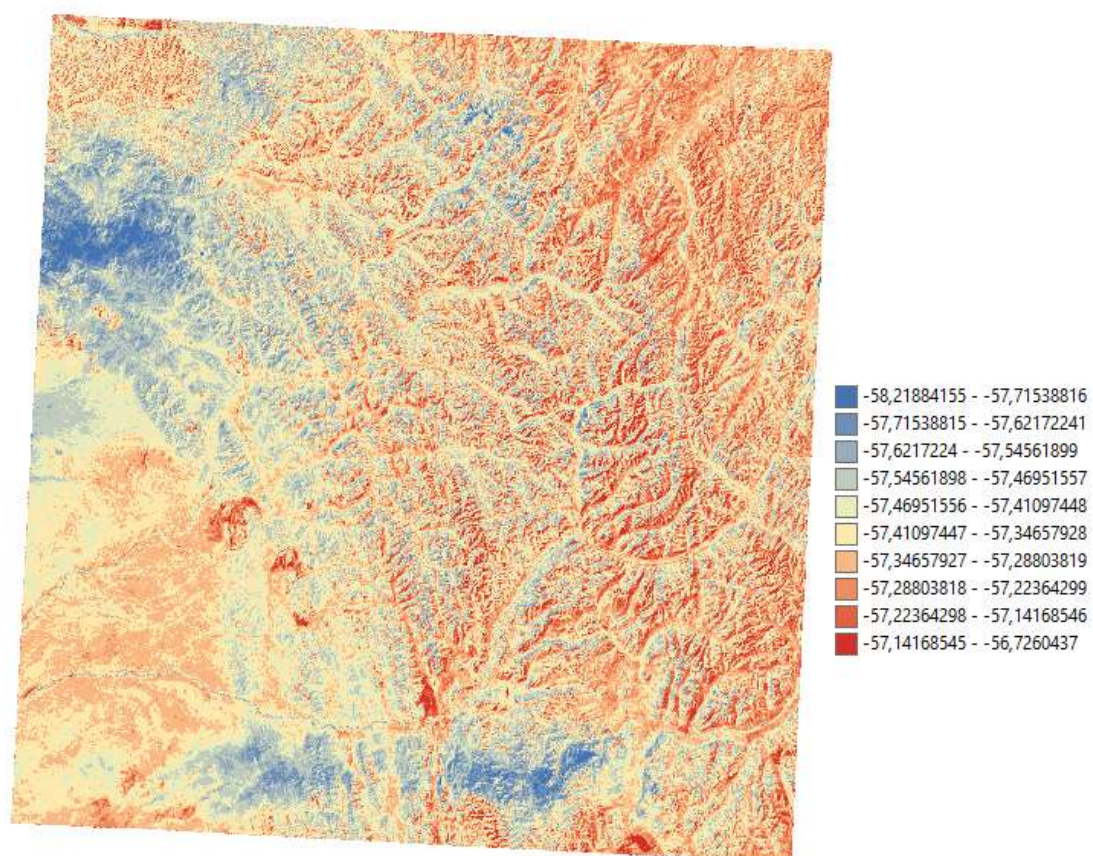
20.03.2023 Теплый ключ



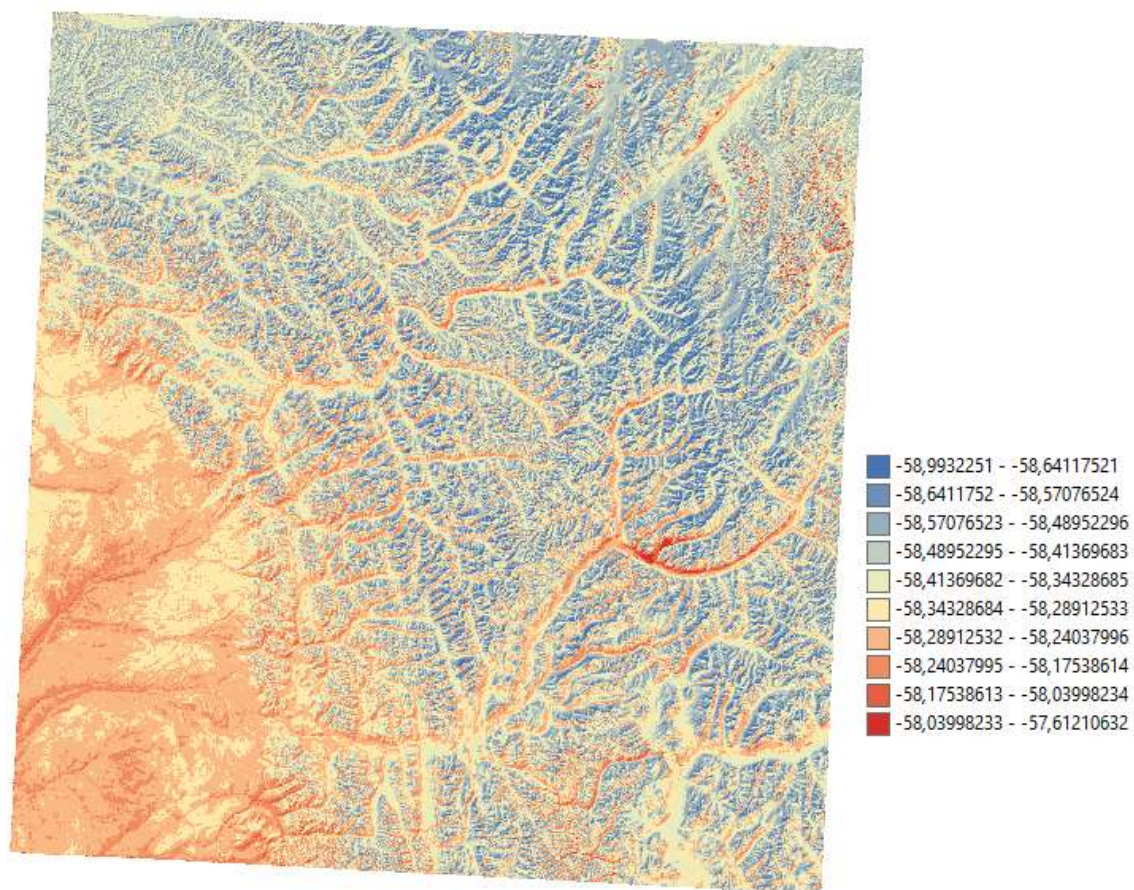
29.04.2023 Теплый ключ



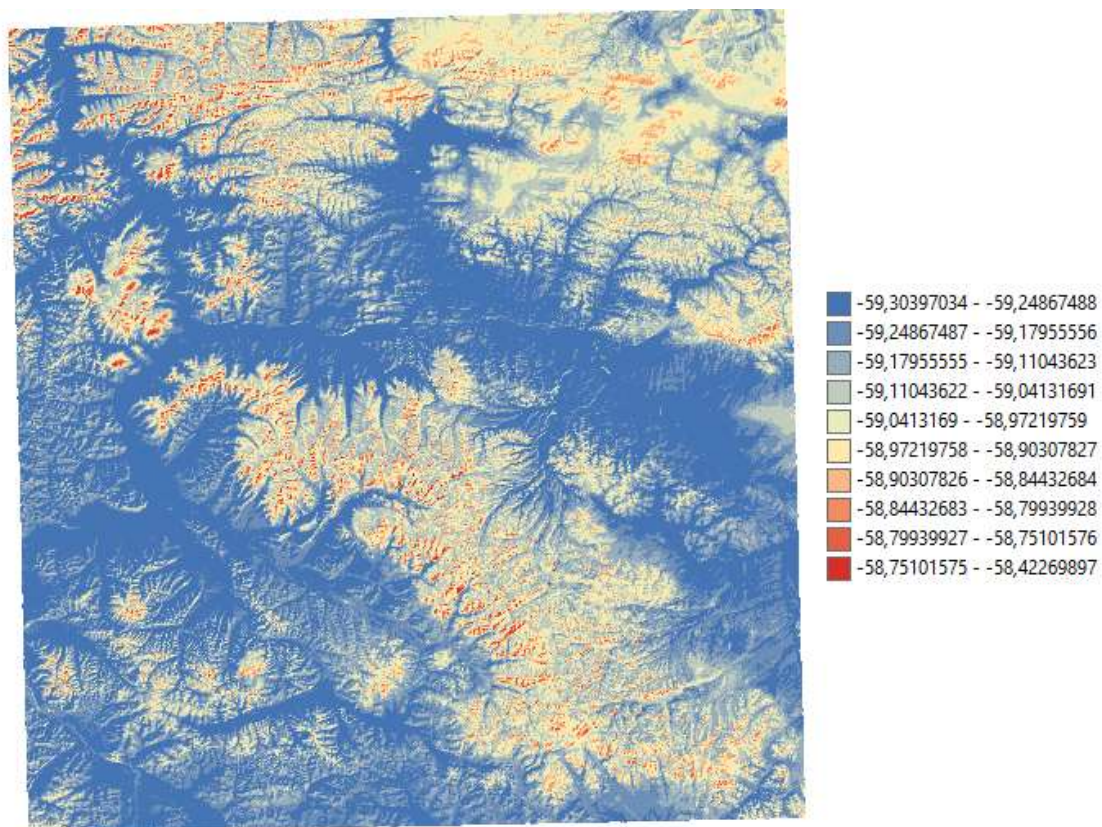
18.07.2023 Теплый ключ



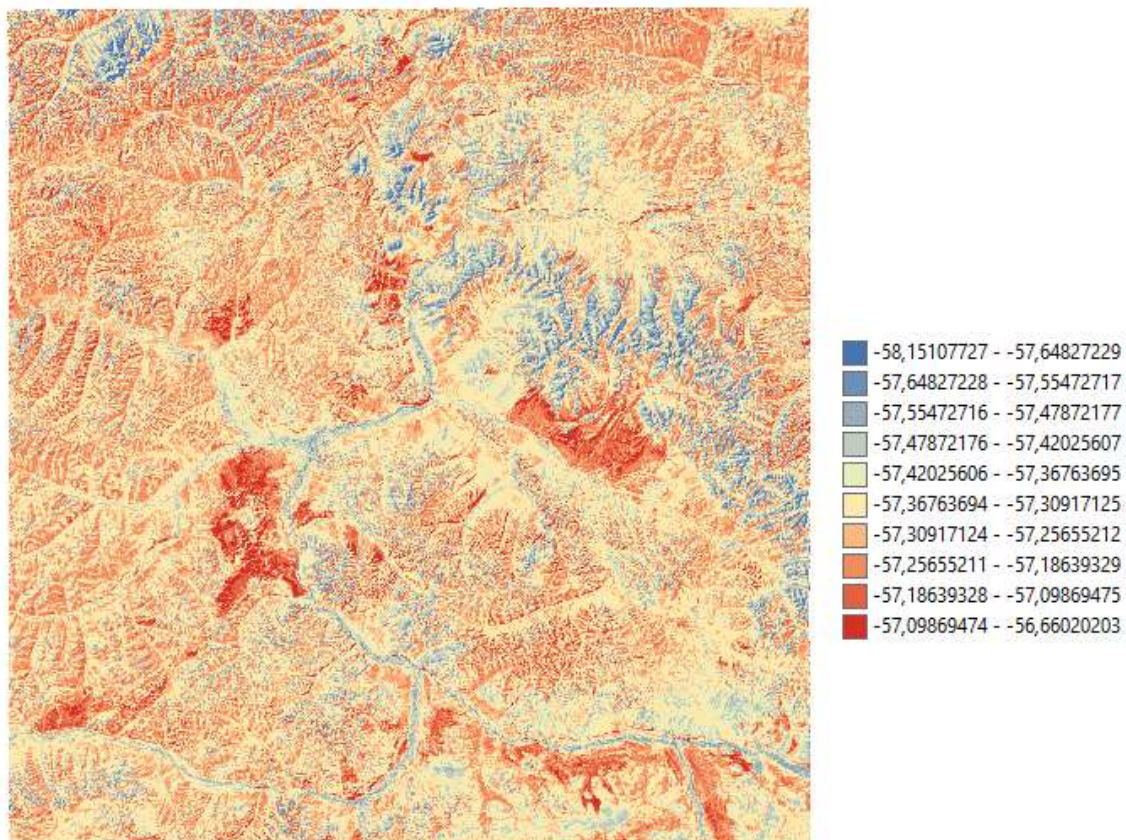
15.04.2024 Теплый ключ



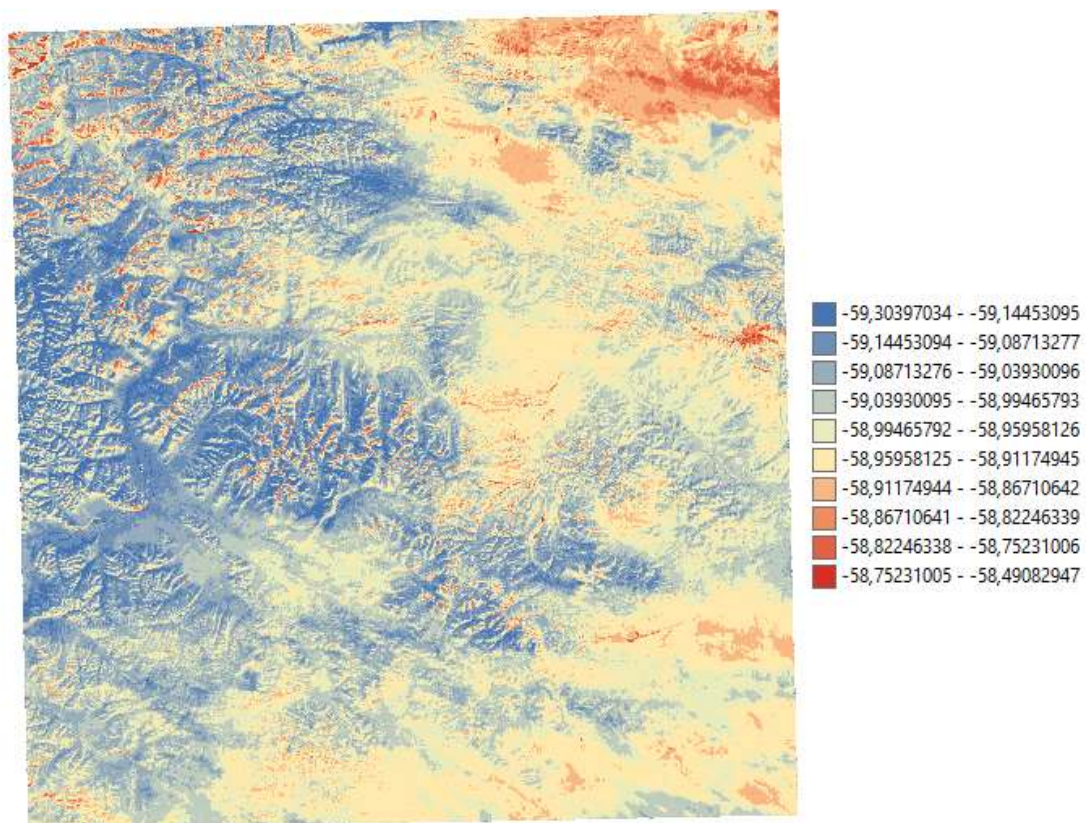
19.02.2020 Усть Нера



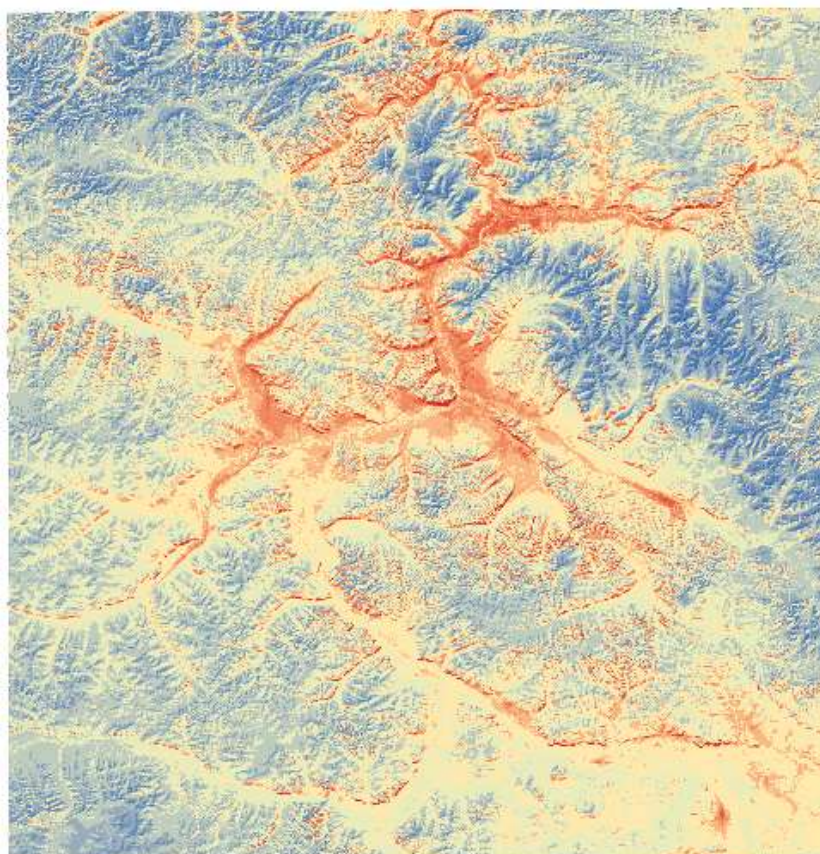
07.08.2021 Усть Нера



07.11.2022 Усть Нера

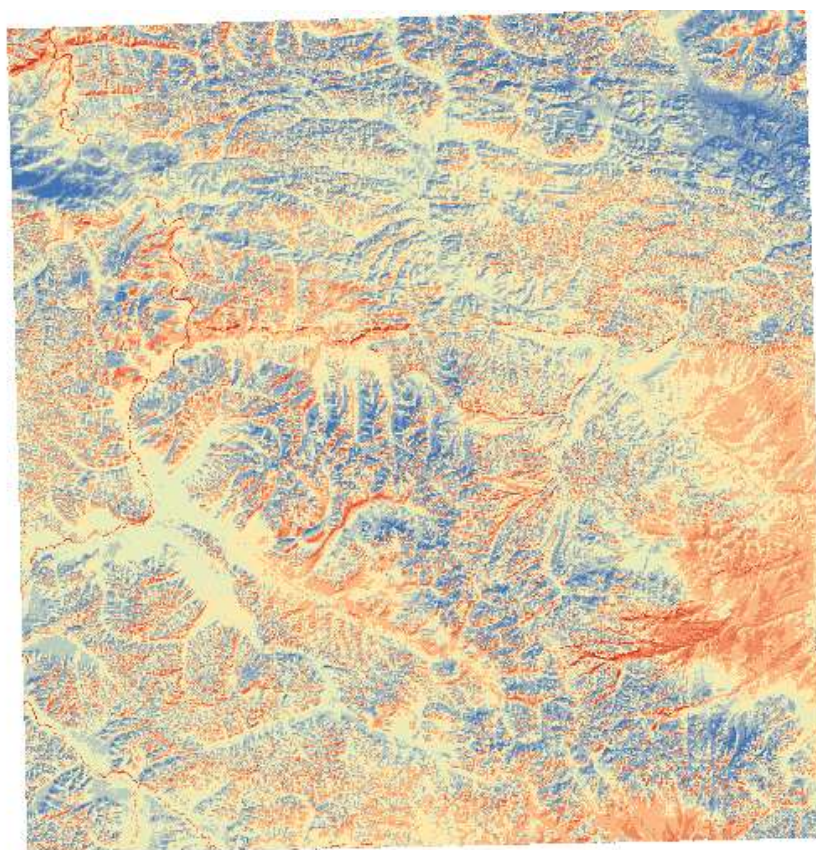


01.05.2023 Усть Нера



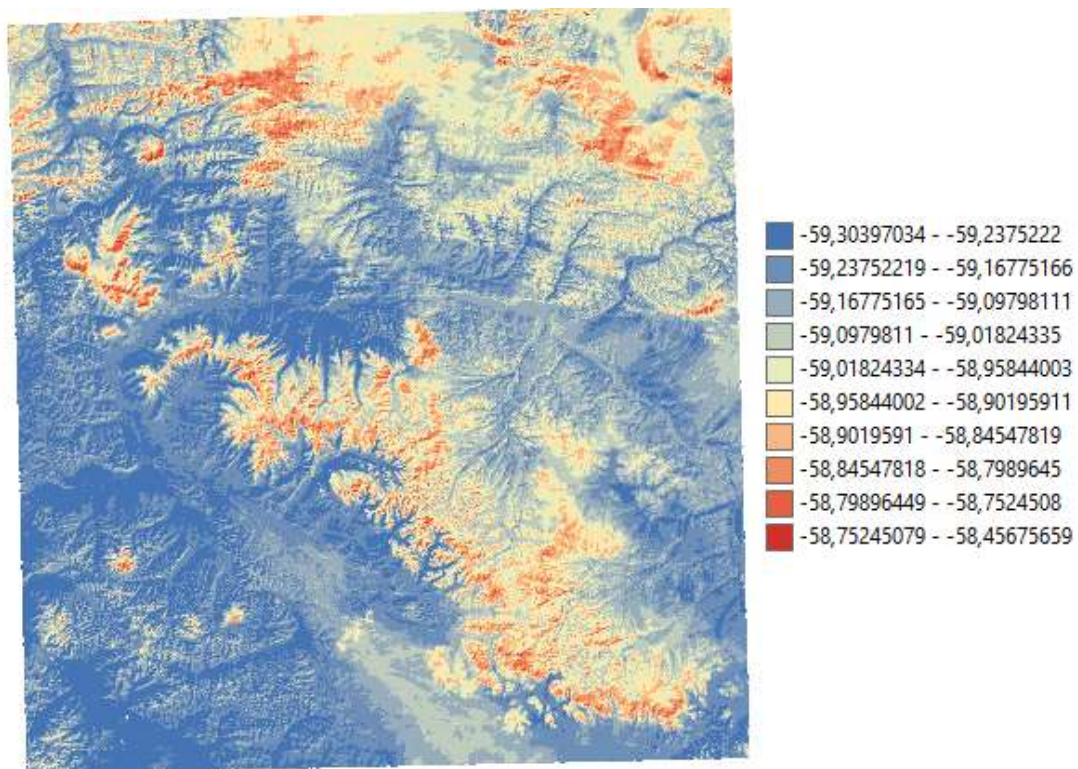
-58,68434143	-58,28689581
-58,2868958	-58,18753441
-58,1875344	-58,10680327
-58,10680326	-58,05091248
-58,05091247	-57,99502169
-57,99502168	-57,91429054
-57,91429053	-57,81492914
-57,81492913	-57,70314756
-57,70314755	-57,55410545
-57,55410544	-57,10076904

17.10.2023 Усть Нера



-59,15412903	-58,88981838
-58,88981837	-58,83288993
-58,83288992	-58,77596148
-58,77596147	-58,71903304
-58,71903303	-58,66210459
-58,66210458	-58,61737509
-58,61737508	-58,56857928
-58,56857927	-58,51165083
-58,51165082	-58,42219184
-58,42219183	-58,11721802

22.02.2024 Усть Нера



02.04.2024 Усть Нера

