

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ РАН
ИНСТИТУТ ВОДНЫХ И ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ПРОБЛЕМ СО РАН

**ТЕХНОЛОГИИ ДИСТАНЦИОННОГО
МОНИТОРИНГА ЗАСУХ**

Монография



Барнаул

Издательство
Алтайского государственного
университета
2024

УДК 632.112:004
ББК 40.212.1с51
Т 384

Рецензенты:

И.А. Репина, доктор физико-математических наук, профессор РАН, главный научный сотрудник, заместитель директора по научно-техническому развитию,

Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН

Е.А. Шарков, доктор физико-математических наук, профессор, главный научный сотрудник Института космических исследований РАН

Утверждено к печати Ученым советом
Института водных и экологических проблем СО РАН

Авторский коллектив:

А.Н. Романов, Д.М. Ермаков, В.В. Тихонов, Е.В. Пашинов, Т.Г. Плуталова,
И.В. Хвостов, Д.А. Романов, И.В. Рябинин, А.В. Евтюшкин

Т 384 Технологии дистанционного мониторинга засух : монография / под ред. А.Н. Романа. – Барнаул : Изд-во Алт. ун-та, 2024. – 148 с.

ISBN 978-5-7904-2889-0.

Монография посвящена разработке технологий дистанционного мониторинга атмосферной, почвенной и гидрологической засух. Изложены современные подходы к комплексному использованию данных спутникового зондирования подстилающей поверхности в оптическом, инфракрасном и микроволновом диапазонах, результатов экспедиционного обследования территорий, а также данных лабораторных измерений физических и диэлектрических характеристик образцов почв, воды, растительности, отобранных с тестовых участков. Разработанные дистанционные методы и технологии апробированы на Кулундинской равнине, расположенной на юге Западной Сибири и включающей в себя засушливые степные территории Алтайского края, Новосибирской области (РФ), Павлодарской области (Республика Казахстан).

Монография предназначена для научных работников, специализирующихся в области дистанционных методов зондирования подстилающей поверхности в оптическом, инфракрасном, микроволновом диапазонах, а также использующих результаты дистанционного зондирования: экологов, гидрологов, климатологов, почвоведов, растениеводов. Монография может быть полезна студентам и аспирантам соответствующих специальностей в качестве методического пособия по дистанционному мониторингу территорий, подверженных засухам.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда
№ 22-17-20041, <https://rscf.ru/project/22-17-20041/>

УДК 632.112:004
ББК 40.212.1с51

ISBN 978-5-7904-2889-0

© Коллектив авторов, 2024

© Оформление. Издательство Алтайского
государственного университета, 2024

ОГЛАВЛЕНИЕ

Определения, обозначения и сокращения	5
Введение	7
Список литературы к Введению.....	12
Глава 1. Алгоритмы спутникового радиотепловидения, адаптированные к условиям Алтайского края	15
1.1. Разработка и адаптация алгоритмов спутникового радиотепловидения для восстановления долговременной динамики радиотепловых полей	15
1.1.1. Разработка и адаптация методики выявления источников (участков Земного шара) атмосферного переноса тепла и влаги на территорию Алтайского края	15
1.1.2. Адаптированный алгоритм расчета интегрального влагосодержания атмосферы над сушей	19
1.2. Восстановление геофизических параметров атмосферы и подстилающей поверхности с 2012 по 2021 гг.	23
1.2.1. Определение источников влаги, переносимой атмосферными процессами на территорию Алтайского края	23
1.2.2. Анализ региональной динамики атмосферных полей над территорией Алтайского края	29
Список литературы к главе 1	34
Глава 2. Дистанционный мониторинг процессов аридизации территории	36
2.1. Спутниковые данные как основа мониторинга процессов аридизации, индексы-индикаторы засушливости	36
2.2. Анализ процессов аридизации с использованием вегетационных индексов.....	39
2.3. Анализ почвенной засухи на основе гидротермического коэффициента увлажнения Селянинова	47
Список литературы к главе 2	52
Глава 3. Почвенная засуха	53
3.1. Основные закономерности радиотеплового излучения земных покровов, используемые при микроволновом мониторинге засух	53
3.2. Основные физические свойства почвы и воды, используемые при дистанционном микроволновом мониторинге засухи	56
3.3. Данные спутникового зондирования подстилающей поверхности в микроволновом диапазоне	59
3.4. Методика исследований	62
3.5. Многолетняя сезонная динамика радиояркостных температур подстилающей поверхности	64
3.6. Дистанционный микроволновый индекс засухи	73
3.7. Дистанционная оценка влагозапаса почвы в метровом слое по данным спутника SMOS ..	75

Список литературы к главе 3	85
Глава 4. Гидрологическая засуха	88
4.1. Анализ гидрологических изменений минеральных озер в Северной Евразии по данным спутника SMOS	88
4.2. Дистанционный микроволновый индекс гидрологической засухи (на примере сезонного усыхания гипергалинного озера).....	94
Список литературы к главе 4	103
Глава 5. Влияние засухи на растительность и пожароопасность лесов	107
5.1. Сезонные изменения температуры в стволе живого дерева (на примере сосны).....	107
5.2. Дистанционные микроволновые индикаторы сухости леса	116
5.3. Оптическая толщина растительности с учетом диэлектрических характеристик воды в живых растениях	126
5.4. Анализ пожаров 1997 г. в лесных массивах Алтайского края на основе оценки индекса NDVI радиометра NOAA/AVHRR	134
Список литературы к главе 5	143
Заключение	147

ОПРЕДЕЛЕНИЯ, ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ

f – частота [ГГц]

W – объемная влажность [$\text{см}^3/\text{см}^3$]

W_M – массовая влажность [г/г]

ρ_P – плотность влажного образца [$\text{г}/\text{см}^3$]

ρ_S – плотность сухого образца [$\text{г}/\text{см}^3$]

$Z_B = M_B/M$ – массовая доля воды в почве [г/г]

W_B – масса воды в образце [г]

W_S – масса сухого образца [г]

M_P – масса влажного образца [г]

t – температура в Цельсиях ($^{\circ}\text{C}$)

T – температура в Кельвинах (К)

$T_{\text{я}}$ – радиояростная температура

$T_{\text{ян}}$ – радиояростная температура на горизонтальной поляризации

$T_{\text{яв}}$ – радиояростная температура на вертикальной поляризации

χ – коэффициент излучения при зондировании в надир

χ_V – коэффициент излучения на вертикальной поляризации

χ_H – коэффициент излучения на горизонтальной поляризации

$\varepsilon = \varepsilon' + i\varepsilon''$ – комплексная диэлектрическая проницаемость (КДП)

ε' – действительная часть КДП

ε'' – мнимая часть КДП

$\text{tg}\delta$ – тангенс угла потерь

$N = n + ik$ – комплексный показатель преломления (КПП)

n – показатель преломления

k – показатель поглощения

$dn, dk, d\varepsilon', d\varepsilon''$ – погрешности соответствующих величин

МС – метеостанция

ВИ – вегетационные индексы

ГТК – гидротермический коэффициент им. Селянинова

ДЗЗ – данные дистанционного зондирования Земли

ООПТ – особо охраняемая природная территория

EVI – Enhanced Vegetation Index – улучшенный индекс растительности

LAI – Leaf Area Index – индекс площади листовой поверхности

NASA – National Aeronautics and Space Administration – Национальное управление по аэронавтике и исследованию космического пространства

NDMI – Normalized Difference Moisture Index – нормализованный индекс разности влажности

NDVI – Normalized Difference Vegetation Index – нормализованный вегетационный индекс

NIR – near infrared – ближняя инфракрасная область спектра

RGB – Red-Green-Blue – красный-зеленый-синий

SWIR – short wave infrared – коротковолновая инфракрасная область спектра

VCI – Vegetation Condition Index – индекс состояния вегетации

ΣR – сумма осадков в мм за период с температурой выше 10 °C

ΣT – сумма температур воздуха за период с температурой выше 10 °C

MIRAS – Microwave Imaging Radiometer using Aperture Synthesis

MODIS – Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer

AMSR-E – Advanced Microwave Scanning Radiometer

SSM/I – Special Sensor Microwave Imager

SSMIS – Special Sensor Microwave Imager Sounder

SMOS – Soil Moisture and Ocean Salinity

ВВЕДЕНИЕ

Засушливые земли составляют примерно 40% всей поверхности суши Земли. Жизнедеятельность миллиардов людей в той или иной степени зависит от засух, относящихся к опасным природным явлениям и происходящих с разной периодичностью, продолжительностью и интенсивностью в разных регионах Земного шара. Засухи способствуют деградации почвы и растительности, ведут к снижению урожаев, удорожанию продукции растениеводства, угрожают продовольственной безопасности и тем самым обостряют социально-экономические отношения среди населения. При длительных засухах происходит обмеление водоемов, повышение солености воды, что ведет к изменению сложившихся водных экосистем, вплоть до их частичного или полного уничтожения.

Прогнозирование засух основано на использовании многочисленных дистанционных и наземных индексов засух. В последние 10–15 лет получили развитие дистанционные микроволновые методы мониторинга засух, основанные на использовании спутниковых данных сантиметрового и дециметрового диапазонов и ставшие возможными в результате запуска спутников, оснащенных радиометрическими системами, такими как AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer), SSM/I (Special Sensor Microwave Imager) SSMIS (Special Sensor Microwave Imager Sounder), MIRAS (Microwave Imaging Radiometer using Aperture Synthesis) и др.

Для мониторинга засух предложено более 170 индексов и индикаторов (World Meteorological Organization, 2016). Однако ни один из них не гарантирует точного прогноза масштабов, сроков, продолжительности, интенсивности засух, более того, уже многократно апробированные в разных регионах мира, индексы засухи дают сбои в условиях изменяющегося климата и возрастающего антропогенного воздействия на экосистемы. Таким образом, достоверное, высокоточное прогнозирование засух остается в настоящее время нерешенной научной проблемой.

Засухи относятся к постепенно развивающимся опасным природным явлениям, возникающим при количестве выпадающих атмосферных осадков ниже нормы, и характеризуются региональными (часто уникальными) особенностями, зависящими от метеорологических условий, климатических параметров, строения почвы, засоленности, степени увлажнения территории, орографических особенностей, температуры окружающей среды, а также от циркуляции атмосферы, обуславливающей перенос воздушных масс. Соответственно, для каждого региона важно выявить специфические особенности протекания засух. Обобщение исследований засух в мире приведено в (Добровольский, 2015).

Выделяют следующие основные типы засух:

- атмосферная (метеорологическая) засуха (в течение продолжительного времени в местности выпадает атмосферных осадков меньше их среднего количества),

- почвенная, или сельскохозяйственная засуха (нехватка воды, доступной для сельскохозяйственных культур, угнетение роста растительности, снижение урожайности),
- гидрологическая засуха (снижение запасов воды в водоносных горизонтах и водоемах ниже порогового уровня),
- сложная засуха, включающая в себя все перечисленные виды засух, наступающие в последовательности: атмосферная засуха – почвенная засуха – гидрологическая засуха.

Атмосферная и почвенная засухи представляют реальную угрозу развитию растительности, так как происходит угнетение роста растений, существенно возрастает вероятность степных и лесных пожаров. После длительной почвенной засухи может наступить гидрологическая засуха, представляющая собой опасное природное явление, способное привести к деградации водоемов суши, в том числе к повышению солености, ухудшению качества воды, изменению ихтиофауны. В периоды гидрологической засухи происходит снижение уровней воды в реках, высыхание озер, уменьшение запасов грунтовых вод.

Возможности единого подхода к оценке засух ограничены. Существует острая необходимость в разработке более совершенных индикаторов и методов мониторинга засух (Черенкова и Золотокрылин, 2016), работающих в современных условиях непредсказуемости климатических изменений. По мере изменения климата заранее определенные индикаторы засухи становятся бесполезными (Zargar et al., 2011). Соответственно, в настоящее время значительная часть исследований в данной области связана с комбинированием разных индексов и разработкой обобщенного индекса для качественной и количественной оценки процессов засухи в разных регионах мира.

Обзор существующих методов дистанционного зондирования для мониторинга территорий, подвергшихся засухе, приведен в (Щербенко, 2007). Наряду с традиционными методами, использующими метеорологические параметры, рассмотрены комбинированные индексы, основанные на метеоданных и данных дистанционного зондирования.

Надежной информацией о климатических экстремумах стал спутниковый мониторинг индексов влажности почвы (Soil Water Index – SWI), растительности (Normalized Difference Vegetation Index – NDVI), альбедо и температуры поверхности. В настоящее время эти параметры, за исключением SWI, регулярно вычисляются с 2000 г. по данным спутникового радиометра MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer). Для детектирования засух и переувлажнения почв после обильных осадков разработан и используется на практике спутниковый индекс климатических экстремумов (Satellite Climatic Extremes Index – SCEI), представляющий собой сумму отклонений от многолетних средних SWI, NDVI, альбедо, температуры поверхности (Золотокрылин и Титкова, 2012; Золотокрылин и др., 2013; Золотокрылин и др., 2022). Ведутся активные исследования по разработке индексов засухи и их апробации на территориях, различающихся по климатическим условиям (Зверев и Фисенко, 2012; Рочева, 2012; Виноградова и др., 2015; Черенкова и Золотокрылин, 2016; Литвинова, 2020).

В (Wu et al., 2020) предложены два оценочных индекса смягчения последствий засухи в сельском хозяйстве – изменение частоты сельскохозяйственных засух (Agricultural drought occurrence frequency change – ADFC) и изменение площади сельскохозяйственных засушливых земель (Agricultural Dryland Area Change – ADAC), которые рассчитываются путем объединения индекса суровости засухи Палмера (Palmer Drought Severity Index – PDSI) и индекса здоровья растительности (Vegetation Health Index – VHI). ADFC и ADAC отражают пространственно-временные изменения характеристик сельскохозяйственной засухи. Следует отметить, что эти индексы могут быть оценены по данным микроволнового зондирования, в частности со спутника SMOS путем подсчета площадей почвенного покрова с разной влажностью (Romanov and Khvostov, 2015).

Наиболее хорошо отработаны методы оценки засух, основанные на результатах наземных наблюдений. В (Zhang H. et al., 2011) приведено описание наиболее широко используемых в последние годы индексов засухи: нормализованный индекс засухи (Normalized Multi-band Drought Index – NMDI), индексы засухи VCADI (Vegetation Condition Albedo Dryness Index), PDI (Palmer drought index), MPDI, SPDI, индекс дефицита влаги в почве (Soil Moisture Deficit Index – SMDI), индекс дефицита эвапотранспирации (Evapotranspiration Deficit Index – ETDI); температурный индекс засухи растительности (Temperature-Vegetation Dryness Index – TVDI), индекс температурных условий растительности (Vegetation Temperature Condition Index – VTCI), индекс дефицита воды (Water Deficit Index – WDI), стандартный индекс растительности (standard vegetation index – SVI); индекс влажности почвы возделываемых земель (Cropland soil moisture index – CSMI). Совокупный анализ этих индексов позволяет выбрать подходящий индекс засухи для конкретного региона.

Разработан многомерный стандартизованный индекс засухи (Multivariate Standardized Drought Index – MSDI), объединяющий стандартизованный индекс осадков (Standardized Precipitation Index – SPI) и стандартизованный индекс влажности почвы (Standardized Soil Moisture Index – SSI) для характеристики засухи. Многомерный стандартизованный индекс засухи (Multivariate Standardized Drought Index – MSDI) включает метеорологические и сельскохозяйственные засушливые условия для общей характеристики засухи (Hao et al., 2013). В (Yilmaz, 2018) для анализа засухи предложено использовать модифицированный разведывательный индекс засухи (Modified Reconnaissance Drought Index – mRDI), учитывающий как кумулятивные осадки, так и потенциальную эвапотранспирацию. Индекс mRDI, позволяющий оценить текущие и исторические засухи в единой метрике, предоставляет дополнительную информацию для исследования социально-экономических и экологических проблем засух, может использоваться в качестве эффективного индикатора в вопросах управления водными ресурсами и сельскохозяйственного страхования.

Нелинейный многомерный индекс засухи (Nonlinear Multivariate Drought Index – NMDI) построен путем объединения метеорологических, гидрологических и сельскохозяйственных переменных (осадки, сток и влажность почвы) (Yang et al., 2017). На основе NMDI могут быть

оценены продолжительность, пик и интенсивность засух. В (Chattopadhyay et al., 2020) разработан комбинированный индекс засухи (Combined Drought Indicator – CDI), основанный на использовании метеорологических, наземных и дистанционных наблюдений. CDI дает синтетический и синоптический обзор ситуаций засухи.

Для оценки индексов засухи, полученных с помощью дистанционного зондирования, в разных регионах используют Индекс интенсивности засухи Палмера (Palmer Drought Severity Index – PDSI), Стандартизированный индекс осадков (Standardized Precipitation Index – SPI), индексы одиночной засухи, состояния растительности, температурных условий (Temperature Condition Index – TCI) (MODIS), условий осадков, состояния почвенной влаги (Soil moisture condition index – SMCI) (AMSR-E), а также комбинированные индексы засухи: Интегрированный микроволновый индекс засухи (Microwave Integrated Drought Index – MIDI), Оптимизированный индекс засухи растительности (Optimized Vegetation Drought Index – OVDI), Оптимизированный метеорологический индекс засухи (Optimized Meteorological Drought Index – OMDI), Масштабный индекс засушливых условий (Scaled Drought Condition Index – SDCI). Результаты показали, что разные индексы засухи имеют специфические характеристики при разных типах землепользования (Wei et al., 2021; Li et al., 2020).

В (Wang Z. et al., 2020) для мониторинга засухи разработан улучшенный Индекс температуры-растительности-влажности почвы (improved Temperature-Vegetation-Soil Moisture Dryness Index – iTVMDI), основанный на данных дистанционного зондирования в оптическом, инфракрасном и микроволновом диапазонах. Результаты показали, что iTVMDI может быть применен для мониторинга временных и пространственных изменений условий засухи. В обзорной статье (AghaKouchak et al., 2015) рассмотрены существующие и новые подходы к мониторингу засухи с использованием спутниковых наблюдений с климатологической и экосистемной точек зрения.

В (Gerhards et al., 2019; Yuan et al., 2019; Le et al., 2019) сделан обзор дистанционных спутниковых сенсоров и разработанных индексов засухи, получаемых на основе данных с этих сенсоров. Используются видимый и инфракрасный диапазоны (мультиспектральное и гиперспектральное зондирование) для обнаружения водного стресса сельскохозяйственных культур.

Спутниковые индексы засухи доказали свою эффективность и удобство для определения условий засухи в региональном и глобальном масштабах. Большинство текущих индексов засухи основаны на данных дистанционного зондирования в видимой / ближней инфракрасной области, подверженных сильному влиянию облачности, содержанию водяного пара в атмосфере и дождевым осадкам. Микроволновые датчики лишены этих недостатков, являются всепогодными. Но на сегодняшний день применение микроволновых индексов засухи растительности в мониторинге засухи детально не изучено.

Новый географически независимый интегрированный индекс засухи (GIIDI), применимый в различных климатических регионах, основан на использовании индексов температурных условий (TCI) (MODIS), состояния растительности (VCI), состояния почвенной влаги (SMCI) (AMSR-E) (Wenzhe et al., 2019). В (Zhang A. et al, 2019) изучен комплексный микроволновый индекс засухи (MIDI), мультисенсорный микроволновый индекс засухи с дистанционным зондированием, объединяющий самые современные данные об осадках, полученных с помощью микроволнового излучения, влажности и температуры почвы. В (Liu et al., 2017) описан индекс температуры растительности и засухи (TVDI) – MTVDI на основе оптического TVDI с использованием яркостных температур (Tb), измеренных AMSR-E (спутник Aqua) на частотах 18,7 ГГц, 23,8 ГГц и 89,0 ГГц. Разработан микроволновый нормированный разностный индекс растительности (MNDVI) (AMSR-E).

В (Zhang L. et al., 2017) проведено сравнение различных индексов, разработанных для изучения явлений засух: индекс состояния растительности (VCI), индекс температурных условий (TCI), индекс засухи (PDI) и модифицированный PDI (MPDI), полученные на основе данных MODIS, индекс состояния осадков (PCI) (на основе данных миссии по измерению тропических осадков (TRMM – Tropical Rainfall Measuring Mission), и индекс состояния влажности почвы (SMCI), полученный на основе AMSR-E. Результаты показали, что индексы имеют сильные и слабые стороны в разных климатических условиях.

В результате оценки состояния исследований по данной теме выявлена перспективная научная тема – разработка дистанционных индикаторов влагообеспеченности территории на основе ежедневных данных спутникового микроволнового зондирования в дециметровом диапазоне (спутники SMOS, SMAP).

Цель настоящей монографии – разработка методов и технологий дистанционного мониторинга засух и их адаптация к природно-климатическим условиям аридных территорий Северной Евразии.

Разработанные и описанные в данной монографии методы и технологии дистанционного мониторинга засух основаны на комплексном анализе спутниковых данных видимого, инфракрасного и микроволнового диапазонов, подспутниковых измерений физических характеристик подстилающей поверхности на тестовых участках (для почвенных покровов – температуры, влажности, засоленности, гранулометрического состава почвы, для водных объектов – температуры и солености воды) лабораторных измерений диэлектрических характеристик почвы и воды.

В создании книги участвовали ученые-исследователи, специализирующиеся в разных областях дистанционного зондирования: Д.М. Ермаков, Е.В. Пашинов (глава 1); Т.Г. Плуталова (глава 2), А.Н. Романов, И.В. Хвостов, В.В. Тихонов, И.В. Рябинин, Д.А. Романов (главы 3, 4, 5); А.В. Евтюшкин (параграф 5.4.).

Авторы монографии являются сотрудниками Института водных и экологических проблем СО РАН и Института космических исследований РАН.

Работа выполнена полностью при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда № 22-17-20041, <https://rscf.ru/project/22-17-20041/>. Участие сотрудников ИКИ РАН осуществлялось в соответствии с договором о НИР № 412-0906-1157 «Адаптация алгоритмов спутникового радиотепловидения к территории Алтайского края, восстановление долговременной динамики геофизических параметров атмосферы и подстилающей поверхности по оперативным и архивным данным дистанционного зондирования Земли из космоса», заключенным между ИВЭП СО РАН и ИКИ РАН (проект РНФ № 22-17-20041).

Список литературы к Введению

Виноградова В.В., Титкова Т.Б., Черенкова Е.А. Динамика увлажнения и теплообеспеченности в переходных ландшафтных зонах по спутниковым и метеорологическим данным в начале XXI века // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2015. Т. 12. № 2. С. 162–172.

Добровольский С.Г. Засухи мира и их эволюция во времени: сельскохозяйственный, метеорологический и гидрологический аспекты // Водные ресурсы. 2015. Т. 42. № 2. с. 119.

Зверев А.Т., Фисенко Е.В. Современные методы определения засушливых земель по космическим снимкам // Известия высших учебных заведений. Геодезия и аэрофотосъемка. 2012. № 3. С. 53–63.

Золотокрылин А.Н., Титкова Т.Б., Черенкова Е.А., Виноградова В.В. Сравнительные исследования засух 2010 и 2012 гг. на Европейской территории России по метеорологическим и MODIS данным // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. Т. 10. № 1. С. 246–253.

Золотокрылин А.Н., Титкова Т.Б. Спутниковый индекс климатических экстремумов засушливых земель // Аридные экосистемы. 2012. Т. 18. № 4 (53). С. 5–12.

Золотокрылин А.Н., Черенкова Е.А., Титкова Т.Б. Роль весенне-летних засух в динамике аридизации засушливых земель Европейской территории России // Известия Российской академии наук. Серия географическая. 2022. Т. 86. № 1. С. 98–108.

Литвинова О.С. Влияние макроциркуляционных условий на атмосферное увлажнение юга и юго-востока Западной Сибири // Географический вестник. 2020. № 2 (53). С. 100–110. DOI: 10.17072/2079-7877-2020-2-100-110

Рочева Э.В. Возможные предвестники засух в сельскохозяйственных районах России // Метеорология и гидрология. 2012. № 9. С. 5–18.

Черенкова Е.А., Золотокрылин А.Н. О сравнимости некоторых количественных показателей засухи // Фундаментальная и прикладная климатология. 2016. № 2. С. 79–94. DOI: 10.21513/2410-8758-2016-2-79-94

Щербенко Е.В. Дистанционные методы выявления сельскохозяйственной засухи // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2007. Т. 4. № 2. С. 408–419.

AghaKouchak A., et al. Remote sensing of drought: Progress, challenges and opportunities // *Rev. Geophys.* 2015. Vol. 53. P. 452–480. DOI: 10.1002/2014RG000456

Chattopadhyay N., Malathi K., Tidke, N. et al. Monitoring agricultural drought using combined drought index in India // *J Earth Syst Sci.* 2020. Vol. 129. P. 155. <https://doi.org/10.1007/s12040-020-01417-w>

Gerhards M., Schlerf M., Mallick K., Udelhoven T., Challenges and Future Perspectives of Multi- /Hyperspectral Thermal Infrared Remote Sensing for Crop Water-Stress Detection: A Review // *Remote sensing.* 2019. Vol. 11. Issue 10. Article Number 1240. DOI: 10.3390/rs11101240 Published MAY 2 2019

Hao Z., AghaKouchak A., Multivariate Standardized Drought Index: A parametric multi-index model // *Advances in Water Resources.* 2013. Vol. 57. P. 12–18. DOI: 10.1016/j.advwatres.2013.03.009

Le M. Page M., Zribi M. Analysis and predictability of drought in Northwest Africa using optical and microwave satellite remote sensing products // *Scientific reports.* 2019. Vol. 9. Article 1466. DOI: 10.1038/s41598-018-37911-x FEB 6

Li Z. et al. Assessing the Consistency of Remotely Sensed Multiple Drought Indices for Monitoring Drought Phenomena in Continental China. (2020) // *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing.* DOI: 0196-2892 58 8 5490-5502.

Liu L., Liao J., Chen X., et al. The Microwave Temperature Vegetation Drought Index (MTVDI) based on AMSR-E brightness temperatures for long-term drought assessment across China (2003–2010) // *Remote sensing of environment.* 2017. Vol. 199. P. 302–320.

Romanov A.N., Khvostov I.V. Microwave remote monitoring of Altai catastrophic flood dynamics using SMOS data (Микроволновый дистанционный мониторинг динамики катастрофических паводков на Алтае с использованием данных SMOS) // *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters.* 2015. Т. 12. № 10. С. 2036–2040.

Wang Z.D., Guo, P. and Wan, H. Improved drought monitoring method based on multisource remote sensing data // *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS).* 2020. P. 5282–5285.

Wei W., Zhang J., Zhou L., Xie B., Zhou J., Li C. Comparative evaluation of drought indices for monitoring drought based on remote sensing data // *Environ Sci. Pollut. Res.* 2021. Vol. 28. P. 20408–20425. <https://doi.org/10.1007/s11356-020-12120-0>

Wenzhe J., Chao T., Qing C., et al. A new multi-sensor integrated index for drought monitoring // *Agricultural and forest meteorology.* 2019. Vol. 268. P. 74–85.

Svoboda M. and Fuchs B.A. Handbook of Drought Indicators and Indices. Integrated Drought Management Programme (IDMP), Integrated Drought Management Tools and Guidelines Series 2.

World Meteorological Organization (WMO) and Global Water Partnership (GWP). 2016. Geneva. 45 p.

Wu B., Ma Z., Yan N. Agricultural drought mitigating indices derived from the changes in drought characteristics // *Remote Sensing of Environment* (IF10.164), Pub Date: 2020-07-01. DOI: 10.1016/j.rse.2020.111813

Yang J., Chang J., Wang Y., Yao J. Comprehensive drought characteristics analysis based on a nonlinear multivariate drought index // *Journal of Hydrology*. Vol. 557. P. 651–667. Dec. 2017. DOI 10.1016/j.jhydrol.2017.12.055

Yilmaz B. Proposed index for drought assessment: modified reconnaissance drought index (mRDI) // *Journal of Environmental Protection and Ecology*. December 2018. Vol. 19 (4). P. 1796–1804.

Yuan Y., Xi C., Jing Q. Advance in Agricultural Drought Monitoring Using Remote Sensing Data // *Spectroscopy and spectral analysis*. 2019. Vol. 39. No. 4. P. 1005–1012.

Zargar A., Sadiq R., Naser B., et al. A review of drought indices // *Environmental Reviews*. 13 September 2011. URL: <https://doi.org/10.1139/a11-013>

Zhang A.Z., Jia G.S., Wang, H.S. Improving meteorological drought monitoring capability over tropical and subtropical water-limited ecosystems: evaluation and ensemble of the Microwave Integrated Drought Index // *Environmental research letters*. 2019. Vol. 14. No. 4. Article 044025. DOI: 10.1088/1748-9326/ab005e

Zhang H.W., Chen H.L. The Review of Drought Index in Advance // *International Conference on Ecological Protection of Lakes-Wetlands-Watershed and Application of 3S Technology (EPLWW3S 2011)*. 2011. Vol. 2. P. 533–537.

Zhang L., Wenzhe J., Zhang H., et al. Studying drought phenomena in the Continental United States in 2011 and 2012 using various drought indices // *Remote sensing of environment*. 2017. Vol. 190. P. 96–106.

ГЛАВА 1. АЛГОРИТМЫ СПУТНИКОВОГО РАДИОТЕПЛОВИДЕНИЯ, АДАптиРОВАННЫЕ К УСЛОВИЯМ АЛТАЙСКОГО КРАЯ

1.1. Разработка и адаптация алгоритмов спутникового радиотепловидения для восстановления долговременной динамики радиотепловых полей

1.1.1. Разработка и адаптация методики выявления источников (участков Земного шара) атмосферного переноса тепла и влаги на территорию Алтайского края

Атмосферная адвекция водяного пара является одной из важнейших составляющих планетарного гидрологического цикла, обеспечивая перенос атмосферной влаги и скрытого тепла из тропиков к высоким широтам и от океанов вглубь континентов (Barry and Chorley, 2003). Средняя скорость этого переноса на климатических масштабах времени определяется параметрами глобальной атмосферной циркуляции, чувствительными к климатическим изменениям (Reichler, 2009; Lu, 2009). Поэтому актуальной задачей дистанционного зондирования Земли является уточнение, детализация и регулярный мониторинг структуры глобальной и региональной адвекции атмосферной влаги.

В (Ермаков, 2021) предложена интерполяционная методика расчета потоков водяного пара, полностью замкнутая относительно данных спутниковых радиотепловых измерений. Расчет осуществляется на глобальной регулярной координатной сетке с шагом 0,25 географического градуса и позволяет восстановить поля интегрального влагосодержания и скоростей адвекции с периодичностью 4–8 раз в сутки. Точность интерполяции этих полей для системы океан-атмосфера оценена ранее (Ермаков, 2021; Ермаков et al., 2021). Разработан и реализован алгоритм восстановления интегрального влагосодержания атмосферы (PWV – precipitable water vapor), основанный на измерениях спектра собственного радиотеплового излучения атмосферы, в том числе вблизи линии поглощения водяного пара 22,235 ГГц. Традиционно такие измерения используют для расчета PWV над поверхностью воды, но не суши. Причиной этого является высокая излучательная способность покровов суши и низкая поглощающая способность атмосферы в области 22 ГГц. Изменение излучения атмосферы за счет водяного пара на 22 ГГц затруднительно различить на фоне ярких покровов суши, обладающих сильной изменчивостью свойств.

Решением проблемы восстановления PWV над сушей может быть использование дополнительных измерений на частотах с более сильным поглощением в атмосферном водяном паре в диапазоне 150–200 ГГц. В настоящее время радиометров, имеющих набор каналов как в области слабой линии поглощения водяного пара 22,235 ГГц, так и в области сильной линии поглощения 183,31 ГГц, немного. Используется радиометр SSMIS, установленный на спутниках DMSP F16, F17, F18, работающий на 24 радиочастотных каналах в диапазоне от 19 до 200 ГГц и имеющий конический тип сканирования под углом 53° (Kunkee et al., 2008).

Для восстановления PWV по данным SSMIS применяют физический и статистический подходы. Физический подход заключается в решении некорректной обратной задачи на основе сложной модели переноса и дополнительной априорной информации о состоянии исследуемых объектов. Статистический подход основан на установлении функциональной зависимости различными математическими методами между одновременными спутниковыми измерениями излучения и независимыми данными (подспутниковых измерений, моделирования и т.д.). В настоящее время статистический подход превалирует в решении подобных задач благодаря большому объему накопленных метеорологических данных и продуктов их усвоения моделями. Авторами была применена технология искусственных нейронных сетей (ИНС) как наиболее современный вариант реализации статистического подхода. Для восстановления использована схема однослойной ИНС прямого распространения с 10 нейронами в скрытом слое с передаточной функцией гиперболический тангенс (\tanh) (рис. 1.1).

Ch. No.	Center Frequency (GHz)	Pass Band (MHz)	Polarization	NE?T (K)
1	50.3	400	H	0.4
2	52.8	400	H	0.4
3	53.596	400	H	0.4
4	54.4	400	H	0.4
5	55.5	400	H	0.4
6	57.29	350	*	0.5
7	59.4	250	*	0.6
8	150.0	1500	H	0.88
9	183.31±6.6	2500	H	1.2
10	183.31±3	100	H	1.0
11	183.31±1	500	H	1.25
12	19.35	400	H	0.7
13	19.35	400	V	0.7
14	22.235	400	V	0.7
15	37.0	1500	H	0.5
16	37.0	1500	V	0.5
17	91.655	3000	V	0.9
18	91.655	3000	H	0.9

+

- Высота поверхности
- Флаг типа поверхности

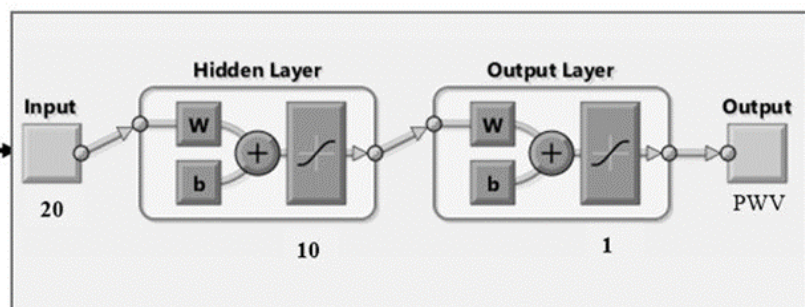


Рис. 1.1. Схема нейросетевого алгоритма восстановления PWV по данным SSMIS

На входы ИНС подавали данные уровня обработки L1A (антенные температуры) SSMIS F16-F18 частотных каналов 1–18 и высоту рельефа с флагом типа поверхности (всего 20 входов). Выход у ИНС единственный – значение PWV кг/м² (или мм эквивалентной высоты столба осажденной влаги). Для обучения ИНС использованы данные реанализа ECMWF Era 5 за 2020 г., совмещенные со спутниковыми данными по времени в пределах ±15 мин. Размер обучающей выборки составил 5 000 000 точек. Для тестирования сети использованы 3 000 000 точек измерений SSMIS, совмещенных с данными Era 5. По результатам тестирования сделан вывод, что предложенный нейросетевой алгоритм позволяет восстанавливать PWV над всеми типами поверхности со среднеквадратичной ошибкой (СКО) порядка 2,4 кг/м² (мм) (рис. 1.2а), а над сушей с СКО – порядка 3,0 кг/м².

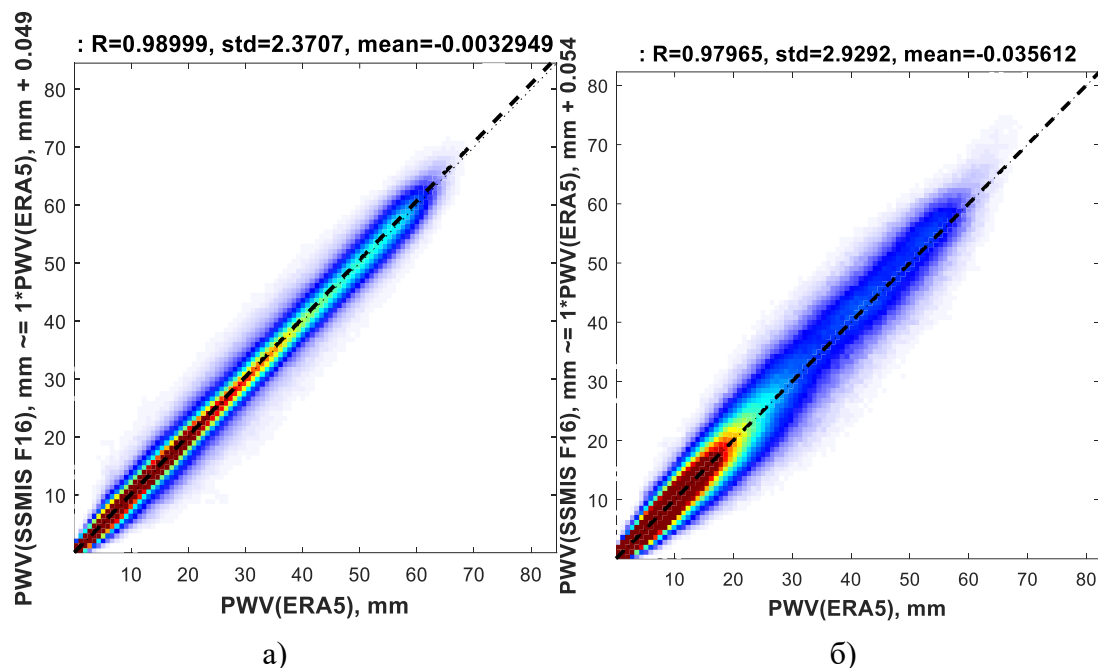


Рис. 1.2. Диаграмма рассеяния значений PWV, восстановленных по данным SSMIS F16 с использованием разработанного нейросетового алгоритма (по горизонтали) и по модели реанализа ECMWF Era 5 (по вертикали): а) над всем Земным шаром, б) над сушей

Достигнутая точность восстановления PWV над сушей (ожидаемо) уступает точности восстановления над океаном, однако находится на уровне лучших мировых результатов в этой области и оценена авторами как достаточная для достижения целей работы.

После расчета полей интегрального влагосодержания атмосферы по данным SSMIS отдельных спутников осуществляли построение общих опорных полей по описанной ранее схеме (Ермаков, 2021). С этой целью выбирали «основной» спутник, данные которого полностью включали в опорное поле за текущие сутки наблюдений, и последовательность «дополнительных» спутников, данные которых поочередно добавляли к формируемому полю в областях, не охваченных наблюдениями с предшествующих спутников. Очередность использования данных определяли по совокупности критериев, главными из которых были близость местного времени пролета двух спутников над одной и той же территорией, т.е. синхронность наблюдений (см. <https://remss.com/support/crossing-times/>) и индивидуальная надежность измерений каждым из спутниковых приборов (меняющаяся со временем вследствие вариаций и постепенной деградации метрических характеристик), которую отслеживали путем дополнительных выборочных сопоставлений с данными реанализа. Остающиеся после процедуры объединения данных пропуски (лакуны) закрывали алгоритмом «сшивки лагун» спутникового радиотепловидения (Ермаков, 2021). Пример сравнения суточного поля PWV, восстановленного SSMIS F16, и глобального суточного поля PWV, полученного в результате объединения данных и сшивки лагун, приведен на рисунке 1.3.

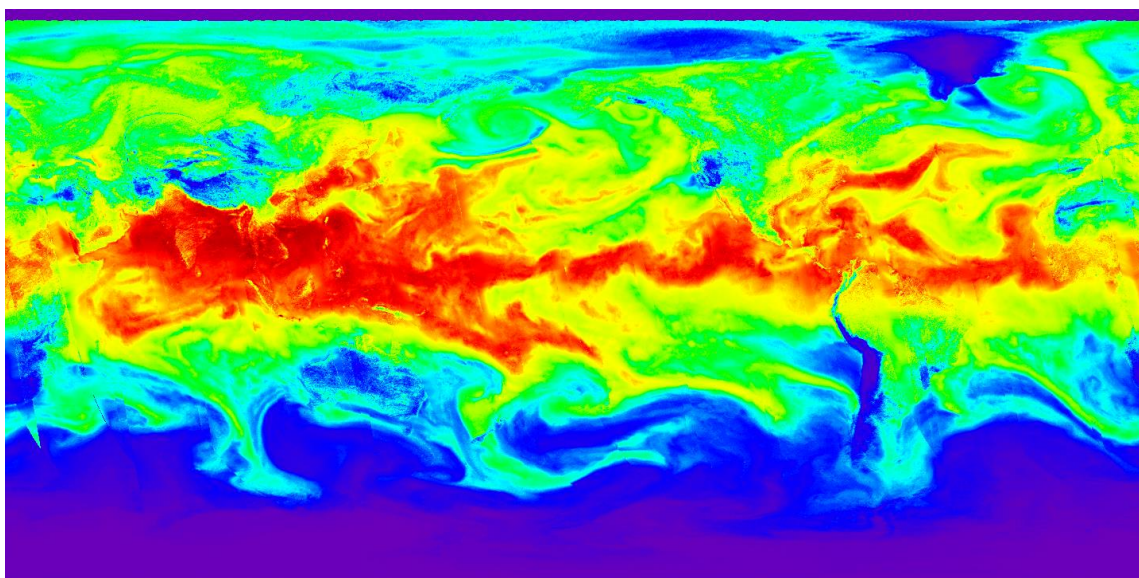
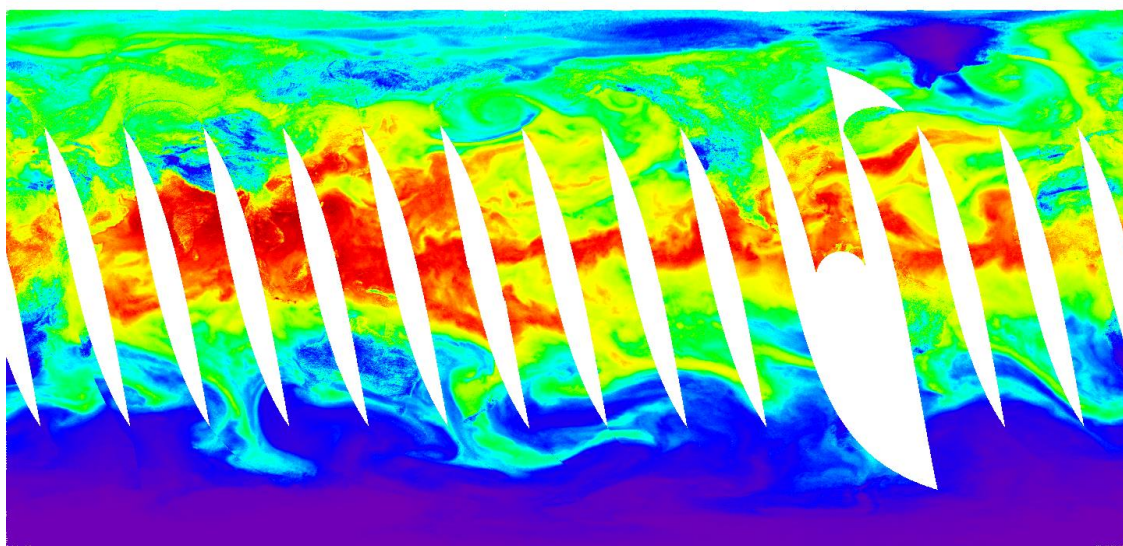


Рис. 1.3. Развертка восстановленного по суточным наблюдениям глобального поля PWV на прямоугольной сетке географических координат (левый край изображения смещен к 20° восточной долготы): вверху – по данным SSMIS F16 на восходящих полувитках орбиты, под ним – объединенное глобальное поле PWV, внизу – шкала значений, мм

Опорные поля, пример которых приведен на рисунке 1.3, могут быть получены дважды в сутки (на восходящих и нисходящих полувитках орбит спутников), т.е. с периодичностью 12 часов, при полном глобальном покрытии атмосферы Земли наблюдениями. Следующий шаг обработки, согласно общей схеме методики спутникового радиотепловидения, заключается в расчете атмосферной динамики в терминах векторных полей скоростей адвекции (горизонтального переноса водяного пара).

1.1.2. Адаптированный алгоритм расчета интегрального влагосодержания атмосферы над сушей

Расчет атмосферной динамики в подходе спутникового радиотепловидения осуществляется путем применения алгоритмов анализа оптического потока к последовательности полей интегрального влагосодержания, восстановленных по данным спутниковых радиотепловых измерений (Ермаков, 2021). Особенности атмосферной динамики над сушей зависят от влияния рельефа, формирования предпочтительных направлений переноса и сравнительно меньших (по отношению к системе океан-атмосфера) скоростей, более низких величин интегрального влагосодержания (худшие контрасты) и проективных искажений в высоких широтах при переходе на сетку прямоугольных координат. Эти факторы ухудшают соотношение сигнал-шум в алгоритмах анализа оптического потока и вынуждают провести дополнительное исследование, выбор и настройку оптимального алгоритма.

В качестве кандидатов на оптимальный алгоритм анализа оптического потока были рассмотрены варианты реализаций:

- пирамидальный многоуровневый подход, ранее использованный для спутникового радиотепловидения атмосферных процессов в системе океан-атмосфера (Ермаков, 2021), в реализации (Мапао, 2022), «стандартного»;
- алгоритм Gunnar-Farneback (Farneback, 2003) в реализации (OpenCV: Object..., 2022);
- плотный обратный поиск (Dense Inverse Search, DIS) (Kroeger et al, 2016) в реализации (OpenCV: cv::optflo..., 2022);
- итерационный метод Lucas-Kanade (Вычисление..., 2022) в реализации (Motion Analysis...).

Алгоритмы были протестированы на серии тестовых последовательностей изображений, отражающих различные проблемные аспекты, упомянутые выше. Оптимизация алгоритмов осуществлялась путем вариаций и подбора оптимальных сочетаний настраиваемых параметров (размеров и конфигураций областей поиска, весовых функций, методов сглаживания и фильтрации и т.д.).

Качество работы алгоритмов анализировалось по совокупности следующих критериев, определяемых задачами работы: 1) максимальное число успешно восстановленных векторов движения в случае малоконтрастных медленно движущихся объектов (рис. 1.4); 2) максимальное число успешно восстановленных векторов движения в случае быстрых движений (способность отслеживать дальние перемещения) (рис. 1.5); 3) средняя погрешность восстановления векторов движения (рис. 1.6); 4) плотность восстановленного поля движения (отсутствие пропусков в проблемных областях) (рис. 1.7). Требования (1) и (3) важны с точки зрения дальнейшего восстановления компонент локального и регионального гидрологического баланса (см. раздел 1.3). Требование (2) вызвано необходимостью поиска и локализации источников влаги, переносимых на территорию Алтайского края крупномасштабными атмосферными процессами. Требование (4) носит универсальный характер и обусловлено необходимостью

проведения расчетов на достаточно плотной регулярной координатной сетке. В связи с разнородностью критериев и их отчасти взаимоисключающими требованиями выработка единого формализованного критерия качества алгоритма расчета атмосферной динамики не представляется возможной. Поэтому выбор оптимальной реализации был осуществлен на основе экспертных оценок по результатам обработки и визуализации больших массивов искусственно сгенерированных данных и данных фактических спутниковых наблюдений.

Результаты тестирования могут быть резюмированы следующим образом:

«Стандартный алгоритм» дает стабильные результаты оценки скоростей адвекции, устойчивые по отношению к характерным контрастам и смещениям в полях интегрального влагосодержания атмосферы. К недостаткам алгоритма следует отнести сравнительно высокое число «нулевых» векторов движения, генерируемых в областях высокой однородности поля интегрального влагосодержания (нулевых градиентов). Одна из причин – особенность реализации расчетной схемы в целых числах. Этот недостаток не является существенным при поиске источников крупномасштабных процессов переноса влаги на территорию Алтайского края, но увеличивает погрешности локальных оценок компонент гидрологического баланса.

Алгоритм Gunnar-Farneback использует квадратичную форму разложения поля интегрального влагосодержания в некоторой окрестности анализируемой точки с целью повышения точности метрической функции подобия фрагментов полей и также реализован с многоуровневой пирамидальной моделью. Он показывает сравнительно хорошие результаты для коротких смещений (низких скоростей адвекции), работая в числах с плавающей запятой, однако начиная с некоторого порога, перестает корректно описывать наблюдаемые перемещения. К артефактам метода относится генерация нулевых значений внутри однородных областей, а также «вовлечение» в движение ближней окрестности движущихся объектов, расширяющейся пропорционально скорости объектов. По указанной причине метод менее перспективен для поиска источников влаги, переносимой в Алтайский край крупномасштабными процессами. Точность локальных оценок компонент гидрологического баланса сравнима с точностью, обеспечиваемой «стандартным» алгоритмом.

Алгоритм Lucas-Kanade использует линейную форму разложения поля интегрального влагосодержания. Как и предыдущий метод, он хорошо работает при относительно небольших смещениях. Однако его стандартные реализации относятся к типу «рассеянного» поиска, при котором начальные точки векторов движения не обеспечивают одинаково плотного покрытия на всей расчетной сетке, а концентрируются в областях наиболее высоких контрастов, дающих наиболее надежные оценки. При тестировании на пробных последовательностях изображений был выявлен значительный процент ошибок. Адаптация данного алгоритма к специфике решаемой задачи представляет существенные трудности и признана нецелесообразной.

Алгоритм DIS в ряде предварительных тестов показал наилучшие результаты с точки зрения оценки малых смещений низкоконтрастных объектов, а также устойчивость оценок при нарастании скорости смещений вплоть до максимальной, реализуемой в тестовых случаях. Однако вследствие совокупной высокой вычислительной сложности алгоритмов не было

возможности убедиться в надежности алгоритма на всем объеме реальных данных наблюдений (с 2012 по 2021 гг.) и проанализировать возникающие артефакты решений и их причины. Алгоритм DIS рассматривается как наиболее перспективная возможность, углубленное изучение которой является актуальной научной задачей. Потенциально применение оптимизированной версии этого алгоритма способно существенно улучшить точность оценок компонент локального гидрологического баланса.

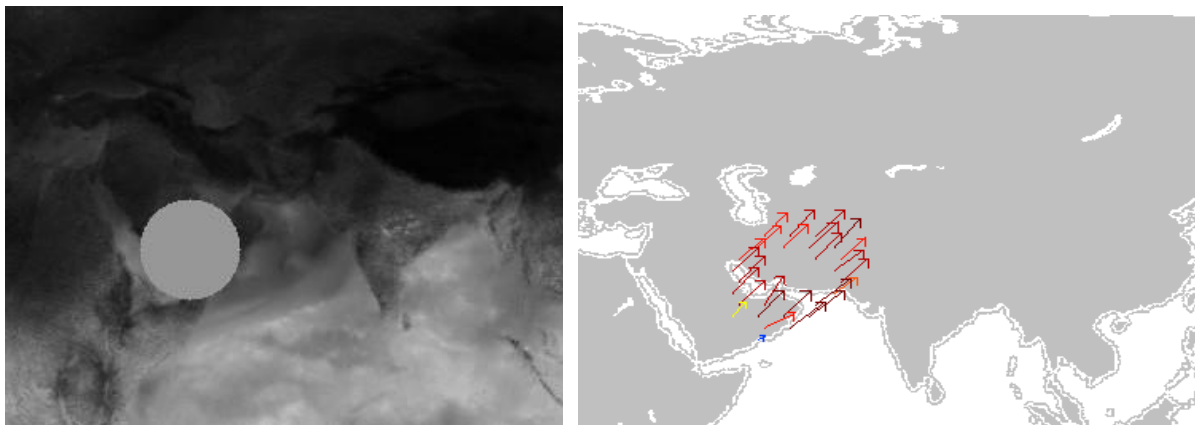


Рис. 1.4. Слева: искусственно сгенерированный рисунок, содержащий движущийся объект без внутренней структуры; справа: типичная проблема восстановления скоростей движения – нулевые векторы скорости внутри однородного объекта

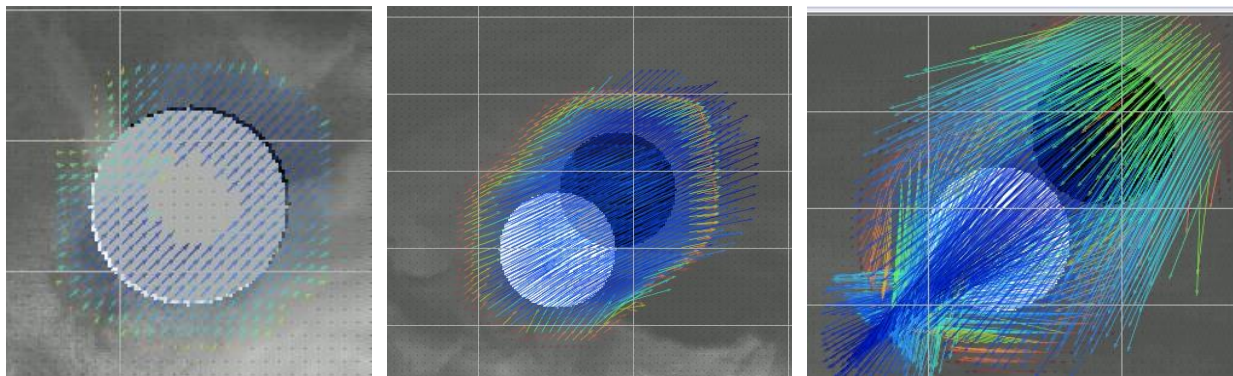


Рис. 1.5. Проблема «потери объекта» при больших скоростях смещения: слева – устойчивое восстановление поля скорости, в центре – предел надежного восстановления, справа – возникновение неустойчивости решения

$\text{mod}(U,V) = 0.8006, -1.095$ vs model
 shift=1
 $\text{mod}(U,V) = 1.605, -2.336$ vs model
 shift=2
 $\text{mod}(U,V) = 0.8008, -3.912$ vs model
 shift=4
 $\text{mod}(U,V) = 5.688, -6.017$ vs model
 shift=7
 $\text{mod}(U,V) = 9.165, -8.837$ vs model
 shift=9
 $\text{mod}(U,V) = 12.66, -12.54$ vs model
 shift=13
 $\text{mod}(U,V) = 14.88, -17.46$ vs model
 shift=17
 $\text{mod}(U,V) = 20.08, -21.0$ vs model
 shift=21
 $\text{mod}(U,V) = 25.34, -25.97$ vs model
 shift=26
 $\text{mod}(U,V) = 30.9, -31.0$ vs model shift=31
 $\text{mod}(U,V) = 36.76, -36.74$ vs model
 shift=37
 $\text{mod}(U,V) = 44.0, -43.98$ vs model
 shift=44
 $\text{mod}(U,V) = 47.19, -50.92$ vs model
 shift=51

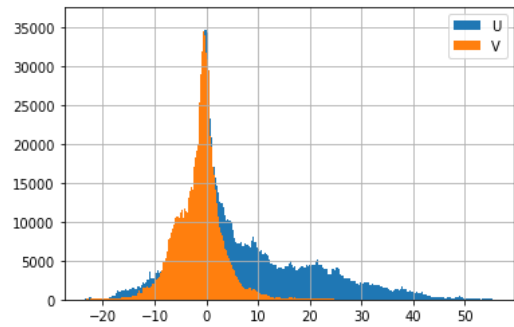


Рис. 1.6. Анализ точности восстановления компонент скорости: сопоставление искусственно заданных и восстановленных смещений объектов

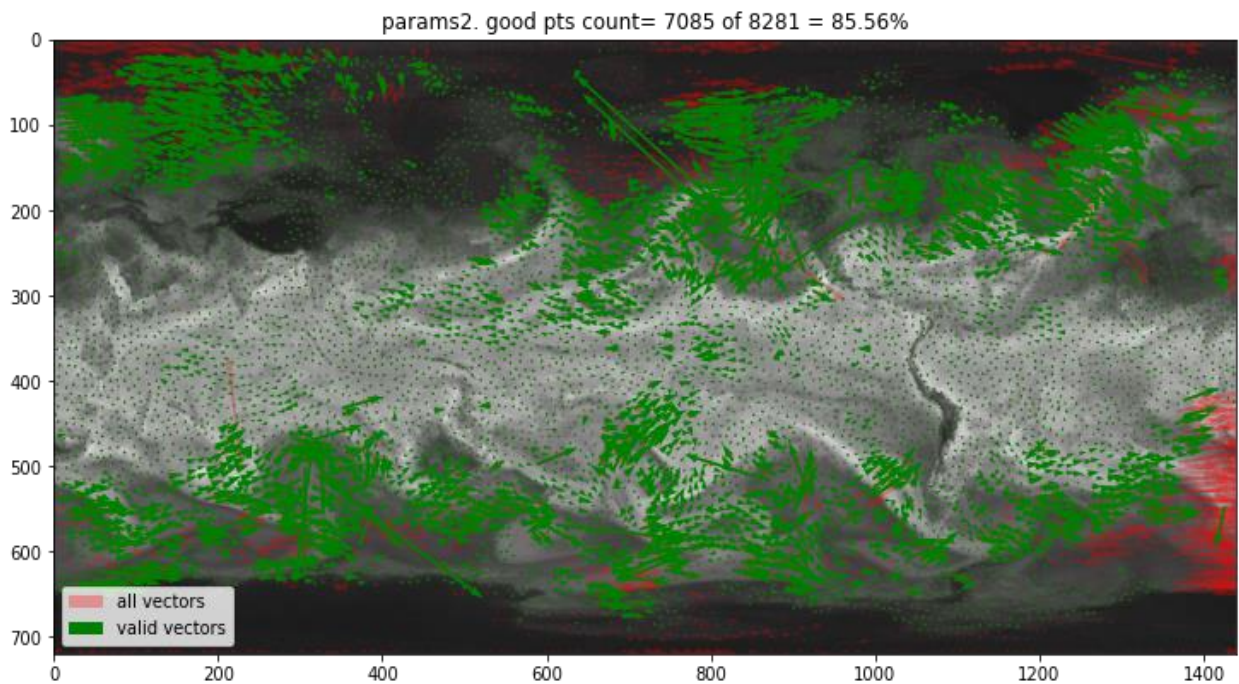


Рис. 1.7. Проблема неоднородной плотности восстановленного поля скоростей и надежности оценок смещений (зеленые стрелки – «надежные» решения по внутреннему критерию алгоритма; красные стрелки – «ненадежные» решения)

1.2. Восстановление геофизических параметров атмосферы и подстилающей поверхности с 2012 по 2021 гг.

Восстановление и обработка геофизических полей атмосферы были направлены на решение двух основных задач: определение источников влаги, переносимой атмосферными процессами на территорию Алтайского края, и расчет геофизических параметров атмосферы, позволяющих оценить количество переносимого тепла и влаги на территорию Алтайского края из других регионов Земного шара, а также выполнить анализ их динамики.

Решение первой задачи связано с построением крупномасштабных полей геофизических параметров атмосферы, охватывающих большую часть территории Евразии и прилегающих акваторий Мирового океана. Решение второй задачи связано с детальным анализом региональной динамики атмосферных полей над территорией Алтайского края.

1.2.1. Определение источников влаги, переносимой атмосферными процессами на территорию Алтайского края

С целью выявления источников влаги, переносимой атмосферными процессами на территорию Алтайского края, была проведена потоковая обработка всех данных наблюдений спутниковыми радиометрами серии SSMIS на спутниках F16, F17, F18 серии DMSP, полученных в период наблюдений с 2012 по 2021 гг. С помощью алгоритмов спутникового радио-

тепловидения были построены карты интегрального влагосодержания и атмосферной адвекции водяного пара в указанном интервале наблюдений с шагом 6 часов и пространственной детализацией 0,25 географического градуса. Ниже приведены и проанализированы характерные примеры, относящиеся к известным периодам сильных осадков на территории Алтайского края, а также примеры, относящиеся к периодам недостаточной увлажненности и развитию засух на той же территории.

Примеры проиллюстрированы полями интегрального влагосодержания атмосферы с наложенными на них в условном масштабе (для удобства визуального восприятия) прорезанными полями адвекции. Для каждой ключевой даты (или интервала) приведены расчеты по расширенному интервалу времени наблюдений для отображения краткосрочной, порядка нескольких суток, предыстории развития гидрометеорологического события (сильных дождей, засухи). Даты проставлены вверху каждой карты. В качестве географического репера на всех картах приведены условная граница Кулундинской равнины (одного из важнейших районов мониторинга) в виде неправильного четырехугольника, а также охватывающий ее прямоугольный контур, соответствующий области интегрирования при расчете элементов гидрологического баланса (см. далее).

1. 11–14 апреля 2012 – дожди (рис. 1.8).

За несколько суток до 14.04.2012 начала формироваться узкая полоса повышенного влагосодержания, протянувшаяся от Каспийского моря через территорию Сибири северо-западнее Алтайского края. 11–12 апреля наиболее высокими значениями влагосодержания характеризовались области дельты Волги и территории Северного Кавказа. Можно предположить, что общая синоптическая ситуация сформировалась под влиянием одновременного блокирования западного переноса воздушных масс из Атлантики холодными арктическими воздушными массами с севера и влажными теплыми воздушными массами, пришедшими из Аравийского моря. В результате западный перенос осуществлялся по узкому коридору («атмосферной реке»), который постепенно смещался к юго-востоку под действием общей атмосферной циркуляции и 14 апреля прошел над Алтайским краем. Влагосодержание атмосферы здесь резко возросло до значений 20–25 кг/м². Видно, что уже 15 апреля этот коридор оказался южнее территории Алтайского края, атмосфера над которым в следующие дни характеризуется сравнительно низкими значениями интегрального влагосодержания, около 10–15 кг/м².

2. 21.04–01.05.2012 – сушь (рис. 1.9).

Формирование засушливых условий над Алтаем связано с приходом сухих воздушных масс с востока и блокированием западного переноса Атлантических воздушных масс. В эти даты атмосферное влагосодержание характеризуется устойчиво низкими значениями – около 10 кг/м². Ситуация начинает меняться к концу апреля, когда очередная «атмосферная река», частично захватывающая бассейн Каспия (28 апреля), постепенно смещается на восток и 30 апреля проходит над Алтаем. К этим суткам влагосодержание атмосферы над Алтайским краем поднимается до 20 кг/м².

3. 19–20.06.2012 – дожди (рис. 1.10).

Сценарий развития синоптической ситуации 19–20 июня 2012 г. в целом аналогичен описанной выше. Сезонные отличия сказываются на абсолютных значениях интегрального влагосодержания, пиковые значения которого для прогретого воздуха достигают 40–45 кг/м². В данном случае атмосферная река была частично разрушена и отгеснена к северу от Алтайского края в результате вторжения сухих воздушных масс с востока, которое особенно хорошо видно на карте за 20 июня.

Для сопоставления ниже рассмотрены несколько ситуаций формирования сильных засух над территорией Алтайского края в те же периоды.

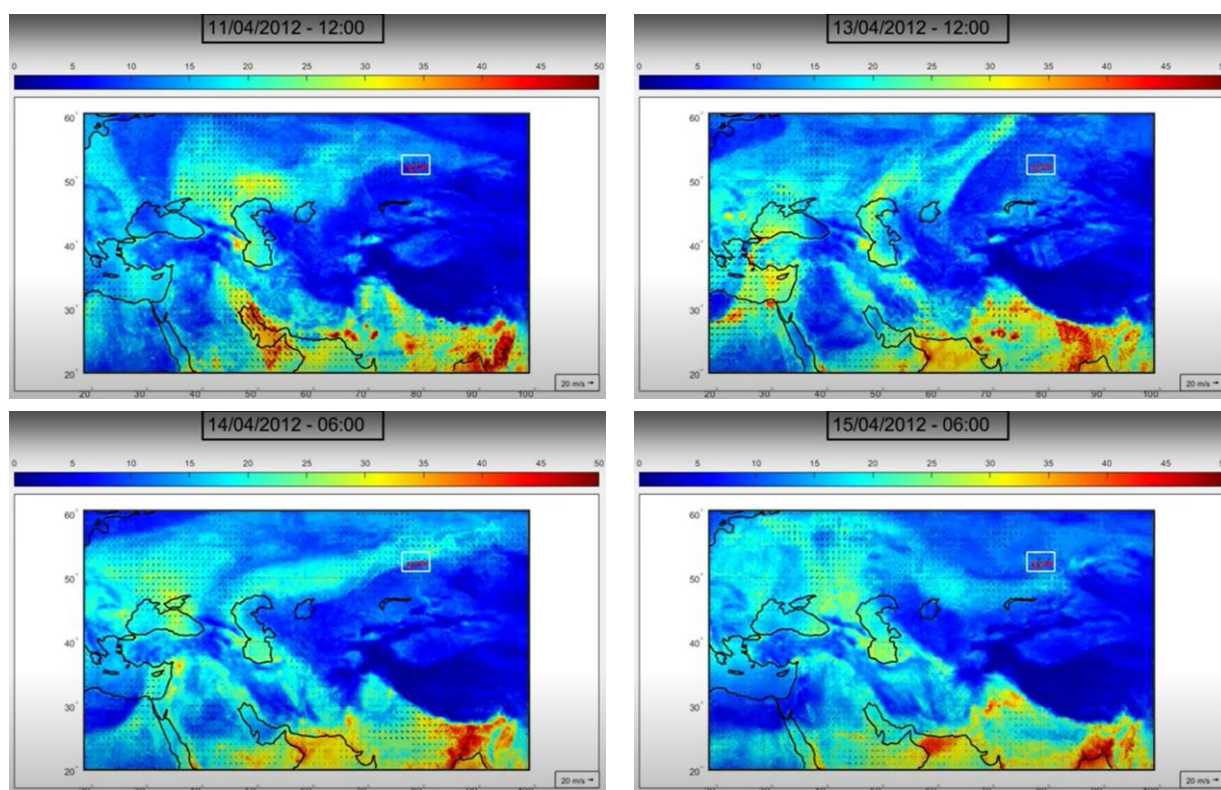


Рис. 1.8. Интегральное влагосодержание и адвекция водяного пара 11–15 апреля 2012 г.

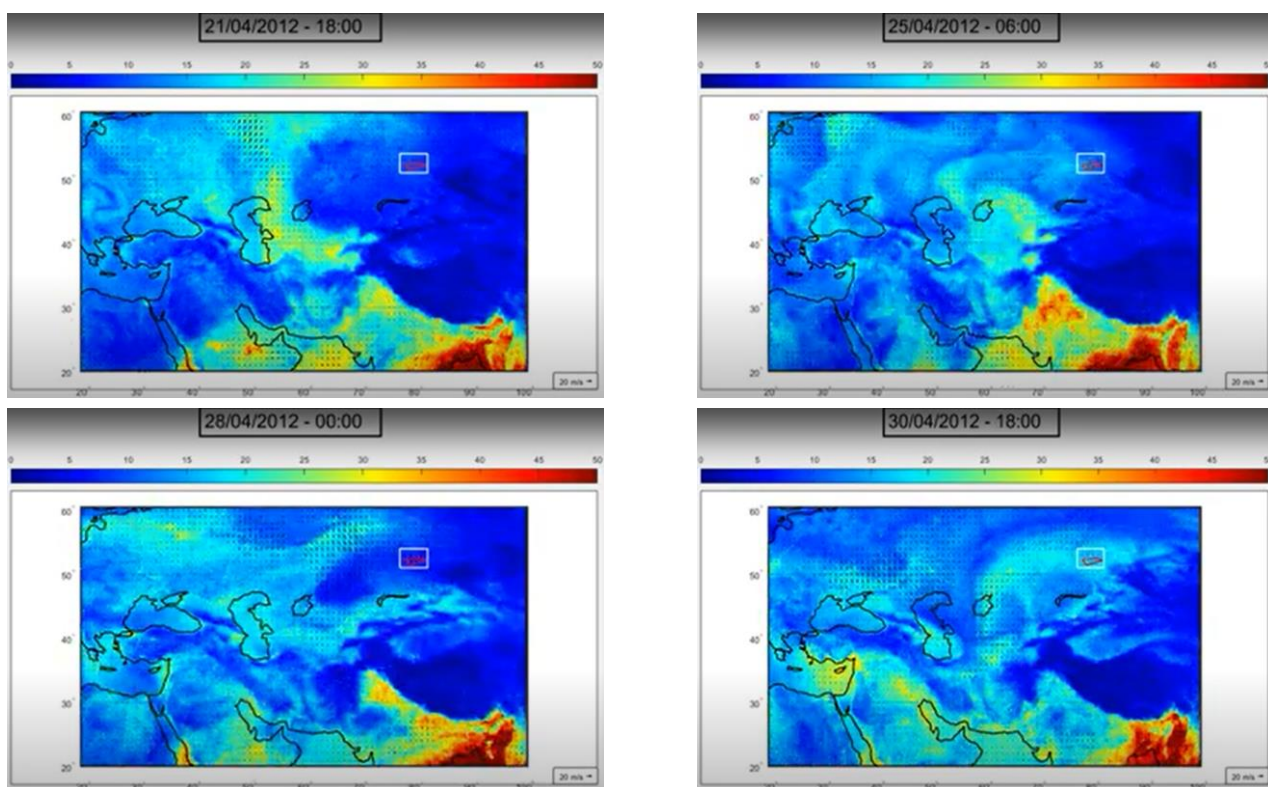


Рис. 1.9. Интегральное влагосодержание и адвекция водяного пара 21–30 апреля 2012 г.

4. 22–26.06.2012 – сушь (рис. 1.11)

В течение 22–26 июня 2012 г. наблюдается вторжение сухих воздушных масс с востока, резко снизившее интегральное влагосодержание атмосферы над Алтайским краем с примерно 35 до 10–15 кг/м². К 27 июня началось восстановление западного переноса, что обусловило возвращение влажных воздушных масс (влагосодержание 35–40 кг/м²).

5. 13–19.07.2012 – сушь (рис. 1.12)

Аналогичный сценарий реализовался 13–20 июля 2012 г. Видно, как сухие (около 15 кг/м²) воздушные массы с востока постепенно оттесняют влажные (около 40 кг/м²) воздушные массы от территории Алтайского края к северо-западу. Процесс ослабевает и прекращается к 20 июля, когда сухие воздушные массы, в свою очередь, оттесняются к югу от территории Алтайского края.

В целом, изученные синоптические ситуации, связанные с формированием сильных дождей над территорией Алтайского края, подчиняются описанному выше общим закономерностям. Приход влажных воздушных масс связан с общим западным переносом – в основном с Атлантики, при возможном втором источнике над Аравийским морем. В большинстве случаев возникает «очаг» повышенного влагосодержания атмосферы в районе Каспийского моря, иногда смещающийся к дельте Волги или Северному Кавказу. Далее влажные воздушные массы, как правило, узким коридором в течение нескольких суток распространяются на восток, достигая территории Алтайского края.

Прекращение притока влажного воздуха вызывается атмосферным блокированием и вторжением сухих воздушных масс. При этом реализуется один из двух сценариев. Более частый (в рассмотренных синоптических ситуациях) связан с приходом сухих воздушных масс с востока, что разрушает «атмосферную реку» или отклоняет ее к югу или северу от Алтайского края. Реже наблюдается глубокое вторжение арктических воздушных масс с севера, в результате чего коридор западного переноса влажного воздуха смещается к югу от Алтайского края. Следует отметить, что в проанализированных случаях второй сценарий, будучи более редким, формировал более устойчивую синоптическую ситуацию и, как следствие, более продолжительные засухи.

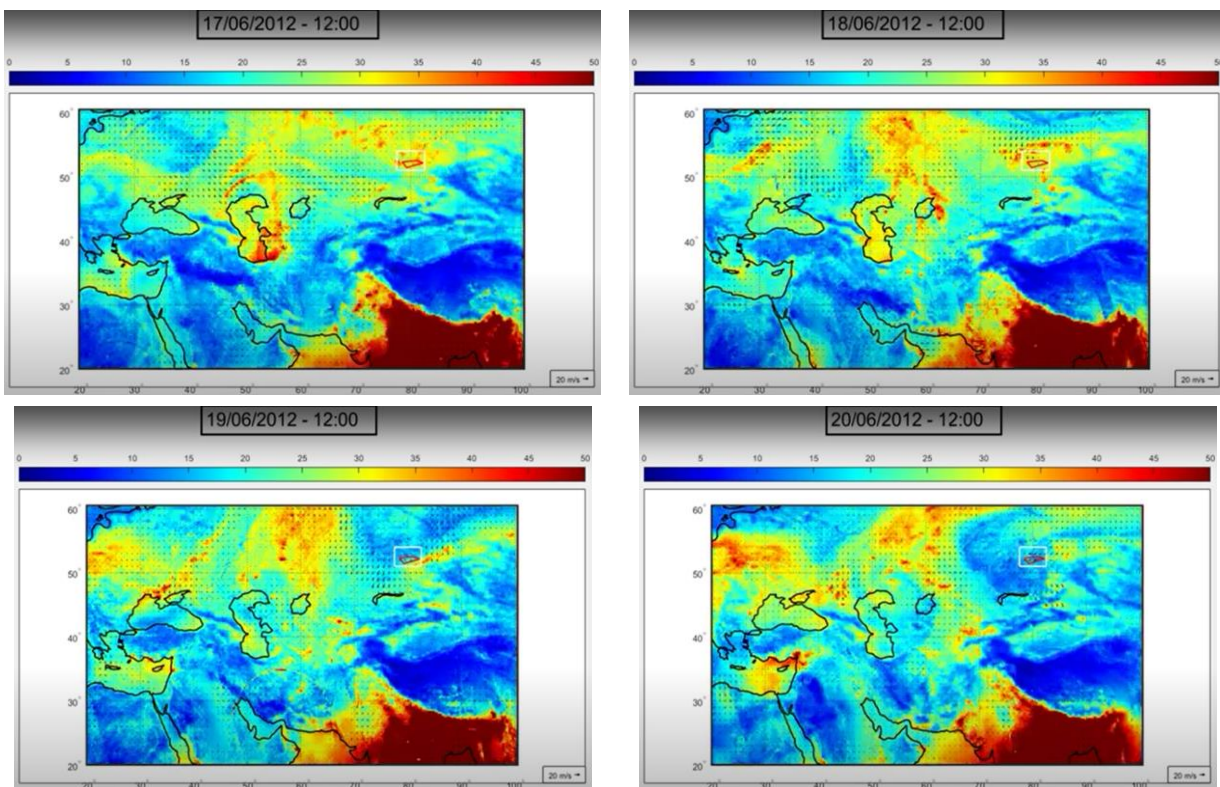


Рис. 1.10. Интегральное влагосодержание и адвекция водяного пара
17–20 июня 2012 г.

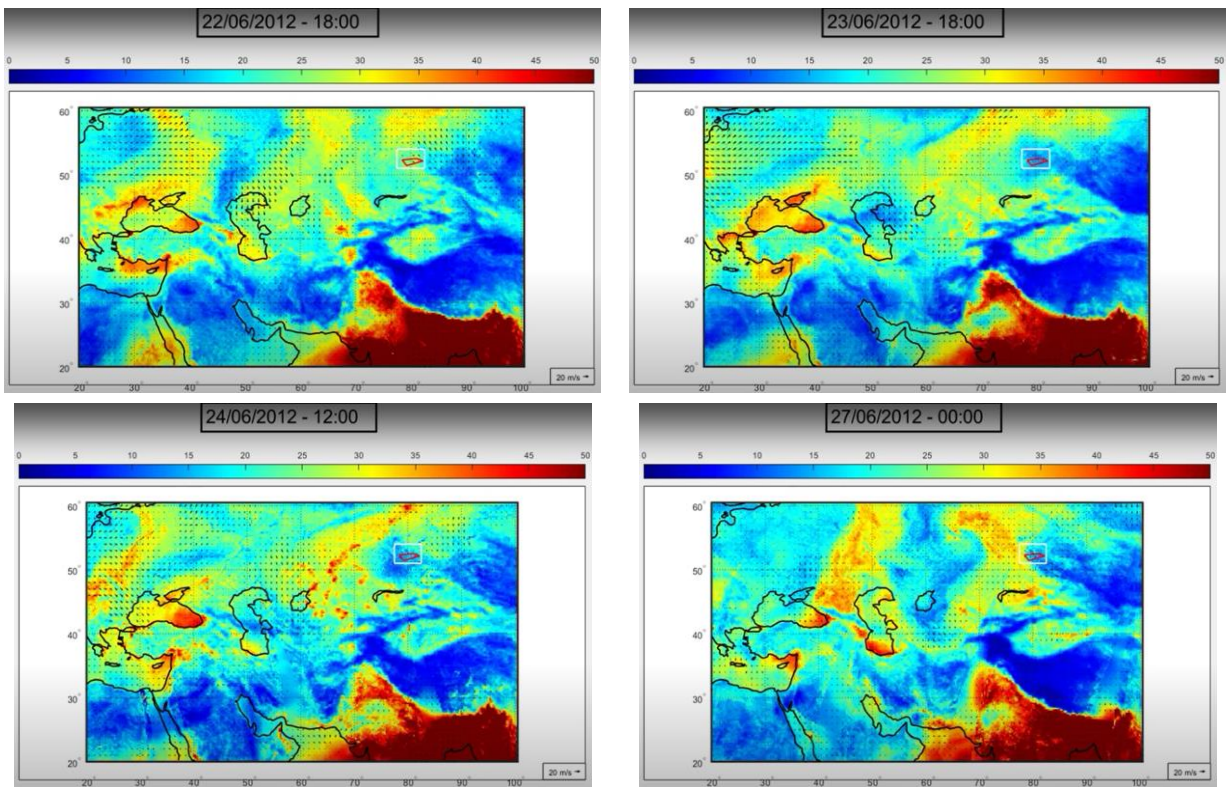


Рис. 1.11. Интегральное влагосодержание и адвекция водяного пара
22–27 июня 2012 г.

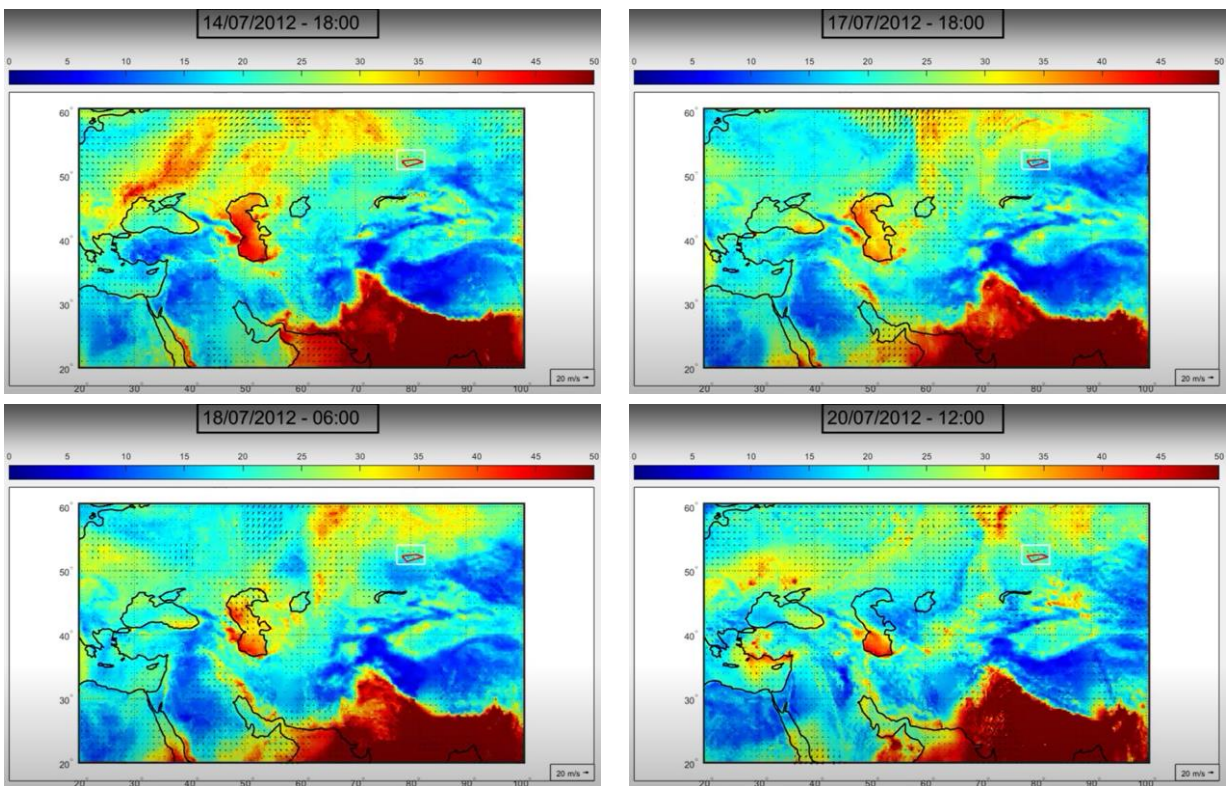


Рис. 1.12. Интегральное влагосодержание и адвекция водяного пара
14–20 июля 2012 г.

1.2.2. Анализ региональной динамики атмосферных полей над территорией Алтайского края

Адаптированные к условиям Алтайского края алгоритмы спутникового радиотепловидения позволили выполнить расчет региональных полей интегрального влагосодержания и адвекции водяного пара на регулярной координатной сетке с шагом 0,25 географического градуса с дискретизацией по времени 6 часов на интервале спутниковых наблюдений, охвативших 2012–2021 гг. Это обеспечило возможность расчета основных геофизических характеристик атмосферы, необходимых для оценки компонент гидрологического баланса в динамике, а также провести соответствующие оценки для выбранных эпизодов наблюдений (характерных синоптических ситуаций). Основным тестовым районом исследования стала Кулундинская равнина, условно ограниченная четырехугольником с координатами углов: 1) 52°52'6.87" с.ш., 81°11'2.46" в.д.; 2) 52°31'4.03" с.ш., 78°45'26.07" в.д.; 3) 51°43'39.74" с.ш., 79°25'52.68" в.д.; 4) 52°15'56.84" с.ш., 82°2'22.21" в.д.

Для расчета компонентов гидрологического баланса этот четырехугольник был оконтурен внешним правильным прямоугольником углами, расположенными в узлах расчетной сетки. Площадь прямоугольника была увеличена по сравнению с площадью исходного четырехугольника за счет раздвижения границ вглубь территории Алтайского края для обеспечения большей устойчивости оценок (вовлечения в расчеты большего числа узлов расчетной сетки). В итоге углы прямоугольного контура для анализа по алгоритмам спутникового радиотепловидения имели следующие координаты: северо-западный угол – 54,0° с.ш., 77,5° в.д.; юго-восточный угол – 51,0° с.ш., 82,5° в.д.

Далее приведены и охарактеризованы временные ряды совокупности расчетных величин, полученных для описанного выше прямоугольного контура интегрирования. Рисунок 1.13 содержит график временного хода полного влагосодержания атмосферы (в кг) над территорией исследования (см. координаты прямоугольного контура). Если обозначить через $I(t)$ полное влагосодержание атмосферы над некоторой областью S в момент времени t , а через $C(t, t+\Delta t)$ – приток атмосферной влаги внутрь контура, ограничивающего область S , за время Δt , то справедливо следующее уравнение:

$$I(t) - I(t+\Delta t) + C(t, t+\Delta t) = P(t, t+\Delta t) \quad (1.1),$$

где $P(t, t+\Delta t)$ – количество влаги, перешедшее из атмосферы в почву или, наоборот (в зависимости от знака), за время Δt на области S в результате процессов вертикального обмена (выпадения осадков и эвапотранспирации) (Ермаков и др., 2023).

На рисунке 1.13 черной кривой показан ход $I(t)$ при максимальной детализации по времени (6 часов), красной кривой – сглаженный в скользящем месячном окне. По горизонтали отложены даты внутри интервала наблюдений (с января 2012 г. по декабрь 2021 г.) в формате Д/М/ГГ, где Д – номер дня месяца, М – номер месяца, ГГ – две последние цифры номера года.

Цветными вертикальными линиями обозначены некоторые даты (интервалы дат), а именно: синим цветом – эпизоды дождей, красным цветом – эпизоды засух, рассмотренные выше, зеленым цветом – другие аналогичные события.

Видно, что величина $I(t)$ испытывает ярко выраженный сезонный ход с примерно постоянной амплитудой колебаний (возможно, демонстрирующей некоторую тенденцию к уменьшению в последние годы, что лучше видно на сглаженном графике). Минимальные значения $I(t)$ (наиболее сухая атмосфера) приходятся на зимние месяцы, как правило – февраль; максимальные значения $I(t)$ достигаются в июле – сентябре, как правило, с одним основным пиком в августе. При этом сглаженный график демонстрирует наличие значительной межгодовой изменчивости $I(t)$, особенно четко проявляющейся в окрестности экстремумов (январь – март и июль – сентябрь каждого года). Основными признаками этой изменчивости являются формирование вторичных минимумов и максимумов на сглаженном графике $I(t)$, а также неравномерная скорость нарастания и убывания $I(t)$ в межсезонье.

Рисунок 1.14 иллюстрирует величину притока водяного пара (в кг) внутрь указанного выше прямоугольного контура за шестичасовой временной интервал, как временной ряд. Эта величина соответствует параметру $C(t, t+\Delta t)$ уравнения гидрологического баланса при $\Delta t=6$ часов. Как и на предыдущем рисунке, черная кривая дает максимальную детализацию по времени (шаг t равен шести часам), а красная кривая – сглаженный график в месячном скользящем окне. Остальные обозначения на рисунке и горизонтальная ось времени – те же, что и на предыдущем рисунке.

Из графика видно, что $C(t, t+\Delta t)$ также испытывает сильные сезонные колебания вблизи нулевого уровня. Наиболее четко они выражены на исходной кривой с шагом в 6 часов. Минимальный размах колебаний приходится на холодные месяцы (январь – февраль), а максимальный – на июль – сентябрь, однако внутригодовая картина выглядит более сложной (многомодовой), чем в случае $I(t)$. Это ожидаемый результат, так как в данном случае временной ход определяется сезонным увеличением влагосодержания атмосферы (в том числе с ростом температуры воздуха) и региональной динамикой атмосферных процессов – структурой поля адвекции в окрестности территории исследования. Сглаженный график $C(t, t+\Delta t)$ наглядно иллюстрирует межгодовые особенности этой величины.

Для удобства расчетов и анализа часто бывает полезно перейти от собственно притока влаги $C(t, t+\Delta t)$ к его нарастающей сумме, которая определяется как $SC(t)=C(t_0, t)$, где t_0 – начальный момент интервала наблюдений (1 января 2012 г.), а t – произвольный момент времени внутри интервала наблюдений (до 31 декабря 2021 г.).

График накопленной суммы притока влаги $SC(t)$ для территории исследования показывает, что это почти монотонно возрастающая функция на всем интервале наблюдений. Этот результат говорит в совокупности со сравнительно стабильным многолетним поведением полного влагосодержания атмосферы $I(t)$ о резко континентальном климате территории и преоб-

ладании, в целом, процесса осадкообразования над испарением: накопленный избыток принесенной влаги, не отражающийся в долгосрочном изменении интегрального влагосодержания, должен в виде осадков переходить на сушу. Более детальный анализ показывает, что эпизодам сильных осадков, рассмотренных ранее, в основном соответствует возрастание $SC(t)$ (см. синие полосы на графике), а эпизодам засухи – монотонный ход или убывание $SC(t)$, однако более обоснованные выводы требуют анализа полного гидрологического баланса (см. ниже).

Обратим внимание, что для двух произвольно заданных моментов времени t_1 и $t_2 > t_1$ справедливо соотношение: $SC(t_2) = SC(t_1) + C(t_1, t_2)$, где $C(t_1, t_2)$ – суммарный приток, накопленный на временном интервале между t_1 и t_2 , т.е. величина, непосредственно входящая в интегральную форму уравнения баланса (1.1), для произвольного интервала анализа $\Delta t = t_2 - t_1$. Таким образом, накопленный на произвольном интервале времени (t_1, t_2) приток влаги элементарно выражается через рассчитанную функцию $SC(t)$: $C(t_1, t_2) = SC(t_2) - SC(t_1)$, а баланс обмена влагой между атмосферой и сушей на том же интервале времени, таким образом, вычисляется с использованием расчетных значений $SC(t)$ и $I(t)$ на концах заданного интервала:

$$P(t_1, t_2) = I(t_1) - I(t_2) + SC(t_2) - SC(t_1). \quad (1.2)$$

В таблице приведены результаты расчета значений $P(t_1, t_2)$ для избранных интервалов времени (t_1, t_2) . Следует отметить, что устойчивость получаемых оценок к шумам входных данных и артефактам обработки по алгоритмам спутникового радиотепловидения зависит от размеров контура и временного интервала интегрирования и, как правило, улучшается с увеличением обоих. Дополнительно в целях сопоставления ниже приведены графики на рисунках 1.16–1.18 (по данным независимых расчетов из реанализа ECMWF ERA5) временного хода суммарных осадков над территорией исследования за 6 часов, нарастающей суммы накопленных осадков, средней температуры приземного воздуха – все графики с шестичасовой дискретностью по времени.

График суммарных шестичасовых осадков над территорией исследования, представленный на рисунке 1.16, имеет квазишумовую структуру и неудобен для непосредственного анализа. В этом отношении график накопленных осадков в виде нарастающей суммы, рисунок 1.17, представляется более информативным. В целом он сходен с приведенным выше графиком накопленного притока водяного пара. При этом, однако, на более детальном уровне можно отметить некоторые важные особенности. Так, например, график накопленных осадков продолжает монотонный рост после интервала затяжных осадков 5–26 мая 2014 г. (широкая синяя полоса на всех рисунках), что находится в определенном расхождении с данными непосредственных наблюдений. График накопленного притока, в противоположность этому, резко убывает после отмеченной даты 26 мая 2014 г. Тем не менее более обоснованные выводы требуют детального анализа уравнения баланса.

Приведенный график средней температуры приземного воздуха над исследуемой территорией еще раз свидетельствует о резко континентальном характере климата исследованной

территории. Годовые перепады температуры составляют от $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ (январь-февраль) до $+40\text{ }^{\circ}\text{C}$ (июль-август). Таблица содержит примеры расчетов, иллюстрирующие процесс анализа элементов гидрологического баланса для выбранной территории исследования. Расчеты проведены на основе полученных ранее временных рядов полного влагосодержания $I(t)$ и накопленного притока водяного пара $S_C(t)$ для нескольких периодов сильных осадков и засух, проиллюстрированных выше. Итоговое значение баланса вертикального обмена влагой между атмосферой и сушей P в целом хорошо отражает тенденцию к развитию паводков и засух и может быть использовано как количественная характеристика направления развития экстремальных погодных явлений. Восстановленные геофизические параметры атмосферы и подстилающей поверхности Алтайского края за период с 2012 по 2021 гг. позволяют оценить количество переносимого тепла и влаги на территорию Алтайского края из других регионов Земного шара.

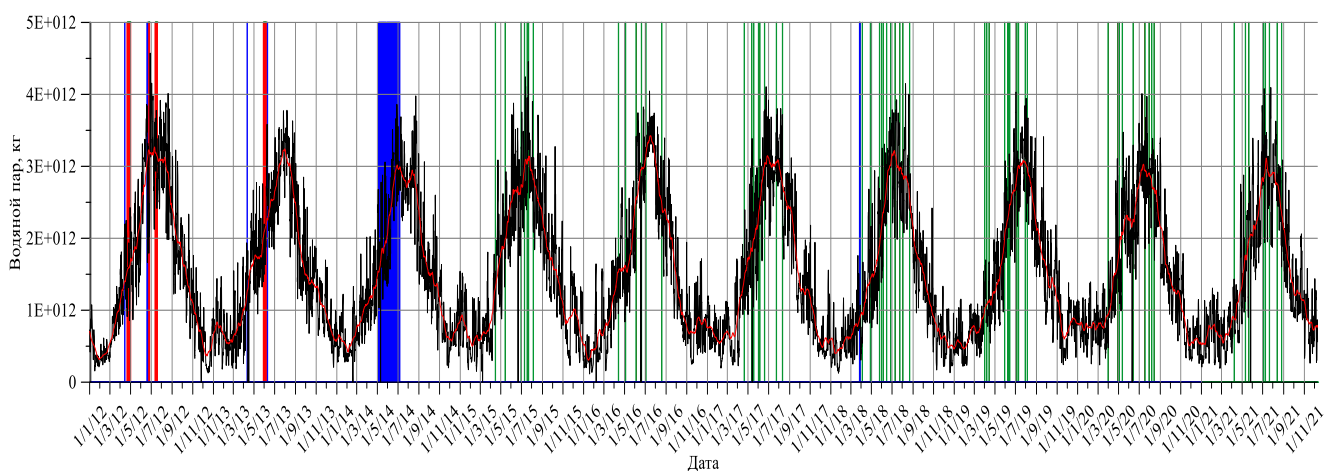


Рис. 1.13. Полное влагосодержание атмосферы (в кг) над территорией исследования

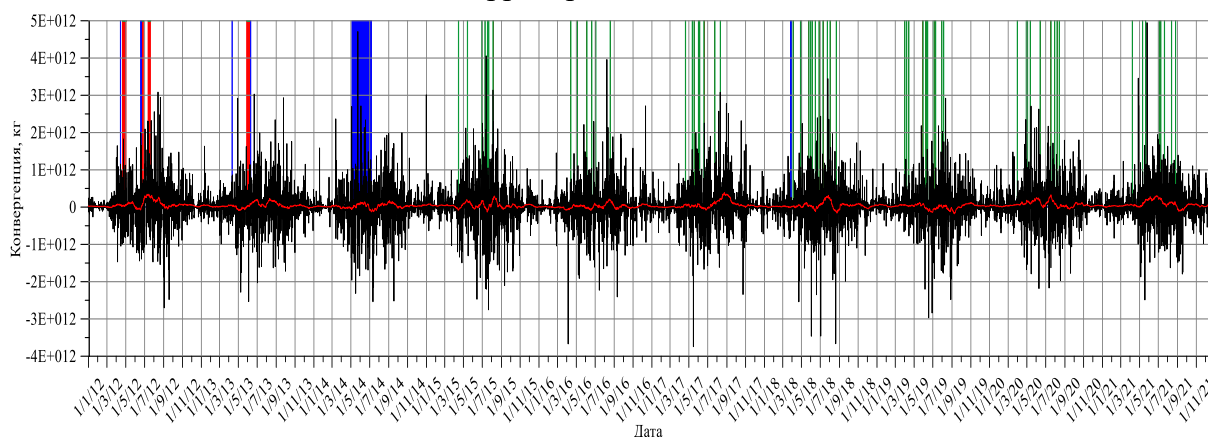


Рис. 1.14. Приток водяного пара (в кг) к территории исследования

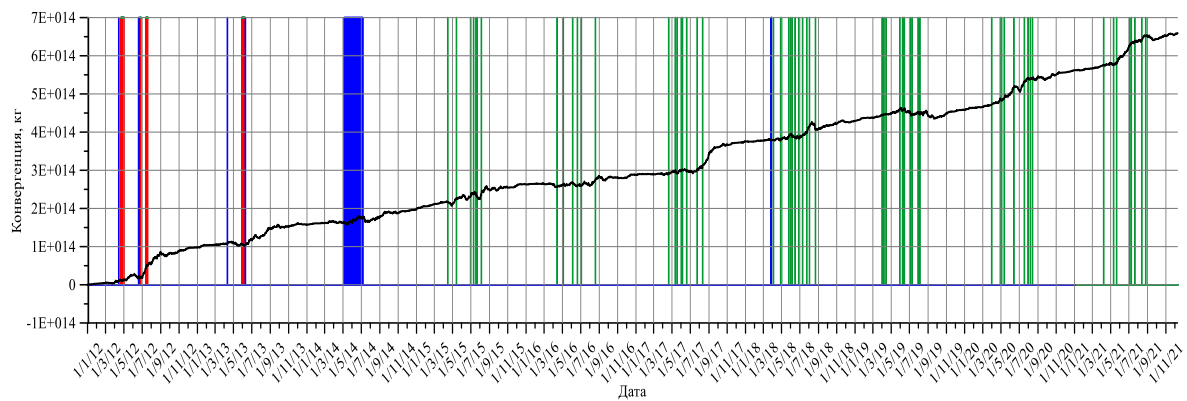


Рис. 1.15. Накопленный приток водяного пара к территории исследования

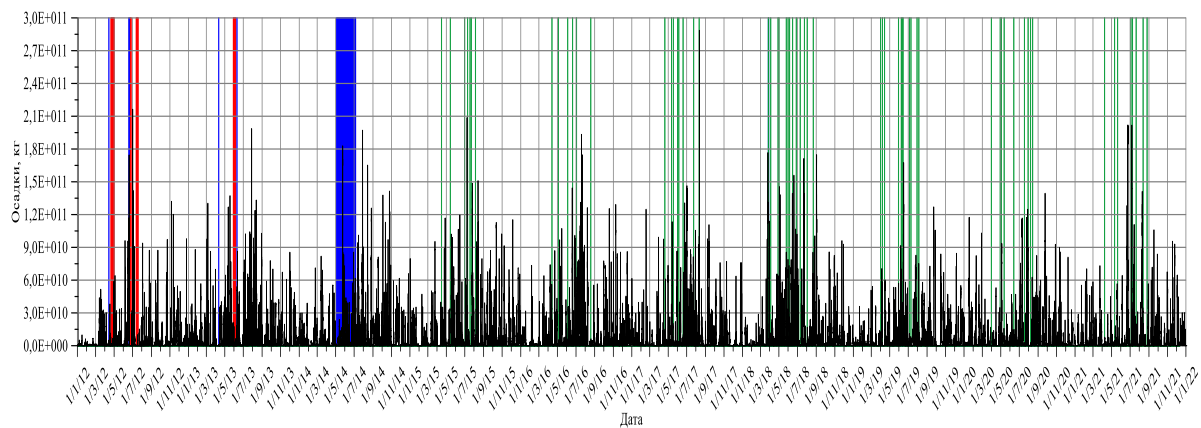


Рис. 1.16. Общее количество осадков (в кг) над территорией исследования за 6-часовые интервалы

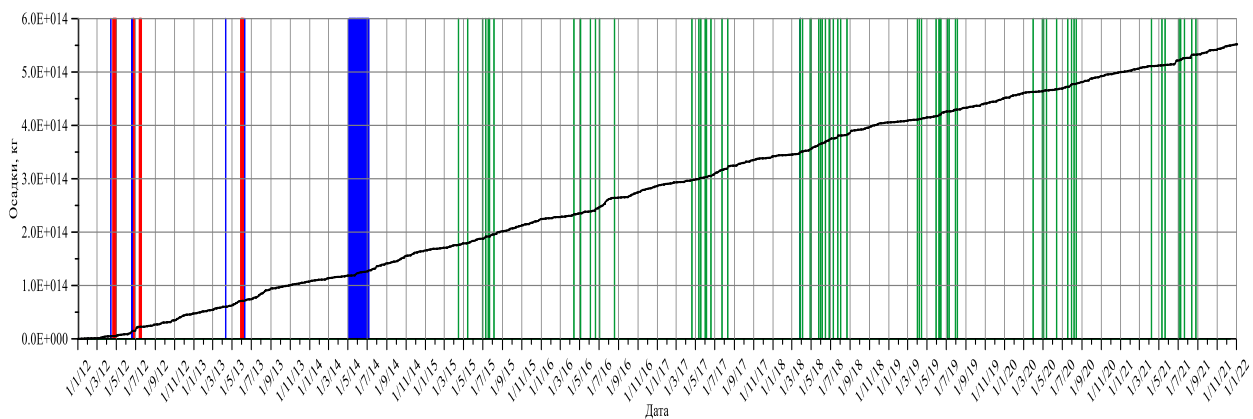


Рис. 1.17. Накопленная сумма осадков (в кг) над территорией исследования

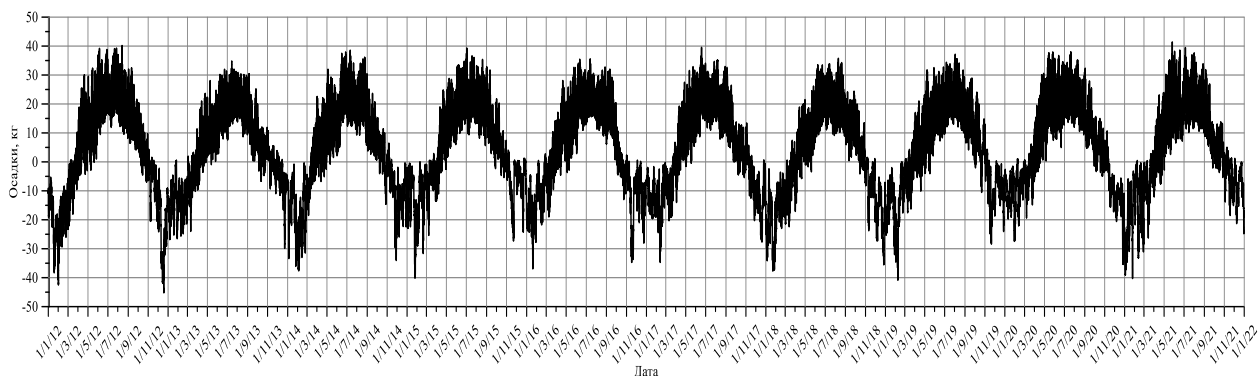


Рис. 1.18. Средняя температура приземного воздуха над территорией исследования

Примеры расчета элементов гидрологического баланса

№	Даты с/по	$I(t)$, $\times 10^{12}$ кг	$S_C(t)$, $\times 10^{12}$ кг	P , $\times 10^{12}$ кг	Комментарий
1	21.04.2012	0,91	11,7	-0,39	Отрицательный баланс (преобладание испарения над выпадением осадков). Засуха
	01.05.2012	2,00	12,4		
2	17.06.2012	3,42	19,9	+1,09	Оценка общей массы осадков за четверо суток $\sim 1 \times 10^{12}$ кг. Сильные осадки
	20.06.2012	2,83	20,2		
3	28.05.2013	1,46	106	-3.21	Устойчиво отрицательный баланс (преобладание испарения над выпадением осадков). Засуха
	06.06.213	2,67	104		
4	05.05.2014	1,05	161	+3,45	Существенная масса воды перешла от атмосферы к суше. Интервал затяжных осадков
	26.05.2014	2,50	166		
5	07.03.2018	0,25	378	+0,43	Баланс близок к 0. Вероятно, область основных осадков была вне контура интегрирования
	27.03.2018	0,82	379		

Список литературы к главе 1

Вычисление оптического потока методом Лукаса-Канаде. Теория. URL: <https://habr.com/ru/post/169055/> (дата обращения: 27.10.2022).

Ермаков Д.М., Пашинов Е.В., Кузьмин А.В., Втюрин С.А., Чернушич А.П. Концепция расчета элементов регионального гидрологического баланса с использованием спутникового радиотепловидения // Гидрометеорология и экология. 2023. № 72. С. 470–492. https://notes.rshu.ru/wp-content/uploads/2023/10/maket-72_v4-70-92.pdf

Barry R.G.; Chorley R.J. Atmosphere, Weather and Climate, 8th ed.; Taylor and Praxis Group: London, UK; New York, NY, USA, 2003. P. 421.

Ermakov D.M. Satellite Radiothermvision of Atmospheric Processes: Method and Applications; Springer: Cham, Switzerland, 2021. P. 199.

Ermakov D., Kuzmin A., Pashinov E., Sterlyadkin V., Chernushich A., Sharkov E. Comparison of Vertically Integrated Fluxes of Atmospheric Water Vapor According to Satellite Radiothermvision, Radiosondes, and Reanalysis. *Remote Sens.* 2021. Vol. 13. 1639 p.

Farneböck G. Two-Frame Motion Estimation Based on Polynomial Expansion // Image Analysis, 13th Scandinavian Conference, SCIA 2003, Halmstad, Sweden, June 29 – July 2, 2003, Proceedings / ed. Bigün J., Gustavsson T. Springer, 2003. Vol. 2749. P. 363–370.

Kroeger T. et al. Fast optical flow using dense inverse search // European conference on computer vision. Springer, 2016. P. 471–488.

Kunee David B., Poe Gene A., Boucher Donald J., Swadley Steven D., Hong Ye, Wessel John E., Uliana Enzo A. Design and Evaluation of the First Special Sensor Microwave Imager/Sounder. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing.* 2008. Vol. 46. P. 863–883.

Lu J., Deser C., Reichler T. Cause of the widening of the tropical belt since 1958. *Geophys. Res. Lett.* 2009. Vol. 6. L03803.

Manao Fizick (Alexander Balakhnin), Tsp, TSchniede, Set. Mvtools. URL: <http://avisynth.org.ru/mvtools/mvtools2.html> (accessed: 27.10.2022).

Motion Analysis and Object Tracking — OpenCV 2.4.13.7 documentation. URL: https://docs.opencv.org/2.4/modules/video/doc/motion_analysis_and_object_tracki

OpenCV: Object Tracking – calcOpticalFlowFarneback. URL: https://docs.opencv.org/3.4/dc/d6b/group__video__track.html#ga5d10ebbd59fe09c5f650289ec0ece5af (accessed: 27.10.2022)

OpenCV: cv::optflow::DISOpticalFlow Class Reference. URL: https://docs.opencv.org/3.4/da/d06/classcv_1_1optflow_1_1DISOpticalFlow.html (accessed: 27.10.2022).

Reichler T. Changes in the atmospheric circulation as indicator of climate change. In *Climate Change: Observed Impacts on Planet Earth*; Trevor, M.L., Ed.; Elsevier: Amsterdam, The Netherlands, 2009. P. 145–164.

ГЛАВА 2. ДИСТАНЦИОННЫЙ МОНИТОРИНГ ПРОЦЕССОВ АРИДИЗАЦИИ ТЕРРИТОРИИ

2.1. Спутниковые данные как основа мониторинга процессов аридизации, индексы-индикаторы засушливости

Наблюдаемая в последние десятилетия интенсивная аридизация территорий Западной Сибири и Центральной Азии сопровождается возрастанием вероятности засух, деградацией растительного покрова, опустыниванием. Процессы аридизации, протекающие в разных регионах с разной интенсивностью, могут быть растянуты во времени на многие годы.

Для дистанционного мониторинга засух широко используются данные спектрорадиометров MODIS, установленных на спутниках Terra и Aqua. MODIS обеспечивает съемку всей поверхности Земли (включая приземный слой атмосферы) в 36 спектральных диапазонах (длины волн от 0,4 мкм до 14,4 мкм), в трех различных разрешениях — 250 м (1–2 каналы), 500 м (3–7 каналы) и 1000 м (8–36 каналы).

Помимо исходных данных, NASA (Национальное управление по аэронавтике и исследованию космического пространства, США) представляет широкий спектр обработанных продуктов, используемых при оценке аридизации, в том числе:

Продукты для изучения атмосферы – представлены как отдельными показателями (аэрозоли, водяной пар), так и синтезированными. Например, Atmospheric Profiles (атмосферный профиль), являющийся продуктом второго уровня обработки, хранит данные о содержании озона и водяного пара, устойчивости атмосферы, показателях температуры и влажности с пространственным разрешением 250 м и 1000 м. Продукт более глубокой обработки, третьего уровня, Atmosphere Daily Global (ежедневное состояние атмосферы) содержит 600 статистических наборов данных, полученных из 80 отдельных параметров атмосферы. Генерализация параметров в рамках пространственной сетки $1 \times 1^\circ$ обеспечивает их ежедневное обновление для всего Земного шара.

Продукты для изучения подстилающей поверхности включают в себя спутниковые данные о состоянии растительности как главного индикатора стабильности / нестабильности погодных условий на определенной территории. Продукт Combined Land Cover представляет собой карту-схему земных покровов с пространственным разрешением 500 и 1000 м, состоящую из 17 классов (рис. 2.1). Есть отдельные слои по срокам роста растительности, зрелости и старения, которые отмечают ее сезонные циклы.

Для анализа древесной растительности используется продукт, содержащий индекс площади листовой поверхности (LAI – Leaf Area Index), определенный как отношение площади зеленых листьев на единицу площади земли в лиственных лесах или как половина проективного покрытия в хвойных лесах на единицу площади земли (рис. 2.2а). LAI косвенно отражает качественное состояние растительности и «здоровье» леса (чем выше LAI, тем лучше условия произрастания и развития деревьев). Также LAI используется для расчета эвапотранспирации, чистой первичной продукции, запасов углерода.

Продукт глобальной эвапотранспирации MOD16 используется для расчета регионального водного и энергетического баланса, состояния почвенной влаги. С помощью долгосрочных данных можно количественно оценить влияние изменений климата, землепользования и нарушений экосистем.

Значимыми продуктами являются готовые, обновляемые каждые 16 дней индексы растительности с пространственным разрешением 250 м, 500 м, 1000 м, обеспечивающие последовательное пространственно-временное сравнение растительного покрова. Два индекса растительности выводятся из атмосферно-скорректированной отражательной способности в красном, ближнем инфракрасном и синем диапазонах волн: нормализованный разностный индекс растительности (NDVI, рис. 2.2б) и улучшенный индекс растительности (EVI, рис. 2.2в), минимизирующий влияние почвы и повышающий чувствительность в условиях густой растительности

$$NDVI = \frac{NIR-Red}{NIR+Red},$$

$$EVI = 2.5 \times \frac{NIR-Red}{NIR+6Red-7.5Blue-1},$$

где NIR – near infrared – ближняя инфракрасная область спектра, Red – красная область спектра, Blue – синяя область спектра.

Вегетационные индексы могут быть рассчитаны самостоятельно практически из любых мультиспектральных данных ДЗЗ различного разрешения, содержащих, помимо стандартных RGB-каналов, дополнительные NIR и SWIR (short wave infrared), используются для уточнения данных о состоянии растительности на отдельных участках (полях, лесосеках) по снимкам высокого и сверхвысокого разрешения.

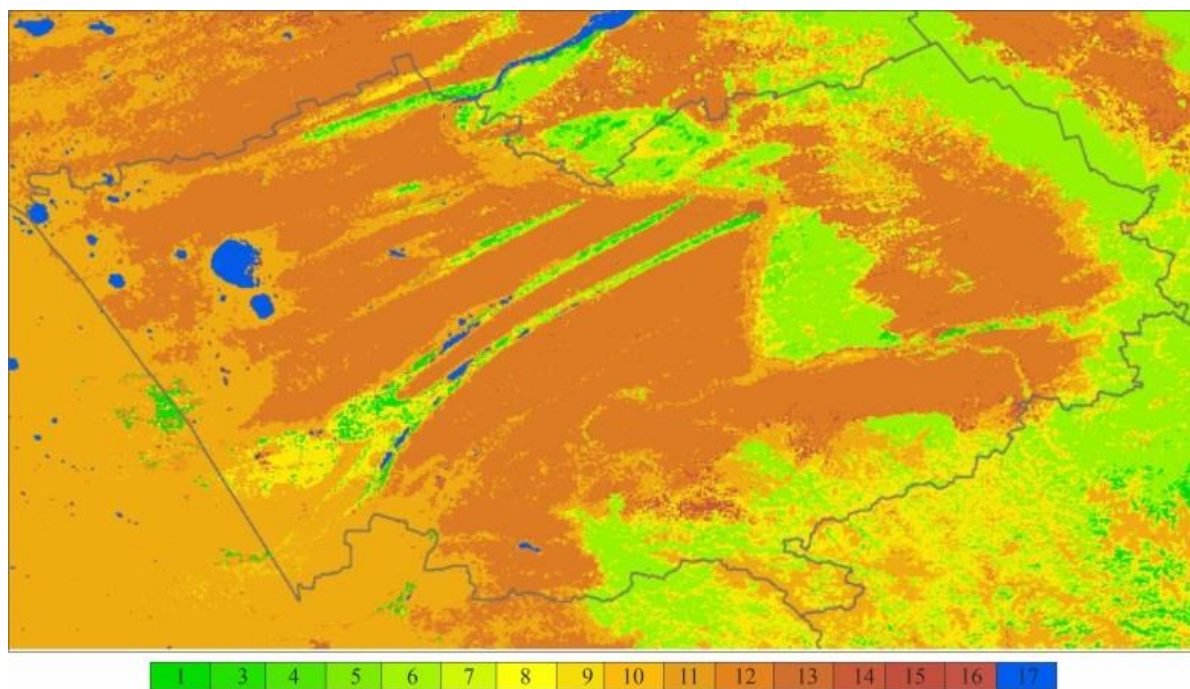


Рис. 2.1. Алтайский край на карте земных покровов 2023 г. (MCD12Q1, 500 м):
 1 – вечнозеленые хвойные леса; 3 – смешанные леса (преобладают хвойные);
 4 – смешанные леса (преобладают лиственные); 5 – смешанные леса;
 6 – кустарники (проективное покрытие $\geq 60\%$); 7 – кустарники (проективное покрытие 10–60%); 8 – лесостепи (древесное проективное покрытие 30–60%);
 9 – лесостепи (древесное проективное покрытие 10–30%); 10 – степи;
 11 – водно-болотные угодья; 12 – пашни; 13 – земли населенных пунктов;
 14 – мозаика из пашен, сенокосов и пастбищ; 15 – снег и лед; 16 – скалы, песок почва (проективное покрытие растительности $< 10\%$); 17 – вода

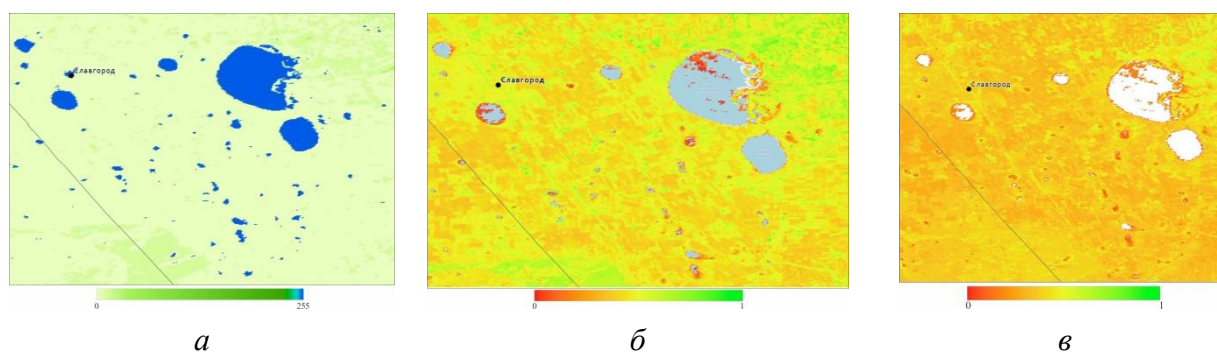


Рис. 2.2. Фрагменты продуктов MODIS от 22.06.2024 г., пространственное разрешение 500 м: LAI MOD15A2H(а); EVI MOD13Q1(б); NDVI MOD13Q1 (в); значение $LAI \geq 248$ – отсутствует растительность

Ведутся активные исследования по разработке индексов засухи на его основе и их апробации на территориях, различающихся по климатическим условиям (Chattopadhyay et al., 2020; Li et al., 2020; Wei et al., 2021). Помимо простых ВИ, описывающих качественное и количественное состояние растительности, разработаны индексы аридизации. Индекс засушливости растительности (NDMI – нормализованный индекс разности влажности) использует спектральные каналы NIR и SWIR для определения влажности. SWIR отражает изменения содержания воды в растительности и губчатой структуре мезофилла в растительных пологах. NIR зависит от внутренней структуры листьев и содержания сухого вещества в листьях, но не от содержания воды. Сочетание NIR с SWIR устраняет изменения, вызванные внутренней структурой листьев и содержанием сухого вещества в листьях, повышая точность определения содержания воды в растениях. Количество воды во внутренней структуре листьев в значительной степени влияет на SWIR (Bo-cai Gao, 1996; Normalized Difference...)

$$NDMI = \frac{NIR - SWIR}{NIR + SWIR}$$

Для оценки влияния сезонных погодных условий на продуктивность растительных сообществ и мониторинга засух используется индекс условий вегетации (VCI), представляющий собой линейно нормированный NDVI

$$VCI = \frac{NDVI_i - NDVI_{\min}}{NDVI_{\max} - NDVI_{\min}}$$

где $NDVI_i$ – значение NDVI для конкретного временного отрезка; $NDVI_{\max}$ – максимальное значение NDVI внутри всего набора данных; $NDVI_{\min}$ – минимальное значение NDVI внутри всего набора данных.

Анализ сезонной динамики вегетационных индексов позволяет выявить почвенную (сельскохозяйственную) засуху.

2.2. Анализ процессов аридизации с использованием вегетационных индексов

В качестве основного объекта исследований была выбрана степная зональная область юга Западной Сибири (рис. 2.3). Дополнительно исследованы интразональные элементы ландшафта (реликтовые ленточные боры) Алтайского края (Российская Федерация) и Абайской области (Республика Казахстан), приобская часть лесостепной зональной области.

Анализ процессов аридизации территорий в Западной Сибири и Центральной Азии основывался на спутниковых данных и проводился на трансекте «Аральское море – Приобское плато» (рис. 2.4), пересекающей четыре ландшафтные зоны. Полученные индексы NDVI им соответствуют: 0,1–0,19 – пустынные; 0,20–0,39 – полупустынные; 0,40–0,59 – степные; 0,60–0,79 – лесостепные (табл. 2.1). Общий тренд NDVI показывает увеличение от 0,13 до 0,54 в направлении с юго-запада на северо-восток трансекты – от пустыни до лесостепи (рис. 2.5).

Минимальные значения NDVI находятся западнее р. Иртыш и относятся к одному роду ландшафта – сухостепным аккумулятивно-денудационным аллювиальным равнинам. Максимум значений NDVI относится к интразональным типам ландшафта – сухостепным аккумулятивно-денудационным озерно-аллювиальным равнинам – и лесостепным типам.

Наблюдается четкое разделение максимального и минимального значений NDVI по ландшафтным зонам внутри вегетационного периода:

1. Для пустынных и полупустынных территорий максимум приходится на вторую половину мая и первую половину июня. При этом для пустынных территорий значения индекса меняются незначительно в течение всего сезона.

2. Для сухостепных территорий максимальные значения характерны во второй половине мая и весь июнь. Для точек, относящихся к типично степным ландшафтам, добавляется первая половина июля.

3. Максимум в лесостепных ландшафтах приходится на конец июня – начало июля.

Для количественной оценки процессов аридизации выявлены тенденции изменения климатических параметров метеостанций Алтайского края за период 1966–2018 гг. Минимальные значения NDVI приходятся на 2000, 2008 и 2020 гг. Абсолютные минимумы зафиксированы в 2012 г. Эти значения совпадают с официальными, инструментально отмеченными атмосферной и почвенной засухой, суховеями на территории Алтайского края и Восточного Казахстана.

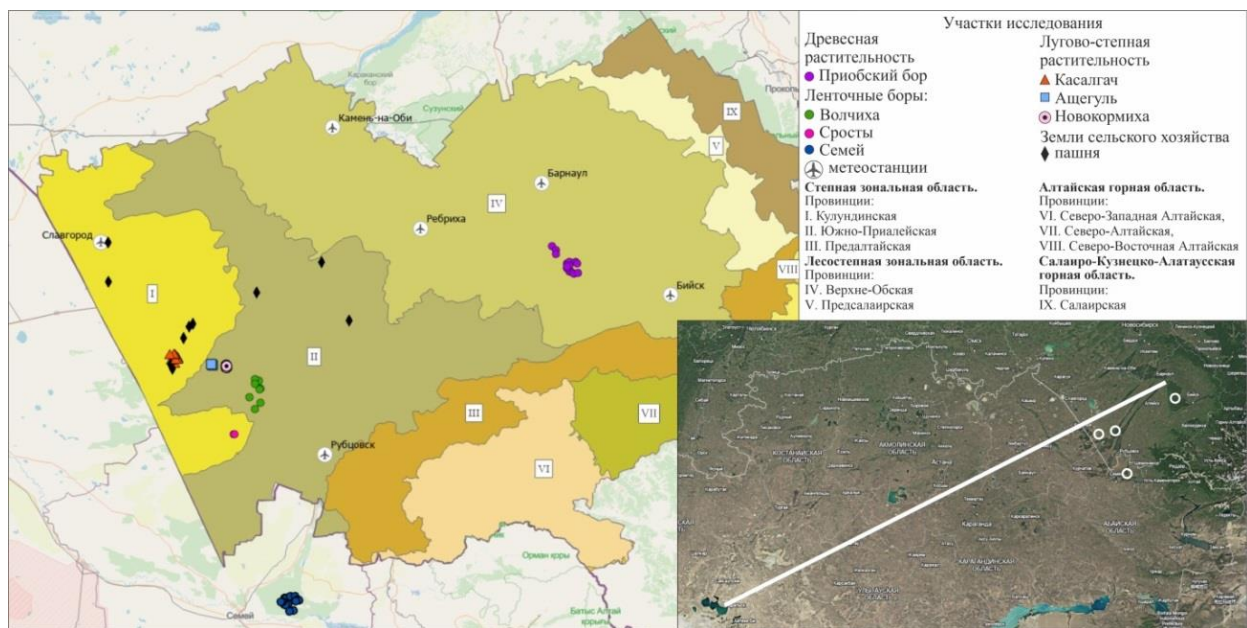
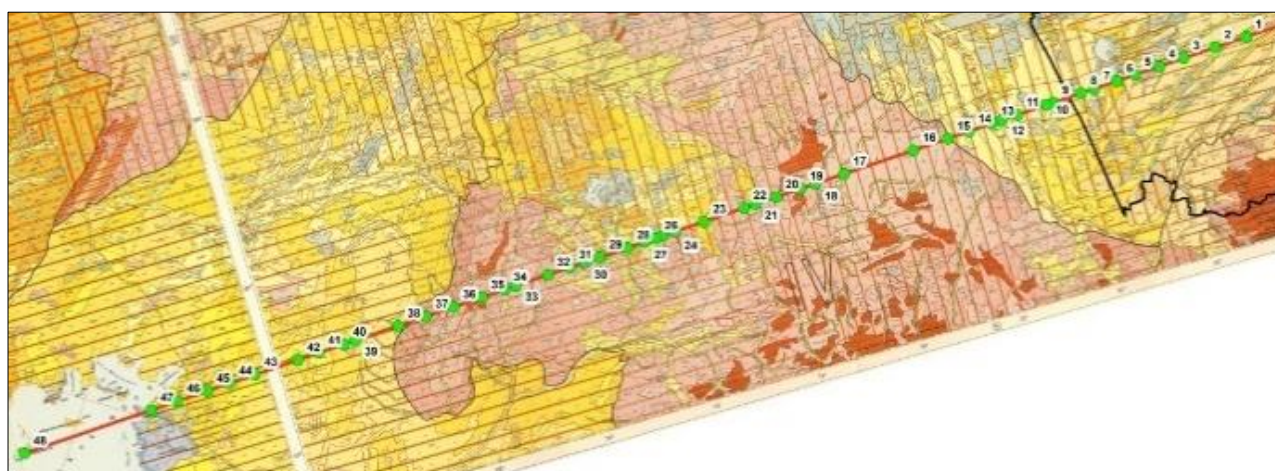


Рис. 2.3. Местоположение участков исследования, подложка – на основе (Карта ООПТ..., Ландшафтная карта, 2016)



а б

Рис. 2.4. Трансекта «Аральское море – Приобское плато», фрагмент (Ландшафтная карта СССР..., 1980)

Распределение значений NDVI по месяцам в разных ландшафтных зонах

№ пп	май	июнь	июль	август	сентябрь	№ пп	май	июнь	июль	август	сентябрь
1	0,37	0,66	0,66	0,44	0,34	25	0,35	0,40	0,43	0,36	0,30
2	0,68	0,76	0,76	0,67	0,57	26	0,32	0,26	0,23	0,20	0,19
3	0,33	0,57	0,57	0,37	0,28	27	0,38	0,30	0,26	0,24	0,23
4	0,66	0,70	0,69	0,64	0,55	28	0,27	0,25	0,23	0,21	0,21
5	0,39	0,61	0,59	0,40	0,32	29	0,37	0,35	0,32	0,29	0,25
6	0,33	0,50	0,52	0,39	0,30	30	0,32	0,28	0,25	0,23	0,23
7	0,41	0,46	0,49	0,42	0,36	31	0,39	0,32	0,28	0,25	0,24
8	0,35	0,48	0,49	0,37	0,30	32	0,28	0,24	0,22	0,21	0,20
9	0,40	0,40	0,40	0,38	0,37	33	0,36	0,30	0,24	0,21	0,20
10	0,42	0,44	0,46	0,42	0,37	34	0,32	0,30	0,25	0,21	0,19
11	0,48	0,47	0,44	0,39	0,37	35	0,32	0,27	0,25	0,22	0,22
12	0,38	0,40	0,44	0,42	0,38	36	0,29	0,24	0,22	0,20	0,20
13	0,72	0,84	0,81	0,62	0,47	37	0,26	0,21	0,19	0,17	0,18
14	0,39	0,37	0,37	0,33	0,31	38	0,27	0,22	0,20	0,19	0,19
15	0,34	0,29	0,31	0,28	0,27	39	0,28	0,23	0,21	0,20	0,19
16	0,31	0,30	0,31	0,28	0,27	40	0,21	0,18	0,17	0,16	0,16
17	0,26	0,31	0,36	0,29	0,25	41	0,18	0,18	0,18	0,17	0,17
18	0,38	0,38	0,36	0,30	0,26	42	0,19	0,18	0,17	0,17	0,17
19	0,54	0,53	0,49	0,42	0,32	43	0,17	0,15	0,14	0,14	0,14
20	0,42	0,38	0,37	0,34	0,31	44	0,20	0,18	0,16	0,16	0,16
21	0,53	0,57	0,51	0,41	0,35	45	0,18	0,16	0,14	0,14	0,14
22	0,47	0,42	0,34	0,28	0,24	46	0,19	0,17	0,16	0,15	0,15
23	0,53	0,52	0,42	0,34	0,30	47					
24	0,41	0,34	0,28	0,24	0,23	48	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06

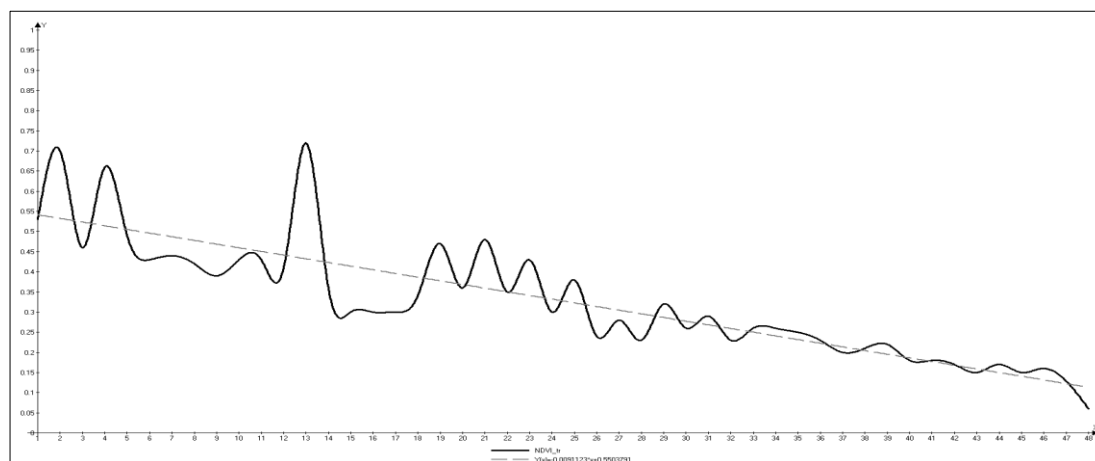


Рис. 2.5. Общий тренд значений NDVI на трансекте
«Аральское море – Приобское плато»

Исследования проведены на тестовых участках с разными природно-климатическими условиями и разным растительным покровом (рис. 2.1):

1) древесные (ленточные боры – Касмалинская и Барнаульская лента, Приобский правобережный бор);

2) лугово-степные (участки с ограниченным воздействием человека – особо охраняемые природные территории (ООПТ));

3) антропогенно преобразованные – земли сельскохозяйственного назначения (пашня).

Приобский правобережный бор – леса с преобладанием осины (*Populus tremula*) или березы (*Betula pendula*) с подчиненной ролью сосны (*Pinus sylvestris*). Сосновые леса представлены ассоциациями разнотравно-злаковых или травянисто-мохово-брусничных сосновых лесов (Алтайский край, 1978). Видовой состав обуславливает среднедолголетний и внутрисезонный ход исследуемых индексов. NDVI имеет высокий средний диапазон значений (0,84), но при этом выраженную сезонность (увеличение фитомассы в мае и снижение в сентябре), присущую травянистым и лиственным сообществам (рис. 2.6).

Касмалинский ленточный бор (Волчиха) характеризуется практически чистыми сосновыми насаждениями, отсутствием кустарникового, травяного ярусов (Алтайский край, 1978). Расположение точек в очень засушливой степной зоне отражается в значениях вегетационных индексов – среднедолголетнее NDVI составляет 0,65.

Сростинский бор (Сросты) – древесный ярус образован сосной обыкновенной (*Pinus sylvestris*) с развитым травяным ярусом, встречается негустой подлесок из караганы древовидной (*Caragana arborescens*) (Алтайский край, 1978). Сухостепные условия отражаются в среднедолголетнем ходе NDVI (самые низкие значения NDVI=0,58).

Для анализа лесной растительности в большей степени подходят леса, лишенные подлеска (южная часть Касмалинского бора). В этом случае влияние вегетационных особенностей других растений на формирование общего индекса незначительно.

Для оценки отклика растительности на климатические изменения проанализированы степные участки с ограниченным воздействием человека на примере особо охраняемых природных территорий (ООПТ) и полностью антропогенно преобразованных с/х полей (Карта ООПТ...). Все ООПТ имеют статус памятников природы краевого значения: «Древнее русло реки в Ащегуле» – заросшее растительностью русло пересохшего водотока (лугово-степные, кустарниковые сообщества, ковыльные степи); «Озеро Куричье и урочище Касалгач» – березовый заболоченный лес с ивовым подлеском; «Балочная система в Новокормихе» – полынно-тырсоковыльные, тырсоковыльные настоящие сухие степи с доминированием ковыля-волосатика (*Stipa capillata*).

Наименьшие среднедолголетние значения NDVI отмечены в 2010, 2012 и 2014 гг. (рис. 2.7) с абсолютным минимумом в 2012 г. Наибольшее число минимумов NDVI наблюдается в июле 2012 и 2020 гг. Максимальные среднедолголетние значения NDVI соответствуют увлажненным годам – 2009, 2017 и 2018 с наибольшими максимальными значениями в мае. Таким образом, самым экстремальным месяцем для растительности этих провинций является июль, самым влагообеспеченным и создающим водный запас на весь вегетационный период – май.

Пашни являются неинформативными для исследования отклика растительности на изменяющиеся климатические условия юга Западной Сибири, так как развитие посевов сельскохозяйственных культур обусловлено антропогенными факторами – агротехнологиями, применяемыми на конкретном поле. Для пропашных земель не было выявлено ландшафтных различий NDVI. Общий ход NDVI на пашне соответствует вегетационным особенностям растительности. Минимальные значения приходятся на май (посев и всходы) и август-сентябрь (созревание и уборка урожая), а максимальные – на июль (фаза кущения).

В качестве обобщающего индекса (сопряженный анализ состояния растительности и содержания в ней влаги) выбран NDMI. Для группы древесной растительности характерна наибольшая разница в значениях NDMI в мае, накопление влаги в течение всего вегетационного сезона (для сосновых боров максимум приходится на сентябрь, для смешанных лесов – на июль (добавляется вегетация лиственных пород – березы, тополя, ольхи) (рис. 2.8). Минимальные значения NDMI в мае указывают на возможность засухи в конце июня – начале июля. Средние значения индекса составляют: 0,45 – Волчиха; 0,49 – Сросты; 0,57 – Приобье.

Отдельно выделяется бор на территории Республики Казахстан (РК) со средним значением $NDMI=0,16$. Это сосновый горельник, более 20 лет находящийся в стадии восстановления, что четко прослеживалось по возрастающим значениям индекса. В 2023 г. случился повторный пожар (значения NDMI стали отрицательными). Для исследуемых древесных сообществ проявления засух отмечены в 2000–2001 и 2010–2012 гг. (рис. 2.9).

Лугово-степная растительность характеризуется отрицательными значениями NDMI в мае (снег, вода, открытая почва), иногда в первой половине июня (засуха) (рис. 2.10). Пик значений индекса приходится на июль и совпадает с вегетационным пиком развития степной растительности. В течение исследуемого периода отмечается разница между первой и второй половинами месяца. Это обусловлено наличием / отсутствием осадков. Наименьшие значения NDMI (засуха), как правило, приходятся на конец июня и могут наблюдаться в течение месяца.

Повышенной чувствительностью NDMI к изменениям соотношения тепла и влаги отличаются участки эрозионно-балочного рельефа (понижения и микропонижения) с разнотравно-ковыльно-типчаковой, полынно-тырсоковыльной и тырсоковыльной типами растительности – Ащегуль ($NDMI=0,09$) и Новокормиха ($NDMI=0,13$). Засухи отмечены в 2001, 2004–2006, 2008, 2010, 2012 и 2019–2022 гг. (рис. 2.11). Наименьшую чувствительность (незначительные понижения в 2000, 2008 и 2019 гг.) и наибольшее среднее значение NDMI (0,23) зафиксированы на тестовых участках урочища Касалгач. Местность характеризуется заболоченностью, преобладающий тип растительности – осока и тростник, березовые леса с ивовым подлеском.

Тестовые участки, расположенные на сельскохозяйственных полях, имеют наименьшие значения индекса – 0,07. Майские и сентябрьские значения полностью зависят от сроков посева и уборки урожая (рис. 2.12). Максимальные значения зависят от вида возделываемой культуры. Очевидно, что на полях с кукурузой или подсолнечником за счет широкой листовой

поверхности и большим количеством фитомассы значения NDMI будут выше и максимум придется на август, в отличие от зерновых культур. При этом они достаточно чувствительны к изменяющимся погодным условиям (температура, осадки) – за исследуемый период (24 года) отмечены минимально низкие значения индекса в 2006–2008, 2011–2012, 2019–2020 гг. (рис. 2.13).

Использование дистанционных наблюдений за степной (травянистой) растительностью и их в качестве индикаторов засух наиболее перспективны, так как они менее устойчивы к изменениям погодных условий. Древесная растительность (особенно смешанные леса) более устойчива к изменениям температуры и осадков, отклик на них может проявляться через 2–3 года.

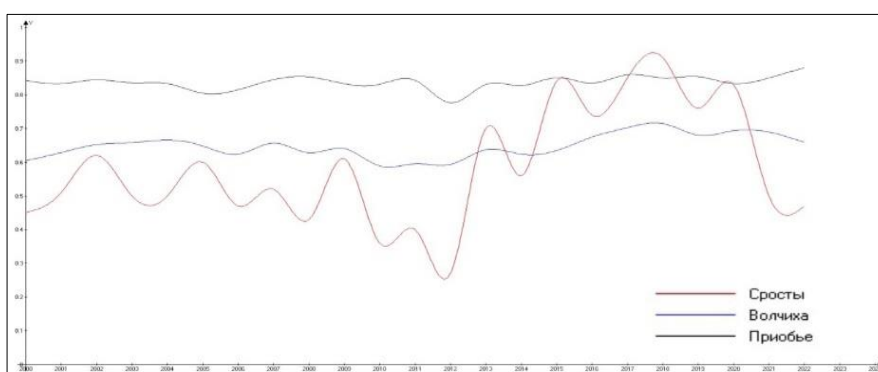


Рис. 2.6. Динамика значений NDVI за вегетационный период в 2000–2023 гг.

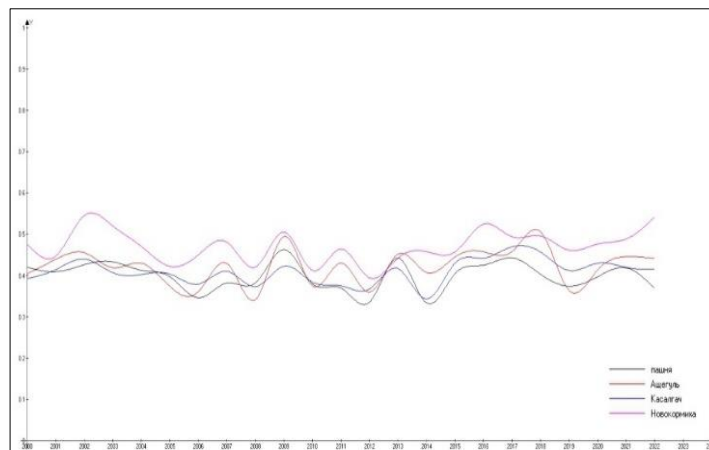


Рис. 2.7. Динамика среднегодовых значений NDVI

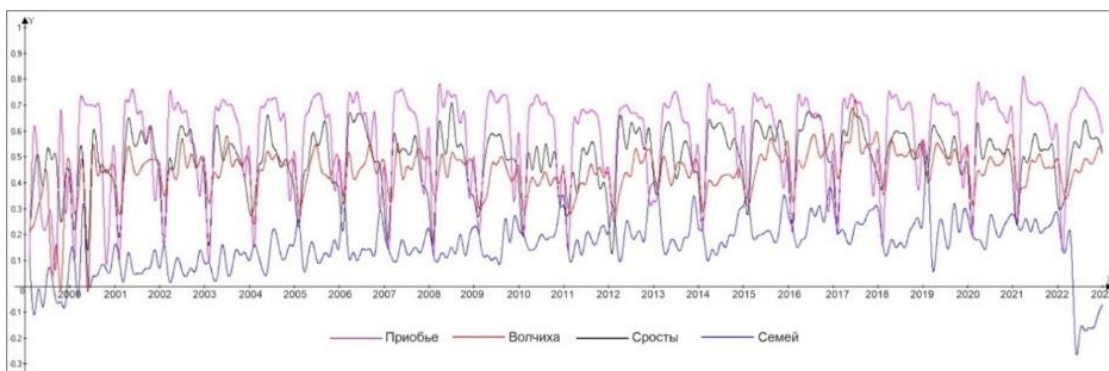


Рис. 2.8. Динамика NDMI древесной растительности за каждый вегетационный период 2000–2023 гг.

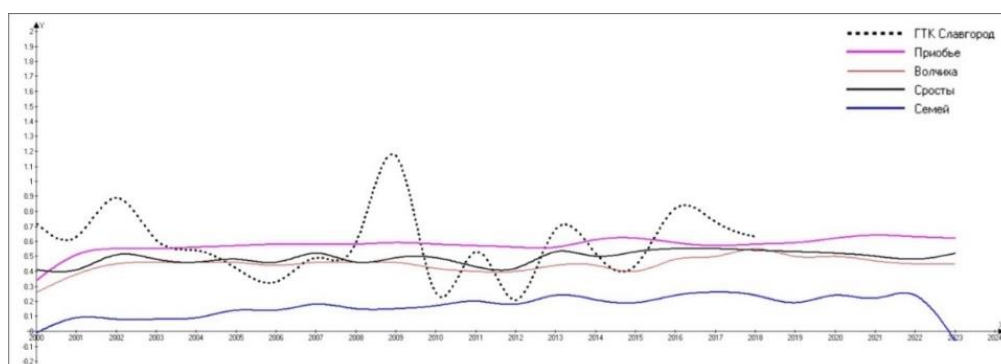


Рис. 2.9. Динамика NDMI древесной растительности и ГТК по МС Славгород

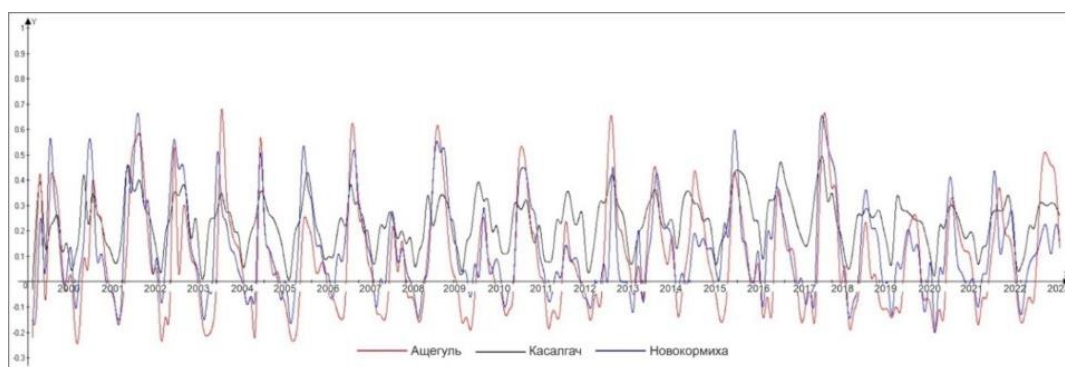


Рис. 2.10. Динамика NDMI лугово-степной растительности за каждый вегетационный период 2000–2023 гг.

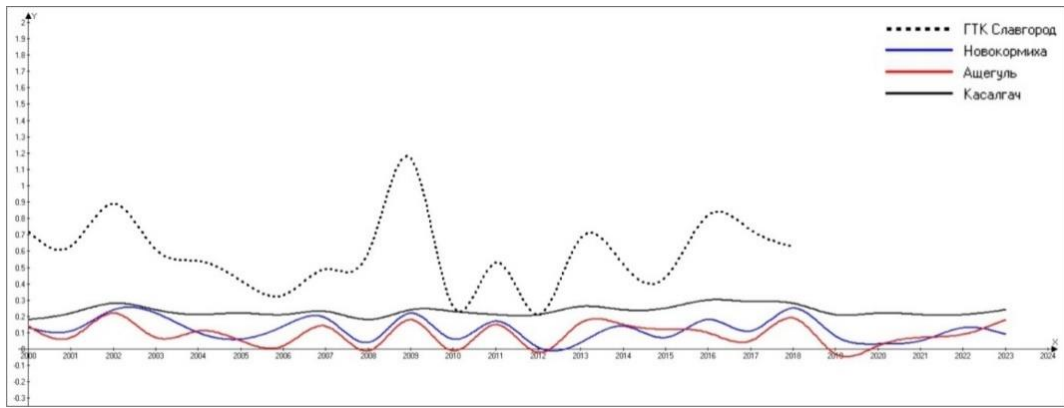


Рис. 2.11. Динамика NDMI лугово-степной растительности и ГТК по МС Славгород

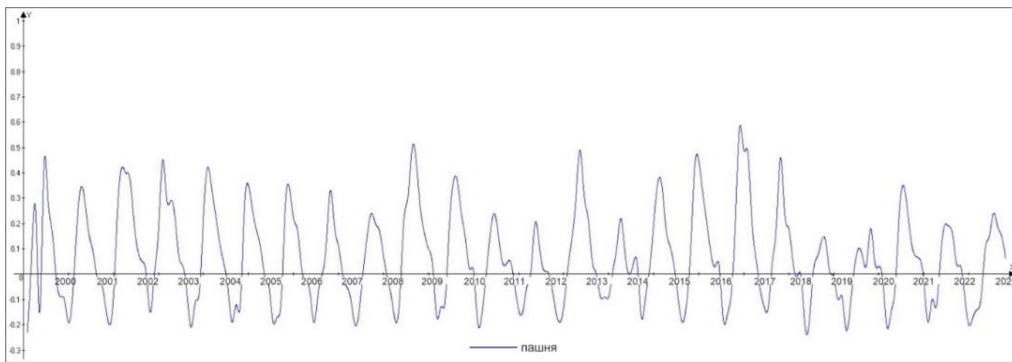


Рис. 2.12. Динамика NDMI на пашнях за каждый вегетационный период 2000–2023 гг.

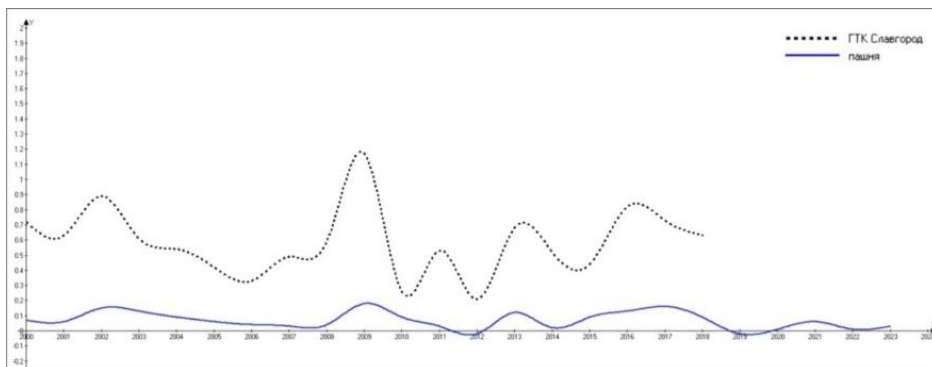


Рис. 2.13. Динамика NDMI на пашнях и ГТК по МС Славгород

2.3. Анализ почвенной засухи на основе гидротермического коэффициента увлажнения Селянинова

Основным фактором трансформации природных систем являются изменение климата и изменение систем землепользования (Lipka, 2017; Носырева, 2012; Опустынивание засушливых..., 2009). Оценка происходящих изменений и прогнозы их возможных будущих состояний при определенных сценариях являются важной задачей обеспечения устойчивого развития регионов.

Климатические изменения изучались на основе использования многолетней метеорологической информации (53-летний период, портал «Специализированные массивы для климатических исследований» (<http://aisori-m.meteo.ru/waisori>): раздел базы данных – сутки, источник данных – ТТТР). На всех без исключения метеостанциях (МС) Алтайского края отмечается повышение среднегодовой температуры воздуха. Максимальное ее повышение зафиксировано на метеостанциях лесостепной (Барнаул, Бийск) и степной (Славгород, Рубцовск, Камень-на-Оби) зональных областей. Меняется средняя температура воздуха и по сезонам года, особенно «теплеют» зима и весна (табл. 2.2.). Вместе с тем согласно линейным трендам сумма осадков увеличивается только на МС Барнаул и незначительно – на МС Камень-на-Оби. В основном же наблюдается уменьшение годовой суммы осадков, что на фоне повышения температуры указывает на аридизацию климата. По сезонам года количество осадков особенно изменчиво зимой и летом (Плуталова и др., 2023).

Таблица 2.2

Тенденции изменения климатических параметров метеостанций Алтайского края за период 1966–2018 гг.

МС	Температура					Количество осадков				
	средне-годовая	зима	весна	лето	осень	средне-годовое	зима	весна	лето	осень
Барнаул	↑↑	↑2,0	↑2,4	↑0,8	↑1,3	↑↑	↑15	↑7	↑25	↔
Бийск	↑↑	↑2,4	↑2,4	↑1,0	↑0,9	↓	↓30	↑10	↓17	↔
Славгород	↑↑	↑3,0	↑2,0	↑1,0	↑1,2	↓	↓14	↓8	↓11	↔
Рубцовск	↑↑	↑3,1	↑1,9	↑0,8	↑1,0	↔	↓22	↔	↑20	↔
Ребриха	↑	↑2,0	↑1,7	↑0,2	↑0,6	↓	↓50	↔	↑24	↔
Камень-на-Оби	↑↑	↑2,0	↑2,2	↑1,0	↑1,0	↑	↑10	↑10	↑5	↑14

Примечание. Периоды сезонов приняты следующим образом: пять зимних месяцев (ноябрь, декабрь, январь, февраль, март), два весенних (апрель, май), три летних (июнь, июль, август) и два осенних (сентябрь, октябрь).

↔ – изменения статистически незначимы или их нет, ↓ – уменьшение, ↑ – увеличение, ↑↑ – увеличение температуры более чем на 1,5 °С или количества осадков – более чем на 40 мм, цифра рядом – на сколько именно.

Оценка влияния климата на состояние растительности требует комплексного анализа параметров температуры воздуха и наличия осадков. Для учета гидротермических условий (сочетания температуры и осадков) используют гидротермический коэффициент (ГТК) Г.Т. Селянинова:

$$\text{ГТК} = \frac{\Sigma R}{0,1 \cdot \Sigma T},$$

где ΣR – сумма осадков за период с температурой выше 10 °С, мм; ΣT – сумма температур воздуха за период с температурой выше 10 °С.

Обеспеченность растений влагой оценивается в зависимости от значений ГТК: $\text{ГТК} \leq 0,4$ – сухая зона; $0,4 < \text{ГТК} \leq 0,7$ – очень засушливая; $0,71 < \text{ГТК} \leq 1,0$ – засушливая; $1,0 < \text{ГТК} \leq 1,3$ – слабо засушливая; $1,3 < \text{ГТК} \leq 1,6$ – влажная зона; $1,6 < \text{ГТК}$ – избыточно влажная зона.

Все исследуемые метеостанции относятся к очень засушливым и засушливым зонам увлажнения (табл. 2.3). Изменения индекса ГТК за 1966–2018 гг. в Алтайском крае имеют разную динамику, разнонаправленный тренд (рис. 2.14) и цикличность с периодом 9 лет. Наблюдается общий рост тренда коэффициента ГТК для метеостанций Рубцовск, Ребриха, Камень-на-Оби и общий спад для МС Славгород и Бийск (Плуталова и др., 2023).

Таблица 2.3

**Тенденции изменения гидротермического коэффициента на метеостанциях
Алтайского края**

МС	Среднее многолетнее значение ГТК 1966–2018	Тенденция среднегодового значения ГТК 1966–2018	Тенденция ГТК по месяцам 1991–2018				
			май	июнь	июль	август	сентябрь
Барнаул	0,8	↔	↑0,4	↓0,5	↑0,5	↓0,3	↑1,2
Бийск	1,0	↔	↔	↓0,4	↑0,4	↓0,4	↓0,9
Славгород	0,6	↔	↑0,15	↔	↔	↓0,3	↓0,4
Рубцовск	0,7	↔	↑0,2	↔	↔	↑0,1	↓0,7
Ребриха	0,8	↔	↓0,2	↑0,5	↑0,4	↓0,3	↓0,1
Камень-на-Оби	0,6	↔	↑0,2	↔	↑0,1	↓0,1	↓0,7

Выявлены изменения повторяемости сильных и очень сильных засух. Наибольшее их число отмечено на МС в степной зональной области: Камень-на-Оби и Славгород – 49,1% лет с сильными засухами и 3,8% – с очень сильными. Для МС Ребриха и Рубцовск за исследуемый период очень сильных засух не отмечено, сильных засух – 28,3% и 35,8% соответственно.

Сопряженный анализ NDVI с данными о температуре и осадках за вегетационный период проводился с помощью линейной корреляции Пирсона значений индекса и ГТК, рассчитанного по метеостанциям Славгород, Рубцовск, Камень-на-Оби, Ребриха, Барнаул и Бийск. Фрагмент расчетов приведен в таблице 2.4 – метеостанция с наибольшим числом корреляций между исследуемыми территориями. Высокие значения корреляции показали точки из группы лугово-степной растительности.

Таблица 2.4

Значения корреляции NDMI и ГТК (цветом выделены статистически значимые связи $p \leq 0,05$)

	ГТК Славгород	Новокор-миха	Вол-чиха	Аще-гуль	Прио-бье	Пашня	Сро-сты	Ка-салгач
ГТК Славгород	1	0,736	0,414	0,698	0,471	0,780	0,433	0,532
Новокор-миха	0,736	1	0,605	0,710	0,527	0,598	0,499	0,618
Волчиха	0,414	0,605	1	0,623	0,438	0,501	0,793	0,788
Ашегуль	0,698	0,710	0,623	1	0,494	0,658	0,729	0,751
Приобье	0,471	0,527	0,438	0,494	1	0,478	0,513	0,492
Пашня	0,780	0,598	0,501	0,658	0,478	1	0,523	0,750
Сросты	0,433	0,499	0,793	0,729	0,513	0,523	1	0,807
Касалгач	0,532	0,618	0,788	0,751	0,492	0,750	0,807	1

Проанализировав связь NDVI с осадками и температурной, выявили следующее:

- прямая значимая связь между температурой и NDVI в мае (0,54), обратная в июле (-0,61);
- прямая значимая связь между осадками и NDVI в июле и августе.

Следовательно, наиболее значимыми факторами в формировании фитомассы являются весенние температуры и осадки в середине вегетационного периода, их благоприятное соотношение.

При проведении сопряженного анализа ГТК и NDMI наибольшее число статистически значимых зависимостей было выявлено также для МС Славгород (табл. 2.5). Высокие значения корреляции показали участки с лугово-степной растительностью, что подтверждает факт их наибольшей чувствительности к климатическим изменениям. Отмечается высокая корреляция значений NDMI на пашнях и ГТК по МС Славгород, Ребриха и Барнаул.

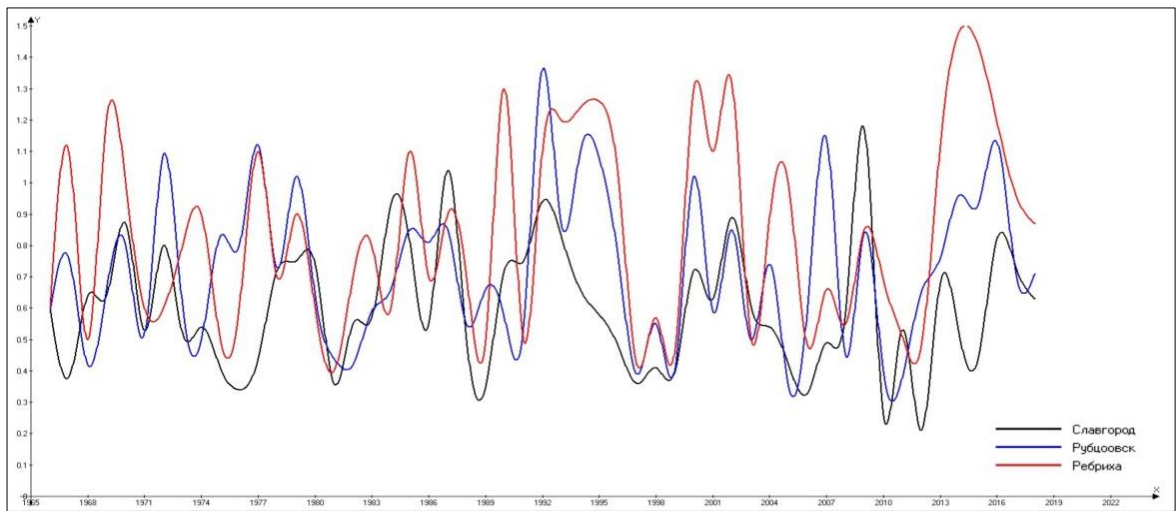


Рис. 2.14. Динамика ГТК по метеостанциям Алтайского края за 1966–2018 гг. (фрагмент)

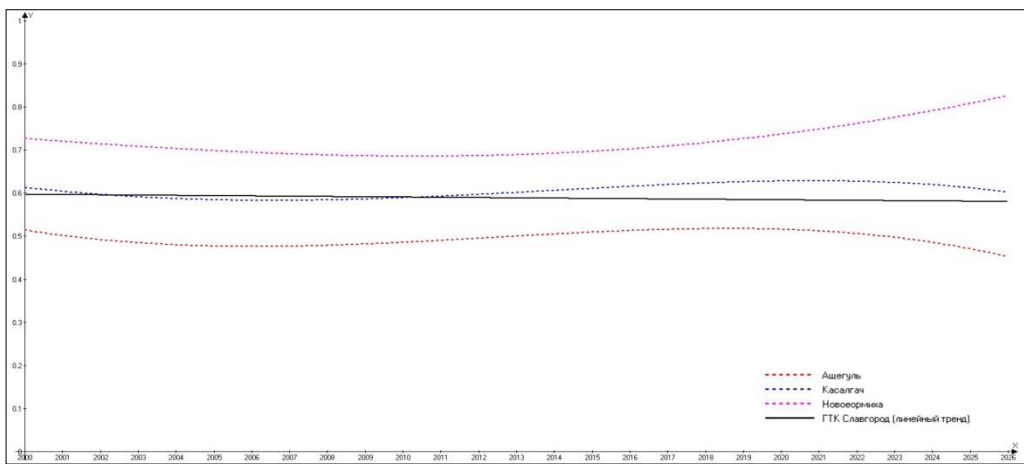


Рис. 2.15. Функция NDVI лугово-степной растительности 2000–2026 гг. (полином 9 порядка)

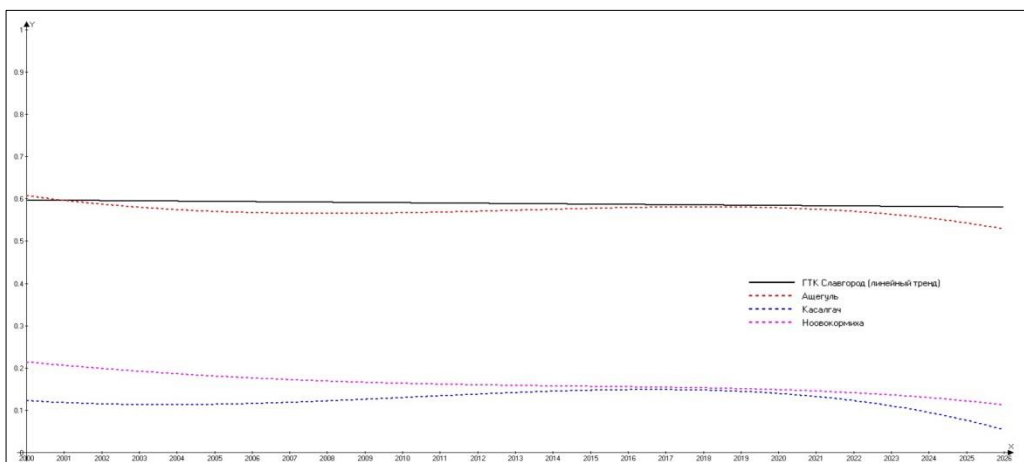


Рис. 2.16. Функция NDMI лугово-степной растительности 2000–2026 гг. (полином 9 порядка)

Значения корреляция NDMI и ГТК (фрагмент).

Цветом выделены статистически значимые связи $p \leq 0,05$

	ГТК Слав- город	Ново- кор- миха	Волчиха	Аще- гуль	Семей	Приобье	Пашня	Сро- сты	Касал- гач
ГТК Славго- род	1	0,574	0,148	0,632	-0,087	-0,151	0,754	0,275	0,402
Новокор миха	0,574	1	0,318	0,664	-0,092	0,003	0,421	0,275	0,423
Волчиха	0,148	0,318	1	0,075	0,613	0,732	0,325	0,692	0,607
Ашегуль	0,632	0,664	0,075	1	-0,004	-0,079	0,389	0,328	0,403
Семей	-0,087	-0,092	0,613	-0,004	1	0,706	0,28	0,658	0,575
Приобье	-0,151	0,003	0,732	-0,079	0,706	1	0,35	0,55	0,411
Пашня	0,754	0,421	0,325	0,389	0,028	0,035	1	0,545	0,634
Сросты	0,275	0,275	0,692	0,38	0,658	0,55	0,545	1	0,844
Касал- гач	0,402	0,423	0,607	0,403	0,575	0,411	0,634	0,844	1

Лесные сообщества оказались более устойчивы к изменениям соотношения тепла и влаги в вегетационный период. При этом прослеживается устойчивая взаимосвязь отклика на такие изменения внутри сообщества. Также высокую взаимосвязь с другими тестовыми участками показали значения NDMI урочища Касалгач, отличающиеся наименьшей чувствительностью к изменениям ГТК.

Таким образом, в условиях современных климатических изменений на юге Западной Сибири отмечены значительные изменения температур, гидротермических характеристик и значений вегетационных индексов, особенно переходных сезонов (май, сентябрь). В отношении влагообеспеченности отмечается аридизация климата.

Использование вегетационных индексов для установления зависимостей климатических изменений осложняется разнообразными природными условиями в зональном направлении, а также пересечением аональных областей (ленточные боры, растительность вдоль рек, предгорная и горная растительность).

Несмотря на значительные успехи агротехнологий в области растениеводства, оно остается климатозависимым видом деятельности.

Высокие значения зависимости ВИ показывает группа лугово-степной растительности, что подтверждает факт ее наибольшей чувствительности к климатическим изменениям. Дистанционные наблюдения за степной (травянистой) растительностью и использование их в качестве индикаторов засух наиболее перспективны, так как древесная растительность, особенно смешанные леса, достаточно устойчива к изменениям температуры и осадков. Оптимальным индексом для исследований является NDVI.

Список литературы к главе 2

- Алтайский край. Атлас // Главное управление геодезии и картографии при Совете Министров СССР. Москва; Барнаул, 1978. Т. 1. 235 с.
- Карта ООПТ Алтайского края. URL: <https://oortmap.igeography.ru/> (дата обращения: 27.11.2023).
- Ландшафтная карта Алтайского края. Масштаб 1:500000 / науч. рук. Ю.И. Винокуров. ИВЭП СО РАН, 2016.
- Ландшафтная карта СССР. Масштаб 1:2500000 / ответ. редактор И.С. Гудилин. М., 1980. 16 л.
- Носырева О.В. Климатические показатели термического режима теплого периода и их современные тенденции для юга Западной Сибири : дис. ... канд. географич. наук. Томск: Томский гос. ун-т. 2012. 176 с.
- Опустынивание засушливых земель России: новые аспекты анализа, первые результаты, проблемы / А.В. Дроздов, А.Н. Золотокрылин, А.Ф. Мандыч и др. М.: «Товарищество научных изданий КМК». 2009. 298 с.
- Плуталова Т.Г., Чернова Е.О. Динамика урожайности зерновых культур Алтайского края в условиях изменения климата // Известия высших учебных заведений. Северо-Кавказский регион. Серия: Естественные науки. 2023. № 1 (217). С. 101-111. DOI: 10.18522/1026-2237-2023-1-101-111
- Bo-cai Gao. NDWI – A normalized difference water index for remote sensing of vegetation liquid water from space // Remote Sensing of Environment. 1996. Vol. 58. Issue 3. P. 257–266. URL: [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(96\)00067-3](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(96)00067-3)
- Chattopadhyay N., Malachi K., Tidke N. et al. Monitoring agricultural drought using combined drought index in India // Journal of Earth System Science. 2020. Vol. 129. Issue 155. P. 1–16. DOI: 10.1007/s12040-020-01417-w
- Li Z., Han Y., Hao, T. Assessing the Consistency of Remotely Sensed Multiple Drought Indices for Monitoring Drought Phenomena in Continental China // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2020. Vol. 58. P. 5490–5502.
- Lipka O.N. Methodological approaches to climate change vulnerability assessment of protected areas // Nature Conservation Research. 2017. Vol. 2 (3). P. 68–79. DOI: 10.24189/ncr.2017.036
- Normalized Difference Moisture Index (NDMI). URL: <https://custom-scripts.sentinel-hub.com/custom-scripts/sentinel-2/ndmi/> (accessed: 09.01.2024).
- Wei W., Zhang J., Zhou L. et al. Comparative evaluation of drought indices for monitoring drought based on remote sensing data // Environmental Science and Pollution Research. 2021. Vol. 28. P. 20408–20425. DOI: 10.1007/s11356-020-12120-0

ГЛАВА 3. ПОЧВЕННАЯ ЗАСУХА

Почвенная засуха, возникающая при количестве выпадающих атмосферных осадков ниже нормы, снижении влагообеспеченности территории, характеризуется региональными (часто уникальными) особенностями, зависящими от метеорологических условий, циркуляции атмосферы, обуславливающей перенос воздушных масс, климатических параметров, орграфии, типа, гранулометрического состава и засоленности почвы.

В 2012 г. на значительной части Северной Евразии наблюдалась сильнейшая с 1960-х гг. почвенная засуха, охватившая 16 регионов России, а также сопредельные государства (Казахстан, Киргизия, северо-западные провинции Китая, юго-восточные территории Украины). В Алтайском крае в результате аномальной жары и засухи пострадало более 3 млн гектаров сельскохозяйственных посевов, и был введен режим чрезвычайной ситуации (ЧС). В последующие 10 лет засушливые периоды повторялись в 2013, 2014, 2018, 2020, 2022 гг.

Основным объектом исследований была выбрана территория Кулундинской равнины, расположенной на юге Западной Сибири и включающей в себя степные территории Алтайского края, Новосибирской области (РФ), Павлодарской области (Республика Казахстан). Этот стратегически важный аграрный регион характеризуется засушливым климатом. Применялись технологии дистанционного мониторинга засух, основанные на использовании спутниковых данных микроволнового, инфракрасного и видимого диапазонов, а также полевых и лабораторных исследований.

3.1. Основные закономерности радиотеплового излучения земных покровов, используемые при микроволновом мониторинге засух

Излучение подстилающей поверхности, приходящееся на радиоволновый диапазон и зависящее от температуры, называется радиотепловым излучением. Спектральный состав теплового излучения характеризуется непрерывностью и резким непостоянством. Спектральная плотность теплового излучения $I(\lambda, T)$, представляющая собой количество энергии, излучаемой с единичной площадки в единицу времени в единицу телесного угла и приходящейся на единицу длины волны, может быть определена по формуле Планка, имеющей следующий вид:

$$I(\lambda, T) = \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5} \frac{1}{\exp\left(\frac{hc}{\lambda kT}\right) - 1} = \frac{\hbar}{8\pi^3 c^2} \frac{1}{\exp\left(\frac{\hbar\omega}{kT}\right) - 1},$$

где $\omega = 2\pi f$ – круговая частота, для которой рассчитывается излучение, f – частота в герцах, для которой определяется спектральная плотность, $\hbar = h/2\pi = 1.054 \cdot 10^{-27}$ эрг/с, $h = 6.6225 \cdot 10^{-27}$ эрг/с – постоянная Планка, c – скорость света в вакууме, λ – длина волны электромагнитного излучения, $k = 1.38 \cdot 10^{-16}$ эрг/К – постоянная Больцмана, T – термодинамическая температура в кельвинах.

При $\hbar\omega \ll kT$ формула Планка переходит в формулу Рэлея – Джинса, с высокой точностью выполняющуюся для электромагнитных волн радиоволнового диапазона:

$$I(\omega, T) = \frac{\omega^2}{8\pi^3 c^2} kT.$$

Интенсивность излучения часто выражают через радиояркостную температуру T_B (B – *brightness* – яркость), приписав интенсивности такую T , которая, будучи у абсолютно черного тела (АЧТ), обеспечила бы данную интенсивность:

$$T_B = \chi T_{ef}. \quad (3.1)$$

Здесь χ – коэффициент излучения (для АЧТ $\chi = 1$), T_{ef} – эффективная температура материальной среды в скин-слое L_{ef} , определенном как величина, обратно пропорциональная коэффициенту поглощения γ :

$$L_{ef} = \frac{\lambda}{4\pi\sqrt{|\varepsilon|} \operatorname{tg} \delta} = \frac{1}{2k_0\kappa} = \frac{\lambda}{4\pi\kappa} = \frac{1}{\gamma'}$$

где k_0 – волновое число в свободном пространстве.

Величины T_B , χ – основные характеристики, описывающие радиоизлучательные свойства подстилающей поверхности. Эффективная температура полупространства, имеющего температурный градиент в направлении оси z при приеме собственного теплового излучения, распространяющегося вдоль этой оси, может быть рассчитана по формуле:

$$T_{ef} = T_0 + \int_0^\infty \frac{dT}{dz} e^{-\int_0^\infty \gamma(z') dz'} dz, \quad (3.2)$$

где T_0 – температура поверхности, dT/dz – локальный градиент температуры, $\gamma(z)$ – коэффициент поглощения, определяемый по формуле:

$$\gamma(z) = \frac{4\pi}{\lambda} \sqrt{\frac{\varepsilon' - \sin^2 \theta}{2} \left[\sqrt{1 + \left(\frac{\varepsilon''}{\varepsilon' - \sin^2 \theta} \right)^2} - 1 \right]}. \quad (3.3)$$

Если температурный градиент отсутствует, то $T_{ef} = T_0$. Коэффициент излучения χ может быть выражен через энергетические коэффициенты отражения электромагнитной волны от границы раздела «свободное пространство / диэлектрик» на горизонтальной (r_H) и вертикальной (r_V) поляризациях:

$$\chi_{H,V} = 1 - r_{H,V}.$$

Для расчета r_H и r_V используют формулы Френеля, имеющие следующий вид:

$$r_H = \left| \frac{\cos \theta - \sqrt{\varepsilon - \sin^2 \theta}}{\cos \theta + \sqrt{\varepsilon - \sin^2 \theta}} \right|^2, \quad r_V = \left| \frac{\varepsilon \cos \theta - \sqrt{\varepsilon - \sin^2 \theta}}{\varepsilon \cos \theta + \sqrt{\varepsilon - \sin^2 \theta}} \right|^2,$$

где θ – угол, отсчитанный от нормали к поверхности, ε – комплексная диэлектрическая проницаемость.

При зондировании в надир ($\theta = 0$)

$$r = r_H = r_V = \left| \frac{\sqrt{\varepsilon} - 1}{\sqrt{\varepsilon} + 1} \right|^2.$$

Данное выражение справедливо для гладких поверхностей с однородным распределением электродинамических параметров по глубине. Поверхность является гладкой, если при облучении она отражает падающую волну зеркально, и шероховатой, если отражение носит диффузный характер. Практически можно считать, что зеркальное отражение имеет место в том случае, когда для максимальных вертикальных размеров неровностей h_{max} выполняется критерий шероховатости Рэлея:

$$h \leq \frac{\lambda}{16 \cos \theta_{max}},$$

где λ – длина электромагнитной волны в первой среде (воздухе).

Комплексная диэлектрическая проницаемость (КДП) является основной характеристикой, описывающей диэлектрические свойства материальных сред

$$\varepsilon = \varepsilon' + i\varepsilon'',$$

где ε' , ε'' – действительная и мнимая части КДП, i – мнимая единица.

Наряду с диэлектрической проницаемостью используют комплексный коэффициент преломления

$$N = \sqrt{\varepsilon} = n + ik,$$

где n и k – показатели преломления и поглощения соответственно.

Соотношения, устанавливающие связь между ε' , ε'' и n , k , имеют вид:

$$\begin{cases} \varepsilon' = n^2 - k^2 \\ \varepsilon'' = 2nk \end{cases}.$$

Диэлектрические характеристики природных сред, состоящих из нескольких компонент, могут быть рассчитаны на основе соотношений для многокомпонентных смесей, учитывающих относительный объем компонент, их диэлектрические параметры, форму элементов включений. Вычисление КДП дисперсных многокомпонентных гетерогенных смесей обычно

производится с помощью эмпирических моделей. Для почв часто используется рефракционная модель КДП, имеющая вид

$$\sqrt{\varepsilon} = \sum_{i=1}^n v_i \sqrt{\varepsilon_i},$$

где ε – КДП смеси, v_i , ε_i – объемные доли и КДП i -той компоненты.

3.2. Основные физические свойства почвы и воды, используемые при дистанционном микроволновом мониторинге засухи

Почва представляет собой сложную минерально-органическую полидисперсную гетерогенную систему, состоящую из твердой, жидкой и газообразной фаз, различающихся по минералогическому и химическому составу. Соотношение между объемами и массами этих фаз, различное для разных почв и непрерывно изменяющееся под воздействием почвенно-климатических условий, определяет различие физических свойств.

Твердая фаза почвы характеризуется плотностью ρ_T [г/см³], равной отношению массы твердой фазы M_T к единице объема твердой фазы V_T :

$$\rho_T = M_T/V_T.$$

Если твердая фаза представлена каким-либо одним минералом, то ρ_T равна плотности этого вещества ρ_M (плотность монолита). Для разных минералов величина ρ_T колеблется от 2.5 до 4.0 г/см³. Диэлектрические проницаемости минералов в большинстве случаев не превышают значений 10–12.

Твердая фаза почв состоит из дисперсных частиц, различающихся по размерам. Состав минерального скелета почвы и его дисперсность могут варьировать в широких пределах. В зависимости от соотношения между содержанием элементарных почвенных частиц (ЭПЧ), размеры которых меньше 0.01 мм (физическая глина), и ЭПЧ, размеры которых больше 0.01 мм (физический песок), почву классифицируют по гранулометрическому составу. Общепринятой является классификация, разработанная Н.А. Качинским (Качинский, 1958). Величиной, характеризующей гранулометрический состав почвы, является плотность сложения сухой почвы ρ_0 , измеряемая в г/см³ и равная отношению массы твердой фазы M_T , к общему объему V :

$$\rho_0 = M_T/V.$$

Значение ρ_0 изменяется от 1.0 г/см³ (глинистые почвы) до 1.8 г/см³ (песчаные почвы). Помимо гранулометрического состава, ρ_0 зависит от степени агрегирования почвы, плотности сложения агрегатов и характера их упаковки. Плотность скелета почвы оказывает значитель-

ное влияние на диэлектрические характеристики сухой почвы. На частотах выше 0.1 МГц действительная часть КДП зависит от ρ_0 и может быть оценена по эмпирической формуле (Кротиков, 1962):

$$\sqrt{\varepsilon} = 1 + j\rho_0,$$

где $j = 0.4 \div 0.6$ – численный коэффициент, зависящий от состава первичных минералов.

Для сухих почв, состоящих из песка и глины, $\varepsilon' = 3 \div 4$.

Почва с ненарушенной структурой порового пространства, находящаяся в естественных условиях и содержащая твердую, газообразную и жидкую фазы, характеризуется плотностью в естественном сложении ρ , равной отношению общей массы M к общему объему V :

$$\rho = M/V.$$

Величины ρ_0 , ρ_T и ρ используются для расчета объемных содержаний твердой и газообразной фаз при моделировании диэлектрических свойств почвы. ЭПЧ неплотно прилегают друг к другу. Между ними образуются промежутки, различающиеся по величине и форме, – поры. Суммарный объем пор зависит от размера и формы ЭПЧ, их упаковки, наличия микро- и макроагрегатов. Величина P , представляющая собой отношение объема всех пор к объему почвы, находящейся в естественном сложении, называется пористостью и выражается в процентах от общего объема

$$P = 1 - (\rho_0/\rho_T).$$

Как правило, почвенные поры заняты газообразной или жидкой фазами. Газообразная фаза почвы (почвенный воздух) представлена атмосферным воздухом, насыщенным водяными парами и газами, образующимися в почве. Объем воздуха зависит от влажности почвы и пористости P . Чем выше пористость и меньше влажность, тем больше воздуха содержится в почве. В микроволновом диапазоне диэлектрическая проницаемость атмосферного воздуха $\varepsilon = 1.00057$. Влияние газообразной фазы на диэлектрические свойства почвы незначительно.

Жидкая фаза почвы (почвенная вода) представляет собой почвенный раствор, содержащий ионы растворенных минеральных солей, находящийся в непосредственном контакте с твердыми частицами. Количественной характеристикой воды в почве является массовая влажность W_M , равная отношению массы жидкой фазы M_W к общей массе M :

$$W_M = M_W/M.$$

Помимо W_M для описания находящейся в почве воды используется объемная влажность почвы W_V , равная отношению объема жидкой фазы V_W к общему объему смеси V :

$$W_V = V_W/V.$$

Объемная и массовая влажности связаны между собой следующим соотношением:

$$W_V = (\rho/\rho_B)W_M,$$

где ρ_B – плотность воды.

Как массовая, так и объемная влажности выражаются в долях или в процентах – при умножении соответствующих выражений на 100%.

Диэлектрические характеристики почв и воды

В случае сухой почвы, состоящей из минеральных частиц и воздуха ($\varepsilon_B = 1$), формула для КДП может быть записана в следующем виде:

$$\sqrt{\varepsilon} = 1 + \rho \sum_{i=1}^n \frac{\sqrt{\varepsilon_i - 1}}{\rho_i},$$

где ε , ρ и ε_i , ρ_i – КДП и плотности минеральной смеси и составляющей смесь i -той компоненты соответственно.

Почвенная вода, находящаяся на разном удалении от поверхности минеральных частиц, становится неоднородной, что позволяет выделить в ней переходные фазы, представляющие собой адсорбированные слои на границе «твердая частица / почвенная вода», различающиеся по физическим свойствам. В незасоленных почвах выделяют связанную и свободную воду (Роде, 1965). Связанная вода образуется в результате адсорбции на поверхности почвенных частиц. Данные о диэлектрических свойствах связанной воды противоречивы.

Характерным признаком свободной воды является отсутствие ориентировки молекул около почвенных частиц, что не исключает возможности их ориентировки вокруг ионов, находящихся в растворе. К свободной воде относятся грунтовые, почвенно-грунтовые, почвенные воды, насыщающие почву до полной влагоемкости и удерживаемые водонепроницаемым водоупорным слоем. Свободная вода характеризуется высоким значением КДП в микроволновом диапазоне, равным $\varepsilon = 78.1 + 4.9i$, на частоте 1.11 ГГц при температуре 25 °С.

КДП незасоленной почвы, состоящей из нерастворимых минералов, воздушных включений, связанной и свободной воды, имеет следующий вид:

$$\sqrt{\varepsilon} = \begin{cases} 1 + \frac{\rho}{\rho_M}(\sqrt{\varepsilon_M} - 1) + W(\sqrt{\varepsilon_{СВЯЗ}} - 1), & W \leq W_t \\ 1 + \frac{\rho}{\rho_M}(\sqrt{\varepsilon_M} - 1) + W(\sqrt{\varepsilon_{СВЯЗ}} - 1) + (W - W_t)(\sqrt{\varepsilon_{СВОБ}} - 1), & W > W_t \end{cases}$$

где ε , ε_M , $\varepsilon_{СВЯЗ}$, $\varepsilon_{СВОБ}$ – КДП почвы, минерала, связанной и свободной воды соответственно; ρ , ρ_M – плотность почвы и минерала соответственно. Рефракционная модель показала хорошее совпадение теоретических расчетов и экспериментальных данных для незасоленных почв и почвообразующих минералов.

3.3. Данные спутникового зондирования подстилающей поверхности в микроволновом диапазоне

Для оценки излучательных характеристик подстилающей поверхности в режиме мониторинга пригодны спутниковые радиометры, регистрирующие восходящее излучение на частотах (длинах волн) в пределах окон прозрачности атмосферы. Для микроволновой радиометрии это диапазон длин волн от нескольких сантиметров до одного метра. Основными поставщиками спутниковых данных в этом диапазоне на сегодняшний день являются программы исследований SMOS, SMAP и GCOM-W.

Основная миссия наиболее продолжительно функционирующего на орбите спутника SMOS состоит в глобальном наблюдении за двумя климатическими параметрами: влажностью почвы и соленостью океанических и морских вод. Однако данные SMOS также используются для мониторинга влагосодержания растительности, наблюдения за снежным покровом, состоянием ледового покрова на водоемах суши, морях.

Рабочим инструментом спутника SMOS является 2-D интерференционный радиометр MIRAS (Microwave Imaging Radiometer using Aperture Synthesis), имеющий в своем составе антенну с 69 пассивными приемниками L-диапазона, регистрирующими восходящее от поверхности Земли микроволновое излучение на частоте 1400–1427 МГц. С высоты орбиты в диаграмму направленности приемников попадают участки поверхности Земли размером до 3000 км. С учетом интерферометрии и благодаря Y-образной конфигурации размещения приемников зона обзора радиометра ограничивается областью около 900 км в поперечнике. В результате движения спутника по орбите каждая конкретная точка земной поверхности, попадающая в поле зрения приемников, наблюдается с разных углов обзора. Получаемая в результате серия измерений (до 380 за 1 пролет) после обработки позволяет повысить точность восстановления параметров подстилающей поверхности.

Продукты SMOS

Принимаемый со спутника необработанный поток данных (Raw data) в формате CCSDS-пакетов содержит результаты измерений радиометра и данные телеметрии. После предварительной сортировки и добавления необходимой служебной информации данные предстают в виде продукта SMOS Level 0.

Для калибровки и валидации предназначена серия продуктов SMOS Level 1, формирующихся в результате обработки продукта предыдущего уровня процессором L1OP и доступных в формате Earth Explorer. Продукты L1A представляют собой сопровождаемые данными телеметрии откалиброванные в технических единицах изображения с отдельных элементарных приемников. Продукты L1B представляют собой изображения, полученные в результате реконструкции измеренных величин в виде Фурье-компонент яркостной температуры, где разделение поляризаций представлено в растре антенны.

Наиболее интересным с практической точки зрения является продукт L1C, содержащий измеренные на различных углах зондирования значения яркостных температур на верхней границе атмосферы. Данные имеют географическую привязку к дискретной геодезической сетке ISEA 4H9. Продукт представлен в виде двух отдельных наборов данных: для поверхности суши (L1CL) и для поверхности океана (L1CS). Продукты L1C доступны в форматах Earth Explorer и NetCDF. Для каждого продукта L1C формируется также обзорная версия, содержащая значения яркостных температур, интерполированные для угла наблюдения 42.5°.

Продукты серии SMOS Level 2, предназначенные для исследовательских целей, генерируются процессором L2OP и доступны в форматах Earth Explorer и NetCDF. Продукт Level 2 soil moisture (L2SM) содержит восстановленную влажность почвы, оптическую толщину растительности и другие полученные в процессе обработки вспомогательные данные (температура, диэлектрическая проницаемость и параметры шероховатости поверхности, яркостная температура на верхней границе атмосферы и на поверхности суши) с соответствующими погрешностями. Продукт Level 2 ocean salinity (L2OS) содержит восстановленные несколькими способами значения солености морской поверхности (SSS), а также яркостную температуру на верхней границе атмосферы и на поверхности воды с соответствующими погрешностями. Данные продуктов серии SMOS Level 2 также привязаны географически к сетке ISEA 4H9 (рис. 3.1).

Геодезическая сетка ISEA 4H9

При выборе системы представления результатов измерений яркостной температуры подстилающей поверхности Европейское космическое агентство (ESA) руководствовалось как целями самой миссии SMOS, так и особенностями измерительной аппаратуры: разрешающей способностью, размерами и шестиугольной формой зон видимости антенн. Среди прочих дискретных сеток с равновеликими ячейками предпочтение было отдано икосаэдрической сетке Шнайдера – Icosahedral Snyder Equal Area (ISEA) grid 4H9 (Sahr et al., 2023). Икосаэдральная симметрия лучше всего подходит для представления сферы методом рекурсивного разбиения, поскольку икосаэдр содержит наибольшее среди Платоновых тел количество граней, и, следовательно, искажение получающихся на сфере многоугольников будет минимально. Название 4H9 (гексагональная с апертурой 4 и разрешением 9) означает, что сетка построена в результате 9 шагов рекурсивного разбиения исходного икосаэдра шестиугольниками (hexagon) при четырехкратном уменьшении площадей шестиугольников на каждом шаге (рис. 3.1а-в). В результате такого разбиения сетка ISEA 4H9 состоит из 2 621 450 ячеек равной площади (194.57 км²) с почти равномерными интервалами между ними (около 15 км). Большинство ячеек сетки являются шестиугольниками, 12 ячеек являются пятиугольниками.

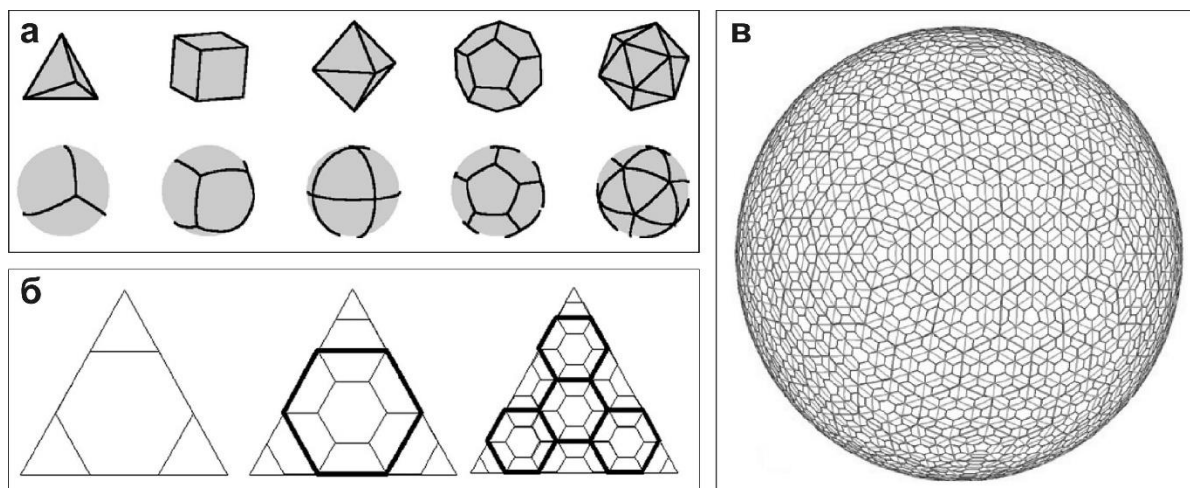


Рис. 3.1. Формирование дискретной сетки ISEA 4N9

Доступ к данным SMOS и программное обеспечение

Архив продуктов SMOS первого и второго уровня обработки за весь период функционирования спутника доступен для зарегистрированных пользователей ESA EO-SSO через сервис распределения (SMOS Online Dissemination Service) (<https://smos-ds-02.eo.esa.int/oads/access>). Загрузка файлов возможна по протоколам HTTP и FTP. Данные в формате Earth Explorer представляют собой файловую пару (метаданные и бинарные данные), помещенную в zip-архив. Данные в формате NetCDF представлены единым файлом. Архив каталогизирован по продуктам и датам наблюдения. В каждом файле содержатся результаты измерений, выполненных в течение одного полуоборота спутника (от полюса до полюса). Имя файла содержит название продукта, границы охваченного временного интервала, версию процессора обработки и версию обработки данных конкретного полувитка. Например:

SM_OPER_MIR_SCLF1C_20170331T003215_20170331T012534_724_001_1.zip.

При поддержке ESA созданы свободно распространяемые программные продукты для работы с данными SMOS (https://earth.esa.int/web/guest/missions/esa-operational-eo-missions/smos/content/-/asset_publisher/t5Py/content/data-reader-software-7633): 1) для просмотра бинарных файлов в текстовом виде; 2) для визуализации отдельных мгновенных изображений (snapshot) и полных сцен, а также 3) для выполнения вычислительных операций, в том числе для пространственного статистического анализа. На практике при решении исследовательских задач этих программ оказывается недостаточно для решения конкретных задач, и приходится обращаться к описанию схемы бинарных файлов конкретного продукта и разработке собственного приложения для извлечения и последующей обработки данных.

3.4. Методика исследований

Спутниковые измерения

Радиояркая температура T_B подстилающей поверхности рассчитывалась по формуле (3.1). Если в пиксель SMOS попадали участки с разными излучательными характеристиками, то использовалась формула, основанная на принципе суперпозиции и имеющая вид:

$$T_B = \sum_{j=1}^n T_B^j S_j,$$

где T_B^j , S_j – радиояркие температуры отдельных участков, а также их площади.

В этом случае радиояркая температура T_B^i отдельного i -того участка площадью S_i при известных значениях T_B^j и S_j для прочих участков рассчитывалась по формуле:

$$T_B^i = \left(T_B - \sum_{\substack{j=1 \\ j \neq i}}^n T_B^j S_j \right) / S_i,$$

где T_B , T_B^i , T_B^j , S_j , S_i – радиояркие температуры ячейки и входящих в нее i , j участков, а также их площади.

Для определения T_B использовался продукт SMOS L1C, в котором содержатся значения T_B , полученные для угла зондирования 42.5° на горизонтальной и вертикальной поляризациях. В этом исследовании используются только значения яркостной температуры на горизонтальной поляризации. Данные географически привязаны к описанной выше дискретной геодезической сетке ISEA 4Н9, при этом продукт L1C строится на основе данных SMOS, продольная и поперечная разрешающая способность которого для угла зондирования 42.5° составляют 64 и 35 км соответственно. Таким образом, значение T_B для любой ячейки продукта L1C сформировано участком подстилающей поверхности площадью 1760 км^2 .

Температура подстилающей поверхности определялась по ежедневным данным инфракрасного радиометра MODIS (спутник Terra, продукт MOD11A1), полученным из открытой базы LP DAAC (<https://earthdata.nasa.gov>). В этом продукте представлены значения термодинамических температур поверхности с разрешением 1 км и заявленной погрешностью $\pm 1 \text{ К}$, указано время их измерения. Для восстановления температур использовались алгоритмы MODIS (Wan, 1999), основанные на результатах пассивного сканирования восходящего излучения с длиной волны 10–12 мкм.

Разница во времени между измерениями MIRAS и MODIS не превышает двух часов. Разрешения радиометров MIRAS (40 км) и MODIS (1 км) существенно различаются. Анализ

данных MODIS показывает несущественные (2 К) вариации температуры подстилающей поверхности в пределах каждой из рассматриваемых ячеек сетки SMOS. Поэтому разрешение продуктов MODIS может быть понижено до уровня данных SMOS путем усреднения.

Полевые измерения

В наземном эксперименте на тестовых участках проводили измерения температуры почвы с погрешностью ± 0.5 К в поверхностном слое 0–20 см. Эти данные использовались для калибровки и валидации спутниковых данных MODIS, расчета температуры эффективно-излучающего слоя. Термостатно-весовым способом определяли объемную влажность почвы с погрешностью не более 3 % в слоях почвы 0–1, 2–5, 10–15, 15–20 см. По результатам наземных измерений определяли градиенты температуры и влажности почвы.

Лабораторные измерения диэлектрических характеристик почв и воды

Экспериментальные исследования зависимостей КДП водных растворов от массовой концентрации проводили на лабораторной установке мостового типа (Комаров и др., 1997).

Лабораторная установка позволяет измерять диэлектрические характеристики дисперсных смесей и водных растворов мостовым методом в диапазоне частот от 0.3 до 10.0 ГГц. Блок-схема установки, приведенная на рисунке 3.2, выполнена с использованием измерительного и опорного каналов промышленного фазометра ФК2-18. В состав установки входят следующие элементы: Г – генератор сигналов высокочастотный (для перекрытия сантиметрового и дециметрового диапазонов длин волн использовались генераторы типа Г4: Г4-76 (0.40–1.20 ГГц); Г4-78 (1.16–1.78 ГГц); Г4-79 (1.78–2.56 ГГц); Г4-80 (2.56–4.00 ГГц)); ДМ – делитель мощности согласованный; ЛПД – линия переменной длины; А1, А2, А3 – аттенюаторы согласующие коаксиальные; И – измерительный блок фазометра; К – контейнер для образца.

Процесс измерений заключался в следующем. Сигнал от генератора подавался на ДМ и делился поровну между опорным (А) и измерительным (Б) каналами. В начале измерений при отсутствии в контейнере исследуемого образца устанавливалось нулевое значение разности фаз и амплитуд на фазометре. Для начальной балансировки моста использовался эталонный пустой контейнер, конструктивно эквивалентный рабочему, с такими же метрологическими характеристиками. Затем вместо эталонного устанавливался контейнер с образцом и по индикатору измерителя ФК2-18 отсчитывались значения разности фаз и затухания. Установка имела следующие технические характеристики: диапазон однозначных измерений фазы ± 180 ; диапазон измерения затуханий от 0 до 60 дБ; погрешность измерений ослабления 0.5 дБ; погрешность измерения фазы 2 град.

Методика измерения диэлектрических характеристик почв заключалась в следующем. Перед измерением диэлектрических характеристик исследуемые образцы высушивали в термостате в течение трех часов при температуре 105 °С. После этого производили взвешивание образцов, не успевших насытиться атмосферной влагой. Первый образец помещали в контей-

нер сразу же после высушивания и измеряли его диэлектрические характеристики, соответствующие нулевой влажности. Затем в оставшиеся образцы добавляли требуемое количество дистиллированной воды и после их взвешивания определяли значение весовой влажности с учетом воды, поглощенной из атмосферы. Приготовленные образцы тщательно перемешивали и закладывали в герметизированные бьюксы. Измерения диэлектрических характеристик производили через 3–24 часа, для того чтобы вода равномерно распределилась по образцу.

Влажность почвы определяли гравиметрическим способом, основанным на высушивании и взвешивании исследуемых образцов. Для этого образец помещали в сушильный шкаф и выдерживали в течение 3 часов при температуре 105 °С, после чего взвешивали на аналитических весах с точностью до 0.001 г. Измерения диэлектрических параметров проводили при температуре 24 ± 1 °С.

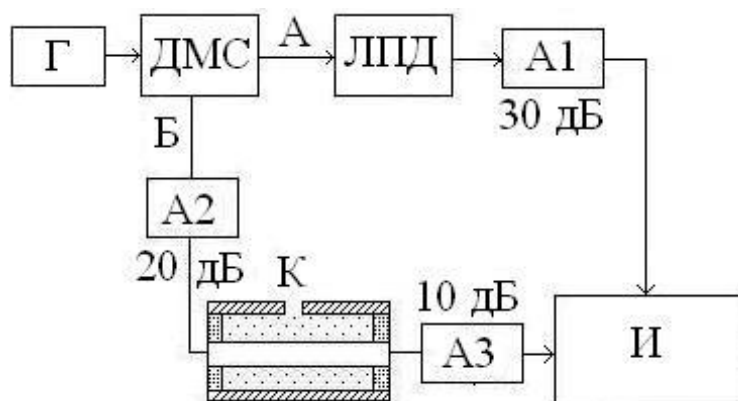


Рис. 3.2. Блок-схема лабораторной установки мостового типа на основе измерителя фаз ФК2-18

3.5. Многолетняя сезонная динамика радиоярких температур подстилающей поверхности

На примере западных районов Алтайского края изучена аномальная засуха 2012 г., имевшая небывалые ранее масштабы и ставшая наиболее сильной природной катастрофой за всю историю региона. Для мониторинга почвенной засухи в региональном масштабе использовали спутниковые данные, результаты полевых измерений физических свойств подстилающей поверхности (температура и влажность почвы) и лабораторных измерений диэлектрических характеристик образцов почв, отобранных с тестовых участков.

Для совместного анализа спутниковых данных и метеорологических параметров территории использовали данные архива метеоданных <https://rp5.ru> – температура почвы, осадки, влаж-

ность воздуха, скорость приземного ветра. В качестве основных объектов были выбраны территории, попадающие в пиксель спутникового радиометрического приемника MIRAS (ячейка 4010460 DGG ISEA 4H9). Для определения яркостных температур (T_b) использовали данные SMOS (продукт L1c), соответствующие излучению на частоте 1.41 ГГц, горизонтальной поляризации под углом зондирования 42.5° , привязанные к DGG ISEA 4H9.

Пространственно-временное распределение термодинамической температуры (T) подстилающей поверхности оценивали по ежедневным данным радиометров MODIS/Terra (продукт MOD11A1) и MODIS/Aqua (продукт MYD11A1), полученным из открытой базы LP DAAC (<https://lpdaac.usgs.gov>). В этих продуктах представлены дневные и ночные значения T поверхности с разрешением 1 км и заявленной погрешностью ± 1 К, а также указано время их измерения. В наземном эксперименте на тестовых участках измеряли температуру почвы с погрешностью ± 0.5 К в поверхностном слое 0–20 см. Эти данные использовали для калибровки и валидации данных MODIS, расчета температуры эффективно-излучающего слоя. Термостатно-весовым способом определяли объемную влажность образцов почвы. По результатам наземных измерений определяли градиенты температуры и влажности засоленной почвы. Экспериментальные исследования диэлектрической проницаемости почв проводили на лабораторной установке мостового типа, собранной на базе промышленного измерителя разности фаз и отношения амплитуд ФК2-18 и предназначенной для измерений диэлектрических свойств жидких и сыпучих материалов.

На рисунке 3.3 приведена карта исследуемой территории с тестовым участком (пиксель SMOS). Анализ спутниковых данных указывает на усиление процессов иссушения в лесостепных и степных районах юга Западной Сибири. Наблюдается тенденция к уменьшению степени увлажненности территории, постепенный рост засушливости и экстремальности климата, уменьшение площадей пересыхающих соленых и горько-соленых озер с одновременным увеличением суммарной площади появляющихся на их месте солончаков.

Основным ландшафтом являлись распаханное поля с посадками с/х культур. Площади водных объектов не превышали 5 %, населенных пунктов – 1 %. Площадь лесных массивов, искусственных древесных насаждений незначительна. Почвы по гранулометрическому составу легко- и среднесуглинистые. Плотность почвы (ρ) в слое 0–5 см изменялась от 1.1 до 1.3 г/см³. Температура почвы изменялась в зависимости от времени суток от 18 до 60 °С, на глубине 3–70 см – от 20 до 25 °С, объемная влажность изменялась от 0.05 до 0.35 см³/см³.

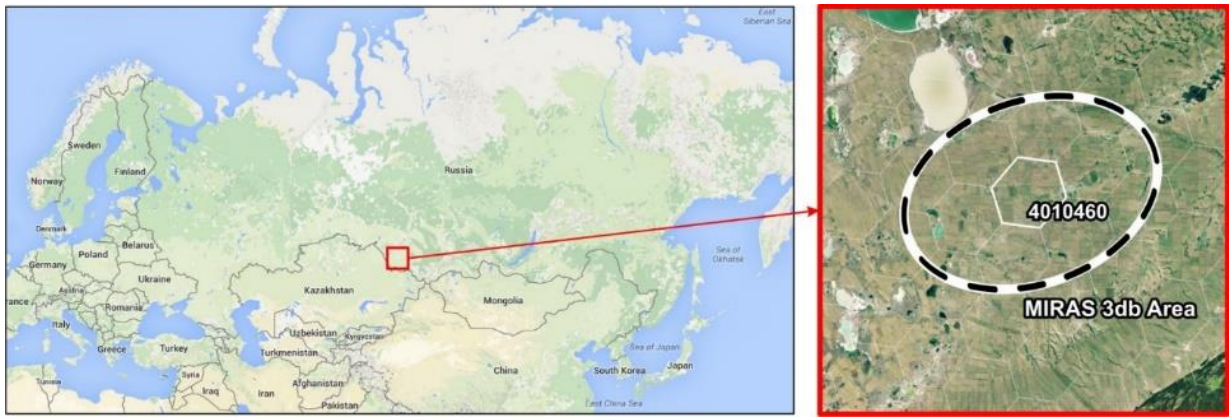


Рис. 3.3. Карта исследуемой территории с тестовым участком
(пиксель SMOS)

Для калибровки спутниковых данных, установления зависимостей коэффициента излучения (χ) и объемной влажности (W) измеряли диэлектрические свойства образцов, отобранных с тестовых участков. По результатам лабораторных измерений диэлектрических характеристик почв тестового участка была рассчитана зависимость $\chi(W)$ (рис. 3.4), аппроксимированная прямыми линиями с точкой излома $W_t=0.13$.

$$\chi = \begin{cases} 0.98594 - 1.09117 \cdot W, & 0 \leq W \leq 0.13, \\ 1.02285 - 1.3898 \cdot W, & 0.13 \leq W \leq 0.40. \end{cases}$$

Многолетние сезонные вариации характеристик микроволнового излучения подстилающей поверхности несут объективную информацию о происходящих гидрологических и климатических изменениях, фенологических сдвигах. Для примера на рисунке 3.5 приведена многолетняя сезонная динамика радиояркой (1) и физической (2) температур подстилающей поверхности тестового участка. Рассчитанные зависимости $T(D)$ и $T_B(D)$ имеют вид:

$$T = 287.49718 - 5.09964 \times 10^{-4} \times D, \sigma = 0,01,$$

$$T_B = 230.8247 + 10.1 \times 10^{-4} \times D, \sigma = 0,01.$$

Здесь D – юлианский день, отсчитываемый от 01.01.2012 г.

Из приведенных соотношений следует, что за 10 лет T уменьшилась на 1.86 К, а T_B возросла на 3.68 К. T_B зависит от T и χ . χ зависит от объемной доли и фазового состава почвенной влаги, зависящих, в свою очередь, от гранулометрического состава почвы.

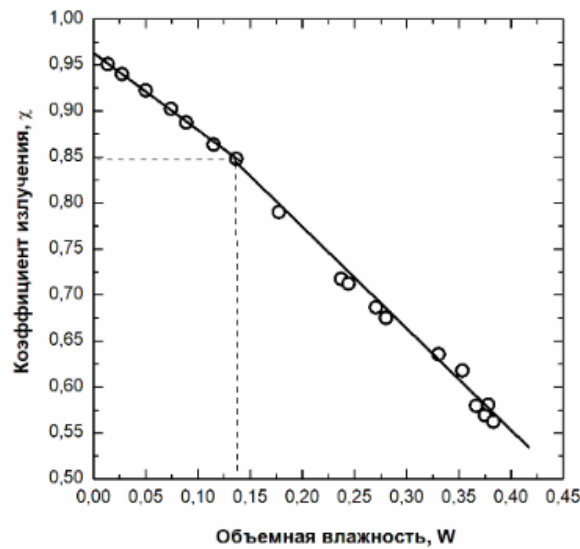


Рис. 3.4. Зависимость коэффициента излучения (χ) от объемной доли воды в почве (W)

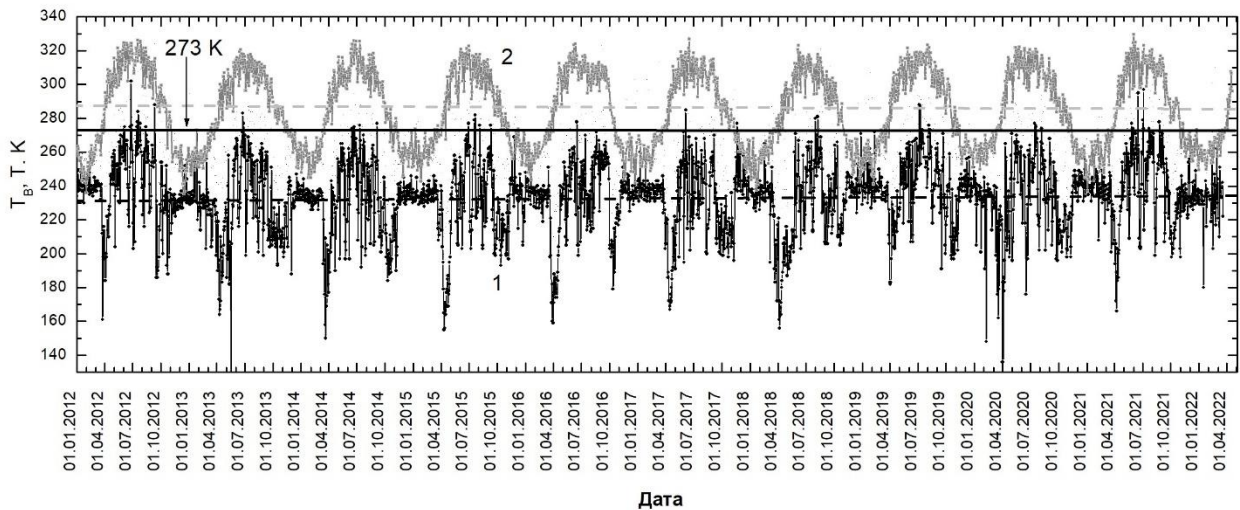


Рис. 3.5. Динамика T_B (1) и T (2) подстилающей поверхности в пикселе 4010460 (DGG ISEA 4N9), пунктирные линии – многолетние тренды T_B и T

На рисунке 3.6 приведены карты-схемы пространственного распределения T_B , охватывающие период засухи с марта по август 2012 г. Видны участки почвы с высокой T_B , соответствующие низким значениям W . На рисунке 3.7а приведены многолетние сезонные изменения высоты снежного покрова в период с 2012 по 2022 гг. Видно, что в осенне-зимний период, предшествовавший засухам 2012, 2018 гг., толщина снега не превышала 20 см, а в ряде мест снега не было вообще. В то же время в 2014, 2016 гг. толщина снега также составляла 20–30 см, но почвенной засухи не было. А в засушливом 2020 г. толщина снежного покрова

достигала 50 см. Из приведенных данных следует, что накопление снега в зимний период является важным, но не определяющим фактором почвенной засухи в летний период. Интенсивное таяние снежного покрова вызывает увлажнение почвы, что ведет к снижению T_B .

На рисунке 3.7б приведена сезонная динамика T (1), T_B (2) и осадков (3) за 2012 г. Цифрами 4 отмечены периоды без осадков, а цифрой 5 – объявленный период чрезвычайной ситуации. Видно, что дождевые осадки, увеличивающие влажность почвы, ведут к снижению T_B .

На рисунке 3.7в приведена сезонная динамика T (1), T_B (2) и скорости ветра (3) за 2012 г. Видно, что в течение всего теплого периода скорость ветра изменялась от 1 м/сек (тихий ветер) до 14 м/сек (крепкий ветер). В период засухи скорость ветра изменялась в пределах от 1 до 5 м/сек (слабый ветер). Сильный ветер (>10 м/сек) предшествовал понижению T и T_B , что могло быть связано с охлаждением подстилающей поверхности.

К метеорологическим параметрам, влияющим на T_B , могут быть отнесены параметры, изменяющие влажность почвенного покрова. Важной физической характеристикой почв является объемная доля связанной воды W_t , характеризующая доступность почвенной влаги для растений (W_t близко к влажности устойчивого завядания, ниже которой растение засыхает и погибает от недостатка влаги). В лабораторных условиях определяли гранулометрический состав почвенных образцов, измеряли диэлектрические параметры, на основе которых рассчитывали коэффициенты излучения W_t , соответствующие W_t .

Зависимости W от коэффициента излучения (χ) для почв с разными W_t рассчитываются по результатам измерений диэлектрических характеристик почв, отобранных с тестовых участков, попадающих в пиксель SMOS. Для разных почв коэффициенты излучения сухих почв χ_0 и максимально увлажненных почв χ_{\max} имеют близкие значения, находящиеся в пределах погрешности измерений, а коэффициенты излучения $\chi(W_t)$ для почв, содержащих только связанную воду, отличаются: $\chi_t(W_t = 0.13) = 0.84$; $\chi_t(W_t = 0.32) = 0.62$. Величина χ_t может быть определена по результатам синхронных дистанционных измерений χ и полевых измерений W либо по результатам диэлектрических измерений КДП почвы при разных значениях W . Полевые измерения W довольно трудоемкие, для диэлектрических измерений требуется дорогостоящее специализированное оборудование и программное обеспечение.

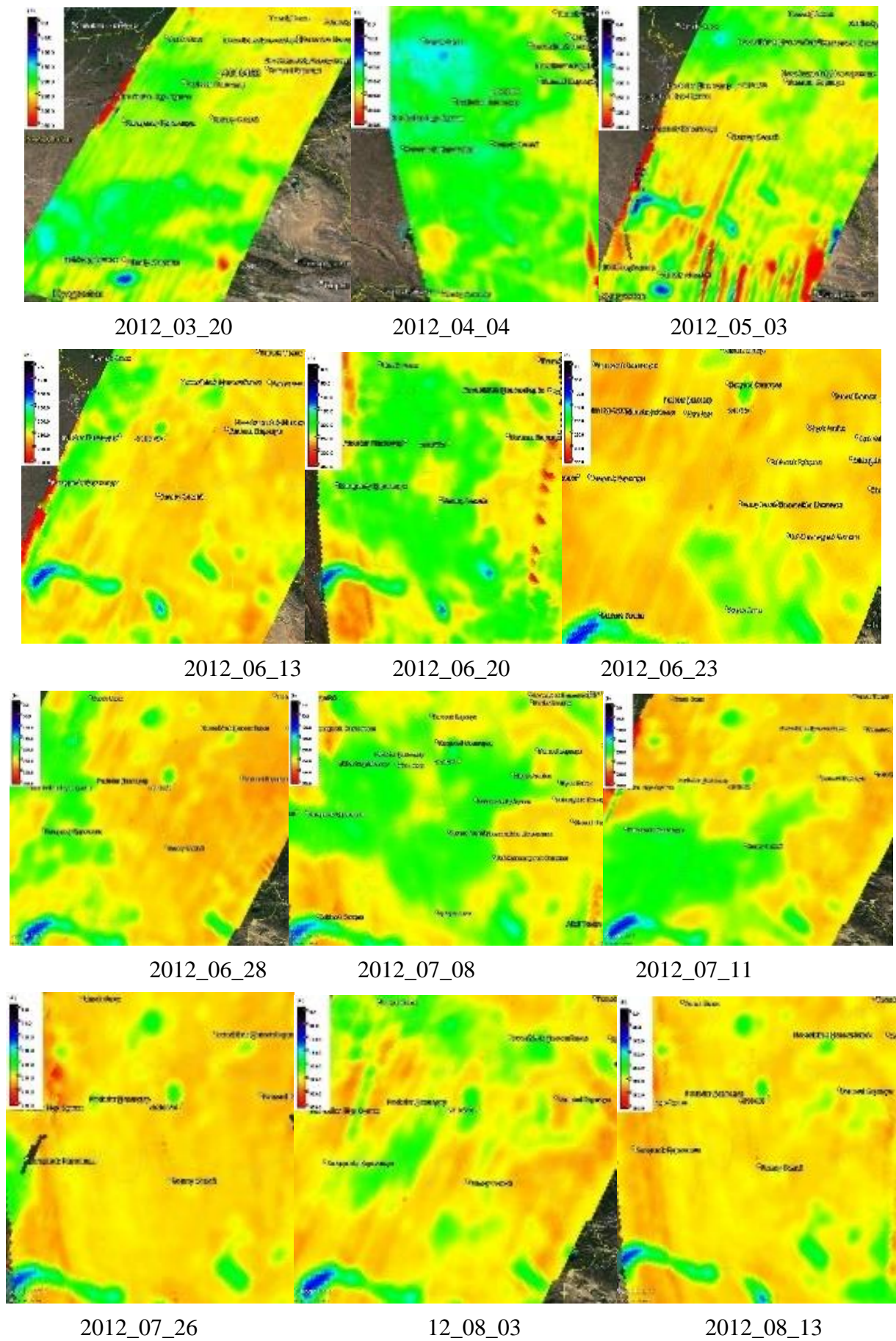
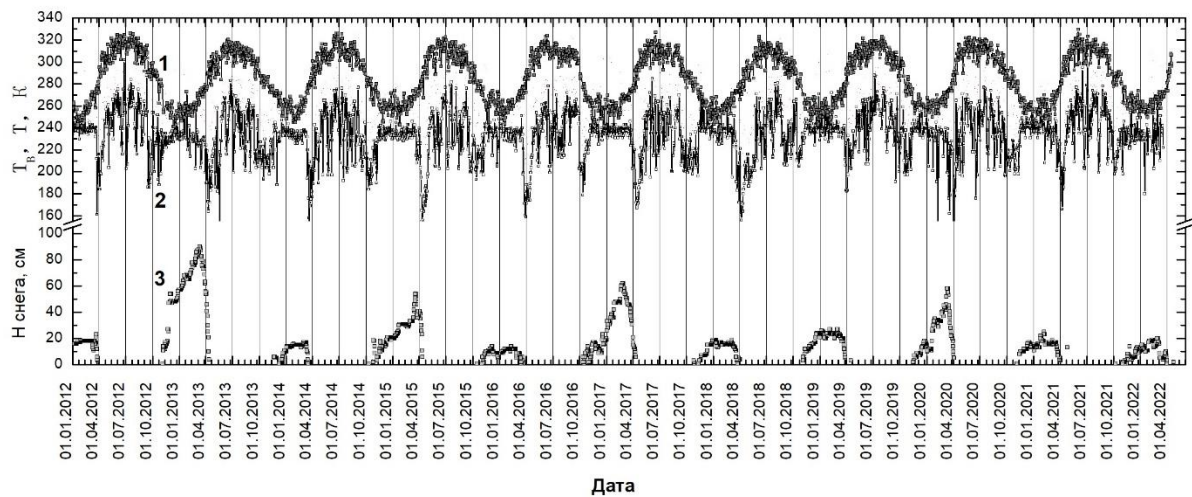
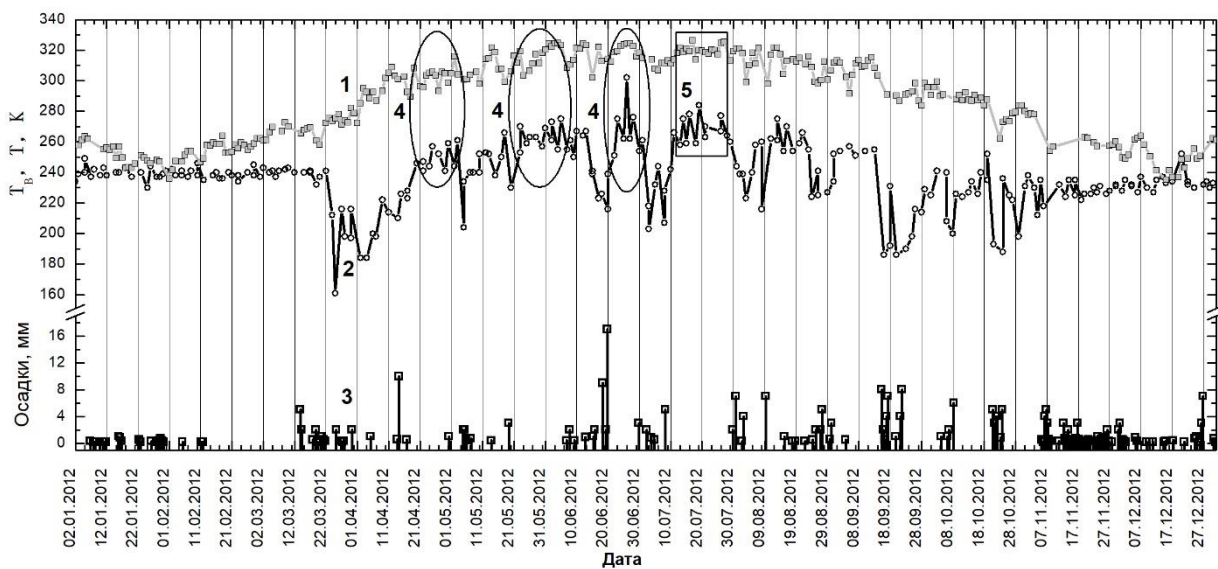


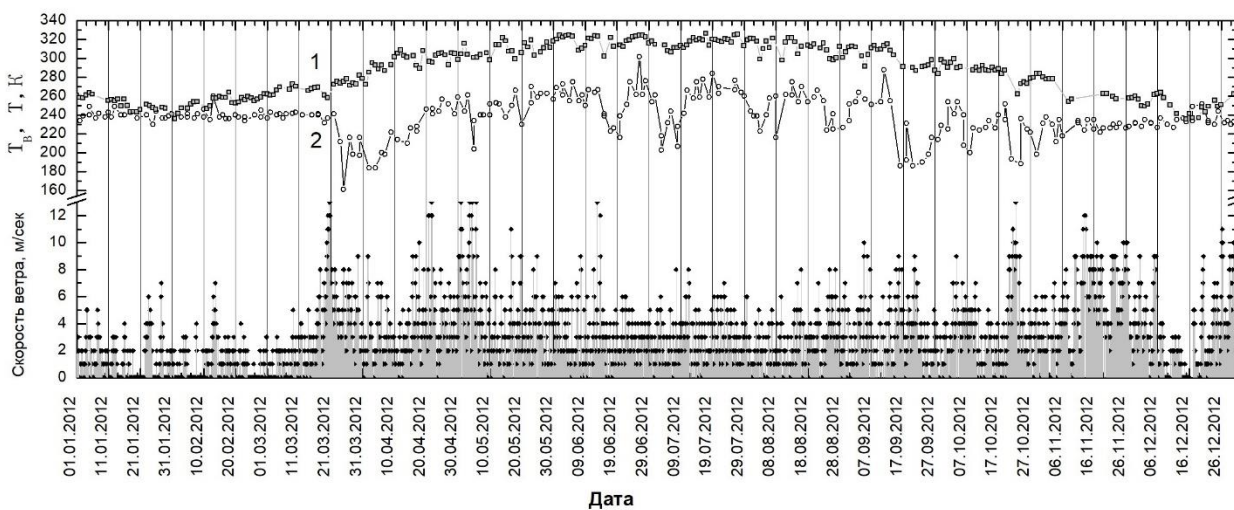
Рис. 3.6. Карты-схемы радиояркостной температуры в разные дни



а)



б)



в)

Рис. 3.7. Сезонная динамика T_1 , T_B (2) и метеорологических параметров (3):
а – снежный покров, б – дождевые осадки, в – скорость ветра

По результатам лабораторных измерений диэлектрических характеристик была рассчитана зависимость $W(\chi)$, имеющая вид:

$$W = \begin{cases} 0.89733 - 0.90707 \cdot \chi, & 0.55 \leq \chi \leq 0.84, \sigma = 0.009, \\ 1.12707 - 1.16936 \cdot \chi, & 0.84 \leq \chi \leq 0.96, \sigma = 0.002. \end{cases}$$

На рисунке 3.8 приведена сезонная динамика $T(1)$, $T_B(2)$, $W(3)$ в 2012 г. для тестового участка. Значение W рассчитывали по приведенной формуле и соотношению $\chi = T_B/T$, где T_B, T определяли на основе спутниковых и полевых измерений.

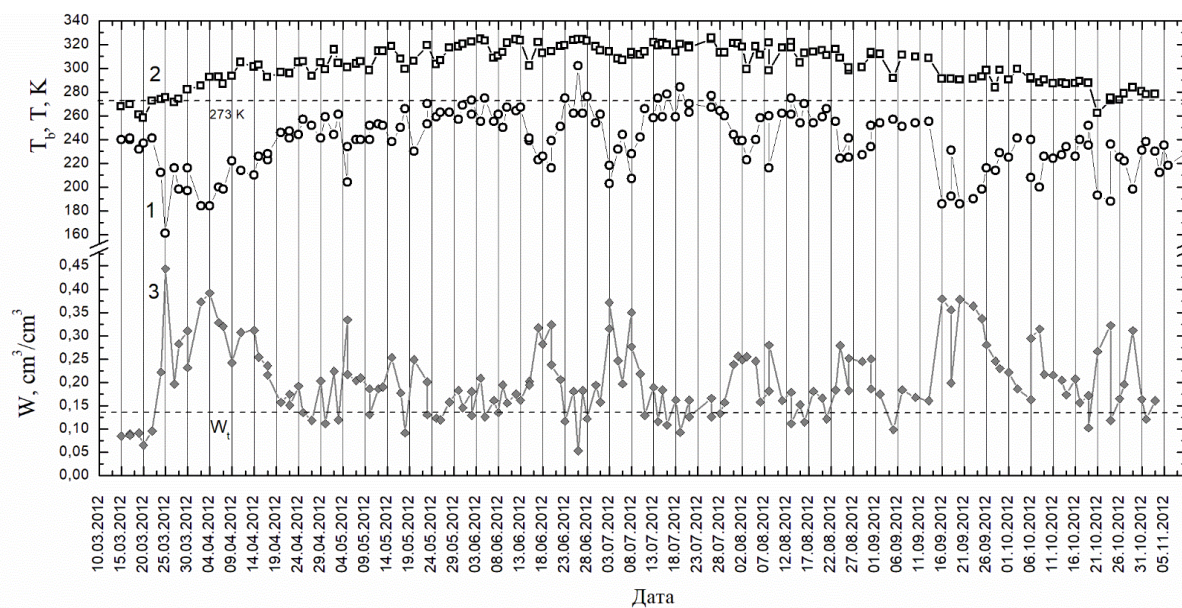


Рис. 3.8. Сезонная динамика $T(1)$, $T_B(2)$ и объемной доли воды в почве (3)

Из графиков видно, что значительную часть теплого сезона $W < 0.13 \text{ см}^3/\text{см}^3$. Эта величина сопоставима с максимальной объемной долей связанной воды (W_t) в почве, недоступной растениям. Низкие значения W связаны с незначительными снеговыми запасами, накопленными в зимний сезон 2011/2012 гг., и недостаточным количеством дождевых осадков. С начала года выпало около 60 мм осадков, причем за две недели, предшествовавшие введению режима чрезвычайной ситуации (26.07.2012), осадков не было. Увлажненная в результате дождевых осадков почва промачивается на глубину 3–5 см и успевает высохнуть в течение 2–3 суток до предельно низких значений W . Скорости высыхания $\Delta W/\Delta D$ изменялись от 0.01 до 0.09 $\text{см}^3/\text{см}^3$ в сутки. Соответствующие им скорости возрастания dT_B/dD изменялись от 3.5 до 17 К/сутки. Установлено, что возрастание T_B на 3.5 К соответствует уменьшению W на 0.01 $\text{см}^3/\text{см}^3$. На основе спутниковых измерений T_B и зависимости $W(\chi)$ построены карты-схемы пространственного распределения W , приведенные на рисунке 3.9.

Из комплексного анализа дистанционных, полевых, лабораторных данных следует, что в качестве радиофизического предвестника засухи может быть использована скорость изменения радиояркой температуры (dT_B/dD), характеризующая скорость уменьшения W . В период сильнейшей в Алтайском крае засухи 2012 г. суточные изменения dT_B/dD достигали 17 К/сутки. Это соответствовало изменению W на $0,009 \text{ cm}^3/\text{cm}^3/\text{сутки}$, что при $W_t=0.13 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ означало высыхание почвы с $W=0.40 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ до W_t в течение 3 суток.

Карты-схемы пространственного распределения $W(T_B/T)$, построенные с использованием дистанционных измерений T_B в микроволновом диапазоне, T в инфракрасном диапазоне и лабораторных зависимостей (χ), позволяют выявить территории интенсивной засухи, а также оценить масштабы засухи. Многолетняя динамика $T_B(JD)$ и $T(JD)$ для отдельных участков позволяет выявить тренды изменений T_B, T и на их основе прогнозировать сценарии климатических изменений.

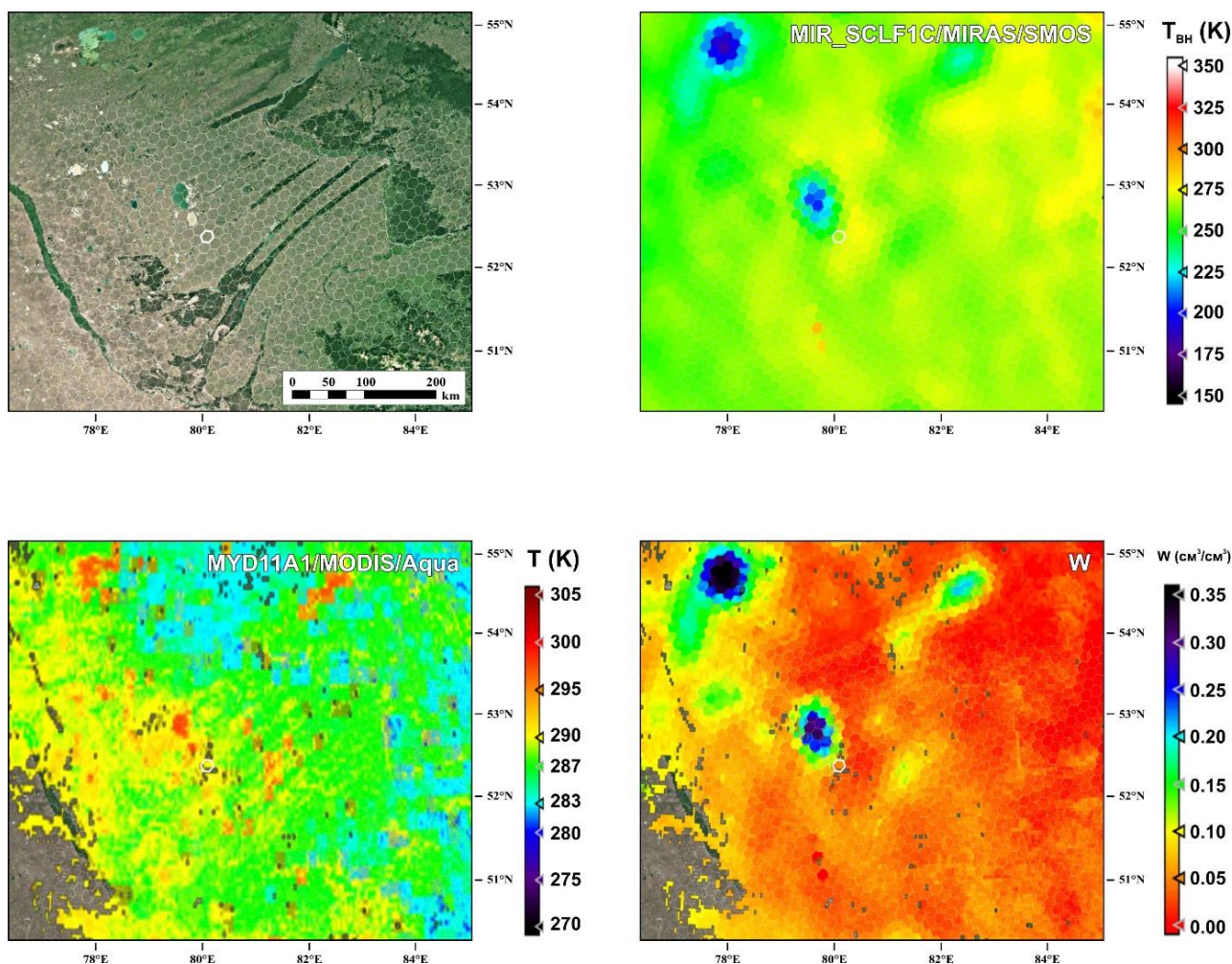


Рис. 3.9. Карты-схемы местности (а), пространственного распределения T_B (б), T (в), W (г)

3.6. Дистанционный микроволновый индекс засухи

Почвенная засуха наступает при $W \leq W_t$. В этом случае в почве присутствует только связанная вода, недоступная для растений. Величина $\chi(W_t)$ выступает радиофизической характеристикой почвенной засухи (Soil Drought – SD). Значения χ соответствуют режимам увлажнения: 1) $\chi(W_t) \leq \chi \leq \chi(W = 0)$ – недостаток воды – засуха; 2) $\chi(W_{max}) \leq \chi \leq \chi(W_t)$ – почвенной воды достаточно для растений; 3) $\chi(W_{max}) \approx \chi$ – избыток воды – переувлажнение. Условия SD реализуются при $\chi(W_t) \leq \chi$, достигая максимума при $\chi(W = 0)$.

Для оценки степени увлажненности почвы (включая засуху и переувлажнение) введем Дистанционный микроволновый индекс засухи (Remote Microwave Soil Drought Index – RMSDI) как отношение длин интервалов в разных диапазонах влажности

$$RMSDI = \begin{cases} \frac{\chi_t - \chi}{\chi_0 - \chi_t}, & \chi_t \leq \chi \leq \chi_0, \\ \frac{\chi_t - \chi}{\chi_t - \chi_w}, & \chi_w \leq \chi \leq \chi_t. \end{cases}$$

Сезонные вариации RMSDI, определенные в вегетационный период 2012 г. на основе разработанного дистанционного микроволнового метода определения объемной влажности почвы и RMSDI, приведены на рисунке 3.10. Экспериментальные исследования показали, что почвы всех обследованных тестовых участков имеют разный гранулометрический состав, разные значения χ_t , W_t и, соответственно, разные зависимости $\chi(W)$, используемые для дистанционного определения влажности по данным SMOS L1C.

На рисунке 3.11 приведены карты-схемы пространственного распределения W и RMSDI на день объявления режима ЧС в Алтайском крае. Видно, что значительная часть территории, включающей Алтайский край, Новосибирскую область (РФ), Павлодарскую область (Республика Казахстан), находится в условиях недостаточного увлажнения.

Разработанный подход к дистанционному мониторингу почвенной засухи сталкивается с проблемой интерпретации спутниковых данных, связанной с попаданием в пиксель SMOS разных типов подстилающей поверхности с разной излучательной способностью (водоем, лес, почва, солончак), размеры которых меньше его разрешающей способности. При дистанционном зондировании почвенного покрова со спутника размер пикселя варьирует от единиц до десятков километров. При зондировании с БПЛА на высотах 50–250 м размер пикселя не превышает десятков метров, соответственно, погрешность за счет ландшафтной почвенной пестроты незначительная. В этом случае площадь зондирования уменьшается с площади региона до площади поля. Информация в масштабах региона интересна для руководителей областей и краев и ЛПР (лиц, принимающих решения). Информация в масштабах одного поля интересна для фермеров.

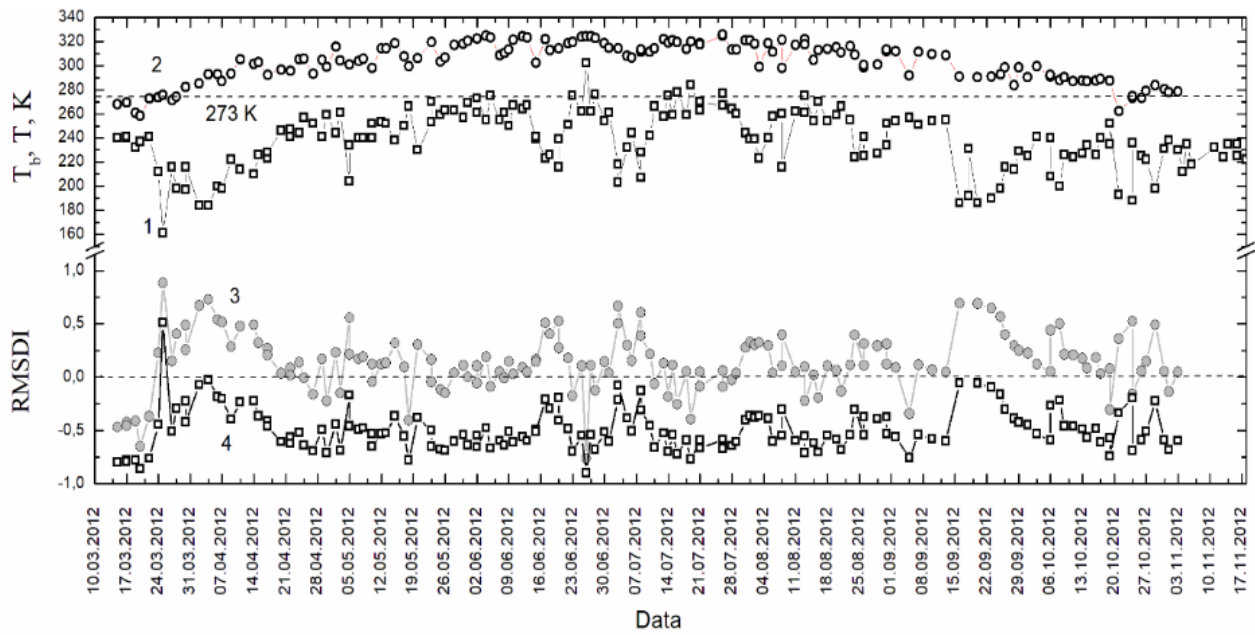


Рис. 3.10. Сезонная динамика радиояркойной (1) и термодинамической (2) температуры, RMSDI для $W_t=0.15$ (3), $W_t=0.32$ (4)

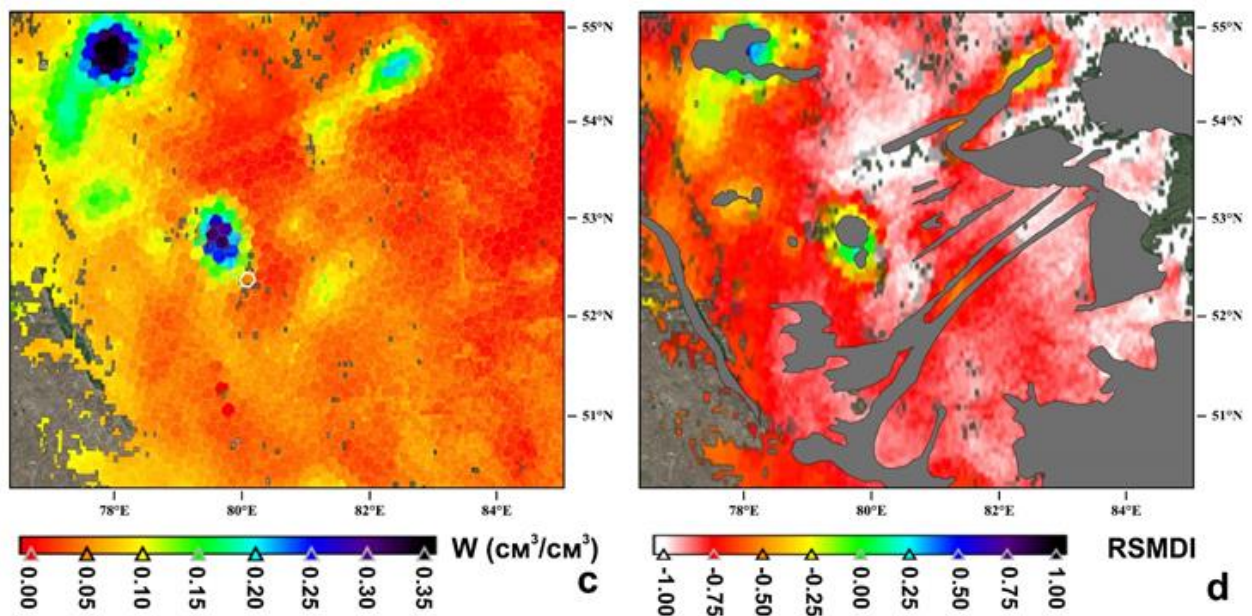


Рис. 3.11. Карта-схема пространственного распределения объемной влажности (W) и дистанционного микроволнового индекса засухи (RMSDI) по состоянию на 26.07.2012

3.7. Дистанционная оценка влагозапаса почвы в метровом слое по данным спутника SMOS

Важнейшими физическими характеристиками почвы, от которых зависит урожайность выращиваемых сельскохозяйственных культур, являются объемная влажность (W) [$\text{см}^3/\text{см}^3$] в корнеобитаемом слое почвы и влагозапас в метровом слое почвы (H_{0-100}) [мм], представляющий собой объемное содержание воды в указанном слое, выраженное в миллиметрах. При больших площадях сельскохозяйственных полей становится актуальным определение W и H_{0-100} не в отдельных точках контактным способом, а на большой территории с использованием методов дистанционного микроволнового зондирования. Точное прогнозирование W и H_{0-100} имеет решающее значение для понимания гидрологических процессов.

Данные дистанционного микроволнового зондирования несут информацию о W в скин-слое (L_λ), зависящем от влажности, засоленности, температуры, гранулометрического состава почвы, а также от длины волны (λ) принимаемого радиометром микроволнового излучения. Согласно результатам экспериментальных исследований и теоретических расчетов, проведенных разными авторами (например, (Шутко, 1986; Шарков, 2014)), а также из анализа диэлектрических и радиоизлучательных характеристик почв, приведенных в данной статье, следует, что в дециметровом диапазоне L_λ увлажненной почвы составляет несколько сантиметров, а для абсолютно сухой почвы не превышает 2λ . В то же время для планирования мелиоративных мероприятий, прогнозирования будущих урожаев, а также оценки вероятности почвенных засух требуется информация о запасах воды в метровом слое почвы. Таким образом, возникает несоответствие между возможностями дистанционного зондирования и потребностями аграрного сектора.

Дистанционное определение W , основанное на кардинальном различии в микроволновом диапазоне диэлектрических характеристик сухой почвы и воды, было одной из первых задач, решавшихся с использованием методов дистанционного аэрокосмического зондирования (Башаринов и др., 1968; Башаринов и др. 1974; Schmugge et al., 1974; Njoku and Kong, 1977). Для повышения точности дистанционного определения W было предложено учитывать фазовый состав почвенной влаги, выделив прочносвязанную и рыхлосвязанную воду, объемные доли и диэлектрические свойства которых зависят от гранулометрического состава почвы (Schmugge, 1980). На этой основе были разработаны более точные методы дистанционного определения W , учитывающие объемную долю связанной воды в почве (Зотова и Геллер, 1982; Никифоров и др., 1983; Реутов и Шутко, 1987; Комаров и др., 1994).

В статье (Boyarskii et al., 2002) была предложена модель комплексной диэлектрической проницаемости (ϵ) связанной воды, позволяющая учесть различие ϵ связанной и свободной воды во влажной почве. В (Romanov, 2004) было исследовано на частоте 1.11 ГГц влияние макроагрегатного состава на ϵ почвы и высказано предположение, что с увеличением размера

макроагрегатов (при слипании почвенных частиц) увеличивается доля связанной воды в результате образования в макроагрегатах тонких пор. К факторам, затрудняющим дистанционную оценку W , относятся неучтенное влияние гумусовых веществ (Романов, 2006; Beljaeva et al., 2003) и минеральных солей (Komarov et al., 2002), а также экранирование микроволнового излучения почвы растительным покровом (Kirdiashev et al., 1979).

Точность дистанционного определения W и H_{0-100} зависит от точности задания профилей объемной влажности $W(z)$ и $\varepsilon(z)$ почвы в слое z , учитывающих гранулометрический и макроагрегатный состав, а также содержание минеральных солей и гумуса. Подробный анализ возможных профилей $W(z)$ и $\varepsilon(z)$ приведен в (Шутко, 1986). Для восстановления градиента W измерения проводят на нескольких длинах волн в сантиметровом и дециметровом диапазонах. Соответственно, определенные значения W относятся к разным L_λ . Развита методика оценки W по данным многочастотных измерений и восстановления W до капиллярной каймы (КК), образующейся над уровнем грунтовых вод (УГВ) (Реутов, Шутко, 1991; Комаров и др., 1993, 1994). Зависимость капиллярного поднятия над УГВ приведена в (Голованов и Паласиос, 1968).

Экспериментальные исследования проводили на тестовых участках Кулундинской степи (Алтайский край), представляющей собой плоскую равнину. По данным MODIS, сельскохозяйственные площади в пикселе SMOS составляют 96.3 %, луга – 3.6 %, озера и водные источники – менее 0.1 %. Почвы тестовых участков в основном легкосуглинистые и среднесуглинистые. В поверхностном слое 0–5 см плотности влажной ($\rho_{\text{влаж}}$), сухой ($\rho_{\text{сух}}$) почвы, W и температура (t) изменялись в пределах $\rho_{\text{влаж}} = 1.06 - 1.35$ и $\rho_{\text{сух}} = 1.05 - 1.12$ г/см³, $W = 0.05 - 0.28$ см³/см³, $t = 18 - 63$ °C. Влажность устойчивого завядания ($W_{\text{уз}}$), характеризующая максимальную долю недоступной для растений влаги, варьировала на разных тестовых участках и на разной глубине в диапазоне 0.08–0.11. Согласно (Комаров и др., 1997), $W_{\text{уз}} = 0.93 \times W_t$ (W_t – максимальная объемная доля связанной воды в почве). Соответственно, $W_t \approx 0.09 - 0.12$ см³/см³. Участки отбора почв приведены на рисунке 3.12.

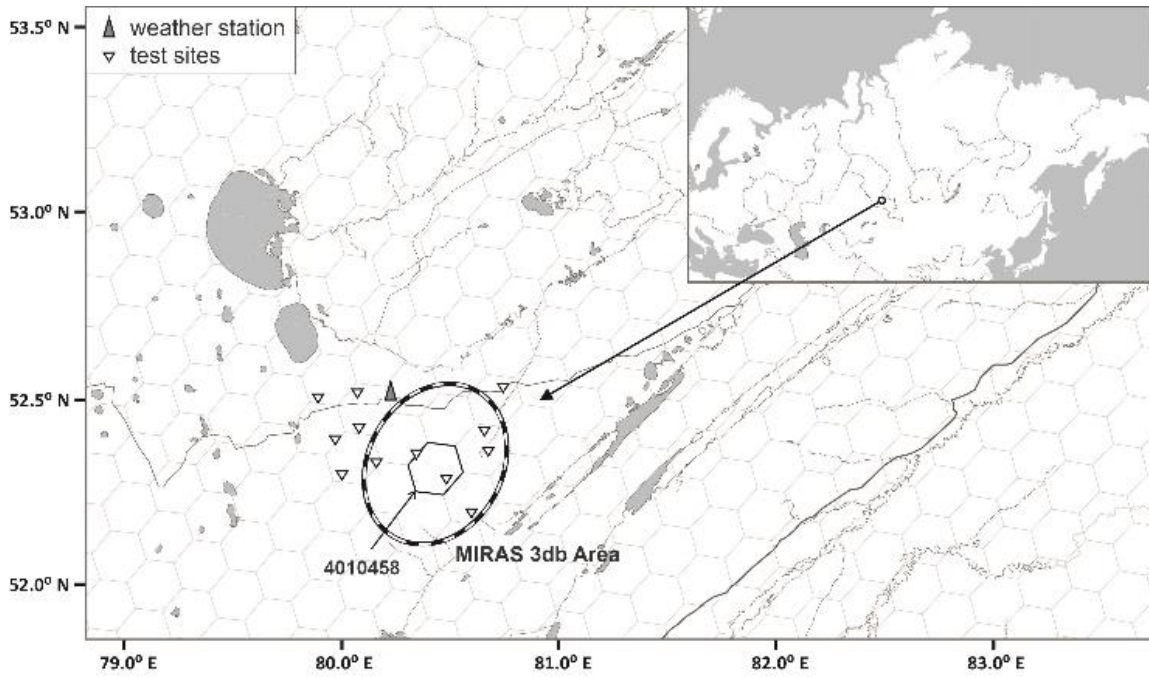


Рис. 3.12. Карта-схема тестовых участков: 4010458 – геодезическая ячейка DGG ISEA 4Н9, черно-белый контур – пиксель SMOS, треугольники – места отбора образцов почв

Полевые измерения профилей влажности почвы на исследуемой территории проводились в теплый период года на тестовых участках Родинского района (Алтайский край). На каждом участке в течение сезона производилось 10–13 измерений с периодичностью 10–11 дней. Для анализа были отобраны 264 профиля влажности. Результаты измерений представляют собой осредненные по четырем буровым стволам на каждом участке значения относительной массовой влажности W_M образцов из каждого 10-сантиметрового слоя почвы до глубины 1 метр. Для каждого образца значение W_M определяли по формуле

$$W_M = (M_{\text{влаж}} - M_{\text{сух}}) / M_{\text{сух}} = M_{\text{воды}} / M_{\text{сух}}.$$

Соответствующие значения W [$\text{см}^3/\text{см}^3$] и влагозапаса h_i [мм] в слоях толщиной $z = 10$ см вычислены по формулам (2) и (3).

$$W = W_M \cdot (\rho_{\text{сух}} / \rho_{\text{воды}}) \text{ и } h = W \cdot z,$$

Интегральный влагозапас почвы в метровом слое H_{0-100} определяется выражением

$$H_{0-100} = \sum_{i=1}^{10} h_i,$$

где h_i – влагозапас каждого 10-сантиметрового слоя (i – порядковый номер каждого 10-сантиметрового слоя от поверхности до глубины 100 см).

Яркостная температура $T_{\text{я}}$ подстилающей поверхности в скин-слое L_{λ} определялась по формуле (3.1), приведенной в параграфе 3.1

$$T_B = \chi(W)T_{\text{эфф}}.$$

Температура (T_0) на поверхности почвы в летний период изменялась в течение суток от 298 до 336 К. Спутник SMOS пролетал над районом исследований в 07:00 утра и в 20:00 вечера по местному времени. Для эксперимента были выбраны данные SMOS во время утреннего пролета. К этому времени T_0 остывала до 300 ± 2 К. Экспериментальная зависимость температуры от глубины почвы $T(z)$ имеет вид $T = 300 - 0.074 \cdot z$, $0 \leq z \leq 70$ см. Соответственно, $dT/dz = -0,074$. С использованием формул (3.2) и (3.3) рассчитали значения $\gamma(z)$, зависящие от градиента влажности $W(z)$ в слое z :

$$\gamma = 0.13644 + 3.3354 \cdot W_z, R^2 = 0.988, \sigma = 0.074,$$

где $W_z = W_0 \pm A \times z$, $A = (2 - 6) \times 10^{-4}$ – численный коэффициент.

На рисунке 3.13 приведена зависимость $L_{\lambda}(W) = \frac{1}{\gamma(W(z))}$ (сплошная линия), рассчитанная на основе лабораторных измерений диэлектрических характеристик почв и имеющая вид:

$$L_{\lambda} = (3.24 \pm 0.1) + (44.1 \pm 0.94) \times \exp(-W/(0.02823 \pm 0.00074)).$$

Из рисунка 3.13 видно, что даже при малых значениях $W=0,05$ см³/см³ (сильная почвенная засуха) $L_{\lambda} < 10$ см, а в диапазоне $W \geq 0.10$ см³/см³, $L_{\lambda} \leq 5$ см.

Радиояркостную температуру (T_B) подстилающей поверхности на горизонтальной поляризации, измеренную со спутника SMOS (продукт L1c) (Gutierrez et al, 2017), использовали для определения влагозапаса в слое 0–5 см, так как, согласно рисунку 3.13, при $W \geq W_t$ микроволновое излучение почвенного покрова формируется в слое $L_{\lambda} = 5$ см.

На основе экспериментально установленных зависимостей $h_{0-5}(T_B)$ (по данным дистанционного зондирования) и $h_{0-10}(h_{0-5})$ (по данным наземных измерений) рассчитывали влагозапас (h_{0-10}) поверхностного верхнего слоя 0–10 см. В качестве основных объектов исследования были выбраны участки, попадающие в пиксель SMOS (рис. 3.12).

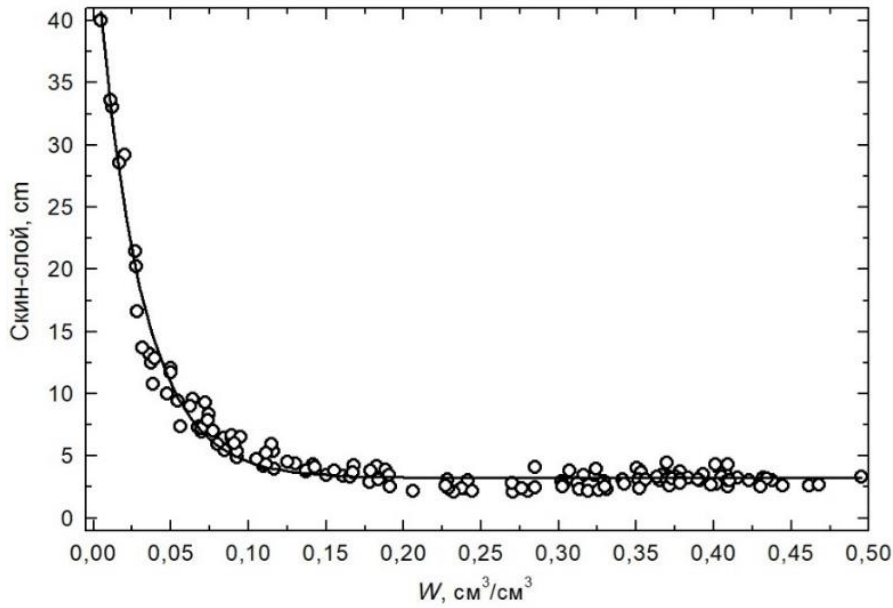


Рис. 3.13. Зависимость скин-слоя $L_\lambda(W)$ на длине волны $\lambda = 21$ см от объемной влажности W (сплошная линия) (кружками обозначены экспериментальные значения L_λ , рассчитанные по данным измерений диэлектрических характеристик почвенных образцов при разных W)

На рисунке 3.14 приведены зависимости радиояростных температур (T_B) подстилающей поверхности, измеренных со спутника SMOS, от влагозапасов в слоях почвы h_{0-5} и H_{0-100} , аппроксимированные прямыми линиями, имеющими вид:

$$T_B = 270.8 - 4.17386 \times h_{0-5}, R = -0.44, \sigma = 19.7, \quad (3.4)$$

$$T_B = 274.1 - 0.13941 \times H_{0-100}, R = -0.22, \sigma = 18.1. \quad (3.5)$$

Обратные зависимости имеют вид:

$$h_{0-5} = 17.1 - 0.0467 \times T_B, R = -0.44, \sigma = 2.9,$$

$$H_{0-100} = 247.1 - 0.35437 \times T_B, R = -0.22, \sigma = 2.8.$$

Из графиков видно, что одним и тем же значениям влагозапасов соответствует широкий диапазон значений T_B . Например, $H_{0-100} = 150$ мм соответствуют $T_B \approx 207 - 275$ К, а $T_B = 265$ К соответствуют $H_{0-100} \approx 120 - 200$ мм. Из анализа спутниковых и наземных данных следует, что прямое определение влагозапасов почвы в метровом слое по данным спутникового зондирования ($\lambda = 21$ см) проблематично. Поверхностный слой влажной почвы даже малой толщины (например, после дождя) может экранировать микроволновое излучение нижележащих слоев почвы и тем самым исказить данные дистанционного зондирования. Таким образом, возникает необходимость поиска новых подходов к дистанционной оценке влагозапасов почвы в метровом слое. Для этой цели были исследованы профили влажности почвы

в метровом слое и проанализированы зависимости влагозапасов в соседних слоях почвы (толщиной 10 см).

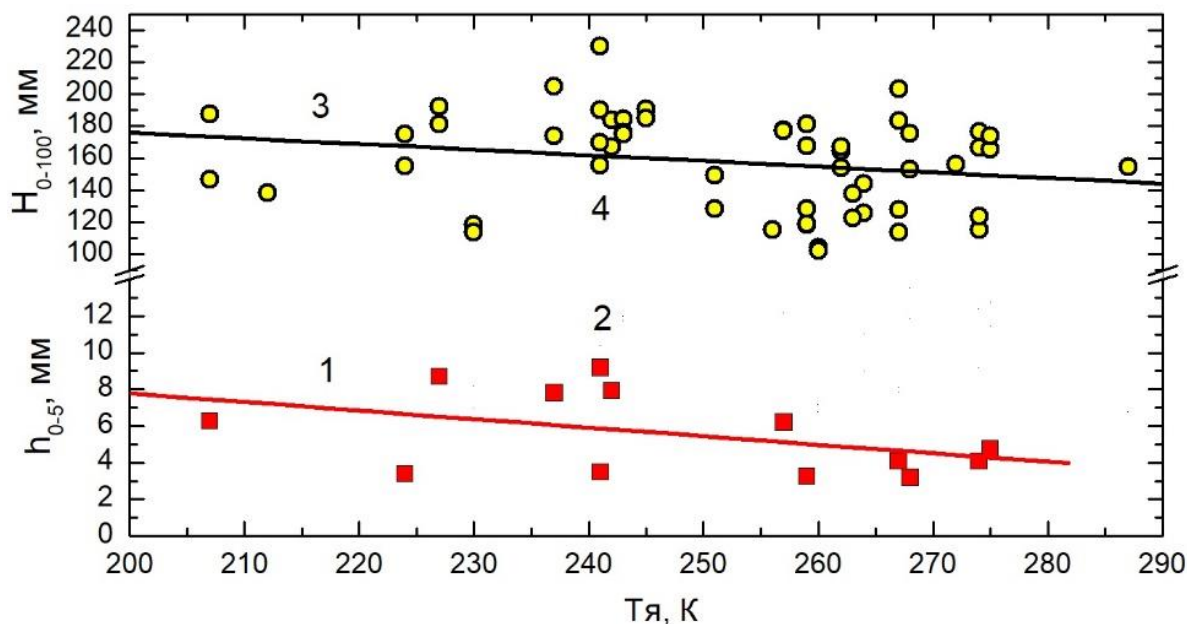


Рис. 3.14. Зависимости радиоярких температур на горизонтальной поляризации от влагозапаса в слоях почвы h_{0-5} (1) и H_{0-100} (2):
 1, 2 – теоретические зависимости, рассчитанные по формулам (6) и (7),
 2 и 3 – экспериментальные данные – влагозапасы в слоях 0–5 и 0–100 см
 и соответствующие им значения $T_{я}$

Профили влажности $W(z)$ весьма разнообразны. Это связано с разными погодными условиями, предшествующими их определению. Для примера на рисунке 3.15 приведены профили H_{0-100} в вегетационные периоды (апрель – сентябрь) с 2012 по 2022 гг. на тестовых участках, попадающих в пиксель SMOS (почва черноземная обыкновенная среднесуглинистая). Видно, что высокие значения H_{0-100} зафиксированы в весенний период после таяния снежного покрова (28 апреля). В периоды летней засухи влагозапасы почвы в корнеобитаемом слое почвы заметно уменьшаются, опускаясь ниже влагозапаса H_t , соответствующего W_t . Высокие значения H_{0-100} также связаны с обильными атмосферными осадками и просачиванием воды в нижние горизонты почвенного слоя. Для среднесуглинистой почвы с $W_t \approx 0.11$ почвенная засуха проявляется при влагозапасе корнеобитаемого слоя 0–30 см $H_t \leq 0.33$ мм. Графики 3 и 4 соответствуют условиям засухи.

Из рисунка 3.15 видно, что наблюдается некоторая слоистость (стратификация) h_i в слое 0–100 см, которая может быть связана с разным гранулометрическим составом, соответственно, с разной долей связанной воды, не просачивающейся в нижележащие слои под действием силы тяжести, а также с разной плотностью почвы.

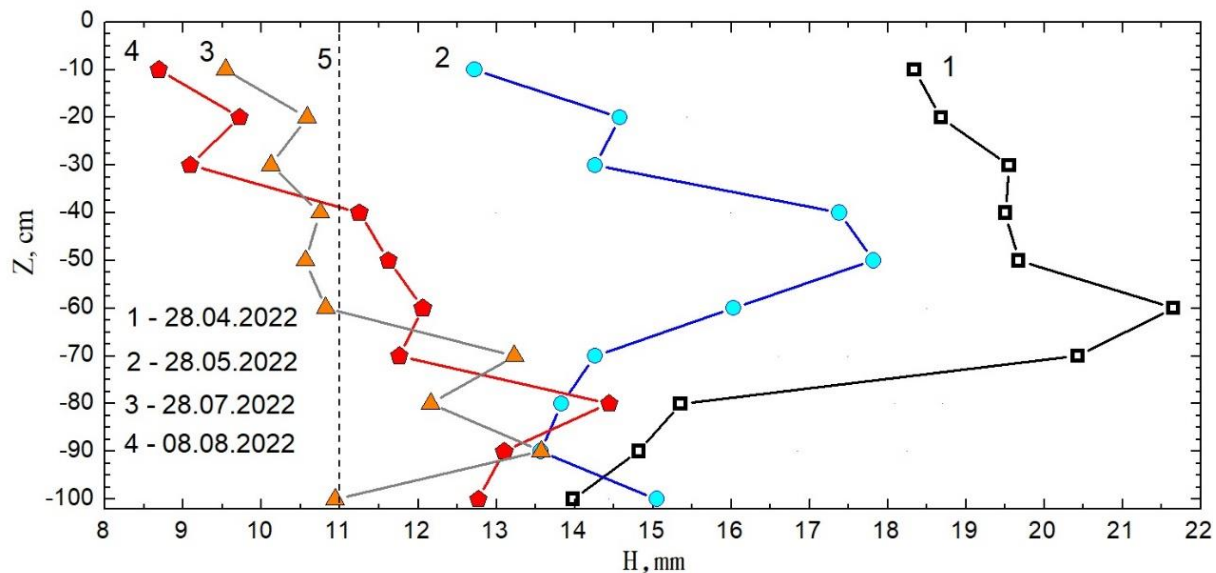


Рис. 3.15. Профили влагосодержания в почвенном слое 0–100 см (1–4) в разные периоды теплого сезона, 5 – влагосодержание H_t в слое 10 см, соответствующий $W_t = 0.11$ (начало засухи)

Между влагосодержаниями соседних слоев h_i и h_{i+1} выявлены статистически значимые корреляционные связи, установленные для выборки (264 профиля) с апреля по сентябрь с 2012 по 2022 гг. (рис. 3.16). На основе этих связей установлены линейные зависимости, позволяющие рассчитать влагосодержание каждого 10-сантиметрового слоя (h_{i+1}), основываясь на влагосодержании вышележащего 10-сантиметрового слоя (h_i). При этом поверхностный 10-сантиметровый слой (h_{0-10}) определен на основе данных о влагосодержании 5-сантиметрового слоя (h_{0-5}), который, в свою очередь, определен на основе дистанционных измерений $T_{я}$ со спутника SMOS. Соотношения для расчета влагосодержаний слоев имеют вид:

$$h_{i+1} = A_i + B_i \cdot h_i, i = 1..10, \quad (3.6)$$

где A_i и B_i – численные коэффициенты, приведенные в *таблице*.

На рисунке 3.16 по оси абсцисс отложены влагосодержания слоя h_i ($i = 1, 2, \dots, 10$) для слоев 0-10, 10-20, ..., 90-100 см, по оси ординат – влагосодержания нижележащего слоя h_{i+1} , в который просачивается вода из верхнего слоя. Соответственно, влажность нижнего слоя зависит от влажности верхнего слоя h_i . На графиках показаны сплошными линиями зависимости $h_{i+1}(h_i)$

для каждого слоя от $z = 0$ до $z = 100$ см, рассчитанные по формуле (3.6) и данным, приведенным в таблице. Из приведенных графиков и таблицы видно, что для всех слоев наблюдаются довольно устойчивые зависимости $h_{i+1}(h_i)$ с высокими значениями коэффициентов корреляции $R = 0,87 - 94$ и малыми значениями SD, что указывает на обоснованность данного подхода для оценки влагозапасов почвы.

Численные коэффициенты в формуле (3.8)

$h_{i+1}(h_i)$	A	ΔA	B	ΔB	R	SD
$h_{0-10}(h_{0-5})$	7.427	0.569	1.390	0.073	0.94	2.41
$h_{10-20}(h_{0-10})$	3.402	0.466	0.811	0.029	0.87	2.33
$h_{20-30}(h_{10-20})$	1.567	0.340	0.877	0.021	0.93	1.55
$h_{30-40}(h_{20-30})$	1.626	0.372	0.949	0.023	0.93	1.64
$h_{40-50}(h_{30-40})$	0.864	0.303	0.960	0.018	0.96	1.29
$h_{50-60}(h_{40-50})$	1.733	0.328	0.896	0.019	0.94	1.39
$h_{60-70}(h_{50-60})$	0.850	0.319	0.940	0.019	0.95	1.27
$h_{70-80}(h_{60-70})$	0.722	0.348	0.936	0.021	0.94	1.40
$h_{80-90}(h_{70-80})$	0.068	0.358	0.992	0.022	0.94	1.46
$h_{90-100}(h_{80-90})$	0.294	0.337	0.933	0.020	0.94	1.44

R – коэффициент корреляции, SD (standard deviation) – стандартное отклонение.

Для расчета H_{0-100} по данным радиоярких температур, измеренных со спутника SMOS (продукт L1c) и соотнесенных к слою 0–5 см (рис. 3.14), использованы соотношения (3.4)–(3.6). На рисунке 3.17 приведена динамика влагозапасов в метровом слое, определенных термостатно-весовым способом, и значений H_{0-100} , рассчитанных по данным дистанционной оценки T_B в слое h_5 с использованием зависимости (3.4) и соотношений (3.6). Из рисунка 3.17 видно, что рассчитанные дистанционным способом значения $H_{0-100}(T_{я})$ совпадают с экспериментальными значениями H_{0-100} , определенными термостатно-весовым способом.

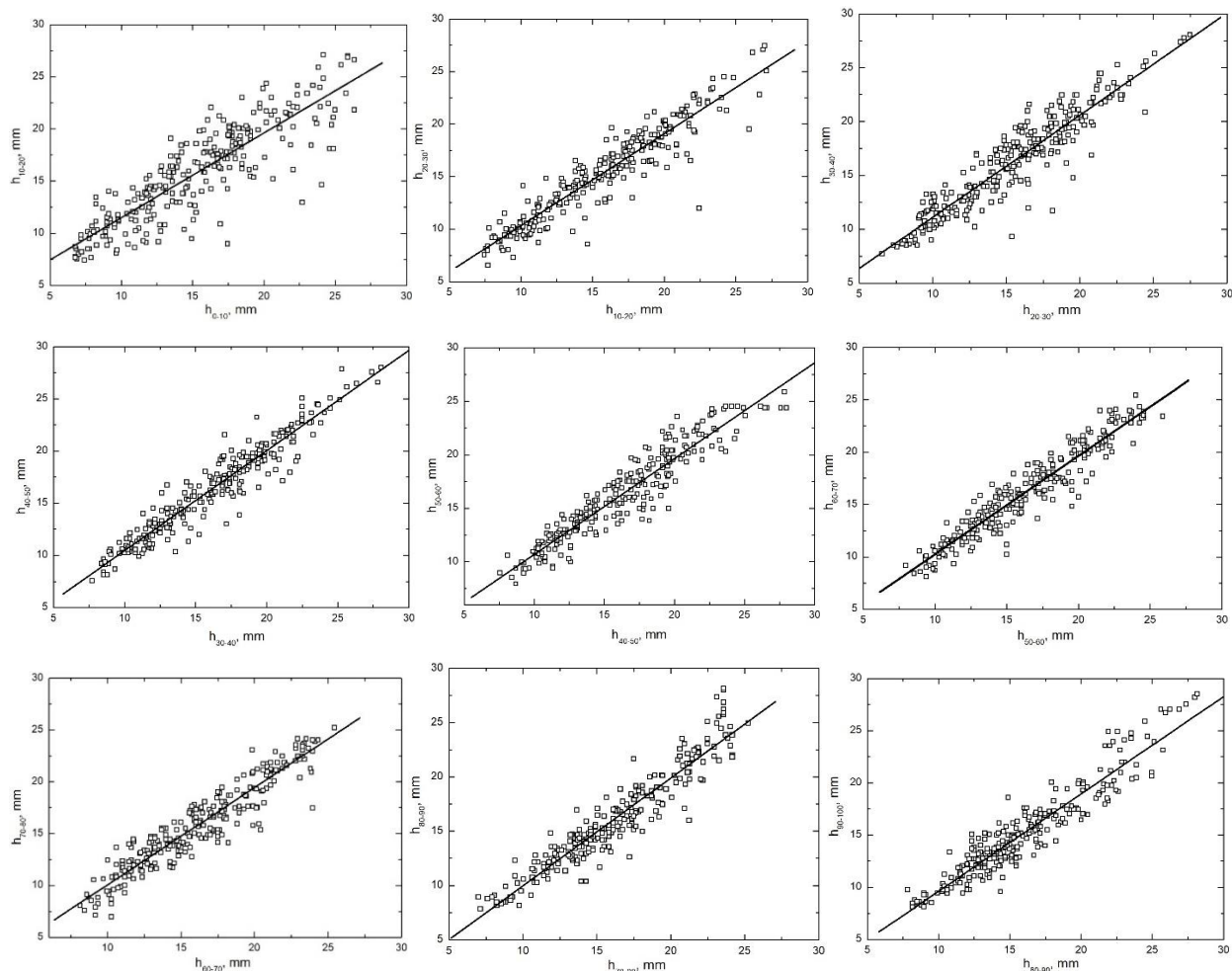


Рис. 3.16. Зависимости влагозапаса почвы в слое h_{i+1} от влагозапаса в слое h_i (сплошные линии, квадратами показаны экспериментальные значения влагозапаса почвы, определенные по данным полевого обследования)

В то же время в некоторых случаях наблюдаются заметные отличия дистанционных и наземных данных. Наблюдаемое расхождение между дистанционными и наземными данными, а также между полевыми измерениями в разных точках тестового участка могут быть связаны с тем, что сравниваются площадные спутниковые данные в пикселе SMOS с результатами единичных наземных измерений влагозапаса почвы в конкретных точках.

При этом следует отметить, что в ряде случаев наблюдается значительное расхождение самих наземных данных, измеренных термостатно-весовым способом в один и тот же день, но на разных тестовых участках, попадающих в пиксель SMOS. Одним из источников возникающих погрешностей может являться несовпадение спутниковых и наземных измерений по времени. Спутник SNOS регистрирует микроволновое излучение подстилающей поверхности два раза в сутки: в утренние и вечерние часы (07:00 и 20:00 по местному времени), а полевые измерения могут проводиться в течение всего дня, когда вариации T_0 достигают 30–40 К.

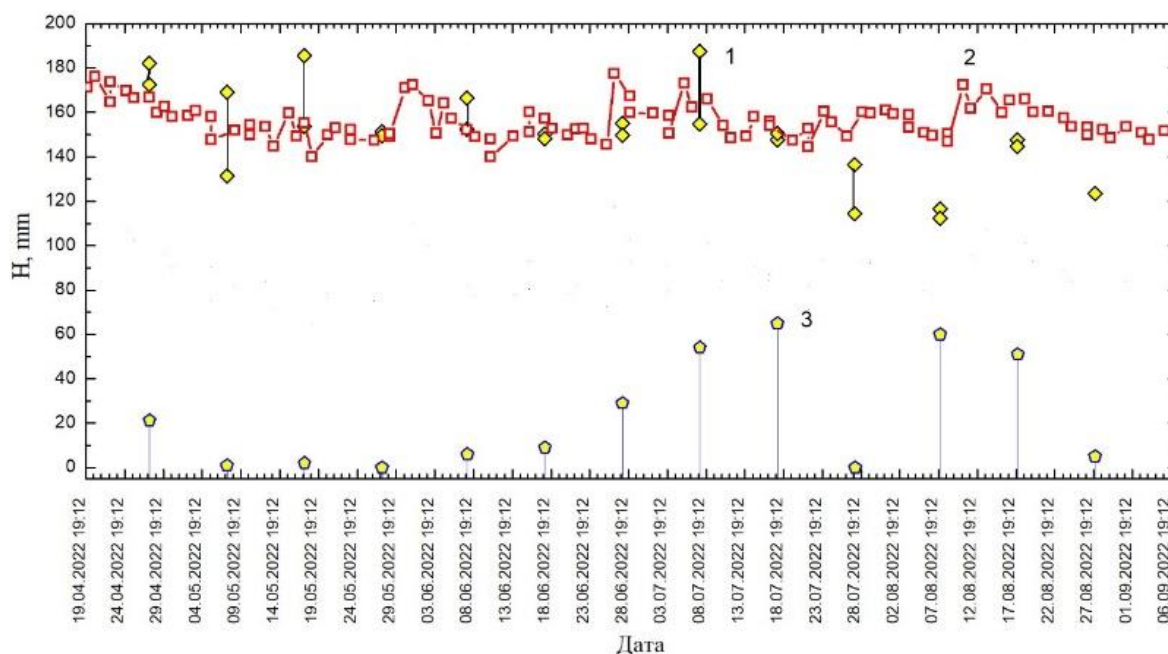


Рис. 3.17. Динамика влагозапаса в метровом слое, определенная термостатно-весовым способом (1) и рассчитанная по данным дистанционного зондирования (2),
3 – атмосферные осадки в мм

Из анализа спутниковых, полевых и лабораторных данных следует, что наблюдается удовлетворительное соответствие влагозапасов в почвенном слое 0–100 см, определенных контактными (термостатно-весовым) и дистанционными (радиофизическим) способами. При этом полевые измерения, проведенные на разных участках, попадающих в пиксель SMOS, заметно различаются, а T_B , определенные по спутниковым данным, представляют собой усредненные значения по всему пикселю. При малых значениях W погрешность дистанционного определения H_{0-100} может быть связана с увеличением толщины скин-слоя с 5 см до 7–10 см (рис. 3.13). Возможными источниками погрешностей дистанционной оценки влагозапаса почвы являются: 1) разнообразие ландшафтов с разными радиоизлучательными характеристиками, попадающих в пиксель микроволнового радиометра, необходимость корректировки спутниковых данных путем учета площадей и радиоизлучательных характеристик разных ландшафтов (почв, водных объектов, лесов, населенных пунктов); 2) неоднородность физических и химических свойств почв в скин-слое, наличие почвенных горизонтов с разными физическими параметрами, меняющимися с глубиной.

Следует отметить, что установленные соотношения $h_{i+1}(h_i)$ могут иметь локальный характер и зависеть от физических характеристик почвенного слоя (плотность, гранулометрический состав, объемная доля связанной воды).

Список литературы к главе 3

- Башаринов А.Е., Гурвич А.С., Егоров С.Т. Радиотепловое излучение Земли как планеты. М.: Наука, 1974. 188 с.
- Башаринов А.Е., Тучков Л.Т., Поляков В.С., Ананов Н.И. Измерение радиотепловых и плазменных СВЧ-излучений. М.: Советская редакция, 1968. 390 с.
- Голованов А.И., Паласиос О. Об определении зависимости запасов почвенной влаги от глубины промерзания грунтовых вод // Почвоведение. 1968. № 1. С. 101–105.
- Зотова Е.Н., Геллер А.Г. Способ определения влажности почв. Авторское свидетельство SU 985741. МПК G 01 № 22/04. Оpubл. 30.12.1982. Бюл. № 48. 4 с.
- Качинский Н.А. Механический и микроагрегатный состав почвы, методы его изучения. М.: Издательство АН СССР, 1958. 193 стр.
- Комаров С.А., Миронов В.Л., Романов А.Н. Аэрокосмическое зондирование гидрологического состояния почв радиофизическими методами. Барнаул: Изд-во АГУ, 1997. 104 с.
- Комаров С.А., Миронов В.Л., Романов А.Н. Дистанционное определение уровней грунтовых вод с использованием региональных баз данных // Исследование Земли из Космоса. 1993. № 4. С. 79–82.
- Комаров С.А., Миронов В.Л., Романов А.Н., Евтюшкин А.В. Определение площадей подтопленных земель дистанционными методами // Метеорология и гидрология. 1994. № 1. С. 87–91.
- Комаров С.А., Миронов В.Л., Романов А.Н., Рычкова Н.В. Дистанционный радиофизический способ определения влажности почвы. Патент RU 2010219. МПК G 01 № 22/00. Оpubл. 30.03.1994. 3 с.
- Комаров С.А., Миронов В.Л., Рычкова Н.В. Способ определения влажности устойчивого завядания. Патент RU 2092819. МПК G 01 № 22/04. Оpubл. 10.10.1997. 5 с.
- Кротиков В.Д. Некоторые электрические характеристики земных пород и их сравнение с характеристиками поверхностного слоя Луны // Изв. вуз. Радиофизика. 1962. Т. 5. № 6. С. 1057–1061.
- Никифоров М.В., Пегоев Н.Н., Шкуратов И.И. Способ определения влажности почв в их естественном залегании. Авторское свидетельство SU 1061096. МПК G 01 № 11/00. Оpubл. 15.12.1983. Бюл. № 46. 3 с.
- Реутов Е.А., Шутко А.М. Способ дистанционного определения профиля влажности и интегрального влагосодержания почвы. Авторское свидетельство SU 1326968. МПК G 01 № 22/04. Оpubл. 30.07.1987. Бюл. № 28. 4 с.
- Реутов Е.А., Шутко А.М. Оценка уровня грунтовых вод по данным дистанционных СВЧ-радиометрических измерений // Исследование Земли из космоса. 1991. № 2. С. 99–106.
- Роде А.А. Основы учения о почвенной влаге. Т. 1. Л.: Гидрометеиздат, 1965. 663 с.

Романов А.Н. Влияние объемной влажности на диэлектрические свойства гумуса в микроволновом диапазоне // Радиотехника и электроника. 2006. Т. 51. № 6. С. 734–735.

Шарков Е.А. Радиотепловое дистанционное зондирование Земли: физические основы: в 2 т. Т. 1. М.: Изд-во ИКИ РАН, 2014. 543 с.

Beljaeva T.A., Bobrov A.P., Bobrov P.P., Galjeev O.V., Mandrygina V.N. Determination of soil dielectric models parameters at various density and humus content using experimental measurement data at frequency band 0,1-20 GHz // *Earth Observation and Remote Sensing*. 2003. V. 18. No. 5. P. 28.

Bitar A.A., Mahmoodi A., Kerr Y., Rodriguez-Fernandez N., Parrens M., Tarot S. Global Assessment of Droughts in the Last Decade from SMOS Root Zone Soil Moisture // *2021 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium IGARSS*. Brussels, Belgium. 2021. P. 8628–8631. DOI: 10.1109/IGARSS47720.2021.9554773

Boyarskii D.A., Tikhonov V.V., Komarova N.Y. Model of dielectric constant of bound water in soil for applications of microwave remote sensing // *Progress in Electromagnetics Research*. 2002. Vol. 35. P. 251–269.

Gutierrez A., Castro R., Vieira P, Lopes G., Barbosa J. SMOS L1 Processor L1c Data Processing Model. Tech. Rep. SO-DS-DME-L1OP-0009. 2017.

John J., Sushama L., Roose S. A Machine Learning Framework for Extending SMOS Surface Soil Moisture Observations over Canada. EGU General Assembly 2024. Vienna. Austria. 14–19 Apr 2024. EGU24-12005. DOI: 10.5194/egusphere-egu24-12005

Kirdiashev K.P., Chukhlantsev A.A., Shutko A.M. Microwave radiation of the earth's surface in the presence of vegetation cover // *Radio Engineering and Electronics*. 1979. Vol. 24. P. 256–264.

Komarov S.A., Mironov V.L., Romanov A.N. The effect of salinity on the permittivity of moist soils in the microwave band // *Journal of Communications Technology and Electronics*. 2002. Vol. 47. No. 6. P. 626–631.

Li L., Dai Y., Wei Z. et al. Enhancing Deep Learning Soil Moisture Forecasting Models by Integrating Physics-based Models // *Advances in Atmospheric Sciences*. 2024. Vol. 41. No. 7. P. 1326–1341. DOI: 10.1007/s00376-023-3181-8

Luo X., Yin C., Sun Y., Bai W., Li W., Song H. A Real-Time Prediction Approach to Deep Soil Moisture Combining GNSS-R Data and a Water Movement Model in Unsaturated Soil // *Water*. 2024. Vol. 16. No. 7. Article 979. DOI: 10.3390/w16070979

Mladenova I.E., Bolten J.D., Crowet W.T. et al. Evaluating the Operational Application of SMAP for Global Agricultural Drought Monitoring // *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*. 2019. Vol. 12. No. 9. P. 3387–3397. DOI: 10.1109/JSTARS.2019.2923555

Njoku E.G. and Kong J.A. Theory for Passive Microwave Remote Sensing of Near-Surface Soil Moisture // *Journal of Geophysical Research*. 1977. Vol. 82. P. 3108–3118.

Pal M., Maity R. Assimilation of remote sensing-based surface soil moisture to develop a spatially varying vertical soil moisture profile database for entire Indian mainland // *Journal of Hydrology*. 2021. Vol. 601. Article 126807. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2021.126807

Romanov A.N. On the influence of the macroaggregate composition of soils on their dielectric and radiative properties in the microwave band // *Journal of Communications Technology and Electronics*. 2004. Vol. 49. No. 9. P. 1048–1050.

Sahr K., White D., Kimerling A. J. Geodesic discrete global grid systems // *Cartography Geographic Inf. Sci.* 2023. Vol. 30. No. 2. P. 121–134.

Schmugge T.J. Effect of Texture on Microwave Emission from Soils // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. GE-18. 1980. No. 4. P. 353–361. DOI: 10.1109/TGRS.1980.350313.

Schmugge T.J., Gloersen P.W. Wilheit T., Geiger F. Remote Sensing of Soil Moisture with Microwave Radiometry // *Journal of Geophysical Research*. 1974. Vol. 79. No. 2. P. 317–323.

Wan Z. MODIS Land-Surface Temperature Algorithm Theoretical Background Document. 1999. URL: http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd_mod11.pdf

Wang C., Yu T., Gu X. et al. The Verification and Fusion Analysis of Passive Microwave Soil Moisture Products in the Three Northeastern Provinces of China // *Atmosphere*. 2024. Vol. 15. No. 4. Article 441. DOI: 10.3390/atmos15040441

Wang P., Zeng J., Chen K.-S. et al. Global-scale assessment of multiple recently developed/reprocessed remotely sensed soil moisture datasets // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2024. Vol. 62. Article 4403518. DOI: 10.1109/TGRS.2024.3361890

Ye N., Walker J.P., Yeo I.-Y. et al. Toward P-Band Passive Microwave Sensing of Soil Moisture // *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*. 2021. Vol. 18. No. 3. P. 504-508. DOI: 10.1109/LGRS.2020.2976204

ГЛАВА 4. ГИДРОЛОГИЧЕСКАЯ ЗАСУХА

4.1. Анализ гидрологических изменений минеральных озер в Северной Евразии по данным спутника SMOS

Минеральные озера, широко распространенные на Земном шаре, встречающиеся в разных регионах мира, чрезвычайно чувствительны к изменениям климата. Свообразными индикаторами климатических изменений выступают уровень воды в них и площадь водной поверхности (Yan and Zheng, 2015). В маловодные периоды небольшие озера могут пересыхать (Waiser and Waiser, 2009; Moore, 2016). Усыхание крупных озер влияет на атмосферные и гидросферные процессы, происходящие в региональном масштабе. Атмосферный перенос токсичных солей с поверхности воды и высохшего дна озера способствует увеличению засоленности почв, что, в свою очередь, ведет к угнетению растительности, опустыниванию (Kamilli, 2016).

При мониторинге гидрологической засухи используются следующие характеристики:

1. Массовая концентрация соли (S) – отношение массы растворенного вещества к массе соленой воды: $S = M_C/M_B$, где $M_C = M - M_B$ – масса воды в растворе: M и M_C – массы раствора и безводной соли.

2. Массовая доля растворенного вещества (C) – отношение массы растворенного вещества к общей массе соленой воды: $C = M_C/M$.

3. Плотность соленой воды ρ – отношение массы (M) к занимаемому объему (V): $\rho = M/V$.

4. Растворимость – концентрация растворенного вещества в его насыщенном растворе, выраженная в процентах, в весовых и объемных единицах (г/100 г или см³/100 см³).

Основными объектами исследования являлись крупные минеральные озера Северной Евразии, различающиеся по площади, солености воды, концентрации и типу растворенных солей, расположенные в разных природных зонах, на разной высоте над уровнем моря (северная и южная части Каспийского моря, залив Кара-Богаз-Гол, участки Аральского моря, озера Сарыкамышское, Кулундинское, Убсу-Нур) (рис. 4.1).

Использовались данные спутника SMOS обработки L1C версии v620 (Gutierrez and Castro, 2010), измеренные на горизонтальной поляризации под углом зондирования 42.5°. Данные L1C географически привязаны к дискретной геодезической сетке DGG ISEA 4N9 (Sahr et al., 2003). На рисунке 4.2а-з приведены графики многолетней сезонной динамики $T_B(JD)$ тестовых участков с 2012 по 2022 гг. По оси абсцисс отложены значения юлианского дня JD_{2012} , отсчитываемого от начала периода наблюдения (01.01.2012). На всех графиках прямыми линиями обозначены многолетние зависимости T_B и T , позволяющие оценить происходящие изменения за период с 2012 по 2021 г.

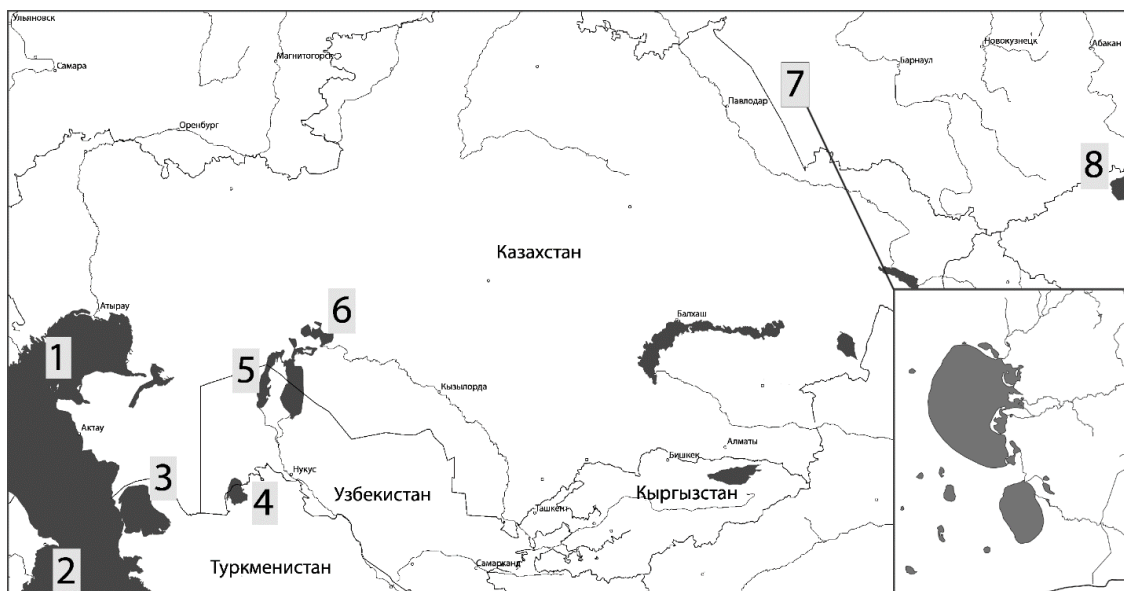


Рис. 4.1. Карта-схема расположения тестовых участков в Северной Евразии: 1, 2 – северная и южная части Каспийского моря; 3 – залив Кара-Богаз-Гол; 4 – Сарыкамышское озеро; 5, 6 – западная и северная части Аральского моря; 7 – оз. Кулундинское; 8 – оз. Убсу-Нур

Вариации $T_B(JD)$ в северной части Каспийского моря (рис. 4.2а) связаны с сезонным образованием ледового покрова на водной поверхности, изменениями ледовитости, температуры и солености поверхности моря (Гинзбург и др., 2004; Гинзбург и др., 2021). Значения T_B изменяются от 90 К в периоды открытой воды до 270 К в периоды ледостава. Вид зависимости $T_B(JD)$ характерен для водоемов с сезонным ледовым покровом, образующимся на поверхности воды. Цифрами 1–4 обозначены точки, соответствующие качественным изменениям характеристик микроволнового излучения подстилающей поверхности. Точка 1 (JD_1) соответствует температуре начала замерзания соленой воды, изменения ее агрегатного состояния в результате образования льда. Точка 2 (JD_2) соответствует толщине льда, равной скин-слою. Дальнейшее увеличение толщины льда не ведет к заметному изменению T_B , зависящей от температуры льда, наличия снежиц на поверхности льда во время оттепелей (Tikhonov et al., 2015). Точки 3 (JD_3) и 4 (JD_4) соответствуют началу и окончанию таяния соленого льда. Соответственно с этим специфической особенностью является существование четырех фаз состояния поверхности водоема с разными радиоизлучательными характеристиками, зависящими от температуры и солености воды, толщины, температуры и солености льда: (JD_1 – JD_2) – открытая вода; (JD_2 – JD_3) – образование ледяного покрова с толщиной льда $d \leq L$ (L – скин-слой льда); (JD_3 – JD_4) – установившийся ледяной покров с толщиной $d \geq L$; (JD_4 – JD_1) – таяние ледового покрова.

Для южной части Каспийского моря $T_B(JD)$ (рис. 4.2б) имеет вид, характерный для незамерзающих в течение всего года минеральных водоемов. В этом случае T_B водной поверхности зависит от температуры и солености воды (Talone et al., 2010; Olmedo et al., 2016), морского волнения и образования пены на поверхности моря (Yin et al., 2012).

На рисунке 4.2в приведены зависимости $T_B(JD)$ для залива Кара-Богаз-Гол, крупнейшего в мире месторождения мирабилита, с высокой концентрацией растворенных в воде солей (от 270 до 380 ‰, в зависимости от сезона, температуры воды и уровня Каспийского моря, способствующих обмелению залива) (Карпычев, 2007, Гинзбург и др., 2022). Как видно из графиков, $T_B(JD)$ и $T(JD)$ находятся в противофазе. Подобное поведение $T_B(JD)$ может быть связано с особенностями растворения солей в воде и особенностями их выпадения в осадок.

Значительные гидрологические изменения происходят с бессточным горько-соленым Сарыкамышским озером, работающим с 1960-х гг. как водоприемник коллекторно-дренажных вод, формируемых в Хорезмской (Республика Узбекистан) и Дашхаузской (Республика Туркменистан) областях. За последние 35 лет Сарыкамышское озеро превратилось из небольших солончаков в крупнейшее ирригационно-сбросовое озеро в бассейне Аральского моря. Минерализация воды в озере хлоридно-натриевая, соленость достигает 15–20 ‰. В последнее десятилетие исследования гидрологического состояния Сарыкамышского озера, а также других водных объектов Арало-Каспийского региона ведутся с использованием методов космического зондирования (Костяной и др., 2011).

Зависимость $T_B(JD)$ для Сарыкамышского озера приведена на рисунке 4.2г. В зимние периоды 2011/2012, 2012/2013, 2013/2014 гг. на водной поверхности озера образовывался ледовый покров, что подтверждается спутниковыми снимками в оптическом диапазоне (<https://worldview.earthdata.nasa.gov>). С конца 2014 г. и по настоящее время ледовый покров не образовывался, что может быть связано с повышением массовой концентрации растворимых солей, приносимых коллекторно-дренажными водами.

Наиболее заметные гидрологические изменения претерпело Аральское море (АМ), подвергшееся с 1960-х гг. катастрофическому усыханию (Sharma et al, 2018; Singh et al., 2018; Guo et al., 2018; Russell et al., 2018; Sun et al., 2019; Shen et al., 2019). Из анализа зависимостей $T_B(JD)$ для западной (рис. 4.2д) и северной (рис. 4.2е) частей АМ, а также спутниковых снимков в оптическом диапазоне следует, что в западной части АМ ледовый покров в последний раз образовывался в 2012 г. Для северной части АМ характерно ежегодное образование ледового покрова и разная продолжительность периодов открытой воды.

Одним из крупнейших горько-соленых озер на юге Западной Сибири и крупнейшим в Алтайском крае является Кулундинское озеро, площадь которого в течение года может изменяться на 25 % (в зависимости от погодных условий). С изменением площади озера также изменяется соленость воды (Галахов, 2003; Лебедева (Верба), 2008). На рисунке 4.2ж приведены вычисленные для Кулундинского озера $T_B(JD)$ и $T(JD)$. Динамика температуры воды в озере определена по данным MODIS. Значения T усреднены по территории озера. Так как площадь озера меньше пикселя радиометра MIRAS, то производился перерасчет значений T_B

озера по формуле (1) для ячейки, формируемой только степью, и ячейки, формируемой Кулундинским озером (35 %) и прилегающими к нему степными территориями (65 %).

На рисунке 4.2з приведены зависимости $T_B(JD)$ и $T(JD)$ для крупнейшего в Монголии озера Убсу-Нур (использованы значения T из архивов метеоданных <https://rp5.ru>). Гидрологические особенности озера зависят в значительной мере от вариаций солености и условий ледостава (Степаненко и др., 2019). Обращают на себя внимание ежегодные резкие понижения T_B , которые могут быть связаны с дождевыми осадками в зимне-весенний сезон, ранним вскрытием рек, затоплением льда на озере речной водой. Возникновение многослойной структуры, образующейся в результате поверхностного таяния льда и последующего замерзания растаявшей воды, сопровождается резкими изменениями радиоизлучательных характеристик подстилающей поверхности. Это позволяет осуществить раннюю идентификацию начала таяния льда (Anderson, 1979).

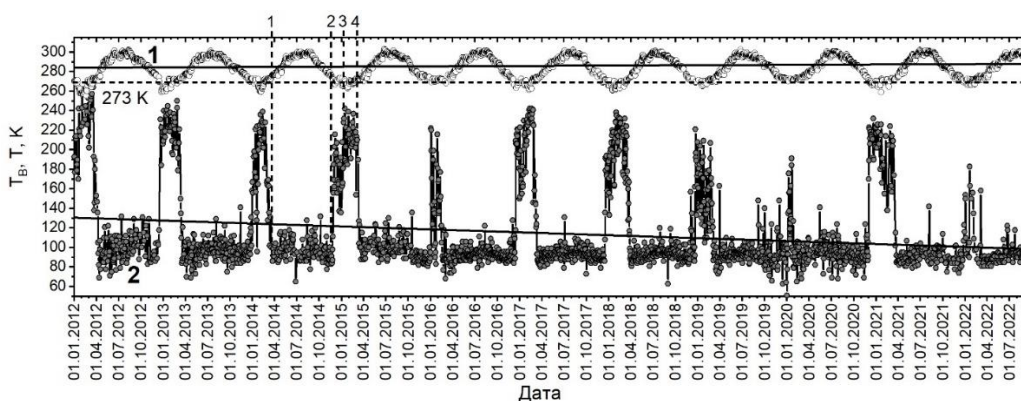
Приведенные на рисунке 4.2а-з зависимости $T_B(JD)$ и $T(JD)$ для исследованных озер были аппроксимированы прямыми линиями, имеющими следующий вид:

$$T_B = A + B \times JD \quad (4.1)$$

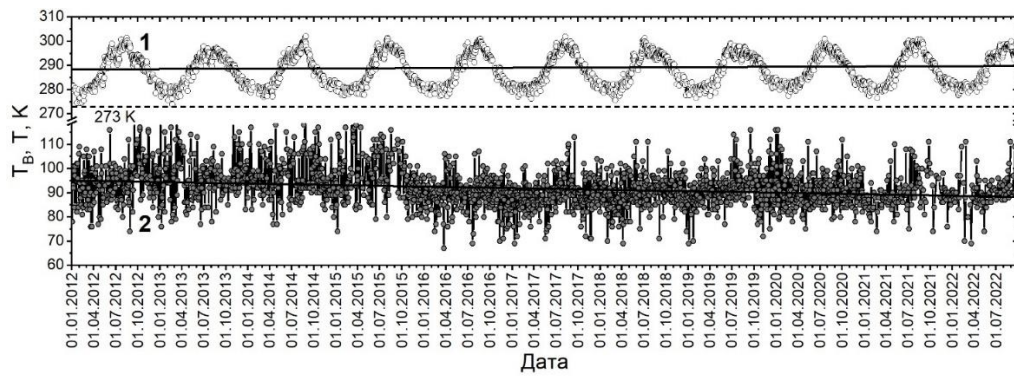
$$T = C + D \times JD, \quad (4.2)$$

где A, B, C, D – численные коэффициенты, приведенные в таблице.

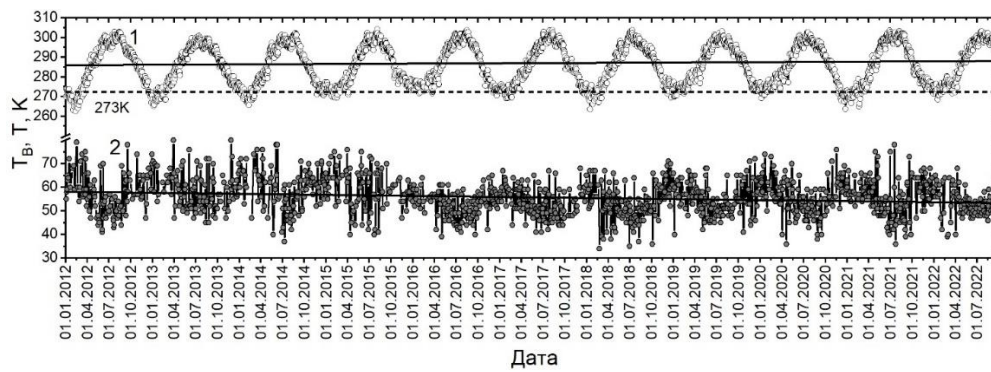
Различие коэффициентов указывает на различие гидрологических изменений в разных регионах Северной Евразии. Из анализа спутниковых данных следует, что T возрастает для исследованных озер с разной скоростью, что может быть связано с различием климатических условий. Понижение T_B озер в южной части Северной Евразии может быть связано с сокращением продолжительности холодного периода, колебаниями уровней воды в озерах, возрастанием испарения и, соответственно, увеличением солености воды, ведущим к уменьшению коэффициента излучения водной поверхности. Для минеральных озер, расположенных в более высоких широтах, возрастание T_B может быть связано с сезонными процессами таяния снежного покрова в весенний период и уменьшением солености воды, а также обмелением озер в конце летнего сезона, образованием ледового покрова.



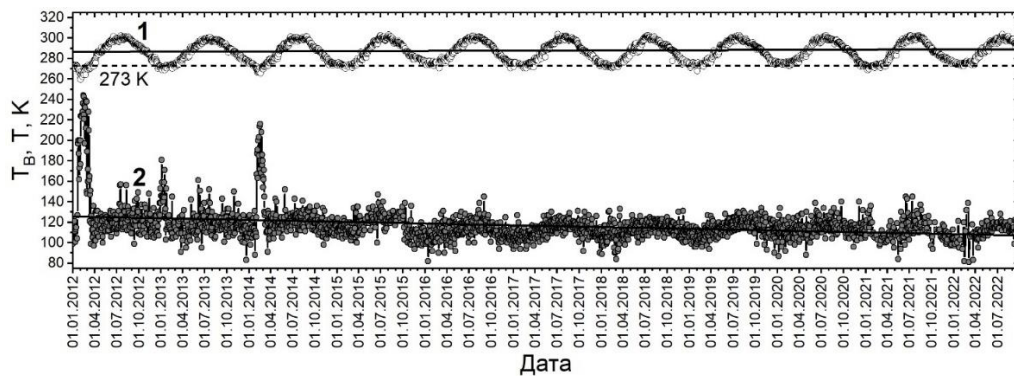
а)



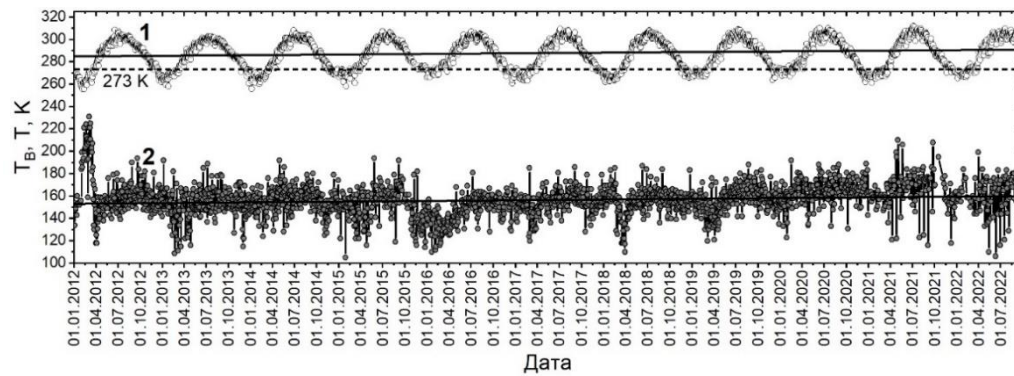
б)



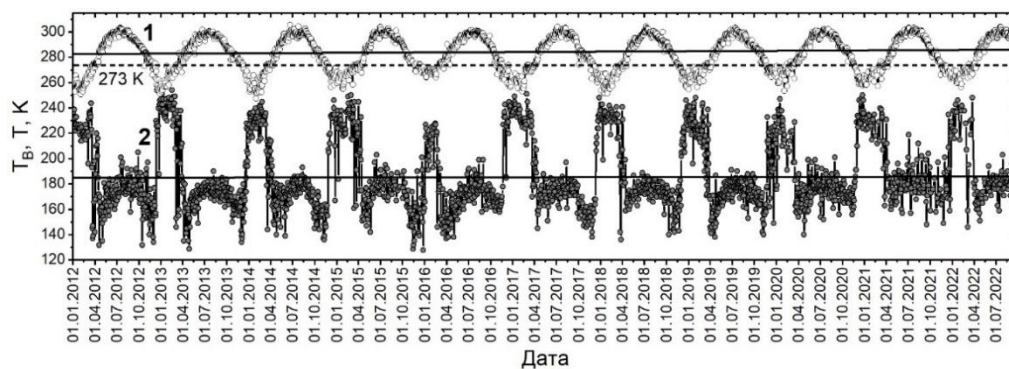
в)



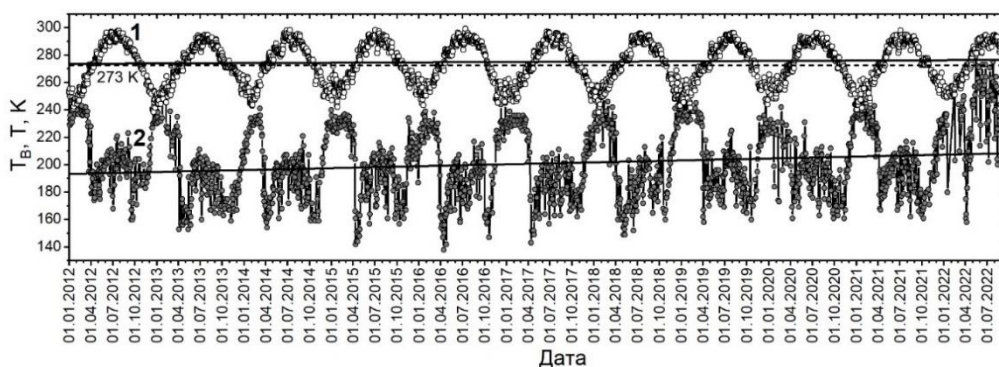
г)



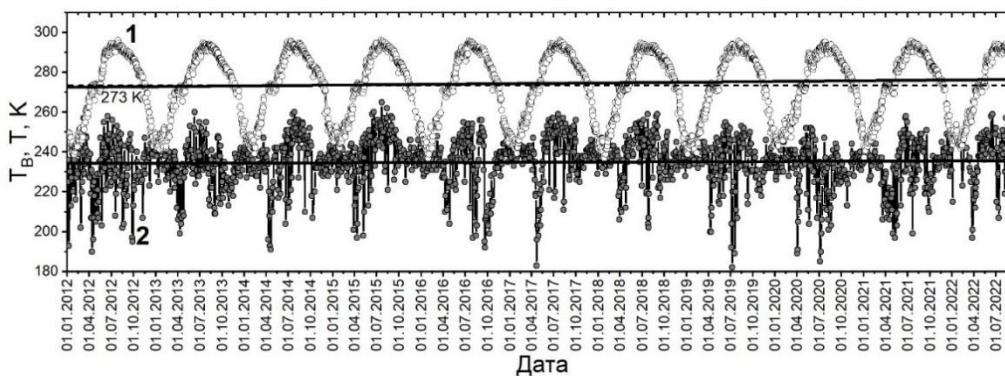
д)



е)



ж)



з)

Рис. 4.2. Сезонная динамика термодинамических (1) и радиояркостных (2) температур, измеренных на горизонтальной поляризации под углом зондирования 42.5° для северной (а) и южной (б) частей Каспийского моря; залива Кара-Богаз-Гол (в); Сарыкамышского озера (г); западной (д) и северной (е) частей Аральского моря, Кулундинского озера (ж), озера Убсу-Нур (з) (объяснения в тексте)

Численные коэффициенты А, В, С, D в формулах (4.1)–(4.2)

Объект	Сезонный ледовый покров	А	В×10 ⁻⁴	σ	С	D×10 ⁻⁴	σ
1	+	20276	-82	0.04	-2214	10.2	0.01
2	–	4319	-17.2	0.05	-585	3.6	0.01
3	–	3038	-12.1	0.03	-1013	5.3	0.01
4	–	11748	-47.3	0.09	-1348	6.6	0.01
5	–	-4211	17.8	0.01	-3466	15	0.01
6	+	-413	2.4	0.1	-1872	8.8	0.01
7	+	-9269	38.5	0.03	-1479	7.1	0.03
8	+	-625	3.5	0.001	-2198	10.1	0.005

σ – стандартное отклонение.

4.2. Дистанционный микроволновый индекс гидрологической засухи (на примере сезонного усыхания гипергалинного озера)

Гидрологическая засуха (ГЗ) представляет собой опасное природное явление, способное привести к деградации водоемов суши, в том числе к повышению солености, ухудшению качества воды, изменению ихтиофауны, зоо- и фитобентоса. В периоды ГЗ происходит снижение уровней воды в реках, усыхание озер, уменьшение запасов грунтовых вод. В качестве классификационных признаков засух используются продолжительности экстремальных значений температуры и влажности природных сред (воздух, почва), уровни и расходы воды в водных объектах.

К основным факторам, способствующим развитию засух, относятся климатические особенности региона, характеристики водосборного бассейна, а также деятельность человека. Подробный анализ ГЗ в мире с 1980 по 2008 гг. приведен в (Добровольский, 2015). В (Владимиров, 2012; Владимиров и Малышева, 2012) систематизированы физико-географические и антропогенные факторы, создающие ГЗ.

Для анализа состояния водоема в условиях засухи используются: гидрологический индекс засухи Палмера, модифицированный для учета продолжительной засухи, влияющей на речной сток и подземные воды; стандартизированный индекс запаса водоема, изменяющийся в диапазоне от –3 (экстремально сухо) до +3 (экстремально влажно); стандартизированный индекс речного стока, определяемый для заданного периода времени как разница в речном стоке от среднего до стандартного отклонения; стандартизированный индекс стока (Рахмуни и др., 2022). При дистанционном мониторинге ГЗ также используются различные дистанци-

онные индексы засухи, в том числе стандартизированный индекс осадков и эвапотранспирации, позволяющий выявлять явления засушливости и увлажнения; мелиоративный индекс засушливости, разработанный для определения интенсивности и продолжительности засух; индекс запаса поверхностной влаги.

Прогнозирование опасных гидрологических явлений эффективно с применением спутниковых снимков MODIS (Ниязов и Калашникова, 2018). Дистанционные исследования гидрологических процессов включают оценку состояния поверхностных вод, болот, использование воды в экосистемах, изменение облачности, водяного пара, осадков, испарения, транспирации, появление снега. В (Lai et al., 2019; Suret et al., 2020) описан новый подход к дистанционному мониторингу гидрологической засухи, основанный на использовании спутниковых данных об осадках и стандартизированного индекса речного стока.

В (Zhang et al., 2022) для оценки ГЗ разработаны дистанционные интегрированные индексы засухи: множественный индекс засухи, интегрированный индекс множественной засухи на основе индекса условий осадков, индекса температурных условий, индекса состояния растительности и индекса состояния влажности почвы.

В засушливых и полузасушливых регионах в периоды ГЗ одной из проблем является снижение уровня воды (УВ) в крупных озерах. Для оценки интенсивности, повторяемости и пространственно-временного распределения ГЗ используются аномалии нормализованного разностного вегетационного индекса (NDVI), месячные значения влажности почвы, эвапотранспирации, временные ряды температуры подстилающей поверхности и осадков. Основными причинами ГЗ являются температурные аномалии и антропогенное воздействие.

В данном параграфе приведены результаты 10-летних исследований сезонных вариаций радиояркостных температур гипергалинного Кулундинского озера, расположенного на территории Кулундинской равнины, характеризующейся засушливым климатом с малым годовым количеством атмосферных осадков. На их основе предложен новый подход к разработке дистанционного микроволнового индекса гидрологической засухи.

Объектом исследования являлась акватория Кулундинского озера и окружающая его степь, попадающие в пиксель спутника SMOS (рис. 4.3). Кулундинское озеро является одним из крупнейших минеральных озер России. Основным источником питания озера являются пресноводные реки и ручьи, подземные воды и снежный покров. В течение внутривековых циклов колебаний водности и ежегодного усыхания площадь водной поверхности озера может изменяться от 728 до 615 км². Озеро мелководное, средняя глубина озера составляет 2.5–3 метра, максимальная глубина 4 м, берега пологие. При абсолютной высоте 99.7 м над уровнем моря площадь озера составляет около 700 км², а объем воды 2.1 км³. По химическому составу вода из озера относится к сульфатно-хлоридным рапам (Лебедева (Верба) и др., 2008; Догановский и др., 2015).

Прилегающая к озеру территория представляет собой степь, свободную от древесной растительности. Суммарная площадь лесов, включая защитные лесополосы, составляет менее 0.01 %. Ландшафты, попадающие в пиксель спутника SMOS, представлены прилегающей к озеру степью, водной поверхностью озера и осушенными участками, образовавшимися в результате усыхания озера. Площадь обнажившегося дна озера различается в разные периоды летнего сезона. Площади участков оценивались с погрешностью не более 3 % путем маскирования спутниковых снимков оптического диапазона.

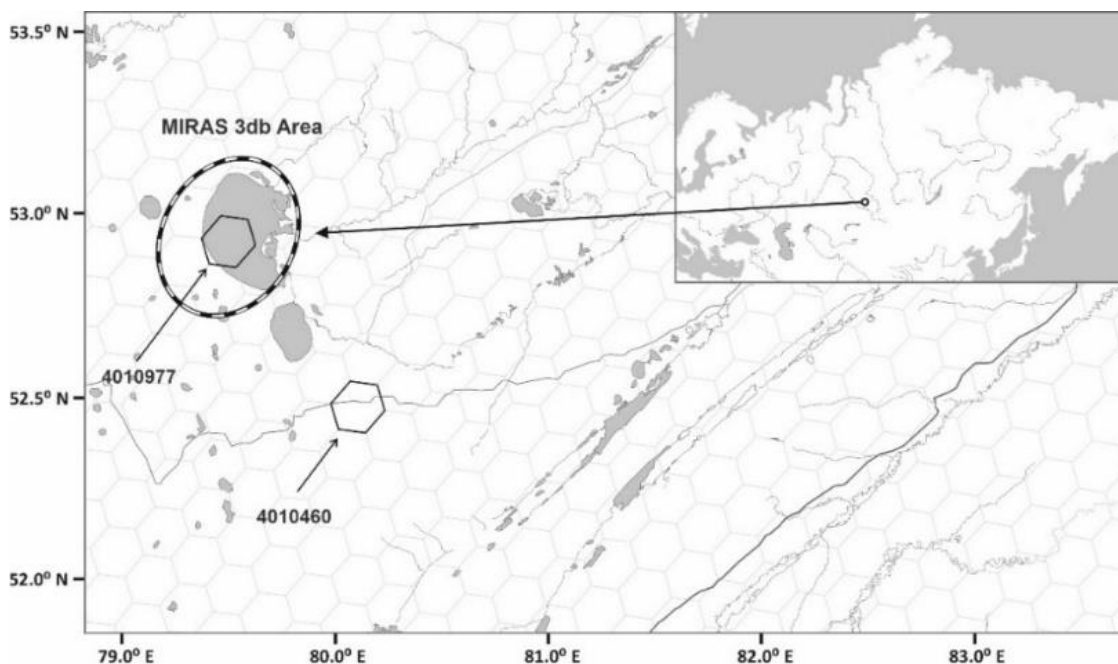


Рис. 4.3. Карта-схема исследуемой территории с геодезическими ячейками

Для оценки яркостной температуры (T_B) подстилающей поверхности использовался продукт L1C SMOS для угла зондирования 42.5° на горизонтальной и вертикальной поляризациях, привязанный к геодезической сетке DGG ISEA 4H9 (T_B пикселя SMOS формируется водной поверхностью Кулундинского озера, максимальная площадь которого составляет в зависимости от времени года 35–44 % от площади зондируемого участка, и прилегающей степью (56–65 %)). T_B рассчитывали по формуле:

$$T_B S = T_B^C S_C + T_B^O S_O^{max}. \quad (4.3)$$

Здесь T_B, T_B^C – радиояркостные температуры пикселя, включающего степь и озеро (ячейка № 4010977), и пикселя, включающего только степь (№ 4010460), T_B^O – радиояркостная температура озера, S_C, S_O^{max} – площади степи и озера, $S = S_C + S_O^{max}$ – суммарная площадь пикселя. Преобразуем (4.3) к следующему виду:

$$T_B^O = T_B^C + (T_B - T_B^C) \frac{S}{S_O^{max}}. \quad (4.4)$$

В процессе ГЗ происходит усыхание озера, в результате чего первоначальная площадь озера (S_O^{max}) уменьшается до S_O и на месте высохшего озера появляются участки осушенного дна общей площадью S_D . Для озера с осушенными участками дна запишем выражение

$$T_B^O S_O^{max} = T_B^B S_O + T_B^D S_D, \quad (4.5)$$

где T_B^B, T_B^D – яркостные температуры водной поверхности и осушенного дна.

Учитывая, что $S_O^{max} = S_O + S_D$, преобразуем выражение (4.5) к виду

$$(T_B^O - T_B^B) S_O^{max} = (T_B^D - T_B^B) S_D. \quad (4.6)$$

Используя полученное соотношение (4.6), введем дистанционный микроволновый индекс ГЗ (усыхания озера) как отношение площади осушенного дна к первоначальной площади озера:

$$G = \frac{S_D}{S_O^{max}} = \frac{T_B^O - T_B^B}{T_B^D - T_B^B}. \quad (4.7)$$

Введенный дистанционный микроволновый индекс гидрологической засухи G может быть определен по спутниковым данным оптического диапазона (Sentinel 2, L2a NDWI). Но в этом случае сильно увлажненный грунт может восприниматься как водная поверхность, что приведет к возрастанию погрешности. В то же время в микроволновом диапазоне радиоизлучательные характеристики соленой воды и влажного грунта заметно различаются.

На рисунке 4.4 приведены значения площади озера S_O , определенные по спутниковым изображениям в оптическом диапазоне. Видно, что сезонное поведение S_O в разные годы различно. Так, например, с 2013 по 2015 и с 2019 по 2021 гг. S_O к концу летнего сезона уменьшается. Это может быть связано с обводнением в весенний период участков, высохших в предыдущем летнем сезоне, и малым количеством осадков в летний и осенний периоды. В период с 2017 по 2018 гг. наблюдается обратное поведение сезонной динамики S_O , связанное с увеличением S_O к концу теплого сезона. Выявленная цикличность (2–4 года) может быть связана с неравномерным распределением осадков в течение года, малым количеством снега, накопленного в зимний период, и увеличением жидких осадков в осенний период.

Оценка температуры (T_D) осушенного дна озера по данным MODIS MxD11A1 затруднена недостаточно высоким разрешением данных (1000 м) по сравнению с обычными размерами участков. В маловодные годы уровень воды значительно опускается, открываются участки дна достаточной площади, чтобы считать, что данные MODIS характеризуют именно

этот тип подстилающей поверхности. Для примера на рисунке 4.5 приведена динамика $T(JD)$ в утренние и вечерние часы с 2012 по 2023 гг. в трех точках в районе Кулундинского озера.

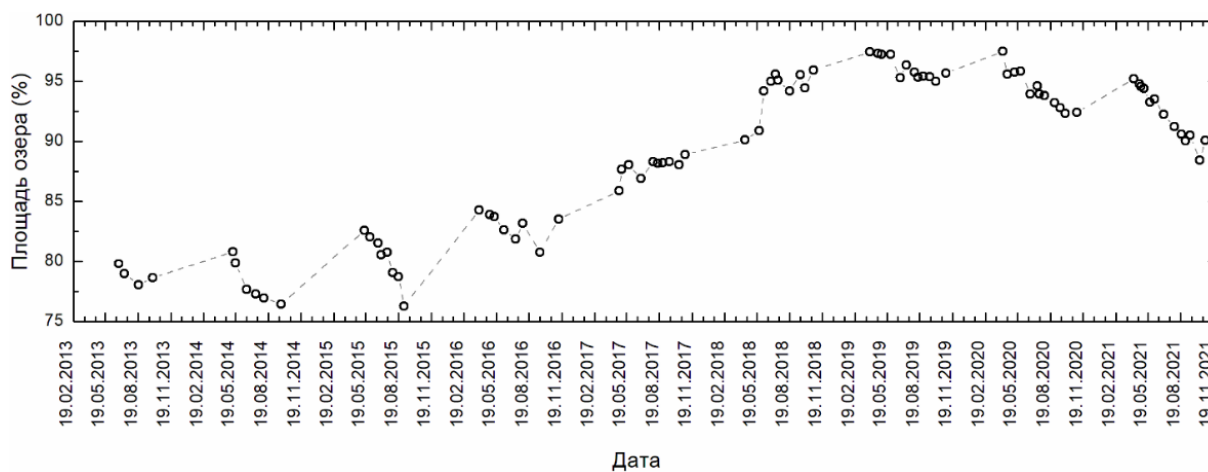


Рис. 4.4. Площадь водной поверхности Кулундинского озера, определенной по данным спутника Sentinel 2

Степь: T_c – температура участка степи, удаленного от границы водной поверхности и суши более чем на 5 км в течение всего периода наблюдений.

Водная поверхность: $T_{\text{воды}}$ – температура водной поверхности, удаленной от границы водной поверхности и суши более чем на 5 км в течение всего периода наблюдений.

Осушенное дно: T_d – температура участка осушенного дна озера площадью более 2 км², который с 2012 по 2016 гг. (первые 5 лет наблюдений) не покрывался водой в течение всего сезона, при этом оставаясь удаленным от границы водной поверхности и суши на расстояние более 1 км. С 2017 г. вследствие увеличения уровня воды в озере этот участок частично или полностью затапливался.

В летний период суточные колебания T_c достигают 25 К, а колебания яркостной температуры не превышают 3–5 К. Суточные колебания T_d , наблюдавшиеся в период с 2012 по 2016 гг., весьма схожи по размаху с T_c . Абсолютные значения T_d также ближе к значениям T_c (особенно в вечернее время), чем к значениям $T_{\text{в}}$. Однако совпадения T_c и T_d не достигается. При оценке линейной корреляционной связи между T_d и $T_{\text{воды}}$ выяснилось, что абсолютные значения T_d стабильнее всего на разных временных интервалах коррелируют со значениями $T_{\text{воды}}$. При этом утренние и вечерние измерения следует рассматривать по отдельности. На рисунке 4.6 представлены измерения T_d с мая по октябрь в 2012–2016 гг., аппроксимированные формулой:

$$T_d(T_{\text{воды}}) = \begin{cases} 1,4044 \cdot T_{\text{воды}} - 105,7, \text{ вечер, } R = 0,95, T_{\text{воды}} = 273...303 \text{ К,} \\ 1,0692 \cdot T_{\text{воды}} - 23,8, \text{ утро, } R = 0,95, T_{\text{воды}} = 273...303 \text{ К.} \end{cases}$$

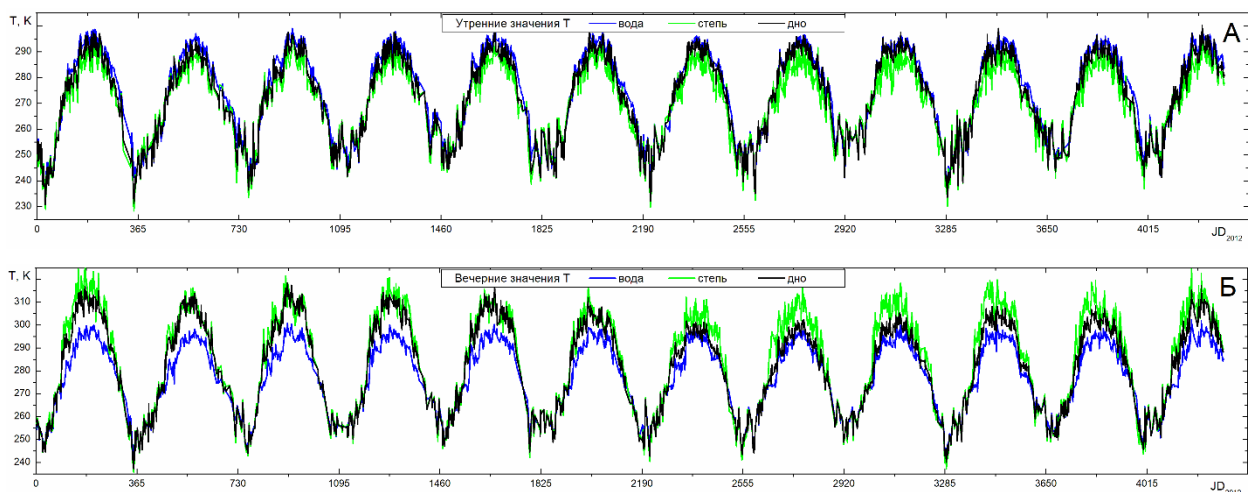


Рис. 4.5. Динамика утренних (А) и вечерних (Б) (по UTC) значений T_C , $T_{\text{воды}}$, T_D

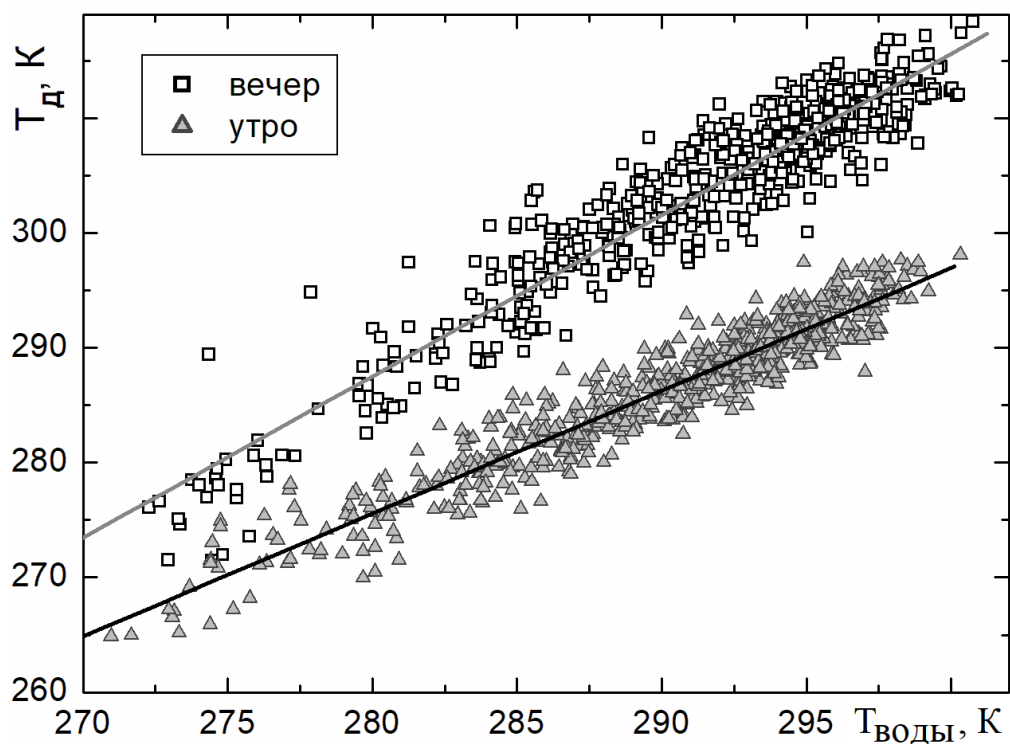


Рис. 4.6. Линейная зависимость T_D ($T_{\text{воды}}$)

На первом этапе оценивали излучение всего объекта (водная поверхность + периодически оголяющееся дно). Для этого из сигнала ячейки 4010977, содержащей объект и степь, исключали вклад степи (рис. 4.7).

$$T_B^O = T_B^{4010460} + (T_B^{4010977} - T_B^{4010460}) \cdot \frac{S_{MIRAS}}{S_O^{max}} \quad (4.8),$$

$$S_{MIRAS} = 2040 \text{ км}^2, S_O^{max} = 720 \text{ км}^2.$$

Исходя из модельных представлений об излучении водной поверхности и осушенного дна, результатов измерений диэлектрических характеристик воды и донных отложений, дистанционных данных $T_{\text{воды}}$, $T_{\text{д}}$, определяли долю площади осушенного дна по отношению к максимальной площади озера по формуле (4.4), в которой $T_{\text{В}}^{\text{ВОДЫ}}$, $T_{\text{В}}^{\text{Д}}$ рассчитывали по формулам

$$\begin{aligned} T_{\text{В}}^{\text{ВОДЫ}} &= \chi_{\text{Н}}^{\text{ВОДЫ}} \cdot T_{\text{ВОДЫ}}, T_{\text{ВОДЫ}} = 273 \dots 303 \text{ К}, \\ T_{\text{В}}^{\text{Д}} &= \chi_{\text{Н}}^{\text{Д}} \cdot T_{\text{Д}}, T_{\text{Д}} = 273 \dots 303 \text{ К}, \\ \chi_{\text{Н}}^{\text{В}}(T) &= 0.527 - 1.24 \cdot 10^{-3} \cdot T, \sigma = 0.004, \\ \chi_{\text{Н}}^{\text{Д}}(T) &= 1.45162 - 0.0033 \cdot T, \sigma = 0.003, \end{aligned}$$

где $\chi_{\text{Н}}^{\text{В}}$, $\chi_{\text{Н}}^{\text{Д}}$ – коэффициенты излучения воды и донного грунта, σ – среднеквадратическая погрешность.

Лабораторные измерения диэлектрических характеристик образцов воды из Кулундинского озера и донного грунта проводили на частоте 1.41 ГГц в интервале температур 280–320 К для угла зондирования 42.5°.

График многолетней динамики (2012–2022 гг.) $T_{\text{В}}^{\text{О}}$ приведен на рисунке 4.8. К данным LIS предварительно применялся критерий селекции, исключающий данные с радиометрической погрешностью более 5 К (единичные случаи).

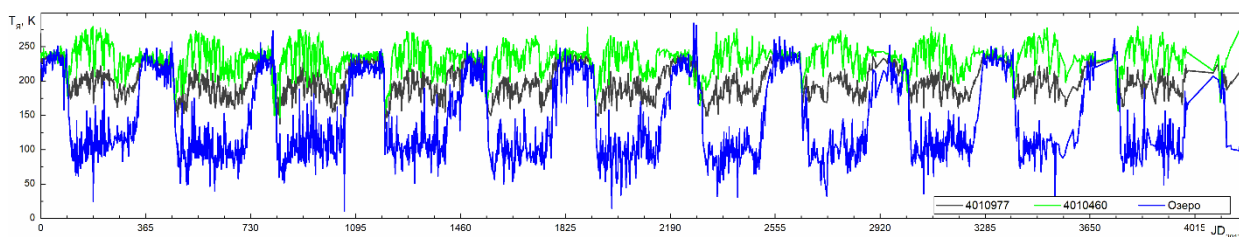


Рис. 4.7. Динамика $T_{\text{В}}(JD)$ для ячеек SMOS

Динамика G , рассчитанная по формуле (4.7), приведена на рисунке 4.8а. С целью снижения случайной погрешности, связанной неточным определением площади пикселя SMOS, а также площадей суши и озера, попадающих в пиксель, производилось сглаживание данных и расчет скользящего среднего с периодом 20 дней. Для возможности анализа спутниковых данных и рассчитанных значений G на рисунке 4.8 приведена многолетняя динамика дождевых осадков.

Согласно определению G изменяется от 0 до 1. При $G=0$ вся акватория озера покрыта водой. Так как на частоте 1.41 ГГц скин-слой для соленой воды (110–140 г/л) не превышает

долей сантиметра, то в этом случае наличие слоя воды толщиной в несколько миллиметров на поверхности оголенного дна по данным микроволнового зондирования может быть интерпретировано как водная поверхность. Соответственно, дождевые осадки, смачивающие поверхность осушенного дна, могут привести к ошибке интерпретации спутниковых данных микроволнового диапазона.

При $G=1$ возникает ситуация, когда все озеро высохло. Для небольших по площади и неглубоких степных соленых озер Кулундинской равнины, пересыхающих в течение жаркого лета и наполняющихся в весенний период, подобная ситуация не является редкой. Для крупного озера высыхание может оказаться катастрофическим и сопровождаться уничтожением сложившейся экосистемы озера.

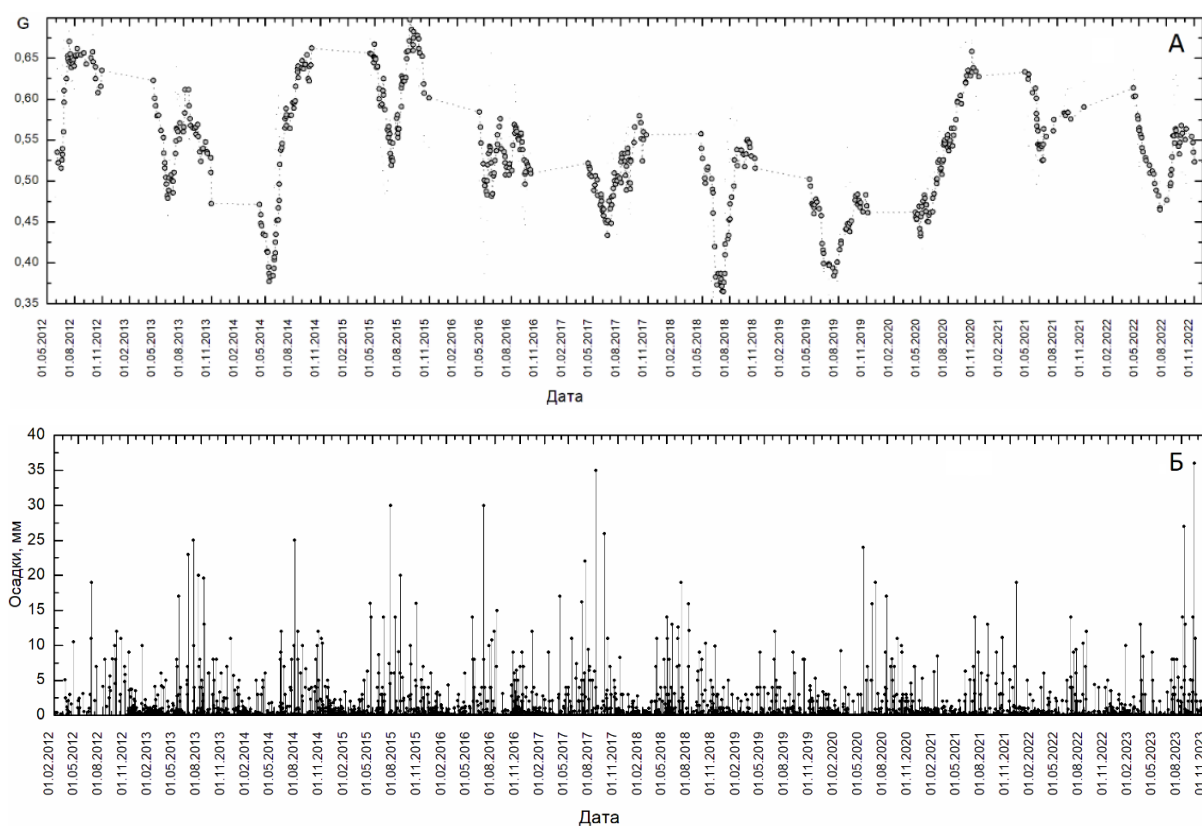


Рис. 4.8. Многолетняя динамика G (А) и осадков (Б) для Кулундинского озера

При микроволновом зондировании следует учитывать, что образование в зимний период на поверхности соленого озера ледяного покрова может затруднить оценку усыхания озера за счет различия диэлектрических характеристик льда, грунта и воды. Соответственно, в зимний период оценка G может быть связана со значительной погрешностью.

Использование разработанного алгоритма оценки усыхания минерального озера и расчета дистанционного микроволнового индекса ГЗ было апробировано на Кулундинском озере.

Данный алгоритм может быть использован для территории с несколькими усыхающими озерами, падающими в пиксель спутникового радиометра, до их полного усыхания и образования на их месте солончаков. Для глубоких озер, расположенных в котловинах с высокими берегами, данный алгоритм неприемлем, так как в этом случае при усыхании озера будет изменяться в первую очередь его глубина, а не площадь. Для дистанционного контроля уровня воды в водоемах суши находят широкое применение методы радиолокационной альтиметрии (Enguehard et al., 2023).

Погрешность дистанционной оценки площади усыхания озера и определения G зависит от следующих факторов:

1. При вычислении вклада озера в суммарное излучение, регистрируемое со спутника, используется значение T_B опорной ячейки, удаленной от берега озера на расстояние 50 км. Почвы этих двух участков степи схожи по химическому составу, минерализации. Однако пространственная неравномерность выпадения осадков, разная степень увлажненности поверхности на двух участках может приводить к различию T_B даже при одинаковых T , которые также могут различаться. Это может приводить к ошибкам в определении T_B^0 озера.

2. При вычислении T_B^0 в алгоритме максимальная площадь озера принимается равной 720 км², а условная площадь пятна диаграммы направленности антенны (ДНА) MIRAS (Microwave Imaging Radiometer Using Aperture Synthesis) – 2040 км². Эти оценки могут быть недостаточно точны, что приводит к ошибкам в определении T_B^0 . Пятно ДНА по уровню 3 db представляет собой пересечение поверхности земли с конусом, ось которого составляет угол около 42.5° к нормали – деформированный эллипс с осями примерно 35 и 65 км. Ориентация осей эллипса не постоянна (изменяется от одного измерения к другому), а положение центра эллипса может удаляться от центра ячейки на расстояние до 8 км. Эти статистически не слишком существенные по сравнению с масштабом исследуемого объекта колебания положения и площади пятна ДНА могут приводить к погрешностям в оценке T_B^0 , для снижения которых в данной работе рассчитывались скользящие средние G с периодом 20 дней.

3. T_B и T подстилающей поверхности используются в расчете совместно, но и измерение со спутников происходит не одновременно. Утром интервал между измерениями с разных спутников составляет 2–3 часа. T и T_B измеряются около 4–5 и 6–7 часов местного времени. По результатам наземных экспедиций установлено, что в это время суток $T_{\text{Воды}}$ и T_d не испытывают существенной динамики. Различия не превосходят 2–3 К. Чтобы считать такое утверждение справедливым, необходим долговременный мониторинг температур поверхности. В вечернее время интервал между измерениями с разных спутников составляет более 3 часов. $T_{\text{Воды}}$ и T_d могут заметно изменяться за это время, особенно летом. Для минимизации ошибок следует отказаться от использования спутниковых измерений в вечерний период.

4. При расчете индекса G , помимо T_B^0 , $T_{\text{Воды}}$, T_D , определяемых дистанционно, алгоритм опирается на модельные зависимости $\chi_H^B(T)$ и $\chi_H^D(T)$, полученные в лабораторных условиях для конкретных значений солености озерной воды и влажности донных отложений. В действительности же эти зависимости могут испытывать значительные колебания, например за счет выпадения жидких осадков.

Список литературы к главе 4

Владимиров А.М. Классификация гидрологических засух // Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета. 2012. № 23. С. 5–12.

Владимиров А.М., Малышева Н.Г. Оценка вероятности появления гидрологической засухи // Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета. 2012. № 24. С. 5–17.

Галахов В.П. Условия формирования поверхностного стока в бассейне Кулундинского озера // Известия Алтайского государственного университета. 2003. № 3 (29). С. 071–078.

Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Шермет Н.А. О динамике вод в заливе Кара-Богаз-Гол (спутниковая информация) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2022. Т. 19. № 4. С. 265–279. DOI: 10.21046/2070-7401-2022-19-4-265-279

Добровольский С.Г. Засухи мира и их эволюция во времени: сельскохозяйственный, метеорологический и гидрологический аспекты // Водные ресурсы. 2015. Т. 42. № 2. С. 119–132. DOI: 10.7868/S0321059615020042

Догановский А.М., Мякишева Н.В., Прокофьева Т.И. Водный баланс озер зоны недостаточного увлажнения // Ученые записки РГГМУ. 2015. Вып. 41. С. 66–76.

Карпычев Ю.А. Изменчивость осадконакопления залива Кара-Богаз-Гол в связи с колебаниями уровня моря в новокаспийское время // Океанология. 2007. Т. 47. № 6. С. 918–926.

Костяной А.Г., Лебедев С.А., Лаврова О.Ю., Соловьев Д.М. Спутниковый мониторинг вод Туркменистана // Девятая открытая Всероссийская конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». Москва, ИКИ РАН, 14–18 ноября 2011 г. Сборник тезисов конференции. М., 2011.

Лебедева (Верба) М.П., Лопухина О.В., Калинина Н.В. Особенности химико-минералогического состава солей в сорочных солончаках и озерах Кулундинской степи // Почвоведение. 2008. № 4. С. 467–480.

Ниязов Дж.Б., Калашникова О.Ю. Использование снимков MODIS в оценке экологических рисков, связанных с опасными гидрологическими явлениями // Известия вузов Кыргызстана. 2018. № 11. С. 55–59.

Рахмуни А., Медди М., Хамуди Саад А. Влияние метеорологической засухи и характеристик бассейна на проявления гидрологической засухи на северо-западе Алжира // Метеорология и гидрология. 2022. № 9. С. 94–107.

Степаненко В.М., Репина И.А., Ганбат Г., Даваа Г. Моделирование ледового режима соленых озер // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2019. Т. 55. № 1. С. 152–163. DOI: 10.31857/S0002-3515551152-163

Anderson M.R., Crane R.G., Barry R.G. Characteristics of arctic ocean ice determined from SMMR data for 1979: Case studies in the seasonal sea ice zone//Advances in Space Research. 1985. Vol. 5. Issue 6. P. 257–261. [https://DOI.org/10.1016/0273-1177\(85\)90329-1](https://DOI.org/10.1016/0273-1177(85)90329-1)

Enguehard P., Frappart F., Zeiger P., et al., Contribution of automatically generated radar altimetry water levels from unsupervised classification to study hydrological connectivity within Amazon floodplains // Journal of Hydrology: Regional Studies. 2023. Vol. 47. Art. No. 101397. <https://DOI.org/10.1016/j.ejrh.2023.101397>

Guo H., Bao A., Liu T., Jiapaer G., Ndayisaba F., Jiang L., Kurban A., De Maeyer P. Spatial and temporal characteristics of droughts in Central Asia during 1966-2015 // Science of the total environment. 2018. Vol. 624. P. 1523–1538. <https://DOI.org/10.1016/j.scitotenv.2017.12.120>

Gutierrez A., Castro R. SMOS L1 Processor L1c Data Processing Model/SO-DS-DME-L1PP-0009, N2.7. 2010. URL: <http://www.smos.com.pt/downloads/release/documents/SO-DS-DME-L1PP-0009-DPM-L1c.pdf>

Kamilli K.A., Ofner J., Krause T., Sattler T., Schmitt-Kopplin P., Eitenberger E. Friedbacher G., Lendl B., Lohninger H., Schöler H.F., Held A. How salt lakes affect atmospheric new particle formation: A case study in Western Australia // Science of The Total Environment. 2016. Vol. 573. P. 985–995. <https://DOI.org/10.1016/j.scitotenv.2016.08.058>

Lai C., Zhong R., Wang Z., et al. Monitoring hydrological drought using long-term satellite-based precipitation data // Science of The Total Environment. 2019. Vol. 649. P. 1198–1208. DOI: [org/10.1016/j.scitotenv.2018.08.245](https://DOI.org/10.1016/j.scitotenv.2018.08.245)

Moore J.N. Recent desiccation of Western Great Basin Saline Lakes: Lessons from Lake Abert, Oregon, USA // Science of The Total Environment. 2016. Vol. 554–555. P. 142–154. <https://DOI.org/10.1016/j.scitotenv.2016.02.161>

Olmedo E., Martínez J., Umbert M., Hoareau N., Portabella M., Ballabrera-Poy J., Turiel A. Improving time and space resolution of SMOS salinity maps using multifractal fusion // Remote Sensing of Environment. 2016. Vol. 180. P. 246–263. <https://DOI.org/10.1016/j.rse.2016.02.038>

Russell A., Ghalaieny M., Gazdiyeva B., Zhumabayeva S., Kurmanbayeva A., Akhmetov K.K., Mukanov Y., McCann M., Ali M., Tucker A., Vitolo C., Althonayan A. A Spatial Survey of Envi-

ronmental Indicators for Kazakhstan: An Examination of Current Conditions and Future Needs // International journal of environmental research. 2018. Vol. 12. Issue 5. P. 735–748. <https://DOI.org/10.1007/s41742-018-0134-7>

Sahr K., White D., Kimerling A.J. Geodesic Discrete Global Grid Systems // Cartography and Geographic Information Science. 2003. Vol. 30. № 2. P. 121–134.

Singh A., Behrangi A., Fisher J.B., Reager J.T. On the Desiccation of the South Aral Sea Observed from Spaceborne Missions // Remote sensing. 2018. Vol. 10. Issue 5. 793. <https://DOI.org/10.3390/rs10050793>

Sharma A., Huang H.P., Zaviyalov P., Khan V. Impact of Desiccation of Aral Sea on the Regional Climate of Central Asia Using WRF Model // Pure and applied geophysics. 2018. Vol. 175. No. 1. P. 465–478. <https://DOI.org/10.1007/s00024-017-1675-y>

Shen H., Abuduwaili J., Ma L. Remote sensing-based land surface change identification and prediction in the Aral Sea bed, Central Asia // International journal of environmental science and technology. Vol. 16. Issue 4. P. 2031–2046. Apr. 2019. <https://DOI.org/10.1007/s13762-018-1801-0>

Sun F., Ma R. Hydrologic chencles of Aral Sea: A reveal by the combination of radar altimeter data and optical images”, Annals of GIS. 2019. Vol. 25. Issue 3. P. 247–261. <https://DOI.org/10.1080/19475683.2019.1626909>

Talone M., Sabia R., Camps A., Vall-llossera M., Gabarro C., Font J. Sea surface salinity retrievals from HUT-2D L-band radiometric measurements // Remote Sensing of Environment. 2010. Vol. 114. Issue 8. P. 1756–1764. <https://DOI.org/10.1016/j.rse.2010.03.006>

Tikhonov V.V., Repina I.A., Raev M.D., Sharkov E.A., Ivanov V.V., Boyarskii D.A., Alexeeva T.A., Komarova N.Yu. A physical algorithm to measure sea ice concentration from passive microwave remote sensing data // Advances in Space Research. 2015. Vol. 56 (8). P. 1578–1589. <https://DOI.org/10.1016/j.asr.2015.07.009>] (Tikhonov et al., 2015).

Sur C., Park S.-Y., Kim J.-S., Lee J.-H. Prognostic and diagnostic assessment of hydrological drought using water and energy budget-based indices // Journal of Hydrology. 2020. Vol. 591. Art. No. 125549. DOI.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125549

Waiser M.J., Waiser R.D. Waiser Saline Inland Waters // Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences, from Encyclopedia of Inland Waters. 2009. P. 634–644.

Wigneron J.-P., Schwank M., Baeza E.L., Kerr Y. Novello N., Millan C., Moisy C., Richaume P., Mialon A., Al Bitar A., Cabot F., Lawrence H., Guyon D., Calvet J.-C., Grant J.P., Casal T., de Rosnay P., Saleh K., Mahmoodi A., Delwart S., Mecklenburg S. First evaluation of the simultaneous SMOS and ELBARA-II observations in the Mediterranean region // Remote Sensing of Environment. 2012. Vol. 124. P. 26–37. DOI: 10.1016/j.rse.2012.04.014

World Meteorological Organization (WMO) and Global Water Partnership (GWP). Handbook of Drought Indicators and Indices (M. Svoboda and B.A. Fuchs). Integrated Drought Management Programme (IDMP), Integrated Drought Management Tools and Guidelines Series 2. Geneva. 2016.

Yan L., Zheng M. Influence of climate change on saline lakes of the Tibet Plateau, 1973–2010 // *Geomorphology*, 2015. Vol. 246. P. 68–78. <https://DOI.org/10.1016/j.geomorph.2015.06.006>

Yin X., Boutin J., Martin N., Spurgeon P. Optimization of L-Band Sea surface emissivity models deduced from SMOS Data // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2012. Vol. 50. Issue 5. P. 1414–1426. DOI: 10.1109/TGRS.2012.2184547

Zhang X., Hao Z., Singh V.P., et al., Drought propagation under global warming: Characteristics, approaches, processes, and controlling factors // *Science of The Total Environment*. 2022. Vol. 838. Part 2. Art. No. 156021. DOI.org/10.1016/j.scitotenv.2022.156021

ГЛАВА 5. ВЛИЯНИЕ ЗАСУХИ НА РАСТИТЕЛЬНОСТЬ И ПОЖАРООПАСНОСТЬ ЛЕСОВ

5.1. Сезонные изменения температуры в стволе живого дерева (на примере сосны)

Деревья играют важную роль в жизнедеятельности человечества, во многом определяя качество жизни населения, являясь важным природным ресурсом для баланса экосистем, развития и озеленения городов. На протяжении своего жизненного цикла деревья испытывают влияние разнообразных природных факторов (сезонность, гидрологические и климатические изменения, лесные пожары, засухи, переувлажнение, затопление лесов) и антропогенное воздействие (загрязнение воздуха, кислотные дожди, деградация почв). Сохранение деревьев стало серьезной проблемой для всего мирового сообщества. Возникает необходимость в мониторинге физиологического состояния леса, осуществляемом как традиционными наземными методами (визуальные наблюдения отдельных деревьев или групп деревьев, измерение температуры, плотности, влажности древесины), так и на основе дистанционного зондирования в разных диапазонах электромагнитных волн (Tuominen et al., 2009).

В значительной мере физиологическое состояние дерева зависит от температуры окружающей среды (t_0), обуславливающей сезонную динамику водного режима дерева и оказывающей влияние на формирование годичных колец и ежегодный прирост деревьев (Берри и др., 1983; Цельникер, 1996; Кухта и др., 2014; Камалова и др., 2018; Долгова и др., 2019; Журавлева и др., 2020; Иванов и др., 2021; Усольцев и др., 2021). Величина t_0 является основным лимитирующим фактором начала весенних фенологических фаз (Марченко и Иванов, 2021). Сроки наступления большей части фенофаз у древесной растительности в значительной степени зависят от t_0 , в меньшей – от влажности воздуха, атмосферных осадков и солнечной радиации (Кищенко, 2020). Влияние t_0 на прирост деревьев изучено в разных регионах Российской Федерации (Ойдупаа и др., 2004; Магда и Ваганов, 2006; Николаева и Савчук, 2008; Тюкавина, 2015; Пинаевская, 2018; Пинаевская и др., 2020; Данчева и др., 2020).

От температуры дерева (t) зависят растворимость минеральных солей и органических веществ, присутствующих в древесной воде, а также сезонная динамика водного режима дерева (Бенькова, 2005; Тишин и др., 2014; Тихонова и др., 2017; Тихова и др., 2017), интенсивность водного обмена и фотосинтез (Карасев и др., 2017; Карасев и др., 2020). Совместные измерения t и влажности стволов деревьев позволяют оценить их санитарное состояние (Клюшева и Овсянникова, 2013; Овсянникова и др., 2013; Левин, 2021), осуществить экологический мониторинг лесных массивов (Камалова и др., 2015; Матвеев и др., 2017).

Сезонная динамика t может быть использована для обнаружения дефектов внутреннего гниения живых деревьев (Yue et al., 2018). По измеренной t можно идентифицировать поврежденные ткани и отличать их от здоровых тканей (Vidal and Pitarma, 2019). От степени устойчивости к высоким температурам зависит восприимчивость деревьев к инфекционным болезням (Скуратов и Крюкова, 2015).

Помимо воздействия на физиологические характеристики дерева, t оказывает заметное влияние на сроки вылета и заселения деревьев стволовыми вредителями (Мешкова и др., 2015). У зараженных деревьев t ствола значительно выше, чем у незараженных деревьев (Majdak et al., 2021).

Мониторинг t ствола дерева важен для оценки устойчивости деревьев к засухе. В антропогенной среде (особенно вблизи городских свалок, на улицах с интенсивной транспортной нагрузкой) действие высоких t на древесные растения усиливается (Кузьмичев и Овчаренко, 2015). Наряду с осадками и скоростью ветра t является базовым параметром для определения скорости высыхания горючих материалов и оценки вероятности возникновения пожаров (Матвеев и др., 2015; Евсикова и др., 2020). От t стволов и крон деревьев зависят яркостные характеристики леса в микроволновом и инфракрасном диапазонах (Санников и др., 2017; Webster et al., 2016; Bian et al., 2018; Pitarma et al., 2019; Бунина и др., 2020). По данным регулярных спутниковых наблюдений в ИК диапазоне за лесными пожарами, за последние 20 лет площади, пройденные лесными пожарами, достигали в 2003, 2012 и 2018 гг. 10 млн гектаров (Барталев и др., 2015; Лупян и др., 2019).

Из приведенных выше результатов фундаментальных и прикладных научных исследований следует вывод об актуальности и востребованности высокоточных измерений t в разных отраслях науки и техники. Вместе с тем во многих случаях t деревьев оценивается по t_0 , измеренной на ближайшей к месту исследований метеорологической станции. При этом предполагается, что средняя t дерева равна средней t_0 (Тарасов, 2010), а t структурных частей древесного растения, характерные размеры которых не превышают некоторого критического значения, равна мгновенной t_0 (Тарасов, 2011).

Для оценки влияния засух на лесные массивы выбран Сростинский ленточный бор. На рисунке 5.1 приведена многолетняя сезонная динамика термодинамической (1) и радиояркостной температуры на вертикальной (2) и горизонтальной (3) поляризациях для реликтового ленточного бора (Сросты).

На графике отмечены тренды T и T_B , аппроксимированные прямыми линиями. Для оценки T_B использовались данные спутника SMOS (продукт L1C). Для оценки термодинамических температур использовались данные измерений температуры воздуха на ближайшей к лесному массиву метеостанции. Следует отметить, что метеостанции могут быть удалены от лесного массива на десятки километров.

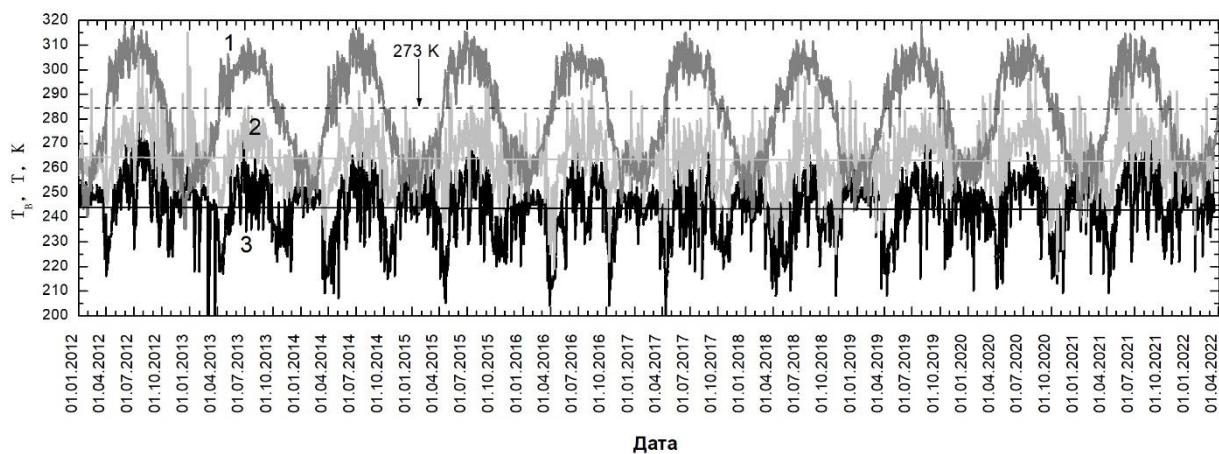


Рис. 5.1. Многолетняя сезонная динамика термодинамической (1) и радиояркой температуры на вертикальной (2) и горизонтальной (3) поляризациях для реликтового ленточного бора (Сросты)

Для оценки реальной температуры дерева определяли градиент температуры в стволе дерева. В качестве объекта исследования было выбрано дерево породы сосна (*Pinus*), широко распространенной на территории Северной Евразии, являющейся основной породой деревьев в реликтовых сосновых борах Алтайского края. Высота дерева 19.2 м, диаметр ствола 0.6 м (на высоте 1 м от поверхности земли), географические координаты 53.2762 с.ш, 83.7482 в.д. Для измерения температуры в стволе дерева на высоте 1.5 м от поверхности земли буром просверливалось отверстие диаметром 0.6 см и глубиной 20 см. В это отверстие вставлялась непроводящая текстолитовая планка длиной 25 см и шириной 0.6 см, изготовленная по размеру сделанного отверстия. На планке укреплялись 5 температурных датчиков TMP1075, размещенных на расстоянии 5 см друг от друга (рис. 5.2).

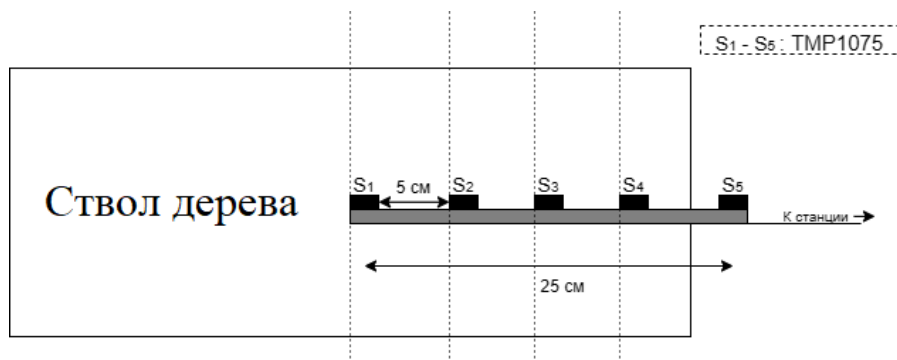


Рис. 5.2. Схема установки температурных датчиков для измерения температуры в стволе дерева

В стволе дерева датчики размещались таким образом, чтобы крайний датчик (S5, рис. 5.2), предназначенный для измерения t_0 , был вне ствола дерева. Снаружи отверстие с вставленными датчиками герметично заделывалось садовым варом для предотвращения влияния температуры окружающей среды на внутренние слои дерева. В среднем датчик температуры потребляет 2.7 мкА. Погрешность температурных датчиков в интервале от -40 до +50 °C не превышала ± 0.5 °C (<https://www.ti.com/lit/ds/symlink/tmp1075.pdf>).

Сбор данных с температурных датчиков осуществлялся с помощью базовой станции, принципиальная схема которой представлена на рисунке 5.3. Результаты измерений записывались на флэш-карту и через беспроводной передатчик SX1278, обеспечивающий сверхдальнюю связь с расширенным спектром и высокую устойчивость к помехам при минимальном потреблении тока. Используя запатентованную Semtech технику модуляции LoRa (Long Range), данный передатчик может достичь чувствительности более 148 дБм. Таким образом, LoRa модуляция, использующая расширенный спектр линейной частотной модуляции (ЛЧМ) с данными, кодируемыми широкополосным ЛЧМ-сигналом, позволяла значительно улучшить чувствительность приемника по сравнению с обычной частотной модуляцией (Prokoryev et al., 2021). Данные с температурных датчиков отправлялись на приемную станцию с аналогичным передатчиком и доступом к глобальной сети. На приемной стороне для дальнейшей обработки измеренных параметров температуры была организована база данных.

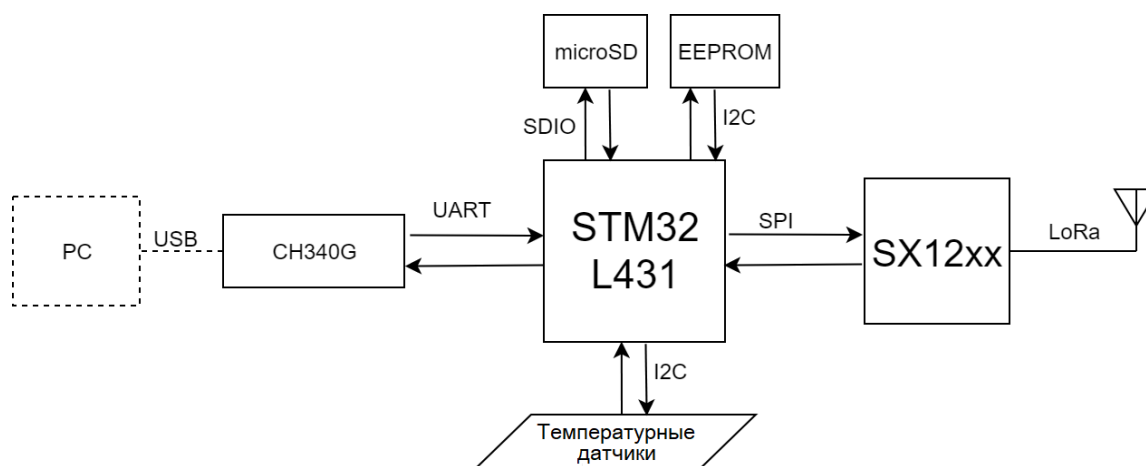


Рис. 5.3. Принципиальная схема базовой станции

Базовая станция работает под управлением микроконтроллера STM32L431 производства ST Microelectronics с высокопроизводительным ядром ARM Cortex-M4. Семейство STM32L4 было выбрано из-за комбинации высокой производительности и сверхмалого потребления, а также наличия всех необходимых интерфейсов для работы периферии, в том числе I2C (Inter-

Integrated Circuit), SDIO (Secure Digital Input Output), SPI (Serial Peripheral Interface), UART (Universal Asynchronous Receiver-Transmitter).

Другим ключевым требованием было наличие «батареяного» режима, когда микроконтроллер отключает всю периферию кроме часов реального времени и 32 резервных регистров. В данном режиме микроконтроллер потребляет около 200 нА (<https://www.st.com/resource/en/datasheet/stm32l431cb.pdf>). Часы реального времени выводят микроконтроллер из режима на короткий промежуток времени ~1.5–2 секунды для опроса датчиков и отправки данных через радиоканал каждую минуту. Помимо этого микроконтроллер имеет возможность коммутировать питание всех функциональных блоков с помощью р-канального MOSFET транзистора с ультранизким током утечки 10 пА (<https://www.vishay.com/docs/66597/sip32431.pdf>), что дает возможность сильно сократить энергопотребление в промежутках между измерениями.

В качестве радиопередатчика использовался чип SX1278 производства Semtech, потребляющий 0.2 мкА в режиме сна, 10.8 мА в режиме приема и 120 мА в режиме передачи максимальной мощности +20 дБм (https://semtech.my.salesforce.com/sfc/p/E0000000JeIG/a/2R0000001Rc1/QnUuV9TviODKUgt_rpVlPz.EZA_PNK7Rpi8HA5.Sbo).

Источником питания базовой станции выступал блок Li-Ion аккумуляторов форм-фактора 18650 и общей емкостью 10.2 Ач, достаточный для обеспечения 85 часов непрерывной отправки данных на максимальной мощности или же до пяти лет работы станции в режиме сбалансированного мониторинга (используя режим сна между измерениями).

Микросхема CH340G предназначена для преобразования UART интерфейса в USB для вывода отладочной информации на персональный компьютер и возможности обновления прошивки без программатора. В данной ревизии базовой станции микросхема CH340G запитывается от USB и не соединена с общей линией питания, следовательно, во время измерений данная микросхема не потребляет ток, что также увеличивает время автономной работы базовой станции.

Опционально имеется возможность обновления прошивки через радиоканал. Также была заложена возможность хранения конфигурации устройства во внешней EEPROM памяти, но в данной ревизии базовой станции было достаточно ресурсов микроконтроллера.

На рисунке 5.4 приведены результаты измерений термодинамической температуры на поверхности (t_0) (1) ствола дерева (сосны) и в центре на глубине 20 см (t_{20}) (2) в период с ноября 2021 по апрель 2022 г. (эксперимент закончен в декабре, данные находятся в обработке). Видно, что значения t_0 и t_{20} в большинстве случаев отличаются. Причем t_{20} может быть как меньше, так и больше t_0 . Разница температур Δt , зафиксированных за исследуемый интервал времени, достигала 12 °С. Численные значения t на глубине 5, 10, 15 см находились в диапазоне между значениями t_0 и t_{20} .

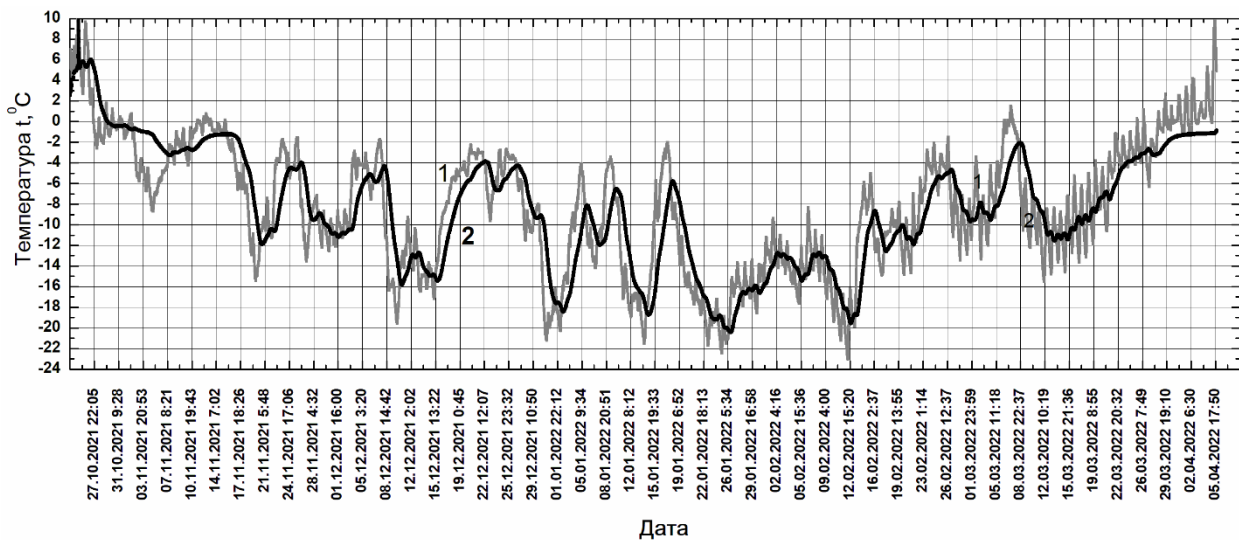


Рис. 5.4. Сезонные вариации t_0 (1) и t_{20} (2)

На рисунке 5.5 приведена динамика суточных температур на поверхности дерева (1) и на глубине 20 см (2). Видно, что суточные зависимости t_0 и t_{20} имеют циклический характер, причем находятся в противофазе друг к другу. Максимальные (минимальные) значения t_0 соответствуют минимальным (максимальным) значениям t внутри дерева. Иными словами, возникает ситуация, когда повышение / понижение t_0 соответствует понижению / повышению t внутри ствола дерева. Причиной этого может быть запаздывание распространения тепловой волны от поверхности внутрь дерева, а также наложение встречных тепловых волн, идущих от поверхности внутрь дерева и изнутри к поверхности (от нагретой области к более холодной).

При быстром изменении t_0 температура внутри ствола изменяется с некоторой задержкой, зависящей от физических свойств древесины и скорости изменения t_0 . Из экспериментальных данных следует, что суточные вариации t внутри ствола дерева довольно стабильны ($\Delta t_{20} \approx 0-2$ °C) по сравнению с суточными вариациями t_0 ($\Delta t_0 \approx 3-7$ °C). На рисунке 5.6а-б приведены зависимости $t(r)$ в стволе дерева от расстояния до поверхности, изменяющиеся нелинейным образом и аппроксимированные полиномом 2 степени:

$$t = A + B \cdot r + C \cdot r^2,$$

где A, B, C – эмпирические коэффициенты (таблица 5.1), рассчитанные с использованием пакета компьютерных программ Origin 6.1.

Из приведенных графиков и таблицы 5.1 видно, что эти зависимости различаются. На рисунке 5.7 приведены зависимости $t(r)$ с $t_0 = -10$ °C. Видно, что при фиксированной t_0 разброс t на глубине 20 см составляет 14 °C. Это может быть связано с разной тепловой предисторией дерева, от которой зависят скорости проникновения тепловой волны внутрь ствола. При изменении t_0 внутренние слои ствола стабилизируют t , выступая в роли термостата.

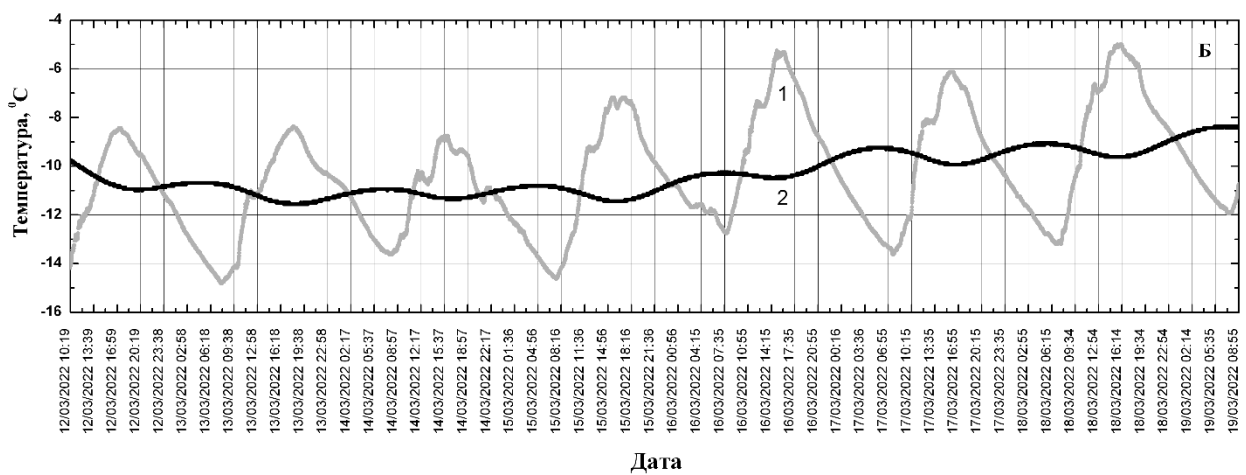
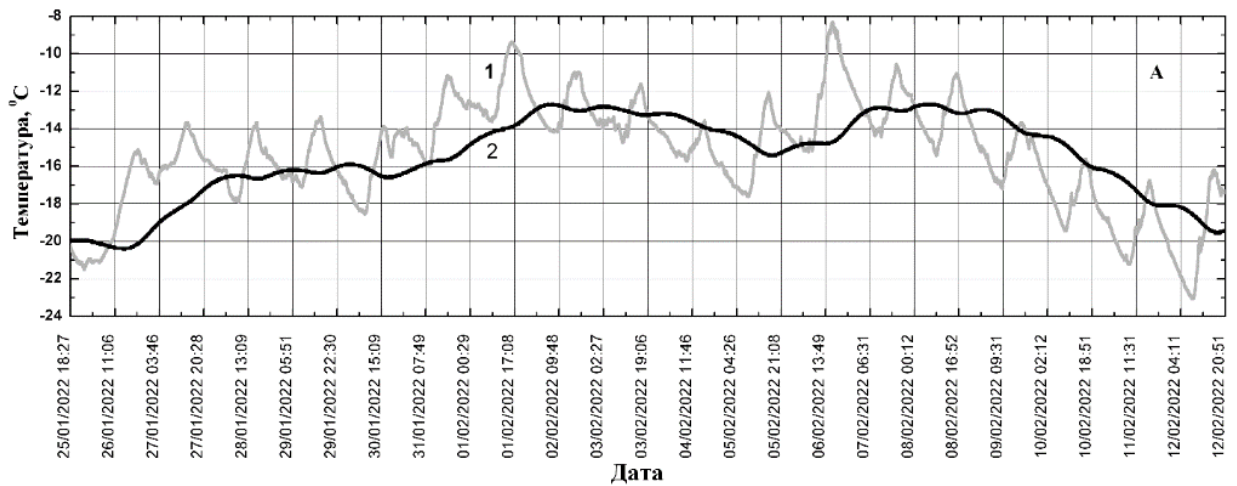


Рис. 5.5. Суточные вариации температуры в зимний (январь) (А) и весенний (март) (Б) периоды на поверхности дерева (1) и на глубине 20 см (2)

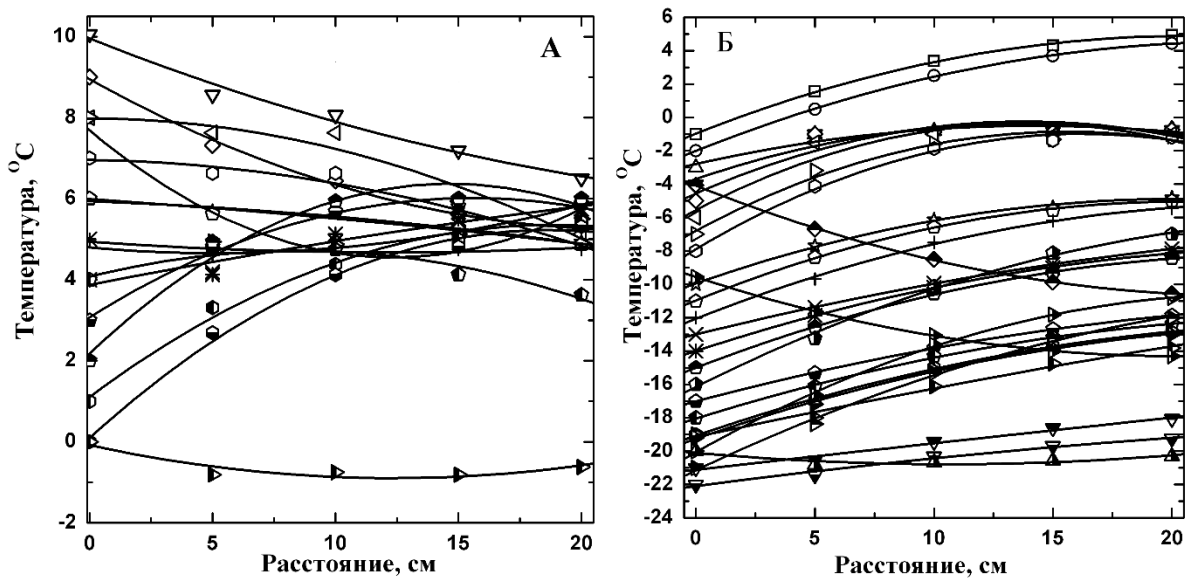


Рис. 5.6. Зависимости $t(r)$ в стволе дерева от расстояния до поверхности:
 А – $t \geq 0$ °С, Б – $t \leq 0$ °С

Из графиков следует вывод о неоднозначности определения t с помощью зависимостей $t(r)$ с известной t_0 . Выбор соответствующей зависимости $t(r)$ может быть осуществлен путем использования не мгновенных зависимостей $t(r)$, а осредненных за некоторый промежуток времени (до нескольких часов), подбираемый экспериментально с учетом направленности изменений t_0 (повышение / понижение) в зависимости от скоростей изменения t_0 и t .

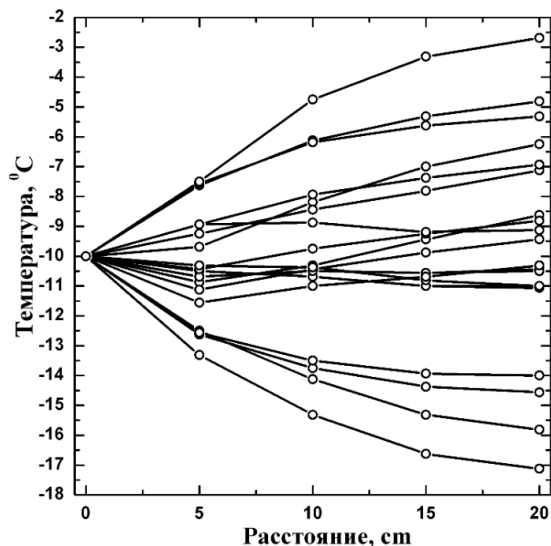


Рис. 5.7. Зависимость температуры в стволе дерева от расстояния до поверхности

На рисунке 5.8 приведены скорости (V) изменения Δt в слоях дерева 0–5 и 15–20 см, определенные из соотношений $V_{0-5} = (t_0 - t_5)/5$ и $V_{15-20} = (t_{15} - t_{20})/5$. Видно, что величина V_{0-5} изменяется в пределах 2°C , в то время как вариации V_{15-20} не превышают 0.5°C . По измеренным t_0 могут быть рассчитаны температуры в стволе дерева на разной глубине. Установленные эмпирические зависимости $t(r)$ могут быть использованы для расчета t в стволах деревьев. Выбор правильной зависимости основан на изучении тепловой предыстории дерева. Для каждого значения t_0 может существовать несколько зависимостей $t(r)$.

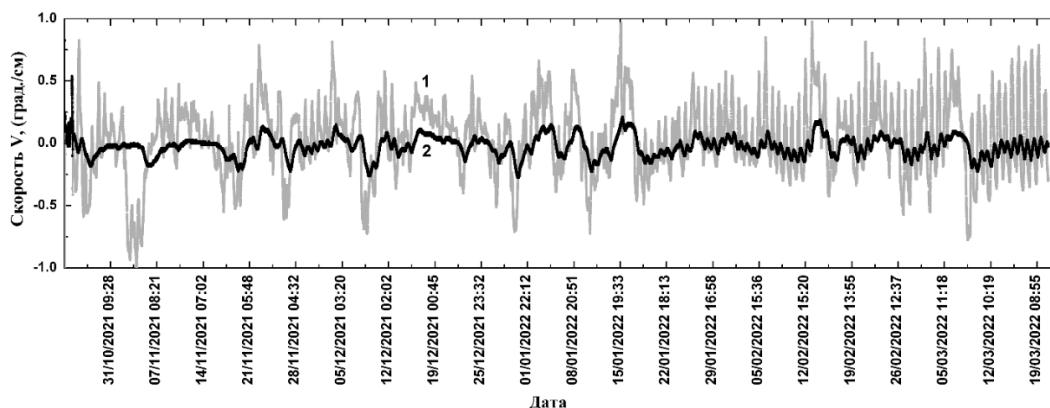


Рис. 5.8. Скорости изменения температуры в слоях дерева 0–5 (1) и 15–20 (2) см

Эмпирические коэффициенты *A, B, C*

$t_{\text{окр}}$	<i>A</i>	<i>B</i>	<i>C</i>	σ	<i>R</i>
10	9.95357	-0.24143	0.00357	0.24	0.98
9	8.94643	-0.33732	0.00768	0.13	0.99
8	7.98393	-0.00232	0.00732	0.41	0.95
7	6.95893	0.00982	-0.00482	0.24	0.96
6	5.98929	-0.04071	0.0007	-0.18	0.92
5	4.93929	-0.04321	0.00179	0.13	0.56
5	4.79286	-0.05464	0.00536	0.43	0.71
4	3.87143	0.11893	-0.00107	0.28	0.93
3	3.08036	0.37786	-0.01214	0.2	0.986
2	2.18929	0.57054	-0.01946	0.42	0.97
1	1.11429	0.45054	-0.01196	0.24	0.99
0	0.10536	0.54786	-0.01464	0.24	0.99
-1	-0.96607	0.56393	-0.01357	0.11	0.99
-2	-2.00357	0.56768	-0.01232	0.06	0.999
-3	-2.7875	0.32125	-0.01125	0.44	0.90
-4	-3.67857	0.48018	-0.01732	0.67	0.89
-5	-4.5500	0.6225	-0.0225	0.94	0.87
-6	-5.54821	0.74804	-0.02696	0.95	0.91
-7	-6.79464	0.76536	-0.02464	0.48	0.98
-8	-7.89107	0.84893	-0.02607	0.3	0.99
-9	-9.95357	0.50018	-0.01232	0.14	0.998
-10	-10.96786	0.57839	-0.01411	0.09	0.999
-12	-12.05893	0.56107	-0.01143	0.13	0.999
-13	-13.00357	0.35268	-0.00482	0.02	0.999
-14	-13.99107	0.46393	-0.00857	0.03	0.999
-15	-15.00357	0.54893	-0.01107	0.06	0.999
-16	-16.1500	0.7125	-0.0125	0.32	0.996
-17	-17.01607	0.37893	-0.00607	0.06	0.999
-18	-18.03929	0.44446	-0.00804	0.1	0.999
-19	-19.25893	0.49357	-0.00893	0.15	0.998
-20	-20.06071	0.80304	-0.01696	0.14	0.999
-21	-21.14821	0.67679	-0.01071	0.31	0.996
-21	-21.10893	0.15982	-0.00002	0.23	0.983
-22	-22.09464	0.18786	-0.00214	0.20	0.985

σ – стандартное отклонение, *R* – коэффициент детерминации.

5.2. Дистанционные микроволновые индикаторы сухости леса

На Земном шаре территории, занятые лесами, занимают треть площади суши. Лес как важнейший биологический ресурс в значительной степени определяет условия существования человека на планете, повышает качество жизни, участвует в круговоротах воды и углерода в природе. Сохранение лесов на планете является приоритетной задачей человечества. Леса подвергаются различным природным и техногенным опасностям, в том числе засухам, лесным пожарам, ведущим к уничтожению сложившихся лесных экосистем.

Лесные пожары – стихийные бедствия представляют реальную угрозу для жизни проживающего поблизости населения и всех видов живых существ (флоры и фауны), оказавшихся в зоне пожара, наносят значительный ущерб социально-экономической сфере отдельных районов, на территории которых они происходят (Брушлинский и др., 2022).

На значительных по площади лесных территориях с малым количеством наблюдательных пунктов лесоохраны возникает необходимость организации дистанционных наблюдений в оптическом, инфракрасном, микроволновом диапазонах со спутников, самолетов, беспилотных летательных аппаратов. Наибольшее распространение и практическое применение получили методы дистанционного зондирования леса в оптическом и инфракрасном диапазонах, используемые для картирования леса, оценки его экологического состояния, своевременного выявления опасностей, угроз (Котельников и Лупян, 2022; Лупян и др., 2022; Лозин и др., 2023), картирования запасов горючих материалов (древесины) как потенциального топлива для лесных пожаров (Arroyo et al., 2008; Gale et al., 2021).

Разработанные к настоящему времени методы дистанционного микроволнового зондирования основаны на использовании моделей микроволнового излучения леса, представленного как многослойная пространственно-неоднородная система с изменяющимися во времени диэлектрическими и радиоизлучательными характеристиками каждого из слоев (Чухланцев и Шутко, 2012; Kerr et al., 2012). В (Саворский и др., 2012; Кибардина и др., 2013) разработана модель радиоизлучения лесного пожара, учитывающая температуру пламени при низовом пожаре, позволяющая оценить минимальную площадь пожара, при которой возможно его дистанционное обнаружение.

Лесная растительность является случайно-неоднородной средой, состоящей из включений различной формы и размеров. В (Чухланцев и др., 2003) приведены модели микроволнового излучения леса, учитывающие диэлектрические свойства сухой древесины, связанной и свободной воды в живом дереве. Для описания диэлектрических и радиоизлучательных характеристик лесной растительности используется модель непрерывной среды и совокупности рассеивателей, характеризующаяся эффективной комплексной диэлектрической проницаемостью (КДП) в квазистатическом приближении (при размере неоднородностей много меньше длины волны λ) $\varepsilon_{ef} = 1 + (u/3)p(\varepsilon - 1)$, где ε – КДП хвои ($u=1$) или листьев ($u=2$), p – относительный объем, занимаемый элементами растительности (как правило, для растительных покровов $p < 0,03$) $\tau = (u/3)k(m_V/\rho)\varepsilon_w''W$, W – влагозапас растительности на единицу площади.

В настоящее время T_B леса рассчитывается с использованием общепринятой ($\tau - \omega$) модели, имеющей следующий вид (Kerr et al., 2012):

$$T_B = (1 - \omega)(1 - \gamma)(1 + \gamma r_{\text{ПР}})T_P + (1 - r_{\text{ПР}})\gamma T_{\text{П}}. \quad (5.1)$$

Здесь T_P , $T_{\text{П}}$ – эффективные температуры растительности и почвы, $r_{\text{ПР}}$ – коэффициент отражения подстилающей поверхности, $\omega=0,05-0,20$ – альbedo однократного рассеяния леса, $\gamma = \exp(-\tau/\cos\theta)$, $\tau=0-3$ – оптическая толщина растительности, характеризующая ослабление растительностью микроволнового излучения подстилающей поверхности, θ – угол зондирования. При использовании вместо ω коэффициента отражения (r) оптически толстого растительного слоя данная модель становится точной при больших значениях τ (Чухланцев и Шутко, 2012). Формулу (5.1) используют в основном для оценки влажности почвы, находящейся под лесным пологом. При зондировании под углом θ влияние почвы на микроволновое излучение подстилающей поверхности уменьшается с увеличением τ . Для расчета τ используют соотношение (Schmugge and Jackson, 1992)

$$\tau = (4\pi/\lambda) H \operatorname{Im}\sqrt{\varepsilon} = (4\pi/\lambda) H (\operatorname{Im}(n + i \cdot \kappa)) = (4\pi/\lambda) H \kappa,$$

где H – высота растительности, λ – длина волны, ε' , ε'' – действительная и мнимая части комплексной диэлектрической проницаемости (КДП), $\varepsilon = \varepsilon' + i \cdot \varepsilon''$, $\sqrt{\varepsilon} = n + i\kappa$, $\varepsilon' = n^2 - \kappa^2$, $\varepsilon'' = 2n\kappa$, n, κ – показатели преломления и поглощения.

Применение микроволновых методов определения влажности почвы под пологом леса возможно при малых значениях τ и проблематично при увеличении τ (уменьшении γ). В (Macelloni et al., 2001) для леса установлена связь $T_B(\text{ГГц}) = (0.98 \pm 0.01) \cdot T_B(\text{ИК})$. Согласно (Owe et al., 2001), при $\tau > 0.75$ коэффициент излучения кроны $\chi_K > 0.9$, а при $\tau > 1.5$ – $\chi_K > 0.95$. В (Jones et al., 2011) показано, что при $\tau > 1.5$ – $\chi_K = 0.95$, а $\omega \approx 0.05$, т.е. густой лесной покров по радиоизлучательным характеристикам приближается к абсолютно черному телу (АЧТ) с $\chi_{\text{АЧТ}} = 1$. При высокой влажности леса и зондировании под углом значения γ оказываются малыми (микроволновое излучение формируется в растительном слое, влияние влажности почвы и лесной подстилки несущественно). В соответствии с этим густой лес используют в качестве природного репера для калибровки спутниковых и самолетных микроволновых радиометров, полагая, что $T_{\text{Я}} = (1 - \omega)T = (1 - r)T = \chi T$, где $\chi=(1-r)$ – коэффициент излучения.

Несмотря на значительное количество научных публикаций по данной теме, проблема разработки высокоточных, оперативных методов дистанционного мониторинга лесных пожаров и прогнозирования пожарной опасности остается актуальной и в настоящее время.

В данной работе сделана попытка исследовать динамику радиоярких температур ($T_{\text{Я}}$) лесных массивов до, во время и после крупных лесных пожаров, разработать микроволновые индикаторы сухости леса на основе ежедневных спутниковых измерений T_B .

С целью выявления особенностей поведения радиоизлучательных характеристик леса исследовались сезонные вариации T_B трех тестовых участков (рис. 5.9): Приобский бор (1),

состоящий из 70 % лиственных (береза, осина) и 30 % хвойных (сосна) пород деревьев; реликтовый ленточный бор (2) (Алтайский край, Российская Федерация) в период лесного пожара (19–23.06.2023) на площади 97 км²; сосновый бор (3) в Абайской области (Республика Казахстан) в период лесного пожара (08–12.06.2023) на площади 600 км².

Для анализа сезонной динамики T_B на горизонтальной (T_{BH}) и вертикальной (T_{BV}) поляризациях использовали данные спутника SMOS (продукт L1C) на частоте 1.41 ГГц, поступающие на указанную территорию 2 раза в сутки (утром и вечером). Температуру подстилающей поверхности определяли по данным MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) (продукт MYD11A1_061). В подспутниковом эксперименте измеряли температуру растительности, лесной подстилки и почвы, проводили отбор образцов почвы, веток, хвои, листьев для определения влажности гравиметрическим методом в лабораторных условиях.

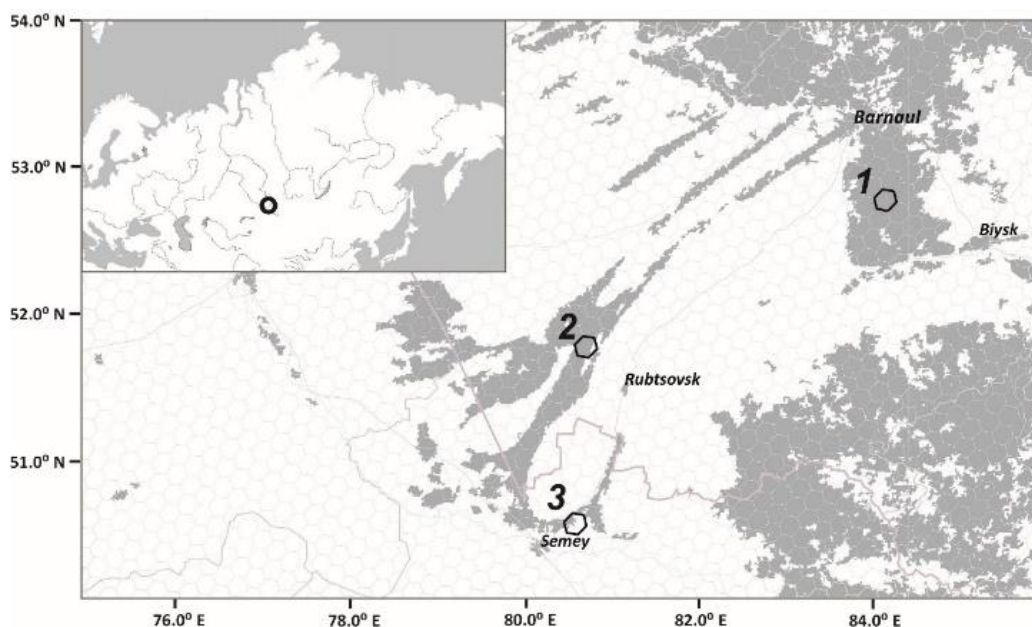


Рис. 5.9. Карта-схема тестовых участков: 1 – Приобский бор, 2 – ленточный бор (Сросты, Алтайский край), 3 – сосновый бор (Абайская область, Республика Казахстан)

В лабораторных условиях измеряли диэлектрические характеристики свежесрезанных веток и хвои сосны, веток и листьев березы при разной влажности. Использовали лабораторную установку мостового типа на основе промышленного фазометра ФК2-18, позволяющую измерять диэлектрические характеристики дисперсных смесей и водных растворов мостовым методом в диапазоне частот от 0,3 до 10,0 ГГц. Подробное описание лабораторной установки и диэлектрических измерений приведено в (Romanov, 2022). Диаметр (1,6 см) и длина (3,7 см) веток, а также диаметр удаленной сердцевины (0,7 см) соответствовали длине измерительного коаксиального контейнера (3,7 см) и диаметрам внешнего (1,6 см) и внутреннего (0,7 см) проводников. Добивались максимального заполнения объема контейнера исследуемым образцом. Объемная ($W = V_B/V$ [см³/см³]) и массовая ($W_M = M_W/M$ [г/г]) доли воды в образце связаны

соотношением $W = (\rho_{\text{влаж}}/\rho_{\text{в}}) \times W_M$, где $V, V_{\text{в}}$ – объемы влажной древесины и воды, $M = M_{\text{сух}} + M_{\text{в}}$, $M, M_{\text{сух}}, M_{\text{в}}$ – массы влажной и сухой древесины и воды, $\rho_{\text{влаж}}, \rho_{\text{в}} = 1 \text{ г/см}^3$ – плотности древесины и воды, $\rho_{\text{влаж}} = \rho_{\text{сух}} + (0,98 \pm 0,05) \times W$, $\rho_{\text{сух}} = 0,45 \pm 0,05 \text{ г/см}^3$.

На рисунке 5.10 приведена сезонная динамика $T_{\text{BV}}, T_{\text{BH}}, T$ Приобского бора. На графике выделяются периоды с разным поведением T_{BV} и T_{BH} , соответствующие разным фенологическим особенностям лесного массива и происходящим природным процессам: I – холодный период (фаза покоя для древесных растений); II – таяние снега, оттаивание почвы; III – разветвление листьев, развитие зеленой растительности; IV – деградация, отмирание зеленой растительности. На T_{BV} и T_{BH} оказывают влияние: в холодный период – вариации температуры (T), в теплый период – вариации T и W почвы, влагосодержание растений, выпадение осадков. Появление листвы и травяной растительности, экранирующей микроволновое излучение влажной почвы, способствует возрастанию T_{BV} и T_{BH} . В конце лета и осенью опадание листвы ведет к уменьшению экранирующего влияния растительности на микроволновое излучение лесной подстилки и почвы, что наряду с понижением T окружающей среды способствует уменьшению T_{BV} и T_{BH} . Наблюдаемые на графиках заметные понижения T_{BV} и T_{BH} связаны с понижением T и дождевыми осадками.

Из анализа динамики T_{BH} (1), T_{BV} (2), T (3) в холодный период года следует, что значения T , определенные по данным MODIS (ИК-диапазон), оказываются ниже значений $T_{\text{BH}}, T_{\text{BV}}$, измеренных со спутника SMOS (микроволновый диапазон). Подобное поведение $T_{\text{BH}}, T_{\text{BV}}, T$ объясняется тем, что измеренные температуры соответствуют разным скин-слоям, зависящим от длины волны. Величина T , определенная в ИК-диапазоне, соответствует температуре на поверхности дерева, в то время как T_{BH} и T_{BV} , определенные по данным микроволнового зондирования, соответствуют температуре эффективно излучающего слоя ($T_{\text{эф}}$), определяемой по известной формуле (3.2):

$$T_{\text{эф}} = T + \int_0^{\infty} \frac{dT}{dz} \exp\left[-\int_0^z \gamma(z') dz'\right] dz,$$

где T – температура поверхности, dT/dz – градиент температуры в слое z , $\gamma(z')$ – коэффициент поглощения материальной среды (Шарков, 2014).

В живом дереве для тонких веток, хвои, листьев $dT/dz \approx 0$, соответственно, $T_{\text{эф}} = T$. Для стволов с диаметром 40 и более сантиметров T на поверхности и внутри дерева могут заметно отличаться. Так, например, из анализа годовой динамики температуры на поверхности дерева (сосны) (t_0) и на глубине $z=20$ см (t_{20}) следует, что разница температур Δt может достигать 12 °С. Причем t_{20} может быть как меньше, так и больше t_0 в зависимости от температуры окружающей среды и температурной предыстории дерева, определяющей разные скорости проникновения тепловой волны внутрь ствола. Возникающая неопределенность не позволяет точно рассчитать $T_{\text{эф}}$ леса, так как толщина деревьев в лесу различная, соответственно, для каждого дерева будет своя величина $T_{\text{эф}}$.

На рисунке 5.11 приведена динамика T_B геодезической ячейки № 4009429 в весенне-летний период, когда возрастает опасность лесных пожаров. Площади лесного массива составляли 65,46 % от площади всей ячейки, соленого озера – 5,71 %, открытых участков (степь, с/х поля, населенные пункты и др.) – 28,83 %. В условиях предпожарной ситуации и повышенной угрозы лесного пожара наблюдаются высокие значения дневных температур и низкие значения влажности лесной подстилки и почвы. Дневные температуры лесной подстилки (опавшей хвои) на освещенных солнцем участках достигали $T=320$ К, наблюдались предельно низкие значения объемной влажности лесной подстилки ($W=0,01$ см³/см³) и нижележащей песчаной почвы ($T=309$ К, $W=0,01$ см³/см³), меньше максимальной доли связанной воды. В то же время объемные доли воды в ветках и хвое живых деревьев имели обычную влажность и составляли 0,33 и 0,05 см³/см³. Объемные влажности степной (супесчаной) почвы и высохшего берега озера составляли 0,03 и 0,10 см³/см³.

Зависимости $T_{BV}(D)$ и $T_{BH}(D)$, полученные для исходных значений из продуктов SMOS L1C, имеют следующий вид:

$$\begin{aligned} T_{BH} &= (260,2 \pm 3,2) + (0,56 \pm 0,07) \cdot D, \\ T_{BV} &= (282,8 \pm 3,6) + (0,52 \pm 0,08) \cdot D, \end{aligned}$$

где D – количество суток, отсчитываемых с начала теплого периода и до начала пожара.

Зависимости $T_{BV}(D)$ и $T_{BH}(D)$ для значений, сглаженных окном шириной в 5 предшествующих значений:

$$\begin{aligned} T_{BH} &= (257,4 \pm 1,3) + (0,51 \pm 0,03) \cdot D, \\ T_{BV} &= (280,7 \pm 1,5) + (0,49 \pm 0,03) \cdot D. \end{aligned}$$

На рисунке 5.12 приведена динамика T_{BV} и T_{BH} соснового бора в Абайской области (Республика Казахстан) за 20 дней до лесного пожара на площади 60 000 га. Зависимости $T_{BV}(D)$ и $T_{BH}(D)$ аппроксимированы прямыми линиями

$$\begin{aligned} T_{BH} &= (228 \pm 2,60) + (0,31 \pm 0,03) \cdot D, \\ T_{BV} &= (253 \pm 2,25) + (0,29 \pm 0,027) \cdot D. \end{aligned}$$

Из приведенных графиков видно, что T_{BV} и T_{BH} испытывают значительные вариации в весенне-летний период, вызванные вариациями термодинамической температуры подстилающей поверхности, а также дождевыми осадками, увлажняющими почву и растительность, осушенные участки озера. В то же время видно, что $T_{BV}(D)$ и $T_{BH}(D)$ имеют возрастающие тренды, указывающие на уменьшение суммарной увлажненности территории.

В условиях земной атмосферы лесной пожар возможен при наличии горючих материалов (сухой древесины, высохшей травы, опавшей хвои и листвы), готовых к горению в том

случае, если их влажность меньше некоторого критического значения, различного для разных их видов, а также источника загорания. Потенциальная возможность возгорания в значительной мере зависит от погодных условий (Гусев, 2018). Максимальное количество лесных пожаров наблюдается в периоды засухи. Скорость высыхания влаги в лесу в значительной мере зависит от температуры окружающей среды. При высокой дневной температуре и длительном отсутствии дождей исчезает перехваченная вода, оставшаяся после осадков на листьях, хвое, ветках деревьев, на траве, высыхает лесная подстилка, уменьшается влажность почвы.

При засухе, характеризующейся высокими дневными температурами, достигающими 30–40 °С (воздух), 45–65 °С (поверхность почвы), и длительном отсутствии осадков происходит уменьшение W почвы, усыхание пресноводных и соленых озер, появление участков осушенного дна с отложениями солей на поверхности, увядание растительности. Все эти процессы ведут к суммарному уменьшению увлажненности территории и тем самым создают благоприятные условия для лесного / степного пожара.

Величины T_{BV} и T_{BH} , зависящие от температуры и суммарной увлажненности территории, могут быть использованы для косвенной оценки потенциальной опасности возгорания и угрозы пожара, а скорости изменения $(\Delta T_{BV}/\Delta D)$ и $(\Delta T_{BH}/\Delta D)$ – для прогнозирования даты, начиная с которой в лесном массиве возникнут условия (высокая температура и малая влажность), необходимые для возгорания горючих лесных материалов.

Дистанционный микроволновый мониторинг пожаров проблематичен из-за большой площади пикселя и незначительной площади пожара. При этом существует возможность выявления участков повышенной сухости (Кибардина и др., 2013). При разработке микроволновых индексов сухости необходимо учитывать различие диэлектрических характеристик сухой древесины связанной и свободной воды в дереве (Чухланцев и др., 2003).

На рисунке 5.13 приведены зависимости показателей преломления n (1) и поглощения k (2) от W для веток и хвои сосны, веток и листьев березы. Видно, что n и k хвои и листьев возрастают линейно с увеличением W , а на зависимостях $(n, k)(W)$ для веток наблюдаются 2 излома при $W=W_1$ и $W=W_2$, означающих изменение диэлектрических свойств воды в дереве. Наличие изломов на зависимостях $n(W)$ и $k(W)$ связано с тем, что вода в древесине в результате взаимодействия с древесинным веществом оказывается неодинаковой по диэлектрическим свойствам, что позволяет выделить в ней отдельные фазы.

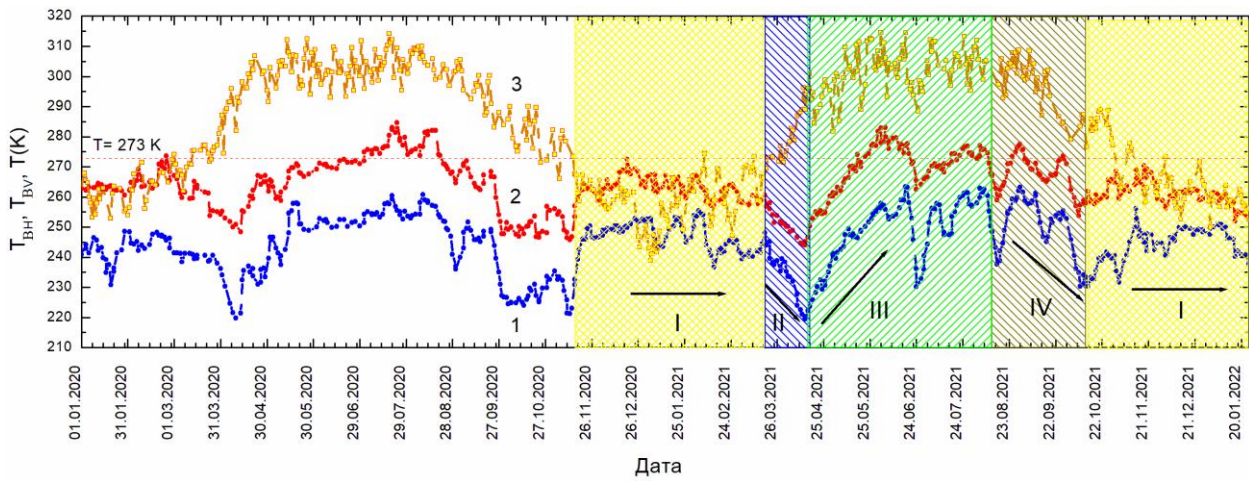


Рис. 5.10. Сезонная динамика T_{BH} (1), T_{BV} (2), T (3) для Приобского бора (Алтайский край): I–IV – периоды с разным поведением T_{BV} и T_{BH}

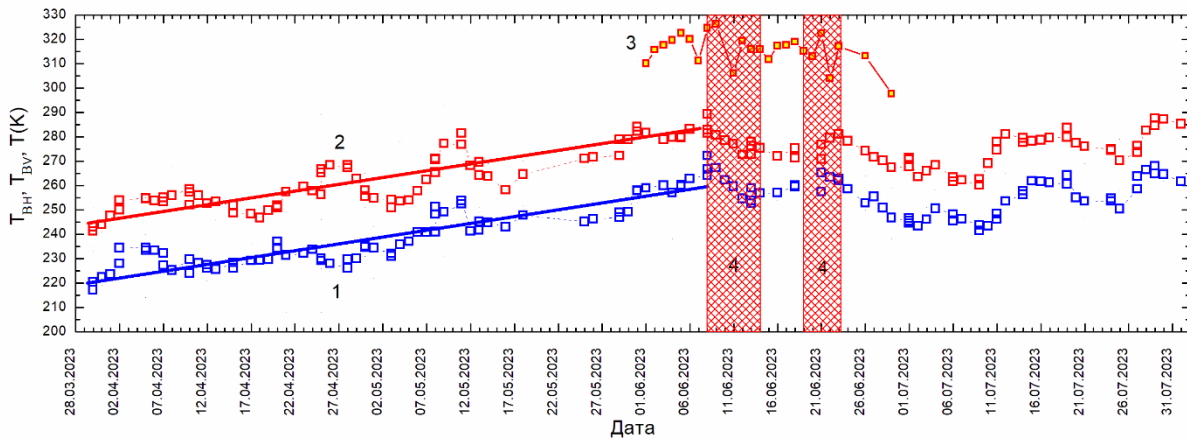


Рис. 5.11. Динамика T_{BH} (1), T_{BV} (2), T (3) ленточного бора (Сросты) в период лесных пожаров 08–14 и 19–22.06.2023 (4) на общей площади 97 км²

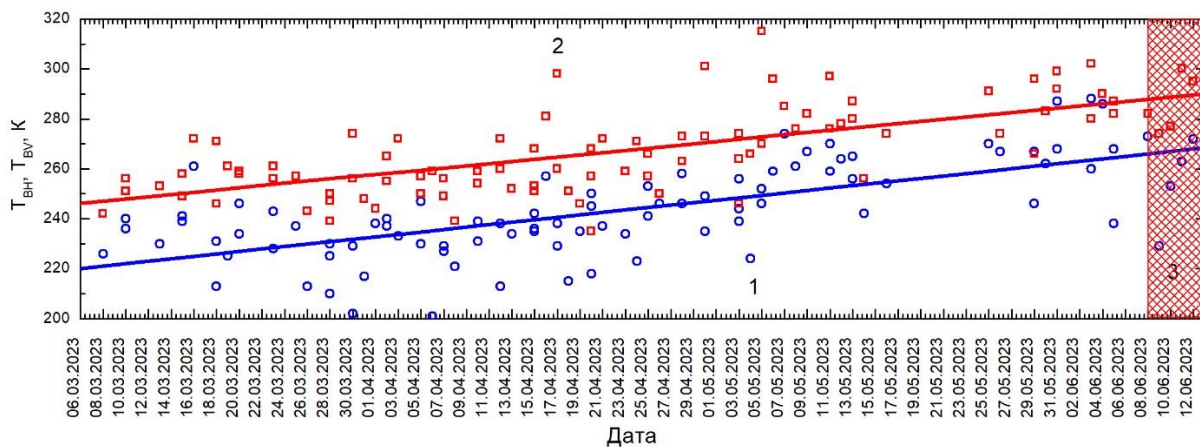


Рис. 5.12. Динамика радиояркой температуры T_{BH} (1), T_{BV} (2) соснового бора (Восточный Казахстан), 3 – лесной пожар, Казахстан (08–14.06.2023, площадь пожара 60 000 га)

Для примера приведем зависимости $(n, \kappa)(W)$, имеющие следующий вид:

Для веток сосны:

$$n = \begin{cases} 1,255 + 5,66 \cdot W, R = 0,99, \sigma = 0,85, & W \leq W_1, \\ 1,10 + 9,11 \cdot W, R = 0,97, \sigma = 0,66, W_1 \leq W \leq W_2, \\ 1,55 + 4,23 \cdot W, R = 0,98, \sigma = 0,73, W_2 \leq W \leq W_3, \end{cases}$$

$$\kappa = \begin{cases} 0,015 + 1,21 \cdot W, R = 0,92, \sigma = 0,4, & W \leq W_1, \\ -0,01 + 1,90 \cdot W, R = 0,81, \sigma = 0,5, W_1 \leq W \leq W_2, \\ 0,83 + 0,86 \cdot W, R = 0,92, \sigma = 0,4, W_2 \leq W \leq W_3, \end{cases}$$

R – коэффициент корреляции, σ – среднеквадратическая погрешность, $W_1 = 0,047$, $W_2 = 0,094$, $W_3 = 0,30$.

Для хвои:

$$n = 1,13878 + 5,37713 \cdot W, R = 0,994, \sigma = 0,06,$$

$$\kappa = 0,89231 \cdot W, R = 0,92, \sigma = 0,04.$$

На рисунке 5.14 приведены зависимости скин-слоев $L(W)$ для веток и хвои сосны, построенные по данным лабораторных измерений их диэлектрических характеристик при полном заполнении измерительного контейнера исследуемым образцом. Расчет производили по формуле

$$L = \lambda / (4\pi\sqrt{|\varepsilon|} \cdot tg\delta),$$

где $\lambda=21$ см – длина волны, $tg\delta$ – тангенс угла диэлектрических потерь. Зависимости $L(W)$ имеют вид: для веток:

$$L[\text{см}] = 4,06581 + 41,30567 \cdot \exp(-W/0,0301), R^2 = 0,91578,$$

для хвои:

$$L[\text{см}] = 139,54351 \cdot \exp(-W/0,01753) + 7,38335 \cdot \exp(-W/0,47949), R^2=0,997,$$

где R^2 – коэффициент детерминации.

Из графиков следует, что толщина скин-слоя $L(W)$ изменяется при полном заполнении объема ветками – от 0,05 до 0,55 м, хвоей – от 0,05 до 0,78 м. В условиях леса относительный объем элементов дерева $p < 0,03$ (Чухланцев, 2002). Соответственно, в лесу толщина скин-слоя ($L_{\text{л}}(W) = L(W)/V_p$ с учетом только веток и стволов будет изменяться от 1,66 м до 18,3 м (при уменьшении W от 0,30 до 0,0 $\text{см}^3/\text{см}^3$). При зондировании под углом $\theta=42,5^\circ$ и средней высоте деревьев $H > 18$ м даже высохший лес будет экранировать микроволновое излучение почвы.

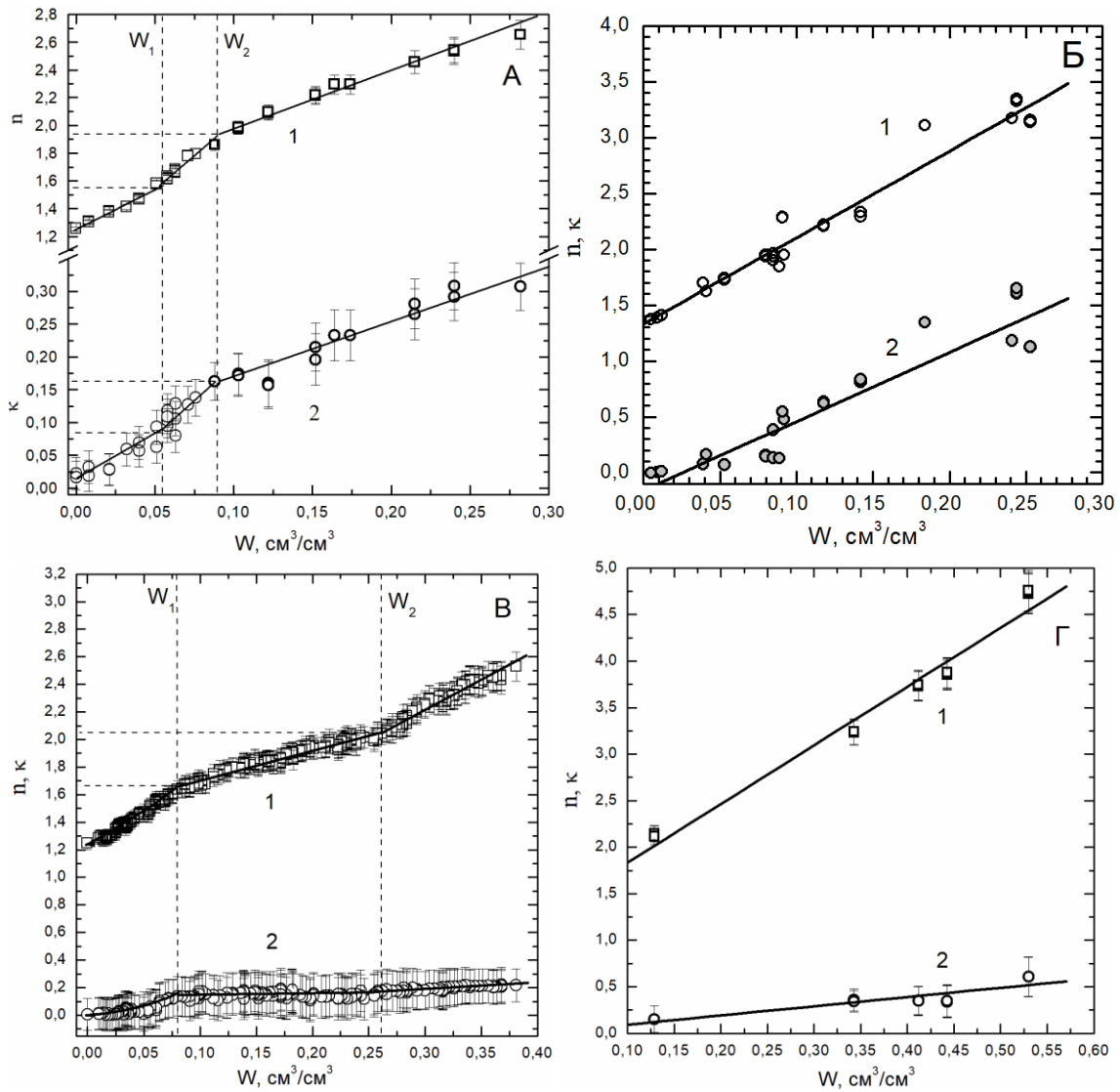


Рис. 5.13. Зависимости показателей преломления n (1) и поглощения k (2) от W для веток (А) и хвои (Б) сосны, веток (В) и листьев (Г) березы

На рисунке 5.15 приведена зависимость $\chi(W)$, построенная по формуле $\chi = 4n/((n + 1)^2 + k^2) = T_B/T$ на основе лабораторных измерений n , k веток сосны. Поведение $\chi(W)$ в разных диапазонах W отличается. Это связано с разным фазовым составом и диэлектрическими свойствами древесной воды. Значения χ_0 , χ_1 , χ_2 , χ_3 , соответствующие $W = 0$, W_1 , W_2 , $0,30 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ и рассчитанные на их основе $T_B(T)$ для разных W , могут быть использованы как микроволновые индикаторы влажности / сухости деревьев, учитывающие фазовый состав и диэлектрические характеристики древесной воды в живом дереве (рис. 5.16).

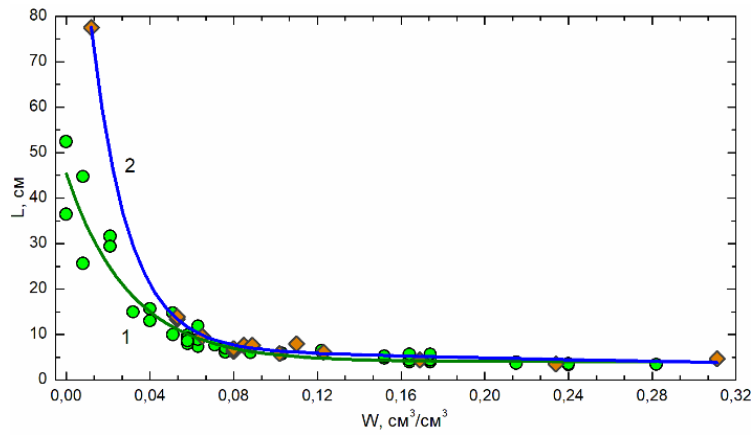


Рис. 5.14. Зависимость толщины скин-слоя L от W для веток (1) и хвои (2) сосны

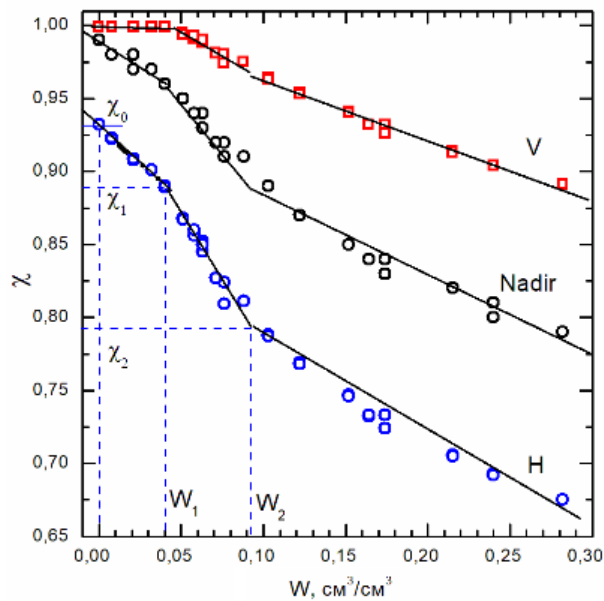


Рис. 5.15. Зависимость $\chi(W)$ для веток сосны, для углов зондирования $\theta=0$ (надир) и $\theta=42,5^\circ$ на вертикальной (V) и горизонтальной (H) поляризациях (лабораторный эксперимент)

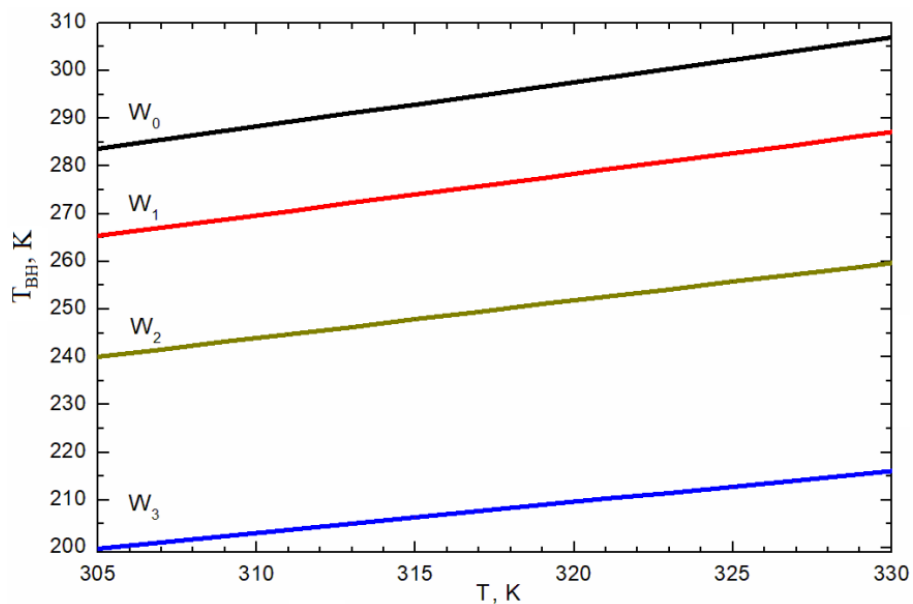


Рис. 5.16. Зависимость $T_{BH}(T)$ для веток сосны при угле зондирования $\theta=42,5^\circ$ и $W = 0$ (1), $W_1 = 0,047$ (2), $W_2 = 0,094$ (3), $0,30$ (4) cm^3/cm^3 (модельный эксперимент)

Наличие в живом дереве разных категорий воды соответствует разным уровням сухости леса и разным уровням потенциальной пожарной опасности. Сезонная динамика T_B леса зависит от фазового состава и диэлектрических свойств воды в элементах живого дерева. Согласно (Чудинов, 1984; Pissis et al., 1987), в древесине существует три категории воды. Из приведенных на рисунке 5.13 и рисунке 5.15 экспериментальных данных видно, что в живом дереве выделяются три категории древесной воды с разными диэлектрическими параметрами: 1) $W = 0 - W_1$ – в древесине присутствует водный раствор минеральных и органических веществ, находящийся внутри древесной клетки; 2) $W = W_1 - W_2$ – помимо указанной категории воды, присутствует связанная вода, запасенная в стенках древесной клетки; 3) $W > W_2$ – в древесине появляется свободная вода в крупных капиллярах и проводящих каналах дерева.

Из существования в живом дереве трех категорий древесной воды появляется возможность разработки трехуровневого индекса сухости леса: 1) $T_B(W > W_2)$ – в элементах живого дерева присутствуют все категории древесной воды; 2) $T_B(W_1 < W \leq W_2)$ – в элементах живого дерева отсутствует свободная вода; 3) $T_B(0 < W \leq W_1)$ – в элементах дерева отсутствует свободная и связанная вода, но остается вода внутри древесной клетки.

Исследование диэлектрических свойств древесины в микроволновом диапазоне является основой для разработки высокоэффективных технологий дистанционного зондирования лесных и растительных покровов с целью оценки их физических и биологических параметров и получения информации о состоянии живого дерева как важнейшего компонента биосферы.

5.3. Оптическая толщина растительности с учетом диэлектрических характеристик воды в живых растениях

Микроволновое излучение почвы с растительностью зависит от диэлектрических свойств как почвы, так и растительности. Задача корректной интерпретации данных дистанционного микроволнового зондирования включает в себя: 1) учет влияния растительности на точность дистанционного определения физических характеристик почвы, возможный в случае неполного экранирования растительным покровом микроволнового излучения почвы; 2) дистанционное определение параметров растительности (биомасса, содержание воды) в случае полного экранирования излучения почвы.

Важной характеристикой, влияющей на урожайность зерновых культур, является влажность почвы. В течение вегетационного периода влажность почвы может изменяться в значительных пределах – от засухи до переувлажнения, в зависимости от погодных условий и мелиоративных мероприятий (для орошаемых полей). Для оценки влажности на больших площадях используются методы дистанционного микроволнового зондирования, активно разрабатываемые с 1960–1970 гг. (Башаринов и др., 1968; Башаринов и др., 1974; Schmugge et al., 1974; Эткин и Шарков, 1976). Точность определения влажности почвы зависит от влияния растительного покрова, экранирующего микроволновое излучение почвы (Kirdiashev et al., 1979; Njoku, 1982; Matzler, 1990; Чухланцев и др., 2003). Радиоизлучательные характеристики

растительности зависят от влагосодержания и фенологии растений (Ferrazzoli et al., 1982; Chukhlantsev et al., 1989; Arendt et al., 2022; Monsiváis-Huertero et al., 2020).

Использование спутниковых данных для регионального и глобального мониторинга пахотных земель особенно эффективно в регионах с недостаточным количеством наземных наблюдений (Oza et al., 2008; Guan et al., 2017; Pereira et al., 2020; Qi Dou et al., 2022). Растительный покров моделируется как слой равномерно распределенных диэлектрических цилиндров (стеблей) и дисков (листьев) (Huang et al., 2016). Для разработки моделей микроволнового зондирования подстилающей поверхности и дистанционной оценки влажности почвы под слоем растительности необходимо изучение диэлектрических свойств почв с наземной растительностью (Burke et al., 1982; Li et al., 2017; Itolikar et al., 2020). Обзор диэлектрических свойств разных сортов пшеницы, кукурузы, риса, зернового сорго, соевых бобов, овса, ячменя и озимой ржи приведен в (Nelson et al., 2015).

Влажность почвы оценивается на основе дистанционных измерений радиояркостной температуры (T_B) подстилающей поверхности. В (Wigneron et al., 2007) приведено описание модели L-МЕВ (микроволновое излучение биосферы в L-диапазоне), учитывающей свойства растительности. Согласно (Kerr et al., 2012), формула для расчета для T_B , известная под названием (τ - ω)-модель, имеет вид (5.2):

$$T_B = \chi_{HV} \gamma T_{\Pi} + (1 - \omega)(1 - \gamma)(1 + \gamma r_{HV}) T_P, \quad (5.2)$$

где T_{Π} , T_P – эффективные термодинамические температуры в скин-слоях почвы и растительности; $\omega = 0,05 - 0,20$ – альbedo однократного рассеяния растительного покрова, $\gamma = \exp(-\tau/\cos\theta)$, τ – оптическая толщина растительности, характеризующая ослабление растительностью микроволнового излучения подстилающей поверхности, θ – угол зондирования, $\chi_{HV} = 1 - |r_{HV}|^2 \cdot \exp(-z)$, χ_{HV} , r_{HV} – коэффициенты излучения и отражения почвенного покрова на горизонтальной (H) и вертикальной (V) поляризациях, z – параметр, учитывающий шероховатость подстилающей поверхности. При использовании вместо ω коэффициента отражения (r) оптически толстого растительного слоя формула (1) становится точной при больших значениях τ (Чухланцев и Шутко, 2012).

В формуле (5.2) ключевыми величинами, позволяющими учесть влияние растительности, являются γ и τ . Для расчета τ используют соотношение (Schmugge, 1992)

$$\tau = 4\pi \frac{h}{\lambda} \text{Im}\sqrt{\varepsilon} = 4\pi \frac{h}{\lambda} k.$$

Приведенные параметры зависят от высоты, биомассы растительности, количества воды в растениях. Одновременное восстановление характеристик почвы и растительности приводит к неопределенности в их оценке.

В данном параграфе исследованы в микроволновом диапазоне диэлектрические характеристики разных элементов наземной растительности (на примере хлебных зерновых культур), а также приведены модельные зависимости $\tau(W)$, $\gamma(W)$.

В лабораторных условиях на $\lambda = 21$ см измеряли диэлектрические характеристики различных элементов надземной части хлебных зерновых культур (листьев, стеблей, колосьев) пшеницы, овса, ржи, находящихся на разных стадиях вегетации, а также шляпок подсолнечника, стеблей, листьев и початков кукурузы. Измерения проводили на лабораторной установке мостового типа с использованием измерителя разности фаз ФК2-18. Измеряли ослабление и сдвиг фазы электромагнитной волны, прошедшей через образец, помещенный в коаксиальный волновод длиной 3,7 см, диаметрами внешнего и внутреннего проводников 1,6 и 0,7 см соответственно. Добивались максимального заполнения объема контейнера исследуемым образцом. Описание лабораторной установки и диэлектрических измерений приведено в (Romanov, 2022). Для описания диэлектрических характеристик элементов растительности использовали n и κ . Объемная ($W = V_w/V$ [см³/см³]) и массовая ($W_M = M_w/M$ [г/г]) доли воды в образцах связаны соотношением $W = (\rho_{wet}/\rho_w) \times W_M$, где V , V_w – объемы сырой растительности и воды; $M = M_{dry} + M_w$, M , M_{dry} , M_w , ρ_{wet} , ρ_{dry} , ρ_w – массы и плотности сырой, сухой растительности и воды, $\rho_{wet} = \rho_{dry} + \rho_w \times W$.

В ходе эксперимента влажность исследуемых растительных образцов изменяли путем их высушивания при комнатной температуре и свободном доступе воздуха от естественной влажности на момент срывания растения до сухого состояния. Измерения диэлектрических характеристик образцов проводили при температуре (25 ± 1) °С.

Микроволновое излучение почвенного покрова с наземным растительным покровом зависит от температуры, влажности, гранулометрического состава, засоленности почвы, биомассы и влажности растительности, а также от того, живая растительность или отмершая. Учет диэлектрических характеристик растительности необходим для повышения точности определения влажности почвы под растительным покровом, играющим роль ослабляющего слоя, экранирующего микроволновое излучение почвы.

Элементы растительности значительно различаются по диэлектрическим свойствам. Для хлебных злаков (на примере пшеницы) экспериментально установлено различие диэлектрических характеристик нижних (первых, вторых) и верхних (третьих – пятых) листьев. Также наблюдаются различия диэлектрических характеристик колосьев пшеницы, срезанных на разных стадиях созревания. Значительные различия установлены для стеблей, листьев и молодых початков кукурузы. Так, например, для кукурузных стеблей ($W=0,8$ см³/см³): $n = 7,7, \kappa = 0,9$; листьев ($W=0,4$ см³/см³): $n = 3,3, \kappa = 0,55$; сердцевин молодых початков ($W=0,3$ см³/см³): $n = 6,34, \kappa = 0,92$. Для внутренней части (ваты) шляпок подсолнечника ($W=0,7$ см³/см³): $n = 6,26, \kappa = 1,02$.

На рисунке 5.17а-б приведены зависимости $n(W)$ и $\kappa(W)$ для пшеницы и овса, аппроксимированные с помощью программы Origin 6.1 прямыми линиями

$$n = A_0 + A_1 \times W, \quad (5.3)$$

$$\kappa = B_0 + B_1 \times W, \quad (5.4)$$

где A_0, A_1, B_0, B_1 – эмпирические коэффициенты, приведенные в таблице 5.2.

На рисунке 5.17а приведены n и k разных элементов надземной части пшеницы: 1, 2 – нижняя и верхняя части стебля; 3–5 – нижний (первый), четвертый и пятый (верхний) листья, 6 – желтый и зеленый колос. Видно, что различие n и k для разных частей растения связано с разной W . Изменение W может происходить как в результате погодных условий, так и в процессе созревания и отмирания растений. Следует отметить, что элементы растительности, различающиеся по диэлектрическим характеристикам, присутствуют на растении одновременно. В масштабах всего пшеничного поля растительный покров может быть представлен как многослойная структура, состоящая из слоев с изменяющимися во времени диэлектрическими параметрами, зависящими от содержания воды в этих элементах растений: 1) слой нижних листьев (первый и второй листья); 2) слой верхних листьев (третий – пятый листья); 3) слой колосьев. Для посевов кукурузы и подсолнечника выделение слоев затруднительно из-за их большой биомассы и высокого влагосодержания.

На рисунке 5.17б приведены зависимости $n(W)$ (1, 2) и $k(W)$ (1', 2') для живых (1, 1') и отмерших (2, 2') всходов овса (для живых свежесрезанных растений измерения диэлектрических характеристик проводились в течение часа, для погибших – через 5 суток после срезания). Видно, что n и k живых и отмерших образцов заметно отличаются.

Таблица 5.2

Эмпирические коэффициенты в формулах (5.3)–(5.4)

Зерновая культура	A_0	A_1	B_0	B_1
Пшеница	1,14315	5,10234	0,09351	0,78606
Овес (живые всходы)	1,00420	5,45697	0,04607	1,40145
Овес (погибшие всходы)	1,06965	5,88971	0,00200	2,58362
Рожь	1,04813	5,65110	0,09171	0,26133

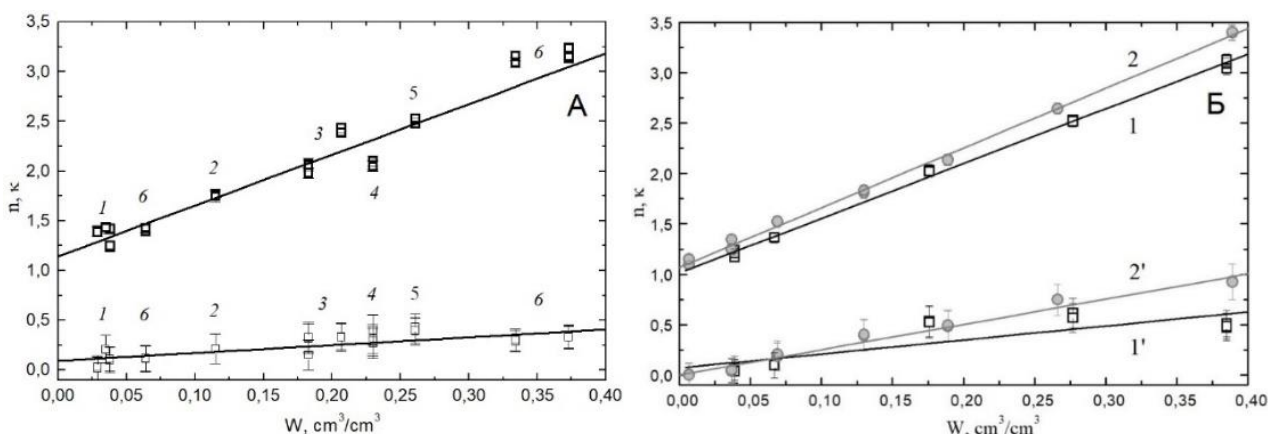


Рис. 5.17. Зависимости показателей преломления (1) и поглощения (2) пшеницы (А), овса (Б) (пояснения в тексте)

Для описания зависимостей $(n, \kappa)(W)$ применим известную рефракционную модель (Birchak et al., 1974), записав ее в следующем виде:

$$(n, \kappa) = \sum_{j=1}^m (n_j, \kappa_j) \cdot W_j, \quad (5.5)$$

где $W_j = V_j/V$ – объемная доля j -компонента, $V_j, V = 1$ – отдельные объемы j -компоненты и всего образца.

С учетом линейных зависимостей $n(W)$ (5.3) и $\kappa(W)$ (5.4) запишем формулу (5.5) в виде

$$n = n_0 + n_B W, 0 \leq W \leq 0.40, \quad (5.6)$$

$$\kappa = \kappa_0 + \kappa_B W, 0 \leq W \leq 0.40, \quad (5.7)$$

где $n_0 = A_0, \kappa_0 = B_0$ – показатели преломления и поглощения сухой растительности (табл. 1), взятые при $W = 0, n_B, \kappa_B$ – показатели преломления и поглощения воды, присутствующей в растительности. Численные значения n_B, κ_B , рассчитанные из соотношений (3)–(4) и (6)–(7) для разных видов растительности, приведены в таблице 5.3.

Таблица 5.3

Расчетные значения n_B и κ_B воды в растениях

Зерновая культура	$W, \text{см}^3/\text{см}^3$	n_B	κ_B
Пшеница	0–0,4	6,102	0,786
Овес (живые всходы)	0–0,4	6,457	1,401
Овес (погибшие всходы)	0–0,4	6,890	2,584
Рожь спелая	0–0,11	6,651	0,261

Из таблицы 5.3 видно, что значения n_B для разных видов растений примерно одинаковые. Основное различие диэлектрических характеристик разных видов растительности заключается в различии значений κ_B , которые также различаются для живых и погибших растений (на примере овса). Довольно высокое значение κ_B для погибших всходов овса (по сравнению с живыми всходами) может быть связано с тем, что при отмирании растения происходит растворение в воде каких-либо органических или минеральных веществ.

Возникает вопрос об оценке влияния растительного покрова на точность дистанционного определения влажности почвы. Учитывая диэлектрические свойства растительности, запишем выражение (2) в следующем виде:

$$\tau = 4\pi \frac{h}{\lambda} \kappa \times P, \quad (5.8)$$

где P – объемная доля растений в единичном объеме V .

Из приведенных значений n , κ кукурузы и подсолнечника следует, что на $\lambda = 21$ см при $h=1,5$ м для кукурузы: $\tau = 48,928 \times P$; для подсолнечника: $\tau = 73,574 \times P$. Отсюда следует, что γ будет меньше 0,0001 при $P > 0,11$ и $P > 0,17$ соответственно. Таким образом, при дистанционном зондировании на $\lambda = 21$ см микроволновое излучение почвы будет практически полностью экранироваться растительным слоем при указанных значениях P . В этом случае формула (1) примет вид $T_{\text{я}} = (1 - \omega)T_{\text{р}}$.

Для зерновых культур экранирующее влияние растительности на микроволновое излучение почвы начинает проявляться с объемной долей растительности больше $P > 0,001$. Экспериментальные зависимости $\tau(W)$ (А), рассчитанные по формуле (5.8), и $\gamma(\tau(W))$, рассчитанные по формуле $\gamma = \exp(-\tau/\cos\theta)$ для $\theta = 42^\circ$, имеют вид:

$$\tau = C_0 + C_1 \cdot W, 0 \leq W \leq 0,4, \quad (5.9)$$

$$\gamma = D_0 + D_1 \cdot \exp(-W/D_2), 0 \leq W \leq 0,4. \quad (5.10)$$

Численные коэффициенты в соотношениях (5.9) и (5.10) для разных значений P приведены в таблице 5.4. На рисунке 5.18а-б приведены зависимости $\tau(W)$ и $\gamma(W)$ (Б), рассчитанные по формулам (5.9)–(5.10), для пшеничного поля ($h = 0,5$ м) и $P = 0,001 - 0,2$. Величины τ и γ также зависят от P , представляющего собой долю растительности в единичном объеме. Зависимости $\tau(P)$ и $\gamma(P)$ для разных W (рис. 5.18а-б), построенные на основе результатов лабораторных измерений диэлектрических характеристик растений, имеют вид:

$$\tau = E_0 + E_1 \cdot P, 0 \leq P \leq 0,2, \quad (5.11)$$

$$\gamma = F_0 + F_1 \cdot \exp(-P/F_2), 0 \leq P \leq 0,2, \quad (5.12)$$

где численные коэффициенты приведены в таблице 5.5.

Из рисунка 5.19а-б следует, что даже для сухой растительности величина γ становится пренебрежимо малой при $P > 0,2$ и вклад растительности в микроволновое излучение подстилающей поверхности становится определяющим. Для сравнения на рисунке 5.20 приведены теоретические зависимости коэффициентов излучения (χ) от объемной доли воды в почве и растении, рассчитанные по формуле $\chi = 4n/((n+1)^2 + \kappa^2)$ для угла зондирования $\theta = 0$ на основе лабораторных измерений диэлектрических характеристик почвы и разных элементов разных растений при полном заполнении измерительного контейнера образцом. Зависимости $\chi(W)$, аппроксимированные прямыми линиями, имеют следующий вид:

1) $\gamma = 1$ (почва без растительности):

$$\chi = 0,9435 - 1,05921 \times W, R = -0,96, \sigma = 0,037, \quad (5.13)$$

2) $\gamma = 0$ (растительность, полностью экранирующая микроволновое излучение почвы):

$$\chi = 0,9972 - 0,72065 \times W, R = -0,93, \sigma = 0,035. \quad (5.14)$$

Из рисунка 5.20 видно, что значения χ для почвы и растительности различаются во всем диапазоне W , но наибольшее различие, достигающее $\Delta\chi \approx 0,15$, наблюдается при высоких значениях W . Применимость соотношений (5.13) и (5.14) возможна при $\gamma = 1$ и $\gamma = 0$. Приведенные соотношения могут быть использованы для интерпретации данных микроволнового зондирования почвы с растительностью.

Таблица 5.4

**Эмпирические коэффициенты в формулах (5.9)–(5.10)
для разных значений P**

P	C_0	C_1	D_0	D_1	D_2
0,001	0,00284	0,02339	0-0,0001	0,98772	3,81692
0,01	0,02797	0,23523	0-0,0001	0,72705	0,37349
0,02	0,05595	0,47039	0-0,0001	0,52951	0,18701
0,05	0,13991	1,17589	0	0,2041	0,0748
0,1	0,2798	2,3518	0	0,04166	0,03727
0,2	0,55959	4,70367	0	0,00191	0,01423

Таблица 5.5

**Эмпирические коэффициенты в формулах (5.11)–(5.12)
для разных значений P**

W	E_0	E_1	F_0	F_1	F_2
0	0,00016	2,79789	0	1,0003	0,03144
0,005	0,00006	2,91497	0	0,99965	0,03022
0,01	0,000064	3,03298	0	0,99986	0,029
0,05	$-2,01444 \times 10^{-5}$	3,97403	0	1,00016	0,02215
0,1	$-2,14009 \times 10^{-4}$	5,15025	0	0,99981	0,01709
0,2	$-2,38272 \times 10^{-5}$	7,50193	0	0,99963	0,01173
0,3	$1,76088 \times 10^{-4}$	9,85284	0	0,99984	0,00893
0,4	$-2,90303 \times 10^{-5}$	12,20507	0	0,99944	0,00721

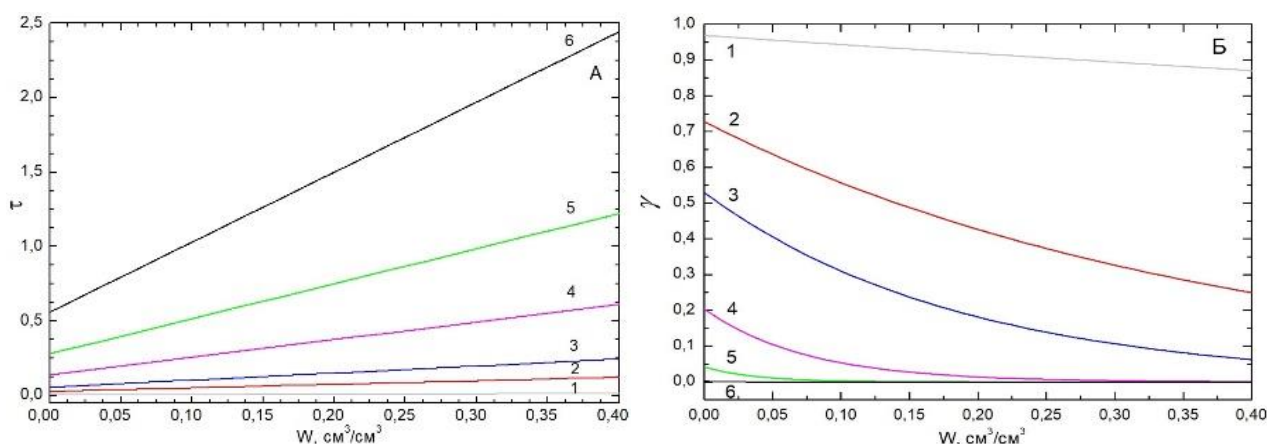


Рис. 5.18. Зависимости $\tau(W)$ (А) и $\gamma(W)$ (Б) для пшеницы ($h = 0,5$ м)
с объемной долей надземной части растений $P=0,001$ (1); 0,01 (2); 0,02 (3);
0,05 (4); 0,1 (5); 0,2 (6)

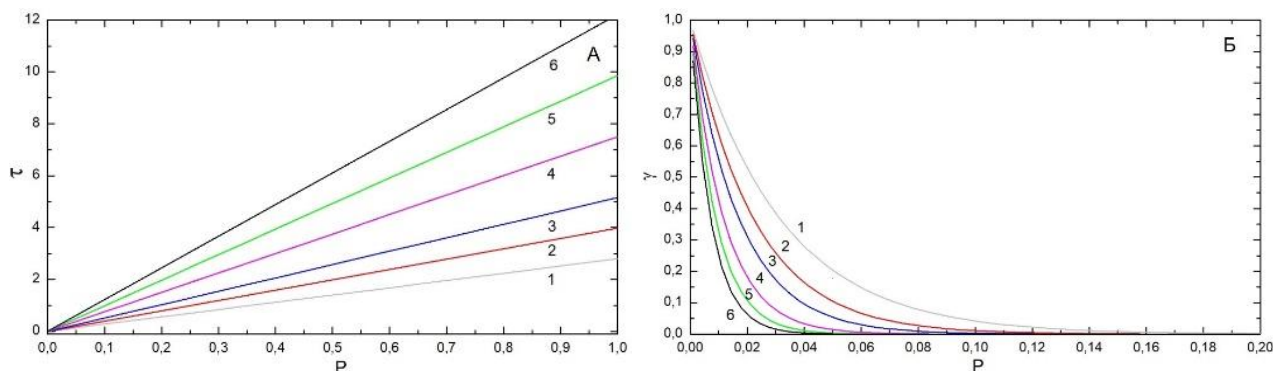


Рис. 5.19. Зависимости $\tau(P)$ (А) и $\gamma(P)$ (Б) для пшеницы ($h = 0,5$ м) с объемной влажностью $W=0,0$ (1); $0,05$ (2); $0,01$ (3); $0,2$ (4); $0,3$ (5); $0,4$ (6)

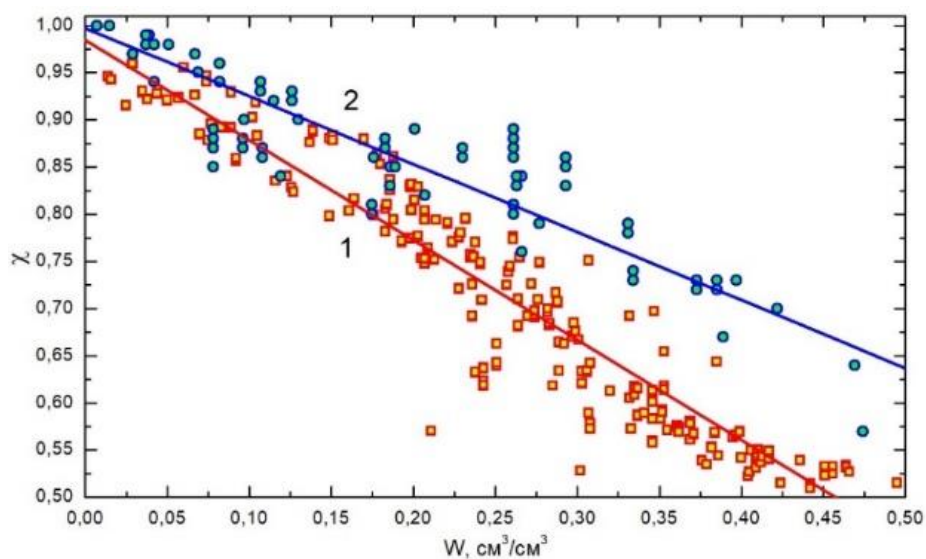


Рис. 5.20. Зависимости коэффициентов излучения χ от W для почвы (1), растительности (2)

В результате проведенных исследований экспериментально установлено различие диэлектрических характеристик разных элементов растительности (листьев, стеблей, колосьев) пшеницы, овса, ржи, подсолнечника, находящихся на разных стадиях вегетации. С использованием рефракционной модели рассчитаны показатели преломления и поглощения воды в разных растениях. Из анализа экспериментальных данных следует вывод о том, что показатели преломления (n_w) воды в разных растениях имеют близкие значения, а показатели поглощения (k_w) заметным образом различаются. Наблюдается различие k_w живых и погибших растений (на примере всходов овса), что может быть связано с растворением органических и минеральных веществ в растительном соке.

С использованием измеренных диэлектрических характеристик рассчитаны значения оптической глубины растительности и величины γ , характеризующей ослабление микроволнового излучения почвенного покрова растительностью. На примере зерновых злаков (пшеница) показано, что величина γ становится пренебрежимо малой при объемной доле растений

$P > 0,20$. Соответственно, при развитом растительном покрове и высоком содержании воды в растениях определение влажности почвы становится проблематичным. При $P < 0,2$ точность дистанционного определения W зависит как от P , так и от W . Влияние растительности может быть учтено путем использования формулы (5.1) и соотношений, аналогичных (5.9)–(5.12).

5.4. Анализ пожаров 1997 г. в лесных массивах Алтайского края на основе оценки индекса NDVI радиометра NOAA/AVHRR

Оценка параметров, характеризующих состояние лесов как одного из компонентов биосферы, относится к числу приоритетных задач использования многоспектральных спутниковых измерений. Существующие методы обработки многоспектральных изображений можно разделить на два класса: линейные комбинации спектральных каналов с коэффициентами, полученными на основе полевых измерений; индексы отношений яркостей спектральных каналов, называемые вегетационными индексами. Метод линейных комбинаций каналов требует большого объема вычислений, громоздких полевых измерений, поэтому для изучения динамики состояния растительных биоценозов в данной работе использовалась концепция индекса NDVI, характеризующего интенсивность процессов фотосинтеза в зеленых фракциях растительности и контраст растительности с другими природными объектами. В процессе обработки изображений использовались выборки данных NOAA за период с июня по сентябрь 1997 г. Пересчет на NDVI проводился с учетом калибровочных коэффициентов каждого канала сканера AVHRR. Это позволило получить NDVI в безразмерной шкале. Нулевые значения NDVI, соответствующие озерам, гарям, исключались из гистограммы распределения индексов.

В 1997 г. сложились уникальные погодные условия для развития сильной засухи, повторяющейся в степной зоне Западной Сибири с периодом в 12 лет. За последние 30 лет это самая большая засуха в Алтайском крае. На снимке от 7.06.97 г. выделяются зоны, имеющие самый низкий коэффициент NDVI (рис. 5.21). Это объясняется началом засухи в Кулундинской степи. Ранее по весенним снимкам эти области выделялись как первые освободившиеся от снега и с просохшей почвой. Начало засухи пришлось на период развития всходов озимых культур на полях. Естественные степи южнее р. Иртыш выделяются как полностью лишенные растительности вследствие весенней засухи. В предгорьях Алтая наблюдается повышение индекса NDVI на территории, покрытой естественной травяной растительностью. Самое высокое значение NDVI имеют лесные массивы в Горном Алтае и на северо-востоке Алтайского края в районе г. Барнаула, содержащие большой процент примеси лиственных пород (березы, осины). В ленточных борах в этот период выделяется область сухих лесов с невысокими значениями NDVI, рассматриваемая как пожароопасная. Это предположение основано на наблюдениях за развитием пожаров в Восточном Казахстане, очаги которых хорошо дешифруются по низким значениям NDVI. Прогноз пожароопасного состояния подтвердился, так как на

этом участке лесного массива произошел ряд крупных пожаров, отобразившихся на снимках от 1.07.97 и от 22.09.97 гг.

На изображении от 1.07.97 г. границы области засухи в Кулундинской степи расширились, но значения NDVI увеличились в связи с развитием сельскохозяйственной растительности и наличием на этих территориях небольших березовых колков (рис. 5.22). Юго-западнее Алтайского края NDVI практически не изменился. В центре района начались степные пожары. Значения NDVI в северо-восточных районах сравнялись со значениями в предгорных областях вследствие развития растительности на сельскохозяйственных полях.

С июля по сентябрь в Алтайском крае дождей практически не было, поэтому снимок от 22.09.97 г. отображает низкие значения NDVI не только в области засухи, но и на участках, не пострадавших от засухи (рис. 5.23). Это предгорные остепненные территории и луга в пойме р. Обь. Типичный вид земель, пройденных пожарами, представлен на рисунке 5.24. В связи со средней температурой конца сентября – начала октября 25 °С и полным отсутствием дождей на этих участках начали развиваться степные пожары.

Пик степных пожаров (около 200) пришелся на начало октября, что наблюдается на изображении NOAA от 7.10.97 г. в виде мелких точек размером от 1 до 3 пикселей. В частности, произошло возгорание покрытых сухой травой сопков, прилегающих к березово-осиновому массиву и сосновому лесу в Колыванском бору. На изображении от 22.09.97 г. в приобских лесах выделяется область сухих с низким индексом NDVI пожароопасных лесов, где 07.10.97 г. было зафиксировано начало пожара в правобережной пойме р. Обь, очаг которого развился в крупнейший пожар, продолжавшийся до 23.10.97 г.

Ежедневное слежение в пожароопасный период за появлением крупных гарей, определение и картографирование их площадей возможно с использованием сканерных космических снимков системы NOAA (сканер AVHRR), позволяющей оперативно регистрировать очаги пожаров и получать объективные сведения о площадях гарей одновременно в границах крупных административных районов.

Сканер AVHRR позволяет получать информацию об отражательных свойствах объектов в видимом диапазоне и об их температуре, используя данные инфракрасных каналов, которые позволяют определять температуру поверхности с точностью лучше 10. Основным дешифровочным признаком очага пожара является его инфракрасное излучение, максимум которого приходится на спектральный диапазон 3.1–3.7 мкм, т.е. третий канал прибора AVHRR, и, следовательно, этот канал можно использовать для обнаружения пожаров, размеры которых значительно меньше пределов пространственного разрешения (1.1 км). Информация, поступающая с других спектральных каналов, помогает отделить облака, что очень важно, так как в третьем спектральном канале отклик от освещенных солнцем облаков сравним, а иногда и превышает отклик от пожара.

Один из снимков перед установлением снежного покрова показывает, что максимальное количество гарей пришлось на участки с наименьшим индексом NDVI. Сравнительный анализ

весенне-осенних изображений NOAA 1997 г. и почвенной карты Алтайского края показал, что наиболее подвержены засухе каштановые почвы с легким механическим составом (легко- и среднесуглинистые), черноземы южные малогумусные средне- и маломощные, леса, произрастающие на дерново-подзолистых песчаных почвах.

Дымовые шлейфы выявляются с высокой достоверностью на мультиспектральных изображениях, представляющих собой синтез по цветам RGB трех из пяти каналов сканера при интерактивной работе в пакете ENVI 3.2. Для наилучшего выделения объектов проводилась коррекция гистограмм каждого из выбранных каналов линейным и квадратичным преобразованием, эквализацией и функцией обратной частоты. На рисунке 5.25 представлена динамика развития пожаров в ленточных борах Алтайского края и Восточного Казахстана, на которых выделены дымовые шлейфы и очаги пожаров. Четвертый и пятый каналы AVHRR позволяют получать информацию о температуре и влажности земной поверхности и могут быть использованы для обнаружения и прогноза пожароопасных районов. На снимках NOAA пожарища сезона 1997 г. выявляются по темно-серому и темному тону, что соответствует изображению площадей, пройденных сильными низовыми и верховыми пожарами.

Изображения с низкой спектральной яркостью обусловлены черной поверхностью гарей, образующейся в результате выгорания напочвенного покрова, подростка и подлеска, обугливания валежника. Неровный характер кромки гарей связан с разными видами и интенсивностью пожаров в течение суток, неравномерным пожарным созреванием типов насаждений, разными категориями площадей, встречающихся на пути распространения пожара, и, наконец, направлением ветра во время их действия. Мелкомасштабный характер сканерных изображений NOAA не позволяет выявлять участки, пройденные слабыми низовыми пожарами, с незначительным повреждением растительности (неполное и неравномерное выгорание напочвенного покрова, частичное отмирание подлеска, появление нагара на деревьях). Перечисленные повреждения не приносят существенных изменений в состояние лесных сообществ, не нарушают их природоохранных и ресурсных функций и не сопровождаются значительным экономическим ущербом. Поэтому такие участки леса не учитывались при вычислении площадей гарей. Кроме изображений AVHRR используются снимки, полученные сканером высокого разрешения МСУ-Э, на отдельные участки ленточных боров. Результаты полевых квазисинхронных подспутниковых наблюдений представлены на рисунке 5.26.

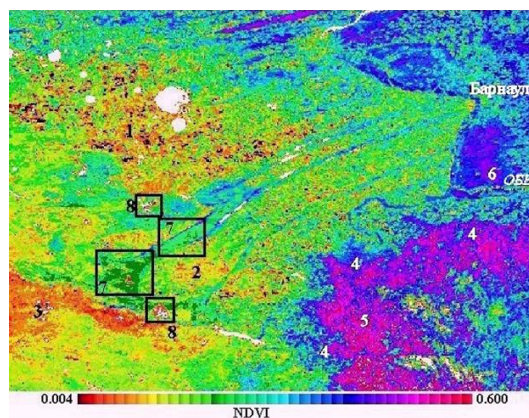


Рис. 5.21. NDVI по данным сканера AVHRR NOAA от 7.06.97 г.:
 1 – Кулундинская степь; 2 – Алейская степь; 3 – естественная степь;
 4 – травянистая растительность в предгорьях; 5 – горные леса (лиственница, сосна,
 пихта, береза); 6 – Приобский бор; 7 – сухие ленточные боры; 8 – гари

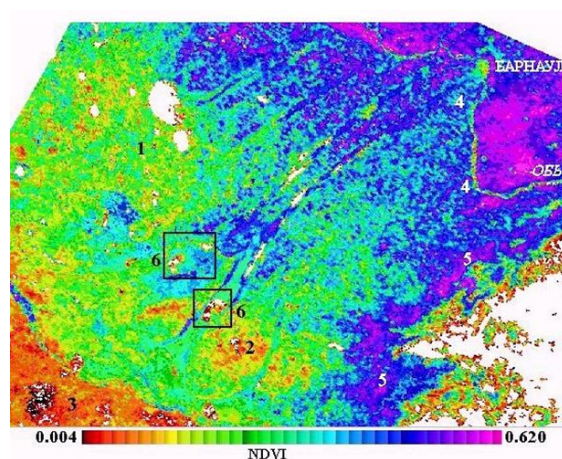


Рис. 5.22. NDVI по данным сканера AVHRR NOAA от 1.07.97 г.:
 1 – Кулундинская степь; 2 – Алейская степь; 3 – естественная степь;
 4 – Приобское плато; 5 – травянистая растительность в предгорьях; 6 – гари

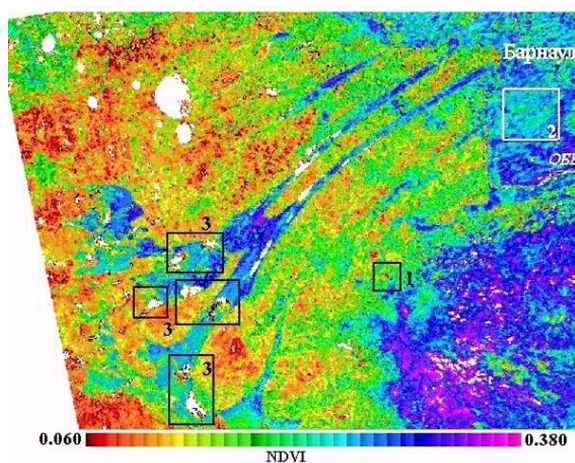


Рис. 5.23. NDVI по данным сканера AVHRR NOAA от 22.09.97 г.:
 1 – Кольванский бор; 2 – Приобский бор; 3 – гари



а



г



б



д



в



е

Рис. 5.24. Степные пожары и лесные гари по данным подспутниковых полевых наблюдений 1997 г. (фото А.В. Евтюшкина): а, б – степные пожары; в – вырубki на участках гарей в Ключевском лесничестве; г, д – гари после низовых пожаров в районе оз. Горькое-Перешеечное; е – вырубki на участках гарей в районе оз. Горькое-Перешеечное

Для оценки площади леса, пройденной пожаром, исходное изображение трансформировалось в проекцию топографической карты (равноугольная поперечно-цилиндрическая проекция Гаусса-Крюгера) с целью корректировки искажений, вносимых разверткой сканера, а также возникающих из-за кривизны Земли. Подготовка цифровых топографических основ масштаба 1:200000 и 1:1000000 выполнялась пакетом программ Vector Maker, разработанным в лаборатории обработки изображений Алтайского государственного университета. Пересчет изображений проводился по опорным точкам методом наименьших квадратов. Квадратичный

полином использовался для трансформации изображения МСУ-Э, а кубический – для AVHRR, так как здесь значительный вклад в величину искажений вносит кривизна Земли. Географическая привязка очагов пожаров и вычисление гарей проводилось на совмещенных с цифровой картографической основой космических изображениях методом выделения пороговых значений яркостей, соответствующих участкам гарей.

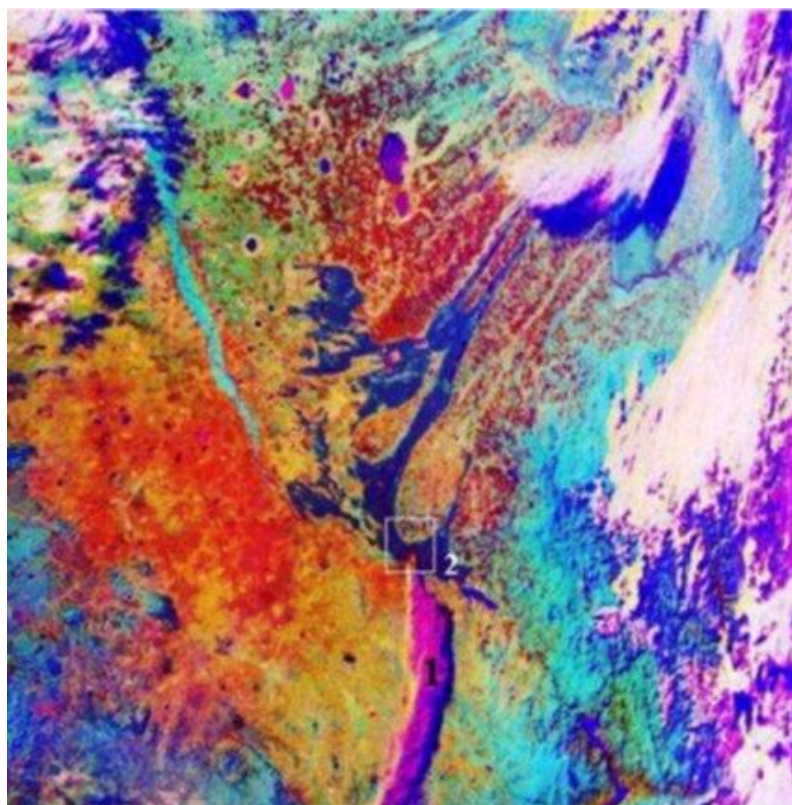
Сканерные изображения МСУ-СК от 26.06.98 г. (модуль «МИР-Природа»), МСУ-Э от 02.09.97 г. (3 канал) и NOAA от 30.10.97 г. трансформировались в проекцию Гаусса-Крюгера и совмещались с единой картографической основой. Это позволило провести оценку площадей гарей по изображениям МСУ-Э, МСУ-СК, AVHRR с разным пространственным разрешением. Результаты приведены в таблице 5.6. Нумерация гарей соответствует нумерации объектов на рисунке 5.27.

На рисунках 5.26 и 5.27 отображены все наиболее крупные лесные гари, образовавшиеся в результате лесных пожаров 1997 г. на территории Алтайского края и Восточного Казахстана. Аналогичная 1997 г. пожарная ситуация сложилась в ленточных борах Алтайского края и Казахстана весной 2023 г. Засушливая весна с высокими температурами и минимальными осадками иссушила подлесок и травянистую растительность в южной части боров. Сухие грозы при порывистом ветре в середине июня вызвали низовые и верховые пожары в районе оз. Горькое-Перешеечное. На рисунке 5.28 отображены действующие пожары и динамика развития крупнейших гарей по данным Landsat-9/OLI. По спутниковым данным, максимальное количество гарей пришлось на территории с наименьшим индексом NDVI весной и летом 2023 г.

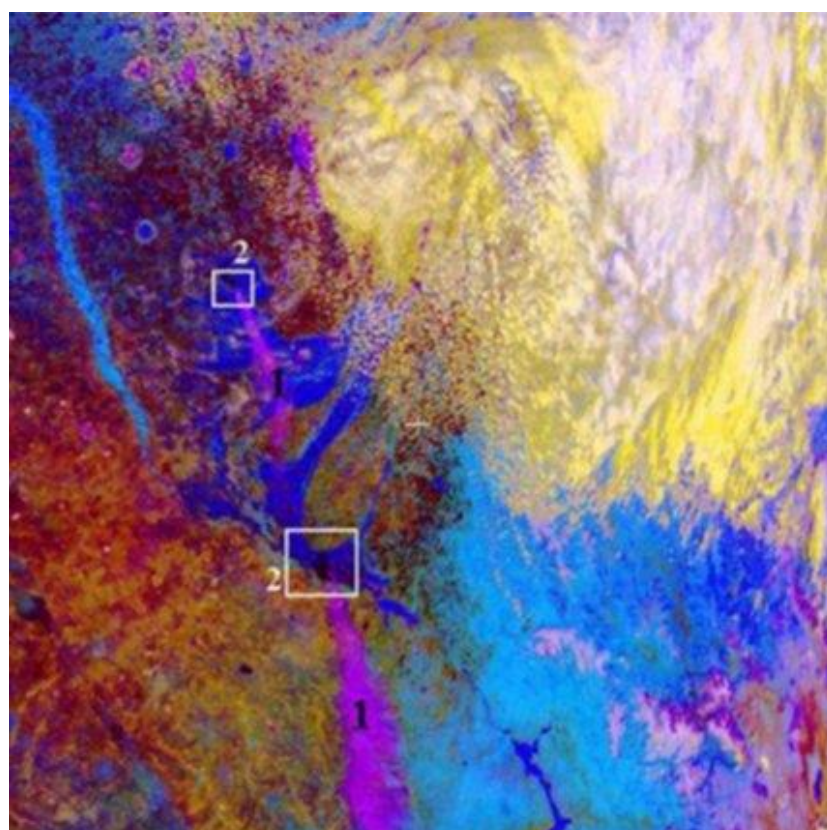
Таблица 5.6

**Результаты оценки последствий лесных пожаров по данным сканеров
Космос-1939/МСУ-Э, «МИР-Природа» / МСУ-СК, NOAA/AVHRR**

Координаты центров гарей, град.			Площади гарей, га		
№	с. ш.	в. д.	МСУ-Э,	МСУ-СК	AVHRR
1	51°20'	80°30'	15380	15464	15840
2	51°55'	80°45'		10069	10340
3	51°25'	80°00'	17400	17534	17010
4	51°15'	79°45'	10250		9000
5	51°00'	80°00'	12400	12248	12900
6	51°10'	81°10'	2980		2910
7	51°40'	84°00'	17300		17800



NOAA-12 от 1.06.1997



NOAA-14 от 2.06.1997

Рис. 5.25. Дымовые шлейфы от пожаров в ленточных борах Алтайского края и Казахстана по данным NOAA: 1 – дымовые шлейфы, 2 – гари

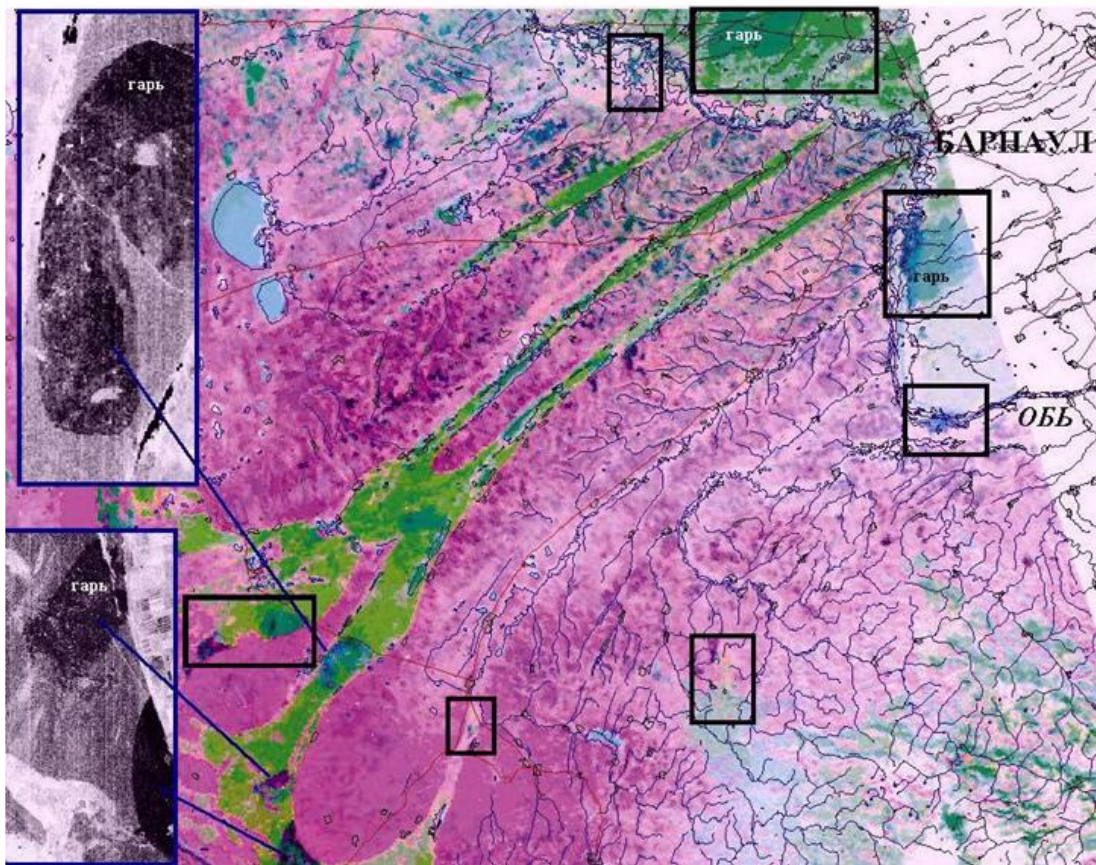


Рис. 5.26. Лесные гари по данным МСУ-Э от 2.09.97 г. и NOAA от 30.10.97 г.

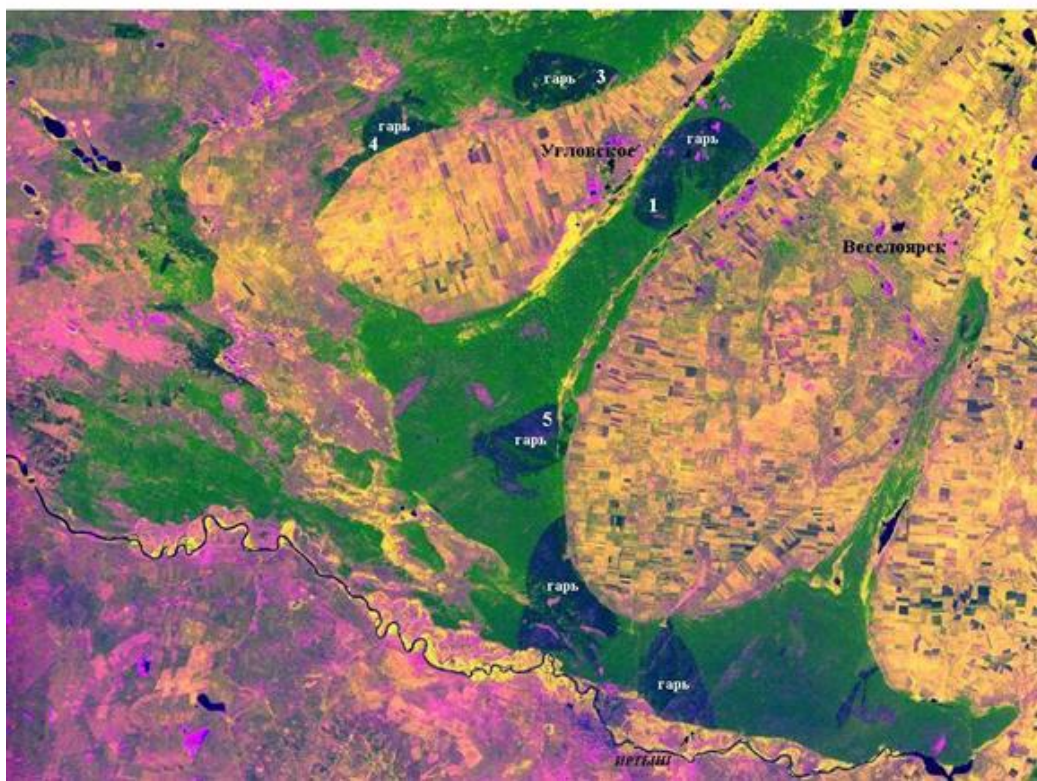


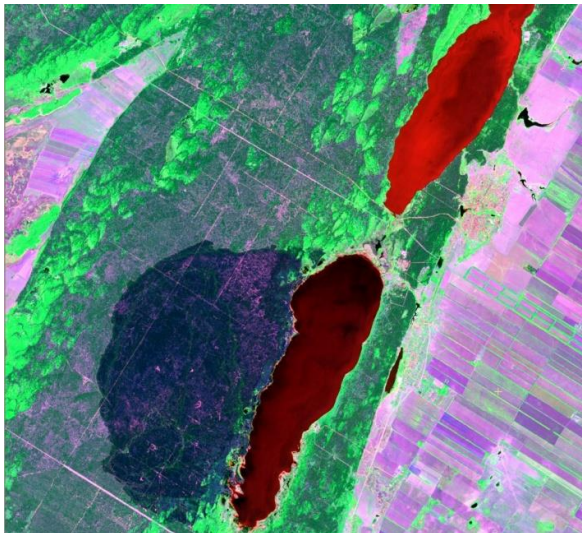
Рис. 5.27. Лесные гари 1997 г. по данным «МИР-Природа» / МСУ-СК от 26.06.98 г.



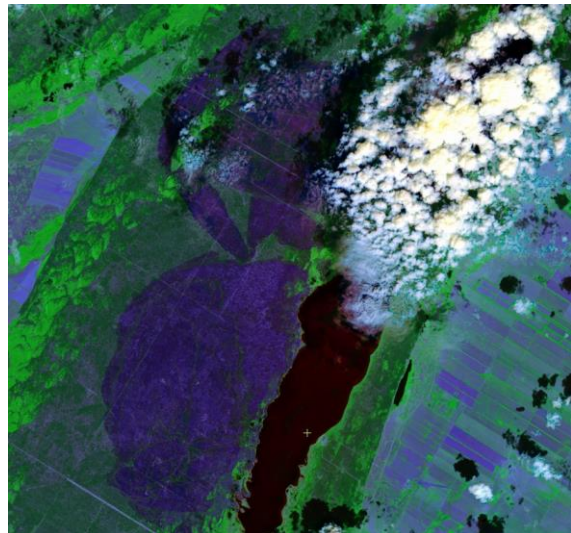
22.06.2023



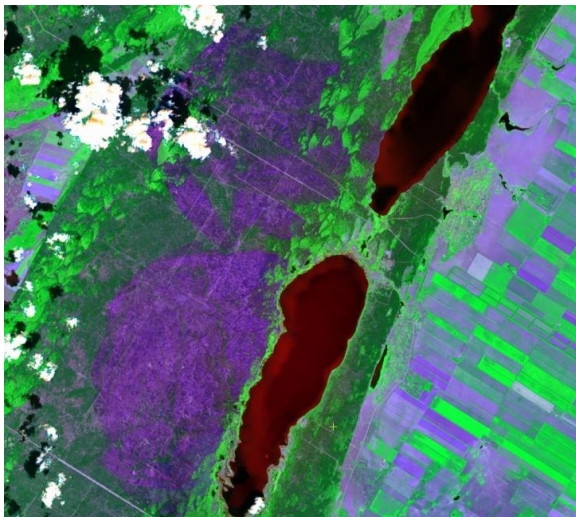
22.06.2023



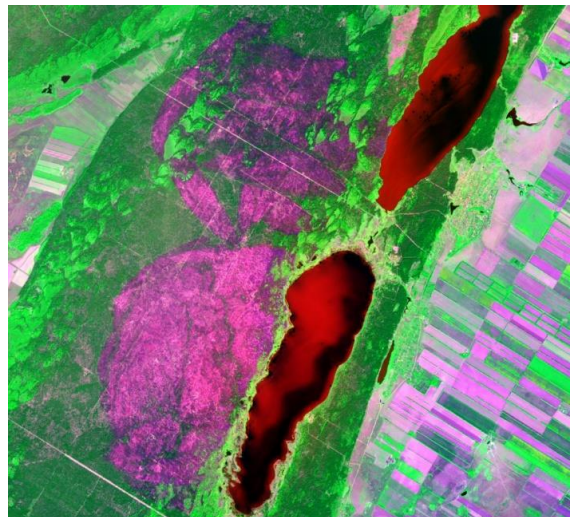
15.06.2023



23.06.2023



02.08.2023



11.09.2023

Рис. 5.28. Лесные пожары 2023 г. около оз. Горькое-Перешеечное по данным подспутниковых наблюдений (фото А.Н. Романова) и Landsat-9/OLI

Список литературы к главе 5

- Башаринов А.Е., Гурвич А.С., Егоров С.Т. Радиотепловое излучение Земли как планеты. М.: Наука, 1974. 188 с.
- Башаринов А.Е., Тучков Л.Т., Поляков В.С., Ананов Н.И. Измерение радиотепловых и плазменных СВЧ-излучений. М.: Советская редакция, 1968. 390 с.
- Брушлинский Н.Н., Соколов С.В., Григорьева М.П. Сравнительный анализ обстановки с пожарами в странах мира // Пожары и чрезвычайные ситуации: предотвращение, ликвидация. 2022. № 4. С. 5–12. DOI: 10.25257/FE.2022.4.5-12
- Гусев В.Г. О методе оценки возможности возникновения и распространения пожаров в лесах по их фактической горимости // Труды Санкт-Петербургского научно-исследовательского института лесного хозяйства. 2018. № 2. С. 40–52. DOI: 10.21178/2079-6080.2018.2.40
- Кибардина И.Н., Саворский В.П., Кузнецов О.О. и др. Развитие СВЧ-радиометрической модели очага пламени лесного пожара // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. Т. 10. № 4. С. 79–88.
- Котельников Р.В., Лупян Е.А. Особенности дистанционно оцениваемых распределений площадей лесных пожаров для территорий с различным уровнем пожарной охраны // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2022. Т. 19. № 4. С. 75–87. DOI: 10.21046/2070-7401-2022-19-4-75-87
- Лупян Е.А., Лозин Д.В., Балашов И.В. и др. Исследование зависимости степени повреждений лесов пожарами от интенсивности горения по данным спутникового мониторинга // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2022. Т. 19. № 3. С. 217–232. DOI: 10.21046/2070-7401-2022-19-3-217-232
- Лозин Д.В., Лупян Е.А., Балашов И.В. и др. Оценка гибели северных лесов от пожаров в XXI веке на основе анализа данных прибора MODIS об интенсивности горения // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2023. Т. 20. № 2. С. 292–301. DOI: 10.21046/2070-7401-2023-20-2-292-301
- Романов А.Н., Хвостов И.В., Рябинин И.В., Романов Д.А., Трошкин Д.Н. Дистанционные микроволновые индикаторы сухости леса // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. Т. 21. 2024. № 1. С. 197–209. DOI: 10.21046/2070-7401-2024-21-1-197-209
- Саворский В.П., Каевицер В.И., Кибардина И.Н. и др. СВЧ радиометрическая модель очага возгорания лесного пожара // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т. 9. № 1. С. 137–144.
- Чудинов Б.С. Вода в древесине. Новосибирск: Наука, 1984. 267 с.
- Чухланцев А.А., Шутко А.М. Особенности определения влажности почвы СВЧ-радиометрическим методом в лесных районах // Исследование Земли из космоса. 2012. № 2. С. 3–10.
- Чухланцев А.А., Шутко А.М., Головачев С.П. Ослабление электромагнитных волн растительными покровами // Радиотехника и электроника. 2003. Т. 48. № 11. С. 1285–1311.

Шутко А.М. СВЧ-радиометрия водной поверхности и почвогрунтов. М.: Наука, 1986. 192 с.

Эткин В.С., Шарков Е.А. Возможности дистанционного исследования Земли при помощи радиофизических систем // В кн.: Космические исследования земных ресурсов. М.: Наука, 1976. С. 99.

Arroyo L.A., Pascual C., Manzanera J.A. Fire models and methods to map fuel types: The role of remote sensing // *Forest Ecology and Management*. 2008. Vol. 256. Issue 6. P. 1239–1252. DOI: 10.1016/j.foreco.2008.06.048

Arendt B., Grathwohl A., Waldschmidt C., Walter T. Influence of Vegetation on the Detection of Shallowly Buried Objects with a UAV-Based GPSAR // *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*. Kuala Lumpur, Malaysia. 2022. P. 100-103. DOI: 10.1109/IGARSS46834.2022.9883635

Birchak J., Gardner C., Hipp J., Victor J. High dielectric constant microwave probes for sensing soil moisture // *Proceedings of the IEEE*. 1974. Vol. 62. No. 1. P. 93–98. DOI: 10.1109/PROC.1974.9388

Burke H.-H.K., Schmugge T. J., Effects of varying soil moisture contents and vegetation canopies on microwave emissions // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 1982. Vol. GE-20. No. 3. P. 268-274. DOI: 10.1109/TGRS.1982.350442

Chukhlantsev A.A., Golovachev S.P., Shutko A.M. Experimental study of vegetable canopy microwave emission // *Advances in Space Research*. 1989. Vol. 9. No. 1. P. 317–321. [https://DOI.org/10.1016/0273-1177\(89\)90499-7](https://DOI.org/10.1016/0273-1177(89)90499-7)

Dou Q., Xie Q., Peng X. et al. Soil moisture retrieval over crop fields based on two-component polarimetric decomposition: a comparison of generalized volume scattering models // *Journal of Hydrology*. 2022. Vol. 615. Part A. P. 128696. <https://DOI.org/10.1016/j.jhydrol.2022.128696>

Ferrazzoli P., Guerriero L., Paloscia S., et al. Modeling polarization properties of emission from soil covered with vegetation // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 1992. Vol. 30. No. 1. P. 157–165. DOI: 10.1109/36.124226

Gale M.G., Cary G.J. et al. Forest fire fuel through the lens of remote sensing: Review of approaches, challenges and future directions in the remote sensing of biotic determinants of fire behavior // *Remote Sensing of Environment*. 2021. Vol. 255. Article 112282. DOI: 10.1016/j.rse.2020.112282

Guan K., Wu J., Kimball J.S., Anderson M.C. et al. The shared and unique values of optical, fluorescence, thermal and microwave satellite data for estimating large-scale crop yields // *Remote Sensing of Environment*. 2017. Vol. 199. P. 333–349. <https://DOI.org/10.1016/j.rse.2017.06.043>

Huang H., Liao T.-H., Tsang L. et al. Combined active and Passive microwave remote sensing of Soil Moisture for vegetated surfaces at L-band // *Progress in Electromagnetic Research Symposium (PIERS)*. Shanghai, China. 2016. P. 2528–2529. DOI: 10.1109/PIERS.2016.7735036

Itolikar A.B., Joshi A.S., Deshpande S.S. et al. Dielectric and Emissive Properties of Sorghum (Jowar) Vegetation at C-Band Microwave Frequency // *Materials Today: Proceedings*. 2020. Vol. 23. Part 2. P. 236–245. <https://DOI.org/10.1016/j.matpr.2020.02.022>

Jones M.O., Jones L.A., Kimball J.S. et al. Satellite passive microwave remote sensing for monitoring global land surface phenology // Remote sensing of environment. 2011. Vol. 115. No. 4. P. 1102–1114. DOI: 10.1016/j.rse.2010.12.015

Kerr Y.H., Waldteufel P., Richaume P. et al. The SMOS Soil Moisture Retrieval Algorithm // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2012. Vol. 50. No. 5. P. 1384–1403. DOI: 10.1109/TGRS.2012.2184548

Kirdiashev K.P., Chukhlantsev A.A., Shutko A.M. Microwave radiation of the earth's surface in the presence of vegetation cover // Radio Engineering and Electronics. 1979. Vol. 24. P. 256–264.

Li D., Yang C., Du Y. Efficient Method for Scattering from Cylindrical Components of Vegetation and Its Potential Application to the Determination of Effective Permittivity // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2017. Vol. 55. No. 11. P. 6120–6127. DOI: 10.1109/TGRS.2017.2720849

Matzler C., Seasonal evolution of microwave radiation from an oat field // Remote Sensing of Environment. 1990. Vol. 31. No. 3. P. 161–173. DOI: org/10.1016/0034-4257(90)90086-2

Monsiváis-Huertero A., Judge J., Liu P.-W., Chakrabarti S. Monitoring Vegetation Conditions Over Agricultural Regions Using Active Observations // IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium. Waikoloa. HI. USA. 2020. P. 4351–4354. DOI: 10.1109/IGARSS39084.2020.9324414

Macelloni G., Paloscia S., Pampaloni P. et al. Airborne multifrequency L- to Ka-band radiometric measurements over forests // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2001. Vol. 39. No. 11. P. 2507–2513. DOI: 10.1109/36.964988

Owe M., de Jeu R., Walker J. A methodology for surface soil moisture and vegetation optical depth retrieval using the microwave polarization difference index // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2001. Vol. 39. No. 8. P. 1643–1654. DOI: 10.1109/36.942542

Pissis P., Angnostopoulou-Konsta A., Apekis L. A dielectric study of the state of water in plant stems // Journal of Experimental Botany. 1987. Vol. 38. No. 9. P. 1528–1540. DOI: 10.1093/jxb/38.9.1528

Romanov A.N. Some Behavior Features of Dielectric Properties of Water in Birch Wood at a Frequency of 1.41 GHz // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2022. Vol. 60. Article 4409208. P. 1–8. DOI: 10.1109/TGRS.2022.3157642

Schmugge T.J., Jackson T.J. A dielectric model of the vegetation effects on the microwave emission from soils // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 1992. Vol. 30. No. 4. P. 757–760. DOI: 10.1109/36.158870

Nelson S.O., Chapter 15 – Dielectric Properties Data // Dielectric Properties of Agricultural Materials and their Applications. Academic Press. 2015. P. 211–246. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-802305-1.00015-4>

Njoku E.G. Passive Microwave Remote Sensing of Earth from Space. A Review // Proc. IEEE. 1982. Vol. 70. P. 728–749.

Oza S.R. Panigrahy S., Parihar J.S., Concurrent use of active and passive microwave remote sensing data for monitoring of rice crop // *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*. 2008. Vol. 10. No. 3. P. 296–304. <https://DOI.org/10.1016/j.jag.2007.12.002>

Pereira L.S., Paredes P., Melton F. et al., Prediction of crop coefficients from fraction of ground cover and height. Background and validation using ground and remote sensing data // *Agricultural Water Management*. 2020. Vol. 241. 106197. <https://DOI.org/10.1016/j.agwat.2020.106197>

Romanov A.N., Some Behavior Features of Dielectric Properties of Water in Birch Wood at a Frequency of 1.41 GHz // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2022. Vol. 60. P. 1–8. DOI: 10.1109/TGRS.2022.3157642

Schmugge T.J., Gloersen P.W. Wilheit T., Geiger F. Remote Sensing of Soil Moisture with Microwave Radiometry // *Journal of Geophysical Research*. 1974. Vol. 79. No. 2. P. 317–323.

Schmugge T.J., Jackson T.J. A dielectric model of the vegetation effects on the microwave emission from soils // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 1992. Vol. 30. No. 4. P. 757–760. DOI: 10.1109/36.158870

Wigneron J.-P., Calvet C., Kerr Y. et al. Microwave emission of vegetation: sensitivity to leaf characteristics // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 1993. Vol. 31. No. 3. P. 716–726. DOI: 10.1109/36.225537

Wigneron J.-P., Kerr Y., Waldteufel P. et al. L-band microwave emission of the biosphere (L-MEB) model: Description and calibration against experimental data sets over crop fields // *Remote Sensing of Environment*. 2007. Vol. 107. No. 4. P. 639–655. <https://DOI.org/10.1016/j.rse.2006.10.014>

Yashchenko A.S., Bobrov P.P. Impact of the Soil Moisture Distribution in the Top Layer on the Accuracy Moisture Retrieval by Microwave Radiometer Data // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2016. Vol. 54. No. 9. P. 5239–5246. DOI: 10.1109/TGRS.2016.2559162

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной монографии представлены принципиально новые подходы к дистанционному мониторингу засух, основанные на анализе ежедневных спутниковых данных дециметрового диапазона. С использованием алгоритмов спутникового радиотепловидения восстановлена долговременная динамика геофизических параметров атмосферы и подстилающей поверхности над территорией Алтайского края. По оперативным и архивным данным дистанционного зондирования Земли из космоса установлено, что почвенные засухи в Алтайском крае определяются атмосферными условиями и зависят от возникновения и распространения атмосферных рек, приносящих тепло и влагу. В глобальном масштабе на территорию Алтайского края оказывают влияние атмосферные реки, образующиеся в результате атмосферного переноса тепла и влаги в северной части Атлантического океана, а также над Каспийским и Аравийским морями.

На основе спутникового зондирования выявлены зоны интенсивной аридизации территории на юге Западной Сибири. По результатам исследований сделан вывод о том, что в условиях современных климатических изменений на данной территории происходят заметные изменения температур, гидротермических характеристик и значений индекса NDVI. Заметное снижение NDVI отмечено для большинства тестовых участков с мая по первую половину июля. В отношении влагообеспеченности отмечена аридизация климата.

Разработана и апробирована методика дистанционного определения влажности почвы на основе спутниковых данных микроволнового диапазона. Разработан и апробирован на юге Западной Сибири дистанционный микроволновый индекс засухи. Построены карты-схемы пространственного распределения объемной влажности, дистанционного микроволнового индекса засухи.

Сформулированы научно обоснованные гипотезы о возможных дистанционных радиофизических предвестниках засух и предложены методические подходы к оценке характеристик засух. В качестве дистанционных радиофизических предвестников засухи могут быть использованы продолжительности периодов изменения радиоярких температур подстилающей поверхности, характеризующие суровость засухи.

Выявлены общие закономерности многолетней сезонной динамики радиоярких температур крупных минеральных озер Северной Евразии. Разработан и апробирован на примере Кулундинского озера дистанционный микроволновый индекс гидрологической засухи, позволяющий оценить многолетние тренды изменения площади усыхания озера.

Выявлены особенности сезонной и многолетней динамики радиояркой температуры лесных массивов на примере ленточных боров. На их основе предложены новые подходы к дистанционному мониторингу пожароопасности лесов.

Научное издание

**ТЕХНОЛОГИИ
ДИСТАНЦИОННОГО МОНИТОРИНГА ЗАСУХ**

Редактор *Т.Б. Беломестнова*

Подготовка оригинал-макета: *С.И. Тесленко*

Дизайн обложки: *Д.А. Басманова*

Фото на обложке: *А.Н. Романов*

Издательская лицензия ЛР 020261 от 14.01.1997.

Подписано в печать 15.12.2024. Дата выхода в свет 27.12.2024.

Формат 60×84/8. Бумага офсетная.

Усл.-печ. л. 17,2. Тираж 250 экз. Заказ 708.

Типография Алтайского государственного университета
656049, Барнаул, ул. Димитрова, 66