

Федеральное государственное автономное образовательное
учреждение высшего образования
«Национальный исследовательский Томский государственный университет»

На правах рукописи



Нечепуренко Ольга Евгеньевна

**ИДЕНТИФИКАЦИЯ МЕЗОМАСШТАБНОЙ КОНВЕКЦИИ ПО
ДАНЫМ СПУТНИКОВОГО МОНИТОРИНГА**

Специальность 25.00.29 – Физика атмосферы и гидросферы

Диссертация
на соискание ученой степени
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель:
доктор географических наук, профессор
Горбатенко Валентина Петровна

Томск–2020

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	4
Глава 1. Исследование параметров конвективных облаков над юго-востоком Западной Сибири	15
1.1 Характеристики изолированной конвективной ячейки.....	15
1.2 Временная и пространственная изменчивости грозовой активности над юго-восточной частью Западной Сибири.....	19
1.3 Основные параметры конвективно-неустойчивого слоя.....	22
1.4 Суточная и сезонная изменчивости физических характеристик конвективно-неустойчивого слоя атмосферы центральной и южной части Западной Сибири в дни с грозой и градом.....	27
Глава 2. Индексы неустойчивости атмосферы и возможности их практического применения	37
2.1 Термодинамические параметры атмосферы для прогноза вероятности развития гроз.....	37
2.2 Предельные значения индексов неустойчивости над Западной и Восточной Сибирью.....	43
Глава 3. Применение спутниковой информации в качестве источника данных о параметрах атмосферы	52
3.1 Сканирование атмосферы спектрорадиометром MODIS и описание тематического продукта MxD07_L2.....	52
3.2 Валидация значений индексов неустойчивости атмосферы, восстановленных с помощью спектрорадиометра MODIS (Terra, Aqua) с данными аэрологического зондирования.....	54
3.2.1 Краткий аналитический обзор сравнения значений индексов неустойчивости, восстановленных по данным спектрорадиометра MODIS с натурными наблюдениями.....	54
3.2.2 Сравнение точности измерения температурно-влажностных характеристик спектрорадиометром MODIS и радиозондами.....	55
3.2.3 Обоснование выбора исследуемой территории.....	57
3.3 Оценка соответствия значений индексов неустойчивости атмосферы по данным спектрорадиометра MODIS (Terra и Aqua) и аэрологического зондирования.....	59
Глава 4. Пространственная локализация конвективных зон, определяемая по результатам спутникового зондирования и численного моделирования	69
4.1 Определение местоположения конвективных ячеек с	

использованием продуктов MOD07_L2 и MYD07_L2.....	69
4.2 Прогноз пространственной локализации конвективных ячеек по данным глобальной модели прогноза WRF–ARW.....	77
Заключение	84
Список сокращений и условных обозначений	87
Список использованных источников	90
Приложение А Кумулятивные кривые для группы индексов неустойчивости атмосферы.....	110
Приложение Б Предельные значения индексов неустойчивости при грозах с вероятностью 50, 70 и 90%	118
Приложение В Описательная статистика значений индексов неустойчивости атмосферы.....	119
Приложение Г Пространственное распределение значений индексов неустойчивости атмосферы KIND, TOTL, LIFT, SHOW, SWEAT с вероятностью 70 и 90% развития грозы, определенной за теплый период (март–сентябрь) 1990–2015 гг.....	123
Приложение Д Статистические характеристики индексов неустойчивости атмосферы, рассчитанные по данным радиозондов (P) и MOD07_L2 (M).....	129
Приложение Е Значения индексов неустойчивости атмосферы, рассчитанные по результатам аэрологического зондирования и восстановленные по данным спутниковых наблюдений за теплый период 2004–2015 гг.....	130
Приложение Ж Результаты численного моделирования WRF–ARW полей значений индекса неустойчивости атмосферы TOTL.....	136

Введение

Актуальность исследования

Определение пространственной локализации грозовых ячеек остается уязвимой позицией при прогнозе грозы и сопутствующих опасных конвективных явлений, к которым относят град, шквал, сильный ливень и смерч. Несмотря на высокую оправдываемость прогнозов [1] по расчетным методам, применяемым в УГМС Урало-Сибирского региона (от 75 до 93%), отдельные конвективные события не поддаются прогнозированию, в частности, связанные с развитием мезомасштабных конвективных комплексов (МКК). Причиной этому является малый диаметр конвективной ячейки, который не превышает расстояние между соседними станциями разреженной метеорологической сети. Решение проблемы видится в спутниковом мониторинге опасных конвективных явлений, что входит в перечень активно развивающихся направлений использования спутниковых данных космической подсистемы наблюдений Росгидромета [2]. Данные дистанционного зондирования для этих целей особенно перспективны ввиду возможности отслеживания пространственного положения грозовых очагов и путей их смещения [3, 4].

Недостаточная проработанность закономерностей временной и пространственной изменчивости конвективных облачных полей, и локальность проявления конвективных явлений под влиянием подстилающей поверхности создают трудности для параметризации конвекции и усовершенствования численных прогнозов погоды.

Существенный вклад в изучение физики грозы и прогноз опасных конвективных явлений (грозы, града, шквала, смерча), факторов их развития и определение пространственного положения грозовых ячеек с использованием спутниковой и радиолокационной информации внесли: Хргиан А. Х. (МГУ, Москва), Алексеева А. А., Васильев Е. В. (Гидрометцентр РФ, Москва), Шишкин Н. С., Имянитов И. М., Никандров В. Я., Синькевич А. А. (ГГО, Санкт-Петербург), Аджиев А. Х., Калов Х. М. (ВГИ,

Нальчик), Дульзон А. А. (ТПУ, Томск), Горбатенко В. П. (НИ ТГУ, Томск), Калинин Н. А., Поморцева А. А., Толмачева Н. И. (ПГНИУ, Пермь), Козлов В. И., Муллаяров В. А. (ИКФИА СО РАН, Якутск), Чернокульский А. В., Мохов И. И. (ИФА РАН, Москва), Бухаров М. В. (НИЦ Планета, Москва) и др.

В качестве характеристик конвекции применяют термодинамические параметры атмосферы – индексы неустойчивости, которые разработаны на основе температурно-влажностных профилей, полученных по данным аэрологических наблюдений. Посредством индексов неустойчивости представляется возможным качественно и количественно оценивать степень устойчивости атмосферы, а зная пороговые значения индексов – прогнозировать развитие грозы и опасных конвективных явлений. Достоинством индексов неустойчивости атмосферы является универсальность, так как они позволяют сравнивать параметры конвекции в разных по физико-географическим характеристикам регионах мира и изучать динамику и эволюцию погодных явлений, связанных с конвекцией.

Различные спутниковые продукты содержат восстановленные значения индексов неустойчивости, которые в ГИС-картированном виде позволяют локализовать границы грозовых ячеек на обширной территории. Кроме того, индексы неустойчивости применяются в интерпретации результатов численного прогноза положения зон опасных конвективных явлений в мезомасштабных моделях типа MM5 V2 (PUS/NCAR) и WRF-ARW. Результаты по адаптации индексов неустойчивости для прогноза и диагноза опасных конвективных явлений для разных регионов России представлены в научных работах Калинина Н. А. (ПНГИУ, Пермь), Рубинштейна К. Г. (Гидрометцентр РФ, Москва), Горбатенко В. П. (НИ ТГУ, Томск), Чернокульского А. В. (ИФА РАН, Москва), Шмерлина Б. Я. (НПО «Тайфун», Обнинск) и др.

Для территорий Западной и Восточной Сибири и Дальнего Востока требуются исследования такого рода из-за ограниченного числа наземных и аэрологических пунктов наблюдений и редкой радиолокационной сети.

Развитие спутниковых технологий и разработка новых или совершенствование существующих численных методов прогноза грозы и града с учетом региональных особенностей детализируют пространственно-временную локализацию конвективных ячеек с вероятностью развития опасных явлений.

Цель работы – разработка подхода для идентификации мезомасштабной конвекции и обусловленных ее развитием опасных конвективных явлений по данным спутникового зондирования для Западной и Восточной Сибири.

В соответствии с поставленной целью в работе решались следующие **задачи**:

1) Оценить параметры конвективно-неустойчивого слоя (КНС) – верхнюю и нижнюю границы конвективной облачности и среднюю вертикальную мощность конвективных облаков в слое, в котором сосредоточена конвективная потенциальная энергия атмосферы в дни с грозой и градом; свойства подоблачного слоя в начальной стадии развития облака – температуру на уровне конденсации, влагосодержание нижней тропосферы; скорость вертикальных движений в облачном слое; сравнить с фактическими значениями высоту нижней границы облачности, рассчитанную по формулам Селезневой, Ферреля и Ипполитова;

2) Определить пороговые значения индексов неустойчивости атмосферы и рассчитать статистические характеристики для выбранных индексов в дни с грозой;

3) Провести валидацию значений индексов неустойчивости атмосферы, восстановленных из продуктов спутникового зондирования и рассчитанных по данным аэрологических наблюдений;

4) Выявить возможности спектрорадиометра MODIS, установленного на космических аппаратах Terra и Aqua (NASA) для локализации границ конвективных зон и положения мезомасштабных конвективных кластеров;

5) Сравнить расчетные модельные (WRF–ARW) поля значений индексов неустойчивости атмосферы с данными спектрорадиометра MODIS

для картины пространственного расположения конвективных кластеров, продуцировавших грозу и град.

Объектом исследования является слой атмосферы от поверхности земли до высоты развития конвекции на территории Западной и Восточной Сибири.

Предмет исследования – мезомасштабные комплексы, явления конвективной природы, характеристики неустойчивости атмосферы в дни с конвективными явлениями.

Исходные данные и методы исследования

Для расчета и анализа параметров конвективно-неустойчивого слоя (КНС) сформирован массив с аэрологическими данными о состоянии атмосферы. Температурно-ветровое зондирование проводилось в стандартные сроки 00 и 12 часов всемирного скоординированного времени (ВСВ) в летние месяцы за 1996–2009 гг. на аэрологических станциях РФ: Колпашево (58,31 °с. ш., 82,95 °в. д.), Новосибирск (54,96 °с. ш., 82,95 °в. д.), Барнаул (53,35 °с. ш., 83,81 °в. д.) и на станции Алтай, расположенной на территории Китайской Народной Республики (47,73 °с. ш., 88,08 °в. д.).

Расчет и анализ термодинамических характеристик атмосферы и определение пороговых значений индексов неустойчивости для прогноза опасного конвективного явления производился на основе массива данных, созданного по результатам зондирования на 14 аэрологических станций Западной и Восточной Сибири и Дальнего Востока, а также станции Алтай (КНР) за теплый период¹ с 1990 по 2015 гг. Информация о времени образования и пространственной локализации гроз получены с наблюдательной сети Росгидромета с учетом результатов регистрации грозовых разрядов грозопеленгатором-дальномером (ГПД) LD–250 Voltek, установленного на базе учебной лаборатории кафедры метеорологии и климатологии ТГУ, Томск (56,46 °с.ш., 84,93 °в.д.). Состояние атмосферы

¹ за теплый период принимаются наблюдения с 1 марта по 30 сентября каждого года

анализировалось, если очаг грозы находился в радиусе 100 км от пункта зондирования.

Для валидации спутниковых результатов сканирования с натурными (аэрологическими) наблюдениями использовались продукты второго уровня обработки спектрорадиометра MODIS – MOD07_L2/Terra и MYD07_L2/Aqua². Для этого была выбрана территория Камчатки, поскольку временная разница между выпуском радиозонда и пролетом космических платформ Terra и Aqua составляет не более 1 часа. Значения характеристик атмосферы по данным MODIS выбирались в пикселе размером 5×5 км, в который попадает аэрологическая станция Ключи (53,05 °с. ш., 158,35 °в. д.) или Петропавловск-Камчатский (56,19 °с. ш., 160,50 °в. д.). Для каждого пункта сформирована выборка значений индексов неустойчивости атмосферы LIFT, TOTL и KIND, полученная по двум методам зондирования за теплый период с 2005 по 2014 гг.

Для визуализации пространственной локализации конвективных ячеек на основе картированного представления значений индексов неустойчивости над югом Западной и Восточной Сибири привлекались продукты MxD07_L2 и результаты численного моделирования WRF–ARW версии 3.4.1. В качестве начальных и граничных условий для модели WRF–ARW использовались расчётные результаты глобальной модели ПЛАВ (ФБГУ «Гидрометцентр России»). Вычисления проводились в дни с градовыми событиями (14.08.2012, 10.05.2013 и 13.07.2014 г.) для локальной области, ограниченной координатами от 51,1 до 61,9 °с. ш. и от 81,0 до 91,8 °в. д., с шагом по 0,72° широте и 0,9° долготы. Расчеты проводились на вычислительном кластере СКИФ Cyberia (ТГУ, Томск); прогноз стартовал в 00 ч ВСВ, заблаговременность прогноза по модели составила 48 часов, характерный временной масштаб изменения индексов – 6 часов. Положение конвективной ячейки оценивалось на основе пороговых значений индекса неустойчивости TOTL, верифицирование границ проводилось по данным продукта MOD07_L2

² далее обозначены как MxD07_L2

спектрорадиометра MODIS (Terra) и реанализа ERA5 с учетом комплексного анализа синоптической обстановки.

При анализе данных наблюдений применены методы интерполяции, корреляционного анализа и геоинформационные технологии.

Обработка данных и визуализация результатов осуществлялись в среде MATLAB, Statistica, ArcGIS, Grass GIS на ядре Linux, HEGTool, а также использовались пакеты прикладных программ Microsoft Office.

Научная новизна результатов

1) Впервые для юго-восточной части Западной Сибири определены основные физические параметры грозовых и градовых облаков в условиях современного климата. Получена сезонная и суточная изменчивости физических характеристик конвективных облаков, продуцировавшие грозу и град. Оценены эмпирические зависимости для расчета высоты нижней границы облачности.

2) Впервые для юга Западной и Восточной Сибири рассчитаны пороговые значения индексов неустойчивости атмосферы, по которым с вероятностью до 90% прогнозируется развитие грозы с сопутствующими опасными метеорологическими явлениями.

3) Проведена валидация термодинамических параметров атмосферы, полученных на основе спутниковых и аэрологических измерений на территории с минимальной временной разницей (менее одного часа) проводимых наблюдений за толщей атмосферы.

4) Предложен комплексный подход для определения пространственной локализации грозовых ячеек и прогноза опасных конвективных явлений с использованием картированных полей значений индексов неустойчивости на основе спутниковых продуктов, реанализа и результатов численного моделирования WRF–ARW.

На защиту выносятся следующие основные положения:

1) Установлено, что грозовые облака над югом Западной Сибири развиваются при вертикальной мощности конвективного облака от 4 км,

температуре подоблачного слоя более 8 °С, скорости вертикальных движений в облачном слое от 10 м/с, влагосодержании у поверхности земли не менее 10 г/кг.

2) Обосновано, что на юго-востоке Западной Сибири с обеспеченностью до 90% грозы развиваются при значениях не более 1 °С и 2 °С для индексов LIFT и SHOW соответственно, и не менее 30 °С, 49 °С, 200 Дж/кг и 140 (условных единиц) для KIND, TOTL, CAPE и SWEAT соответственно.

3) Доказано, что восстановленные из продуктов спутникового зондирования значения индексов неустойчивости атмосферы с доверительной вероятностью 95% соответствуют аэрологическим наблюдениям и объективно отражают пространственную локализацию грозных ячеек.

4) Показано, что индексы неустойчивости атмосферы расширяют возможности мезомасштабной модели WRF–ARW для детализации положения грозных очагов в сочетании со спутниковой информацией и данными реанализа.

Практическая значимость работы

Выполненные исследования перспективны в следующих отраслях:

- для прогнозирования опасных конвективных явлений и его уточнения и детализации;
- для принятия превентивных мер по снижению экономических затрат в энергетической и сельскохозяйственной отраслях экономики и минимизации последствий, связанных с грозными и градовыми событиями;
- для создания новых и совершенствования существующих численных методов прогноза грозы и града, в региональных мезомасштабных прогностических моделях типа WRF с учетом локальных особенностей;
- для исследования грозной активности над разными регионами России и мира и для детального изучения условий, приводящих к образованию гроз;

- для изучения особенностей конвективной облачности в планетарном масштабе на фоне меняющегося климата.

Результаты диссертационного исследования получены, в том числе, при выполнении:

- научного проекта РФФИ № 13-05-90770 мол_рф_нр «Валидация температурно-влажностных параметров продукта MOD07 данными аэрологического зондирования» (2013 г.), руководитель – О. Е. Нечепуренко;

- договора № ИЭЭ 2-14/230-14 от 31.10.2014 г. «Исследование характеристик грозовой деятельности и построение карты пространственного распределения плотности разрядов молнии для территории Томской области» (2014–2015 гг.), руководитель – доктор геогр. наук, профессор В. П. Горбатенко;

- научно-технического отчета по теме «Исследование мезомасштабных атмосферных и гидрологических процессов методами математического моделирования на суперкомпьютерах», выполненного в рамках проектной части государственного задания в сфере научной деятельности Минобрнауки России № 5.628.2014/К (2014–2016 гг.), руководитель – доктор физ.-мат. наук, профессор А. В. Старченко;

Часть раздела настоящего диссертационного исследования включена в практическую работу «Расчет значений индексов неустойчивости атмосферы» для студентов 3 курса бакалавриата по направлению подготовки 05.03.04 «Гидрометеорология» (дисциплина «Аэрология»).

Достоверность полученных результатов подтверждается большим объемом и качеством анализируемых данных наблюдений, корректным комплексным использованием современных методов и средств математического аппарата, оценками статистической значимости результатов, а также их апробацией на конференциях и семинарах различного уровня.

Апробация результатов

Основные результаты диссертационной работы докладывались и обсуждались на семинарах Сибирского регионального научно-

исследовательского гидрометеорологического института (ФБГУ «СибНИГМИ», г. Новосибирск), Института мониторинга климатических и экологических систем Сибирского отделения РАН и Института оптики атмосферы Сибирского отделения РАН (оба – г. Томск), Сибирского филиала Научно-исследовательского центра «Планета» (г. Новосибирск), а также на 16 конференциях разного уровня: Всероссийская конференция «Обработка пространственных данных и дистанционный мониторинг природной среды и масштабных антропогенных процессов, DPRS'2013» (г. Барнаул, 30 сентября – 4 октября 2013 г.); Молодежная школа-семинар «Дистанционное зондирование Земли из космоса: алгоритмы, технологии, данные» (Барнаул, 2–6 октября 2013 г.); Международная молодежная школа-семинар «Ломоносовские чтения на Алтае» (г. Барнаул, 5–8 ноября 2013 г.); Всероссийская молодежная научно-практическая конференция с международным участием «Современные достижения и проблемы в области изучения окружающей среды» (г. Барнаул, 1–8 августа 2014 г.); XI Международная Школа молодых ученых «Физика окружающей среды» им. А.Г. Колесника (г. Томск, 15–19 сентября 2014 г.); Международная научно-практическая конференция с элементами школы-семинара для студентов, аспирантов и молодых ученых «Современные проблемы географии и геологии» (г. Томск, 11–12 ноября 2014 г.); Международная молодежная школа конференция по вычислительно-информационным технологиям для наук об окружающей среде «CITES–2015» (г. Томск, 26–30 июня 2015 г.); Вторая Международная научная конференция «Климатология и гляциология Сибири» (г. Томск, 20–23 октября 2015 г.); Вторая и Третья Всероссийские конференции «Глобальная электрическая цепь» (п. Борок, 5–9 октября 2015 г. и 25–29 сентября 2017 г.); XXII Международный симпозиум «Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы» (г. Томск, 30 июня – 3 июля 2016 г.); XXI Всероссийская школа-конференция молодых ученых «Состав атмосферы. Атмосферное электричество. Климатические процессы» (п. Борок, 6–10 июня 2017 г.); Восьмая и Девятая Международная конференция пользователей данных метеорологических и других спутников

наблюдения Земли среди стран Азиатского региона и Океании (AOMSUC) (г. Владивосток, 16–21 октября 2017 г. и г. Джакарта, Индонезия, 8–10 октября 2018 г.); XXIV Международный Симпозиум «Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы», (г. Томск, 2–5 июля 2018 года); VIII Открытая Всероссийская конференции по атмосферному электричеству (г. Нальчик, 23–27 сентября 2019 г.).

Публикации

По теме диссертации опубликовано 23 печатные работы, в том числе 4 статьи в научных журналах, включенных в перечень ВАК и 3 публикации в научных изданиях, входящих в базы Scopus и Web of Science.

Личный вклад автора. Постановка задач диссертационной работы проведена автором совместно с научным руководителем. Автор принимал непосредственное участие в сборе и обработке материала, расчетах и анализе полученных результатов. Диссертантом пройдено обучение в рамках курса Дистанционное зондирование Земли (Satellite remote sensing, 15 ECTS) в Лундском университете (г. Лунд, Швеция) по программе Erasmus+ International Credit Mobility programme (ICM). Полученные знания в области GIS применены для диссертационного исследования.

Структура и объем работы. Диссертационная работа состоит из введения, четырех глав, списка сокращений и условных обозначений, списка использованных источников, а также приложений. Общий объем работы составляет 138 страниц машинописного текста, 19 рисунков, 19 таблиц и 7 приложений. Библиографический список включает 176 наименований, в том числе 64 иностранных.

Благодарности. Автор выражает благодарность доктору географических наук, профессору Горбатенко В. П. за научное руководство на всех этапах выполнения диссертационного исследования; за научные консультации, замечания и рекомендации к.г.н. Кужевской И. В., к.г.н. Волковой М. А., к.г.н. Константиновой Д. А. и всему коллективу кафедры метеорологии и климатологии; за обсуждение научных результатов к.ф.-м.н., м.н.с.

лаборатории физики климатических систем (ЛФКС) ИМКЭС СО РАН Пустовалову К. Н.; сотрудникам кафедры математики, физики и информатики ГАГУ к.ф.-м.н. Караниной (Кречетовой) С. Ю. и ст. преподавателю Беликовой М. Ю.; к.ф.-м.н., ведущему инженеру учебной лаборатории кафедры вычислительной математики и компьютерного моделирования ММФ ТГУ Барту А. А. и другим специалистам за помощь и поддержку на разных этапах исследования.

Глава 1. Исследование параметров конвективных облаков над юго-востоком Западной Сибири

Происходящие изменения климата в России и мире [5–7] характеризуются увеличением повторяемости конвективно-обусловленных опасных явлений (грозы и град, интенсивные ливневые осадки, очень сильный ветер), которые негативно влияют на социально-экономические сферы [8]. В связи с этим разрабатываются методы прогноза гроз и прочих опасных конвективных явлений с высоким уровнем оправдываемости, привлекая возможности численных моделей, для чего требуется всестороннее изучение параметров конвективной облачности.

1.1 Характеристики изолированной конвективной ячейки

Для зарождения конвективных облаков важную роль играет неустойчивая стратификация атмосферы, выражаемая в неравенстве, при котором вертикальный температурный градиент (γ) превышает сухоадиабатический (γ_a), равный 9,8 °C/км:

$$\gamma > \gamma_a \quad (1)$$

Заметим, что неравенство (1) относится к абсолютной неустойчивости, или сухонеустойчивости, а для относительной (условной) неустойчивости, или влажнеустойчивости, справедливо (2):

$$\gamma > \gamma_{ва} \quad (2)$$

Величина градиента γ постоянна и составляет 0,6 °C/100 м, а влажноадиабатический градиент $\gamma_{ва}$ в большей степени зависит от температуры, в меньшей – от давления [9]. Если частица воздуха неустойчива, её температура выше температуры окружающей среды, что приводит к вертикальному подъему до устойчивого слоя, после

достижения которого сила тяжести, импульс и другие силы вынуждают частицу продолжить движение.

К благоприятным механизмам образования мощных облаков конвективного происхождения относят прохождение атмосферных фронтов (вынужденная конвекция), неравномерный прогрев подстилающей поверхности и наличие турбулентных вихрей в атмосфере [10]. В качестве динамического фактора инициирования конвекции выступает процесс обтекания горных массивов воздушными потоками.

На макроструктуру конвективного облака влияют температура и влажность окружающего воздуха, и их вертикальное распределение в атмосфере.

Грозовая активность связана с развитыми *Cumulonimbus*, поэтому остановимся на рассмотрении характеристик этой формы облачности. Определим основное понятие грозы как «комплексное атмосферное явление, которое характеризуется многократными электрическими разрядами (молниями) между облаками или между облаком и землей и сопровождается звуковым явлением (громом)» [11, 12]. Молниевый разряд возникает вследствие пробоя воздуха, когда в локальном объеме атмосферы накапливается значительный электрический заряд [13].

Эволюция кучево-дождевого облака проходит три стадии развития. Первая стадия длится 10–15 минут и характеризуется восходящими движениями во всей ячейке, которые приводят к интенсивному росту со скоростью 300–600 м/мин. В течение этого периода облако достигает высоты в несколько километров, происходит интенсивный рост гидрометеоров, которые выше изотермы 0 °С переходят в кристаллическую фазу [14]. Вторая стадия, или период зрелости облака, продолжается от 15 до 30 минут и сопровождается наличием как восходящих, так и нисходящих токов, выпадением осадков и интенсивными электроразрядными процессами. В верхней части облака аккумулируются кристаллы льда, а средняя зона облака представлена частицами крупы с водяными каплями. В центральной части

ячейки с подъемом воздух охлаждается по влажноадиабатическому закону, а на перифериях при опускании происходит нагрев по сухоадиабатическому. В третьей стадии (~30 мин) происходит диссипация облака вследствие преобладания нисходящих движений по всей площади облака, уменьшается интенсивность осадков и электрической активности. Таким образом, осредненное время жизни отдельной изолированной грозовой ячейки составляет 1 час. Однако грозовое облако сформировано последовательно развивающимися n-ячейками, т.е. при затухании одной в соседних зонах развиваются новые ячейки, которые проходят все стадии развития независимо друг от друга. Самые мощные и долгоживущие кучево-дождевые облака образуются путем слияния двух или нескольких грозовых ячеек, и такие системы имеют жизненный цикл до 10 ч и более [15].

Для грозового облака средняя величина основных зарядов равна 10–13 Кл, электропроводность 10^{-13} – 10^{-12} Ом/м; предельные значения напряженности поля в среднем по облаку составляют 10^5 В/м, достигая 10^6 В/м в зонах неоднородностей [16]. Оценки термодинамической мощности среднего грозового облака по его водности сходятся на величине приблизительно $6 \cdot 10^6$ кВт, при этом в электрическую мощность переходит порядка $2 \cdot 10^6$ кВт, а во внешнюю цепь передается $3 \cdot 10^5$ кВт [17].

В соответствии с современными представлениями о строении грозовых облаков определены физические условия возникновения молний в облаках. Для инициирования разрядов требуется образование объемных электрических зарядов размером 10^{-3} – 10^{-1} км³ в зоне неоднородностей (верхняя часть облака) [16], которые обеспечивают существование критической напряженности электрического поля $E_{кр} \geq 10^6$ В/м и энергии порядка 10^3 Дж [16]. Дополнительно, в достаточно большом объеме облака (не менее 10–100 км³) наблюдаются основные электрические заряды облака и заряды, создаваемые за счет электропроводности атмосферы, и в таком количестве, чтобы поддерживать начавшиеся грозовые разряды [16]. Для поддержания разряда значение напряженности электрического поля E_0

должно превышать 105 В/м [16]. Исследования вариаций электрического поля в грозовой атмосфере продолжаются и в настоящее время [17–23].

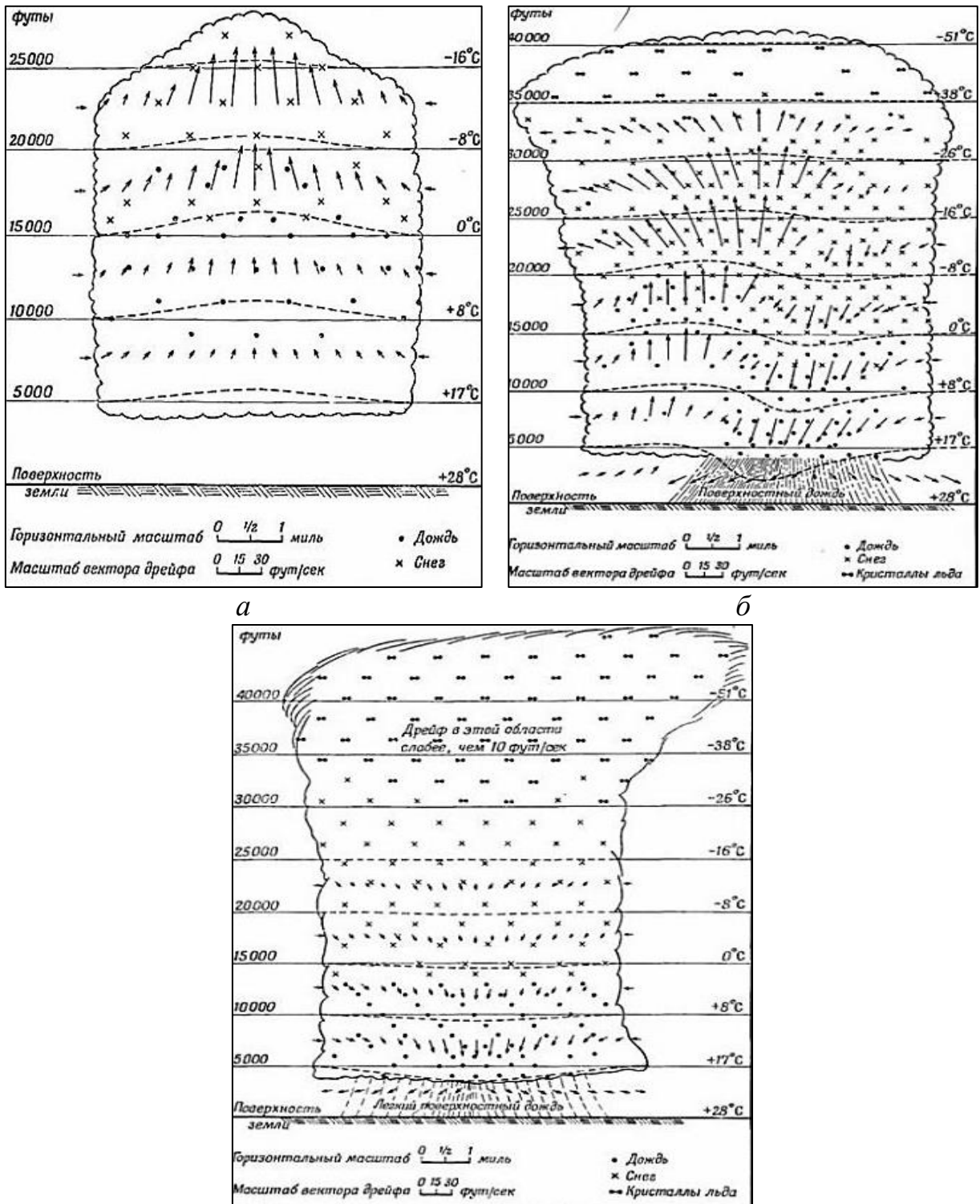


Рис. 1 – Схематичное изображение изолированной грозовой ячейки в разных стадиях развития: начальной (а), зрелости (б), диссипации (в) [24]

1.2 Временная и пространственная изменчивости грозовой активности над юго-восточной частью Западной Сибири

Временным рядам характеристик грозовой активности присуща сложная статистическая структура, проявляющаяся в суточном и годовом ходе и в значительных межгодовых изменениях [25].

Проявление грозовой активности над юго-востоком Западной Сибири имеет неоднородный характер [26], а продолжительность грозового периода невелика. Обнаруженная еще в 1970-х гг [27] широтная зависимость среднемноголетнего числа дней с грозой обусловлена температурными различиями (рис. 2). Кроме того, выявляется корреляция грозодней от высоты над уровнем моря, которая выражается в очагах повышенной грозовой активности в предгорьях Алтая и хребтом Кузнецкий Алатау (рис. 2), подтверждаемая [28]. Анализ распределения плотности разрядов молнии в землю для южной части Западной Сибири подтвердил, что наибольшие значения (3,5 разр./км²год) характерны для Республики Алтай [29]. Средняя суммарная продолжительность гроз варьирует по территории от 15 до 50 часов в год [29–32] и обнаруживает согласие с пространственным распределением грозодней.

По результатам спутниковых измерений и регистрации грозопеленгатора-дальномера (ГПД) LD–250 и данным метеорологических наблюдений на исследуемой территории в суточном ходе грозовая активность имеет четко выраженный максимум в послеполуденные часы, что совпадает со временем максимального развития конвекции [29, 32, 33].

Грозовой сезон начинается в апреле, окончание сезона приходится на ноябрь (рис. 3), но наибольшая интенсивность грозовой деятельности (более 90% случаев) связана с летними месяцами. Пик грозовой активности отмечается в июле, когда наблюдаются благоприятные условия для развития конвекции [34]. Многолетний анализ временных рядов демонстрирует расширение грозового периода – увеличивается повторяемость гроз в первую

и последнюю декаду весенних и осенних месяцев соответственно. Зимние грозы [35] отмечаются не каждый год, и наблюдатели на отдельных метеостанциях редко регистрируют такие события.

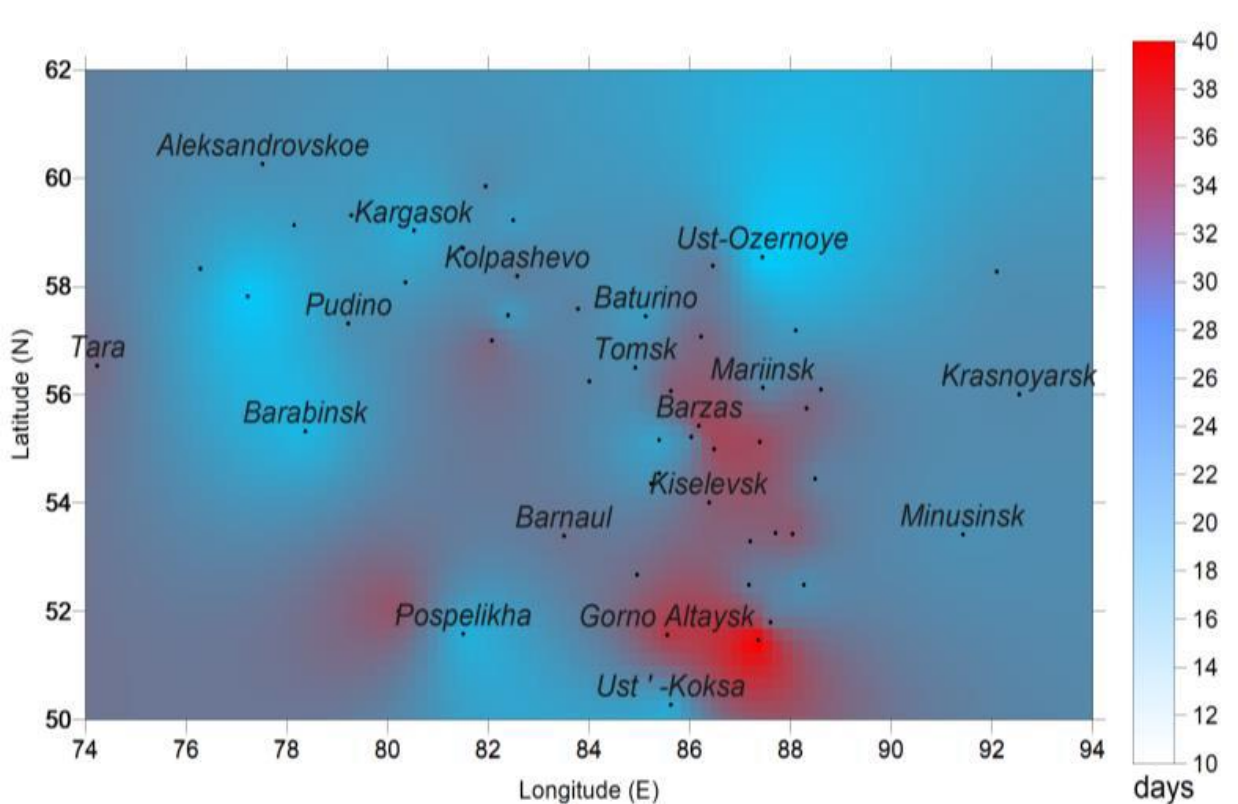


Рис. 2 – Пространственное распределение среднего многолетнего числа дней с грозой (грозодни) по данным визуально-слуховых наблюдений (точками обозначено местоположение метеорологических станций)

На фоне значительной межгодовой изменчивости числа дней с грозой за исследуемый период отмечается слабая тенденция на увеличение грозовой активности (рис. 4). Это связано с ростом температуры подстилающей поверхности на 1,5 °C за период с 1901 по 2012. Над территорией Сибири ожидается рост грозовой активности [36], так как конвективный потенциал в большой степени зависит от температуры подстилающей поверхности [37, 38], а на изучаемой территории выделяются локальные очаги повышения температуры до 2,5 °C [5]. Кроме того, наблюдающееся преобладающее повышение температуры воздуха приводит к увеличению испарения с подстилающей поверхности, что способствует процессам образования облачности, в том числе конвективной [39]. Отметим, что если ранее

повышение температуры выразилось за счет увеличения среднемесячных значений температуры воздуха зимних месяцев, то в последнее время усилился вклад и других месяцев года [5, 7].

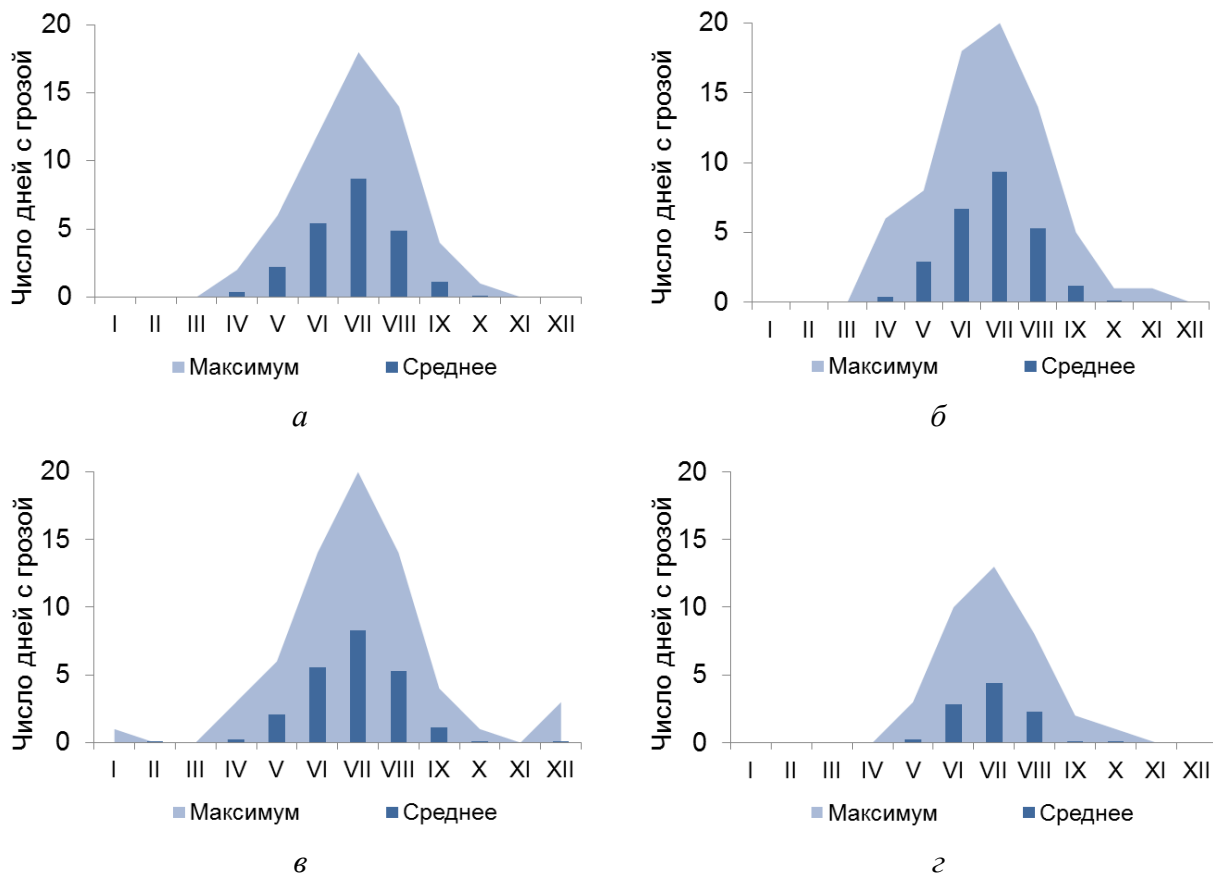


Рис. 3 – Повторяемость числа дней с грозой для станций *а* Колпашево, *б* Новосибирск, *в* Барнаул и *г* Кош-Агач за 1966–2018 гг.

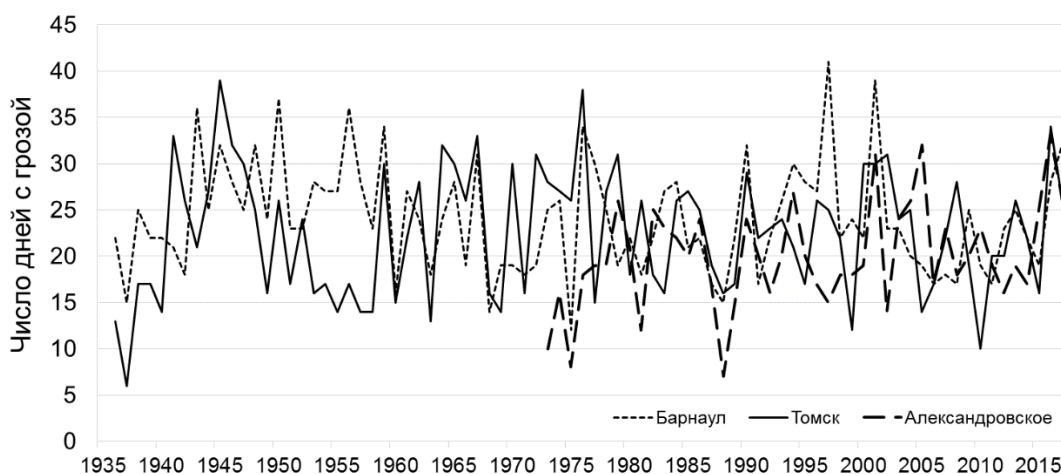


Рис. 4 – Динамика грозовой активности над территорией центральной и южной частей Западной Сибири

1.3 Основные параметры конвективно-неустойчивого слоя

Задача моделирования облачности, ее количества, высоты расположения основания и вершины, толщины облачного слоя, а также определение облачных микрофизических свойств в настоящий момент требует детального изучения. В большинстве гидродинамических моделей прогноза погоды и климата, облачность является настраиваемым фактором, и использование алгоритмов, отработанных в рамках одной модели, не обеспечивает качественных результатов в других. Это связано с различиями в модельных методах описания физических процессов и разным трехмерным пространственным разрешением. Моделирование облачности является подсеточным процессом, и, учитывая локальные особенности развития облаков в разных регионах, это создает ограничения в параметризации конвективных облаков, а также расчета осадков [40].

Для изучения условий образования опасных конвективных явлений и разработки перспективных прогностических методов особый интерес представляют параметры конвективно-неустойчивого слоя (КНС), в котором сосредоточена конвективная потенциальная энергия атмосферы над территорией [41]. За конвективно-неустойчивый в настоящей работе принимается слой в атмосфере, ограниченный уровнями конденсации и свободной конвекции. Параметры конвективных облаков определяют запасы энергии грозового облака, а основным источником энергии для *Cumulonimbus* является высвободившаяся скрытая теплота конденсации и кристаллизации [42].

Для выявления особенностей развития конвективных облаков над юго-востоком Западной Сибири в настоящем исследовании проанализированы следующие параметры:

Высота нижней границы облака (НГО, км). За среднее положение высоты НГО принимается уровень конденсации. Поднимающийся адиабатически от земной поверхности водяной пар достигает состояния

насыщения на этом уровне, а температура частицы воздуха T_i становится равной температуре точки росы τ [10]:

$$T_i(p_{\text{конд}}) = \tau(p_{\text{конд}}) \quad (3)$$

Температура поднимающейся частицы воздуха T_i рассчитывается согласно [43]:

$$T_i(p) = T(p_0) - \gamma_a \frac{p_0 - p}{pg} \quad (4)$$

Здесь $T_i(p)$ – температура в приземном слое атмосферы, p_0 – приземное давление, g – ускорение свободного падения. В случае расчета температуры T_i по формуле (4) для слоев в атмосфере, расположенных выше уровня конденсации, величина сухоадиабатического градиента γ_a заменяется влажноадиабатическим градиентом $\gamma_{\text{ва}}$ [44].

Уровень конденсации выражается через дефицит точки росы и температурный градиент [10]:

$$p_{\text{конд}} = \frac{T_0 - \tau_0}{\gamma_a - \gamma_\tau} = \frac{d_0}{\Delta\gamma_\tau} \quad (5)$$

где τ_0 – температура точки росы у поверхности земли, d_0 – дефицит точки росы вблизи поверхности земли ($z=0$), γ_τ – градиент температуры точки росы.

Высота верхней границы облака (ВГО, км). За среднее положение вершин кучево-дождевых облаков или ВГО принимается уровень свободной конвекции, до которого распространяется восходящий воздушный поток. Очевидно, что при максимальных показателях этой характеристики развиваются мощные грозовые облака. На аэрологической диаграмме уровень свободной конвекции определяется как точка пересечения кривой стратификации с кривой состояния (level of neutral buoyancy (LNB), или уровень нулевой плавучести) [45]. На этом уровне температура частицы поднимающегося воздуха становится равной температуре окружающего

воздуха [46, 47], что отражено во втором названии уровня (equilibrium level (EQLV), или уровень равновесия). В пределах уровня равновесия верхняя кромка *Cumulonimbus* испытывает периодические колебания [48, 50]. Высота уровня свободной конвекции прямо пропорциональна начальной температуре поднимающегося воздуха и вертикального температурного градиента в окружающем воздухе.

Уровень ВГО, до которого распространяется конвективный подъем, определяют через интеграл [44] (обозначения см. форм. 4):

$$\int_{p_0}^{p_{\text{конв}}} \frac{T_i(p) - T(p)}{T(p)} dp = 0. \quad (6)$$

Водность, образовавшуюся при конвективном подъеме в слое толщиной Δp , выражают как [10]:

$$\delta = s(p) - s_m(p + \Delta p) - a \frac{\Delta p}{\rho g}, \quad (7)$$

в котором $a = 10^{-5} \div 10^{-3} \text{ м}^{-1}$ – показатель вовлечения.

Средняя вертикальная мощность конвективных облаков (ΔH , км). Под вертикальной мощностью (протяженностью) принимают разницу между высотами верхней и нижней границ облака. Точность определения этого параметра колеблется в пределах погрешности (100–200 м) по причине размытия границ облаков. Высокая вероятность возникновения опасных метеорологических явлений конвективного происхождения прямо пропорционально увеличению величины этого параметра, а также свидетельствует о повышении интенсивности явлений [51].

Для описания вертикальной структуры облачного ансамбля используется выражение (8):

$$\frac{\Delta H}{D} = v \left(\frac{D}{D_{\text{max}}} \right)^\beta, \quad (8)$$

где ΔH – вертикальная мощность облака; D – диаметр; ν и β – параметры, зависящие от вертикальных и горизонтальных размеров наиболее крупных облаков и размеров конвективного облака [52].

Температура воздуха на уровне конденсации ($T_{\text{конд}}$, °C).

Мощность облака в зоне отрицательных температур. Трансформация *Cumululus congestus* в *Cumulonimbus* происходит в результате проникновения кучевых облаков в слой отрицательных температур выше уровня замерзания, после чего отдельные облачные элементы укрупняются, а самые крупные из них выпадают в виде дождя или снега. При достижении уровня кристаллизации, на котором температура воздуха принимается -22 °C, происходит оледенение вершин *Cumulonimbus*, а также образование в облаке зародышей града и начало разделения объёмных зарядов (начальный этап возникновения грозы) [53, 54].

Влагосодержание в приземном слое. Влагосодержание является ключевой характеристикой для формирования конвективной облачности. Приток влаги происходит при адвекции влажного воздуха в регион, либо локально в результате процессов испарения от местного источника, поэтому параметры облачности, формирующихся на аналогичных широтах, различаются.

Скорость вертикальных движений (w , м/с). Конвективные движения возникают в неустойчиво стратифицированной атмосфере под влиянием атмосферных фронтов или орографических особенностей района. Термическое влияние орографических препятствий сказывается внутри однородных воздушных масс, когда наблюдаются слабые ветры и малые барические градиенты в нижней части тропосферы [55]. В этом случае при слабом горизонтальном переносе в атмосфере образуются термические неоднородности, которые днем вызывают восходящие движения (токи) над возвышенностями и нисходящие – во впадинах; ночью – обратная циркуляция [55]. Динамические воздействия вносят большой вклад в упорядоченные вертикальные токи, развивающиеся в нижних слоях воздуха

над склонами гор и прилегающими к ним равнинными областями [55]. У наветренных склонов гор имеет место усиление восходящих движений, у подветренных – нисходящих. Интенсивность вертикальных токов зависит от свойств воздушного потока и характеристик хребта [55].

Процесс образования и разделения электрических зарядов в конвективном облаке в значительной степени определяется токами, в первую очередь, вертикальными [56]. Чем выше скорость восходящих потоков и больше размеров частиц осадков, преодолевающих скорости восходящих потоков, тем активнее протекает макроэлектризация всего облака [57].

В рамках одномерной (полуторамерной) модели, в которой все величины усреднены по горизонтальному сечению облака и изменяются только со временем и по вертикали, а состояние внешней среды не зависит от времени, вертикальная составляющая скорости восходящего потока (w) представлена следующим выражением:

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -w \frac{\partial w}{\partial z} - \frac{2\alpha^2}{R} |w|w + \frac{2}{R} u_R (w - w_R) + g \frac{T_v - T_{v0}}{T_{v0}} - g(Q_c + Q_r + Q_i). \quad (9)$$

Здесь индекс R при переменной означает, что ее значение берется на периметре облачного столба; индекс 0 характеризует значение величины в окружении; z – вертикальная координата; t – время; R – радиус облачного цилиндра; g – ускорение свободного падения; u_R – горизонтальная составляющая вектора скорости ($u_R > 0$, если воздух вытекает из облачного цилиндра); T – температура; T_v – виртуальная температура; α – коэффициент бокового турбулентного перемешивания; v_r / v_i – средневзвешенная установившаяся скорость падения дождевых капель, кристаллов [58, 59]. Таким образом, интенсивность развития конвективных вертикальных движений определяется, в основном, стратификацией температуры воздуха.

Упрощенная оценка скорости восходящего потока w [60] проводится по значению доступной конвективной потенциальной энергии атмосферы (10):

$$w = \sqrt{2CAPE}, \quad (10)$$

где w выражается в м/с, $CAPE$ – в Дж/кг.

1.4 Суточная и сезонная изменчивости физических характеристик конвективно-неустойчивого слоя атмосферы центральной и южной части Западной Сибири в дни с грозой и градом

Ранее показано, что характеристики конвективных облаков в значительной степени зависят от рельефа подстилающей поверхности и вертикального температурно-влажностного строения атмосферы, а также особенностей циркуляции атмосферы [49]. Изучению пространственных параметров конвективной облачности и физических факторов её формирования посвящен ряд научных работ. Далее приводится обзор исследований параметров облаков конвективного генезиса для регионов, отличных от исследуемой территории, а затем отражены полученные результаты для Западной Сибири.

Значения высот верхней и нижней границы *Cumulonimbus* над европейской частью России определялись по метеорологическим наблюдениям на сети Росгидромета, либо по спутниковым и радиолокационным измерениям. В теплый период года средняя высота НГО располагалась на 1,3 км [50]. Верхняя граница конвективного облака в летние месяцы в 50% рассмотренных случаев лежала на высоте 5 км, а вершины наиболее мощных кучево-дождевых облаков достигали изобарической поверхности 300 (± 50) гПа, что соответствует 9 км [50], в отдельных случаях пробивая тропопаузу (14–15 км) [45]. По результатам расчетных методов получено, что высота ВГО на северо-западе России достигала 11,7 км [61], а нижняя граница располагалась, в среднем, на высоте около 1 км. Согласно проведенным модельным расчетам для северо-запада европейской части России [62] минимальная высота нижней границы облачности в дни с грозой менялась от 0,6 до 2,8 км, при этом указано, что среднее расчетное значение составило 1,3 ($\pm 0,3$ км). В районе Северного Кавказа высота нижней границы

грозовых облаков при температуре у земли 13 °С располагалась на высоте 1,6 км, а верхняя граница превышала 11 км [63]. При развитии мезомасштабных конвективных комплексов (МКК) на Западном Урале максимальная верхняя граница облаков, измеренная МРЛ Пермь и Ижевск, колебалась в пределах 13–14 км [64, 65]. В [61] измерения ВГО с помощью метеорологических спутников (11,1 км) и радиолокационных измерений (11,9 км) с расчетным методом (11,7 км) убеждают в согласованности результатов, полученных разными методами. Учитывая вышеуказанные верхние и нижние пределы облачности над регионами России, среднюю вертикальную протяженность конвективных облаков принимаем 4–5 км.

Таблица 1

Характеристики конвективной облачности по данным [50, 61–65]

Регион России	Центральный	Северо- Западный	Северо- Кавказский	Уральский
ВГО, км	5,0÷9,0 (до 15)	до 11,7	до 11,0	до 13–14
НГО, км	1,3	1–1,3 (до 2,8)	1,6	–

Далее представлены характеристики грозовых и градовых облаков для Западной Сибири. Анализ основан на результатах температурно-ветрового зондирования за летние месяцы 1996–2009 гг., проведенного в стандартные аэрологические сроки 00 и 12 часов ВСВ на станциях (табл. 2). Сравнение характеристик конвективной облачности, развитой над центральными территориями Западной Сибири и в районе горной станции Алтай, позволило оценить роль возвышенностей в формировании конвективной облачности.

Получено, что в дни с грозой к 19 часам местного времени (что соответствует сроку 12 ч ВСВ) средние значения высоты ВГО максимальны в июле (табл. 3) и постепенно увеличиваются с севера на юг: от 12,0 ($\pm 1,4$) до 12,9 ($\pm 0,6$) км. При этом верхняя граница конвективных облаков часто превышает 10 км, и даже в центральной части Западной Сибири

зарегистрированы случаи, когда грозовое облако достигало 12 км. Основание конвективных облаков располагается, в среднем, на 1,4 км.

Таблица 2

Географические характеристики аэрологических станций

Аэрологическая станция	Индекс ВМО	Широта, °с.ш.	Долгота, °в.д.	Высота нум, м	Количество наблюдений за 1996–2009 гг.
Колпашево	29231	58,31	82,95	75	2305
Новосибирск	29634	54,96	82,95	143	2324
Барнаул	29839	53,35	83,81	159	2158
Алтай, КНР	51076	47,73	88,08	737	2200

Вертикальная мощность (ΔH) характеризуется широтной зависимостью, что объясняется разностью прогрева подстилающей поверхности. К августу разница в протяженности кучево-дождевого облака между центральной территорией Западной Сибири и районами Алтае-Саянского региона нивелируется до 1 км. Максимальная наблюдавшаяся протяженность конвективного облака, развитого к 12 ч ВСВ, на юге Западной Сибири превышала 8,5 км, в центре – 9,6 км.

В утренний период наблюдений в 7 часов местного времени (00 ч ВСВ) конвективно-неустойчивый слой в день с грозой имеет иные характеристики (табл. 4). Верхняя граница развитого конвективного облака в июле располагалась, в среднем, на уровне от 9,5 ($\pm 1,4$) км в центре и до 11,9 ($\pm 0,9$) км на юге, т.е. на 1–2,5 км ниже, чем в срок 12 ч ВСВ. Максимальные верхние границы, до которых развивались грозовые облака, в центральных районах Западной Сибири превышают отметку 10 км, на юге – 11 км. Мощность конвективного облака в утренние часы в центре Западной Сибири в июле составила 4,2 км, на юге территории к июлю протяженность увеличивалась до 5,7 км, с максимальными значениями на юге – 6 км, в центральной части – 7 км.

Таблица 3

Параметры конвекции атмосферы: средние значения вертикальной мощности (ΔH) и высоты верхней (ВГО) и нижней (НГО) границы грозовой облачности в срок 12 ч ВСВ

Аэрологическая станция		Колпашево	Новосибирск	Барнаул	Алтай, КНР
ΔH , км*	июнь	4,0	4,0	5,3	5,9
	июль	5,7	6,4	6,3	6,9
	август	4,4	5,0	5,3	5,6
ВГО, км*	июнь	10,2 / 1,4	11,8 / 1,7	12,0 / 1,5	11,5 / 0,7
	июль	12,0 / 1,4	12,0 / 1,5	12,2 / 1,2	12,9 / 0,6
	август	10,5 / 1,6	11,0 / 1,4	11,8 / 1,3	11,3 / 0,8
НГО, км**	июнь	1,4 / 0,4	1,6 / 0,5	1,7 / 0,5	2,9 / 0,4
	июль	1,4 / 0,4	1,6 / 0,4	1,9 / 0,5	3,4 / 0,4
	август	1,3 / 0,4	1,6 / 0,4	1,7 / 0,5	3,0 / 0,4
N		123	151	128	239

Примечание: * среднее значение / среднеквадратическое отклонение (σ); ** максимальное значение / среднеквадратическое отклонение (σ)

Таблица 4

Параметры конвекции атмосферы: средние значения вертикальной мощности (ΔH) и высоты верхней (ВГО) и нижней (НГО) границы грозовой облачности в срок 00 ч ВСВ

Аэрологическая станция		Колпашево	Новосибирск	Барнаул	Алтай, КНР
ΔH , км*	июнь	4,0	3,6	4,0	4,9
	июль	4,2	6,2	5,5	5,7
	август	4,1	4,6	3,4	2,5
ВГО, км*	июнь	10,0 / 1,4	11,5 / 1,3	8,0 / 1,2	9,2 / 0,4
	июль	9,5 / 1,4	11,0 / 1,3	11,9 / 1,3	11,9 / 0,9
	август	9,4 / 1,0	9,7 / 1,1	7,0 / 0,7	9,8 / 0,8
НГО, км**	июнь	1,6 / 0,3	2,0 / 0,3	1,7 / 0,3	1,7 / 0,4
	июль	1,5 / 0,3	1,6 / 0,2	2,0 / 0,3	4,6 / 0,4
	август	1,3 / 0,2	2,0 / 0,3	1,5 / 0,9	4,0 / 0,5
N		136	155	127	268

Примечание: * среднее значение / среднеквадратическое отклонение (σ); ** максимальное значение / среднеквадратическое отклонение (σ)

В работе оценены эмпирические зависимости расчета высоты НГО, которые основаны на учете влажности у земли [66]. Широкое распространение получили формулы Селезнёвой (11), Ферреля (12) и Ипполитова (13), в

которых принимается предположение об адиабатическом подъеме частицы под действием турбулентности до уровня конденсации [9, 10, 67].

$$HGO = 200 + 110(T - T_d); \quad (11)$$

$$HGO = 122(T - T_d); \quad (12)$$

$$HGO = 22(100 - R), \quad (13)$$

где HGO – высота нижней границы облаков, м; T – значение температуры, °С; T_d – значение температуры точки росы, °С; R – относительная влажность у поверхности земли, %.

Расчет НГО проводился для дней с грозой за теплый период года по данным наблюдений одиннадцати метеорологических станций (Болотное, Барабинск, Мариинск, Кемерово, Новокузнецкая АМСГ, Камень на Оби, Барнаульская АМСГ, Змеиногорск, Яйлю, Усть-Кокса, Кош-Агач), расположенных в Новосибирской области, Алтайском крае и Республике Алтай. Расчетные средние значения оснований облаков располагались на 1–1,5 км от поверхности земли, а средние высоты нижней границы грозового облака достигают максимальных значений в июле (1,5 и 1,4 км по формулам Селезневой и Ферреля соответственно). Значения высоты НГО по формуле Ипполитова занижены на 500–800 метров относительно двух других формул. Получено, что расчетные значения высоты нижней границы грозовых облаков по выбранным формулам отличаются от фактических в сторону занижения (табл. 5). Объяснением этому является то, что в расчетных формулах не учтено смещение поднимающейся частицы с окружающим воздухом, а фактический градиент температуры воздуха приравнен к сухоадиабатическому [10]. Наименьшее различие между расчетными и фактическими значениями высоты НГО ($\Delta HGO < 400\text{--}600$ м) показала формула Селезнёвой, поэтому ее предпочтительней использовать при моделировании облачности.

Сравнение фактических значений высоты нижней границы облачности (НГО) с расчетными за летние месяцы

НГО, км	VI	VII	VIII	За сезон
Фактическая	1,9 / 0,1	2,1 / 0,2	1,5 / 0,2	1,8 / 0,2
по Селезневой	1,5 / 0,5	1,5 / 0,4	1,2 / 0,3	1,4 / 0,4
по Феррелю	1,4 / 0,6	1,4 / 0,5	1,0 / 0,3	1,3 / 0,5
по Ипполитову	0,8 / 0,4	0,7 / 0,4	0,5 / 0,2	0,7 / 0,3

Примечание: среднее значение (\bar{x}) / среднеквадратическое отклонение (σ)

В ходе эксперимента [68] получено, что скорости вертикальных движений в облачном слое, которые определяют условия самогенерации облачной конвективной системы, в развивающихся конвективных облаках превышали 5 м/с в 66% случаях, 8 м/с – в 28% и 10 м/с – в 4%. При этом, регистрировалось нарастание скорости восходящих потоков с высотой до некоторого порогового значения, после чего скорость убывала. Измерения в конвективных облаках показали, что во всех наблюдавшихся событиях максимальная вертикальная скорость превышала 10 м/с, за исключением двух отдельных случаев со значениями 20–22 м/с. Для юго-востока Западной Сибири получено, что значения скорости вертикальных движений в облачном слое равны 10 м/с (табл. 6), что согласуется с результатами [69–71].

Для развития конвекции воздух должен быть насыщенным. В качестве характеристики влажности приземного слоя выбрано отношение смеси r как отношение масс водяного пара и сухого воздуха в одном объеме (г/кг):

$$r = 623 \frac{e}{p - e}, \quad (14)$$

где p – атмосферное давление, e – упругость водяного пара.

Запас воды в атмосфере оценивается через общее содержание водяного пара W в вертикальном столбе атмосферы, выраженное толщиной водяного

слоя, который образовался бы при конденсации и осадении всего количества водяного пара в этом столбе.

Таблица 6

Физические характеристики атмосферы при наличии грозовых облаков

Характеристика	Колпашево			Новосибирск		
	VI	VII	VIII	VI	VII	VIII
Скорость вертикальных движений в облачном слое (w , м/с)*	10 / 13	10 / 14	10 / 12	10 / 14	9 / 12	10 / 14
Отношение смеси в приземном слое (r , г/кг)**	10 / 2,3	10 / 2,0	10 / 1,7	9,3 / 2,4	10,0 / 1,6	9,2 / 2,2
Содержание водяного пара в вертикальном столбе (W , мм)**	31 / 7,2	29 / 6,7	31 / 6,6	28 / 8,0	30 / 5,9	26 / 7,0

Примечание: *среднее значение (\bar{x}) / максимальное значение (max); ** среднее значение (\bar{x}) / среднеквадратическое отклонение (σ)

Средние значения характеристик влажности при грозовых событиях в пределах исследуемой территории меняются незначительно (табл. 6).

Особый интерес для практикуемых методов прогноза представляет отличие градоопасных облаков от тех, с которыми связаны только грозы. Проанализированы характеристики конвективной облачности с «отдельными изолированными грозами без явлений» и «градом» согласно аэрологическим данным за летние месяцы 1996–2009 гг. Средняя вертикальная протяженность конвективного облака в дни с градом и в дни с грозой в центральных районах Западной Сибири не превышала 7,0 и 5,0 км соответственно (табл. 7). Важно отметить, что верхняя граница облака может простираться выше приведенных в таблице 7 значений, поскольку во время максимального развития конвекции (15 ч местного времени) [29, 31], радиозондирование атмосферы в исследуемом регионе не проводится.

Ключевым показателем в инициировании облачной конвекции наряду со влажностью является температура воздуха нижней границы облака (на

уровне конденсации), поскольку с ростом этого показателя меняются характеристики подоблачного слоя (система подоблачный слой – облако решается согласованно) [73, 74]. Обзор российских научных публикаций показал, что характерный диапазон температуры подоблачного слоя для станции Санкт-Петербург равен $9\div 11$ °С, для станции Москвы – $3\div 5$ °С, для станции Киев – $7\div 9$ °С [50]. Для северо-запада России пороговая температура в подоблачном слое равна 7 °С [61]. Для юго-востока Западной Сибири значения температуры подоблачного слоя градового облака варьировали в диапазоне $6,1\div 12,5$ °С; для грозовых облаков пороговые значения температуры подоблачного слоя изменялись от 8,0 до 12,0 °С (табл. 7).

Таблица 7

Характеристики грозовой и градовой конвективной облачности, развитой над территорией юго-востока Западной Сибири за июнь (VI), июль (VII) и август (VIII)

Параметры	град						гроза					
	Колпашево			Новосибирск			Колпашево			Новосибирск		
	VI	VII	VIII	VI	VII	VIII	VI	VII	VIII	VI	VII	VIII
$T_{\text{конд.}}, \text{°C}$	6,1	9,8	12,5	7,1	12,1	12,3	8,0	9,4	12,0	8,1	12,0	9,5
НГО, км	1,0	0,5	1,0	1,8	1,2	0,8	1,3	1,4	0,9	1,2	1,2	1,3
ВГО, км	7,7	7,7	6,0	8,0	9,0	7,9	5,6	6,5	5,5	5,0	7,3	6,0
$\Delta H, \text{км}$	6,8	7,2	5,0	6,8	7,2	7,1	4,3	5,1	4,6	3,8	6,1	4,7

Резюмируем основные результаты главы 1.

В разделе 1.1 настоящей главы приведено обобщенное описание физических характеристик конвективной облачности согласно обзору исследований. В разделе 1.2 показана суточная и годовая изменчивости грозовой активности над юго-востоком Западной Сибири. Предложено описание основных параметров конвективно-неустойчивого слоя (раздел 1.3). В разделе 1.4 представлена суточная и сезонная изменчивости физических характеристик конвективной грозовой и градовой облачности для юго-востока Западной Сибири.

Многолетний анализ временных рядов демонстрирует расширение грозового периода – увеличивается повторяемость гроз в первую и последнюю декаду весеннего и осеннего месяцев соответственно и отмечается слабая тенденция на увеличение грозовой активности.

Средние значения высоты верхней границы конвективных облаков, развитых к 12 ВСВ (19 ч местного времени), на $1\div 2,5$ км выше, чем к сроку 00 ВСВ (7 ч местного). Верхняя граница облаков, которые продуцируют грозы в послеполуденные часы, в большинстве рассмотренных случаев превышала 10 км.

Нижняя граница конвективного облака в центральной части Западной Сибири не превышала 2,0 и 1,6 км для сроков 00 и 12 ч ВСВ соответственно и 4,6 и 3,4 км – в южной.

Максимальная протяженность грозового облака в послеполуденные часы в Алтае-Саянском регионе не превышала уровень в 9 км, в центре Западно-Сибирской равнины – 10 км; для утреннего срока наблюдений – 6 и 8 км соответственно. Разница мощности *Cumulonimbus*, развитого в центральном и южном регионах Западной Сибири, колеблется в пределах 2 км.

Для задач моделирования предлагается использовать формулу расчета высоты нижней границы конвективной облачности Селезнёвой ввиду наименьших различий между расчетными и фактическими значениями ($\Delta\text{НГО} < 600$ м).

Скорости вертикальных движений в облачном слое устойчивы по значению (> 10 м/с). Значение отношения смеси в приземном слое атмосферы равно 10 г/кг; запас воды в вертикальном столбе атмосферы составляет 30 мм и в пределах исследуемой территории меняется незначительно.

Вертикальная протяженность градового облака над территорией юго-востока Западной Сибири, в среднем, на 2 км больше, чем отдельного грозового. В летние месяцы максимальная верхняя граница градового облака

достигала 12 км, грозового – 10 км.

Пороговые значения температуры подоблачного слоя градового облака варьировали в диапазоне $6,1 \div 12,5$ °С в центре Западно-Сибирской равнины и $7,1 \div 12,3$ °С в предгорьях Алтае-Саянского региона; грозового – $8 \div 12$ °С в центральной части Западной Сибири и $8,1 \div 9,5$ °С – в южной части.

Глава 2. Индексы неустойчивости атмосферы и возможности их практического применения

Классический подход к прогнозу опасных конвективных явлений основан на интерпретации профилей температуры воздуха и влажности, построенных по данным аэрологического зондирования атмосферы [75]. Для оценки вероятности развития грозовых облаков и сопутствующих конвективных явлений разработаны индексы неустойчивости, которые характеризуют термодинамическое состояние атмосферы [76]. Они применяются в основных расчетных прогнозах конвективных явлений и в качестве входных параметров в численных моделях прогноза погоды [4, 77–83].

Обзор научной литературы позволил выделить три основных направления развития методов прогноза опасных конвективных явлений, где необходимы значения индексов неустойчивости атмосферы:

1. В качестве входного параметра для расчетных полей в мезомасштабном моделировании с определенной заблаговременностью [84–87];
2. Для определения пространственной локализации грозовых ячеек при спутниковом зондировании [88, 89];
3. При разработке альтернативных прогнозов наличия / отсутствия опасных конвективных явлений в районе, обслуживаемом аэрологической станцией [90, 91].

2.1 Термодинамические параметры атмосферы для прогноза вероятности развития гроз

В настоящее исследование включены широко применяемые индексы неустойчивости атмосферы. В первую группу относят индексы Lifted index (LIFT) [92] и Showalter index (SHOW) [93], которые характеризуют латентную

(скрытую) неустойчивость атмосферы, определяемую стратификацией температуры воздуха:

$$LIFT = T_{500} - T_{parcel} \quad (15)$$

$$SHOW = T_{500} - T_{parcel2} \quad (16)$$

где *LIFT* и *SHOW* – значения индекса неустойчивости, °С; T_{500} – температура окружающей среды на уровне 500 гПа, °С; T_{parcel} – температура частицы на уровне 500 гПа, поднявшейся с уровня 500 метров над земной поверхностью при среднем давлении, температуре воздуха и температуре точки росы, °С; $T_{parcel2}$ – температура частицы на уровне 500 гПа, поднявшейся с уровня 850 гПа, °С (рис. 5).

Развитию интенсивных гроз сопутствует положительная энергия неустойчивости во всём облачном слое, когда в средней и верхней тропосфере фактический вертикальный градиент температуры значительно превышает влажноадиабатический. Эту характеристику состояния атмосферы отражают значения индекса *SHOW* и *LIFT*, различающиеся по высоте уровня, откуда частица начала подъем [94–96]. Несмотря на кажущуюся схожесть расчетных формул обоих индексов, индекс *SHOW* качественнее оценивает неустойчивость в воздушной массе, расположенной за холодным фронтом, а индекс *LIFT* определяет внутримассовую неустойчивость [97].

Степень развития вынужденной конвекции и вероятность образования опасных конвективных явлений зависят от толщины влажnoneустойчиво стратифицированных слоев [98], поэтому расчет значений индексов второй группы (*K-index (KIND)* [99] и *Total Totals index (TOTL)*) включает стратификацию температуры и значения температуры точки росы [100]:

$$KIND = (T_{850} - T_{500}) + TD_{850} - (T_{700} - TD_{700}) \quad (17)$$

$$TOTL = T_{850} + TD_{850} - 2T_{500} \quad (18)$$

где $KIND$ и $TOTL$ – значения индекса неустойчивости, °С; T_{850} , T_{700} , T_{500} – температура на уровнях 850, 700 и 500 гПа, соответственно, °С; TD_{850} , TD_{700} – температура точки росы на уровнях 850 и 700 гПа, соответственно, °С.

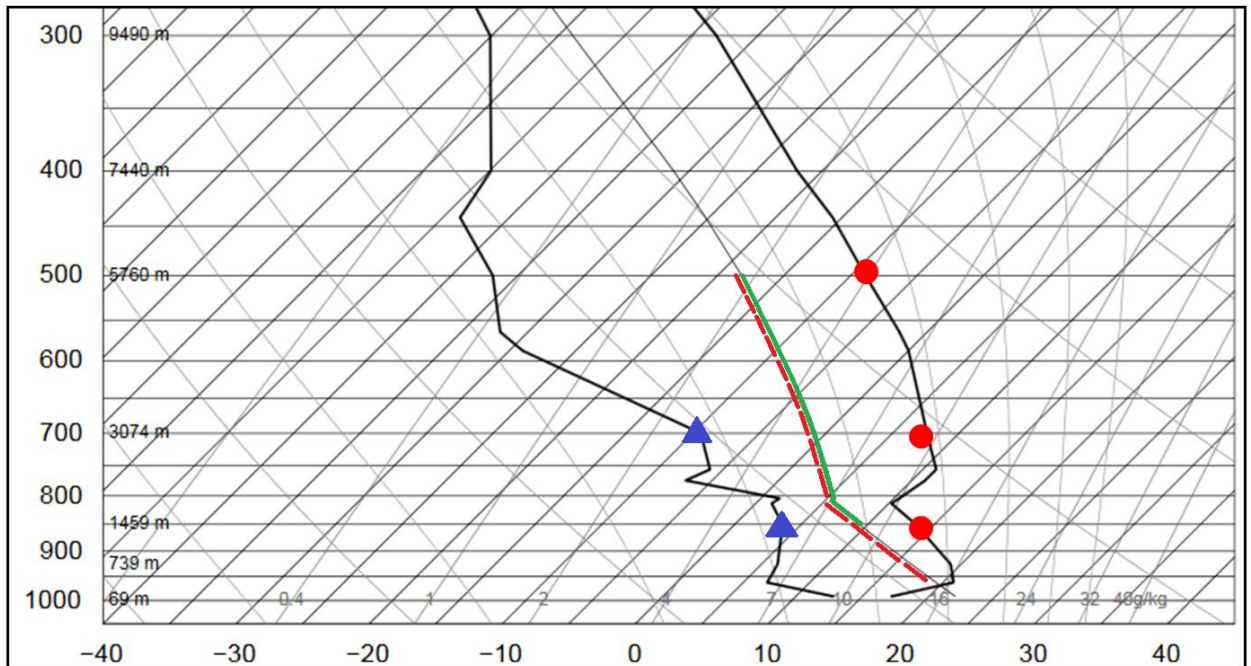


Рис. 5 – Определение слагаемых формул расчета значений индексов неустойчивости (15–18) по аэрологической диаграмме. Синий треугольник – температура точки росы на уровнях 850 и 700 гПа, красная точка – температура на уровнях 850, 700 и 500 гПа, зеленая сплошная линия – путь частицы воздуха от уровня 850 до 500 гПа, красная пунктирная линия – путь частицы от 500 м до 500 гПа

Третья группа индексов неустойчивости определяет энергию конвективного потенциала атмосферы. Величина потенциальной энергии атмосферы является неизменным предиктором в прогнозе опасных явлений конвективного происхождения, и высокие значения этого показателя говорят о том, что поднимающаяся частица достигнет высот, превышающих уровень свободной конвекции.

Существует несколько форм записи выражений для оценки доступной потенциальной энергии (ДПЭ), например, в изоэнтропической системе вертикальных координат [101]:

$$ДПЭ = \frac{c_p}{g(1+k)p_0} \int_0^\infty (p^{1+k} - p^{-1+k}) d\theta d\theta \quad (19)$$

или другая форма записи [102]:

$$ДПЭ = \frac{c_p}{g} \int_0^{p_0} T \frac{p^k - \bar{p}^{-k}}{p^k} dp, \quad (20)$$

где p_0 – давление у поверхности земли (1000 гПа); \bar{p} – эталонная величина давления, определяемая как среднее на изоэнтропической поверхности; p – давление в некоторой точке изоэнтропической поверхности; T – температура по абсолютной шкале; c_p – удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении; g – ускорение свободного падения; $k=R/c_p$, R – удельная газовая постоянная сухого воздуха; θ – потенциальная температура; S – площадь [103].

Для оценки энергии вертикальной неустойчивости в оперативной синоптической практике и при обработке данных аэрологического зондирования применяют упрощенную характеристику доступной потенциальной конвективной энергии атмосферы – индекс CAPE (Convective Available Potential Energy). Доступная конвективная потенциальная энергия представляет собой количество энергии плавучести, доступной для ускорения частицы воздуха по вертикали или количество работы, которую затрачивает частица воздуха при подъёме [104–106]. Этот параметр определяется следующим интегралом:

$$CAPE = g \int_{LFCT}^{EQLV} \left(\frac{T_{parcel} - T_e}{T_e} \right) dz, \quad (21)$$

где $CAPE$ – значение индекса неустойчивости, Дж/кг; T_{parcel} – температура частицы, поднимающейся с уровня 500 метров над земной поверхностью до уровня конденсации сухоадиабатически, а выше уровня конденсации – влажноадиабатически, °С; T_e – температура окружающей среды, °С; $LFCT$ – уровень, с которого начинается конвекция, гПа; $EQLV$ – уровень равновесия, на котором конвекция прекращается, гПа; g – ускорение

свободного падения, m/s^2 ; dz – толщина слоя между уровнями LFCT и EQLV, гПа.

На аэрологической диаграмме (рис. 6) запасы доступной потенциальной энергии атмосферы показаны «положительными» областями, заключенные между кривыми стратификации (вертикальный профиль температуры воздуха) и состояния (кривая температуры адиабатически поднимающейся частицы воздуха). Общий запас энергии неустойчивости определяется через алгебраическую сумму энергий неустойчивости отдельных слоев.

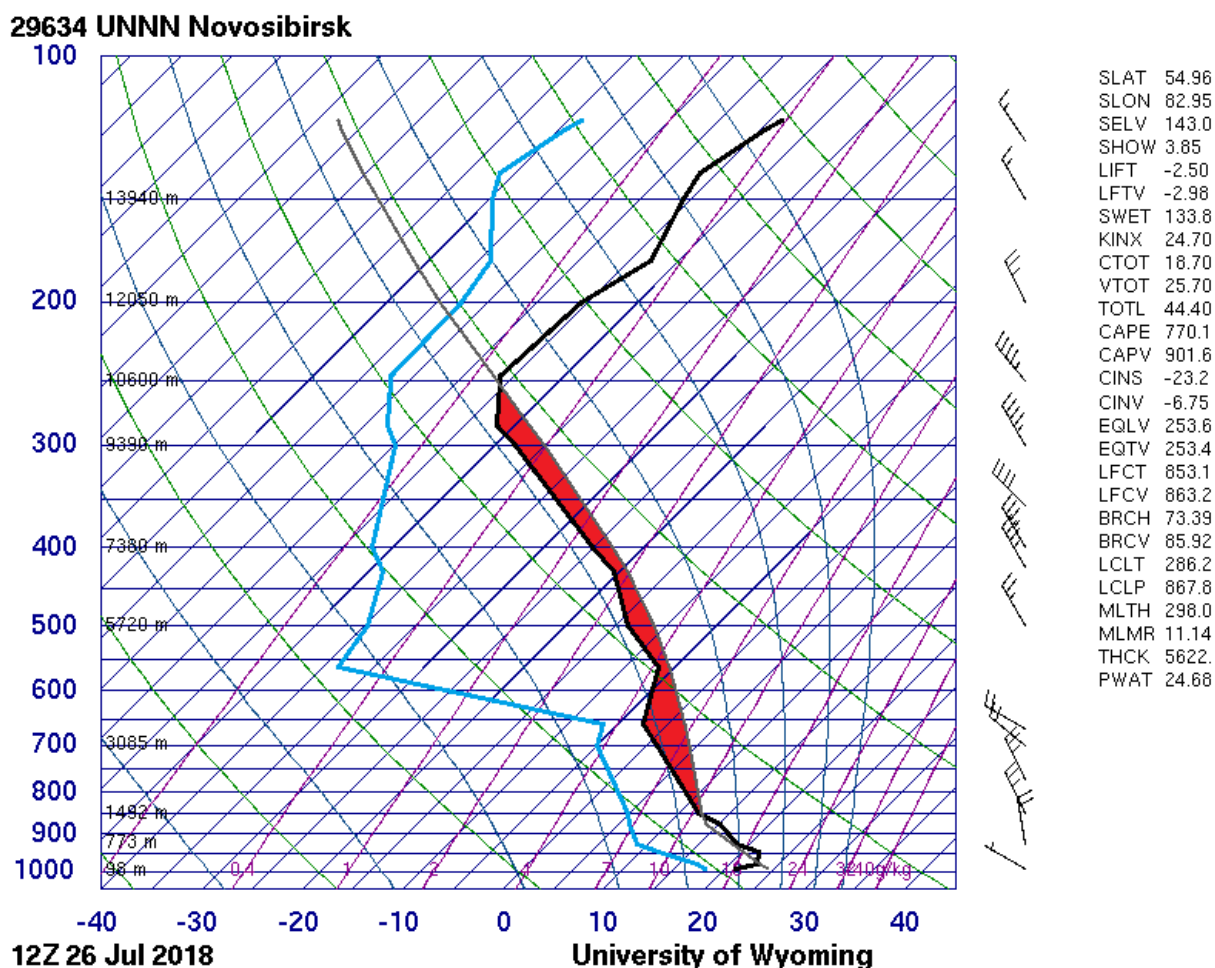


Рис. 6 – Пример определения доступной конвективной потенциальной энергии (CAPE) с помощью аэрологической диаграммы (<http://weather.uwyo.edu/>) для аэрологической станции Новосибирск (ВМО 29634) за 26.07.2018, 12 ч ВСВ. Черная ломаная линия – кривая стратификации; серая изогнутая линия – кривая состояния (влажная адиабата); красная область, заключённая между кривой стратификацией и влажной адиабатой – доступная потенциальная конвективная энергия (CAPE)

В четвертую группу относят индексы, которые объединяют температурно-влажностные и динамические характеристики атмосферы. Индекс «угрозы опасной погоды» – Severe WEATHER Threat index (SWEAT) дает вероятность развития опасных конвективных явлений через оценку толщины влажно-неустойчивого слоя, проявления неустойчивости в слое 850–500 гПа и сдвига ветра между уровнями 500 и 850 гПа. Обобщая кинематическую и термодинамическую информацию о состоянии атмосферы, индекс SWEAT предназначен для прогнозирования сильных штормов, связанных с ячейками типа supercells [100]:

$$SWEAT = 12TD_{850} + 20(TOTL - 49) + 2V_{850} + V_{500} + 125(\sin(DD_{500} - DD_{850}) + 0,2), \quad (22)$$

где $SWEAT$ – значение индекса неустойчивости, в условных единицах; TD_{850} – температура точки росы на уровне 850 гПа, °C; $TOTL$ – значение индекса Total Totals, °C (см. форм. 18); V_{850} , V_{500} – соответственно, скорость ветра на уровнях 850 и 500 гПа, узлы; DD_{850} , DD_{500} – направление ветра на уровнях 500 и 850 гПа.

Последнее слагаемое в (22) характеризует сдвиг ветра, т.е. изменение вектора ветра от одной точки пространства до другой. Сдвиг выражается через разность между векторами ветра в двух точках, а результирующая, в свою очередь, также является векторной величиной, поскольку обладает скоростью и направлением. Интенсивность сдвига рассчитывают делением величины разности между векторами в двух точках на расстояние между ними, с использованием одних единиц измерения. Расчет сдвига также выполняется графически через треугольник скоростей или путем вычитания составляющих двух векторов ветра вручную, применяя вычислительные технологии или тригонометрические методы [107].

Один из способов расчета сдвига ветра представлен в формуле (23).

$$\beta = \frac{\Delta V}{\Delta z} = \frac{\sqrt{V_2^2 + V_1^2 - 2V_1V_2 \cos \alpha}}{\Delta z}, \quad (23)$$

где V_1 – скорость ветра в нижней точке, м/с; V_2 – скорость ветра в верхней точке, м/с; α – угол между верхней и нижней точками; ΔZ – расстояние между рассматриваемыми точками, м.

2.2 Предельные значения индексов неустойчивости над Западной и Восточной Сибирью

По значениям индексов неустойчивости атмосферы определяют степень неустойчивости атмосферы и вероятность развития опасных конвективных явлений над территорией, обслуживаемой аэрологической станцией. Обзор научной литературы подтверждает, что грозовая деятельность развивается при достижении следующих средних значений индексов неустойчивости атмосферы: 30 °С для KIND, 40 °С – TOTL. Развитие грозовой деятельности ожидается при отрицательных значениях индекса LIFT, а SHOW – в интервале от 5 до –3 °С. При наличии энергетического потенциала выше 2500 Дж/кг атмосферу считают крайне неустойчивой и способной породить опасные конвективные явления. Свидетельством крайне неустойчивого состояния атмосферы являются значения SWEAT более 400 единиц. Полученные пороговые значения индексов неустойчивости (табл. 8) в разных странах имеют различия [71, 80, 95, 108–113], следовательно, для каждого региона требуются собственные пределы индексов, при достижении которых прогнозируется развитие грозы и других опасных явлений конвективного характера.

Поскольку территория Сибири характеризуется изменчивостью физических свойств подстилающей поверхности, которая влияет на конвективный потенциал, применение результатов зарубежных исследований для прогноза опасных конвективных явлений для исследуемого региона нецелесообразно.

Пороговые значения индексов неустойчивости атмосферы для
различных регионов исследования³

Регион исследования	LIFT	SHOW	KIND	TOTL
Швеция [72]	–	–	> 20	–
Хорватия [106]	< -4	–	> 35	–
Нидерланды [103]	–	≤ 4,2	≥ 21	≥ 46,7
Греция [105]	–	3÷5	10÷35	> 40
Италия [104]	-3,04**	-3,05**	34,53**	–
Север США [76]	2,9*	–	20,1*	–
Юг США [76]	-1,1*	–	26,5*	–
США, Флорида [108]	-3,9*	0,4*	29,2*	43,8*
Иран [107]	-2	-3	30	–
Уистлер, Канада [76]	5,91	3,4	-10,25*	-7,3
Германия [91]	≤ -0,22	≤ 2,51	≥ 33,9	≥ 48,1

Примечание: *50%-ная вероятность, **90%-ная вероятность

Расчеты параметров состояния атмосферы и определение пределов изменчивости проводились по формулам с (15) по (18) и (21)–(22) на основе массива аэрологических данных. Зондирование атмосферы выполнено в 00 и 12 часов ВСВ на пятнадцати аэрологических станциях Западной и Восточной Сибири и Дальнего Востока (табл. 9) за теплый период 1990–2015 гг. [114]. Состояние атмосферы анализировалось, если очаг грозы находился в радиусе 100 км от пункта зондирования. Время образования и пространственная локализация гроз уточнены по результатам регистрации грозопеленгатором-дальномером (ГПД) Voltek (LD–250), установленного на базе учебной лаборатории кафедры метеорологии и климатологии ГГФ ТГУ (56,46 °с.ш., 84,93 °в.д.), и по данным метеорологических наблюдений на сети Росгидромета [115].

³ Средние и максимальные значения интерпретированы как 50 и 90%-ная вероятность развития опасного конвективного явления

Регистрация разрядов молний происходит круглосуточно в автоматическом режиме посредством ПО NexStorm Lite, а процесс обработки информации происходит с помощью программы RimDataLightning. ГПД позволяет определить местоположение точки удара молнии, время разряда молнии, а также детализировать пространственное положение грозовых очагов, которое отображается на карте в полярной системе координат, где центром установлен город Томск.

Таблица 9

Метаданные аэрологических станций Западной и Восточной Сибири

Регион исследования грозовой активности	Аэрологическая станция	Широта, °с.ш.	Долгота, °в.д.	Высота нум, м
Омская область	Омск	54,93	73,40	90
Томская область	Колпашево	58,31	82,95	75
	Александровское	60,43	77,86	48
Новосибирская область	Барабинск	55,33	78,36	120
	Новосибирск	54,96	82,95	143
Алтайский край	Барнаул	53,35	83,81	159
Республика Хакассия	Абакан	53,76	91,31	256
Республика Тыва	Кызыл	51,71	94,50	628
Красноярский край	Енисейск	58,45	92,15	79
	Емельяново	56,18	92,61	206
	Богучаны	58,38	97,45	133
Иркутская область	Братск	56,28	101,75	416
	Нижнеудинск	54,88	99,03	411
Амурская область	Благовещенск	50,15	127,32	122
Китайская Народная Республика	Алтай	49,59	88,39	1758

На данном этапе исследования рассчитаны значения индексов неустойчивости атмосферы – LIFT, SHOW, KIND, TOTL, CAPE и SWEAT по приведенным в разделе 2.1 формулам и определены пределы изменчивости каждого из пяти индексов в дни с грозой. Для определения

интегральной картины распределения величины каждого индекса построены кумулятивные функции распределения. Эти функции дают наглядные представления обо всем спектре возможных значений при анализе переменных с множественными значениями посредством разбивки всего диапазона вероятностей кумулятивного распределения (от 0 до 100%) на квантили методом медиан интервального ряда.

На основе полученных кумулятивных кривых определены интервалы (пороги) индексов неустойчивости атмосферы (табл. Б1 Приложения Б), при достижении которых с вероятностью 50, 70 и 90% развиваются грозы. Статистические параметры индексов для каждого пункта аэрологических наблюдений показаны в приложении В.

На рисунке 7 показаны кумулятивные кривые индекса LIFT, которые дают наглядное представление об изменении накопленной относительной частоты гроз, развитых в разных географических условиях. Отметим, что с 50% вероятностью грозы ожидаются при значении индекса 2 °С на станции Барнаул, а для станции Новосибирск пороговое значение не превышает 1,5 °С. Графики накопленных относительных частот для остальных станций представлены в приложении А.

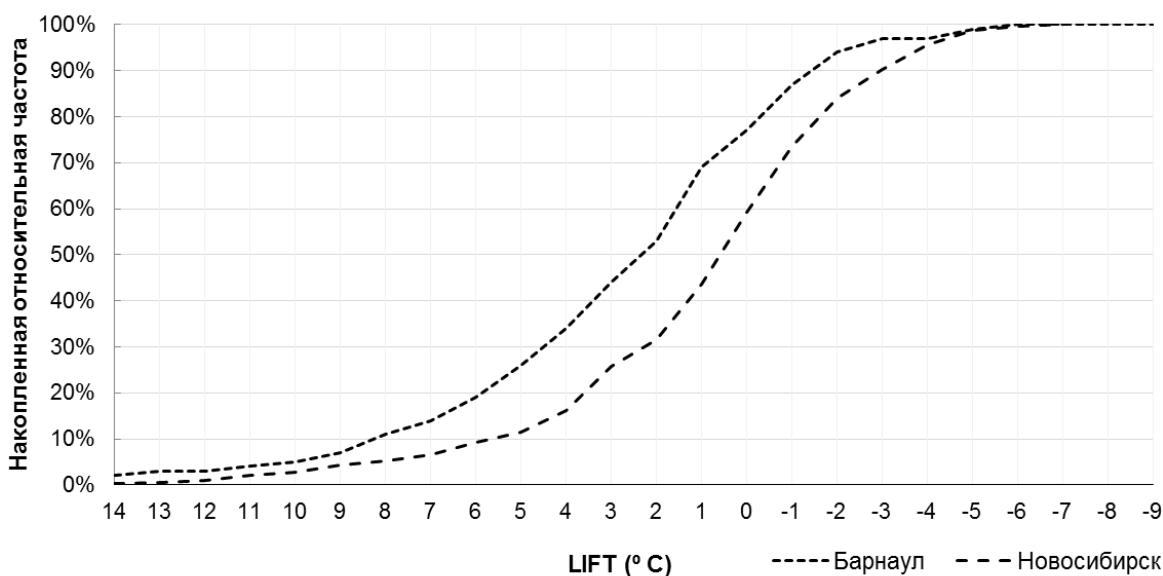


Рис. 7 – Кумулятивные кривые для индекса неустойчивости атмосферы LIFT в дни с грозой для станций Барнаул и Новосибирск

Соседние станции обладают подобием свойств подстилающей поверхности и термодинамических параметров атмосферы, важных для процесса развития конвекции, следовательно, для таких станций пределы изменчивости индексов близки по значению. Подобное заключение можно сделать для пунктов Емельяново и Енисейск (равнинно-увалистый рельеф), Новосибирск и Омск (равнинный рельеф), Кызыл и Алтай (горный рельеф). Грозы на Дальнем Востоке формируются при более мощной развитой конвекции, чем для Сибири [116].

Пространственное распределение значений индекса неустойчивости LIFT иллюстрирует очаговость в горных районах из-за влияния вынужденного подъема воздуха и усиления конвекции. Так, разница средних значений индекса между Алтае-Саянским регионом и центральной частью Западной Сибири достигает до 2 °С. Индекс SHOW, который отражает термодинамическое состояние атмосферы в слое от 1,5 до 5,5 км, не имеет разброса значений между центральным и южным регионом исследования; таким образом, орографический эффект на конвекцию наблюдается только до высоты приземного слоя, в связи с чем использование индекса для прогноза грозы на горной территории ограничено.

Грозы над горной местностью, связанные с усилением конвекции под действием орографических препятствий, по сравнению с равнинными территориями развиваются при меньших значениях индексов KIND и TOTL, в среднем, разница составляет до 3 °С.

Формирование грозовой деятельности вероятно при пороговом значении индекса SWEAT в 150 условных единиц. Однако качественная оценка индекса осложнена особенностями пространственного распределения параметра сдвига ветра и наличием в течение дня существенных изменений влажности, вследствие чего полученные значения индекса потенциально обладают ошибкой нерепрезентативности.

На исследуемой территории грозы регистрировались при значениях индекса CAPE до 1000 Дж/кг. Многие работы [76, 95] классифицируют состояние атмосферы как незначительно или умеренно неустойчивое при CAPE до 2500 Дж/кг, благоприятное для образования опасных конвективных явлений, особенно при наличии процесса орографического подъема или нагреве подстилающей поверхности в течение дня [104]. Известно, что индекс CAPE характеризуется быстрыми пространственно-временными флуктуациями, поэтому применение индекса для прогноза развития грозовой деятельности рекомендуется только в сочетании с другими индексами. В [117] обнаружено суточное максимальное увеличение индекса CAPE в 18–19 ч для региона Черного моря, что соответствует максимальным значениям напряженности электрического поля атмосферы; для других регионов РФ следует уточнить полученную зависимость.

В целом, полученные для Западной и Восточной Сибири пороговые значения индексов неустойчивости характеризуют состояние атмосферы до развития конвективной деятельности, так как проведение зондирования в нижнем слое тропосферы в максимум развития конвекции (15 ч местного времени) не проводится.

Для выявления и описания зависимости между индексами неустойчивости и физико-географических факторов, влияющих на них, построена регрессионная зависимость. Коэффициенты парной корреляции (табл. 10) указывают на высокую статистическую связь.

$$LIFT = 14,3 - 0,38x_1 + 0,07x_2 - 0,004x_3 \quad (R_2 = 0,46) \quad (24)$$

$$SHOW = 3,22 - 0,12x_1 + 0,04x_2 - 0,003x_3 \quad (R_2 = 0,56) \quad (25)$$

$$KIND = 42,03 - 0,22x_1 + 0,07x_2 - 0,003x_3 \quad (R_2 = 0,58) \quad (26)$$

$$TOTL = 46,30 + 0,14x_1 - 0,01x_2 - 0,002x_3 \quad (R_2 = 0,73) \quad (27)$$

$$CAPE = 891,54 - 0,58x_1 + 3,58x_2 - 0,82x_3 \quad (R_2 = 0,53) \quad (28)$$

$$SWEAT = 156,53 + 1,86x_1 - 0,01x_2 - 0,08x_3 \quad (R_2 = 0,39) \quad (29)$$

где x_1 – географическая широта, x_2 – географическая долгота, x_3 – высота над уровнем моря, R_2 – коэффициент детерминации.

На основе табл. Б1 (приложение Б) построены карты распределения средних значений индексов неустойчивости для 70 и 90% вероятности развития грозы (рис. Г1 – Г10 Приложения Г). Детерминируемые вертикальными профилями температуры окружающей среды и частицы индексы LIFT и SHOW обладают неоднородной картиной горизонтального распределения областей высоких значений в меридиональном направлении. Пространственное поле индексов LIFT, SHOW, а также KIND и TOTL убеждает в проявлении большей неустойчивости в предгорьях Горного Алтая (аэрологические станции Барнаул, Алтай) в сравнении с равнинными областями. Повышенная грозовая активность [118] в пределах Алтае-Саянской горной системы обусловлена обострением холодных фронтов и развитию на них волновых возмущений, а также усилению конвекции по причине вынужденного подъема воздуха.

Таблица 10

Корреляционная связь между предиктантами (индексы неустойчивости) и предикторами зависимостей (24–29)

	x_1	x_2	x_3	LIFT	SHOW	KIND	TOTL	CAPE	SWEAT
x_1	1								
x_2	-0,11	1,00							
x_3	-0,64	0,65	1,00						
LIFT	-0,38	0,17	0,27	1,00					
SHOW	-0,14	0,13	0,21	0,64	1,00				
KIND	-0,31	0,32	0,41	-0,27	-0,40	1,00			
TOTL	0,60	-0,30	-0,72	-0,42	-0,56	0,17	1,00		
CAPE	0,51	-0,36	-0,71	-0,23	-0,33	0,00	0,64	1,00	
SWEAT	0,49	-0,35	-0,61	-0,30	-0,45	-0,17	0,69	0,59	1

Температурно-влажностный режим пограничного слоя атмосферы Восточной Сибири характеризуется локальными особенностями в ансамбле метеопараметров «атмосфера – подстилающая поверхность». В условиях сложного рельефа, которые сопутствуют образованию инверсий [119, 120], вертикальные температурные градиенты меняются послойно,

что обусловило повышенные значения параметров конвекции KIND и TOTL в данном регионе.

Вследствие совокупности физико-географических условий местности и атмосферной циркуляции, обнаруженная в междуречье Обь-Иртыш мезомасштабная неоднородность приводит к двукратному превышению повторяемости гроз относительно средней величины по региону [4, 14] при одних и тех же синоптических условиях. Разреженная водная система комплекса Большого Васюганского болота и болот Омского Прииртышья выступает дополнительным источником влаги и способствует увеличению контрастов температур, благоприятных для активного местного циклогенеза и обострения фронтальных зон [121, 122]. Наличие циклонической кривизны обеспечивает конвергенцию горизонтальных приземных потоков, необходимых для подъема достаточно влажного и теплого воздуха восходящими потоками, после чего происходит развитие глубокой конвекции с выделением скрытого тепла конденсации и быстрое образование мезомасштабной конвективной облачности и опасных явлений.

Циклогенез рассматривается на основании качественного анализа уравнения локального изменения вертикальной составляющей вихря скорости, которая, исходя из первого члена уравнения (30), зависит от локального изменения температуры воздуха по адиабатическому закону:

$$\frac{\partial \Omega_z}{\partial t} = \frac{l}{T} \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right) - v \frac{\partial l}{\partial y} - \left(u \frac{\partial \Omega_z}{\partial x} + v \frac{\partial \Omega_z}{\partial y} \right) - (\Omega_z + l) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \quad (30)$$

Дополнительным фактором усиления грозовой активности в этом регионе является эманация метана, из-за которой происходит неравномерный рост значений температуры почв и воздуха над болотными комплексами, что увеличивает бароклинность атмосферы [123].

В разделе 2.1 приведены формулы расчета значений шести наиболее используемых индексов неустойчивости атмосферы, и физическое

определение индекса. В разделе 2.2 представлены пороговые значения индексов неустойчивости по результатам зарубежных исследований; показаны пределы изменчивости параметров неустойчивости атмосферы для юго-востока Западной и Восточной Сибири с пространственным распределением и физическим анализом отдельных центров повышенных значений индексов.

Индексы LIFT, SHOW, KIND и TOTL качественно оценивают в нижнем трехкилометровом слое температурно-влажностное состояние атмосферы, важное для процесса конвекции и развития гроз. Рассматриваемые термодинамические параметры подтверждают проявление бóльшей неустойчивости в горных районах. Для регионов с одинаковыми термодинамическими свойствами пределы изменчивости индексов близки по значению.

Для юго-восточной части Сибири впервые определены интервальные значения индексов неустойчивости атмосферы, при достижении которых с заданной вероятностью прогнозируется развитие грозы [124]: LIFT ниже порога $+1$ °С, SHOW – $+2$ °С; KIND выше порога $+30$ °С, TOTL – $+49$ °С, CAPE больше 200 Дж/кг и SWEAT – 140 у.е.

Глава 3. Применение спутниковой информации в качестве источника данных о параметрах атмосферы

3.1 Сканирование атмосферы спектрорадиометром MODIS и описание тематического продукта MxD07_L2

Интегрированная глобальная система наблюдений ВМО (ИГСНВ) включает серии метеорологических спутников для комплексного мониторинга и прогнозирования опасных гидрометеорологических явлений. К их числу относят Фэнъюнь (Китай) [125], Suomi NPP (США, NOAA) [126], Метоп (ЕКА) [127], Terra и Aqua (США, EOS-NASA) [128] и другие. На борту Terra и Aqua установлен спектрорадиометр MODIS, предоставляющий широкий спектр мультиспектральных ежедневных наблюдений Земли, океана и особенностей атмосферы с пространственным разрешением от 250 м до 1000 м [129]. 36-канальный прибор MODIS регистрирует электромагнитное излучение системы «атмосфера+подстилающая поверхность Земли» в диапазоне длин волн $0,4\div 14,4$ мкм [130]. Абсолютная погрешность привязки изображения MODIS не превышает 150 м, при этом в направлении движения спутника средняя погрешность привязки составляет 18 м, в направлении скана – 4 м [131].

Схема космического мониторинга с данными MODIS состоит из:

- первичная обработка данных, включающая геопривязку и калибровку;
- построение маски облачности;
- определение измеряемых величин по реализованным в центре алгоритмам, интеграция данных космического мониторинга в HDF-формате с ГИС;
- создание файлов (в текстовом и графическом форматах) с результатами измерений;
- передача оперативной информации пользователям [132].

Распаковка, географическая привязка и калибровка потока цифровой информации MODIS проводится принимающей станцией в режиме реального

времени (DB – Direct Broadcast) с помощью пакета IMAPP (International MODIS/AIRS Processing Package), созданный Инженерно-космическим центром Висконсинского университета (Space Science and Engineering Center, University of Wisconsin-Madison, Madison, WI) [131].

В перечень выходных продуктов второго уровня обработки входит MxD07_L2 (MOD07_L2 и MYD07_L2 для Terra и Aqua соответственно) с расширением .hdf, в котором для каждого пикселя 5×5 км записана следующая информация: восстановленные вертикальные профили температуры и профили температуры точки росы в К [133], высота тропопаузы в гПа, детальная маска облачности и параметры конвекции [134] – индексы неустойчивости атмосферы TOTL, LIFT и KIND (°C). Значения температуры и влажности измерены на 20 вертикальных уровнях: 5, 10, 20, 30, 50, 70, 100, 150, 200, 250, 300, 400, 500, 620, 700, 780, 850, 920, 950, 1000 гПа [135]. Скачивание HDF-файлов доступно на открытом портале NASA, где необходимо выбрать точку привязки по географическим координатам и задать дату и время пролета спутника над исследуемой местностью [136].

Точными являются измерения, полученные при отсутствии облачности [133] или при наличии разрывов в плотном слое облаков. Облачность фиксируется в окне обзора 5×5 пикселей относительного «центрального» пикселя, для которого определяется искомый параметр атмосферы. Если из 25 пикселей минимум пять не покрыты плотной облачностью, то анализируемому пикселю присваивается среднее значение искомой характеристики, рассчитанное по «безоблачным» пикселям. При закрытии облаками более 20 пикселей окна обзора или если измерения не удовлетворяют требованиям либо отсутствуют, то значение анализируемого пикселя обозначается как неопределенное (missing data). Поэтому в дни с плотной облачностью, закрывающей площадь сканирования более чем 25 км², параметры атмосферы не рассчитываются [137, 2].

3.2 Валидация значений индексов неустойчивости атмосферы, восстановленных с помощью спектрорадиометра MODIS (Terra, Aqua) с данными аэрологического зондирования

3.2.1 Краткий аналитический обзор сравнения значений индексов неустойчивости, восстановленных по данным спектрорадиометра MODIS с натурными наблюдениями

Для использования результатов сканирования спектрорадиометром MODIS важным условием является соответствие измеряемых параметров атмосферы с натурными данными (аэрологическое зондирование, радиолокационные измерения). Согласно многим региональным исследованиям аэрологическое зондирование является ключевым источником данных для валидации спутниковых измерений. В качестве верификационного индикатора применяют рассчитанные по температурно-влажностным профилям термодинамические параметры атмосферы (индексы неустойчивости). В рабочем документе [133], подготовленном сотрудниками Висконсинского университета в Мадисоне (Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies, University of Wisconsin-Madison), подробно представлены алгоритмы получения температуры и влажности на различных высотах. Там же для территории США представлены результаты валидации продукта MOD07_L2 с данными радиозондирования, атмосферным ИК-зондом AIRS и наблюдениями сети GFS. В [138] для территории Греции получены статистически значимые коэффициенты корреляции для значений индексов Lifted Index (Афины), Boyden Index (Гераклион) и K-Index (Измир), восстановленных из продукта MYD07_L2 (Aqua) и рассчитанных по данным наблюдений AP3. Для прибрежных районов полуострова Индостан в пре-муссонный сезон (март–май) показана согласованность профилей температуры и влажности, полученных по данным аэрологического зондирования и сканирования MODIS (RMSE 4,11 и 3,57 для температуры точки росы и температуры соответственно) [139]. Авторами обоих

исследований предлагается использовать валидированные спутниковые данные для регионов, где зондирование тропосферы не проводится.

В России для территории Западной Сибири [137] исследован потенциал тематического продукта сканирования толщи атмосферы спектрорадиометра MODIS для определения степени неустойчивости атмосферы. В результате получена значимая корреляция индексов LIFT и TOTL, значения которых восстановлены из MOD07_L2 и рассчитаны по данным измерений радиозонда. В заключении авторы отмечают, что картированные поля значений индексов неустойчивости атмосферы из продукта MODIS второго уровня обработки перспективны для отслеживания начального этапа зарождения мезомасштабных конвективных кластеров (МКК), которые зависят от сочетания факторов пространственно-временного масштаба [140] и для определения их пространственного положения.

Разработка оперативного подхода с использованием спутниковой информации для диагноза конвективных ячеек и прогноза грозы, града, сильных ливневых осадков, шквал и т.д. различной заблаговременности обусловлена разреженностью сети метеорологических и аэрологических станций и начальной стадией формирования радиолокационной сети на обширной территории Западной и Восточной Сибири.

3.2.2 Сравнение точности измерения температурно-влажностных характеристик спектрорадиометром MODIS и радиозондами

Главным затруднением в прогнозе (оперативного, модельного) любой заблаговременности является различная точность измеренных, рассчитанных или восстановленных предикторов. Поскольку аэрологические радиозонды (АРЗ) являются основным средством получения информации о состоянии тропосферы и нижней стратосферы [141], к точности радиозондовых измерений предъявляются весьма высокие и разноплановые требования, сформулированные в стандарте ВМО [142].

Измерение температуры при проведении радиозондирования занимает ключевое место. Это обусловлено как сложностью измерения температуры атмосферы на различных высотах, так и тем, что такие метеорологические элементы как влажность и давление требуют значения температуры. Методы измерения температуры классифицируют на прямые и косвенные. Прямой метод основан на использовании первичных измерительных преобразователей, которые в процессе измерений находятся в тепловом равновесии с атмосферой в результате теплообмена [143]. Этот метод измерений реализуется в современных АРЗ с использованием полупроводниковых терморезисторов (термисторов). Резистивные полупроводниковые преобразователи изготавливаются из двуокиси титана, окисей меди, цинка, кобальта и ряда других металлов и их примесей, и, как правило, термисторы выполнены в виде стержней (ММТ–1, ММТ–6) или бусинок (СТЗ–18 и СТЗ–25). Принцип действия резистивных преобразователей основан на использовании зависимости их электрических сопротивлений от температуры. У полупроводниковых терморезисторов температурный коэффициент сопротивления отрицательный, т.е. с увеличением температуры сопротивление уменьшается. Косвенные методы определения температуры базируются на измерении некоторых параметров атмосферы, зависящих от температуры, например, акустический метод, который основан на измерении скорости распространения звука в атмосфере.

Ни один из датчиков относительной влажности, устанавливаемых на действующих радиозондах, не является достаточно надежным для обеспечения высококачественных измерений относительной влажности [144] по причине малого содержания водяного пара при низких температурах. В современных аэрологических зондах применяется три метода измерения влажности – психрометрический, сорбционный (гигроскопический) и метод точки росы. В распространённом на аэрологической сети РФ радиозонде МРЗ-3А используется датчик из животной пленки, который относится к сорбционно-деформационным датчикам (СДД). Животная пленка в 2–3 раза

чувствительнее волоса и имеет меньшую температурную зависимость, однако из-за значительного увеличения инерционности все пленочные датчики удовлетворительно работают лишь до высот 5–7 км [145].

В таблице 11 приведены технические и метрологические характеристики радиозондов, применяемых на сети аэрологического зондирования РФ. Точность измерения температуры современными радиозондами не одинакова по высоте и составляет 1–2 °С, а точность измерения характеристик влажности варьирует от 5 до 15%.

Таблица 11

Технические и метрологические характеристики АРЗ

Характеристика	МРЗ-3А	АК2-01	РФ-95	АК2-02
Тип датчика температуры	терморезистор ММТ-1			
Датчик температуры	емкостный микроэлектронный чувствительный элемент			
Пределы допускаемой абсолютной погрешности измерений температуры, °С	±1,8	±1,8	±1,0	±1,8
Тип датчика влажности	сорбционно-деформационный датчик (СДД)			емкостный
Датчик влажности	тонкопленочный конденсатор со специальным полимерным диэлектриком			
Пределы допускаемой абсолютной погрешности измерений относительной влажности, %	±15	±10	±7	±3,5

Погрешность измерений спектрорадиометром MODIS температурного профиля согласно [133] не превышает 1,9 °С, температуры точки росы – 4 °С, что эквивалентно 10–15%. Таким образом, точность значений индексов неустойчивости атмосферы, восстановленных из продукта MxD07_L2 и рассчитанных по аэрологическим измерениям, сопоставима.

3.2.3 Обоснование выбора исследуемой территории

Напомним, что для территории Западной Сибири [137] было проведено сравнение массивов значений индексов неустойчивости, полученных на основе аэрологических (00 ч ВСВ) и спутниковых (5–6 ч ВСВ) измерений температурно-влажностного профиля для аэрологической станции

Колпашево. Рассматриваемые ряды, согласно заключению авторов, обладают неоднородностями из-за большой временной разницы между проводимыми наблюдениями. Поэтому, для минимизации влияния этого фактора при аналогичном сравнении спутниковой и аэрологической информации выбран полуостров Камчатка, где разница между временем выпуска АРЗ в стандартные сроки и пролетом платформы Terra (рис. 8) над территорией составляет менее 2 часов. На Камчатке (рис. 9) расположены аэрологические станции Ключи (56,31 °с.ш. и 160,83° в.д.) и Петропавловск-Камчатский (53,08 °с.ш. и 158,58° в.д.).

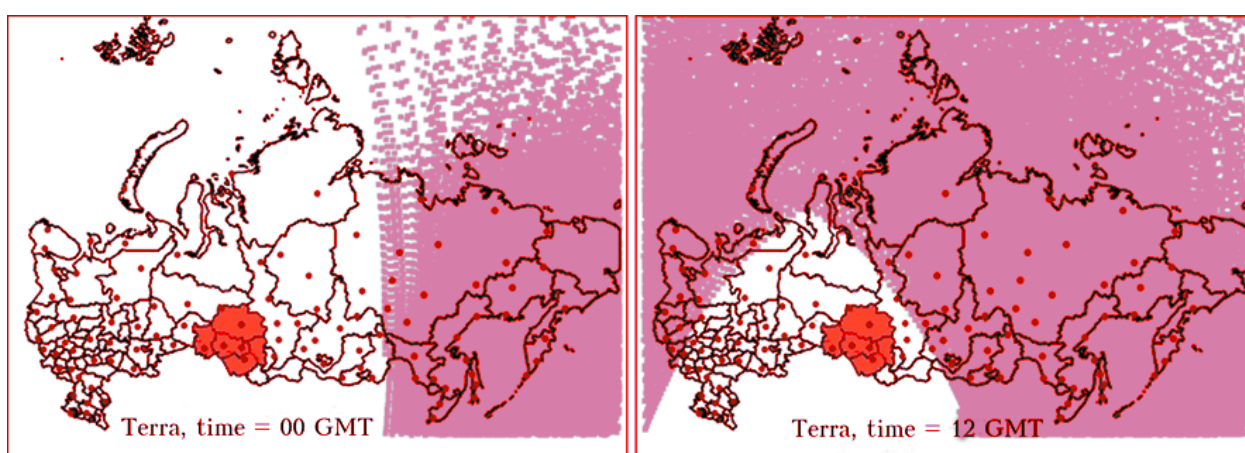


Рис. 8 – Покрытие территории России данными со спутника Тетра в промежуток времени $t=(00\pm 2)$ и (12 ± 2) ВСВ. Точками отмечено положение станций аэрологического зондирования атмосферы на территории России. Фрагмент из [132]



Рис. 9 – Расположение аэрологических станций на полуострове Камчатка

Для определения статистических различий в рядах значений индексов неустойчивости при наличии и отсутствии временной разницы между проводимыми измерениями проанализировано состояние атмосферы в окрестностях аэрологических станций Колпашево (76 случаев) и Ключи (153 случая) за летние месяцы 2009–2011 гг. в 00 ч ВСВ. В Сибирском регионе получены превышение средних значения индексов KIND и TOTL и заниженные значения индекса LIFT относительно Дальневосточного (табл. Д1 приложения Д). По результатам измерений АРЗ и MODIS на станции Колпашево разность в средних значениях индекса KIND составила 1,4 °С и 9,3 °С, LIFT – 2,6°С и 6,9°С, TOTL – 3,8°С и 9,4°С соответственно. Следовательно, для использования восстановленных из продукта MOD07 значений индексов неустойчивости следует учитывать временную разницу.

3.3 Оценка соответствия значений индексов неустойчивости атмосферы по данным спектрорадиометра MODIS (Terra и Aqua) и аэрологического зондирования

В качестве исходных данных выбраны аэрологические наблюдения на станциях Ключи и Петропавловск-Камчатский за период с марта по сентябрь 2005–2014 гг. Выгрузка аэрологических данных проводилась программным инструментом «Atmospheric data» [146]. За тот же временной диапазон были восстановлены значения индексов LIFT, TOTL и KIND из продукта MOD07_L2 в пикселе разрешением 5×5 км, в который попадает исследуемая станция. Критерием отбора гранул (снимков) принималось отсутствие плотной облачности и существенных помех на снимке. Выбросы во временных рядах выявлены по диаграммам размаха (Box-and-Whisker Plot), построенных в пакете «Statistica».

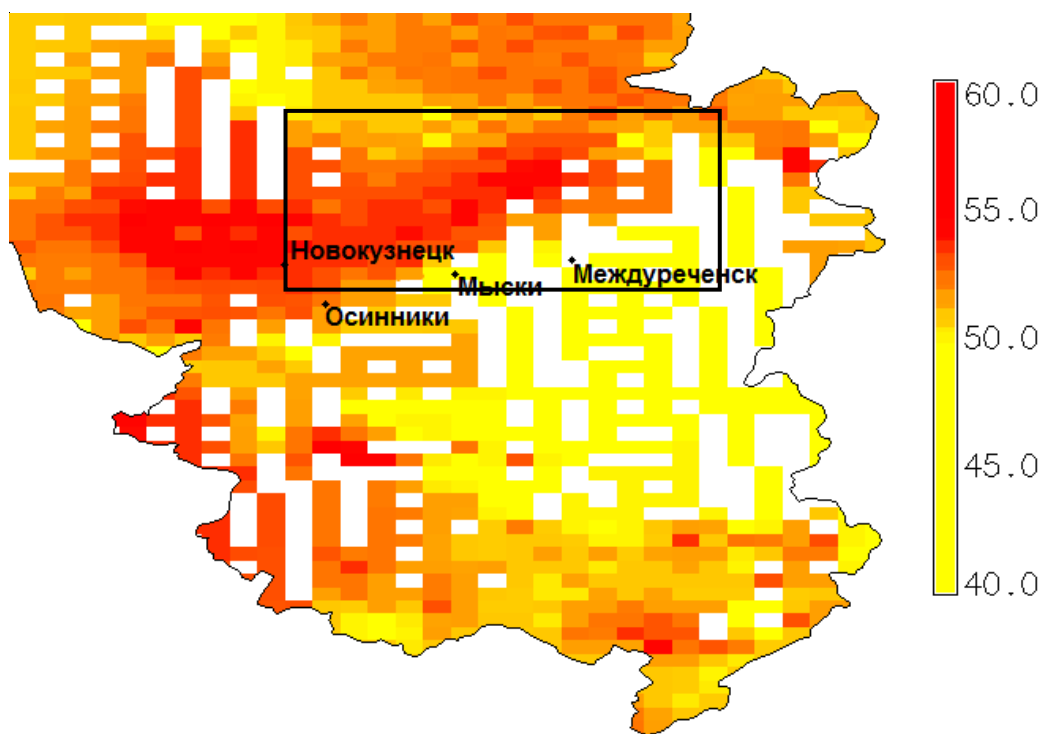
На первом этапе исследования получены средние показатели (табл. 12) восстанавливаемости значений индексов продукта MOD07_L2. В пикселях, закрытых плотной облачностью, показатели атмосферы не восстанавливаются (раздел 3.1), и отсутствующее значение для такой ячейки

интерполируется методом ближайшего соседа. В качестве примера показан случай выпадения крупного града в послеполуденные часы в районе г. Междуреченска (юг Кемеровской области). Сформировавшаяся на фоне размытого барического поля мощная конвективная ячейка занимала малую площадь, что затрудняло прогноз развития опасного конвективного явления существующими прогностическими методами. В пикселе, к которому отнесено место выпадения града (положение точки Междуреченск на рисунке 10), значение индекса TOTL не было восстановлено. Однако после интерполяции по соседним пикселям становится возможным идентифицировать пространственное положение мощной конвекции, а вероятность развития грозы и сопутствующих конвективных явлений, согласно пороговому значению для индекса TOTL, составляет 90% (табл. 1А приложения А).

Таблица 12

Процентное соотношение дней, для которых восстановлены не нулевые значения (null)

Индексы и срок		Количество восстановленных случаев	Всего случаев	Процент
Ключи	LIFT_00	845	2140	39%
	LIFT_12	629		29%
	TOTL_00	769		36%
	TOTL_12	535		25%
	KIND_00	589		28%
	KIND_12	386		18%
Петропавловск-Камчатский	LIFT_00	733		34%
	LIFT_12	587		27%
	TOTL_00	666		31%
	TOTL_12	560		26%
	KIND_00	469		22%
	KIND_12	429		20%



а

49.9	48.6	50.2	51.0	50.9	50.8	50.9	51.4	51.3	52.2	51.8	52.1	52.3	52.4	52.6	52.4	52.4	51.9
51.0		50.4	50.9	50.8	50.9	50.8	49.7	51.2	50.6	51.7	50.8	52.0	53.0	51.8	52.5	51.8	52.8
53.4		51.4	50.5	51.1	50.7	50.8	51.4	51.1	52.2	51.8	52.2	52.3	51.5	51.2	50.6	51.4	51.6
53.4		51.8	51.9	51.2	51.4	51.2	50.2	51.9	51.5	52.6	52.6	52.6	52.6	47.1	50.5		50.6
53.4		53.1		52.1	51.1	51.8	52.1	52.3	53.3	53.2	53.5	53.3	51.5	51.2	50.3		49.5
53.4		53.1	53.0	52.2	52.1	52.2	52.8	53.1	53.1	53.8	54.6		53.0		52.4		48.4
53.4		53.1		52.7	52.0	52.9	53.1	53.5	54.1	53.9	54.4	53.7	52.9	52.4	52.3		47.8
53.4		53.1	53.1	52.8	52.9	53.0	53.3	53.6	53.8	55.5	53.6		52.2		52.2		
52.9	54.0	53.2	53.7	52.5	53.2	53.4	53.4	53.0	54.1	53.7		52.8	52.2	52.2	52.2		
54.9	54.1	55.0	54.2	53.4	53.3	53.4	53.4	53.5	54.5	53.1	51.5	51.5		51.2			
54.4	53.8	54.2	53.1	53.7	53.4	53.4	53.9	53.3	52.7	52.6		51.5			48.5	48.5	48.5
54.2	54.9	54.0	54.3	53.6	53.4	53.5	52.9	52.8	53.2	51.1		50.1					48.5
54.4	54.0	54.0	53.6	53.5	53.8	52.8	53.6	50.5		47.4		48.6		48.5	48.5	48.5	48.5
53.7	54.0	53.6	Новокузнецк		51.6	49.7	44.5	44.5				48.7		Междуреченск			
53.3	52.8	53.2	53.7	52.6	51.8	51.5		48.8	Мыски			48.7	48.6	48.6	48.5	48.5	
52.7		52.8	52.6	52.6	51.7	51.4	51.0	51.0		46.7		48.7		48.6		48.5	
52.9	52.6	52.5	52.8	51.8						48.9		48.7	48.7	48.7	48.7		48.5
52.5		51.8		51.4	50.6	50.6	50.6	50.9	51.0		48.9	48.7		48.8			48.5
52.0		50.1		49.9					51.2		48.9		48.7	48.7	48.8	48.9	48.5

б

Рис. 10 – Значения индексов TOTL за 14 августа 2012 г. в районе города Междуреченск (Кемеровская область) согласно данным MOD07_L2 (а – пространственное распределение по югу Кемеровской области, б – укрупненное изображение выделенной области со значениями индекса в каждой ячейке). Визуализация продукта MOD07_L2 проводилась в среде ГИС Grass.

Значения индексов, близких по времени измерений, статистически хорошо согласуются между собой и являются объективной характеристикой состояния атмосферы (Приложение Е). Для станции Ключи характерен разброс значений индекса LIFT в 2012 году (рис. Е3 и Е6 приложения Е). Объяснением является поставка на аэрологическую сеть

несертифицированных радиозондов АК2-02 производства ООО «Аэроприбор» в 2011–2012 году [147]. Производитель в одностороннем порядке по собственному усмотрению внёс изменения в документацию и конструкцию АРЗ. В измерительной схеме радиозонда аналоговая схема была заменена на цифровую, в которой частоты выходных сигналов датчиков температуры и влажности преобразуются микроконтроллером, что требует проведения повторных испытаний на соответствие утвержденному типу для подтверждения метрологических характеристик. Анализ данных телеметрии модифицированных АРЗ выявил наличие характерных случайных выбросов температуры, которые ранее не наблюдались. Это связано с периодическим нарушением канальной и цикловой синхронизацией телеметрического сигнала радиозонда, что привело к появлению недостоверных данных температуры [147]. Для станции Петропавловск-Камчатский такой особенности не выявлено.

В связи с тем, что были рассмотрены пары наборов значений индексов неустойчивости атмосферы, взятые в одной и той же точке (станции) в одно и то же время при идентичных фоновых атмосферных условиях, в данном исследовании был использован парный t-критерий Стьюдента для зависимых наборов исходных данных [148]. Формула расчета параметра критерия Стьюдента для зависимых выборок представлена ниже:

$$t = \frac{\overline{X_d}}{S_d / \sqrt{n}}, \quad (31)$$

где $\overline{X_d}$ – среднее арифметическое разностей соответствующих пар значений индексов, S_d – среднеквадратическое отклонение этих разностей, n – количество пар значений.

Критерием Фишера оценена значимость различий в дисперсиях значений соответствующих индексов. Коэффициент ранговой корреляции

Спирмена показал степень тесноты связи между двумя рядами сопоставляемых количественных показателей.

Таблица 13

Статистические характеристики и эмпирические значения статистических критериев индексов неустойчивости, рассчитанные по данным радиозондов (R) и MOD07_L2 (MOD) за срок 12 ч ВСВ

Статистические характеристики		Среднее	Критерий Стьюдента	СКО σ	Критерий Фишера	Коэффициент корреляции Спирмена	
Ключи	LIFT	MOD_12	11,8	4,3 ($p < 0,05$)	4,6	2,0 ($p < 0,05$)	0,39
		R_12	10,5		6,6		
	KIND	MOD_12	10,7	-5,8 ($p > 0,05$)	13,6	1,0 ($p > 0,05$)	0,43
		R_12	10,0		13,9		
	TOTL	MOD_12	44,4	0,06 ($p > 0,05$)	4,5	2,0 ($p > 0,05$)	0,30
		R_12	48,8		5,5		
Петропавловск-Камчатский	LIFT	MOD_12	9,8	-1,9 ($p > 0,05$)	4,4	1,2 ($p > 0,05$)	0,45
		R_12	10,3		4,7		
	KIND	MOD_12	10,5	-2,9 ($p > 0,05$)	1,7	1,0 ($p > 0,05$)	0,35
		R_12	12,5		2,1		
	TOTL	MOD_12	41,5	0,08 ($p > 0,05$)	4,2	2,4 ($p < 0,05$)	0,21
		R_12	41,5		6,5		

Таблица 14

Статистические характеристики и эмпирические значения статистических критериев индексов неустойчивости, рассчитанные по данным радиозондов (R) и MOD07_L2 (MOD) за срок 00 ч ВСВ

Статистические характеристики		Среднее	Критерий Стьюдента	СКО σ	Критерий Фишера	Коэффициент корреляции Спирмена	
Ключи	LIFT	MOD_0	7,5	-10,2 ($p < 0,05$)	4,8	1,6 ($p < 0,05$)	0,52
		R_0	10,1		6,1		
	KIND	MOD_0	12,8	8,7 ($p < 0,05$)	12,1	1,2 ($p < 0,01$)	0,33
		R_0	7,6		13,3		
	TOTL	MOD_0	38,2	-7,5 ($p < 0,05$)	4,8	1,5 ($p < 0,05$)	0,22
		R_0	40,6		5,9		
Петропавловск-Камчатский	LIFT	MOD_0	7,2	-13,9 ($p < 0,01$)	5,0	0,5 ($p < 0,01$)	0,40
		R_0	10,6		4,5		
	KIND	MOD_0	13,0	7,8 ($p < 0,01$)	1,3	1,1 ($p > 0,05$)	0,36
		R_0	7,7		2,1		
	TOTL	MOD_0	44,7	21,1 ($p < 0,01$)	4,5	2,2 ($p < 0,01$)	0,13
		R_0	38,5		6,7		

Наибольшая согласованность между измерениями AP3 и MODIS получена в 12 часов ВСВ (табл. 13). Для пар значений индексов неустойчивости получены статистически значимые результаты на уровне 5%. Гомогенность дисперсий определена превышением вычисленного р-значения теста Фишера критического значения 0,05 для пар рассматриваемых индексов (за исключением LIFT для станции Ключи и TOTL – для Петропавловск-Камчатского).

В срок 00 ч ВСВ отмечено завышение значений индексов TOTL и KIND и занижение LIFT, восстановленных из продукта MOD07_L2, до 2–6 °С относительно рассчитанных по данным измерений AP3 (табл. 14). Причинами расхождений является ошибка восстановления значений из спутниковых продуктов при плотном слое развитой к полудню облачности (к 00 ч ВСВ) и незначительное завышение спутниковых значений удельной влажности в приземном слое атмосферы [149, 150].

Рассчитанные коэффициенты корреляции Спирмена для станций Ключи и Петропавловск-Камчатский соответствуют средней корреляции для обоих сроков наблюдений.

Поскольку при зондировании AP3 удаляется от аэрологической станции на радиус до 200 км, для повышения корректности расчетов нами разработан алгоритм отбора значений индексов неустойчивости, извлеченных из продуктов MOD07_L2. В научном эксперименте в каждом пикселе рассматриваемая область исследования с центром Ключи была ограничена на 3° по широте и 2° по долготе. В результате сформирован массив спутниковых (табл. 15) и аэрологических данных за 2007–2014 гг., который был проверен на выбросы и нулевые значения. Далее выбирались случаи с минимальным коэффициентом вариации, а ряды считались однородными при коэффициенте вариации меньше 50%. Проверка на однородность показала, что из всех индексов KIND не имеет значимых различий для средних значений. Разброс значений индексов,

восстановленных при помощи продукта MOD07_L2 ниже, чем для рассчитанных на основе фактических температурно-влажностных профилей.

Таблица 15

Количество случаев восстановленных значений
индексов неустойчивости для станции Ключи за 2007–2014 гг.

Количество случаев восстановленных значений						Всего случаев
TOTL_0	TOTL_12	KIND_0	KIND_12	LIFT_0	LIFT_12	
392	325	157	85	164	313	3355

Таблица 16

Результаты проверки на однородность средних и дисперсии

T-test for Independent Samples (Calc in Min_coef_var)											
Note: Variables were treated as independent samples											
	Mean	Mean	t-value	df	p	Valid N	Valid N	Std.Dev.	Std.Dev.	F-ratio	p
	Group 1	Group 2				Group 1	Group 2	Group 1	Group 2	Var.	Var.
TOTL_00	44,5	38,3	15,8	782	0,00	392	392	4,3	6,5	2,3	0,00
TOTL_12	38,6	41,1	-6	648	0,00	325	325	4,8	6,2	1,7	0,00
KIND_00	23,8	17,3	8,7	312	0,00	157	157	5,8	7,4	1,6	0,00
KIND_12	21,6	20,9	0,7	168	0,46	85	85	5,0	7,0	2,0	0,00
LIFT_00	11,6	14,3	-5,5	326	0,00	164	164	2,7	5,8	4,8	0,00

Качество и количество данных измерения спектрорадиометра MODIS напрямую зависит от наличия слоя облачности. Для восполнения пропущенной информации от Terra предлагается использовать измерения аналогичного спектрорадиометра, установленного на Aqua. Оба спутника пролетают над территорией по одной солнечно-синхронной полярной орбите с разницей в три часа – Terra, затем Aqua [151]. В качестве подтверждения для станции Ключи были сформированы массивы рассчитанных по аэрологическим данным и восстановленных значений индекса неустойчивости TOTL по данным Terra (MOD07_L2) и Aqua (MYD07_L2) за 2010–2011 гг. (всего 428 дней). Обе выборки с данными MODIS коррелируют между собой, а значит, характеризуют то же состояние атмосферы и взаимодополняемые (табл. 17). Отметим, что извлеченные из спутниковых

продуктов значения индексов несколько завышены в сравнении с аэрологическими (рис. 11) в срок 00 часов ВСВ. Причина такого расхождения была указана выше. Средние и дисперсия для срока 12 ч ВСВ не имеют статистически значимых различий. Коэффициент вариации для сроков 00 и 12 часов ВСВ составляет менее 33%, что подтверждает однородность рядов наблюдения [152]. Таким образом, результаты выполненной валидации представляют объективные доказательства перспективного применения индексов неустойчивости атмосферы, восстановленных из спутниковых продуктов, для диагноза состояния атмосферы.

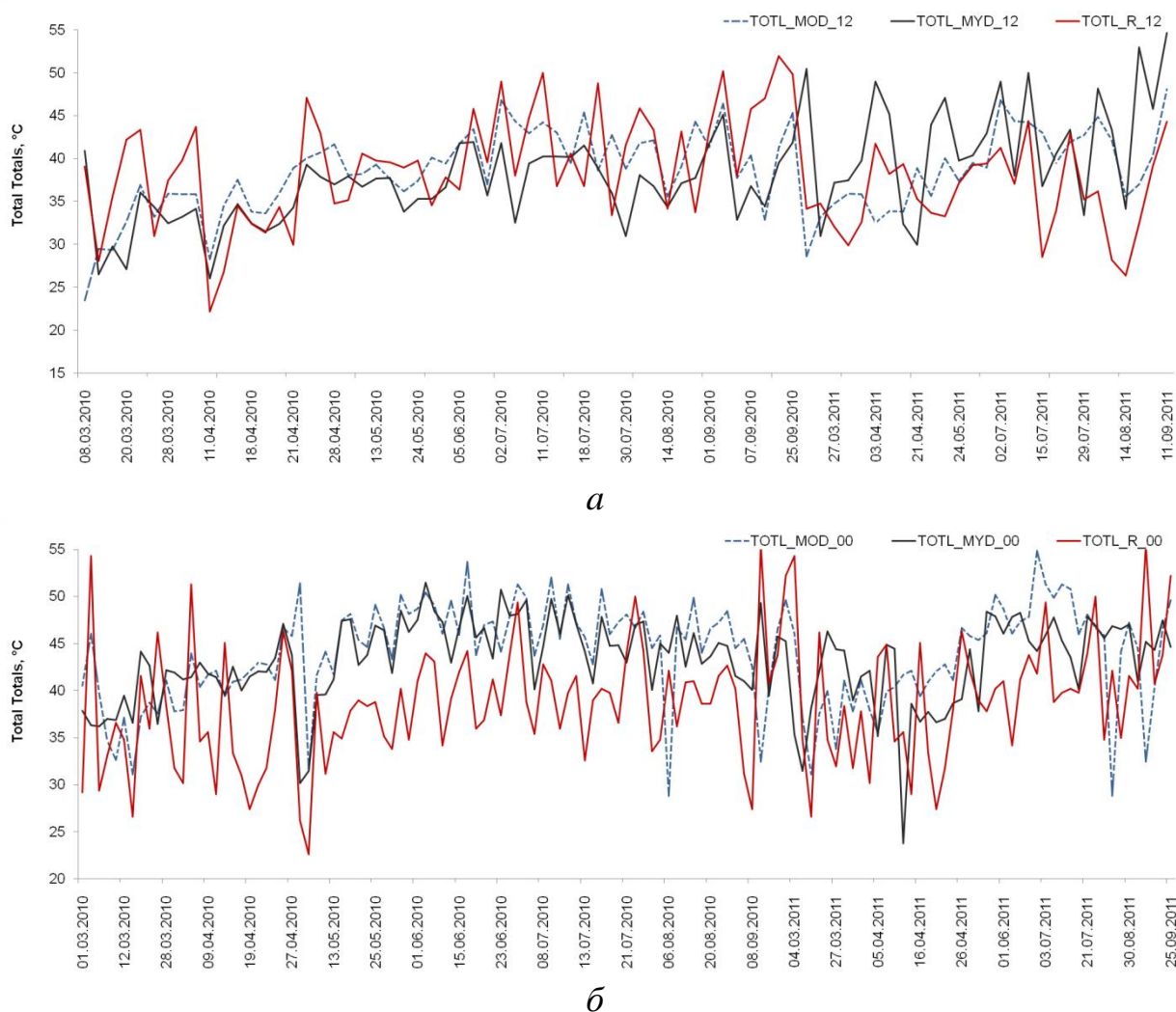


Рис. 11 – Значения индекса TOTL, рассчитанного по данным аэрологического зондирования (TOTL_R) и спутникового мониторинга (TOTL_MOD) для станции Ключи за 00 (а) и 12 ВСВ (б) и ± 3 часа для TOTL_MYD

Статистические характеристики индекса TOTL

Статистические характеристики	Среднее	t-критерий Стьюдента	СКО σ	Критерий Фишера	Коэффициент вариации
R_0/MOD_0	38,4/43,9	-7,19 ($p < 0,01$)	6,9/5,3	0,59 ($p < 0,05$)	18,0/12,1
R_0/MYD_0	38,4/43,1	6,60 ($p < 0,01$)	6,9/4,5	0,43 ($p < 0,05$)	18,0/10,5
R_12/MOD_12	38,4/38,3	0,14 ($p > 0,05$)	6,2/5,4	0,74 ($p > 0,05$)	16,2/14,0
R_12/MYD_12	38,4/38,4	0,08 ($p > 0,05$)	6,2/6,8	1,20 ($p > 0,05$)	16,2/17,7

В результате научного эксперимента на основе показателей неустойчивости получена реальная оценка о соответствии данных MODIS с результатами аэрологического зондирования. Обнаруженные различия в средних значениях индексов за 12 часов VCB не превысили приборную точность измерений спектрорадиометра MODIS ($< 2^\circ\text{C}$): разница между MODIS и APЗ для TOTL составила $2,0^\circ\text{C}$, для KIND – $0,7^\circ\text{C}$, для LIFT – $1,0^\circ\text{C}$. С добавленной приборной ошибкой MODIS за 0 часов VCB разница средних для TOTL и KIND составила $6,5^\circ\text{C}$, для LIFT – $2,7^\circ\text{C}$.

Резюмируем основные результаты главы 3.

В разделе 3.1 настоящей главы приведены характеристики сканирующего спектрорадиометра MODIS, установленного на космических платформах Terra и Aqua. В 3.2 показан обзор работ, в которых проводилась валидация спутниковых измерений с натурными с использованием индексов неустойчивости атмосферы; представлено сравнение точности измерения температуры и влажности тропосферы и нижней стратосферы спектрорадиометром и эксплуатируемыми на сети РФ радиозондами. Приведено обоснование выбора территории исследования. В разделе 3.3 приведены результаты верификации значений индексов неустойчивости, восстановленных из продуктов сканирования атмосферной толщи (MOD07_L2 и MYD07_L2) и рассчитанных по результатам измерений APЗ.

Точность измерения температуры радиозондом и спектрорадиометром не превышает 2 °С, характеристик влажности – до 15%; следовательно, значения индексов неустойчивости атмосферы KIND, TOTL и LIFT, восстановленные из продукта MxD07_L2 и рассчитанные по результатам аэрологических измерений, сопоставимы.

Невосстановленные значения индексов неустойчивости в пикселях, закрытых плотной облачностью, интерполируются методом ближайшего соседа.

При отсутствии временной разницы между проведением аэрологического зондирования и сканированием MODIS значения индексов неустойчивости атмосферы наиболее согласованы в срок 12 часов ВСВ. При разнице более 1 часа между пролетом спутника и выпуском радиозонда рекомендуется определить временную поправку. По результатам валидации доказано, что восстановленным по спутниковым данным значениям индексов неустойчивости атмосферы присуща статистически значимая корреляция и их применение перспективно для диагноза состояния атмосферы.

Глава 4. Пространственная локализация конвективных зон, определяемая по результатам спутникового зондирования и численного моделирования

4.1 Определение местоположения конвективных ячеек с использованием продуктов MOD07_L2 и MYD07_L2

Общепринятым подходом в прогнозе грозы и других опасных конвективных явлений остается интерпретация температурно-влажностных профилей на аэрологических диаграммах или использование диаграмм вероятности, основанных на отборе грозовых и безгрозовых ситуаций [78]. До 1990 года аэрологическая сеть России насчитывала около 220 аэрологических станций, включая научно-исследовательские корабли и станции в Антарктиде; на 58 станциях проводили регулярное четырёхразовое температурно-ветровое зондирование, на остальных станциях – по мере необходимости: от двух до четырёх раз в сутки [153]. Ряд экономических факторов привел к сокращению наблюдений за атмосферой, и по состоянию на январь 2020 года в РФ функционирует 114 аэрологических станций [154]. Западную Сибирь (2 451,1 км²) обслуживают всего 19 аэрологических станций, когда такое же число станций проводят наблюдения [155] на территории Германии (357 376 км²).

Низкая плотность и малая частота аэрологических наблюдений в регионах с недостаточным покрытием приводит к использованию экстраполированной информации для огромных территорий [156], а доплеровские метеорологические радиолокаторы (ДМРЛ) и грозопеленгаторы-дальномеры (ГПД), которые уточнили бы положение грозовых очагов, в Западной Сибири единичны. Над пунктом проведения аэрологического зондирования и в районе формирования опасного конвективного явления [4] параметры неустойчивости атмосферы могут различаться, и в полете радиозонд потенциально может не пересечь область, охваченную конвекцией, вследствие чего опасные конвективные явления не

будут спрогнозированы. Опираясь только на данные аэрологического зондирования, не представляется возможным определить пространственную локализацию мест развития грозовых явлений и направление смещения грозовых ячеек [75]. Поэтому разработка методов идентификации с использованием спутниковой информации [157–161] с последующим внедрением в оперативную практику является актуальным решением для территории Сибири. Заметим, что для задач локального и регионального масштабов к системам космического мониторинга опасных конвективных явлений предъявляются строгие требования: высокая оперативность и периодичность получения данных (не реже двух раз в сутки) и высокое (1–50 м) и среднее (100–300 м) пространственное разрешение данных [2].

На данном этапе научной работы рассмотрены интересные, с точки зрения автора, конвективные события, зафиксированные метеостанциями Западной Сибири и ГПД Томск с 2012 года. В предыдущей главе показаны возможности валидированных продуктов MOD07_L2 и MYD07_L2 (глава 3 настоящего исследования) спектрорадиометра MODIS для детализации пространственного положения очагов с высокой степенью неустойчивости атмосферы по данным сканирования MODIS индексов неустойчивости атмосферы. Новые «объединённые» продукты сканирования MODATML2/Terra и MYDATML2/Aqua имеют маленький размер файла и минимизируют требования к передаче и хранению данных, и в то же время являются достаточно надёжными и полезными для огромного числа пользователей данных MODIS. Наборы научных данных (Scientific data sets, SDS), создаваемые группой разработчиков представленных продуктов MODIS, охватывают полный спектр атмосферных параметров и хранятся с пространственным разрешением 5 и 10 км (в надире).

Для отображения пространственных полей индексов TOTL и KIND разработан алгоритм обработки и визуализации MODATML2, представленный в следующем виде:

I. Ввод параметров расчёта.

1. Задать границы области построения (вручную или на основе всех имеющихся данных);

2. Ввести калибровочные коэффициенты для продуктов MODIS.

II. Загрузка и обработка данных.

1. Загрузить файл MODATML2;

2. Пересчитать с учётом калибровочных коэффициентов значения облачных продуктов из условных единиц в реальные значения индексов;

3. Перевести из градусов Кельвина в градусы Цельсия;

4. Заменить числа-заполнители, согласно метафайлу, и значения, лишённые физического смысла, в нечисловые значения (NaN);

5. Интерполировать 2D данные в узлы регулярной сетки с помощью функции `meshgrid`;

6. Отобразить населенные пункты на карте.

III. Визуализация результатов.

1. Создать контурную карту с пространственным распределением значений индексов неустойчивости по широте и долготе с использованием функции визуализации `contour`;

2. Нанести дополнительные слои (административные границы, реки и озера, города) на карту.

Разработанный алгоритм реализован в математическом пакете MATLAB (рис. 12).

В ходе научного эксперимента рассмотрен случай 22 июня 2017 году, когда в окрестностях озера Белё, Республика Хакасия (54 °с.ш., 90 °в.д.) выпал крупный град, сгенерированный мезомасштабным конвективным комплексом. По данным метеорологических наблюдений на станции Шира за 22 июня с 11 ч 12 мин до 12 ч ВСВ зарегистрирован сильный ливневый дождь, шквалистое усиление ветра до 15–23 м/с и локальное выпадение града диаметром до 12 мм согласно наблюдениям вблизи метеостанции, до 40–50 мм – по свидетельству очевидцев [162] в районе самого озера.

```

7
8 %<br>
9 %<br>
10 % Выбор способа ввода границ области построения:
11 % Limits = 1 для ручного ввода границ по широте и долготе, Limits = 2 для использования всех имеющихся данных.
12 Limits = 1;
13
14 % Ввод координат границ области построения (для LIMITS = 1)
15 MinLon=70; % Минимальное значение по долготе
16 MaxLon=100; % Максимальное значение по долготе
17 MinLat=50; % Минимальное значение по широте
18 MaxLat=64; % Максимальное значение по широте
19
20 % Выбор коэффициента увеличения разрешения изображения относительно разрешения данных:
21 % Resolution_Factor = 1 - без изменения, Resolution_Factor = 2,3,4,5 - увеличение в 2,3,4,5 раз.
22 Resolution_Factor = 1;
23
24 % Ввод координат населенных пунктов отображаемых на карте
25 XC1=85; YC1=56.5; % Томск
26 XC2=82.9; YC2=58.3; % Колпашево
27 XC3=83; YC3=55; % Новосибирск
28 XC4=83.8; YC4=53.3; % Барнаул
29 XC5=86.1; YC5=55.4; % Кемерово
30 XC6=86.1; YC6=57; % Асино
31 XC7=86.1; YC7=55.4; % Кемерово
32 XC8=92.9; YC8=56; % Красноярск
33 XC9=91.4; YC9=53.7; % Абакан
34 XC10=87.1; YC10=53.7; % Новокузнецк
35
36 %<br>
37 %<br>
38 Longitude = hdfread('MYD07_L2.A2017173.0555.061.2018033120501.hdf', '/atml2/Geolocation_Fields/Longitude', 'Index', {[1 1],[1 1],[406 271]}); Longitude = double(Longitude);
39 Latitude = hdfread('MYD07_L2.A2017173.0555.061.2018033120501.hdf', '/atml2/Geolocation_Fields/Latitude', 'Index', {[1 1],[1 1],[406 271]}); Latitude = double(Latitude);
40 [n1, n2] = size(Longitude);
41 [l1, l2] = size(Latitude);
42
43 K_Index = hdfread('MYD07_L2.A2017173.0555.061.2018033120501.hdf', '/atml2/Data_Fields/K_Index', 'Index', {[1 1],[1 1],[406 271]}); K_Index = double(K_Index);
44 scale_factor = 0.009999999776482582;
45 add_offset = -15000;
46
47 KI = ((K_Index - add_offset) * scale_factor) - 273.15; % последнее слово для перевода из градусов Кельвина в градусы Цельсия
48 [m1, m2] = size(KI);
49
50 if Limits == 2,
51 Min = min(Latitude); MinLat = min(Min);
52 Max = max(Latitude); MaxLat = max(Max);
53 Min = min(Longitude); MinLon = min(Min);
54 Max = max(Longitude); MaxLon = max(Max);
55 end
56

```

Рис. 12 – Фрагмент тела алгоритма обработки и визуализации значений индексов неустойчивости атмосферы по набору данных продукта MODATML2

Непосредственно 22 июня над территорией Республики Хакасия происходила трансформации воздушной массы, занимающей южную часть Сибирского федерального округа; облачность (рис. 13) находилась в последней стадии окклюдирования («след циклона») и состояла преимущественно из кучевых форм. Рассматриваемый МКК образовался на фоне сильного прогрева воздуха (до 38 °С) на 2 метрах от поверхности земли [162], что привело к формированию облачного массива с линейными размерами малой оси в 170 км. МКК сопровождался выбросами перистых облаков, хорошо заметных на снимке в видимом диапазоне космического аппарата Terra (рис. 13а). Согласно карте спутникового диагноза метеорологических явлений по данным геостационарного спутника Meteosat-8 («НИЦ «Планета») за 22 июня, град в облаках диагностирован в 10:45–14:00 UTC. Кучево-дождевые облака мезо-β масштаба простирались до высоты 13 км, температура на верхнем уровне составила –50 °С.

К 23 июня интенсивность процессов облакообразования в мезомасштабном комплексе стала ослабевать, однако отдельные грозы и ливни наблюдались в этом районе.

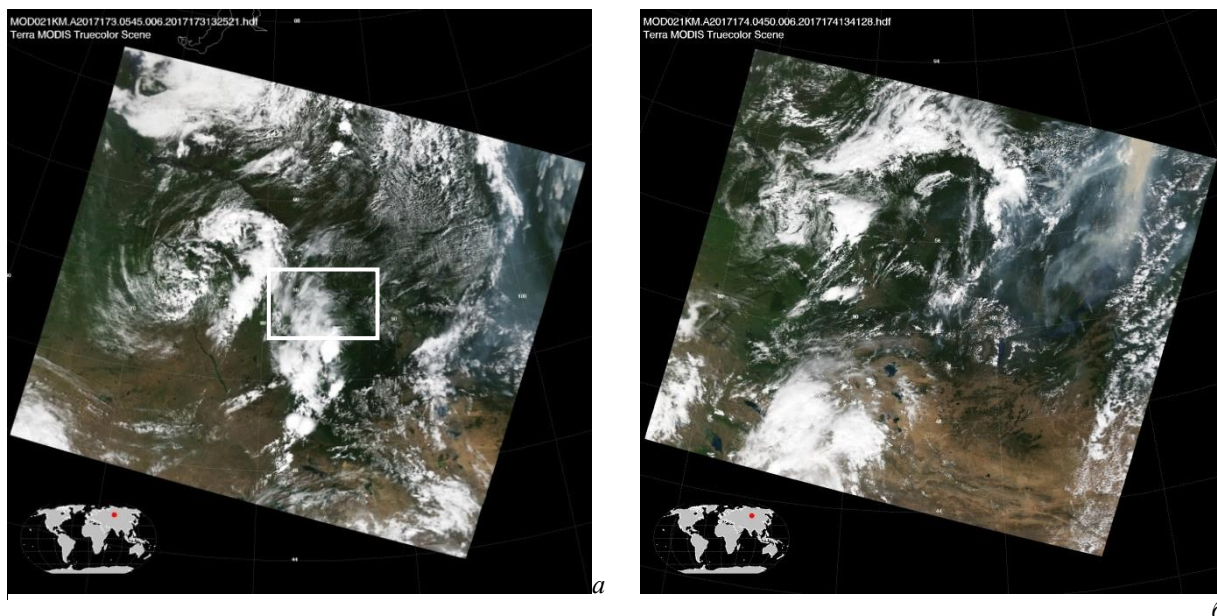


Рис. 13 – Композит MOD21KM за 22 июня 2017 в 05:45 ВСУ (*а*) и 23 июня 2017 в 04:50 ВСУ (*б*) [163]. В белой рамке показано положение МКК, который продуцировал град 22 июня.

Вариации значений индексов неустойчивости (табл. 18) по спутниковым данным и результатам зондирования на ближайшей аэрологической станции ВМО 29862 Хакасская (в 130 км от озера Белё по прямой) свидетельствуют о высоком конвективном потенциале атмосферы. Восстановленные поля значений индексов неустойчивости TOTL и KIND из продукта MODATML2 (рис. 14а) характеризуют состояние атмосферы как сильно неустойчивое еще до выпадения града (табл. 18). Заключим, что представленные пределы индексов неустойчивости для рассмотренного градового события относятся к верхнему квартилю среди распределений пороговых значений [79, 85, 124]. Согласно пороговым значениям индексов неустойчивости, потенциал для развития конвекции и образования гроз над рассматриваемой областью сохранялся и 23 июня.

Термодинамическое состояние атмосферы и значения индексов неустойчивости TOTL и KIND за 21–24 июня 2017 г. по данным продуктов MODATML2/Terra и аэрологического зондирования в районе станции Хакасская.

Дата	Данные	Время*	TOTL (°C)	KIND (°C)	Состояние атмосферы	Вероятность развития грозы согласно табл. 1А Приложения А
21.06	Хакасская	00:00	47,8	28,3	Слабо неустойчивое	<50%
	MODATML2	05:05	не восстановлены**			
	Хакасская	12:00	высота подъема АРЗ – 2,5 км			
	MODATML2	16:15	35÷40	16÷20	Слабо неустойчивое	<50%
22.06	Хакасская	00:00	47,8	29,1	Слабо неустойчивое	<50%
	MODATML2	05:45	45÷54	28÷35	Сильно неустойчивое	До 90%
	Хакасская	12:00	51,0	33,9	Неустойчивое	До 70%
	MODATML2	15:20	35÷45	15÷25	Слабо неустойчивое	<50%
23.06	Хакасская	00:00	50,4	32,9	Неустойчивое	До 70%
	MODATML2	04:50	40÷50	30÷40	Слабо неустойчивое	<50%
	Хакасская	12:00	50,8	34,5	Неустойчивое	До 70%
	MODATML2	16:00	не восстановлены**			
24.06	Хакасская	00:00	41,4	12,7	Слабо неустойчивое	<50%
	MODATML2	05:35	40÷48	14÷35		
	Хакасская	12:00	47,6	30,5		
	MODATML2	16:45	не восстановлены**			

Примечание: *Время указано в ВСВ

** Из-за плотной облачности в районе станции

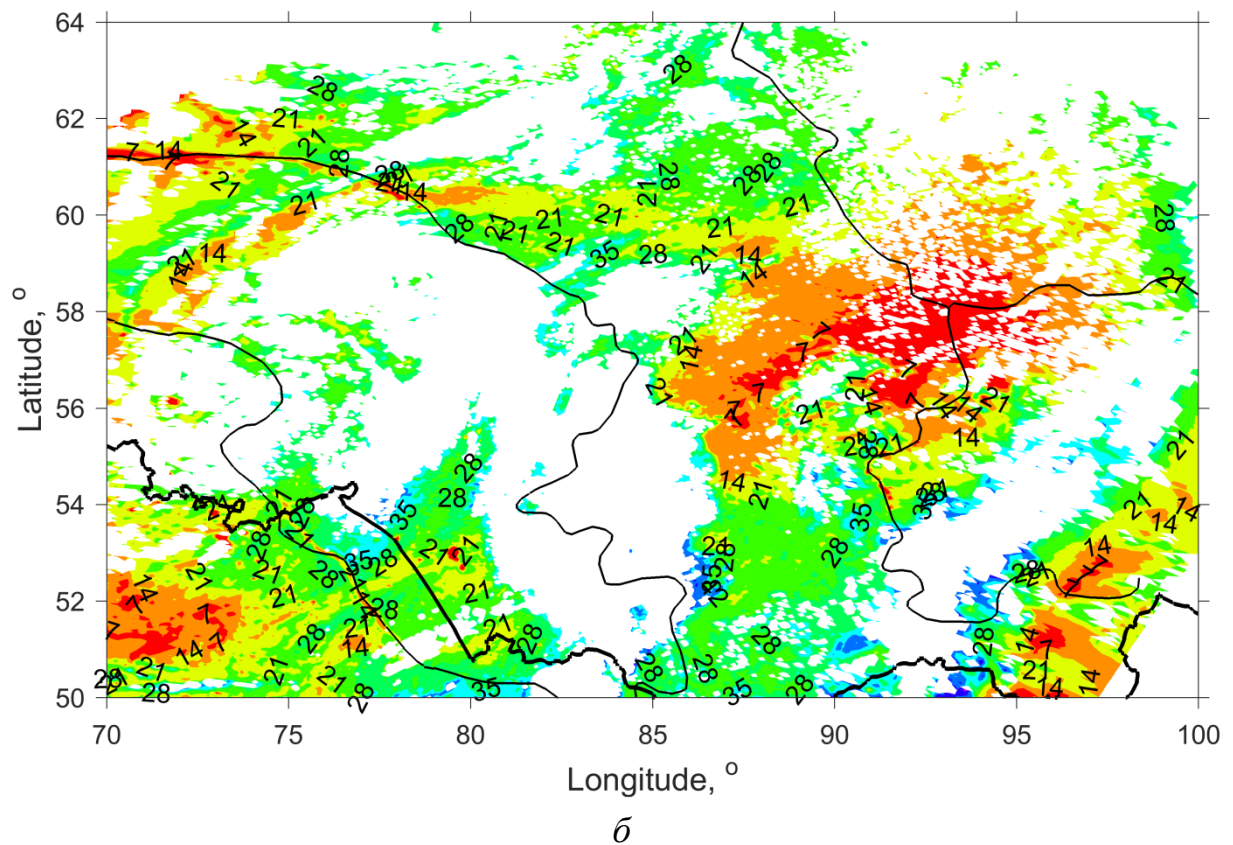
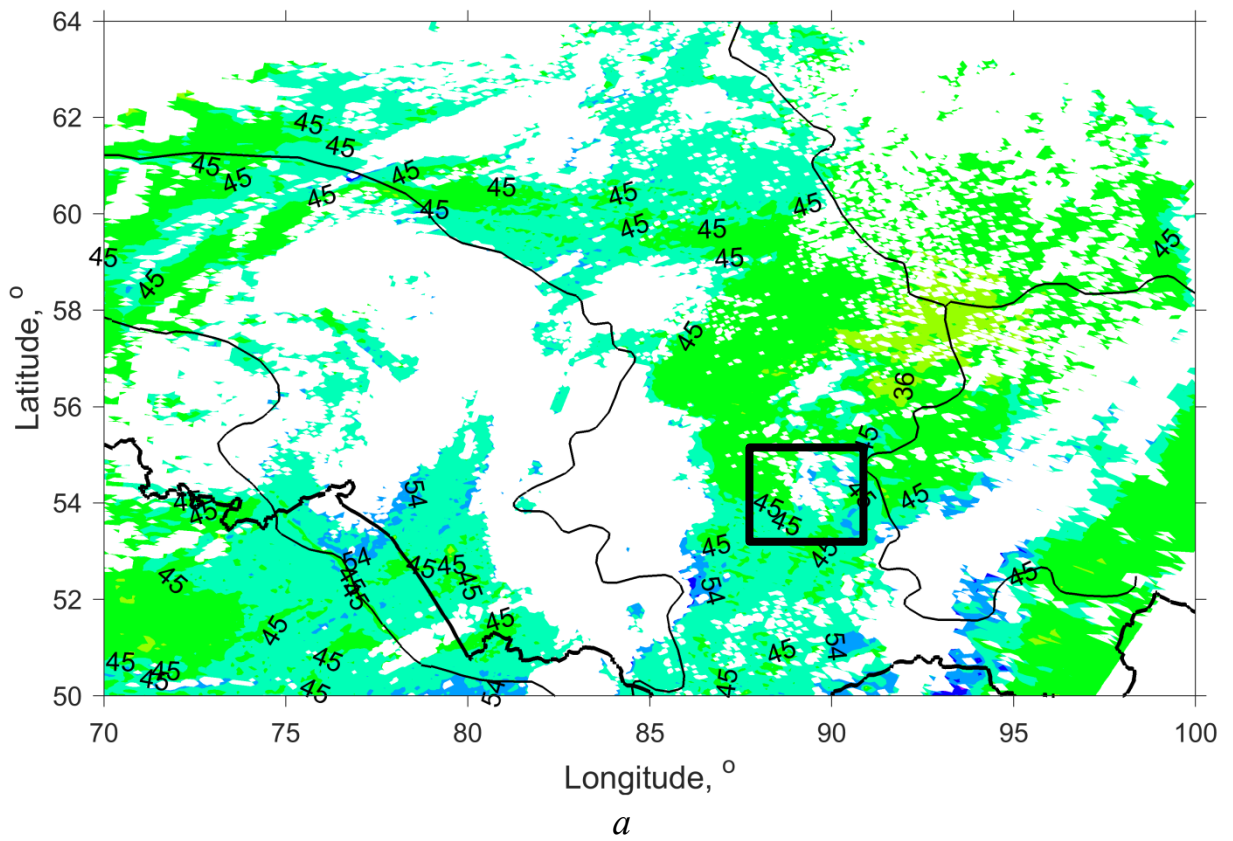
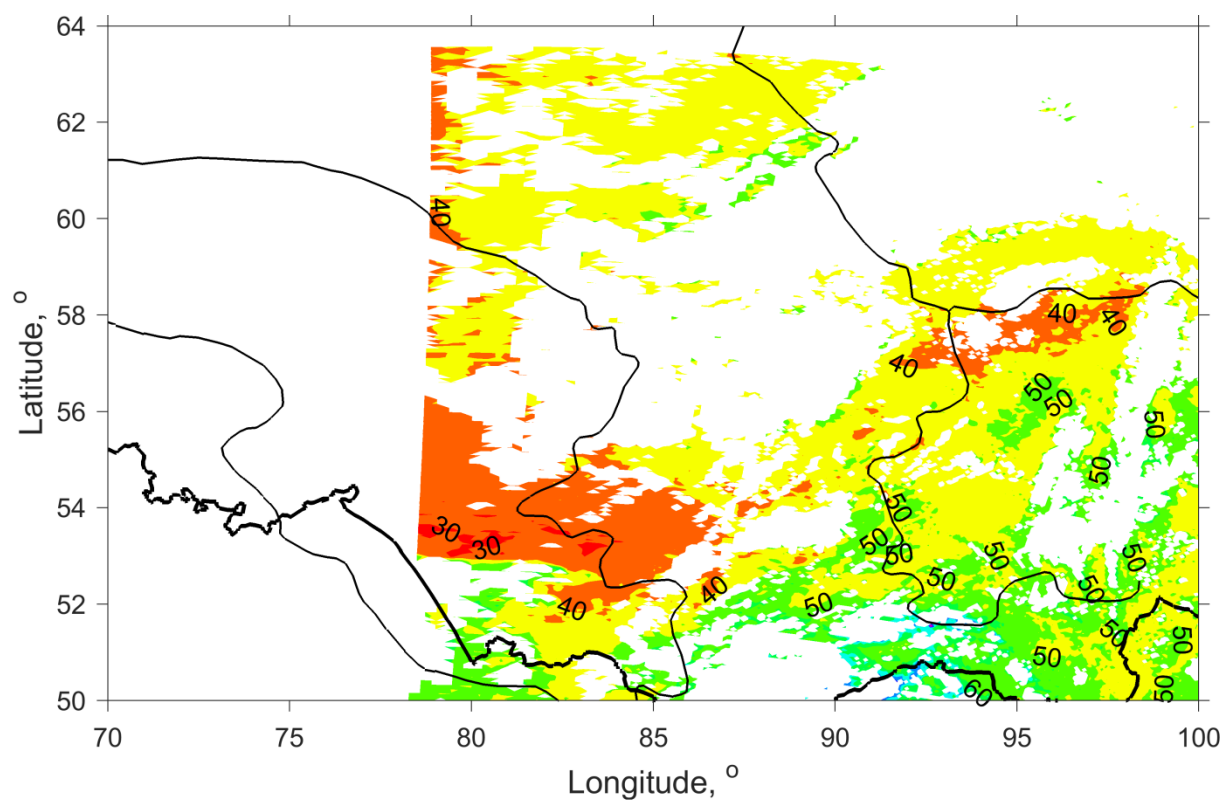
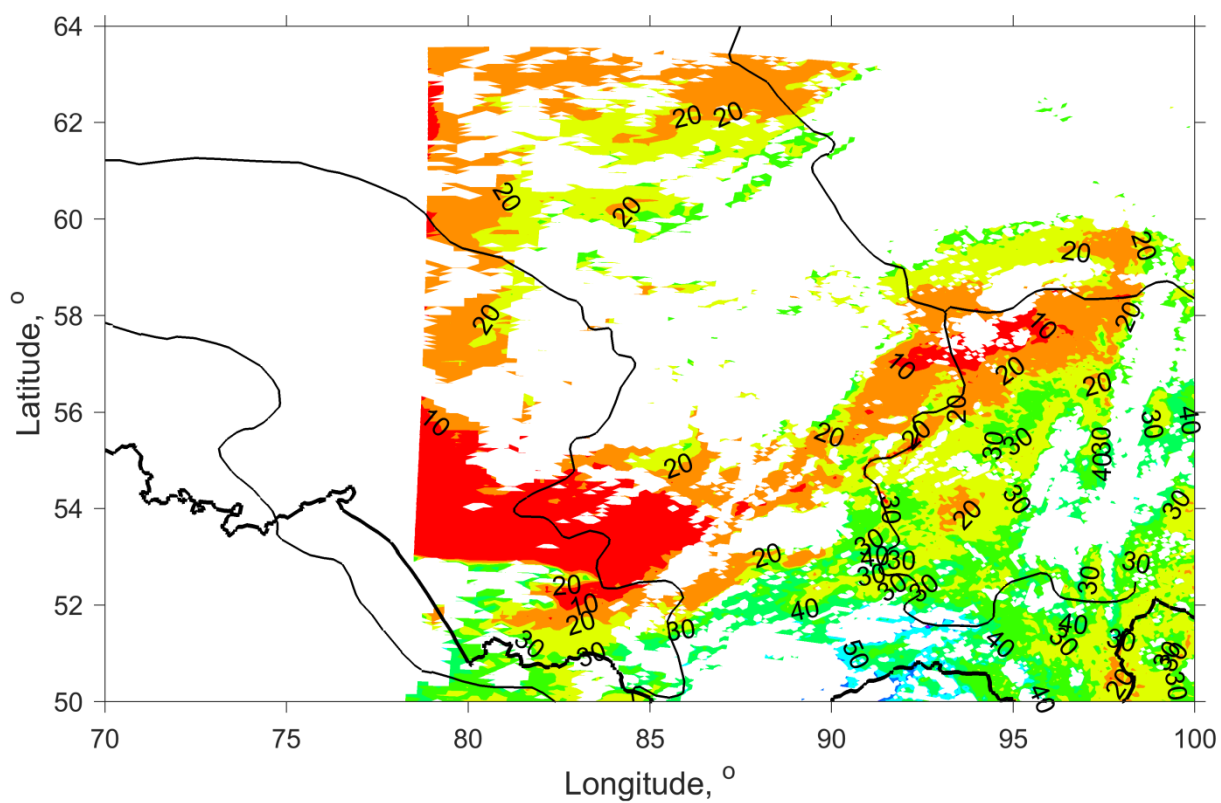


Рис. 14 – Пространственное распределение значений индексов TOTL (а) и KIND (б) за 22 июня 2017 в 05:45 ВСВ. Район выпадения града обозначен черной рамкой.



a



б

Рис. 15 – Пространственное распределение значений индексов TOTL (*a*) и KIND (*б*) за 23 июня 2017 в 04:50 ВСВ.

4.2 Прогноз пространственной локализации конвективных ячеек по данным глобальной модели прогноза WRF–ARW

Расчёт физико-статистических параметров (индексов) неустойчивости по выходным данным глобальных прогностических моделей позволяет прогнозировать развитие конвективной облачности [164] и детализировать положение конвективных ячеек. Для определения пространственной локализации скопления кучево-дождевой облачности, продуцировавшей опасные явления над юго-востоком Западной Сибири, использовалась численная модель прогноза погоды WRF версии 3.4.1 с динамическим ядром ARW. Было проведено три эксперимента для градовых событий – 14 августа 2012, 10 мая 2013 и 13 июля 2014.

Далее на примере за 13 июля 2014 года показано сравнение WRF-моделированных значений индекса неустойчивости TOTL с данными продукта MOD07_L2 спектрорадиометра MODIS/Terra и реанализа метеорологических полей ERA5. Программный комплекс WRF установлен на вычислительном кластере Суперкомпьютера «СКИФ Cyberia» на базе 282 вычислительных и 1 управляющего узла в конструктиве 1U на базе 566 двухъядерных процессоров Intel Xeon 5150 [165]. Модель WRF включает в себя параметризацию процессов подсеточного масштаба (коротко- и длинноволновая радиация, глубокая и мелкая конвекция, планетарный пограничный слой, тепло- и влагообмен с подстилающей поверхностью), разработанную в Метео-Франс для модели оперативного прогноза ARPEGE/IFS [40, 166]. В файлах представлена информация о температуре воздуха, относительной влажности, северной и восточной компоненте вектора ветра, давлении на поверхности и уровне моря, осадках за 6 часов, влажности и температуры почвы, высоте геопотенциала [40]. Для проведения моделирования в качестве начальных и граничных условий использовались результаты расчетов по глобальной модели ПЛАВ, ФГБУ «Гидрометцентр России» (табл. 19).

Настройки модели WRF–ARW для эксперимента

Шаг сетки	0,72° по широте и 0,9° по долготе Локальная область ограничена 51,1 до 61,9 °с. ш. и от 81,0 до 91,8 °в. д.
Число вертикальных уровней	Неравномерная сетка из 34 уровней, сгущающихся к земной поверхности
Заблаговременность и срок прогноза	48 ч, от 0 ч ВСВ, с предварительным усвоением данных
Временной шаг вывода данных	6 ч
Начальные и граничные условия	Прогноз ПЛАВ в формате grib с шагом 0,72° по широте и 0,9° по долготе [167, 168]
Параметризация конвективной облачности	Схема Betts–Miller–Janjic

Реанализ ERA5 создан Европейским центром среднесрочных прогнозов (ECMWF) и является пятым поколением реанализа глобальных атмосферных наблюдений ECMWF. Его преимуществами являются непрерывные ряды данных за период с 1979 г. по настоящее время и высокое пространственно-временное разрешение (0,25° x 0,25° и 1 час соответственно) [169].

Анализ синоптической ситуации за 6 часов ВСВ показал, что исследуемая область находилась под влиянием обширного циклона с минимальным давлением 996,3 гПа, с прохождением холодного фронта второго рода. К следующему сроку циклон сместился на северо-восток, с падением давления в центре до 995,2 гПа. На территории Новосибирской и Томской областей прогнозировались шквалы, грозы, ливневые осадки. По данным Томского центра по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды 13 июля на территории города Томска наблюдалась умеренная гроза с ливневым дождем, в отдельных районах с выпадением града [170].

Территорию юго-востока Западной Сибири спектрорадиометр MODIS сканирует во время, близкое к 6 и 15 часам ВСВ (13 и 22 часов местного

времени). Согласно продукту MODATML2 к 6 часам ВСВ в рассматриваемом районе выделялся очаг со максимальными значениями индекса TOTL 48 °С (рис. 16), что указывало на неустойчивое состояние атмосферы с вероятностью развития грозы. В областях, занятой фронтальной облачностью, значения индекса TOTL по данным спектро радиометра MODIS не были восстановлены, но с учетом значений индекса соседних пикселей применяется метод интерполяции.

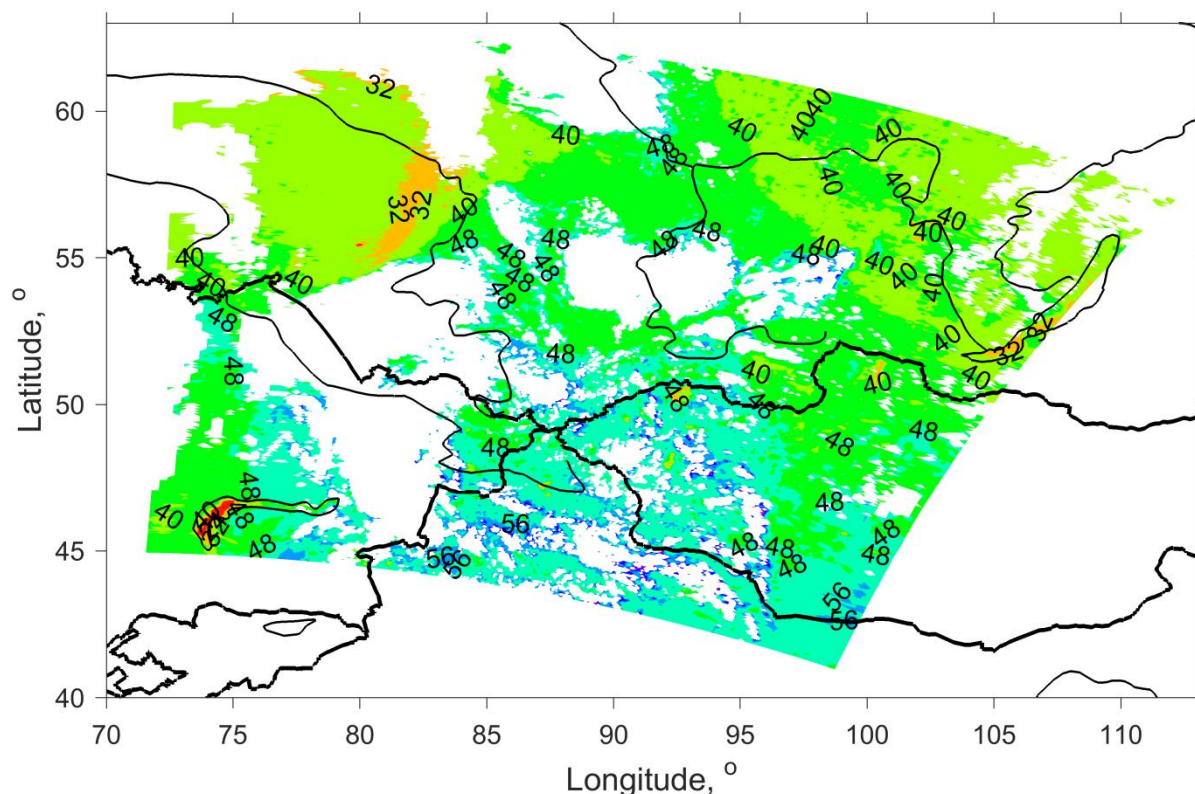


Рис. 16 – Распределение значений индекса TOTL по данным MODATML2 за 13.07.2014 в 05:15 ВСВ

На выходных расчетных полях индекса TOTL по численному прогнозу модели WRF–ARW за 12–18 ч ВСВ обособлена область со значениями более 50 °С (рис. 17). Однако конвективная ячейка занимает большую площадь по сравнению с данными MODIS, и прогноз получен с запозданием на 6 часов, что объясняется грубой сеткой глобальной модели ПЛАВ. Однако в [171] отмечено, что квазипрогностические расчеты считают эталонными, поскольку прогностические поля любой глобальной модели в качестве граничных условий увеличивают разногласие результатов расчетов и наблюдений, а

укрупнение пространственной сетки позволит решить данную проблему. В качестве начальных условий модели может выступать GFS (Национальный центр охраны окружающей среды США, NCEP) с разрешением $0,5^\circ$, на основе которой в СибНИГМИ разработана универсальная методика построения прогностических решающих правил для распознавания гроз с различной пространственно-временной детальностью и заблаговременностью с расчетом выходных прогностических полей моделей COSMO-RU_Sib для разрешения 13 км [172]. Другим подходом следует считать использование данных реанализа NCEP в качестве граничных условий на сетке региональной модели WRF–ARW, что было реализовано в исследованиях развития смерчопасной ситуации в Башкирии [173].

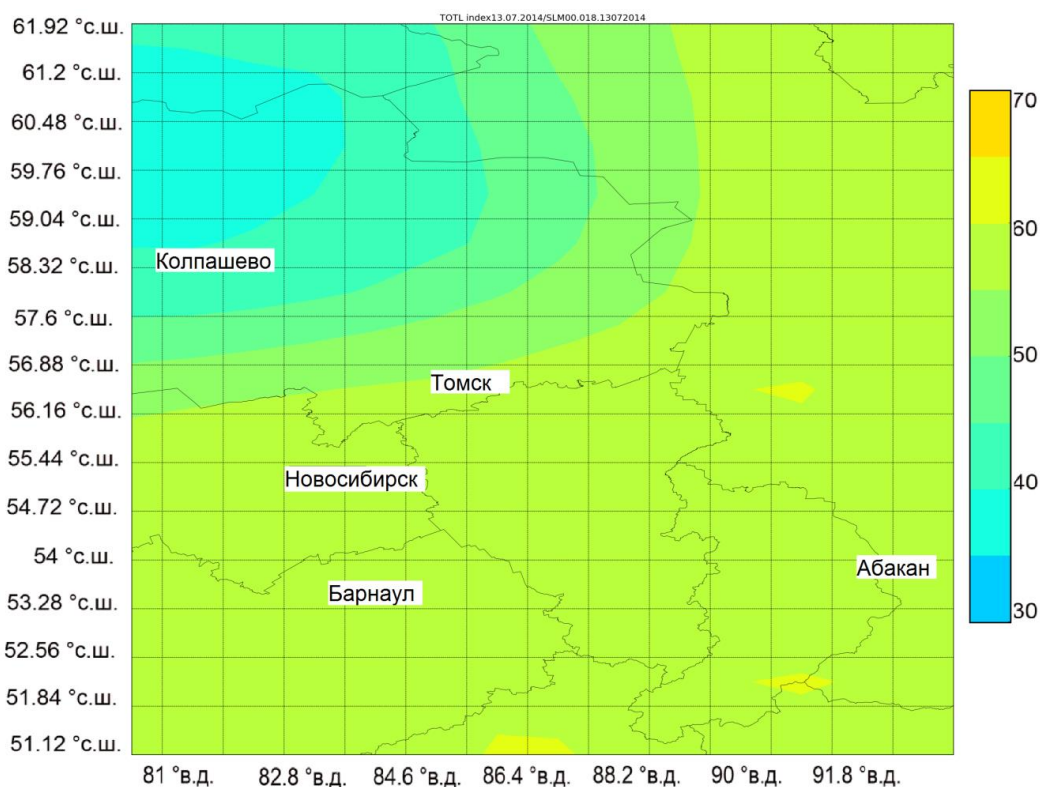


Рис. 17 – Распределение значений индекса TOTL по данным модели WRF–ARW за 13.07.2014 в 18:00 UTC

Пространственное расположение областей высоких значений индекса TOTL по данным реанализа ERA5 (рис. 18) согласуется с положением зон неустойчивости согласно данным спутников и численной модели. Конвективное состояние атмосферы по данным реанализа характеризуется

диапазоном значений индекса TOTL от 35 до 45 °C в пределах рассматриваемой области. Сравнение значений индексов неустойчивости, полученных на основе реанализа ERA5, со спутниковой информацией и результатами численного моделирования показала их преимущественное занижение, предположительно, обусловленное интерполяцией пространственных полей метеорологических величин, используемых для расчёта значений индекса неустойчивости в узлах сетки. В результате происходит «сглаживание» пространственных неоднородностей микро- и мезомасштаба и, как следствие, занижение максимальных значений.

В целом, применение моделей типа WRF–ARW для прогнозирования в России на текущий момент находится на стадии адаптации к региональным особенностям [85, 164, 164–176]. В связи с чем, рассчитанные пороговые значения индексов в настоящей диссертационной работе, характеризующих степень развития конвекции над регионами России, будут способствовать созданию новых методик распознавания и прогноза гроз и града. Эффективность космического дистанционного зондирования в гидрометеорологии снизит экономические затраты на ликвидацию последствий, причиненных опасными конвективными явлениями. Для создания единого информационного поля в целях повышения качества распознавания опасных явлений требуется комплексное использование и интеграция радиолокационной, спутниковой, грозопеленгационной, наземной и аэрологической информации (рис. 19), а также результатов численного моделирования, что позволит успешнее прогнозировать динамику и пространственную локализацию развитых конвективных кластеров для территории Западной Сибири.

Основные выводы из результатов работ, описание которых приведено в главе 4. В разделе 4.1 показано определение местоположения конвективной ячейки по данным спутникового зондирования с привлечением синоптической и аэрологической информации. В разделе 4.2 показано сочетание синоптического анализа и использование расчетных полей модели WRF–ARW, реанализа ERA5

и спутникового продукта MODIS для детального анализа конвективной ситуации и прогноза пространственной локализации конвективных ячеек.

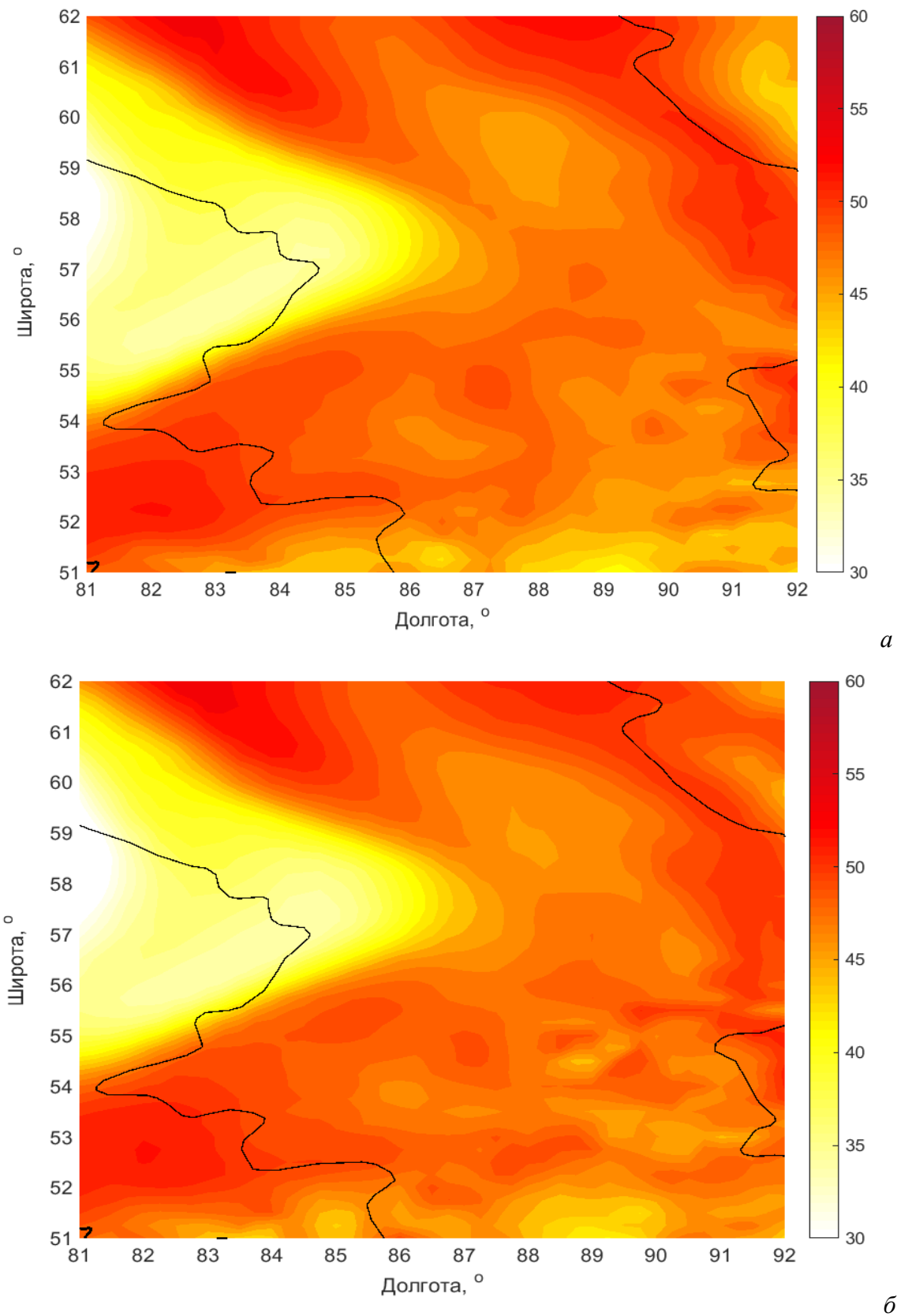


Рис. 18 – Распределение значений индекса TOTL по данным реанализа ERA5 за 13.07.2014 в 05:00 (а) и 06:00 (б) ВСВ

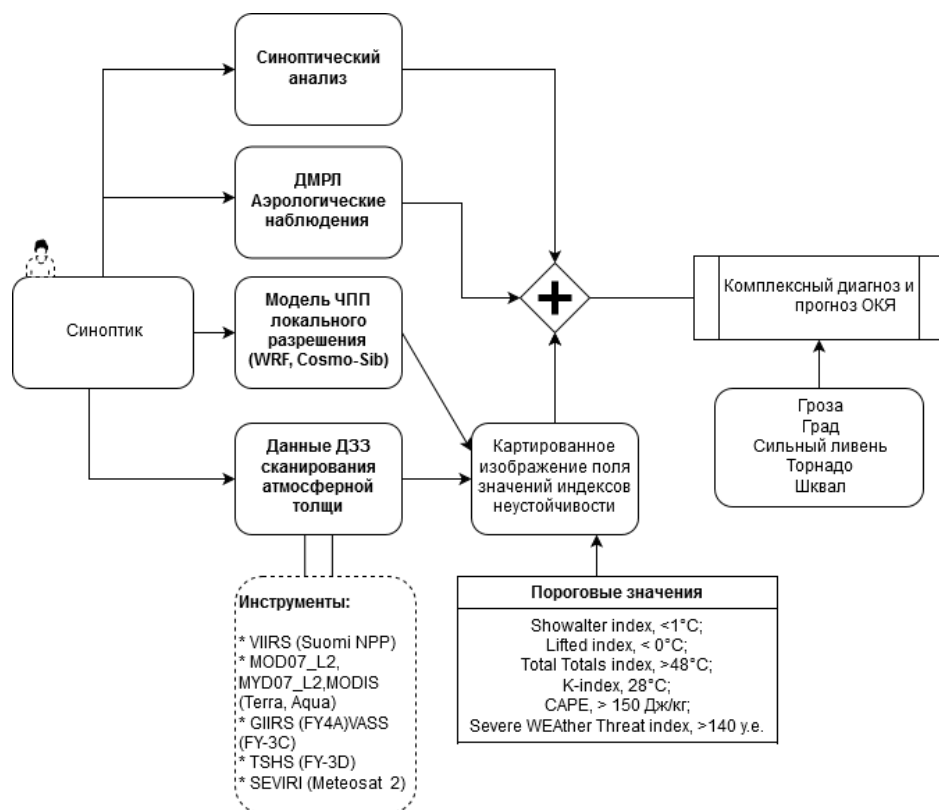


Рис. 19 – Блок-схема комплексного диагноза и прогноза опасных конвективных явлений для Западной Сибири

Заключение

Исследование атмосферы до уровня развития конвекции на территории Западной, Восточной Сибири позволило заключить следующие основные моменты:

Подтверждена корреляция гроз с высотой над уровнем моря, которая проявляется в очагах повышенной грозовой активности в предгорьях Алтая и хребтом Кузнецкий Алатау. Анализ временных рядов показал увеличение грозового периода (рост повторяемости гроз в первую и последнюю декаду весеннего и осеннего сезона). Несмотря на отсутствие значимого тренда на фоне наличия значительной межгодовой изменчивости числа дней с грозой за исследуемый период отмечается слабая тенденция на увеличение грозовой активности.

На фоне изменившегося климата исследованы основные физические параметры КНС атмосферы Западной Сибири в дни с грозой и градом: в среднем, значения высоты верхней границы конвективных облаков, которые развились к 12 ВСВ, на 1÷2,5 км выше, чем к сроку 00 ВСВ. Верхняя граница облаков, которые продуцируют грозы в послеполуденные часы, часто превышает 10 км. Нижняя граница конвективного облака расположена, в среднем, до 2 км. Разница средней протяженности *Cumulonimbus* между центральным и южным регионом Западной Сибири в июле колеблется в пределах 2 км.

Для задач моделирования НГО конвективной облачности предлагается использовать расчетную зависимость Селезнёвой ввиду наименьших различий между расчетными и фактическими значениями (400–600 м).

Получено, что значения скоростей вертикальных движений устойчивы по значению и достигают 10 м/с. Значение отношения смеси в приземном слое атмосферы равно 10 г/кг; запас воды в вертикальном столбе атмосферы составляет, в среднем, 30 мм и в пределах исследуемой территории меняется незначительно.

Вертикальная протяженность градового облака над территорией юго-востока Западной Сибири, в среднем, на 2 км больше, чем отдельного грозового. В летние месяцы максимальная верхняя граница градового облака достигает 12 км, грозового – 10 км. Пороговые значения температуры подоблачного слоя градового облака варьируют в диапазоне $6,1 \div 12,5$ °С в центре Западно-Сибирской равнины и $7,1 \div 12,3$ °С в предгорьях Алтае-Саянского региона, грозового – $8,0 \div 12,0$ °С в центральной части Западной Сибири и $8,1 \div 9,5$ °С – в южной части.

Для юго-восточной части Сибири впервые определены интервальные вариации индексов неустойчивости атмосферы, при достижении которых с заданной вероятностью прогнозируется развитие конвекции. Для регионов с одинаковыми термодинамическими свойствами атмосферы пороговые значения индексов близки по значению. Рассматриваемые термодинамические параметры LIFT, SHOW, KIND и TOTL подтверждают большую неустойчивость при прохождении гроз на территории предгорий Алтая и Республики Горный Алтай по сравнению с равнинными областями.

Обобщенная оценка пороговых значений для юго-востока Сибири следующая: грозы ожидаемы при значениях индекса LIFT не более 1 °С, SHOW – 2 °С, KIND – от 30 °С, TOTL – 49 °С. Для индексов CAPE и SWEAT получено, что грозы развиваются при достижении порога в 200 Дж/кг и 140 условных единиц соответственно. Полученные пороговые значения индексов неустойчивости для юга Западной и Восточной Сибири позволяют прогнозировать развитие грозы с сопутствующими ей опасными конвективными явлениями с заданной процентной вероятностью.

В работе рассмотрены технические и метрологические характеристики современных радиозондов, применяемых на аэрологической сети РФ, и спектрорадиометра MODIS, при этом выявлено, что точность измерения температурно-влажностного профиля двумя методами сопоставима. При использовании данных спутникового зондирования следует обращать внимание на разницу во времени между пролетом спутника и выпуском

радиозонда; при разнице в более 1 час рекомендуется рассчитать поправку. В пиксели, закрытые плотной облачностью, значения значений индексов неустойчивости интерполируется из соседних ячеек. Для восполнения невосстановленной информации также предлагается привлекать данные аналогичного спектрорадиометра, установленного на платформе Aqua.

Проведена валидация спутниковых данных натурными наблюдениями на территории при отсутствии разницы во времени проведения натуральных измерений атмосферы (аэрологического зондирования) и спутникового сканирования в исследуемом регионе. Наибольшая согласованность между измерениями индексов неустойчивости атмосферы с помощью AP3 и MODIS наблюдается для 12 часов ВСВ. Получено, что значения индексов, полученных двумя методиками, коррелируют и характеризуют то же состояние атмосферы, а значит, взаимозаменяемы. Таким образом, на основании результатов валидации можно утверждать, что анализируемые индексы неустойчивости атмосферы перспективны при анализе информации о состоянии атмосферы, полученной из спутниковых измерений.

Предложен подход для определения грозовых зон и идентификации локализации мезомасштабных кластеров по результатам спутникового дистанционного зондирования и численного моделирования WRF–ARW, а также реанализа ERA5, с использованием индексов неустойчивости в виде пространственно-картированных полей распределения значений. Перспектива метода комплексного использования космических снимков и численных моделей прогноза погоды, а также данных реанализа, позволит успешнее прогнозировать динамику и пространственную локализацию развитых конвективных кластеров для территории Западной Сибири.

Рассчитанные пороговые значения индексов в настоящей диссертационной работе, характеризующих степень развития конвекции над регионами России, будут способствовать созданию новых методик распознавания и прогноза гроз и града.

Список сокращений и условных обозначений

АМК – автоматический метеорологический комплекс

АРЗ – аэрологический радиозонд

ВГО – Высота верхней границы облачности

ВСВ – Всемирное скоординированное время

ГПД – грозопеленгатор-дальномер

ЕКА – Европейское космическое агентство

ИМКЭС СО РАН – Институт мониторинга климатических и экологических систем Сибирского отделения Российской академии наук

КНС – конвективно-неустойчивый слой

МКК – мезомасштабный конвективный комплекс

НГО – Нижняя граница облачности

ПЛАВ – ПолуЛагранжева, основанная на уравнении Абсолютного Вихря (модель)

РФ – Российская Федерация

РФФИ – Российский фонд фундаментальных исследований

СКО – среднеквадратическое отклонение

США – Соединенные Штаты Америки

ТГУ – Томский государственный университет

ФГБУ – Федеральное государственное бюджетное учреждение

CAPE – Convective available potential energy (Доступная потенциальная энергия конвекции)

HDF – Hierarchical Data Format (Иерархический формат данных)

KIND – K-index

LIFT – Lifted Index

MATLAB – Matrix Laboratory

MODIS – Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (Спектрорадиометр с формированием изображений среднего разрешения)

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

NCEP – National Centers for Environmental Prediction (Национальные центры по прогнозированию окружающей среды)

NOAA – National Oceanic and Atmospheric Administration (Национальное управление океанических и атмосферных исследований)

RMSE – Root Mean Standard Error (среднеквадратическая ошибка)

SHOW – Showalter index

SWEAT – Severe Weather Threat index

TOTL – Total Totals index

WRF-ARW – Weather Research and Forecasting: The Advanced Research (model)

EOS – Earth Observing System

°C – градус Цельсия

°C/100 м – градус Цельсия на сто метров

°C/км – градус Цельсия на километр

К – градус Кельвина

В/м – Вольт на метр

г – год

Дж/кг – Джоуль на килограмм

кВт – Киловатт-час

Кл – Кулон

м/мин – метров в минуту

м/с² – Метр на секунду в квадрате

мм – миллиметры

Ом/м – Ом на метр

у.е. – условные единицы

ч – часы

Список использованных литературы и источников

1. Результаты использования гидродинамических прогнозов при применении методов расчёта разных метеоэлементов и явлений погоды: отчет о НИР / Климов О. В. – Новосибирск : Сибирский региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт, 2012. – 29 с.

2. Асмус В. В., Кровотынцев В. А., Милехин О. Е., Соловьев В. И., Успенский А. Б. Использование спутниковых данных в Росгидромете для мониторинга опасных явлений и чрезвычайных ситуаций // Сборник тезисов Восьмой всероссийской открытой ежегодной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». М., 2010. С. 5–6.

3. Горбатенко В. П., Нечепуренко О. Е., Кречетова С. Ю., Беликова М. Ю. Верификация параметров неустойчивости атмосферы, восстановленных по данным спектрорадиометра MODIS/Terra данными аэрологического зондирования // Оптика атмосферы и океана. 2016. Т. 29, № 07. С. 603–607.

4. Горбатенко В. П., Константинова Д. А. Конвекция в атмосфере над юго-востоком Западной Сибири // Оптика атмосферы и океана. 2009. № 12. Т. 22. С. 17–21.

5. IPCC, 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 1535 p.

6. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации / Семенов С. М. – Москва : Государственный научный центр Российской Федерации «Арктический и антарктический научно-исследовательский институт», Федеральная служба России по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, 2014. – 1009 с.

7. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2018 год. Москва, 2019. – 79 с.

8. Государственные доклады о состоянии защиты населения и территорий РФ о чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера в 2014, 2015, 2016, 2017, 2018 г. – Режим доступа: <https://www.mchs.gov.ru/deyatelnost/itogi-deyatelnosti-mchs-rossii>

9. Тверской П. Н. Курс метеорологии (физика атмосферы) / под ред. Е. С. Селезневой. Л.: Гидрометеиздат. 1962. – 700 с.

10. Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии: Физика атмосферы / Л. Т. Матвеев. Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 751 с.

11. Российский гидрометеорологический энциклопедический словарь / Под ред. А. И. Бедрицкого. – СПб.; Москва: Летний сад, 2008. Т. 1: А–И. – 336 с.

12. Хромов С. П. Метеорология и климатология / С. П. Хромов, М. А. Петросянц – М.: Изд . МГУ, 2001. – 527 с.

13. Дружин Г. И., Чернева Н. В., Мельников А. Н. Гроза в районе полуострова Камчатка по данным наблюдений за ОНЧ-излучением // Метеорология и гидрология. 2011. № 7. С. 32–39.

14. Дульзон А. А. Молния как источник лесных пожаров // Физика горения и взрыва. 1996. Т. 32, № 5. С. 134–142.

15. Синькевич А. А., Довгальюк Ю. А., Веремей Н. Е., Михайловский Ю. П., Попов В. Б. Слияние конвективных облаков // Доклады Всероссийской конференции по физике облаков и активным воздействиям на гидрометеорологические процессы: сборник научных трудов. В 2 ч. Ч. 1. – Уфа: АЭТЕРНА, 2017. – 354 с.

16. Степаненко В. Д. Радиотехнические методы исследования гроз / В. Д. Степаненко, С. М. Гальперин – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 204 с.

17. Мареев Е. А., Стасенко В. Н. Российские исследования в области атмосферного электричества // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45, № 5. С. 709–720.

18. Ипполитов И. И., Кабанов М. В., Смирнов С. В., Нагорский П. М. Изменчивость метеорологических и атмосферно-электрических величин в приземном слое атмосферы в предгрозовых ситуациях // Оптика атмосферы и океана. 2009. Т. 22. № 1. С. 11–16.
19. Анисимов С. В., Галиченко С. В., Шихова Н. М., Афиногенов К. В. Электричество конвективного атмосферного пограничного слоя: натурные наблюдения и численное моделирование // Физика атмосферы и океана, 2014, Т. 50, № 4. С. 445–454.
20. Bennett A. J., Harrison R. G. Atmospheric electricity in different weather conditions // Weather. 2007. V.62, № 10. P. 277–283.
21. Кашлева Л. В., Баранова М. Е., Михайловский Ю. П. К расчет электрических параметров тропосферы в условиях "хорошей погоды" // Труды главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова. 2018. № 588. С. 124–138.
22. Осипов Ю. Г., Колесников И. А., Манаев А. А. Некоторые результаты расчета напряженности электрического поля в кучево-дождевых облаках // Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета. 2016. № 42. С. 155–163.
23. Маслов С.А. Влияние атмосферного электрического поля под грозовым облаком на формирование воронки торнадо // Вестник Московского университета. Серия 1: Математика. Механика. 2017. № 1. С. 57–61.
24. Doswell III C. A. The operational meteorology of convective weather. Volume 2. Storm Scale Analysis, NOAA Tech. Memo. 1985. – 240 p.
25. Горбатенко В. П. Синоптические условия образования и развития гроз над территорией Западной Сибири и Казахстана // Вестник Томского государственного университета. 2001. № 274. С. 148–154.
26. Konstantinova D. A., Gorbatenko V. P., Polyakov D. V. Spatial distribution of the thunderstorm activity characteristics for the territory of Western Siberia // Proceedings of SPIE – The International Society for Optical Engineering.

2017. Т. 10466. С. 1–7. – Режим доступа:
<http://spie.org/Publications/Proceedings/Paper/10.1117/12.2285994>

27. Опасные явления погоды на территории Сибири и Урала / под ред. С. Д. Кошинского. Ч. 1 : Алтайский край, Кемеровская, Новосибирская и Томская области. Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 383 с.

28. Каранина С. Ю., Кочеева Н. А., Каранин А. В. Пространственное и временное распределение молниевых разрядов по территории Алтае-Саянского региона // Известия вузов. Северо-Кавказский регион. 2017. № 4-1. С. 128–138.

29. Горбатенко В. П., Ершова Т. В., Константинова Д. А. Пространственное распределение плотности разрядов молнии в землю над территорией Западной Сибири // Вестник Томского государственного университета. 2009. № 329. С. 251–256.

30. Адаменко М. Ф. Региональный мониторинг атмосферы. Часть 4. Природно-климатические изменения: Коллективная монография / М. Ф. Адаменко, Н. М. Алехина, В. П. Горбатенко, Г. О. Задде, М. В. Кабанов, С. Г. Катаев, В. С. Комаров, А. И. Кускусов, Ю. К. Нарожный, П. А. Окишев, В. И. Русанов, В. Н. Сальников, А. В. Шитов, В. И. Шишлов; под ред. М. В. Кабанова. Томск: МГП «РАСКО». 2000. – 270 с.

31. Дульзон А. А., Горбатенко В. П. Результаты исследования грозовой активности над территорией Томской области // Известия Томского политехнического университета. 2006. Т. 309, № 2. С. 126–130.

32. Дмитриев А. Н. Грозы и лесные пожары от гроз на территории Республики Алтай: монография / А. Н. Дмитриев, С. Ю. Кречетова, Н. А. Кочеева. Горно-Алтайск: РИО ГАГУ. 2011. – 154 с.

33. Константинова Д. А., Горбатенко В. П. Результаты регистрации молний над юго-восточной территорией Западной Сибири // Известия ВУЗов. Физика, 2011. Т. 54, № 11/3. С. 156–162.

34. Tarabukina L. D., Kozlov V. I. Spatial and temporal distribution of lightning strokes over north Asia and its comparison with solar activity variations in 2009–2016 // *Solar-Terrestrial Physics*. 2017. № 3-2. P. 65–69.
35. Жохова Д. А., Кужевская И. В., Пустовалов К. Н., Чурсин В. В. Случай зимней конвекции по данным ATOVS // *Труды военно-космической академии им. А. Ф. Можайского*. 2018. № 662. С. 211–214.
36. Roms D. M., Seeley J. T., Vollaro D., Molinari J. Projected increase in lightning strikes in the United States due to global warming // *Science*. 2014. № 346. P. 851–854.
37. Blakeslee R. J., Mach D. M., Bateman M. G., Bailey J. C. Seasonal variations in the lightning diurnal cycle and implications for the global electric circuit // *Atmospheric Research*. 2014. № 135–136. P. 228–243.
38. Christian H. J., Blakeslee R. J., Boccippio D. J., Boeck W. L., Buechler D. E., Driscoll K. T., Goodman S. J., Hall J. M., Koshak W. J., Mach D. M., Stewart M. F. Global frequency and distribution of lightning as observed from space by the Optical Transient Detector // *Journal of Geophysical Research*. 2003. V. 108, № D1, 4005. P. 4-1–4-15.
39. Шанталинский К.М. Особенности региональных изменений климата северного полушария // *Ученые записки Казанского университета. Естественные науки*. 2008. Т. 150, кн.4. С. 8–20.
40. Nechepurenko O. E., Gorbatenko V. P., Bart A. A., Belikova M. Yu. The forecast of the spatial position of convective cells using a data by global SL-AV NWP model // *Proceedings of SPIE – The International Society for Optical Engineering*. 2016. Vol. 10035. P. 1–5. Режим доступа: <http://proceedings.spiedigitallibrary.org>.
41. Практикум по синоптической метеорологии / Под ред. А. С. Зверева. Л.: Гидрометеиздат. 1972. – 336 с.
42. Шишкин Н. С. О росте и распаде конвективных облаков при неустойчивой стратификации атмосферы // *Труды Главной геофизической обсерватории*. 1958. Вып. 82. С. 3–21.

43. Jonson D. W. Parameterization of the cloud topped boundary layer: Aircraft measurements // Proceedings of the workshop held at ECMWF on parameterization of the cloud topped boundary layer. 1993. P. 5–35.

44. Акимов И. В. Использование метода параметризации микрофизических процессов при оценке степени воздействия запусков ракет-носителей на режим осадков над территорией Республики Казахстан // Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации. 2005. № 340. С. 48–57.

45. Шакина Н. П. Прогнозирование метеорологических условий для авиации / Н. П. Шакина, А. Р. Иванова. М.: Триада лтд. 2016. – 312 с.

46. Manzato A. A climatology of instability indices derived from Friuli Venezia Giulia soundings, using three different methods // Atmospheric Research. 2003. № 67–68. P. 417–454.

47. Takahashi H., Luo Z. Where is the level of neutral buoyancy for deep convection? // Geophysical Research Letters. 2012. № 39, L15809.

48. Anderson C. E. Observational evidence on the kinematics of growing cumulus and thunderstorm clouds // Transactions of the New York Academy of Science. 1962. V. 24, № 8. P. 898–943.

49. Синькевич А. А., Довгалюк Ю. А., Степаненко В. Д., Веремей Н. Е., Волков Н. Н., Куров А. Б., Пивоварова Л. В. Некоторые аспекты исследования конвективных облаков и осадков // Труды ГГО. 2009. Вып. 560. С. 168–188.

50. Шметер С. М. Физика конвективных облаков / С. М. Шметер. Л.: Гидрометеоиздат. 1972. – 232 с.

51. Калинин Н. А., Смирнова А. А., Заморин Н. С. Статистическое исследование верхней границы радиоэха облачности // Географический вестник. 2006. № 1. С. 99–107.

52. Довгалюк Ю. А. Физика водных и других атмосферных аэрозолей / Ю. А. Довгалюк, Л. С. Ивлев. – СПб, Изд. СПбГУ. 1998. – 321 с.

53. Лебедева Н. В. Прогноз ливней и гроз // Сборник методических указаний по авиационной метеорологии. Л.: Гидрометеоздат, 1971. С. 135–163.
54. Правила проведения метеорологических радиолокационных наблюдений и работ. – Режим доступа: <https://bit.ly/2HnKKXt>.
55. Данилова Н. Е., Кульгина Л. М., Семенова Ю. А., Закинян Р. Г. Исследование влияния параметров приземного слоя на развитие облачной конвекции // Наука. Инновации. Технологии. 2007. № 2. С. 109–118.
56. Мучник В. М. Физика грозы / В. М. Мучник. Л.: Гидрометеоздат. 1974. – 351 с.
57. Кашлева Л. В., Михайловский Ю. П., Михайловский В. Ю. Механизмы электризации облачных гидрометеоров в грозовых облаках // Ученые записки РГГМУ. 2016. № 45. С. 119–131.
58. Баранов В. Г., Веремей Н. Е., Власенко С. С., Довгалюк Ю. А. Численная нестационарная модель конвективного облака, содержащегося твердые аэрозольные частицы // Вестник СПбГУ, сер. 4 (Физика и химия). 1997. Вып. 3. С. 23–30.
59. Баранов В. Г., Довгалюк Ю. А., Станкова Е. Н. О возможности численного моделирования воздействия на конвективные облака с использованием нестационарной модели // Труды главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова. 1984. Вып. 482. С. 35–42.
60. Doswell C. A., Shultz D. M. On the use of indices and parameters in forecasting severe storms // *Electronic Journal of Severe Storms Meteorology*. 2006. Vol. 1, № 3. P. 122.
61. Синькевич А. А. Конвективные облака северо-запада России / А. А. Синькевич. Л.: Гидрометеоздат. 2001. – 106 с.
62. Довгалюк Ю. А., Торопова М. Л., Веремей Н. Е. Исследование характеристик грозовых облаков и грозовой активности по данным наземных наблюдений и численного моделирования (на примере станции Санкт-

Петербург) // Труды главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова. 2015. Вып. 576. С. 50–61.

63. Михайловский Ю. П., Синькевич А. А., Павар С. Д., Гопалакришнан В., Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е., Богданов Е. В., Куров А. Б., Аджиев А. Х., Малкарова А. М., Абшаев А. М. Исследования развития грозо-градового облака. Часть 2. Анализ методов прогноза и диагноза электрического состояния облаков // Метеорология и гидрология. 2017. № 6. С. 31–45.

64. Шихов А. Н., Быков А. В. Оценка качества прогноза мезомасштабных конвективных систем на Западном Урале с помощью модели WRF–ARW и спутниковых данных MODIS // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13. № 1. С. 137–148.

65. Калинин Н. А., Шихов А. Н., Быков А. В. Прогноз мезомасштабных конвективных систем на Урале с помощью модели WRF–ARW и данных дистанционного зондирования // Метеорология и гидрология. 2017. № 1. С. 16–28.

66. Шакина Н. П., Скриптунова Е. Н., Иванова А. Р., Ветрова Е. И. Возможности прогнозирования высоты нижней границы облаков нижнего яруса на аэродромах европейской части бывшего СССР по данным численных моделей // Труды гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации. 2012. № 348. С. 5–29.

67. Селезнева Е. С. О высоте нижней границы внутримассовых облаков // Труды главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова. 1956. Вып. 63 (105). С. 2–31.

68. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозовое электричество / Н. С. Шишкин. Л., Гидрометеиздат. 1964. – 401 с.

69. Василевский К. Д., Садоков В. П. Одномерная модель формирования кучевого облака // Труды Гидрометцентра России. Вып. 344. 2010. С. 99–113.

70. Michaud L. M. Vortex process for capturing mechanical energy during upward heat-convection in the atmosphere // *Applied Energy*. 1999. № 62. P. 241–251.
71. Anderson N. F., Grainger C. A. Characteristics of Strong Updrafts in Precipitation Systems over the Central Tropical Pacific Ocean and in the Amazon // *Journal of Applied Meteorology*. 2004. № 44. P. 731–738.
72. Данова Т. Е., Прокофьев О. М. Влагосодержание и влагоперенос в тропосфере Причерноморского региона в теплое полугодие // *Труды Гидрометцентра России*. 2016. Вып. 360. С. 79–94.
73. Данилова Н.Е., Семенова Ю.А., Смерек Ю.Л., Закинян Р.Г. Влияние подоблачной конвекции на развитие облачной конвекции // *Наука. Инновации. Технологии*. 2018. Выпуск 3. С. 117–136.
74. Руткевич П.Б., Голицын Г.С., Руткевич Б.П. Формирование облачности над океаном при вторжении холодного воздуха // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 2018. Т. 54. № 5. С. 516–524.
75. Горбатенко В. П., Кречетова С. Ю., Беликова М. Ю., Нечепуренко О. Е. Сравнение индексов неустойчивости атмосферы, восстанавливаемых по данным радиозондирования и спектрометра MODIS в дни с грозами, над территорией Западной Сибири // *Метеорология и гидрология*. 2015. № 5. С. 10–19.
76. Andersson T., Andersson M., Jacobsson C., Nilsson S. Thermodynamic indices for forecasting thunderstorms in Southern Sweden // *Meteorological Magazine*. 1989. Vol. 118(1404). P. 141–146.
77. Горбатенко В. П., Константинова Д. А., Золотухина О. И., Тунаев Е. Л. Термодинамические условия формирования мезомасштабной конвекции в атмосфере западной Сибири // *Известия ВУЗов. Физика*. 2011. Т. 54, № 11/3, С. 148–155.
78. Ершова Т. В., Горбатенко В. П., Клипова О. А. Термодинамические параметры атмосферы при грозах и ливнях // *Вестник Томского государственного педагогического университета*. 2012. Т. 122, № 7. С. 9–13.

79. Сивков Б. А., Калинин Н. А. Определение значений критериев индексов неустойчивости при шквалах для территории Пермского края // Географический вестник. 2018. № 1 (44). С. 105–113.

80. DeRubertis D. Recent trends in four common stability indices derived from U.S. radiosonde observations // American Society Journal. 2006. Vol. 19. P. 309–323.

81. Cimini D., Nelson M., Güldner J., Ware R. Forecast indices from a ground-based microwave radiometer for operational meteorology // Atmospheric Measurement Techniques. 2015. Vol. 8. P. 315–333.

82. Siedlecki M. Selected instability indices in Europe // Theoretical and Applied Climatology, 2009. Vol. 96, Issue 1–2. P. 85–94.

83. Huntrieser H., Schiesser H.H., Schmid W., Waldvogel A. Comparison of traditional and newly developed thunderstorm indices for Switzerland // Weather Forecasting. 1997. V. 12. P. 108–125.

84. Алексеева А. А., Юсупов Ю. И., Багров А. Н., Демидова О. Ю., Смирнова И. М., Черногубова Ю. Я. Результаты испытания метода прогноза шквалов с использованием термодинамических параметров атмосферы и потенциального вихря Эртеля // Результаты испытания новых и усовершенствованных технологий, моделей и методов гидрометеорологических прогнозов. 2015. № 42. С. 15–38.

85. Губенко И. М., Рубинштейн К. Г. Анализ результатов расчета грозовой активности с помощью индексов неустойчивости атмосферы по данным численной модели WRF–ARW // Метеорология и гидрология. 2015. № 1. С. 27–37.

86. Толстых М. А. Глобальные модели атмосферы: современное состояние и перспективы развития // Труды Гидрометцентра России. 2016. Вып. 359. С. 5–32.

87. Brooks H. E., Lee J. W., Craven J. P. The spatial distribution of severe thunderstorm and tornado environments from global reanalysis data // Atmospheric Research. 2003. № 67. P. 73–94.

88. Weisz E., Smith N., Smith Sr. W. L. The use of hyperspectral sounding information to monitor atmospheric tendencies leading to severe local storms // *Earth Space Science*. 2015. Vol. 2. P. 369–377.

89. Yang J., Zhiqing Z., Caiying W., Feng L., Qiang G. Introducing the new generation of Chinese geostationary weather satellites–FengYun 4 (FY-4) // *Bulletin American Meteorological Society*. 2017. Vol. 98, № 8. P. 1637–1658.

90. Алексеева А. А. Методы прогноза максимального количества осадков в зонах активной конвекции и альтернативного прогноза сильных ливней и шквалов // Информационный сборник № 34 «Результаты испытаний новых и усовершенствованных технологий, моделей и методов гидрометеорологических прогнозов». 2007. С. 49–69.

91. Алексеева А. А., Лосев В. М., Песков Б. Е., Васильев Е. В., Никифорова А. Е. Прогноз развития зон активной конвекции с особо опасными явлениями на основе региональной модели Гидрометцентра России // В сборнике: 80 лет Гидрометцентру России 1930–2010: сборник статей. Министерство природных ресурсов и экологии Российской Федерации, Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации; Р.М. Вильфанд (отв. редактор). Москва. 2010. С. 147–159.

92. Galway J. G. The Lifted index as a predictor of latent instability // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 1956. Vol. 3. P. 528–529.

93. Showalter A. K. A stability index for forecasting thunderstorms // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 1947. №. 34. P. 250–252.

94. Jacovides C. P., Yonetani T. An evaluation of stability indices for thunderstorm prediction in greater Cyprus // *Weather Forecasting*. 1990. № 5. P. 559–569.

95. Kunz M. The skill of convective parameters and indices to predict isolated and severe thunderstorms // *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 2007. Vol. 7. P. 327–342.

96. Liu G. R., Chaung Y. C., Kuo T. H., Chen Y. J. Prediction of the Summer Convection with MODIS and NOAA satellite data // ACRS 2006, The 27th Asian Conference on Remote Sensing, 9–13 October 2006, Ulaanbaatar, Mongolia. – Режим доступа: http://www.a-a-rs.org/acrs/proceeding/ACRS2006/Papers/P-4_Q13.pdf
97. McNulty R. P. A conceptual approach to thunderstorm forecasting // National Weather Digest. 1985. № 10,2. P. 26–30.
98. Горбатенко В. П., Громницкая А. А., Золотухина О. И. Термодинамические условия образования опасных конвективных явлений в районе космодрома «Восточный» // Вестник Томского государственного университета. 2015. № 400. С. 330–336.
99. George J. J. Weather forecasting for aeronautics // New York; London: Academic Press. 1960. – 684 p.
100. Miller R. C. Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central // Technical Report. Headquarters, Air Weather Service, USAF. 1972. – 190 p.
101. Лоренц Э. Н. Природа и теория общей циркуляции атмосферы / Э. Н. Лоренц. Л.: Гидрометеиздат. 1970. – 259 с.
102. Калинин Н. А. Энергетика циклонов умеренных широт / Н. А. Калинин. Пермь: Издательство Пермского университета. 1999. – 192 с.
103. Пишняк Д. В., Ивус Г. П., Шпиг В. М., Будак И. В. Расчет доступной потенциальной энергии на основе данных региональной модели атмосферы WRF–ARW–ARW // Украинский гидрометеорологический журнал. 2010. № 6. С. 130–137.
104. Blanchard D. O. Assessing the vertical distribution of convective available potential energy // Weather Forecasting. 1998. № 13. P. 870–877.
105. Glickman T. E. Glossary of Meteorology. 2nd edition // American Meteorological Society. 2000. – 855 p.

106. Moncrieff M. W., Miller M. J. The dynamics and simulation of tropical cumulonimbus and squall lines // Q.J.R. Royal Meteorological Society. 1976. №. 102. P. 373–394.

107. Руководство по сдвигу ветра на малых высотах // ICAO. 2005. – Режим доступа: http://aviadocs.net/icaodocs/Docs/9817_cons_ru.pdf.

108. Haklander A. J., Van Delden A. Thunderstorm predictors and their forecast skill for the Netherlands // Atmospheric Research. 2003. № 67–68. P. 273–299.

109. Manzato A., Morgan G. Evaluating the sounding instability with the Lifted Parcel Theory // Atmospheric Research. 2003. V. 67–68. P. 455–473.

110. Marinaki A., Spiliotopoulos M., Michalopoulou H. Evaluation of atmospheric instability indices in Greece // Advances in Geosciences, European Geosciences Union. 2006. Vol. 7. P.131–135.

111. Smiljanić I., Bahorić Z., Strelec Mahović N. The value of satellite-derived instability indices in the assessment of pre-convective conditions // Croatian Meteorological Journal. 2013/14. № 48/49. P. 19–36.

112. Tajbakhsh S., Ghafarian P., Sahraian F. Instability indices and forecasting thunderstorms: the case of 30 April 2009 // Natural Hazards and Earth System Sciences. 2012. Vol. 12, № 12. P. 403–413.

113. Fuelberg H., Biggar D. The preconvective environment of summer thunderstorms over the Florida Panhandle // Weather and forecasting. 1994. Vol. 9. P. 316–326.

114. Upper-air sounding, Department of Atmospheric Science, University of Wyoming. – Режим доступа: <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>.

115. Специализированные массивы для климатических исследований / ВНИИГМИ-МЦД. [Обнинск], 2000–2011. – Режим доступа: <http://aisori.meteo.ru/ClimateR>.

116. Gorbatenko V. P., Konstantinova D. A. Mesoscale convection and dangerous weather phenomena in southeast of Western Siberia // 7th Asia-Pacific

International Conference on Lightning, November 1–4, 2011, Chengdu, China, Beijing: Tsinghua University. 2011. P. 160–164.

117. Коломеец Л. И. Обратные связи между грозовой активностью, температурой и составом атмосферы в тропосфере и нижней стратосфере в глобальном и региональном масштабах // Диссертация на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук. Специальность: 25.00.30 – Метеорология, климатология, агрометеорология / Российский государственный гидрометеорологический университет (РГГМУ), Санкт-Петербург, 2018. – 138 с.

118. Кочеева Н. А., Кречетова С. Ю. Особенности внутрисезонного распределения гроз на территории Республики Алтай и грозовые очаги // Казанская наука. 2011. № 1. С. 460–462.

119. Комаров В. С., Ломакина Н. Я. Особенности вертикальной статистической структуры полей температуры, влажности и ветра в пограничном слое атмосферы над территорией Восточной Сибири // Оптика атмосферы и океана. 2011. Т. 24, № 7. С. 560–567.

120. Латышева И. В., Тимофеева С. С., Иванова А. С., Потемкин В. Л. Межгодовые вариации загрязнения атмосферы на юге Восточной Сибири // Вестник ИрГТУ. 2007. № 2 (30). С.36–39.

121. Тунаев Е. Л., Горбатенко В. П., Поднебесных Н. В. Особенности циклогенеза над территорией западной Сибири за период 1976–2015 гг. // Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации. 2017. № 364. С. 81–92.

122. Тунаев Е. Л., Горбатенко В. П. Энергетические характеристики атмосферы при циклогенезе над районами Васюганского Болота // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2019. № 4 (370). С. 48–62.

123. Quanzhen G., Masato S. Possible Change of Extratropical Cyclone Activity due to Enhanced Greenhouse Gases and Sulfate Aerosols—Study with a High-Resolution AGCM // Journal of Climate. 2003. № 16(13). P. 2262–2274.

124. Нечепуренко О. Е., Горбатенко В. П., Константинова Д. А., Севастьянов В. В. Индексы неустойчивости атмосферы и их пороговые значения, оптимальные для прогноза гроз над Сибирью // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2018. № 2 (368). С. 44–59.

125. FengYun Satellite Data service. 2013–2020. – Режим доступа: <https://satellite.nsmc.org.cn/>

126. Earth Space Agency. 2000–2020. – Режим доступа: <https://earth.esa.int/web/eoportal/satellite-missions/s/suomi-npp>

127. Eumetsat. – Режим доступа: <https://www.eumetsat.int/website/home/Satellites/CurrentSatellites/Metop/index.html>

128. Terra/Aqua // Центр мониторинга Института вычислительных технологий (ИВТ СО РАН), 2009–2019. – Режим доступа: <http://sdc.esemc.nsc.ru/node/16>

129. Science Writers' Guide to Terra // NASA's Earth Observing System. – Режим доступа: https://eosps.nasa.gov/sites/default/files/publications/1999Terra_Writers_Guide.pdf

130. Near Real-Time Data. – Режим доступа: <https://earthdata.nasa.gov/data/near-real-time-data/data/instrument/modis/download-data>

131. Лагутин А. А., Никулин Ю. А., Жуков А. П. Математические технологии оперативного регионального спутникового мониторинга характеристик атмосферы и подстилающей поверхности. Ч. 1. MODIS // Вычислительные технологии. 2007. Т.12, № 2. С. 67–89.

132. Афонин С. В. К вопросу о применимости восстановленных из космоса метеоданных MODIS для атмосферной коррекции спутниковых ИК-измерений // Оптика атмосферы и океана. 2010. Т. 23, № 8. С. 684–690.

133. Menzel P. W., Seemann S. W., Li J., Gumley L. E. MODIS atmospheric profile retrieval algorithm theoretical basis document. – Режим доступа:

https://www.researchgate.net/publication/228890787_MODIS_Atmospheric_Profile_Retrieval_Algorithm_Theoretical_Basis_Document

134. MODIS Atmosphere. – Режим доступа: <https://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/products/atm-profile>

135. King M. D., Menzel P. W., Kaufman Y. J. et al. Cloud and aerosol properties, precipitable water, and profiles of temperature and water vapor // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2003. 41(2). P. 442–458.

136. NASA Worldview. – Режим доступа: <https://worldview.earthdata.nasa.gov>

137. Горбатенко В. П., Кречетова С. Ю., Беликова М. Ю., Разумова О. В. Идентификация мезомасштабной конвекции и гроз по данным MODIS и аэрологического зондирования // Вестник Томского государственного университета. 2012. № 365. С. 169–174.

138. Chrysoulakis N., Spiliotopoulos M., Domenikiotis C., Dalezios N. Towards monitoring of regional atmospheric instability Through MODIS/AQUA images // International Symposium «GIS and Remote Sensing: Environmental Applications», 7–9 November. 2003. P. 155–166.

139. Jayakrishnan P. R., Babu C. A. Assessment of Convective Activity Using Stability Indices as Inferred from Radiosonde and MODIS Data // Atmospheric and Climate Sciences. 2014. № 4. P. 122–130.

140. Maddox R. A. Mesoscale convective complexes // The Bulletin of the American Meteorological Society. 1980. № 61. P. 1374–1387.

141. Болелов Э. А. Обеспечение метеорологической безопасности полётов воздушных судов за счет комплексирования методов сопровождения радиозонда // Проблемы безопасности российского общества. 2016. № 2. С. 118–126.

142. Measurement of upper-air pressure, temperature and humidity / Guide to meteorological instrument and observing practices. Chapter 12 // WMO. 2014 (updated in 2017). № 8. P. 347–416.

143. Павлов Н. Ф. Аэрология, радиометеорология и техника безопасности. Л.: Гидрометиздат. 1980. – 432 с.

144. Зондирование атмосферы: учебно-методическое пособие для студентов, обучающихся по направлению 05.03.05 Прикладная гидрометеорология / М.Ю. Червяков. – Саратов: ИЦ «Наука», 2019. – 62 с.

145. Казакова Н. Н., Фридзон М. Б. Оценка однородности рядов данных температурно-ветрового зондирования атмосферы на российских антарктических станциях // Проблемы Арктики и Антарктики. 2011. № 1. С. 41–55.

146. Беликова М. Ю., Перельгин А. А. Программа для сбора информации о параметрах атмосферы, получаемых с помощью радиозондирования // Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2014616442 от 24.06.2014 г. (Федеральная служба по интеллектуальной собственности, патентам и товарным знакам). Правообладатель: ФГБОУ ВПО ГАГУ.

147. О работе аэрологической сети РФ в 2012 году. – Режим доступа: <http://cao-ntcr.mipt.ru/monitor/stuff/upperair-rf2012.pdf>

148. Rice J.A. Mathematical statistics and data analysis (3rd edition). Pacific Grove. Duxbury Press., 2006. 603 p.

149. Караваев Д. М., Кулешов Ю. В., Успенский А. Б., Щукин Г. Г. Валидация информационных продуктов спутниковых радиометров микроволнового диапазона // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2014. Т. 11, № 3. С. 259–267.

150. Sauli J. MODIS atmospheric profiles product in Finland – A feasibility study. – Режим доступа: http://www.eumetsat.int/groups/cps/documents/document/pdf_conf_p46_s2_12_joro_v.pdf

151. Terra vs. Aqua, NASA Distributed Active Archive Center (DAAC) at NSIDC. – Режим доступа: https://nsidc.org/data/modis/terra_aqua_differences

152. Рубинштейн Е. С. Однородность метеорологических рядов во времени и пространстве в связи с исследованием изменения климата. Л.: Гидрометеоиздат. 1979. – 80 с.

153. Центральной аэрологической обсерватории – 60 лет. Режим доступа: http://cao-rhms.ru/full_history.html

154. Показатели функционирования аэрологической сети РФ за январь 2020 г., Отдел оперативного мониторинга НТЦР ЦАО. – Режим доступа: http://cao-ntcr.mipt.ru/monitor/2020/01/res2020_01.htm

155. Upper Air Station List in Europe. – Режим доступа: http://artefacts.ceda.ac.uk/badc_datadocs/radiosglobe/europe.html

156. Щукин Г. Г., Степаненко В. Д. Состояние и перспектива радиометеорологических исследований атмосферы // Вопросы радиометеорологии: сб. статей, СПб.: ВКА имени А.Ф.Можайского. 2013. С. 7–26.

157. Бухаров М. В., Кухарский А. В., Мисник Л. А. Автоматизированное рабочее место Планета-метеообзор для мониторинга опасных атмосферных явлений, связанных с конвективной облачностью // Метеорология и гидрология. 2008. № 2. С. 64–69.

158. Ленская О. Ю. Методические вопросы использования спутниковой и радиолокационной информации в мезомасштабном прогнозе (на примере опасных явлений погоды в Москве 24 июля 2001 г.) // Вестник Челябинского государственного университета. 2007. № 6. С. 66–79.

159. Поморцева А. А., Калинин Н. А. Аналитический обзор современного состояния исследований шквалов: условия возникновения, методы диагноза и прогноза // Географический вестник. 2016. № 38. С. 90–104.

160. Толмачева Н. И., Ермакова Л. Н. Исследование параметров облачности и явлений по данным спутникового и радиолокационного зондирования // Географический вестник. 2011. № 3 (18). С. 59–69.

161. Шихов А. Н., Чернокульский А. В., Спрыгин А. А., Ажигов И. О. Идентификация мезомасштабных конвективных облачных систем со смерчами по спутниковым данным // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2019. Т. 16, № 1. С. 223–226.

162. Бережная Т. В., Голубев А. Д., Паршина Л. Н. Аномальные гидрометеорологические явления на территории Российской Федерации в июне 2017 г. // Метеорология и гидрология. 2017. № 9. С. 128–139.

163. L1B Granule Images, NASA. – Режим доступа: https://modis-images.gsfc.nasa.gov/IMAGES/02_1km_main.html

164. Быков А. В., Ветров А. Л., Калинин Н. А. Прогноз опасных конвективных явлений в Пермском крае с использованием глобальных прогностических моделей // Труды Гидрометцентра России. 2017. Вып. 363. С. 101–119.

165. Суперкомпьютер «СКИФ Cyberia». – Режим доступа: <https://www.t-platforms.ru/projects/superkompyuter-skif-cyberia/>

166. Глобальная гидродинамическая полулагранжева модель прогноза погоды ПЛАВ 2005. – Режим доступа: <http://method.meteorf.ru/model/tolstih/tolstih.html>

167. Толстых М. А., Богословский Н. Н., Шляева А. В., Юрова А. Ю. Полулагранжева модель атмосферы ПЛАВ // Гидрометцентр России 80 лет. М.: Триада, 2010. С. 193–216.

168. Толстых М. А. Полулагранжева модель атмосферы с высоким разрешением для численного прогноза погоды // Метеорология и гидрология. 2001. № 4. С. 5–16.

169. ERA5: data documentation. – Режим доступа: <https://confluence.ecmwf.int/display/SKB/ERA5%3A+data+documentation#ERA5:datadocumentation-Introduction>

170. ГУ «Томский ЦГМС». – Режим доступа: <http://www.meteo-tsk.ru/site>

171. Новицкий М. А., Шмерлин Б. Я., Петриченко С. А., Тереб Л. А., Кулижникова Л. К., Калмыкова О. В. Использование индексов конвективной

неустойчивости и метеорологических величин для анализа смерчеопасной ситуации в Обнинске 23 мая 2013 г. // Метеорология и гидрология. 2015. № 2. С. 13–20.

172. Токарев В. М., Здерева М. Я., Хлучина Н. А., Воробьева Л. П., Бабошина Н. А. Оперативная технология прогноза гроз в Сибири и результаты ее испытаний // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2018. №2 (368). С. 27–43.

173. Новицкий М. А., Павлюков Ю. Б., Шмерлин Б. Я., Махнорылова С. В., Серебрянник Н. И., Петриченко С. А., Терев Л. А., Калмыкова О. В. Башкирский смерч: возможности анализа и прогноза смерчеопасной ситуации // Метеорология и гидрология. 2016. № 10. С. 30–40.

174. Васильев Е. В., Алексеева А. А., Песков Б. Е. Условия возникновения и краткосрочный прогноз сильных шквалов // Метеорология и гидрология. 2009. №1. С. 5–15.

175. Губенко И. М., Рубинштейн К. Г. Пример сравнения индексов неустойчивости средней тропосферы в прогностической модели с информацией о грозовой активности // Метеорология и гидрология. 2014. № 5. С. 40–53.

176. Калинин Н. А., Ветров А. Л., Связов Е. М., Попова Е. В. Изучение интенсивной конвекции в Пермском крае с помощью модели WRF–ARW // Метеорология и гидрология. 2013. № 9. С. 21–30.

Кумулятивные кривые для группы индексов неустойчивости атмосферы

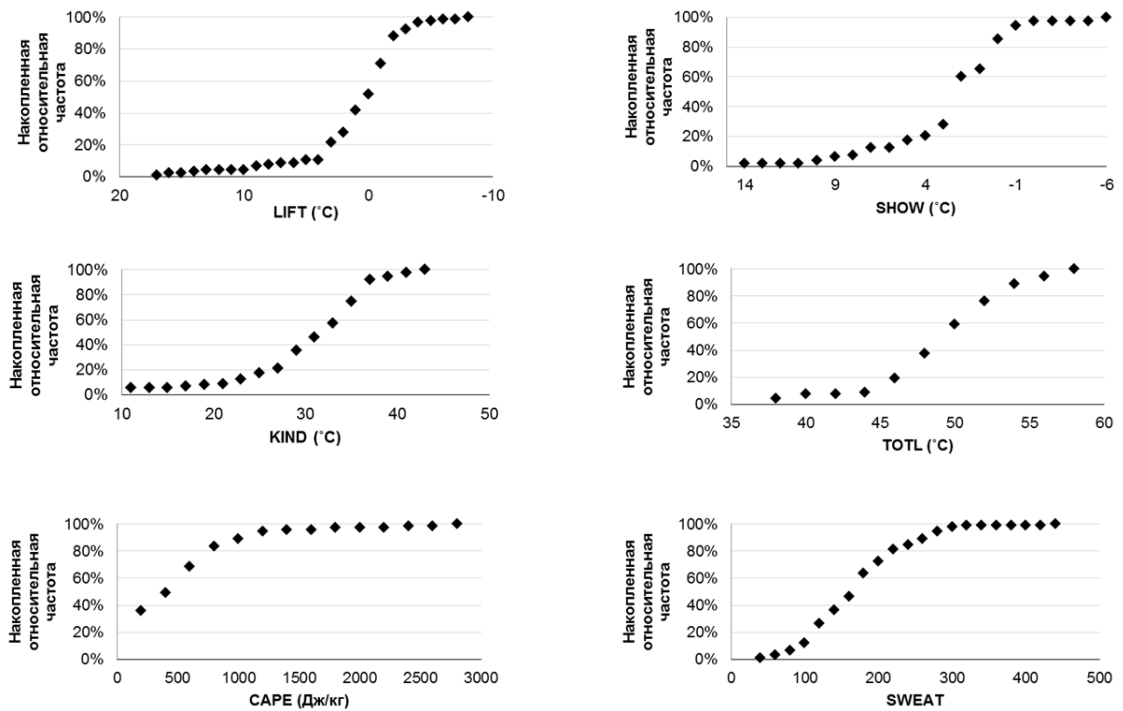


Рис. А1 – Кумулятивные кривые (ст. Абакан) для группы индексов неустойчивости

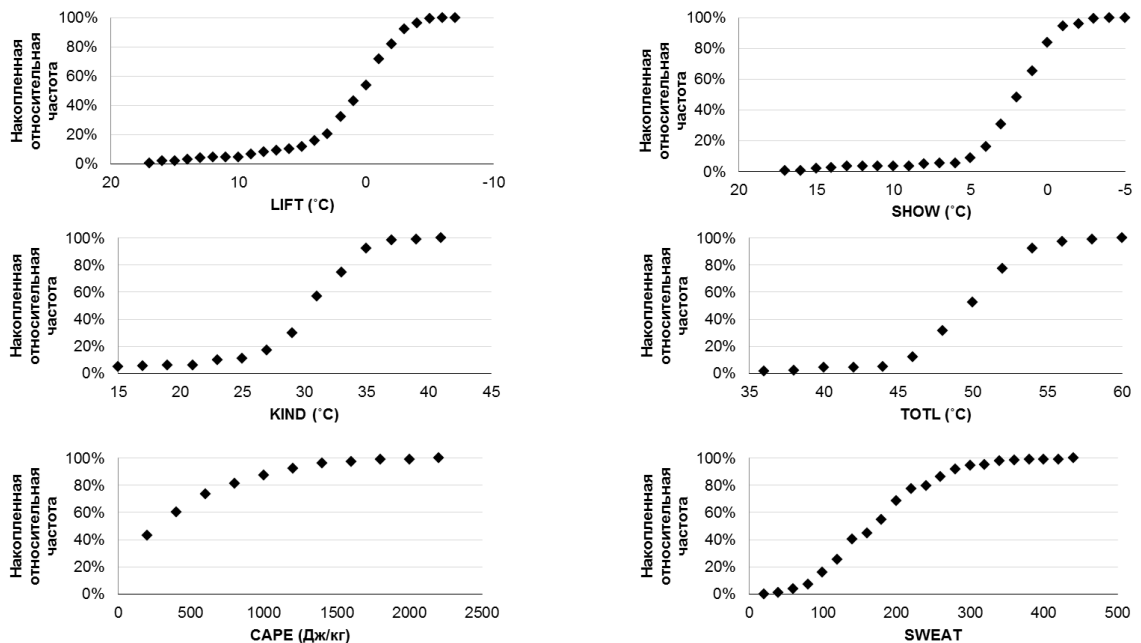


Рис. А2 – Кумулятивные кривые (ст. Александровское) для группы индексов неустойчивости

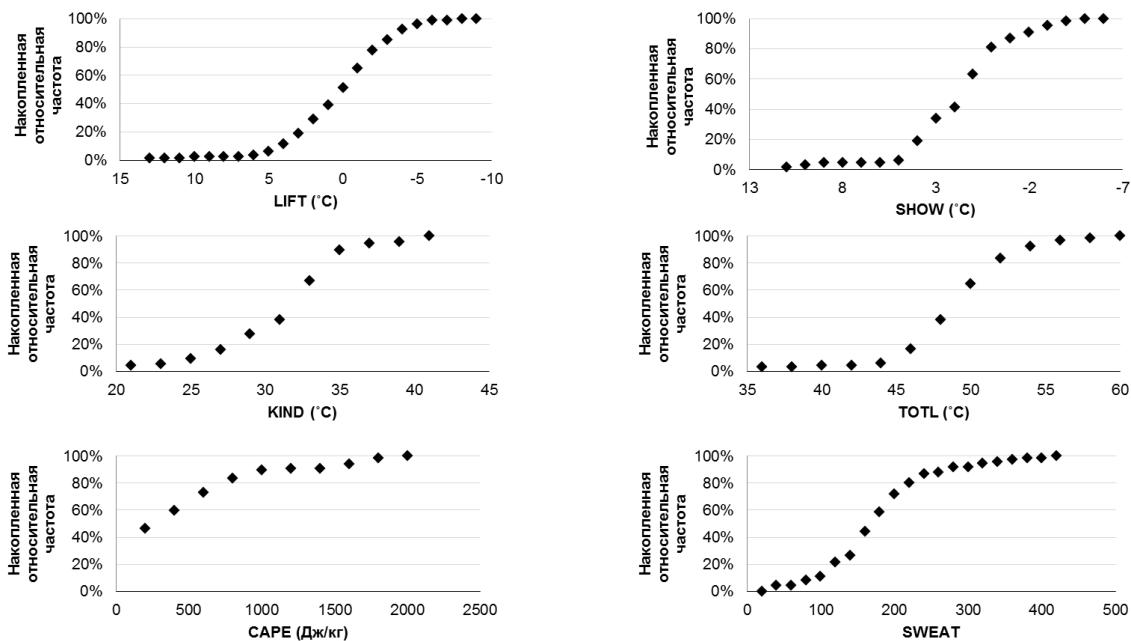


Рис. А3 – Кумулятивные кривые (ст. Барабинск) для группы индексов неустойчивости

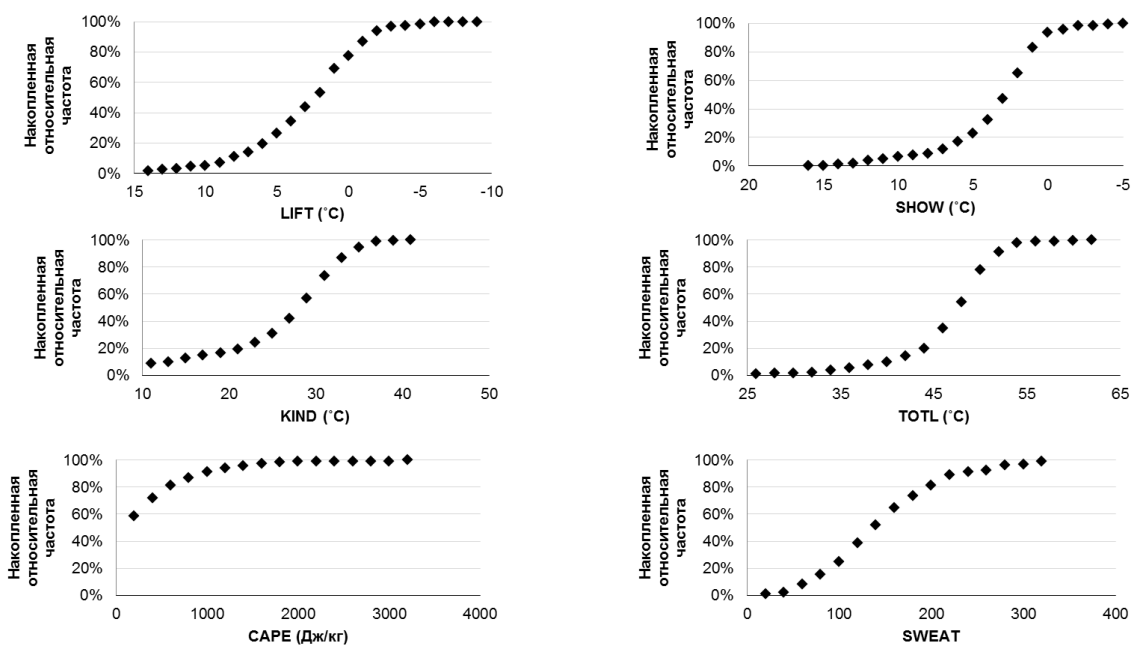


Рис. А4 – Кумулятивные кривые (ст. Барнаул) для группы индексов неустойчивости

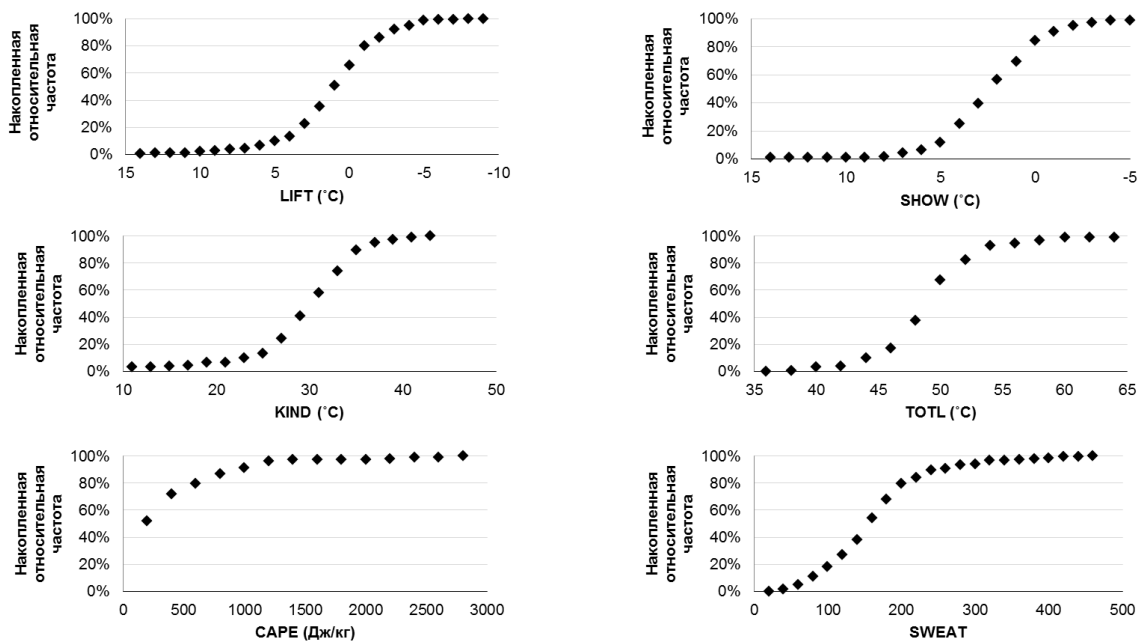


Рис. А5 – Кумулятивные кривые (ст. Богучаны) для группы индексов неустойчивости

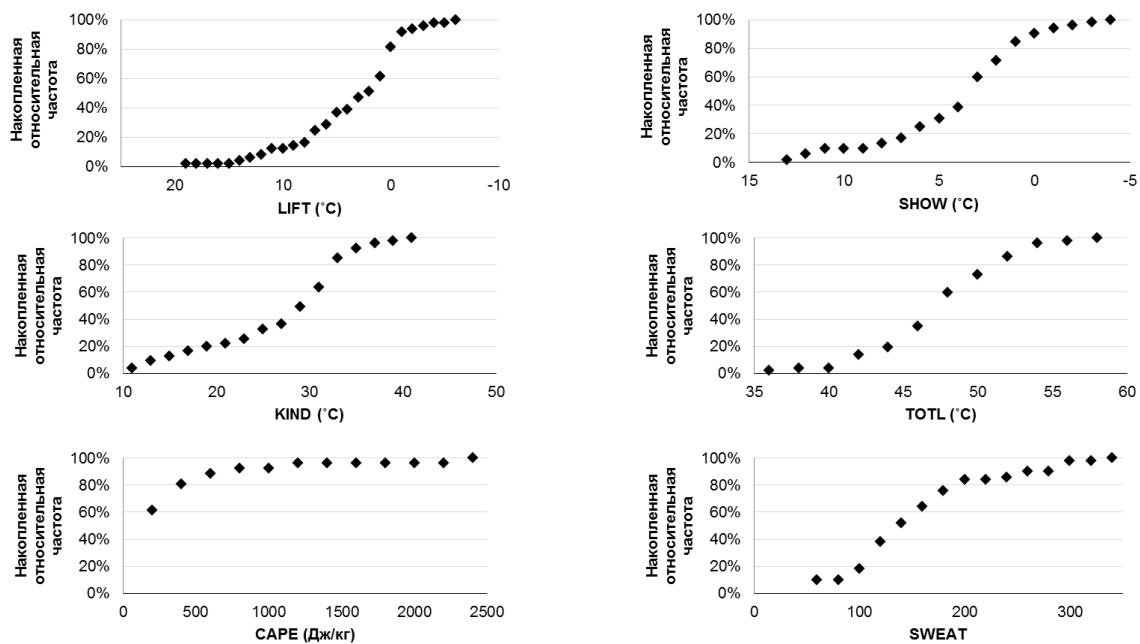


Рис. А6 – Кумулятивные кривые (ст. Братск) для группы индексов неустойчивости

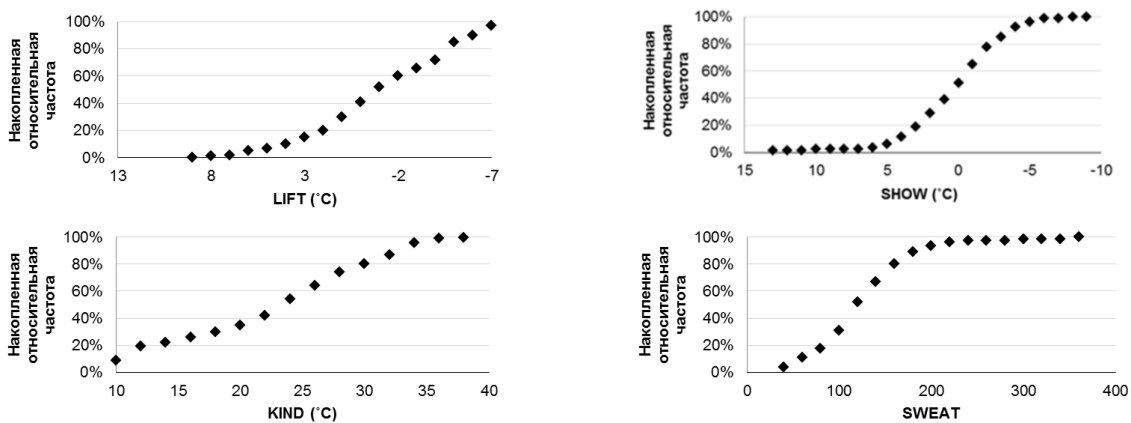


Рис. А7 – Кумулятивные кривые (ст. Алтай) для группы индексов неустойчивости

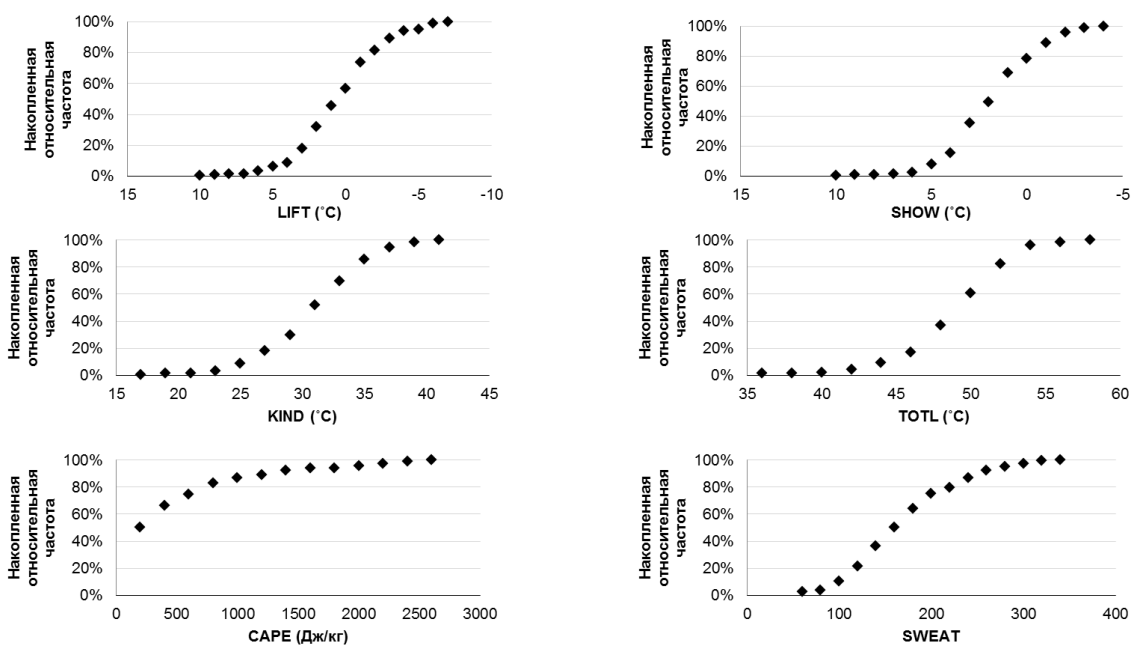


Рис. А8 – Кумулятивные кривые (ст. Емельяново) для группы индексов неустойчивости

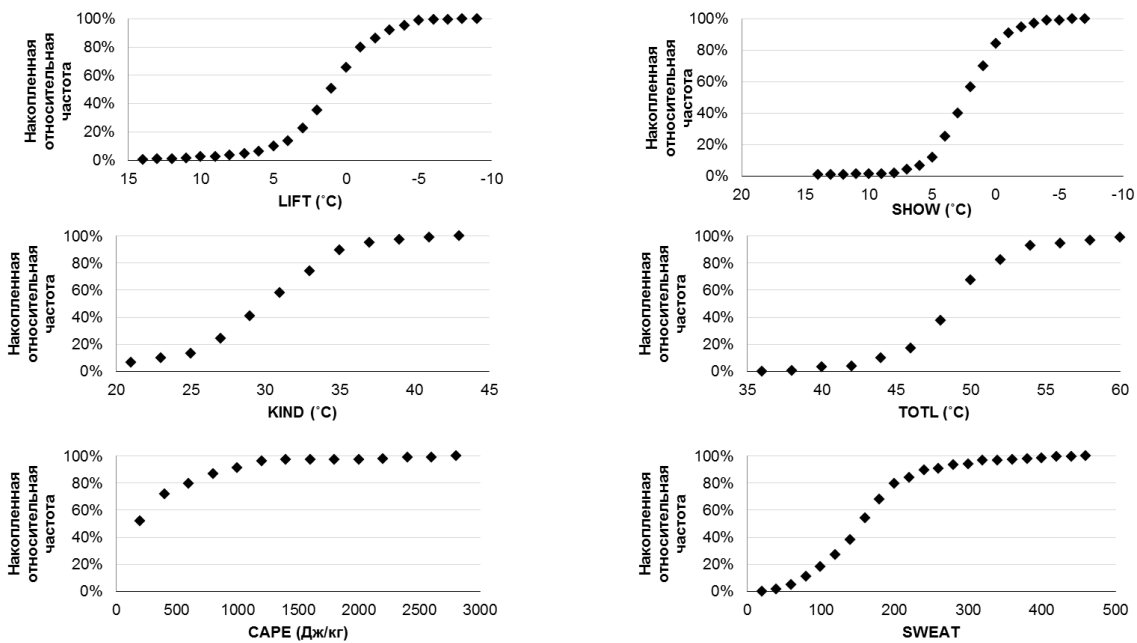


Рис. А9 – Кумулятивные кривые (ст. Енисейск) для группы индексов неустойчивости

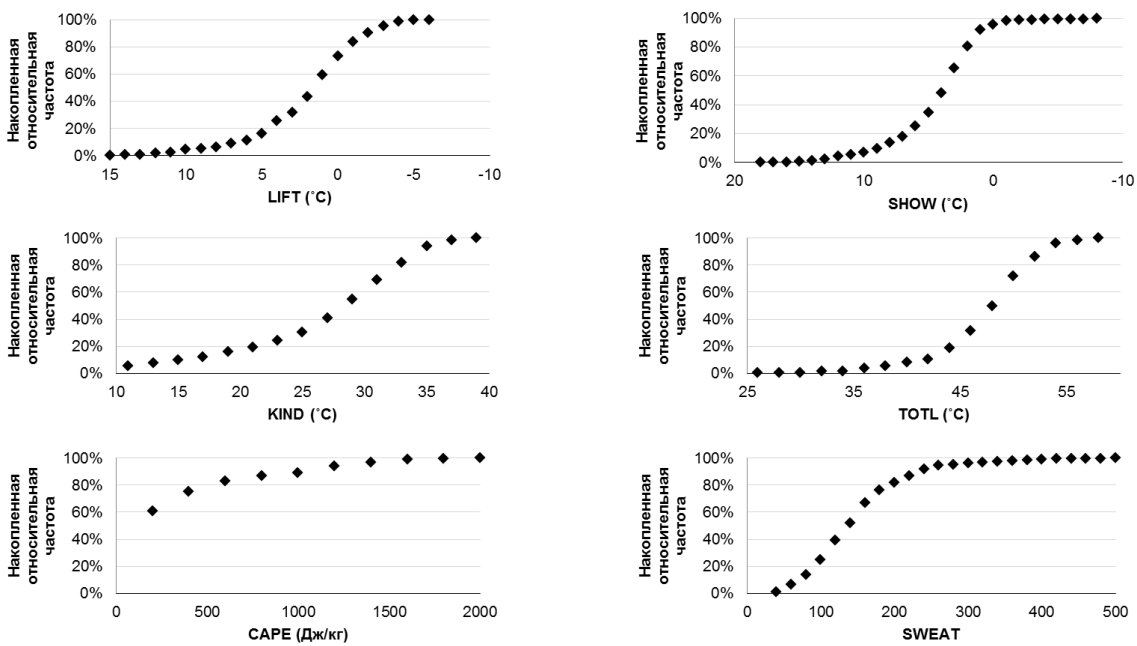


Рис. А10 – Кумулятивные кривые (ст. Колпашево) для группы индексов неустойчивости

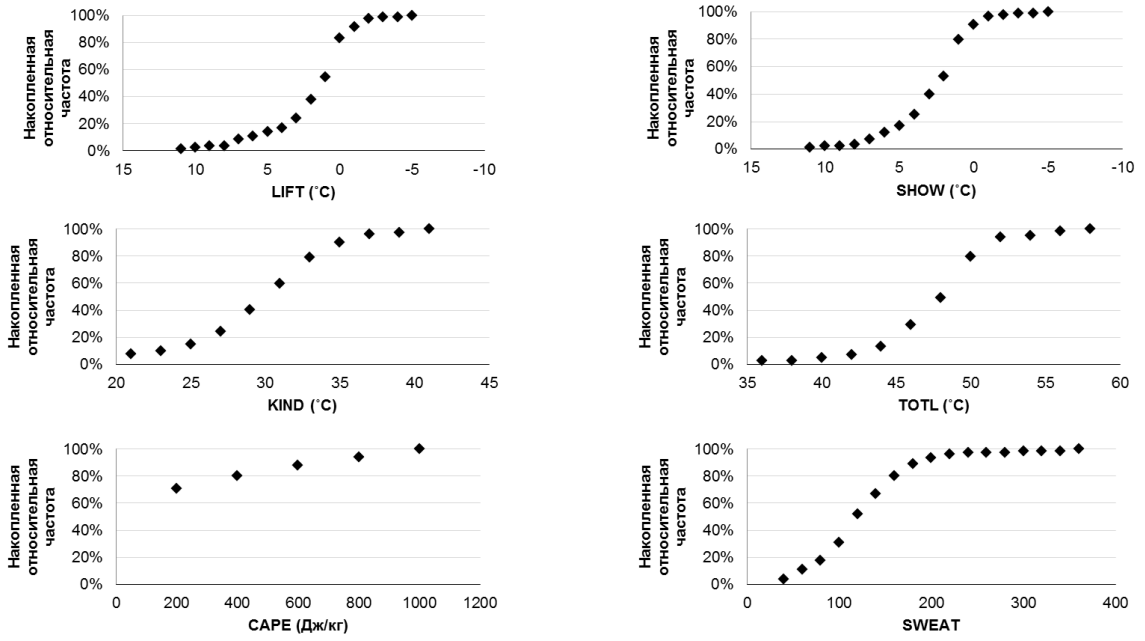


Рис. А11 – Кумулятивные кривые (ст. Кызыл) для группы индексов неустойчивости

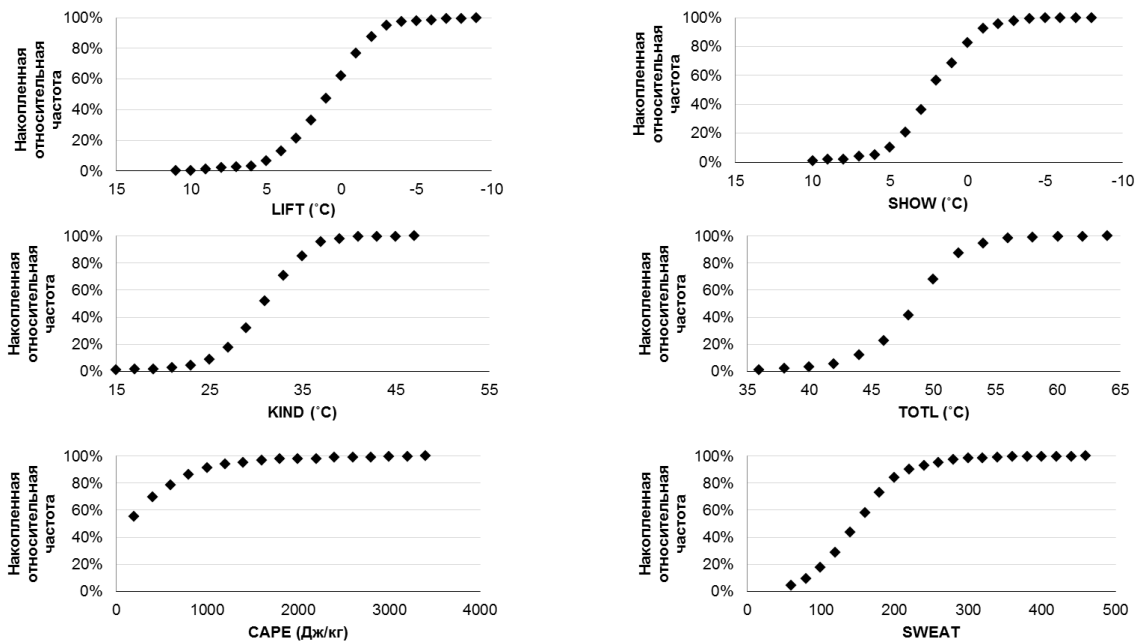


Рис. А12 – Кумулятивные кривые (ст. Нижнеудинск) для группы индексов неустойчивости

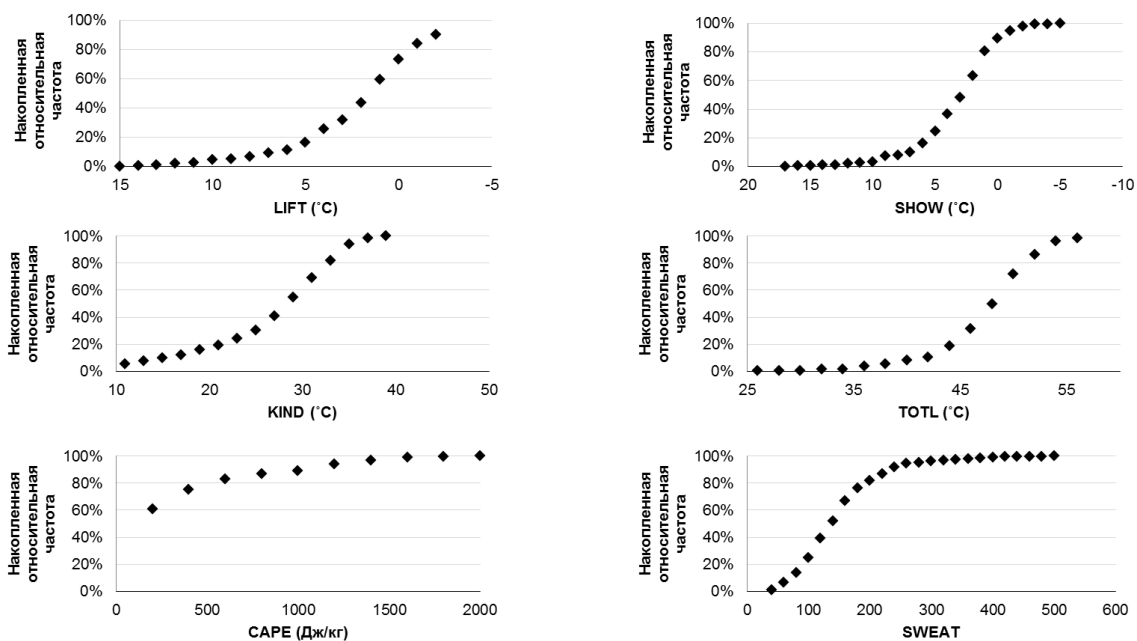


Рис. А13 – Кумулятивные кривые (ст. Новосибирск) для группы индексов неустойчивости

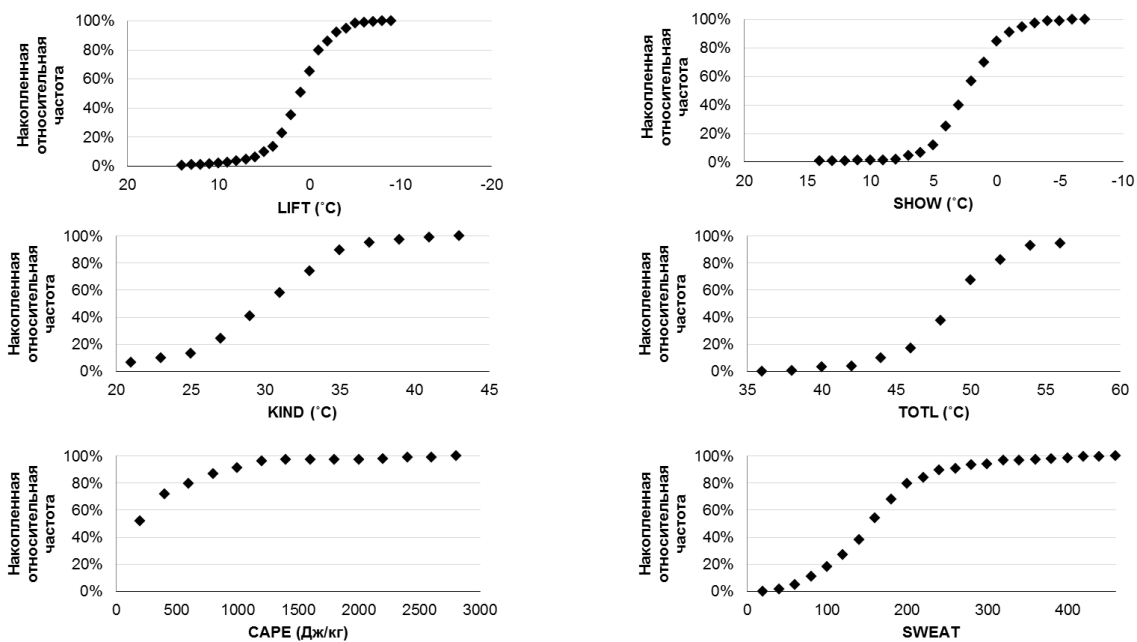


Рис. А14 – Кумулятивные кривые (ст. Омск) для группы индексов неустойчивости

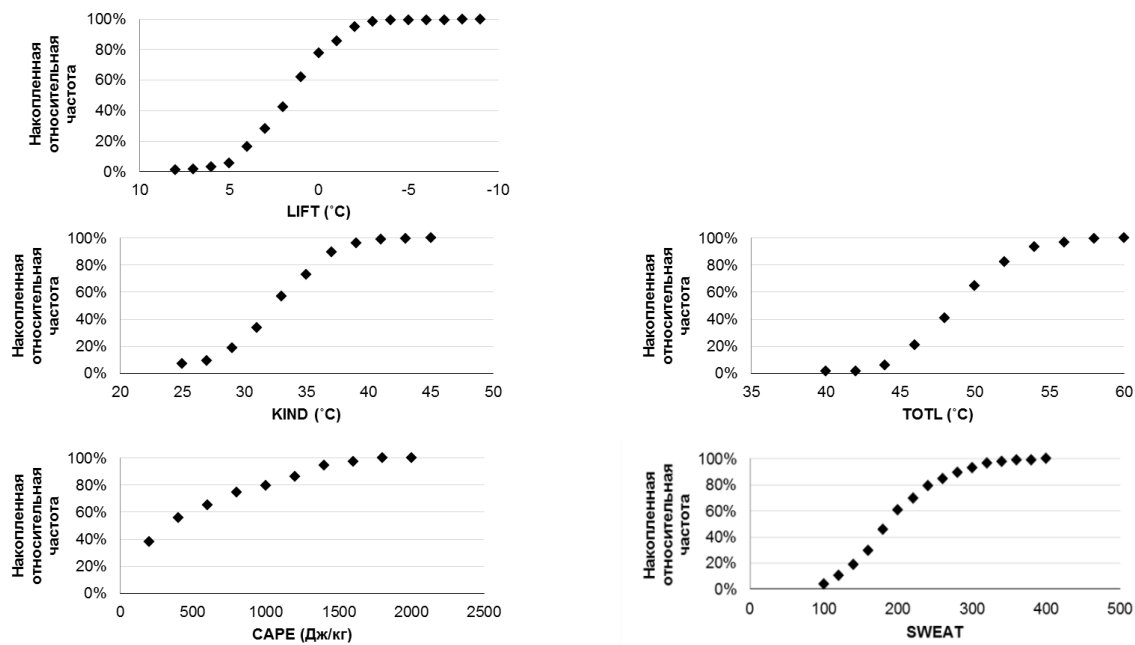


Рис. А15 – Кумулятивные кривые (ст. Благовещенск) для группы индексов неустойчивости

Приложение Б

Таблица Б1

Пороговые значения индексов неустойчивости атмосферы при грозах с вероятностью 50, 70 и 90% для 15 пунктов, расположенных на территории Сибири и Дальнего Востока

Индекс	Абакан (Хакасская)			Александровское			Барабинск			Барнаул			Благовещенск		
	50%	70%	90%	50%	70%	90%	50%	70%	90%	50%	70%	90%	50%	70%	90%
LIFT (°C)	<0	<1	<-1	<0	<-1	<-3	<0	<-1,5	<-4	<2	<1	<-1	<-3	<-4	<-6
SHOW(°C)	<2,5	<0,5	<-0,5	<2	<1,5	<-1	<1,5	<0,5	<-2	<3	<1,5	<0	-	-	-
KIND (°C)	>32	>34,5	>37	>30,5	>33	>35	>32	>33,5	>35	>28	>30	>34	>32	>35	>37
TOTL (°C)	>49	>51,5	>54	>50	>51	>54	>49	>50,5	>54	>48	>50	>52	>49	>51	>53
CAPE (Дж/кг)	>400	>600	>1000	>300	>600	>1200	>200	>600	>1000	>150	>400	>1000	>350	>700	>1300
SWEAT	>170	>200	>260	>170	>200	>280	>170	>200	>280	>140	>180	>240	>190	>220	>280
Индекс	50%	70%	90%	50%	70%	90%	50%	70%	90%	50%	70%	90%	50%	70%	90%
	Богучаны			Братск			Алтай			Емельяново			Енисейск		
LIFT (°C)	<1	<-0,5	<-2	<2	<0,5	<-1	<-1	<-4	<-6	<0,5	<-1	<-3	<1	<-1,5	<-3
SHOW(°C)	<2,5	<1	<-1	<3,5	<2	<0	-	<-2	<-4	<2	<1	<-1	<2,5	<1	<-1
KIND (°C)	>30	>32	>35	>29	>31,5	>34	>23	>27	>31	>31	>33	>36	>30	>33	>35
TOTL (°C)	>49	>51	>53,5	>47	>49,5	>52	-	>47	>50	>49	>51	>53	>49	>51	>54
CAPE (Дж/кг)	>200	>400	>1000	-	>300	>800	-	-	-	>200	>500	>1300	>200	>400	>1000
SWEAT	>150	>180	>240	>140	>170	>260	-	-	-	>160	>190	>250	>150	>190	>240
Индекс	50%	70%	90%	50%	70%	90%	50%	70%	90%	50%	70%	90%	50%	70%	90%
	Колпашево			Кызыл			Нижнеудинск			Новосибирск			Омск		
LIFT (°C)	<1,5	0	<-2	<1,5	<0	<-1	<1	<-0,5	<-2,5	<1,5	<0	<-2	<1	<-0,5	<-3
SHOW(°C)	<4	<2,5	<1	<3,5	<1,5	<0	<2,5	<1	<-1	<3	<1,5	<0	<2,5	<1	<-1
KIND (°C)	>28	>31	>34	>30	>33	>36	>31	>33	>36,5	>28	>31	>34	>30	>33	>35
TOTL (°C)	>48	>50	>53	>48	>50	>51	>49	>50	>53	>48	>50	>53	>49	>50	>53
CAPE (Дж/кг)	-	>300	>1000	-	>200	>600	-	>400	>1000	-	>300	>1100	>200	>400	>1000
SWEAT	>140	>170	>230	>120	>140	>180	>150	>175	>220	>140	>170	>240	>150	>180	>240

Приложение В

Таблица В1

Статистические параметры для индексов неустойчивости атмосферы за 0 и 12 ч ВСВ¹

Параметры	N	X	Max	Min	σ	Параметры		N	X	Max	Min	σ
						Абакан	Александровское					
LIFT	0	1,4	15,2	-8,0	4,7	LIFT	0	4,1	15,6	-2,3	5,2	
	12	-0,3	16,8	-6,7	3,9		12	-0,3	16,2	-6,5	3,7	
SHOW	0	1,5	13,1	-6,6	3,7	SHOW	0	3,3	15	-3,1	5,6	
	12	0,9	9,4	-4,8	3,0		12	1,0	16,3	-4,1	2,5	
KIND	0	30,5	43,5	5,1	7,5	KIND	0	24,7	35,3	-1,9	13,4	
	12	30,0	41,7	4,9	7,8		12	29,8	39,1	-4,8	5,8	
TOTL	0	47,9	58,0	37,0	4,9	TOTL	0	47,2	56,3	34,2	6,0	
	12	49,5	58,0	36,2	4,3		12	49,8	59,6	31,7	3,5	
CAPE	0	411	2643	13	685	CAPE	0	160	965	2	285	
	12	496	2350	0	444		12	439	2006	0	450	
SWEAT	0	168	438	22	80	SWEAT	0	170	335	35	77	
	12	168	318	41	63		12	174	436	47	74	
LIFT	0	1,5	5,1	-1,8	2,5	LIFT	0	3,3	13,9	-5,5	3,7	
	12	-0,9	12,5	-8,0	3,4		12	0,5	13,5	-9,6	3,7	
SHOW	0	1,2	4,0	-0,3	1,5	SHOW	0	2,8	13,3	-4,7	3,4	
	12	0,9	10,8	-6,0	3,0		12	2,2	15,2	-5,3	3,2	
KIND	0	30,7	34,8	25,2	3,2	KIND	0	24,6	38,9	-17,3	11,3	
	12	30,9	40,2	8,9	5,3		12	26,3	39,6	-13,9	8,4	
TOTL	0	48,3	50,2	45,0	1,7	TOTL	0	46,5	61,0	19,4	5,7	
	12	48,7	59,1	26,7	5,1		12	46,9	59,9	23,4	5,2	
CAPE	0	173	455	1	205	CAPE	0	150,9	843	0	221	
	12	438	1897	2	498		12	419,7	3097	1	525	
SWEAT	0	168	228	80	43	SWEAT	0	139,3	308	33	62	
	12	177	409	31	79		12	151,1	349	4	69	

⁴ N – количество наблюдений, X – среднее значение, Max – максимум, Min – минимум, σ – стандартное отклонение

Продолжение таблицы В1

Параметры		N	X	Max	Min	σ	Параметры		N	X	Max	Min	σ
Богучаны	LIFT	0	2,0	6,7	-2,4	2,3	Братск	LIFT	0	5,0	12,3	-2,1	4,5
		12	-0,3	11,0	-6,5	2,7			12	34	1,9	18,1	-6,9
	SHOW	0	1,6	5,7	-2,3	2,1		SHOW	0	4,5	11,5	-2,0	4,1
		12	1,3	8,3	-3,1	2,3			12	37	2,4	12,4	-4,8
	KIND	0	30,0	37,0	14,5	5,0		KIND	0	23,3	35,4	7,5	9,2
		12	29,9	38,8	20,6	4,3			12	36	27,4	40,8	11,2
	TOTL	0	47,5	53,8	41,0	3,8		TOTL	0	45,8	52,8	40,2	3,5
		12	48,8	56,6	34,4	4,0			12	37	47,7	56,3	33,8
	CAPE	0	94	460	0	153		CAPE	0	166	317	21	121
		12	81	2717	0	410			12	22	333	2201	0
	SWEAT	0	162	342	68	65		SWEAT	0	149	299	51	62
		12	157	327	51	63			12	35	150	330	45
LIFT	0	1,5	5,1	-1,8	2,5	LIFT	0	1,3	7,9	-4,4	2,5		
	12	-0,9	12,5	-8,0	3,4		12	151	-0,7	9,9	-7,3	2,9	
SHOW	0	1,2	4,0	-0,3	1,5	SHOW	0	0,6	4,7	-3,5	2,1		
	12	0,9	10,8	-6,0	3,0		12	144	1,0	9,6	-4,4	2,3	
KIND	0	30,7	34,8	25,2	3,2	KIND	0	33,2	38,9	27,9	3,2		
	12	30,9	40,2	8,9	5,3		12	144	30,3	40,9	16,3	4,2	
TOTL	0	48,3	50,2	45,0	1,7	TOTL	0	48,4	54,6	41,1	3,3		
	12	48,7	59,1	26,7	5,1		12	144	49,0	56,4	35,2	3,6	
CAPE	0	-	-	-	-	CAPE	0	96	467	0	123		
	12	-	-	-	-		12	133	477	2567	0	591	
SWEAT	0	-	-	-	-	SWEAT	0	187	305	79	55		
	12	-	-	-	-		12	144	163	321	47	57	
		Алтай *						Емеляново					

Продолжение таблицы В1

Параметры		N	X	Max	Min	σ	Параметры		N	X	Max	Min	σ		
Енисейск	LIFT	0	2,8	7,7	-1,1	2,7	Котлашево	LIFT	0	135	3,2	18,8	-2,5	4,1	
		12	79	3,7	-10,0	2,7			12	134	1,2	20,7	-4,7	4,1	
	SHOW	0	1,4	4,1	-0,7	1,6		SHOW	0	134	3,8	15,3	-5,8	3,3	
		12	81	4,8	-5,8	2,3			12	131	3,3	17,5	-1,7	3,1	
	KIND	0	31,0	34,8	24,3	3,7		KIND	0	134	23,1	41,5	-8,9	10,2	
		12	78	31,3	43,8	22,6			4,5	12	131	24,5	36,0	-2,1	8,4
	TOTL	0	49,3	53,8	43,4	2,9		TOTL	0	133	45,6	59,6	28,0	5,2	
		12	79	50,2	59,0	43,0			3,3	12	131	46,1	54,6	24,6	5,0
	CAPE	0	63	184	5	70		CAPE	0	80	160	2700	0	372	
		12	79	552	2737	0			624	12	100	342	1430	0	359
	SWEAT	0	5	167	309	74		59	SWEAT	0	134	124	386	27	57
		12	73	179	345	46		68		12	131	131	361	24	64
LIFT	0	14	2,1	8,4	-2,9	2,9	LIFT	0	28	1,9	10,6	-2,5	3,0		
	12	70	0,8	10,5	-5,7	2,8		12	232	-0,3	8,1	-10,0	2,7		
SHOW	0	13	2,4	5,7	0,1	2,1	SHOW	0	27	1,8	9,7	-3,4	2,7		
	12	70	1,6	10,2	-5,5	2,8		12	223	1,1	9,2	-8,4	2,5		
KIND	0	13	29,9	33,3	17,7	4,3	KIND	0	27	30,9	39,3	20,4	4,3		
	12	69	29,2	42,9	6,4	6,1		12	222	30,6	45,7	6,3	4,6		
TOTL	0	13	45,7	49,4	39,7	3,2	TOTL	0	27	46,3	53,4	36,9	3,9		
	12	70	48,1	58,0	34,0	4,1		12	223	48,6	62,2	33,8	3,8		
CAPE	0	5	240	957	1	412	CAPE	0	15	99	481	0	127		
	12	46	194	1000	0	262		12	183	394	3492	0	531		
SWEAT	0	13	149	199	100	30	SWEAT	0	27	158	272	70	47		
	12	68	121	344	22	56		12	223	152	451	44	59		
		Кызыл						Нижнеудинск							

Продолжение таблицы В1

Параметры	N	X	Max	Min	σ	Омск					
						Параметры	N	X	Max	Min	σ
LIFT	0	1,93	14,16	-4,13	3,3	LIFT	0	3,6	22,0	-5,1	6,0
	12	0,31	13,16	-6,81	3,57		12	196	0,0	12,7	-8,5
SHOW	0	2,45	15,7	-3,6	3,22	SHOW	0	1,8	13,1	-1,8	3,4
	12	2,37	16,33	-5,65	3,24		12	189	1,3	13,1	-6,6
KIND	0	26,34	38,6	-8,8	8,49	KIND	0	29,6	35,2	0,1	7,7
	12	26,72	38,9	-5,7	7,07		12	189	29,4	41,5	2,8
TOTL	0	47,23	56,2	30,7	4,63	TOTL	0	48,7	65,2	38,2	5,7
	12	47,11	57,9	14,4	5,34		12	189	49,1	67,4	37,4
CAPE	0	180	1306	0	273	CAPE	0	586	1366	13	552
	12	410	1972	0	468		12	153	340	2701	0
SWEAT	0	148	485	32	70	SWEAT	0	190	406	67	71
	12	146	413	31	68		12	189	159	444	27
LIFT	0	-	-	-	-	LIFT	0	-	-	-	-
	12	129	-1,5	0,9	-7,7		1,8				
SHOW	0	-	-	-	-	SHOW	0	-	-	-	-
	12	-	-	-	-		-				
KIND	0	-	-	-	-	KIND	0	-	-	-	-
	12	135	34,0	51,2	28,4		4,3				
TOTL	0	-	-	-	-	TOTL	0	-	-	-	-
	12	135	49,5	57,9	43,9		3,5				
CAPE	0	-	-	-	-	CAPE	0	-	-	-	-
	12	110	584	3502	73		595				
SWEAT	0	-	-	-	-	SWEAT	0	-	-	-	-
	12	129	209	454	110		73				

Приложение Г

Пространственное распределение значений индексов неустойчивости атмосферы KIND, TOTL, LIFT, SHOW и SWEAT с вероятностью 70% развития грозы, определенной за теплый период (март–сентябрь)

1990–2015 гг.

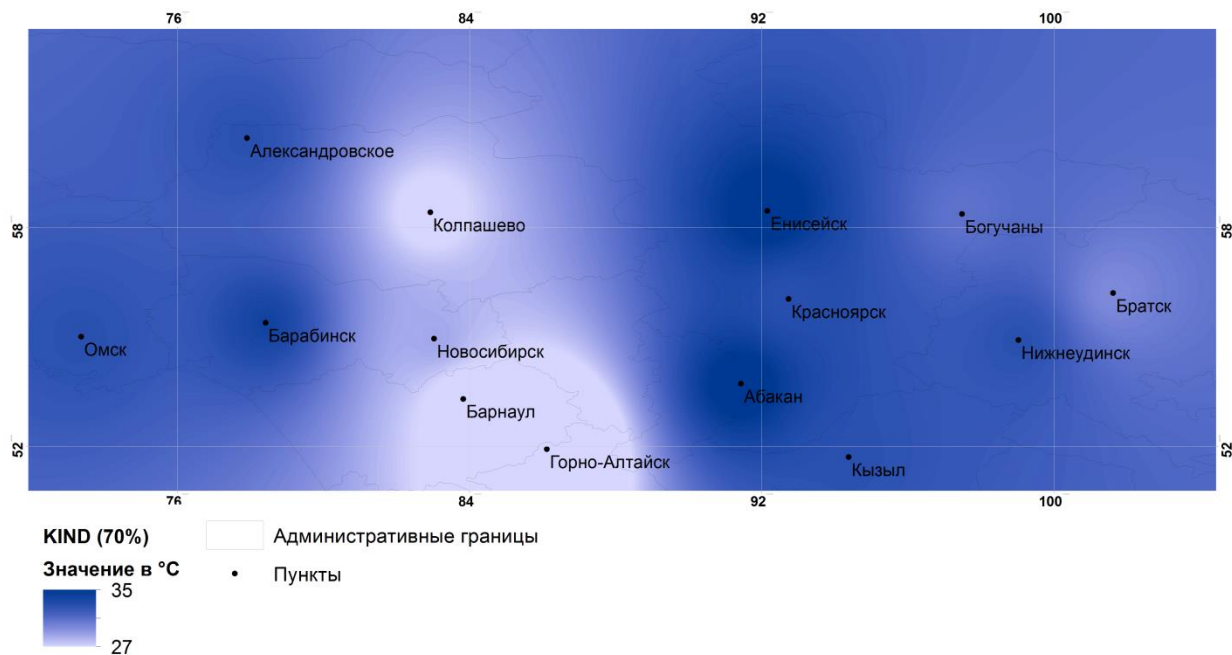


Рис. Г1 – Пространственное распределение значений индекса неустойчивости KIND с вероятностью 70% развития грозы

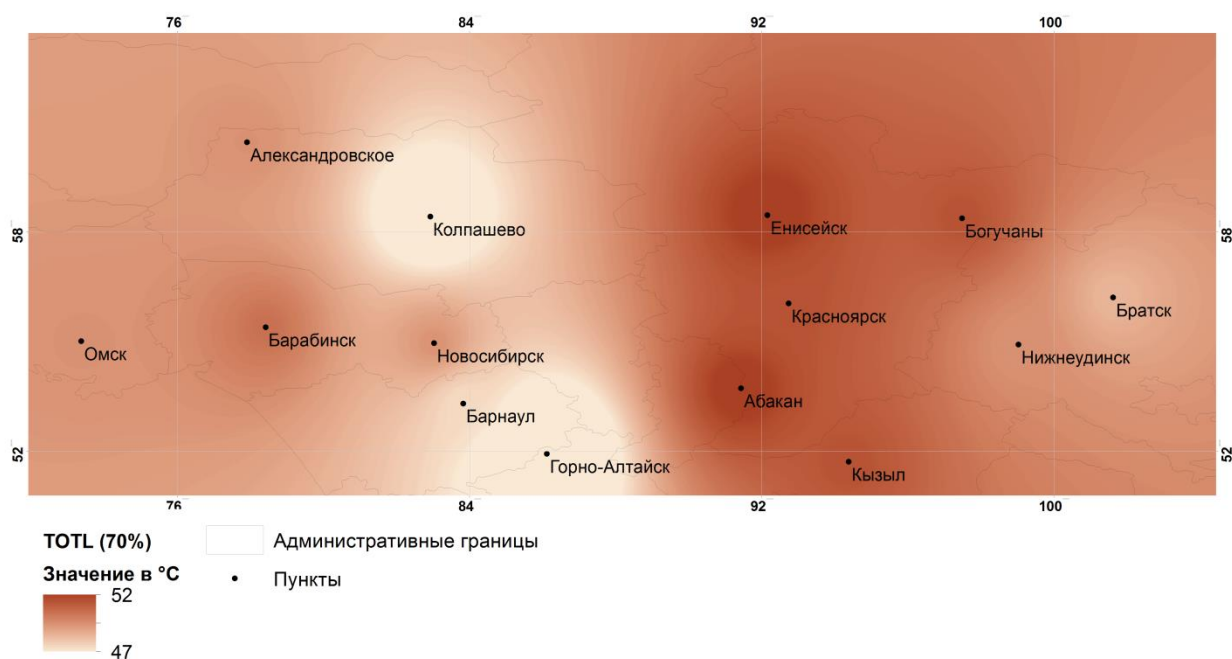


Рис. Г2 – Пространственное распределение значений индекса неустойчивости TOTL с вероятностью 70% развития грозы

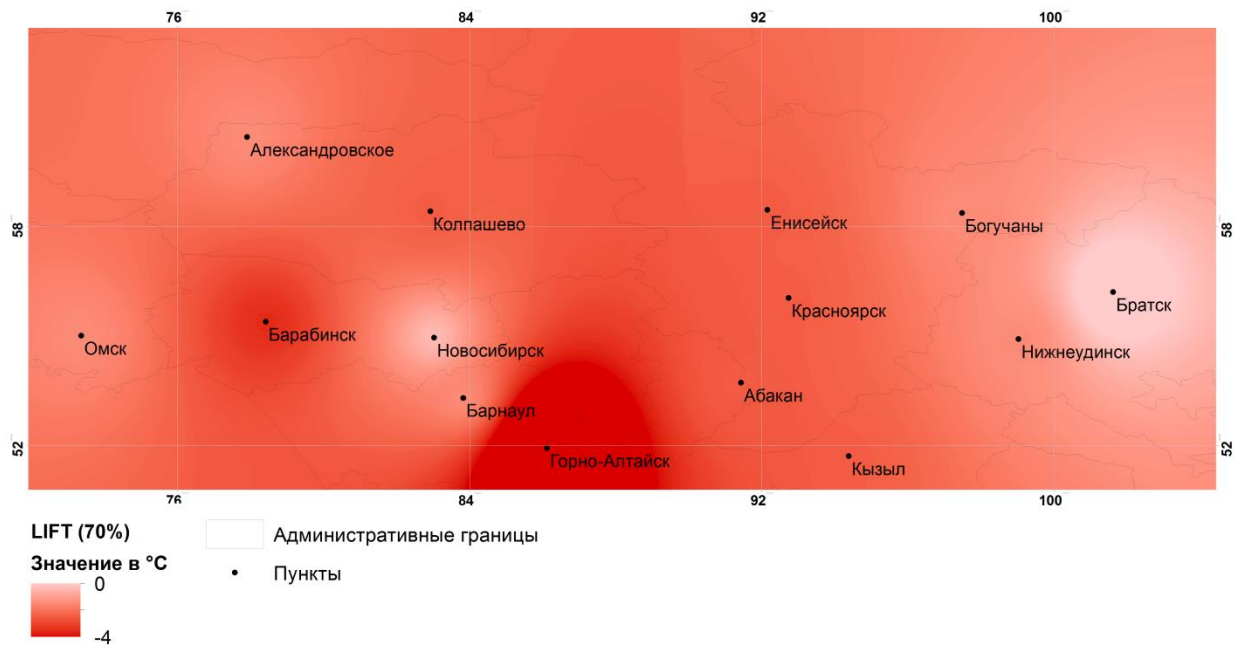


Рис. Г3 – Пространственное распределение значений индекса неустойчивости LIFT с вероятностью 70% развития грозы

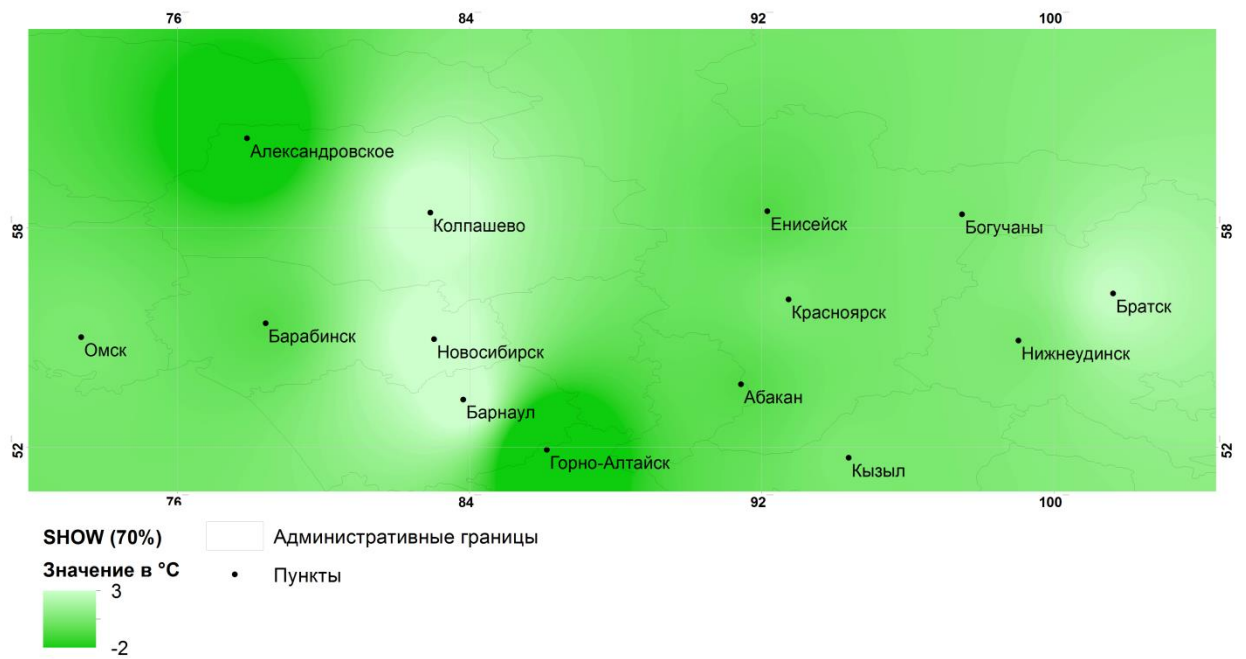


Рис. Г4 – Пространственное распределение значений индекса неустойчивости SHOW с вероятностью 70% развития грозы

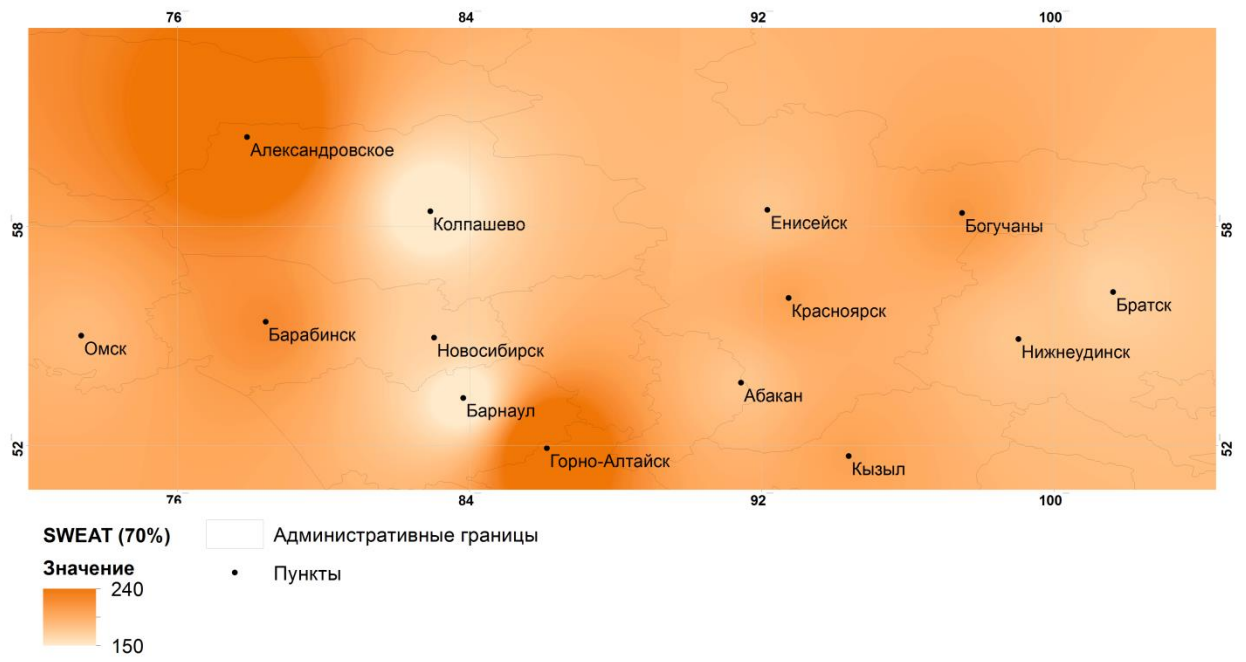


Рис. Г5 – Пространственное распределение значений индекса неустойчивости SWEAT с вероятностью 70% развития грозы

Пространственное распределение значений индексов неустойчивости атмосферы KIND, TOTL, LIFT, SHOW и SWEAT с вероятностью 90% развития грозы, определенной за теплый период (март–сентябрь) 1990–2015 гг.

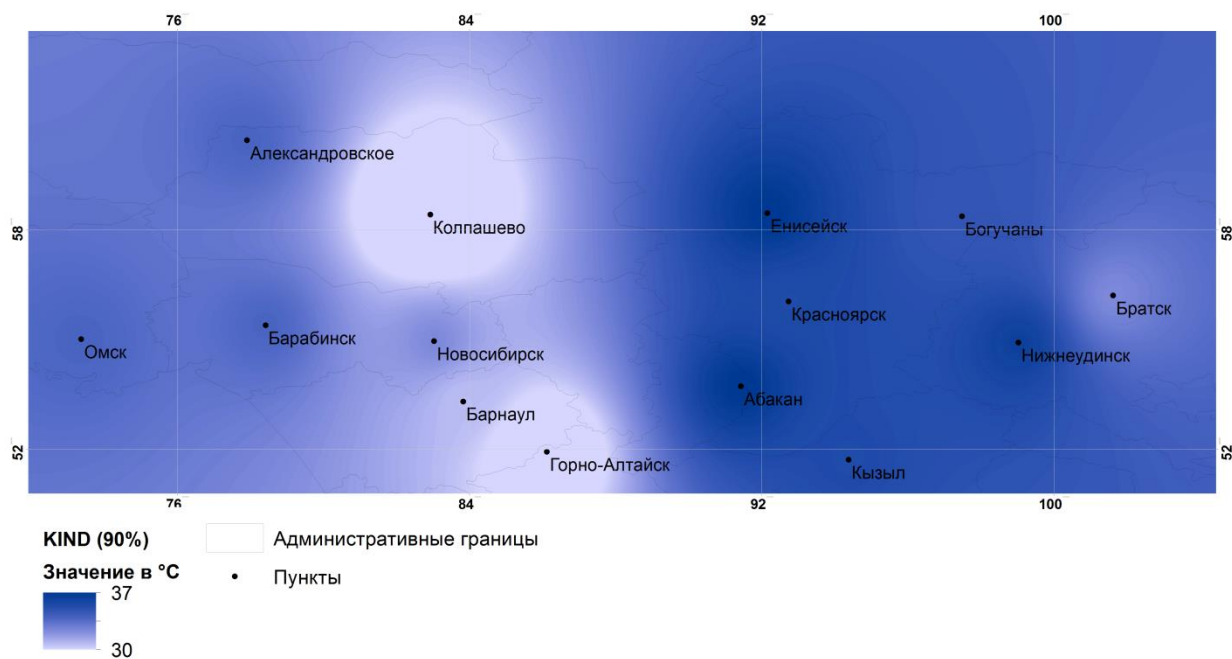


Рис. Г6 – Пространственное распределение значений индекса неустойчивости KIND с вероятностью 90% развития грозы

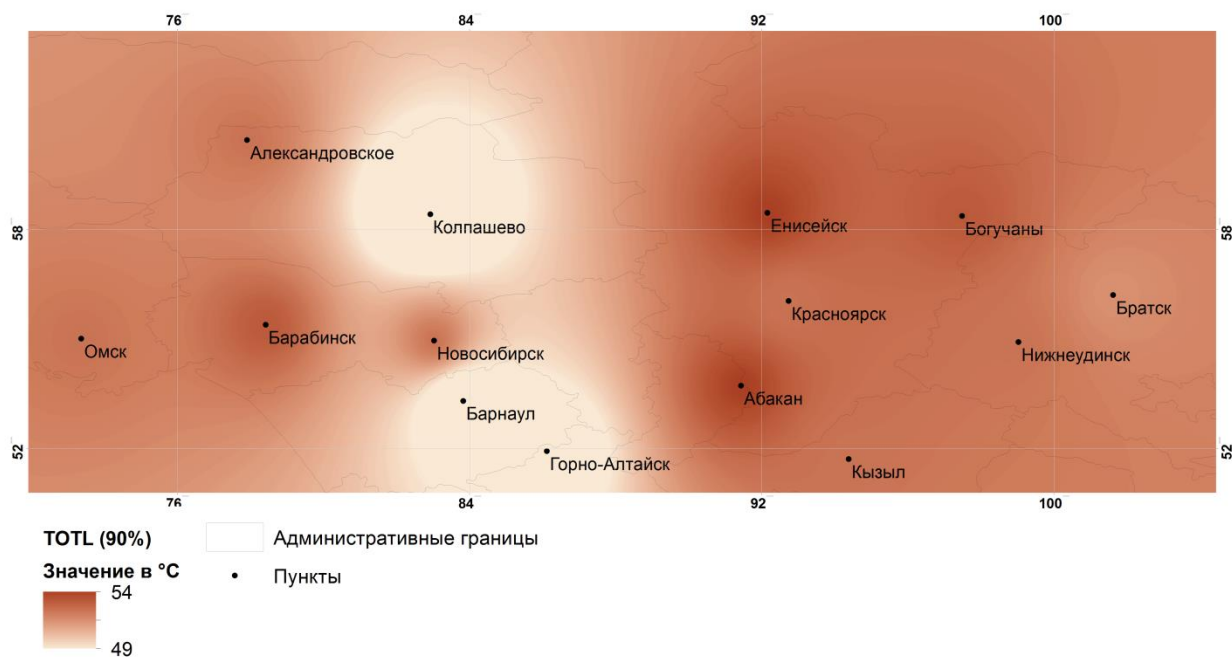


Рис. Г7 – Пространственное распределение значений индекса неустойчивости TOTL с вероятностью 90% развития грозы

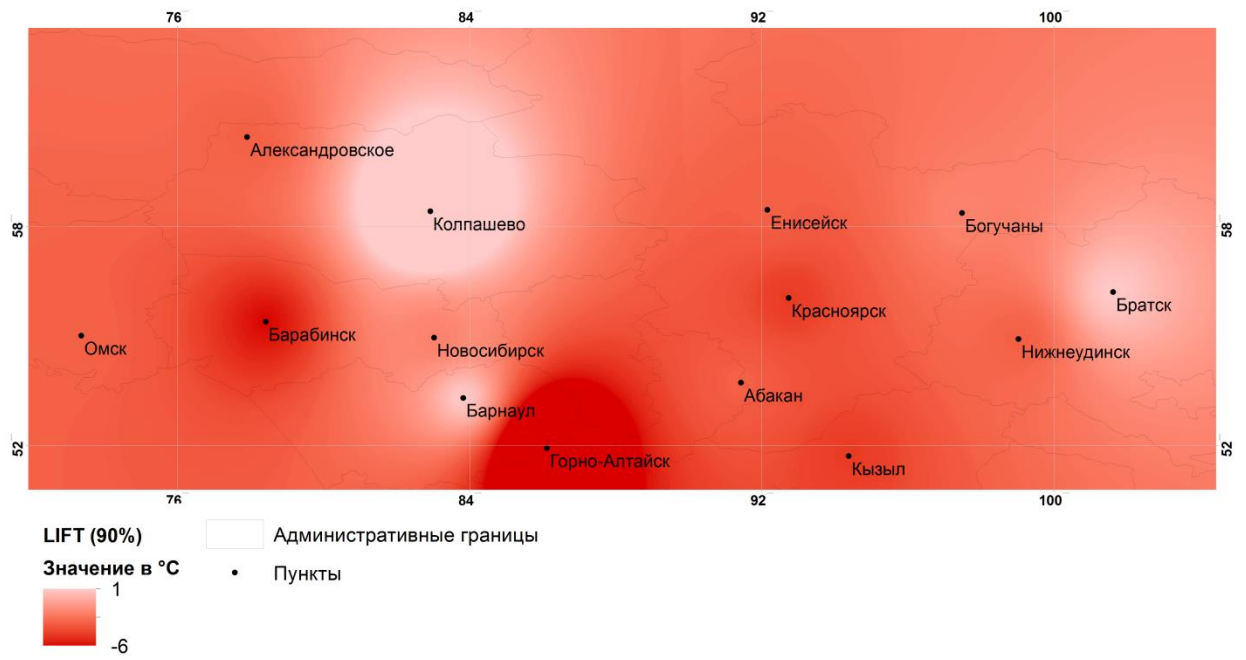


Рис. Г8 – Пространственное распределение значений индекса неустойчивости LIFT с вероятностью 90% развития грозы

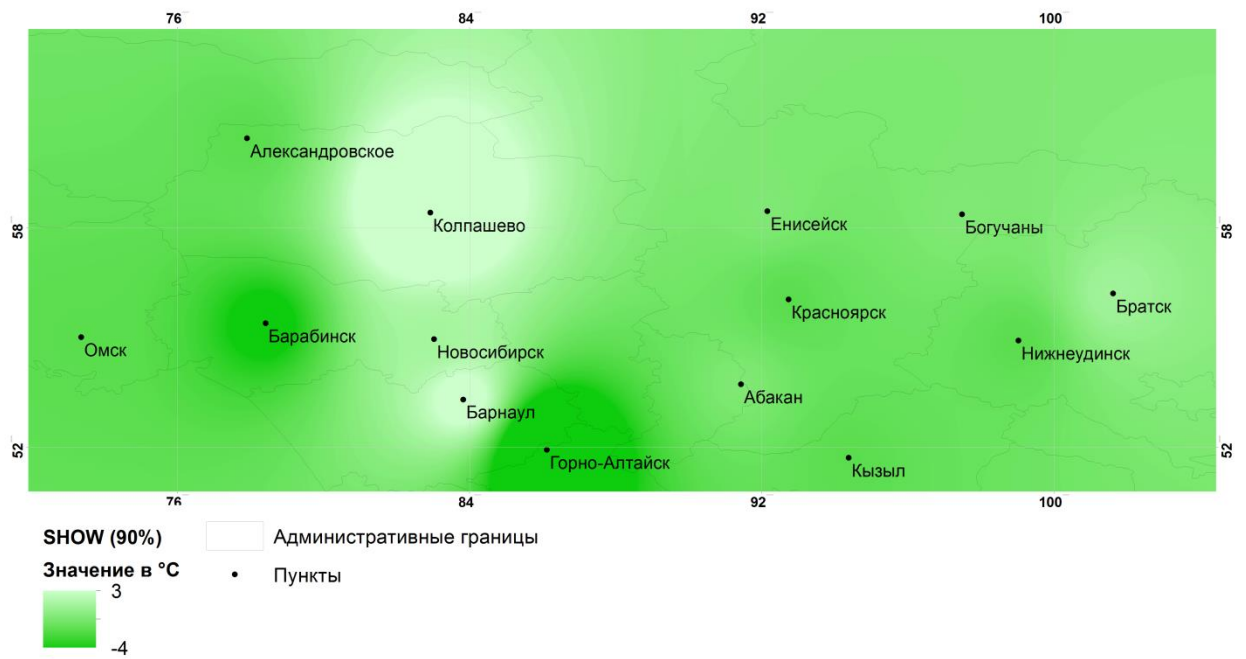


Рис. Г9 – Пространственное распределение значений индекса неустойчивости SHOW с вероятностью 90% развития грозы

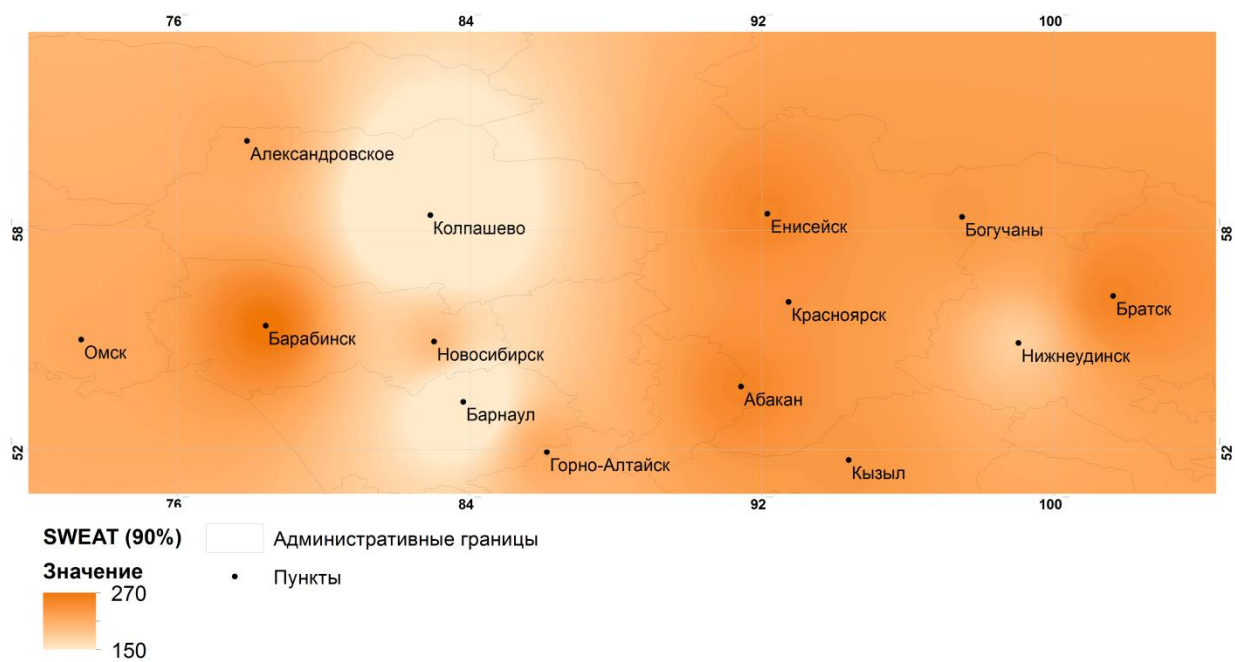


Рис. Г10 – Пространственное распределение значений индекса неустойчивости SWEAT с вероятностью 90% развития грозы

+Приложение Д

Таблица Д1

Статистические характеристики индексов неустойчивости атмосферы, рассчитанные по данным радиозондов (Р) и MOD07_L2 (М)

Параметры	Среднее	σ	Минимум	Максимум	Эмпирическое значение t-критерия (уровень значимости)		Эмпирическое значение критерия Фишера (уровень значимости)
					Значение	(уровень значимости)	
TOTL	Колпашево	Р	46,7	8,9	33,0	77,5	4,0 (p < 0,01)
		М	49,4	3,9	41,5	63,0	
	Ключи	Р	45,3	4,4	32,6	55,5	0,9 (p > 0,05)
		М	40,1	5,1	30,0	53,2	
LIFT	Колпашево	Р	3,3	5,5	-14,2	14,7	1,8 (p = 0,02)
		М	0,8	3,6	-5,0	9,5	
	Ключи	Р	5,9	4,0	-2,6	15,0	1,0 (p < 0,05)
		М	7,7	3,9	-2,3	15,0	
KIND	Колпашево	Р	23,7	9,7	0,0	41,5	1,8 (p = 0,02)
		М	24,5	7,9	0,0	36,0	
	Ключи	Р	19,9	8,9	0,8	36,7	1,3 (p > 0,05)
		М	15,1	7,8	0,1	31,6	

Значения индексов неустойчивости атмосферы, рассчитанные по результатам аэрологического зондирования и восстановленные по данным спутниковых наблюдений за теплый период 2004–2015 гг.

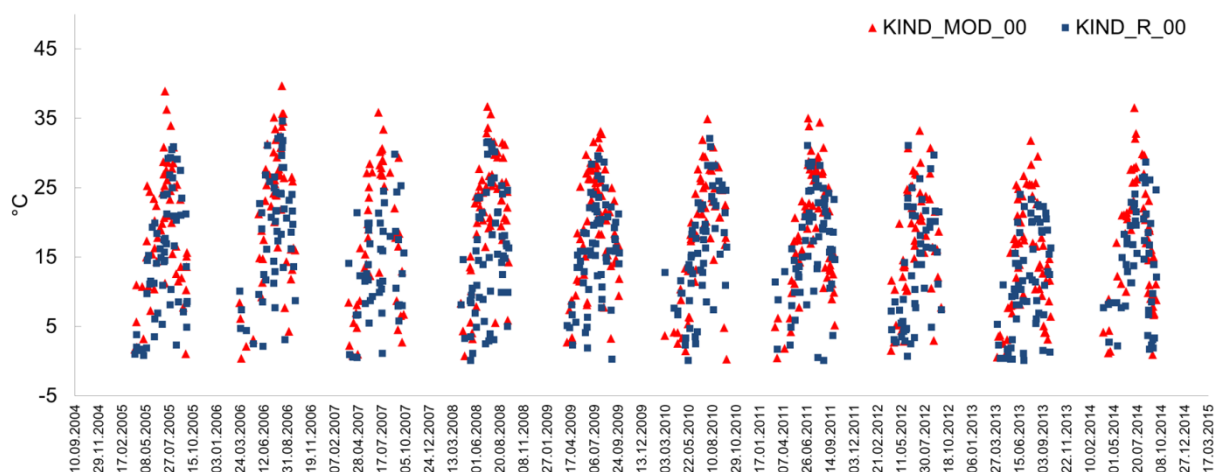


Рис. Е1 – Значения индекса KIND, рассчитанные по данным аэрологического (KIND_R_00) и спутникового (KIND_MOD_00) зондирования за 00 ч ВСВ для аэрологической станции Ключи

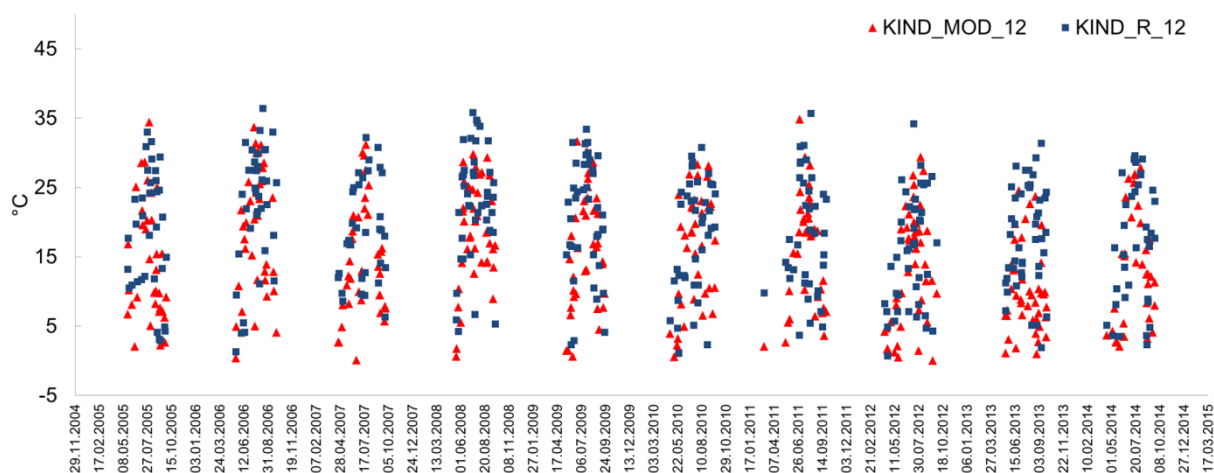


Рис. Е2 – Значения индекса KIND, рассчитанные по данным аэрологического (KIND_R_12) и спутникового (KIND_MOD_12) зондирования за 12 ч ВСВ для аэрологической станции Ключи

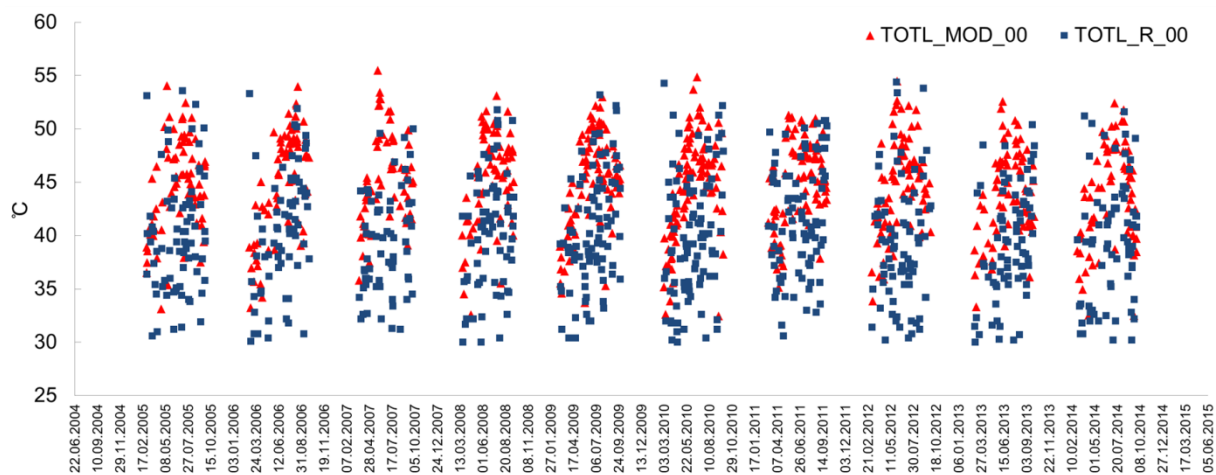


Рис. Е3 – Значения индекса TOTL, рассчитанные по данным аэрологического (TOTL_R_00) и спутникового (TOTL_MOD_00) зондирования за 00 ч ВСВ для аэрологической станции Ключи

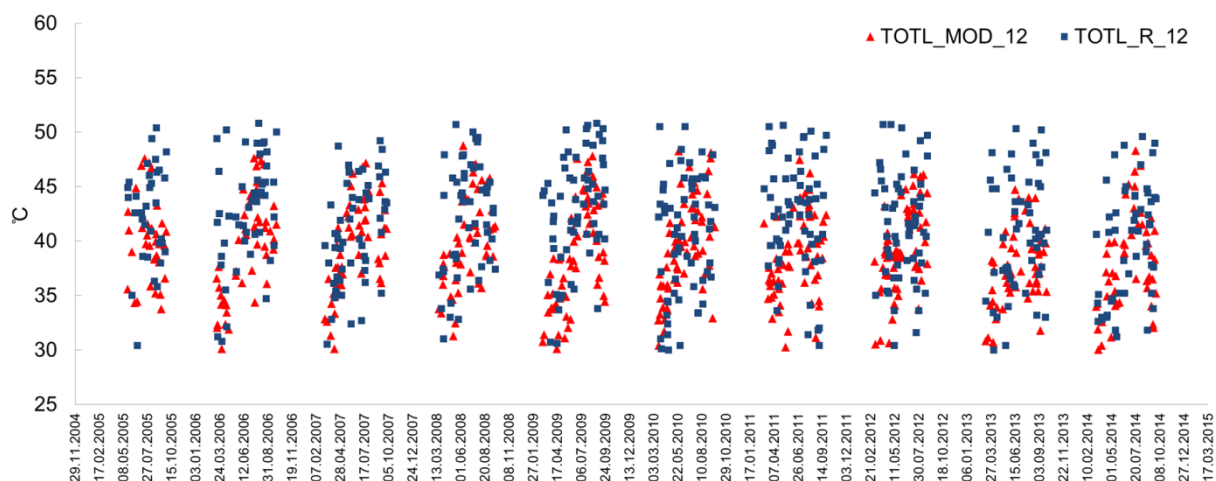


Рис. Е4 – Значения индекса TOTL, рассчитанные по данным аэрологического (TOTL_R_12) и спутникового (TOTL_MOD_12) зондирования за 12 ч ВСВ для аэрологической станции Ключи

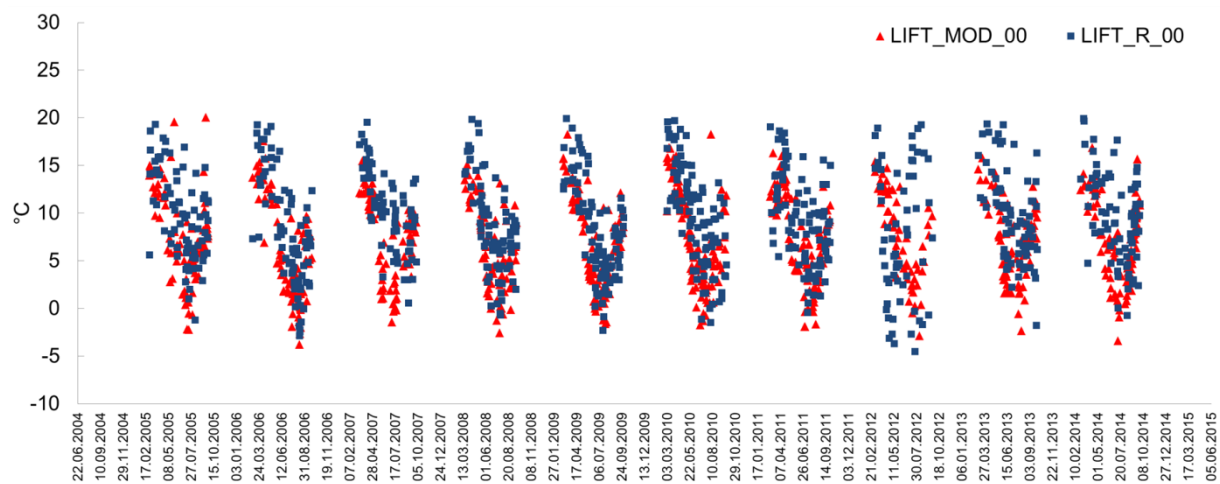


Рис. Е5 – Значения индекса LIFT, рассчитанные по данным аэрологического (LIFT_R_00) и спутникового (LIFT_MOD_00) зондирования за 00 ч ВСВ для аэрологической станции Ключи

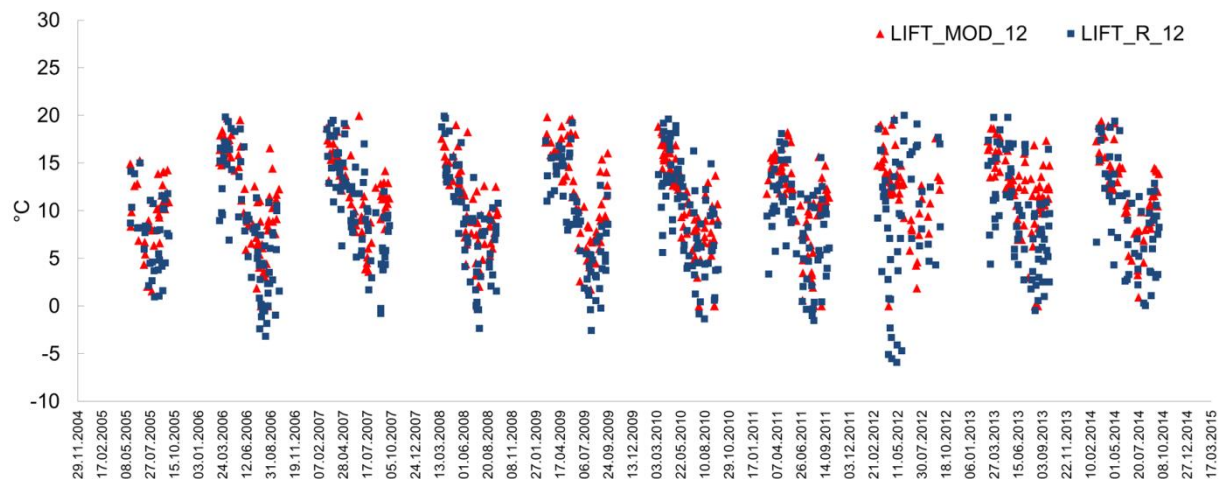


Рис. Е6 – Значения индекса LIFT, рассчитанные по данным аэрологического (LIFT_R_12) и спутникового (LIFT_MOD_12) зондирования за 12 ч ВСВ для аэрологической станции Ключи

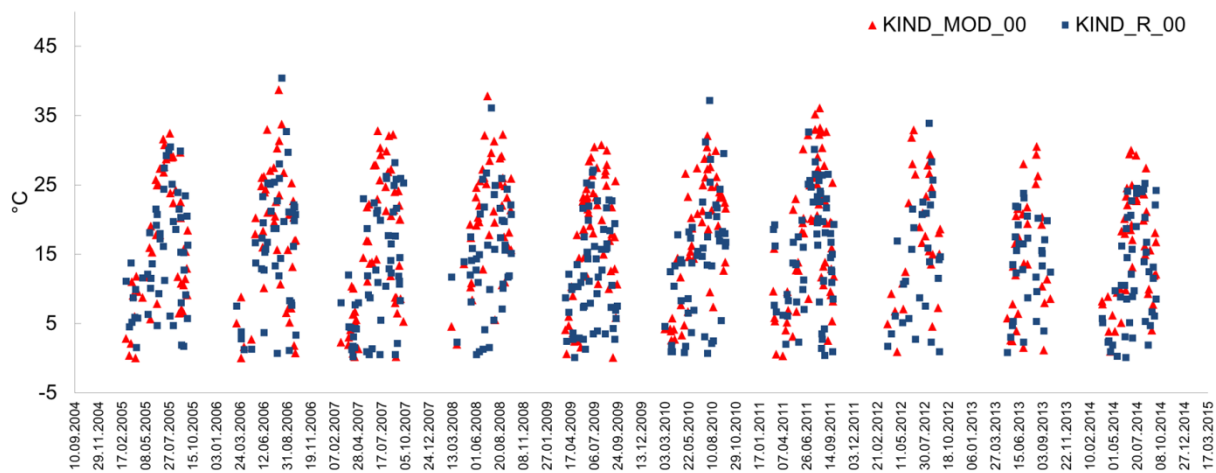


Рис. Е7 – Значения индекса KIND, рассчитанные по данным аэрологического (KIND_R_00) и спутникового (KIND_MOD_00) зондирования за 00 ч ВСВ для аэрологической станции Петропавловск-Камчатский

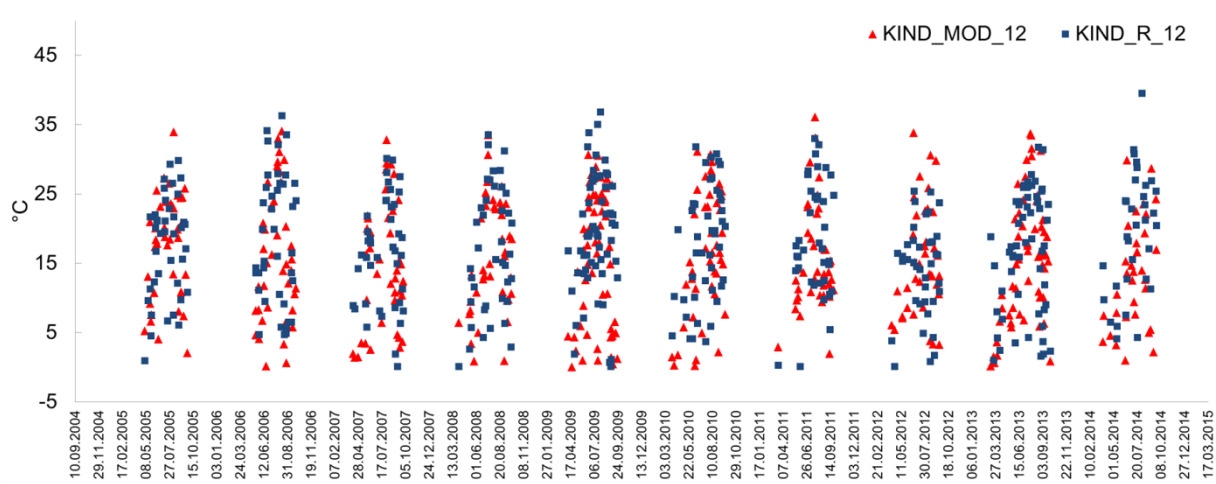


Рис. Е18 – Значения индекса KIND, рассчитанные по данным аэрологического (KIND_R_12) и спутникового (KIND_MOD_12) зондирования за 12 ч ВСВ для аэрологической станции Петропавловск-Камчатский

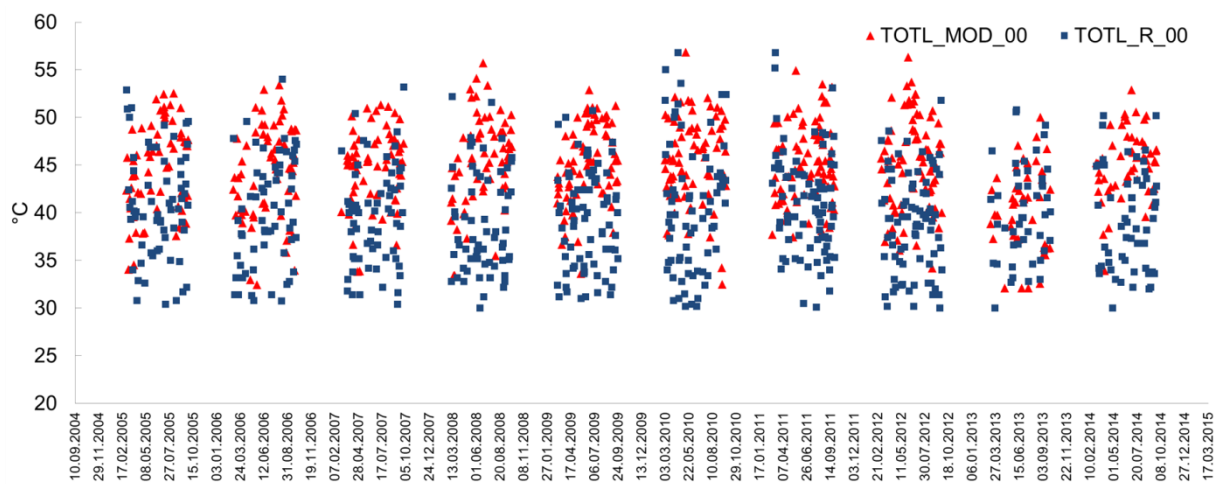


Рис. Е9 – Значения индекса TOTL, рассчитанные по данным аэрологического (TOTL_R_00) и спутникового (TOTL_MOD_00) зондирования за 00 ч ВСВ для аэрологической станции Петропавловск-Камчатский

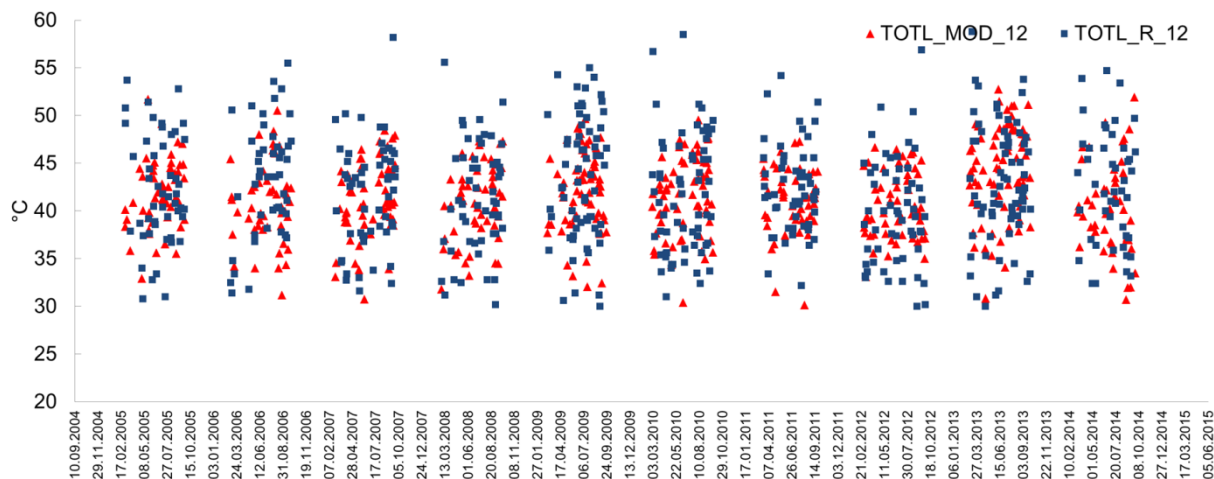


Рис. Е10 – Значения индекса TOTL, рассчитанные по данным аэрологического (TOTL_R_12) и спутникового (TOTL_MOD_12) зондирования за 12 ч ВСВ для аэрологической станции Петропавловск-Камчатский

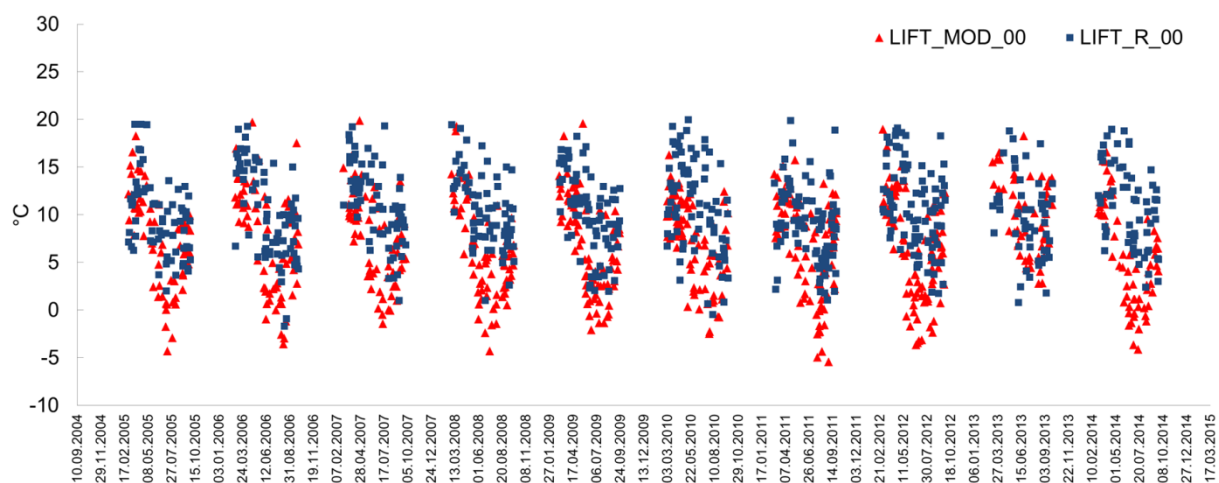


Рис. Е11 – Значения индекса LIFT, рассчитанные по данным аэрологического (LIFT_R_00) и спутникового (LIFT_MOD_00) зондирования за 00 ч ВСВ для аэрологической станции Петропавловск-Камчатский

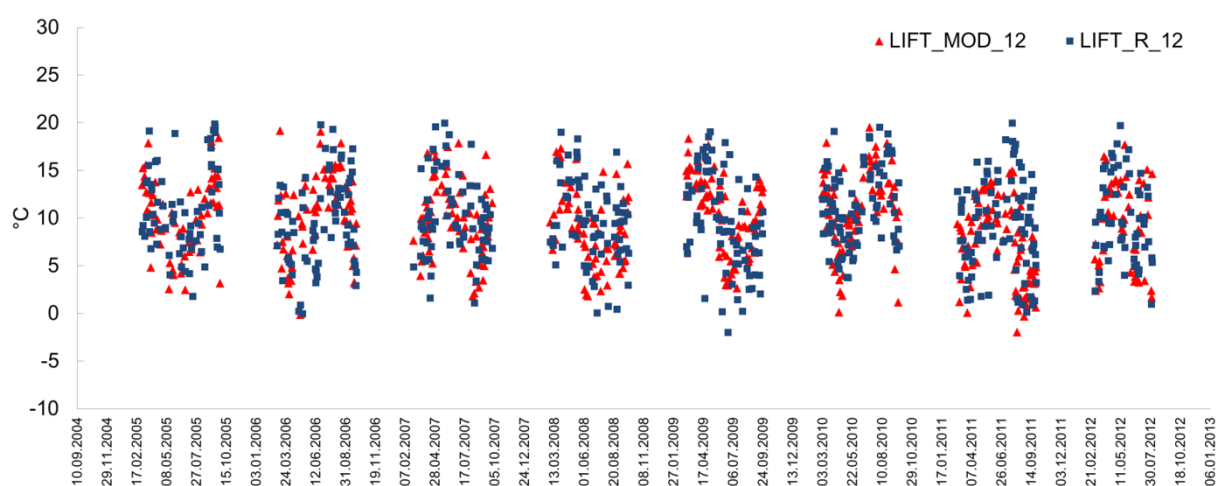


Рис. Е12 – Значения индекса LIFT, рассчитанные по данным аэрологического (LIFT_R_12) и спутникового (LIFT_MOD_12) зондирования за 12 ч ВСВ для аэрологической станции Петропавловск-Камчатский

Результаты численного моделирования WRF–ARW полей значений индекса неустойчивости атмосферы TOTL

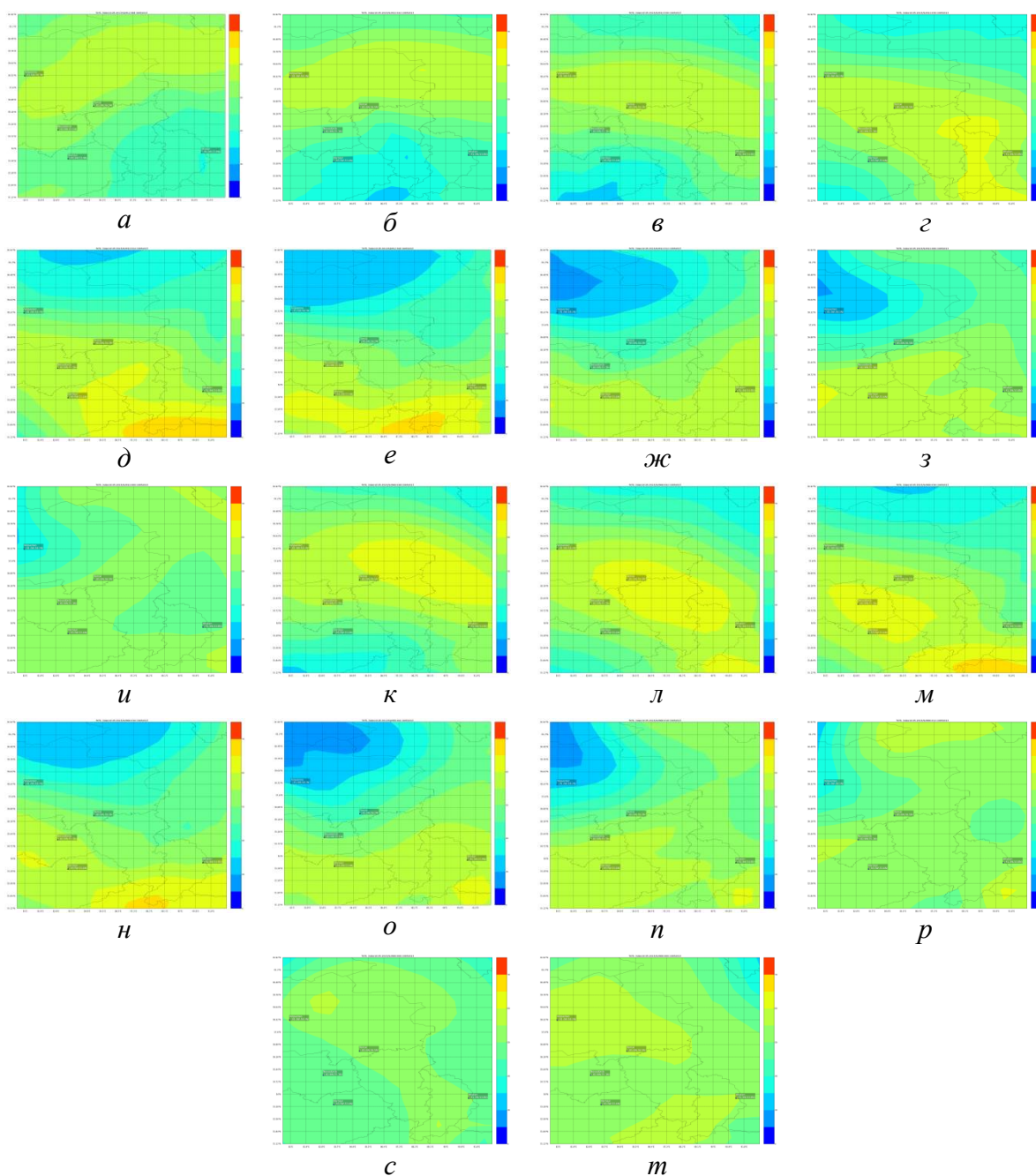


Рис. Ж1 – Поле значений индекса TOTL по данным модели WRF–ARW с заблаговременностью 48-00 ч (а–и), SLM12 и 48-00 ч (к–т), SLM00 для 10.05.2013 г.

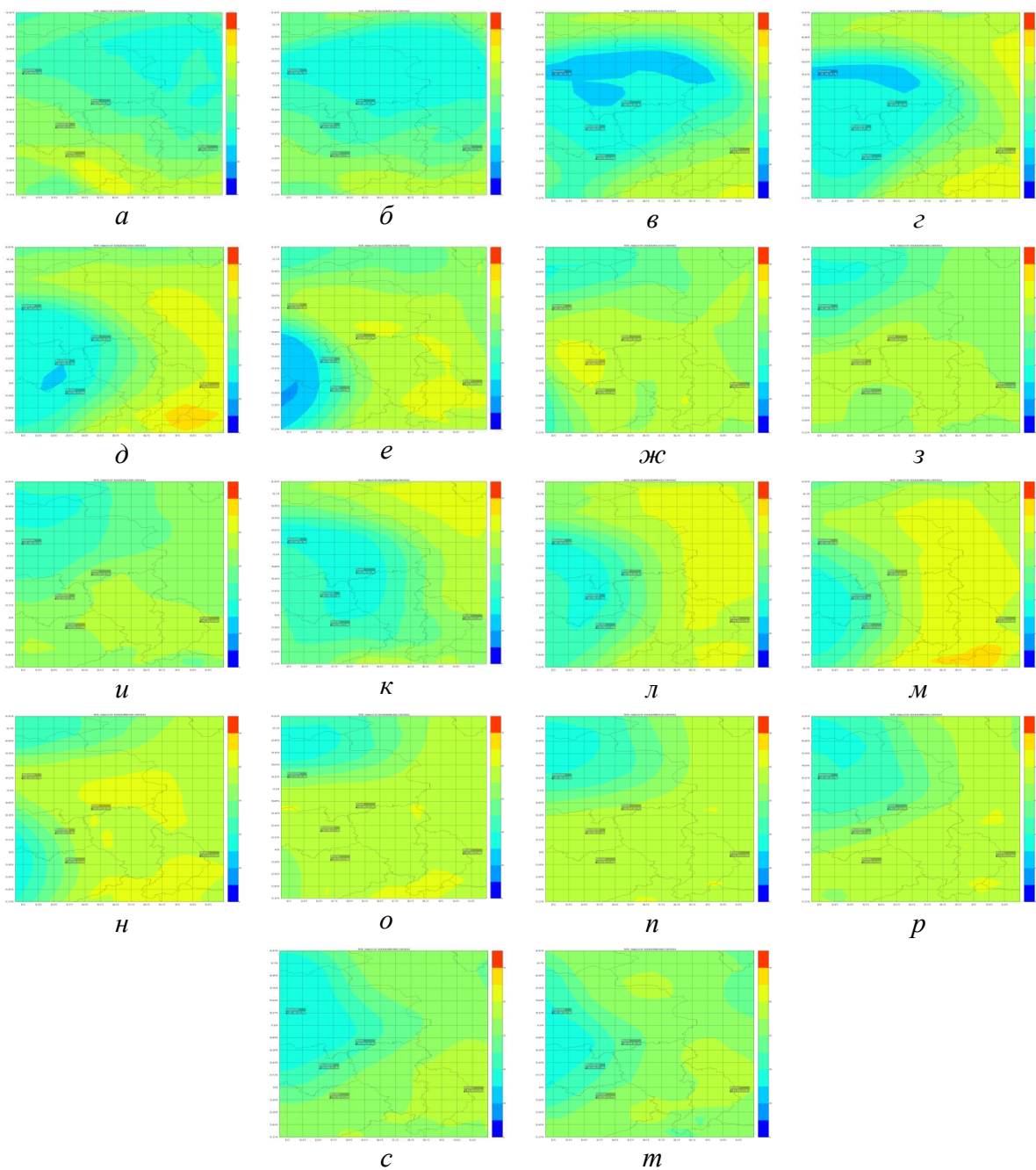


Рис. Ж2 – Поле значений индекса TOTL по данным модели WRF–ARW с заблаговременностью 48-00 ч (*а–и*), SLM12 и 48-00 ч (*к–т*), SLM00 для 13.07.2014 г.

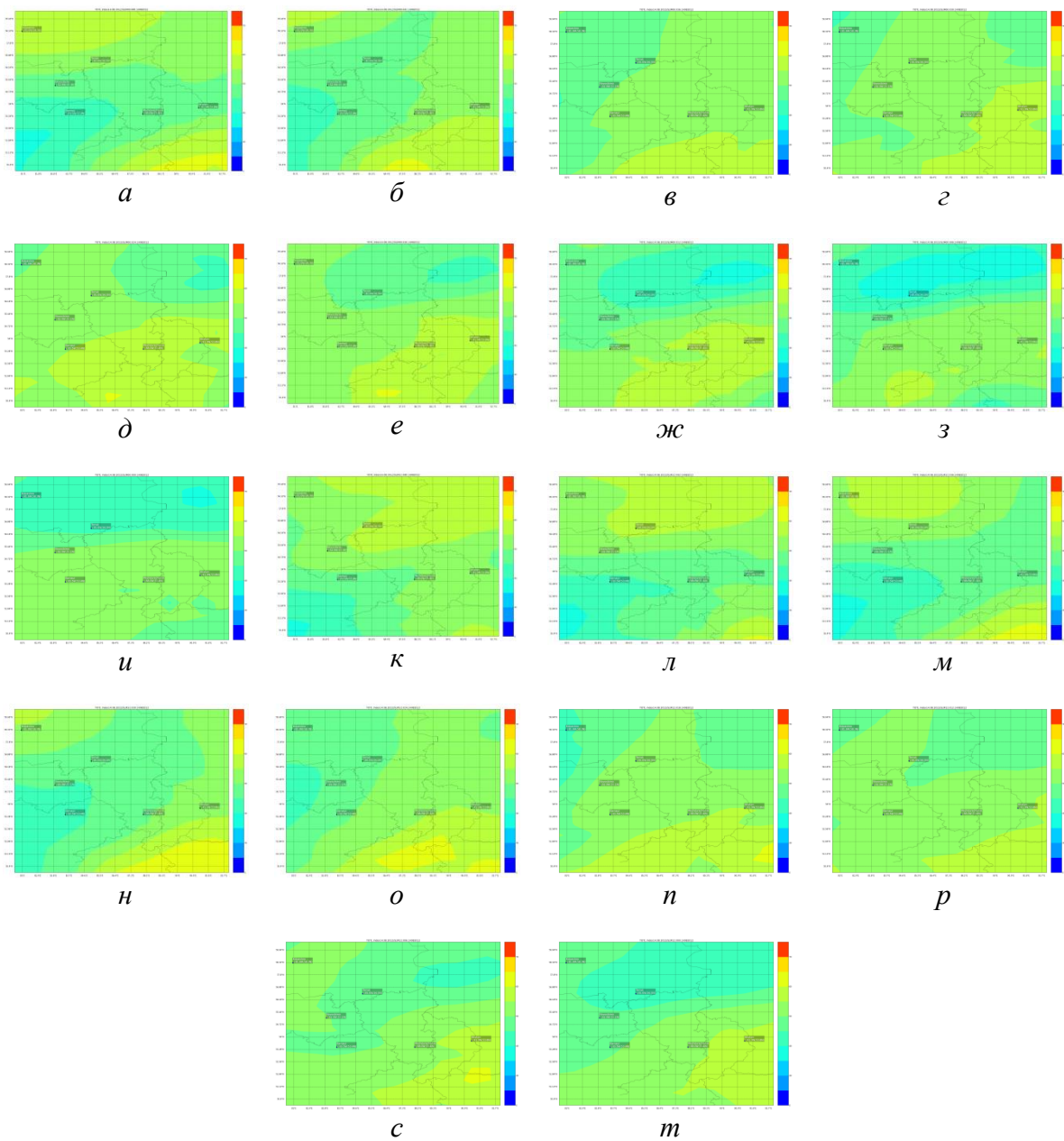


Рис. Ж3 – Поле значений индекса TOTL по данным модели WRF–ARW с заблаговременностью 48-00 ч (*а–и*), SLM12 и 48-00 ч (*к–т*), SLM00 для 14.08.2012 г.