

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ФИЗИКИ АТМОСФЕРЫ
им. А. М. ОБУХОВА

На правах рукописи

Зайцева Дарья Владимировна

ВНУТРЕННИЕ ГРАВИТАЦИОННЫЕ ВОЛНЫ В АТМОСФЕРНОМ
ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ПРИЗЕМНЫЕ
ХАРАКТЕРИСТИКИ ВЕРТИКАЛЬНОГО ОБМЕНА

Специальность 25.00.29 – Физика атмосферы и гидросферы

Диссертация на соискание учёной степени
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель
д.ф.-м.н. М.А. Каллистратова

Москва, 2022

Оглавление

Введение.....	4
1. ВНУТРЕННИЕ ГРАВИТАЦИОННЫЕ ВОЛНЫ В УСТОЙЧИВО СТРАТИФИЦИРОВАННОМ АТМОСФЕРНОМ ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ.....	17
1.1. Физическое описание устойчиво стратифицированного атмосферного пограничного слоя.....	17
1.2. Механизмы и условия образования эванесцентных внутренних гравитационных волн в атмосферном пограничном слое.....	22
1.3. Методы регистрации волн в атмосферном пограничном слое.....	26
1.4. Влияние внутренних гравитационных волн на интенсивность турбулентности.....	31
1.4.1. Лабораторные и численные эксперименты.....	31
1.4.2. Натурные исследования.....	35
1.5. Выводы из Главы 1.....	42
2. НАБЛЮДЕНИЯ ВНУТРЕННИХ ГРАВИТАЦИОННЫХ ВОЛН В УСТОЙЧИВО СТРАТИФИЦИРОВАННОМ АТМОСФЕРНОМ ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ.....	43
2.1. Используемая аппаратура и измерительные пункты.....	44
2.1.1. Акустический локатор (содар).....	44
2.1.2. Сопутствующие измерения.....	46
2.1.3. Измерительные пункты.....	47
2.2. Регистрация волнообразных движений.....	50
2.2.1. Классификация волнообразных движений по содарным эхограммам. .	50
2.2.2. Совместная регистрация волнообразных движений при помощи содаров и микробарографов.....	55
2.3. Внутренние гравитационные волны над разными подстилающими поверхностями.....	59
2.3.1. Волны над степной и аридной зонами.....	59
2.3.2. Волны над морской поверхностью в прибрежной зоне.....	64
2.3.3. Волны над заснеженной поверхностью в Антарктическом регионе.....	66

2.3.4. Волны над сельской местностью в пригороде Москвы.....	67
2.4. Климатология внутренних гравитационных волн над пригородной местностью.....	69
2.4.1. Частота регистрации волн разных классов.....	69
2.4.2. Статистика параметров волн разных классов.....	71
2.5. Выводы из Главы 2.....	75
3. ВЛИЯНИЕ ВНУТРЕННИХ ГРАВИТАЦИОННЫХ ВОЛН НА ВЕРТИКАЛЬНЫЙ ОБМЕН В УСТОЙЧИВО СТРАТИФИЦИРОВАННОМ АТМОСФЕРНОМ ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ.....	76
3.1. Метод оценки влияния волн на вертикальный обмен.....	76
3.1.1. Расчёт характеристик турбулентности и вертикального обмена.....	77
3.1.1.1. По данным дистанционных измерений.....	77
3.1.1.2. По данным измерений на мачте.....	78
3.1.2. Метод оценки степени влияния ВГВ на рассчитываемые характеристики.....	84
3.2. Экспериментальные данные о влиянии волн на вертикальный обмен.....	86
3.2.1. Критерии отбора волновых эпизодов для исследования.....	86
3.2.2. Примеры поведения характеристик турбулентности во время прохождения цугов волн.....	87
3.2.2.1. По данным дистанционных измерений.....	88
3.2.2.2. По данным измерений на мачте.....	90
3.2.3. Сопоставление степени влияния волн разных классов.....	96
3.3. Обсуждение результатов.....	99
3.4. Выводы из Главы 3.....	103
Заключение.....	105
Список литературы.....	108
Список иллюстраций.....	125
Список таблиц.....	129
Приложение 1.....	130
Приложение 2.....	132

Введение

Работа посвящена экспериментальному исследованию параметров внутренних гравитационных волн (ВГВ), захваченных устойчиво стратифицированным атмосферным пограничным слоем (УАПС), а также анализу воздействия ВГВ на обменные процессы в УАПС. В качестве основного инструмента исследования ВГВ использовались акустические локаторы (сонары), позволяющие регистрировать субмезомасштабные структуры в поле интенсивности мелкомасштабных турбулентных неоднородностей. По доплеровскому сдвигу частоты эхо-сигнала содара определялись вертикальные профили компонент средней скорости ветра и её флуктуаций. На высотно-временных эхограммах интенсивности содарного эхо-сигнала визуализировалась структура атмосферного пограничного слоя (АПС) в диапазоне высот от двух-трех десятков до нескольких сот метров и её изменения на временных масштабах от нескольких десятков секунд до нескольких часов. Это позволило провести классификацию регистрируемых на эхограммах периодических движений в поле мелкомасштабных флуктуаций показателя преломления звука. Рассмотрены ВГВ двух классов: внутренние гравитационно-сдвиговые волны (ВГСВ) типа валов Кельвина-Гельмгольца (ВКГ) и волны плавучести (ВП). На основе экспедиционных содарных измерений в различных местностях, а также многолетних непрерывных содарных измерений в пригороде Москвы, получены данные о частоте повторяемости и параметрах ВГСВ и ВП в различные сезоны.

Для определения характеристик обменных процессов использовались данные высокочастотных измерений флуктуаций температуры воздуха и скорости ветра в приземном слое атмосферы с помощью ультразвуковых термометров-анемометров (соников), расположенных на метеорологических мачтах. Анализировались изменения структурной характеристики температуры, дисперсии вертикальной компоненты скорости ветра, турбулентной кинетической энергии, а также потоков

тепла и импульса во время прохождения волн и в смежные промежутки времени. По данным измерений над однородной степью и в пригородной местности были получены количественные оценки изменений характеристик вертикального турбулентного обмена, сопутствующего прохождению цугов волн. Было проведено сопоставление степени влияния цугов волн разных классов.

Актуальность темы

Актуальность темы диссертации обусловлена ролью ВГВ в формировании структуры и динамики УАПС.

Через АПС происходит обмен теплом, импульсом и примесями между земной поверхностью и свободной атмосферой. Обменные процессы в АПС определяют погоду и качество воздуха, воздействуют на распространение звуковых и оптических волн, влияют на выпадение осадков, на эффективность работы ветровых турбин, на безопасность воздушной навигации. Долгое время в атмосферных исследованиях устойчивой стратификации уделялось гораздо меньше внимания, чем нейтральной и неустойчивой. Однако, в последние годы в мировых исследованиях АПС наибольшее внимание уделяется именно устойчиво стратифицированным пограничным слоям, поскольку физические механизмы турбулентного перемешивания в них до сих пор недостаточно поняты и плохо параметризуются.

Усиление интереса к деталям строения и эволюции УАПС произошло в конце прошлого века в процессе создания и применения всё более подробных мезомасштабных численных моделей АПС, необходимых для краткосрочного регионального прогноза погоды и загрязненности воздуха, а также для многих специальных приложений, таких как ветроэнергетика и аэронавигация [Baklanov *et al.* 2011]. Увеличение мощности вычислительной техники позволило существенно улучшить пространственную разрешающую способность оперативных моделей — вплоть до километра по горизонтали и десятков метров по вертикали. Однако, оказалось, что такое улучшение разрешающей способности не приводит к повышению оправдываемости прогноза.

Более того, были обнаружены систематические ошибки оперативных региональных прогнозов в предсказании значений приповерхностных метеорологических величин. Так, например, прогнозируемая температура воздуха на высоте двух метров в ночное время часто на несколько градусов превышает наблюдаемую. Для исправления этого положения в современных оперативных моделях (например, в моделях Европейского центра мезомасштабных прогнозов погоды, ECMWF) вводятся физически не обоснованные эмпирические «функции устойчивости», которые искусственно увеличивают вертикальную турбулентную диффузию в УАПС и, как следствие, уменьшают ошибки моделирования приземной температуры воздуха, а также давления в циклонах [Sandu et al. 2013]. Очевидно, что такой путь улучшения прогнозов является малоперспективным, поэтому в настоящее время сотни публикаций посвящены усовершенствованию физической параметризации УАПС с учётом многих факторов, например, радиационного обмена, неоднородности поверхности, и т.п. [Edwards et al 2020]. В число таких факторов необходимо включать и генерируемые, либо захваченные в УАПС субмезомасштабные ВГВ, которые воздействуют на обменные процессы в этом слое [Sun et al. 2015]. Однако, к настоящему времени учёт ВГВ в подсеточной параметризации УАПС был предложен лишь для мезомасштабных орографических волн, вызванных холмистостью подстилающей поверхности [Tsiringakis et al. 2017], а для волнообразных движений неорографического происхождения, которые наблюдаются в УАПС повсеместно, подобные параметризации отсутствуют.

До сих пор не ясны все механизмы посредством которых происходит взаимодействие между волнами и турбулентностью и нет единого мнения о том, в какой мере различные волнообразные движения влияют на интенсивность турбулентного обмена в УАПС. Теоретические и численные исследования этих вопросов чрезвычайно трудны не только в силу сложности и нелинейности проблемы, но также из-за недостаточности экспериментальных данных. Необходимость интенсивных экспериментальных исследований обменных процессов была акцентирована в решениях Международного рабочего совещания

по проблеме взаимодействия волн и турбулентности в УАПС, проводившегося в Американском Национальном Центре для атмосферных исследований (NCAR) [Nappo et al. 2014]. В последние десятилетия было проведено много специальных полевых кампаний по исследованиям УАПС (см., например, CASES99, CBLAST-Low, FLOSS-II, SABLES2006, BLLAST, SHEBA, WFIP, WFIP2, ISOBAR), материалы которых продолжают обрабатываться.

Проведенные в диссертации экспериментальные исследования свойств и параметров ВГВ в АПС, а также получение количественных оценок степени воздействия ВГВ на характеристики обменных процессов являются актуальными, и будут способствовать, в перспективе, усовершенствованию параметризаций потоков тепла и импульса в численных мезомасштабных прогностических моделях АПС.

Цель работы

Целью настоящей работы является получение количественных оценок степени влияния внутренних гравитационных волн на турбулентный обмен в устойчиво стратифицированном атмосферном пограничном слое.

В соответствии с поставленной целью были решены следующие задачи:

1. Проведение комплексных экспериментальных исследований турбулентной структуры АПС в различных местностях и сопоставление методов детектирования волновых движений в АПС: с помощью содаров, микробарографов и *in situ* измерений на мачтах.

2. Разработка критериев классификации волнообразных движений, наблюдаемых на содарных эхограммах, и выявление эпизодов, относящихся к двум основным классам ВГВ в АПС: волнам плавучести и внутренним гравитационно-сдвиговым волнам типа валов Кельвина-Гельмгольца.

3. Статистический анализ параметров волн разных классов по данным экспедиционных измерений и многолетних измерений на стационарном пункте в слабо неоднородной сельской местности в пригороде Москвы.

4. Разработка методов количественной оценки воздействия цугов волн в АПС на характеристики турбулентности на основе натурных измерений.

5. Получение количественных оценок влияния цугов волн на характеристики турбулентности, рассчитываемые внутри слоя волновой активности и в приземном слое атмосферы. Сопоставление полученных оценок для различных классов волн.

6. Сопоставление полученных экспериментальных оценок с опубликованными ранее экспериментальными и модельными данными.

Методы исследования

В качестве основного инструмента для регистрации волнообразных движений в АПС использовались доплеровские акустические локаторы (содары). Дистанционное акустическое зондирование не нарушает воздушное течение, позволяет визуализировать вертикальную структуру цугов волн, оценивать амплитуду и периоды волн, определять высотное расположение волнового слоя и продолжительность его существования. Идентификация и классификация волн производилась при помощи визуального анализа содарных эхограмм.

Вертикальные профили компонент скорости ветра и их флуктуации определялись по доплеровским содарным измерениям. Вертикальные профили средней температуры воздуха в АПС определялись сканирующим радиометром. Для расчёта характеристик турбулентности в приземном слое атмосферы использовались стандартные микрометеорологические измерения с помощью акустических термометров-анемометров на мачтах.

Для получения количественных оценок воздействия ВГВ на характеристики вертикального обмена, измерения последних проводились в смежные промежутки времени — до появления волн и во время их прохождения (при контроле стационарности средних метеорологических условий в АПС). Для разделения вклада турбулентных и волновых движений в приземном слое вычисления этих характеристик проводились с различным временем осреднения. Кроме того, рассчитывались энергетические спектры потоков тепла и импульса.

Научная новизна

1. Впервые анализ воздействия ВГВ в АПС на интенсивность обменных процессов проведен на основе данных длительной серии натуральных измерений, обработанных по единой методике.

2. Впервые предложен и реализован метод получения количественных оценок степени воздействия ВГВ по данным микрометеорологических измерений для временных периодов, смежных с эпизодами волной активности, при сохранении средних метеорологических условий.

3. Впервые с помощью акустического зондирования АПС исследование воздействия проведено отдельно для двух классов ВГВ – внутренних гравитационно-сдвиговых волн (ВГСВ) и волн плавучести (ВП).

4. Впервые продемонстрированы различия в степени воздействия волн различных классов на турбулентность.

Научная и практическая значимость

Экспериментальные исследования влияния генерируемых и захваченных в УАПС волн на интенсивность вертикального обмена необходимы для верификации результатов численных экспериментов и для уточнения параметризаций, используемых при моделировании УАПС.

Потенциальными потребителями результатов диссертации являются различные организации Российской Академии наук, Росгидромета, Министерства образования и науки РФ.

Апробация работы

Материалы диссертации были представлены в виде докладов на двух российских школах-конференциях молодых учёных “Состав атмосферы. Атмосферное электричество. Климатические Эффекты” (Борок, 2017; Борок 2020), на двух международных симпозиумах по развитию дистанционного зондирования атмосферного пограничного слоя ISARS (Болгария, 2016; Германия, 2018), на семинаре в Институте физики атмосферы КНДР (Пекин, 2018), на

международной конференции «Турбулентность, динамика атмосферы и климата» (Москва, 2020), на семинаре отдела динамики атмосферы ИФА им. А.М. Обухова РАН 16 сентября 2021 года, а также на семинаре «Экологический мониторинг и исследование антропогенных воздействий на окружающую среду», ИФА им. А.М. Обухова РАН 18 октября 2021 года.

Публикации

Основные результаты по теме диссертации изложены в 18 печатных работах, 8 из которых в изданиях индексируемых WoS и Scopus, 2 статьи во входящих в РИНЦ сборниках трудов, 8 – в сборниках тезисов российских и международных конференций.

На защиту выносятся следующие положения и результаты:

1. Критерии разделения периодических структур, регистрируемых на содарных эхограммах на два класса — внутренние гравитационно-сдвиговые волны (ВГСВ) и волны плавучести (ВП).
2. Результаты статистического анализа параметров периодических структур двух классов волн для примерно тысячи эпизодов по данным измерений в 2008-2015 гг. в Московской области.
3. Метод количественной оценки воздействия ВГВ в АПС на обменные процессы с помощью сопоставления микрометеорологических характеристик приземного слоя атмосферы в смежные периоды времени, отличающиеся присутствием или отсутствием волновых структур на содарных эхограммах.
4. Описание и анализ средних величин потоков тепла и импульса и их спектров для 41 наиболее отчётливых из зарегистрированных эпизодов ВГВ. Результаты анализа изменения значений характеристик турбулентности и вертикальных профилей температуры воздуха и скорости ветра до и во время прохождения цугов волн.
5. Количественные оценки степени влияния цугов волн двух классов на

рассчитываемые характеристики турбулентности.

6. Результаты качественного сопоставления полученных экспериментальных оценок с опубликованными ранее.

Личный вклад автора

Автор принимала непосредственное участие в постановке и решении всех задач диссертационной работы. Она проводила содарные измерения в 6 полевых экспедициях в Калмыкии, в Ростовской области и в прибрежной зоне Черного моря. Автором была самостоятельно проведена основная часть анализа содарных эхограмм, разработаны и применены критерии разделения ВГВ в АПС на классы. Автором была разработана методика получения количественной информации о степени воздействия ВГВ на обменные процессы. Автор провела обработку всех использованных в диссертации содарных и микрометеорологических данных, включая расчеты параметров волн и характеристик турбулентности, а также представление их статистики и обобщенных свойств.

Достоверность и обоснованность научных положений и выводов

Все положения представленной диссертационной работы обоснованы и соответствуют общефизическим представлениям о структуре и динамике атмосферного пограничного слоя. Их достоверность обеспечена применением апробированной измерительной аппаратуры и согласием результатов измерений, проведенных в различных местностях в ходе многочисленных экспедиций и многолетнего мониторинга АПС в стационарном измерительном пункте. Выводы работы прошли достаточную апробацию как в виде докладов на конференциях и симпозиумах, так и в виде публикаций в реферируемых научных журналах.

Список трудов автора по теме диссертации.

Публикации в изданиях, входящих в список ВАК и базы данных WoS и Scopus:

1. Зайцева Д. В., Каллистратова М.А., Люлюкин В.С., Кузнецов Р.Д., Кузнецов Д.Д. 2018: Воздействие внутренних гравитационных волн на флуктуации

метеорологических параметров атмосферного пограничного слоя // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. – 2018. – Т. 54. – №. 2. – С. 195-205.

2. Каллистратова М. А., Петенко И.В., Кузнецов Р.Д., Куличков С.Н., Чхетиани О.Г., Чунчужов И.П., Люлюкин В.С., Зайцева Д.В., Вазаева Н.В., Кузнецов Д.Д., Перепёлкин В.Г., Буш Г.А. 2018: Содарное зондирование атмосферного пограничного слоя (обзор работ ИФА им. АМ Обухова РАН) // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. – 2018. – Т. 54. – №. 3. – С. 283-300.

3. Zaitseva D. V., Kouznetsov R. D. 2019: Observation of Kelvin-Helmholtz and propagating buoyancy waves in the Antarctic with the help of sodar and microbarograph // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. – 2019. – V. 231. – №. 1. – 012054.

4. Lyulyukin V., Kallistratova M., Zaitseva D., Kuznetsov D., Artamonov A., Repina I., Petenko I., Kouznetsov R., Pashkin A. 2019: Sodar observation of the ABL structure and waves over the black sea offshore site // Atmosphere – 2019. – V. 10. – №. 12. – 811.

5. Чечин Д.Г., Артамонов А.Ю., Бодунков Н.Е., Живоглотов Д.Н., Зайцева Д.В., Калягин М.Ю., Кузнецов Д.Д., Кунашук А.А., Шевченко М.А., Шестакова А.А. 2021: Опыт исследования турбулентной структуры атмосферного пограничного слоя с помощью беспилотного летательного аппарата // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. – 2021. – Т. 57. – №. 5. – С. 602-610.

6. Чунчужов И. П., Куличков С.Н., Попов О.Е., Перепёлкин В.Г., Зайцева Д.В., Сомсиков В.М. 2021: Волновые возмущения атмосферного давления и скорости ветра в тропосфере, связанные с солнечным терминатором // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. – 2021. – Т. 57. – №. 6. – С. 665-679.

7. Zaitseva D., Kallistratova M., Lyulyukin V., Kouznetsov R., Kuznetsov D. 2022: On the influence of internal gravity waves on the intensity of turbulence in the atmospheric boundary layer // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. – 2022. – V. 1040 – 012034.

8. Lyulyukin V., Zaitseva D., Kuznetsov D., Repina I., Kallistratova M. 2022: Sodar observation of the breeze return currents over the coastal zone of the Black Sea // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. – IOP Publishing, – 2022. – V. 1040 – 012036.

Статьи в сборниках:

9. Каллистратова М.А., Люлюкин В.С., Кузнецов Р.Д., Петенко И.В., Зайцева Д.В., Кузнецов Д.Д. 2017: Содарные исследования волн Кельвина-Гельмгольца в низкоуровневых струйных течениях // ”Динамика волновых и обменных процессов в атмосфере”. — М.: ГЕОС. — 2017. — 508 С. - С. 212-259.

10. Зайцева Д.В., Каллистратова М.А., Люлюкин В.С., Перепелкин В.Г., Кузнецов Р.Д., Кузнецов Д.Д., Буш Г.А. 2018: Внутренние гравитационные волны разных типов в устойчиво стратифицированном атмосферном пограничном слое по данным содара и микробарографа // Турбулентность, динамика атмосферы и климата: сборник трудов — М.: Физматкнига, 2018. — 587 С. — С.516-521.

Тезисы докладов:

11. Зайцева Д.В., Юшков В.П. 2015: « Структурные функции флуктуаций скорости звука в турбулентной атмосфере» // 19-я Международная школа-конференция молодых учёных «Состав атмосферы. Атмосферное электричество. Климатические процессы». Сборник тезисов докладов. – М.-Туапсе: ГЕОС. – 2015. – 127 С. – С.67.

12. Зайцева Д.В. 2017: Влияние внутренних гравитационных волн на развитие турбулентности в устойчиво-стратифицированном атмосферном пограничном слое // Состав атмосферы. Атмосферное электричество. Климатические процессы. Тезисы докладов XXI Всероссийской школы-конференции молодых ученых – Ярославль : Филигрань. – 2017. – 90 С. – С.55.

13. Зайцева Д.В., Каллистратова М.А. 2018: Измерения параметров волн в атмосферном пограничном слое содаром и микробарографом // Тезисы докладов XXIII международной конференции «Нелинейные задачи теории гидродинамической устойчивости и турбулентность» – М.: Издательство Московского университета. – 2018. – 127 с. – с.48.

14. Зайцева Д.В., Каллистратова М.А., Люлюкин В.С., Кузнецов Р.Д., Кузнецов Д.Д. 2020: Содарные исследования внутренних гравитационных волн в атмосферном пограничном слое и их влияние на обменные процессы // Состав атмосферы. Атмосферное электричество. Климатические процессы. Тезисы докладов XXIII Всероссийской школы-конференции молодых ученых – Ярославль : Филигрань. – 2020. – 124 с. – с.80-81.

15. Vazaeva, N., Chkhetiani, O., Kurgansky, M., Kallistratova, M., Lyulyukin, V., Zaytseva, D. 2020: Statistical Characteristics of Thermal Convection Structures based on Acoustic Sounding Data // EGU General Assembly Conference Abstracts. – 2020. – P. 1061.

16. Вазаева Н.В., Чхетиани О.Г., Крамар В.Ф., Каллистратова М.А., Кузнецов Р.Д., Люлюкин В.С., Зайцева Д.В., Кузнецов Д.Д. 2020: Субмезомасштабные структуры в приземном слое атмосферы по данным минисодара высокого разрешения // Турбулентность, динамика атмосферы и климата. Всероссийская конференция, посвященная памяти академика Александра Михайловича Обухова. 10–12 ноября 2020 года. Сборник тезисов докладов. — М.: Физматкнига. – 2020. — 184 С. — С. 7.

17. Зайцева Д.В., Каллистратова М.А., Люлюкин В.С., Кузнецов Р.Д., Кузнецов Д.Д. 2020: О влиянии внутренних гравитационных волн разных типов на турбулентные характеристики в атмосферном пограничном слое // Турбулентность, динамика атмосферы и климата. Всероссийская конференция, посвященная памяти академика Александра Михайловича Обухова. 10–12 ноября 2020 года. Сборник тезисов докладов. — М.: Физматкнига. – 2020. — 184 С. — С. 143.

18. Люлюкин В.С., Каллистратова М.А., Кузнецов Д.Д., Зайцева Д.В. 2020: Содарные наблюдения бризовой циркуляции в прибрежной зоне Черного моря // Турбулентность, динамика атмосферы и климата. Всероссийская конференция, посвященная памяти академика Александра Михайловича Обухова. 10–12 ноября 2020 года. Сборник тезисов докладов. — М.: Физматкнига – 2020.— 184 С. — С. 146.

Благодарности

Автор выражает глубокую благодарность своему научному руководителю д.ф.-м.н. профессору Каллистратовой Маргарите Александровне; д.ф.-м.н. профессору Репиной Ирине Анатольевне, д.ф.-м.н. Куличкову Сергею Николаевичу и д.ф.-м.н. Чхетиани Отто Гурамовичу за организацию полевых измерений, использованных в работе; к.ф.-м.н. Кузнецову Ростиславу Дмитриевичу, к.ф.-м.н. Люлюкину Василию Сергеевичу и Кузнецову Дмитрию Дмитриевичу за предоставление доступа к данным их содарных и микрометеорологических измерений и помощь в их обработке и интерпретации; д.ф.-м.н. Чунчузову Игорю Петровичу и к.ф.-м.н. Перепёлкину Виталию Георгиевичу за проведение и обработку данных микробарографических измерений.

Диссертационная работа выполнялась в рамках плановых работ ИФА РАН, а также в рамках проекта, поддержанного Российским научным фондом (проект № 21-17-00021).

Структура диссертации.

Диссертация состоит из введения, трёх глав, заключения, списка цитируемой литературы и двух приложений. Общий объём диссертации составляет 134 страницы. Диссертация содержит 39 рисунков и 6 таблиц. Список литературы состоит из 164 публикаций.

Во Введении излагается общая характеристика исследований и их актуальность, сформулированы цель и задачи работы, а также основные научные результаты, выносимые на защиту; показана научная новизна работы и её практическая значимость.

Первая глава содержит обзор современного состояния исследований внутренних гравитационных волн (ВГВ), захваченных в устойчиво-стратифицированном атмосферном пограничном слое (УАПС). Приведено физическое описание механизмов и условий образования ВГВ неорографического происхождения, описаны существующие методы регистрации волн в АПС, обсуждено взаимодействие волн с турбулентностью по данным модельных,

лабораторных и натурных исследований. Сформулированы проблемы параметризации волновых явлений в численных прогностических моделях.

Вторая глава посвящена экспериментальному определению параметров ВГВ и их климатологической статистике. Приведено описание использованной в работе аппаратуры для регистрации волн и для сопутствующих измерений; проанализировано влияние разрешающей способности содаров на частоту обнаружения ВГВ и на диапазон определяемых параметров волн; проведено сопоставление результатов акустической и традиционной микробарографической регистрации ВГВ. На большом экспериментальном материале обосновано раздельное исследование двух классов ВГВ: гравитационно-сдвиговых волн (ВГСВ) типа валов Кельвина-Гельмгольца волн плавучести (ВП). Приведены результаты исследований волн в различной местности: в степной и аридной зонах, в шельфовой зоне моря. При статистических исследованиях, помимо данных проводившихся в работе измерений, были обработаны архивные данные измерений на Звенигородской научной станции ИФА и на финской Антарктической станции Абоа, полученные коллективом Радиоакустической лаборатории ИФА в 2008-2015 гг.

В третьей главе приведены результаты экспериментального исследования воздействия ВГВ на величину характеристик турбулентности и вертикальные потоки тепла и импульса в УАПС. Изложен предложенный метод количественной оценки влияния волн на вертикальный обмен в УАПС, основанный на сопоставлении данных, полученных в присутствии и в отсутствие ВГВ. Обоснован отбор эпизодов ВГВ для проведения расчетов. Приведены данные синхронных содарных измерений параметров ВГВ и микрометеорологических характеристик приземного слоя. Обобщены количественные оценки усиления обменных процессов под влиянием волновой активности, продемонстрировавшие сильное различие степени воздействия для волн разных классов. Показано качественное согласие полученных оценок с опубликованными.

В Заключении подведены итоги исследования и перечислены основные результаты работы.

1. ВНУТРЕННИЕ ГРАВИТАЦИОННЫЕ ВОЛНЫ В УСТОЙЧИВО СТРАТИФИЦИРОВАННОМ АТМОСФЕРНОМ ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ

Эта глава носит обзорный характер и имеет своей целью ознакомление с предметом и проблематикой исследования в общих чертах. В главе приведено описание качественно различных состояний устойчиво стратифицированного атмосферного пограничного слоя (УАПС) и сформулированы проблемы, возникающие при его моделировании. Затем дан краткий обзор базовых теоретических представлений о внутренних гравитационных волнах (ВГВ) и механизмах их генерации. Далее изложены методы используемые для наземной регистрации волнообразных движений в УАПС и перечислены некоторые результаты теоретических и экспериментальных исследований воздействия волн на интенсивность турбулентного обмена в УАПС.

Содержание главы ни в коей мере не является полноценным обзором проблем ВГВ в УАПС, которые изложены в нескольких специальных монографиях (например, [Госсард и Хук 1978.; Шакина 1990; Nappo 2013; Yang X. 2016]) и во многих сотнях публикаций в научных журналах.

1.1. Физическое описание устойчиво стратифицированного атмосферного пограничного слоя

Атмосферный пограничный слой (АПС) представляет собой турбулизированный слой воздуха, прилегающий к земле, на который

непосредственно оказывает влияние подстилающая поверхность. Через АПС происходит обмен теплом, импульсом и примесями между земной поверхностью и свободной атмосферой. Обменные процессы в АПС определяют погоду и качество воздуха, воздействуют на распространение звуковых и оптических волн, влияют на выпадение осадков, на эффективность работы ветровых турбин, на безопасность воздушной навигации. Долгое время в атмосферных исследованиях устойчивой стратификации уделялось гораздо меньше внимания, чем нейтральной и неустойчивой. Однако, в последние годы в мировых исследованиях АПС наибольшее внимание уделяется именно устойчиво стратифицированным пограничным слоям, поскольку физические механизмы турбулентного перемешивания в них до сих пор недостаточно поняты и плохо параметризуются. Радиационное охлаждение, наблюдаемое в ночное время при относительно чистом небе, является наиболее часто реализуемой причиной возникновения устойчиво стратифицированного атмосферного пограничного слоя (УАПС).

Традиционное описание УАПС в средних широтах над земной поверхностью можно найти во множестве работ [*Stull 1988, Kaimal and Finnigan 1994, Mahrt 2014* и др.]. Из-за снижения прихода тепла после захода солнца происходит радиационное выхолаживание подстилающей поверхности. Следствием этого процесса становится быстрое ослабление турбулентности и уменьшение глубины слоя перемешивания. Воздух, находящийся в непосредственном контакте с поверхностью, охлаждается и формируется статически устойчиво стратифицированный слой. Толщина сформировавшегося УАПС может варьироваться от нескольких метров до нескольких сотен метров. В холодные зимние месяцы приземные инверсии температуры могут сохраняться в течение длительного времени. Термическая стратификация оказывает подавляющее влияние на интенсивность турбулентного обмена. В то же время сдвиг ветра в повсеместно наблюдаемых низкоуровневых струйных течениях (НСТ) приводит к генерации турбулентности. В зависимости от соотношения эффективности этих процессов структура УАПС и интенсивность турбулентного обмена в нём могут быть различны. Однако, насколько бы не был устойчив АПС, турбулентность в

нём, по-видимому, присутствует всегда (см., например, [Mahrt and Vickers 2006]).

Натурные исследования показывают, что УАПС может иметь различную структуру [например, Mahrt and Vickers 2002, Mauritsen and Svensson 2007, Bonin et al. 2015]. На основе экспериментальных и теоретических данных проводятся различные классификации УАПС [например, Van de Wiel et al. 2003, Mauritsen and Svensson 2007, Sun et al. 2012, Petenko et al. 2019]. Однако, единый подход к этому вопросу до сих пор не выработан. Простым и показательным вариантом является качественное разделение УАПС на два режима – слабо- и сильно устойчивый.

Слабо устойчивый режим реализуется при сильном приземном ветре. В таких условиях турбулентность может непрерывно генерироваться сдвигом ветра [например, Kallistratova et al. 2013], т.е. интенсивность турбулентности связана с силой НСТ или, в конечном счёте, с величиной геострофического ветра. Турбулентное перемешивание ослабляет приземную температурную инверсию, что делает возможным формирование крупных турбулентных вихрей, а устойчивая стратификация поддерживается адвекцией тёплого воздуха [Mahrt 2017]. В слабо устойчивом режиме турбулентность непрерывна и толщина слоя перемешивания достигает десятков или сотен метров. Наблюдения показали, что в таких условиях турбулентность может быть близка к состоянию равновесия, так как время релаксации турбулентных процессов намного меньше времени изменения состояния УАПС (~ 1 часа). В этом случае применимо локальное подобие [Nieuwstadt 1984], что также было подтверждено в численных и лабораторных экспериментах [Basu et al. 2006]. Banta et al. 2006 выявили три наиболее часто наблюдаемых высотных профиля турбулентной кинетической энергии в ночи со слабой устойчивостью (с числом Ричардсона $Ri < 0.2$): (1) с максимумом вблизи земной поверхности (наименее статически устойчивые случаи), (2) с постоянным по высоте значением турбулентной кинетической энергии внутри слоя НСТ и (3) с максимумом на верхней границе НСТ (наиболее статически устойчивые случаи).

Сильно устойчивый режим характеризуется слабым ветром вблизи земной поверхности. Сильная приземная температурная инверсия препятствует генерации

турбулентности, что приводит к малой толщине слоя перемешивания или к отсутствию такого слоя. С подавлением роста турбулентных вихрей связано возникновение слоистой структуры пограничного слоя. Тонкий приземный слой перемешивания имеет малую толщину и не взаимодействует с лежащими выше слоями с пренебрежимо малыми значениями интенсивности турбулентности [например, *Banta et al. 2007, Lan et al. 2018*]. Поведение турбулентных характеристик в вышележащем спокойном слое сильно зависит от внешних условий. Так, *Mahrt and Vickers 2006* обнаружили, что над менее однородной поверхностью турбулентность медленно увеличивалась с высотой, в то время как над однородной оставалась постоянной. Кроме того, при наличии сильной приземной температурной инверсии над тонким слабо турбулизированным пограничным слоем течение может ускоряться, приводя к увеличению сдвига ветра. Этот процесс приводит к активной генерации турбулентности и возникновению так называемого перевёрнутого («upside-down») УАПС [например, *Mahrt and Vickers 2002, 2003*]. Приподнятый турбулизированный слой также может сформироваться над ядром НСТ [*Conangla and Cuxart 2006*]. В сильно устойчивом АПС условия для соблюдения теорий подобия могут не выполняться [например, *Sun et al. 2003*].

Переход между упомянутыми двумя режимами может реализовываться постепенно, с сопутствующим монотонным снижением значений турбулентных потоков [*Mauritsen and Svensson 2007*]. Изменение структуры УАПС может быть вызвано и другими процессами модулирующими профили метеорологических величин.

Усиление интереса к деталям строения и эволюции УАПС произошло в конце прошлого века в процессе создания и применения всё более подробных мезомасштабных численных моделей АПС, необходимых для краткосрочного регионального прогноза погоды и загрязнённости воздуха, а также для многих специальных приложений, таких как ветроэнергетика и аэронавигация [*Baklanov et al. 2011*]. Увеличение мощности вычислительной техники позволило существенно улучшить пространственную разрешающую способность

оперативных моделей — вплоть до километра по горизонтали и десятков метров по вертикали. Однако, оказалось, что такое улучшение разрешающей способности не приводит к повышению оправдываемости прогноза.

Схемы, используемые в моделях для описания турбулентности в УАПС, имеют ограничения, такие как неучтённость перемежающейся турбулентности и противонаправленных потоков, завышенная оценка потока тепла при сильных ветрах, недооценка потока тепла при высоких температурных градиентах, а также отсутствие взаимодействия пограничного слоя и подстилающей поверхности при слабом ветре [Laro *et al.* 2019]. Современные оперативные численные модели включают в себя физически не обоснованные поправки, увеличивающие вертикальное турбулентное перемешивание [Sandu *et al.* 2013, Baas *et al.* 2018]. Были обнаружены систематические ошибки оперативных региональных прогнозов в предсказании значений приповерхностных метеорологических величин. Так, например, прогнозируемая температура воздуха на высоте двух метров в ночное время часто на несколько градусов превышает наблюдаемую. Для исправления этого положения в современных оперативных моделях (например, в моделях Европейского центра мезомасштабных прогнозов погоды, ECMWF) вводятся физически не обоснованные эмпирические «функции устойчивости», которые искусственно увеличивают вертикальную турбулентную диффузию в УАПС и, как следствие, уменьшают ошибки моделирования приземной температуры воздуха, а также давления в циклонах [Sandu *et al.* 2013]. Очевидно, что такой путь улучшения прогнозов является малоперспективным, поэтому в настоящее время сотни публикаций посвящены усовершенствованию физической параметризации УАПС с учётом многих факторов, например, радиационного обмена, неоднородности поверхности, и т.п. [Edwards *et al.* 2020]. В число таких факторов необходимо включать и генерируемые, либо захваченные в УАПС субмезомасштабные ВГВ, которые воздействуют на обменные процессы в этом слое [Sun *et al.* 2015]. Однако, к настоящему времени учёт ВГВ в подсеточной параметризации УАПС был предложен лишь для мезомасштабных орографических волн, вызванных холмистостью подстилающей поверхности

[*Tsiringakis et al. 2017*], а для волнообразных движений неорографического происхождения, которые наблюдаются в УАПС повсеместно, подобные параметризации отсутствуют.

Нетурбулентные движения различных масштабов и их сложное нелинейное взаимодействие могут являться причиной всплесков турбулентности и изменения состояния УАПС [например, *Cava et al. 2019a*]. В большей степени воздействие субмезомасштабных структур на турбулентность заметно при сильно устойчивом режиме АПС [*Vercauteren and Klein 2015*]. Натурные исследования нетурбулентных структур и турбулентного обмена, разработка теоретических схем и сопоставление экспериментальных и модельных результатов остаются актуальными, так как необходимы для улучшения результатов численного моделирования УАПС [например, *Steenefeld 2009, 2014, Edwards et al. 2020*], а также для развития ветроэнергетики [*Wilczak et al. 2019*].

Одним из часто наблюдаемых процессов, приводящих к генерации турбулентности, являются волнообразные движения [*Sun et al. 2015a*]. *Tsiringakis et al. 2017* показали, что учёт волнового трения орографических волн приводит к снижению ошибок моделирования и снимает необходимость введения искусственных поправок. Однако, для составления параметризации волновых движений неорографического происхождения необходимо продолжение исследований.

1.2. Механизмы и условия образования эванесцентных внутренних гравитационных волн в атмосферном пограничном слое

К настоящему времени, терминология, связанная с атмосферными внутренними гравитационными волнами (ВГВ), не вполне сложилась. Так, в монографии

[Госсард и Хук 1978] обоснована возможность выделения двух классов волн — (1) внутренние («относящиеся к началу динамической неустойчивости в сдвиговых течениях») и (2) внешние («динамически устойчивые, крупномасштабные, когерентные на больших расстояниях волны, источником которых является «внешний импульс»). Авторы указывают на наличие путаницы в терминологии:

«В большей части современной литературы выражения «внутренние волны» и «внешние волны» используются, чтобы отделить незахваченные волны, вектор распространения которых не параллелен стратификации плотности, от захваченных или эванесцентных волн, амплитуда которых меняется более или менее экспоненциально в направлении, нормальном к стратификации».

В других публикациях термин «гравитационные волны» используется для любых существенно когерентных движений вне зависимости от их источника, распространяющихся с фазовой скоростью, значительно меньшей скорости звука, с горизонтальными масштабами менее 500 км и временными масштабами менее нескольких часов [Einaudi et al. 1978].

Анализ линейного волнового уравнения позволяет выделить различные механизмы, ответственные за генерацию волновых движений. Описанию теоретических и экспериментальных данных о волновых движениях, их источниках и свойствах посвящено множество работ [Госсард и Хук 1978, Einaudi et al. 1978, Шакина 1990, Nappo 2013, Carpenter et al. 2013, Sun et al. 2015a и ссылки в них]. Вывод уравнения Тейлора-Гольдштейна для линейных гравитационных волн основан на линеаризации уравнений движения, сохранения массы и термической энергии двухмерного течения в невращающейся невязкой жидкости, в которой фоновое течение находится в гидростатическом равновесии. Это уравнение может быть представлено в виде:

$$\frac{d^2 \tilde{w}}{dz^2} + m \tilde{w} = 0 \quad ,$$

$$m = \frac{N^2 k^2}{(\omega - Uk)^2} + \frac{d^2 U}{dz^2} \frac{k}{(\omega - k)} - \frac{k}{H_s (\omega - Uk)} \frac{dU}{dz} - \frac{1}{4 H_s^2} - k^2 \quad ,$$

где $w(x, z, t) = \tilde{w}(z) e^{i(kx - \omega t)}$ - волновые колебания вертикальной компоненты скорости; $N^2 = \frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \theta}{\partial z}$ - квадрат частоты Брента-Вяйсяля, θ, θ_0 - значения потенциальной температуры соответственно на высоте z и у поверхности, g - ускорение свободного падения; U - скорость ветра в фоновом течении; $H_s = \frac{RT}{g}$ - масштаб высоты, R универсальная газовая постоянная, T - температура воздуха; k, m - горизонтальное и вертикальное волновые числа; ω - частота волны. В нижней тропосфере член $\frac{1}{4H_s^2}$ принимает малые значения.

Для простого случая с постоянным ветром и постоянной термической стратификацией $m = \text{const}$, решение может быть представлено в виде $w(x, z, t) = (A e^{imz} + B e^{-imz}) e^{i(kx - \omega t)}$. Дисперсионное соотношение принимает вид

$$\Omega^2 = (\omega - Uk)^2 = N^2 \frac{k^2}{(k^2 + m^2)} = N^2 \cos^2 \alpha$$

где Ω - наблюдаемая частота волны, α - угол, под которым распространяется волна. Это соотношение ограничивает возможные значения частоты генерируемой волны частотой Брента-Вяйсяля. При распространении волны в среде с меняющимися параметрами, могут возникнуть условия для её захвата: если m оказывается мнимым числом, то амплитуда колебаний экспоненциально спадает с высотой и указанное решение описывает «исчезающую» или «эванесцентную» волну. Из поляризационного соотношения $ik\tilde{u} + d\tilde{w}/dz = 0$ следует, что колебания горизонтальной и вертикальной компонент скорости ветра такой волны сдвинуты на $\frac{\pi}{2}$ и, соответственно, волна не осуществляет перенос энергии и импульса. Распространяющиеся волны плавучести (ВП) могут быть порождены при вертикальном смещении линий тока в стратифицированной жидкости. Смещение может быть результатом взаимодействия между фоновым течением и орографическими препятствиями или возмущений распределения плотности, вызванных расширением пузырей холодного воздуха, плотностными

течениями или конвективными системами.

Другим простым случаем является соприкосновение полуплоскостей с различными плотностями жидкости и скоростями течения (профиль Гельмгольца). Если в верхней жидкости А скорость течения и плотность u_A, ρ_A , а в нижней В соответственно u_B, ρ_B , то при решении задачи получается соотношение:

$$\frac{\omega}{k} = \frac{\rho_A u_A + \rho_B u_B}{\rho_A + \rho_B} \pm \left\{ \frac{g(\rho_A - \rho_B)}{k(\rho_A + \rho_B)} - \frac{\rho_A \rho_B (u_B - u_A)^2}{(\rho_A + \rho_B)^2} \right\}^{1/2}.$$

В случае, если частота представляет собой комплексное число, возникающие возмущения испытывают экспоненциальный рост со временем и их называют неустойчивостью Кельвина-Гельмгольца. В случае, если частота является действительным числом, это равенство может рассматриваться как дисперсионное соотношение для эванесцентных волн, распространяющихся вдоль границы раздела. Такие волны называют волнами Кельвина-Гельмгольца (ВКГ). В стратифицированном сдвиговом потоке с непрерывными профилями могут возникать волны, которые часто называют так же. Анализ устойчивости стратифицированных сдвиговых течений приводит к двум важным выводам:

- (1) генерация гравитационных волн в стратифицированном сдвиговом потоке возможна при числе Ричардсона $Ri < 0.25$ [Miles 1961];
- (2) если сдвиг ветра является источником гравитационной волны, то $u_{\min} < c < u_{\max}$, где c - скорость распространения волны, u_{\min}, u_{\max} - соответственно минимальное и максимальное значения скорости ветра (теорема Говарда о полуокружности [Howard 1961]).

Неустойчивости и волнообразные движения также могут возникать при нейтральной стратификации исключительно вследствие влияния сдвига ветра или из-за наличия точек перегиба в профиле скорости ветра. Решения для двух классов волн имеют различные фазовые скорости, если пространственные масштабы сдвига ветра и градиента плотности различны [Chimonas and Fua 1984]. Для ВКГ критический уровень был обнаружен вблизи точки перегиба профиля скорости ветра, а для ВП вблизи больших градиентов температуры. Обе волны могут

достичь значительных амплитуд в сравнимые промежутки времени. Следовательно, возможно их нелинейное взаимодействие результатом которого могут являться волны смешанного класса, имеющие параметры сильно отличные от начальных волн.

В нашей работе исследовались волны двух классов: внутренние гравитационно-сдвиговые волны (ВГСВ) типа волн Кельвина-Гельмгольца (ВКГ) и волны плавучести (ВП). Обычно в рамках натуральных экспериментов бывает затруднительно определить источник волновых движений. Сами регистрируемые движения также часто не являются строго периодическими, обладают меняющимся периодом и амплитудой. Источник волн может быть определён только предположительно — по результатам сопоставления параметров, измеряемых в эксперименте и предсказываемых теоретически.

1.3 Методы регистрации волн в атмосферном пограничном слое

ВГВ в АПС можно обнаружить по их влиянию на метеорологические величины. Обзоры по методикам регистрации волновых колебаний можно найти, например, в [*Kaimal and Finnigan 1994, Nappo 2013, Sun et al. 2015a*].

Локальные измерения скорости ветра, температуры воздуха, влажности и различных примесей проводятся на метеорологических мачтах, при помощи метеорологических зондов или с бортов летательных аппаратов. Такие измерения позволяют зарегистрировать колебания, вызванные цугами волн, проходящими через измерительный прибор. Этот метод регистрации не даёт возможности анализировать вертикальную структуру ВГВ, так как наблюдения ограничены высотой мачты или траекторией полёта. Кроме того, с приближением к земной поверхности вертикальные волновые движения и температурные колебания в

основном ослабевают, а вклад турбулентных флуктуаций увеличивается. Поэтому для исследования волн такие измерения должны производиться на высотах 10 метров или выше. Примеры исследования волн по данным локальных измерений можно найти в множестве работ [например, *Caughey and Readings 1975, De Baas and Driedonks 1985, Lee et al. 1997, Meillier et al. 2008, Cava et al. 2015, Sun et al. 2015b, Cava et al. 2019b*].

Измерения давления отражают интегральные изменения плотности всей толщи атмосферы над датчиком. По этой причине флуктуации давления могут включать в себя волновые возмущения, как относящиеся к УАПС, так и распространяющиеся выше. Для определения параметров волн по данным приземных измерений обычно используют измерения микропульсаций давления, так как они менее подвержены влиянию турбулентных флуктуаций, чем скорость ветра или температура воздуха [*Anderson et al. 1992*]. Однако, турбулентное перемешивание может вертикально перемещать холодный воздух над точкой измерения и влиять на волновые колебания давления, регистрируемые сетью микробарографов, установленных на земле. Ковариации волновых колебаний давления и вертикальной скорости ветра могут обеспечить более чёткое детектирование волнового сигнала. Примеры регистрации волн при помощи микробарографов можно найти в множестве работ [например, *Einaudi et al. 1989, Hauf et al. 1996, Rees et al. 2000, Куличков и др. 2017, Чунчuzов и др. 2017*]. Обычно локальные измерения проводятся в одной или нескольких точках, и анализируются временные, а не пространственные флуктуации метеорологических величин. Анализ временных рядов позволяет оценить амплитуды и периоды колебаний. Для оценки таких параметров, как горизонтальное волновое число, скорость и направление распространения, необходимо производить измерения хотя бы в трёх горизонтально разнесённых точках. Также необходимо выполнение нескольких предположений: форма волны не должна меняться во время прохождения через измерительную сеть, волновой фронт должен быть перпендикулярен направлению распространения волны в измерительной сети. Прямой метод определения волновых параметров из квази-

синусоидального сигнала, сохраняющегося в течение нескольких колебаний в точке измерений заключается в анализе когерентных флуктуаций давления, измеренных сетью микробарографов. Однако, пространственная разнесённость датчиков ограничивает длины регистрируемых волн. Не для всех случаев волновой активности оказывается возможным определить характеристики волны и осуществить разделение волновых колебаний и турбулентных флуктуаций во временных рядах метеорологических величин.

Для волн, удовлетворяющих линейной теории, справедливы определённые фазовые соотношения между колебаниями различных метеорологических величин. Так, линейные волны в отличие от турбулентности не осуществляют вертикальный перенос тепла. Поэтому для таких волн действительная часть взаимного спектра вертикальной скорости и температуры мала, а мнимая — велика. Для турбулентных движений наблюдается обратное: большая действительная часть взаимного спектра и маленькая мнимая. Исходя из линейной теории можно по набору шести фазовых сдвигов между температурой и компонентами скорости ветра определить, относятся ли колебания к нейтральной моде, ВГСВ или турбулентности [Rees 1991, Rees et al. 2000]. Эти фазовые сдвиги приведены в *Таблице 1.1* [Rees et al. 2000]. Прочерк в таблице означает, что фазовая задержка не определена. Сдвиг фаз между временными рядами можно

определить как $\arctg\left[\frac{\Im\{C_{xy}(\omega)\}}{\Re\{C_{xy}(\omega)\}}\right]$, где $\Im\{C_{xy}(\omega)\}, \Re\{C_{xy}(\omega)\}$

соответственно мнимая и действительная части взаимного спектра $C_{xy}(\omega)$.

Таблица 1.1. Фазовые сдвиги для турбулентности и линейных волн [Rees et al. 2000].

	u, p	w, p	T, p	u, w	u, T	w, T
ВП	0, π	$\pm \pi/2$	0, π	$\pm \pi/2$	0, π	$\pm \pi/2$
ВГСВ	$\pm \pi$	0, π	0, π	-	-	$\pm \pi$
турбулентность	-	-	-	0, π	-	0, π

Для волны с постоянной частотой и с плавно меняющейся амплитудой можно осуществить разложение временных рядов на среднюю, волновую и турбулентную составляющие при помощи метода фазового осреднения [*Einaudi and Finnigan 1993, Finnigan 1988*]. Для этого вначале по временным рядам давления определяется частота волны. После этого проводится фазовое осреднение записей скорости ветра и температуры. Для этого временные ряды делятся на равные части, каждая из которых соответствует одному колебанию волны, после чего рассчитывается среднее по ансамблю этих частей $\langle a \rangle(t)$ (волновая часть колебаний). В случае волны с постоянной амплитудой турбулентные флуктуации определяются как $a'(t) = a(t) - \langle a \rangle(t)$. В случае волны с плавно меняющейся амплитудой дополнительно определяется модулирующая функция $b(t)$.

Описанные выше методики применимы к линейным (сдвиги фаз) или хотя бы монохроматическим (фазовое осреднение) волнам. Однако, в АПС такие эпизоды — редкость. Зачастую наблюдаемые волнообразные движения регистрируются на протяжении всего нескольких периодов и их параметры, такие как амплитуда и частота, сильно меняются.

Методы дистанционного зондирования позволяют получить множество данных в большом объеме воздуха за короткий срок. Обычно используемые методы активного дистанционного зондирования основаны на явлении рассеянии акустических или электромагнитных волн на турбулентных неоднородностях или аэрозольных частицах, присутствующих в атмосфере. Радары (*radar, radio detecting and ranging*) давно используются для исследования ВГВ [например, *Hicks and Angell 1968, Atlas et al. 1970, Fukao et al. 2011*], в особенности в средней атмосфере. Радар непрерывного излучения с частотной модуляцией эффективен для исследования волн и турбулентности в УАПС, так как может обеспечить измерение вертикальных профилей с пространственным и временным разрешением соответственно 2.5 м и 10 с. Лидар является оптическим аналогом радара. Зондирующая световая волна рассеивается обратно на аэрозолях или молекулах в зависимости от частоты света. Компактные доплеровские лидары к

настоящему времени коммерчески доступны и могут обеспечить вертикальные профили горизонтального ветра с высоким разрешением и малой «мёртвой зоной». Высокая частота измерений и малый рассеивающий объём позволяют непосредственно регистрировать волны и турбулентность на высотах, обычно недоступных для мачт [например, *Banakh and Smalikho 2016, 2020, Jia et al. 2019*].

Содары хорошо приспособлены для исследования нижней атмосферы, так как акустические волны взаимодействуют с неоднородностями метеорологических величин сильнее, чем электромагнитные. В представляемой работе в качестве основного инструмента наблюдения волн использовался доплеровский моностатический содар. Описанию физических основ метода акустического зондирования атмосферы посвящено много публикаций (см., например, *Tatarский 1967, Little 1969, Brown and Hall 1978, Kallistratova 1994, Kallistratova 1997*). Принцип работы содара основан на явлении рассеяния звуковых волн на турбулентных неоднородностях температуры воздуха, скорости ветра и влажности в воздухе. Плотность потока энергии рассеянной волны зависит от угла рассеяния. При работе содара в моностатическом режиме регистрируется только рассеяние назад, происходящее преимущественно на неоднородностях температуры. В этом случае интенсивность регистрируемого эхо-сигнала пропорциональна структурной характеристике температуры $C_T^2 = \langle (T_1 - T_2)^2 \rangle r_{12}^{-2/3}$ (при условии, что турбулентность локально однородна и изотропна, и масштабы рассеивающих неоднородностей принадлежат инерционному интервалу спектра турбулентности), T_1, T_2 - температура в точках 1 и 2, r_{12} - расстояние между точками 1 и 2. Масштаб рассеивающих неоднородностей температуры l равен половине длины зондирующей звуковой волны $l = \lambda_0/2 = c/2f_0$, где c - скорость звука, f_0, λ_0 - несущая частота и длина звуковой волны. Доплеровские трёхкомпонентные моностатические содары измеряют вертикальные профили C_T^2 , а также трёх компонент скорости ветра. Сигнал, рассеянный на высоте h_i приходит с задержкой по времени $t_i = 2h_i/c$. Вертикальное разрешение содара Δh определяется длительностью зондирующего импульса τ : $\Delta h = c\tau$. По

доплеровскому сдвигу частоты определяется компонента скорости ветра, параллельную направлению зондирования $V_r = \frac{c}{2f_0}(f - f_0)$ [Mastrantonio and Fiosso 1982].

Большим достоинством дистанционно зондирования является способность радаров, содаров и лидаров визуализировать вертикальную структуру субмезомасштабных неоднородностей и определять высоту и границы их местоположения. Методы дистанционного зондирования позволяют детально задокументировать эволюцию вертикальной структуры волнового цуга, синоптические условия сопровождающие формирование волн, и формирование турбулентного перемешивания по изменению показателя преломления зондирующих волн. Важным ограничением применимости дистанционного зондирования является невозможность проведения измерений в отсутствие соответствующих рассеивающих элементов в атмосфере. Для наиболее подробного описания волновых цугов наилучшей стратегией является совмещение разных методик измерений [например, Gossard et al. 1970, Einaudi and Finnigan 1981, Ralph et al. 1993, Mayor et al. 2017].

1.4. Влияние внутренних гравитационных волн на интенсивность турбулентности

1.4.1. Лабораторные и численные эксперименты

В литературе представлено множество работ, посвящённых численным и лабораторным исследованиям механизмов перемешивания в стратифицированной сдвиговой среде, в том числе и тем, которые связаны с прохождением и обрушением волн [например, Thorpe 1971 и 1973, Fernando 1991, Peltier and Caulfield 2003, Sharman et al. 2012, Thorpe 2012, Xiao 2018]. Исследования

механизмов генерации турбулентности волнами, в том числе теоретические и лабораторные [например, *Orlanski 1972*], проводятся давно, однако, до сих пор нет единого описания этих механизмов и оценок их эффективности.

Теоретические исследования указывают на то, что волна может модулировать профили ветра и температуры и таким образом приводить к возникновению областей, в которых число Ричардсона Ri становится ниже критического значения, из чего следует возможность возникновения турбулизованных областей [*Fua et al. 1982*]. Моделирование показывает, что 15-20 % волнового трения может перейти в турбулентный импульс [*Grisgono 1994*].

Эволюция ВКГ наглядно демонстрируется в лабораторных экспериментах [например, *Thorpe 1971, 1973, Patterson et al. 2006*]. Развитие спиральных периодических структур сопровождается появлением мелкомасштабной турбулентности внутри валов. В численных экспериментах было показано, что при снижении числа Прандтля Pr вероятность роста вторичной сдвиговой неустойчивости растёт [*Mashayek and Peltier 2012a,b*]. Было показано, что вторичная сдвиговая неустойчивость сопровождается увеличением эффективности перемешивания ещё до обрушения ВКГ [*Smyth 2003, Staquet 1995*].

Результаты численных экспериментов показывают, что к генерации турбулентности и возникновению слоистой структуры профилей температуры могут приводить как обрушение волн, так и их прохождение [*Fritts et al. 2003*]. При обрушении турбулентность переносится с фазовой скоростью волны. Необрушающаяся волна может деформировать мелкомасштабные сдвиги ветра и таким образом приводить к генерации турбулентности, заключённой в узких областях [*Fritts et al. 2009*].

Механизм обрушения волн можно представить следующим образом: амплитуда неустойчивой волны экспоненциально растёт до тех пор, пока не начнут преобладать нелинейные процессы. Деформирование вертикальной структуры волны приводит к тому, что гребни волн «догоняют» ложбины и поток становится статически неустойчивым и более плотный воздух оказывается над менее плотным. Возникшая конвективная неустойчивость приводит к генерации

турбулентности. К обрушению также могут приводить сдвиговая неустойчивость или приближение к критическому уровню, на котором скорость распространения волны равна скорости потока. Нелинейное взаимодействие может приводить к усилению и волны, и турбулентности и их длительному сосуществованию [Einaudi et al. 1984].

В литературе представлено множество модельных исследований свободных сдвиговых течений, относящихся к средней или верхней атмосфере [например, Weinstock 1987, Fritts et al. 2011, Franke et al. 2011, Fritts et al. 2021, Hecht et al. 2021]. Работы же, в которых учитывается наличие твёрдой границы, немногочисленны. В недавней статье Jiang 2021 представлены результаты нескольких численных экспериментов в сдвиговых стратифицированных течениях вблизи жёсткой границы, посвящённых влиянию стоячих ВКГ на нижележащий пограничный слой. Эксперименты отличались друг от друга высотой расположения волнового слоя и знаком сдвига ветра в нём. В одном эксперименте термическая стратификация была неустойчивой, в остальных — устойчивой. Качественно картина изменений оказалась схожей для всех случаев. Вначале вблизи точки перегиба (критического уровня) возникали плавные колебания. В стадии роста высотная амплитуда колебаний росла, формировались валы и возникала вторичная неустойчивость. В это же время возникали колебания границы пограничного слоя. Амплитуда этих колебаний росла вместе с ростом валов. Стоит отметить, что при разных знаках сдвига ветра закручивание валов происходило в разную сторону. Эта особенность наблюдалась и в натурных содарных измерениях [Lyulyukin et al. 2019, Petenko et al. 2020]. В численных экспериментах было обнаружено, что с ростом валов кинетическая энергия возмущений, а также потоки тепла и импульса (направленные вниз) увеличиваются и в волновом слое, и в лежащем под ним пограничном слое. Когда рост возмущений компенсируется турбулентной диссипацией, возникает вторичная неустойчивость и ВКГ обрушаются. После обрушения потоки тепла и импульса резко снижаются, а толщина пограничного слоя заметно увеличивается. Интенсивность влияния ВКГ на пограничный слой зависит как от высоты

расположения приподнятого сдвигового слоя, так и от знака сдвига ветра в нём. Если сдвиговый слой находится слишком высоко, то взаимодействие пограничного слоя и ВКГ слабо. С другой стороны, если сдвиговый поток расположен слишком низко, то жёсткая граница снизу препятствует полноценному развитию валов. После обрушения цуга кинетическая энергия в пограничном слое, учитывающая и волновые и турбулентные возмущения, повышается в несколько раз. Самое слабое влияние, увеличение в 2.1 раза, обнаружилось в случае возникновения ВКГ в слое с положительным сдвигом ветра [Jiang 2021].

На *Рис. 1.1* приведена иллюстрация влияния знака вертикального сдвига скорости ветра на закручивание валов.

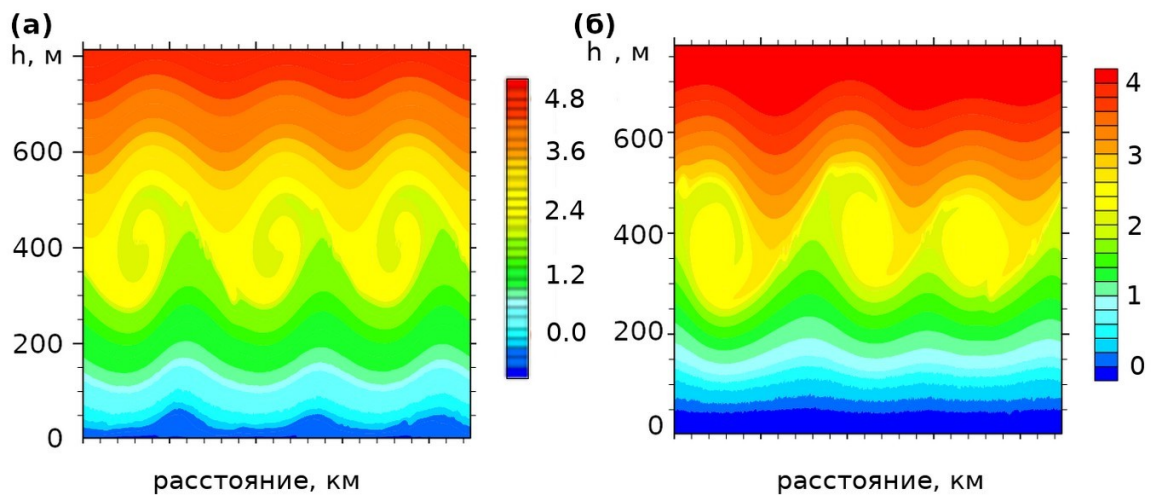


Рисунок 1.1. Мгновенный поперечный срез отклонения от среднего значения потенциальной температуры для экспериментов при отрицательном (а) и положительном (б) вертикальном сдвиге ветра в приподнятом сдвиговом слое. По вертикальным осям отложена высота, по горизонтальным — расстояние. Цветом обозначено отклонение потенциальной температуры, К, от среднего по слою значения. Адаптировано из *Jiang 2021*.

1.4.2. Натурные исследования

Экспериментальному исследованию ВГВ в УАПС посвящен ряд работ, включающих как анализ единичных эпизодов волновой активности [Sun et al. 2004, Viana et al. 2009, Petenko et al. 2016, Banakh and Smalikhov 2016 и др.], так и сбор статистических данных об их частоте появления и параметрах в разных местностях [например, Einaudi et al. 1989, Reddy et al. 1998, Rees et al. 2000, Люлюкин и др. 2015, Mayor et al. 2017]. Однако, публикаций, касающихся воздействия ВГВ на интенсивность турбулентности в УАПС, сравнительно мало. В основном это исследования единичных эпизодов волновой активности, в некоторых случаях очень подробные. В последние десятилетия было проведено много специальных полевых кампаний по исследованиям УАПС (см., например, CASES99, CBLAST-Low, FLOSS-II, SABLES2006, BLLAST, SHEBA, WFIP, WFIP2, ISOBAR), материалы которых продолжают обрабатываться и по результатам которых опубликован ряд работ, посвящённых взаимодействию ВГВ и турбулентности [Blumen et al. 2001, Newsom and Banta 2003, Sun et al. 2004, 2015b и другие].

При помощи методов дистанционного зондирования можно качественно наблюдать возникновение вихрей и мелкомасштабных флуктуаций в ходе развития и обрушения ВКГ [например, Atlas and Metcalf 1970]. Локальные измерения указывают на то, что прохождение волн сопровождается всплесками турбулентности [Caughey and Readings 1975, Nai-Ping et al. 1983, Cava et al. 2019a]. Натурные наблюдения подтверждают теоретические выводы о том, что захваченные в УАПС ВГВ могут посредством модулирования профилей ветра и температуры приводить к возникновению конвективно неустойчивых областей и генерации турбулентности [Meillier et al. 2008].

Для наблюдавшихся по содарным и барографическим измерениям волнообразных движений, порождённых сдвиговым течением, даны оценки

волновых потоков импульса и энергии соответственно $\sim 0.5 \text{ Н м}^{-2}$ и $\sim 0.8 \text{ Вт м}^{-2}$ [Hooke et al. 1973]. Другие оценки вертикального потока волнового импульса составляют от тысячных до десятых долей Н м^{-2} [Beran et al. 1973, Merril 1977, Eymard and Weill 1979]. В присутствии ВКГ скорости диссипации температурных флуктуаций и механической энергии, а также дисперсия вертикальной скорости принимали значения до 3 раз большие, чем в отсутствие ВКГ [Coulter 1990]. Вследствие прохождения ВГВ обнаруживается увеличение скорости диссипации турбулентной кинетической энергии на 50 % в сдвиговом слое ниже ядра НСТ [Roy et al. 2021].

Было отмечено усиление турбулентного обмена во время связанного с прохождением волнового цуга понижения температуры — увеличение потока импульса до $\sim 0.35 \text{ м с}^{-1}$, увеличение потоков скрытого и явного тепла соответственно до ~ 50 и $\sim 80 \text{ Вт м}^{-2}$ [Sun et al. 2004]. Согласно предложенному подходу [Sun et al. 2012] режим турбулентности зависит от соотношения между скоростью ветра и его критическим значением. Однако, остается неясным, с какими физическими параметрами связано значение критической скорости ветра, и в работе [Sun et al. 2004] это значение определяется эмпирически. Если скорость ветра ниже критического значения, турбулентность генерируется локальным сдвигом ветра, интенсивность турбулентности слабая, размеры турбулентных вихрей малы и не взаимодействуют с земной поверхностью. В случае превышения ветром критического значения турбулентность генерируется сдвигом ветра, характеризуемым отношением значения скорости ветра к высоте, на которой он наблюдается. В случае, если скорость ветра мала, может наблюдаться режим с перемежающейся турбулентностью, генерируемой нетурбулентными движениями. Например, колебания скорости ветра во время прохождения волн могут приводит к тому, что ветер становится то ниже, то выше критического значения и происходит «переключение» режима генерации турбулентности [Sun et al. 2015b]. Увеличение скорости ветра на гребнях волн может привести к возникновению сдвиговой неустойчивости и вертикально вытянутой зоны турбулентного перемешивания. Крупные турбулентные вихри перемещают тёплый воздух с

меньшим импульсом вниз и наоборот. В результате такого переноса колебания метеорологических величин меняются неодинаково на разных высотах. Относительно слабое турбулентное перемешивание запускается локальной сдвиговой неустойчивостью в ложбинах колебаний скорости волны, когда скорость ветра около поверхности снижается, в то время как скорость ветра выше остаётся относительно большой. Порождённая локальным сдвигом относительно слабая турбулентность не распространяется вниз до земли и приводит к возникновению приподнятых турбулизованных слоев, отделенных от земной поверхности.

Описанная в работе *Viana et al. 2009* волна, захваченная в нижних 350 м, регистрировалась во временных рядах давления, температуры и ветра. Колебания давления имели амплитуду 0.5 гПа, амплитуда колебаний температуры росла с высотой, до 4-5 К. Период и длина волны составляли 16 мин и 9 км соответственно. До прихода волны термическая стратификация АПС была близка к нейтральной, а число Ричардсона Ri в нижних 20 метрах не превышало 0.1. Прохождению волны сопутствовало усиление стратификации и снижение вертикального сдвига ветра, а Ri принимало значения ≥ 0.25 . В результате с приходом волны турбулентные движения быстро ослабли. Это отразилось в снижении турбулентной кинетической энергии, скорости трения и вертикального потока тепла. Разложение, позволяющее оценить вклад разных временных масштабов в значения указанных характеристик, показало, что мелкомасштабные движения были подавлены сильнее, чем крупномасштабные. Из-за наличия волновых колебаний и увеличения средних размеров турбулентных вихрей спектральный провал во время волновой активности отсутствовал.

Волновые колебания, представленные в работе *Zeri et al. 2011*, наблюдались над лесным массивом и регистрировались во временных рядах температуры, скорости ветра и концентрации CO_2 . Амплитуды волновых колебаний достигали 0.5 м/с, 0.25 К и 25 ppm. Период волны менялся в пределах 180-300 с. При помощи разложения по разным временным масштабам было определено, что волновые колебания не вносили вклад в вертикальные потоки тепла и CO_2 . Вклад

масштабов, значительно меньших периода волны, не был нулевой. В общем с приходом волны поток тепла сменился с малых отрицательных значений на бóльшие положительные, а поток CO_2 — сменил знак с положительного на отрицательный. В то же время в горизонтальный перенос упомянутых величин давали вклад как волновые, так и турбулентные движения.

На *Рис. 1.2* приведен пример увеличения потока тепла на разных временных масштабах в приземном слое атмосферы при прохождении цуга ВГВ.

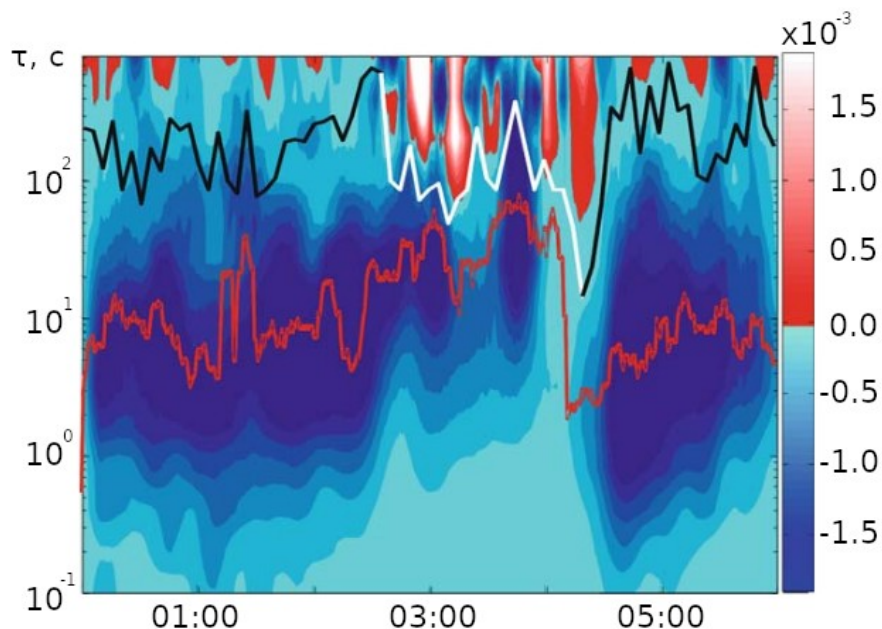


Рисунок 1.2. Разложение потока тепла по разным временным масштабам на высоте 19.6 м. Время прохождения волны 02:30-04:30. По горизонтальной оси указано всемирное время, часы. По вертикальной оси указаны временные масштабы, секунды. Цветом обозначен поток тепла, K m s^{-1} . Чёрно-белая и красная линии показывают изменения соответственно положения спектрального провала и среднего масштаба турбулентных вихрей. Адаптировано из *Viana et al. 2009*.

Для редких эпизодов волн, не меняющих свои параметры на протяжении длительного времени, удастся явно разделить волновой и турбулентный вклад в измеряемые колебания метеорологических величин при помощи спектральных методов. В серии работ *Einaudi and Finnigan 1981*, *Finnigan and Einaudi 1981*, *Finnigan et al. 1984*, *Finnigan 1988*, *Einaudi and Finnigan 1993* исследовалось

взаимодействие волновых движений и турбулентности (по данным локальных измерений) и был исследован обмен кинетической энергией между волнами и турбулентностью. *Finnigan 1988* обнаружил, что перенос кинетической энергии от волн к турбулентности осуществляется при наличии температурных волн с заметной амплитудой. В работе *Finnigan et al. 1984* были измерены заметные значения характеристик турбулентности в УАПС во время прохождения ВКГ, несмотря на большие числа Ричардсона. Рассмотренные эпизоды имели периоды 150 и 340 с, и критические уровни на 560 и 650 м. При помощи разложения флуктуаций метеорологических величин на среднюю, волновую и турбулентную составляющие, был проанализирован волновой и турбулентный энергетический баланс. Было обнаружено, что энергия поступала от волны к турбулентности в течение времени равного одной четверти периода волны, а в остальное время происходило перераспределение этой энергии. Часть горизонтальной турбулентной кинетической энергии превращалась в вертикальную и релаксировала под действием стратификации и диссипации. Масштаб времени, необходимый для падения интенсивности турбулентности в отсутствие взаимодействия с волной, был мал; это свидетельствует о том, что турбулентность поддерживалась за счёт волны. Было продемонстрировано, что турбулентно-волновые взаимодействия осуществлялись посредством работы, совершаемой флуктуациями турбулентных напряжений против деформации волновых движений.

В работах *Blumen et al. 2001, Newsom and Banta 2003* рассмотрен эпизод ВКГ с периодом волны 60 с, зарегистрированной на эхограмме лидврай во временных рядах температуры и скорости ветра. Во время эпизода сдвиг ветра и градиент температуры внезапно снизились, что привело к увеличению числа Ричардсона Ri . Также регистрации ВКГ сопутствовали всплески дисперсии вертикальной скорости с периодичностью 60-80 с (*Рис. 1.3(б)*) и повышение потока импульса на волновых и турбулентных масштабах (*Рис. 1.3(в)*). Однако, авторы отмечают, что время жизни отдельных валов согласно лидарным измерениям составляло 2-3 минуты, в то время как весь эпизод наблюдался около получаса.

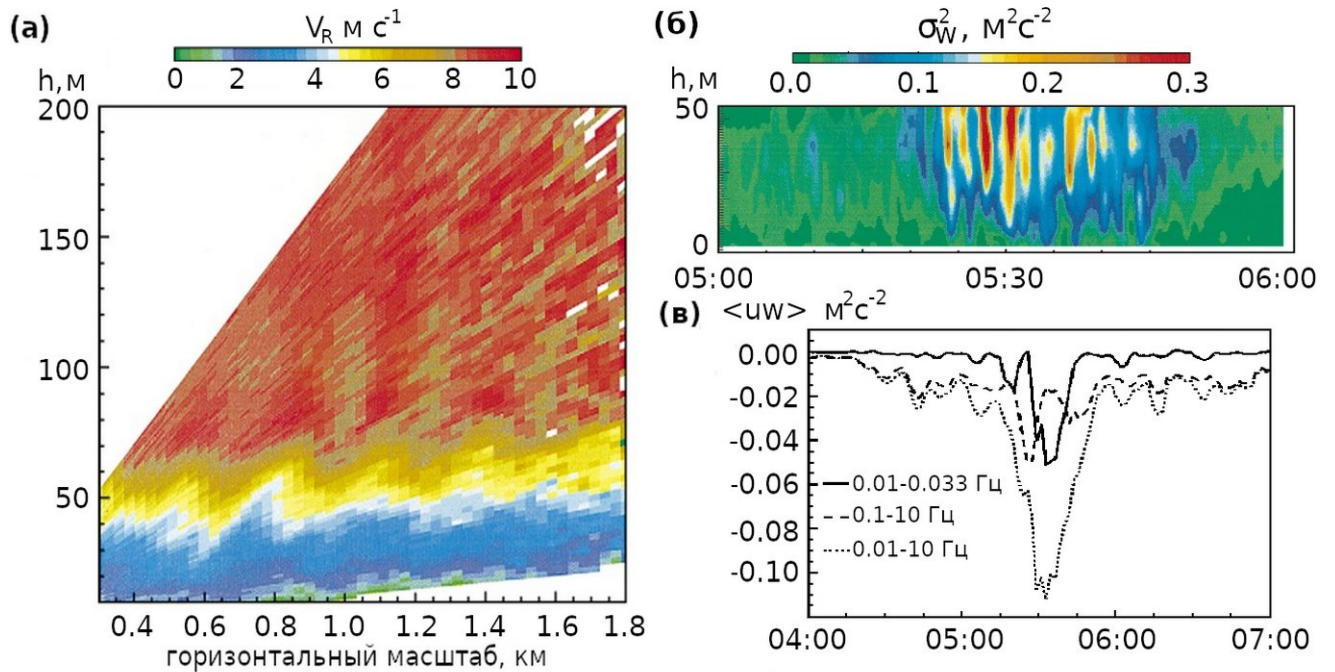


Рисунок 1.3. Пример эхограммы лидара и изменений характеристик турбулентности во время эпизода ВКГ. (а) эхограмма, полученная во время прохождения цуга ВКГ (05:34). Цветом обозначена радиальная скорость ветра V_R . (б) высотно-временной разрез дисперсии вертикальной скорости, время осреднения 20 с. (в) вертикальный поток импульса, измеренный на высоте 40 м. Разными линиями обозначены потоки, рассчитанные после применения полосовых фильтров к временным рядам. (а) и (б) адаптированы из работы *Blumen et al. 2001*, (в) — из работы *Newsom and Banta 2003*.

В более поздней работе *Zhou and Chow 2014* при помощи численного моделирования был прояснён механизм, приводящий к возникновению всплесков турбулентности. Нисходящие в долину течения формировали область холодного воздуха. Возникающая на точке перегиба профиля ветра сдвиговая волна обрушалась, приводя к всплескам турбулентности, перемешиванию и разрушению установившегося режима течения. После этого нисходящие течения и область холодного воздуха восстанавливались и цикл повторялся. Моделирование при помощи метода крупных вихрей подтверждает возможность подобного циклического процесса формирования и разрушения сдвигового слоя, сопровождающегося обрушением волн и всплесками турбулентности [*Van Der*

Linden et al. 2020]. Для этого же эпизода ВКГ *Cheng et al. 2005* показали, что из-за всплесков турбулентности, сопровождающих каждый цикл, рассчитанные при помощи теории подобия Мони́на-Обухова значения u^* и T^* недооцениваются по сравнению с экспериментально рассчитанными на 40% и 52% соответственно. Однако, во время прохождения цугв необрушающихся ВГВ *Cheng et al. 2005* не обнаружили значительных отклонений от теории подобия Мони́на-Обухова.

Прохождение волн может приводить к ошибкам в расчётах турбулентных потоков [*van Gorsel et al. 2011*]. Ошибки могут возникать как вследствие совпадения частот турбулентных и волновых возмущений, так и из-за включения в период осреднения неполного колебания волны. Оценки *Nappo et al. 2008*, *Durden et al. 2013* и *Cava et al. 2015* указывают на то, что такие ошибки составляют до 10% для дисперсии вертикальной компоненты скорости ветра и до 60 % для дисперсий горизонтальных компонент скорости ветра, а также могут приводить к неправильному определению знаков вертикальных турбулентных потоков.

Интенсивность воздействия волн на турбулентность различна в сильно- и слабо-устойчивом АПС. Во время прохождения волны в сильно устойчивом АПС рассчитываемые характеристики турбулентности могут оказаться завышенными более чем на 50% [*Durden et al. 2013*]. Во время прохождения волн расхождения между экспериментально измеряемыми потоками и определяемыми из теории подобия велики при больших числах Ричардсона [*Sorbjan and Czerwinska 2013*]. Кластеризация субмезомасштабных структур по режиму их взаимодействия с турбулентностью показала, что движения с сильным взаимодействием относятся к УАПС со слабым ветром [*Vercauteren and Klein 2015*]. Этот вывод также подтверждается прямым численным моделированием [*Rorai et al. 2014*]. Таким образом, при сильно-устойчивом режиме АПС генерация турбулентности сильно зависит от наличия субмезомасштабных движений.

1.5. Выводы из Главы 1

Устойчиво стратифицированный атмосферный пограничный слой (УАПС) является сложной системой и не всегда может быть описан в рамках традиционных представлений о нём как о полностью турбулизированном слое. С усилением термической устойчивости и ослаблением приповерхностного ветра интенсивность турбулентности снижается и влияние различных субмезомасштабных процессов на структуру УАПС и интенсивность перемешивания в нём становится всё более выраженным. Для корректного расчёта значений метеорологических величин и турбулентных потоков в численных моделях атмосферы эти процессы должны учитываться.

На сегодняшний день не существует ни единой классификации субмезомасштабных движений (ввиду их многообразия), ни единых оценок степени их влияния на вертикальный обмен в УАПС. Одним из распространённых процессов такого рода являются внутренние гравитационные волны (ВГВ). Волны можно разделить по механизму генерации на вихревые сдвиговые волны (ВГСВ) и волны плавучести (ВП). Среди вихревых волн выделяют часто наблюдаемые в атмосфере волны Кельвина-Гельмгольца (ВКГ).

Теоретические, лабораторные и натурные эксперименты показывают, что ВГВ являются одним из источников турбулентности в атмосфере. Прохождение волн может приводить к модулированию профилей ветра и температуры. Генерация турбулентности может происходить вследствие обрушения ВГВ, либо их нелинейного взаимодействия с основным течением. Моделирование и лабораторные эксперименты дают возможность составить общую картину процессов, сопровождающих генерацию турбулентности волнами. Однако, не все получаемые результаты можно сопоставить с натурными измерениями. В то же время натурные исследования воздействия ВГВ на турбулентность в УАПС немногочисленны и в основном заключаются в рассмотрении единичных эпизодов, а получаемые результаты не всегда согласуются друг с другом.

2. НАБЛЮДЕНИЯ ВНУТРЕННИХ ГРАВИТАЦИОННЫХ ВОЛН В УСТОЙЧИВО СТРАТИФИЦИРОВАННОМ АТМОСФЕРНОМ ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ

Вторая глава посвящена описанию результатов проводившейся в рамках диссертационной работы регистрации волнообразных структур в УАПС. В главе описаны использованная в работе аппаратура и места проведения измерений. Приведено описание использованного в работе метода регистрации и классификации ВГВ при помощи содарных эхограмм, а также приведены данные о совместной регистрации ВГВ при помощи содаров и микробарографов. Показаны примеры особенностей ВГВ, наблюдавшихся в различных местностях. Представлена многолетняя статистика частоты появления и параметров ВГВ разных классов в слабо-неоднородной сельской местности. Наряду с данными, полученными непосредственно автором работы, в обработку были включены архивные данные содарных, микрометеорологических и микробарометрических измерений, проводившихся коллективом Радиоакустической лаборатории ИФА в предшествующие годы.

Представленные результаты были опубликованы в статьях [Lyulyukin et al. 2019, Zaitseva and Kouznetsov 2019, Чунчузов и др. 2021, Lyulyukin et al. 2022, Zaitseva et al. 2022].

2.1. Используемая аппаратура и измерительные пункты

2.1.1. Акустический локатор (сонар)

В работе были использованы исследовательские сонары и минисонары серии ЛАТАН-3 и ЛАТАН-3М, [Кузнецов 2007, Kouznetsov 2009]. В ИФА были разработаны несколько поколений акустических локаторов и проведено их тестирование и количественные сопоставления с другими измерениями [Kallistratova 1994, Каллистратова и др. 2018]. Параметры зондирования перечислены в Таблице 2.1.

Таблица 2.1. Параметры сонарного зондирования.

	ЗНС	полевые измерения
режим зондирования	одночастотный	многочастотный
режим опроса антенн	последовательный	параллельный
частота зондирования, Гц	2000	3500-4500
высотный диапазон, м	20-780	10-390
высотное разрешение, м	20	5-10
временное разрешение, с	10-20	3-10

Важной особенностью использованных сонаров является метод первичной обработки эхо-сигнала. В сонарах серии ЛАТАН-3 реализован алгоритм, производящий анализ эхо-сигнала от каждого зондирующего импульса в отдельности, без предварительного осреднения по серии импульсов. Использование такого метода позволяет добиться наибольшего разрешения по времени и исследовать изменения структуры АПС на временных масштабах начиная от нескольких секунд.

В одночастотном режиме каждая из антенн испускает зондирующий импульс с несущей частотой f_0 и длительностью τ , после чего переключается в режим приёма для записи эхо-сигнала. После этого происходит обработка полученных данных без их осреднения. Запись эхо-сигнала делится на части, соответствующие

рассеянию с разных высотных интервалов. Эти части обрабатываются последовательно, начиная с нижнего интервала. Для каждой части записи рассчитывается спектр мощности сигнала методом быстрого преобразования Фурье. В соответствии с предполагаемыми ветровыми условиями определяется полоса поиска максимума спектра (центральной частоты эхо-сигнала f). В качестве оценки интенсивности эхо-сигнала S используется средняя спектральная плотность мощности в полосе частот вокруг f , имеющей ширину вдвое больше ширины зондирующего импульса. В качестве оценки интенсивности шума N используется спектральная плотность мощности в двух соседних с сигнальной полосах шириной вдвое большей ширины сигнальной полосы. Оценка S вследствие использования описанной методики обработки включает в себя и эхо-сигнал, и шум. Поэтому в среднем S превышает N даже в отсутствии рассеяния. Для того, чтобы оценить надёжность измерений используется пороговое значение $S/N \sim 3 - 4$ дБ.

В режиме многочастотного зондирования [Kouznetsov 2009] производится последовательное излучение n зондирующих импульсов длительностью τ с дискретно возрастающими частотами. В таком режиме время цикла зондирования увеличивается на $\tau(n-1)$. Однако, использование многочастотного импульса даёт возможность получить n независимых оценок измеряемых величин. Импульсы излучаются последовательно, но на антенну одновременно приходят эхо-сигналы, соответствующие рассеянию сигналов разных частот на разных высотах. Методика обработки эхо-сигналов аналогична описанной выше. Различие состоит в том, что для каждого высотного интервала анализируется комбинированный спектр, рассчитанный по спектрам эхо-сигналов от импульсов с разными частотами. Использование многочастотного режима позволяет произвести более точную оценку S , благодаря чему можно использовать более низкое пороговое значение $S/N \sim 1 - 2$ дБ.

На *Рис. 2.1* представлены результаты сравнения измерений ветра содарами и ультразвуковыми анемометрами.

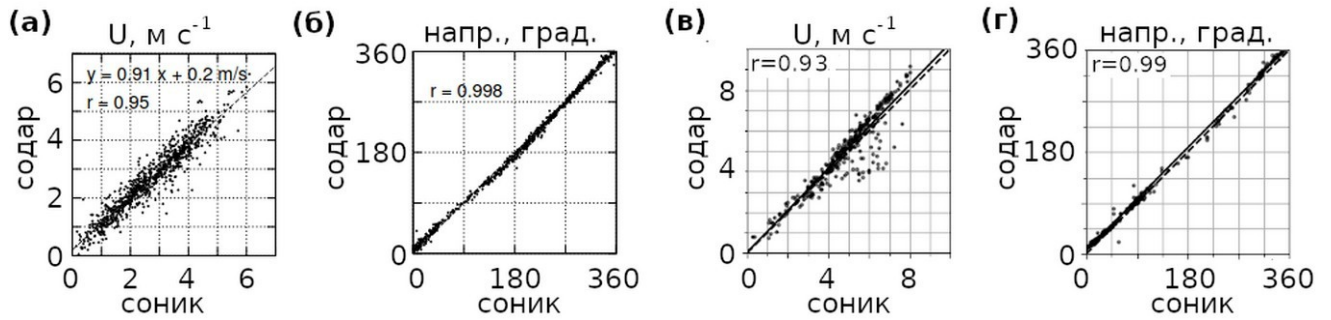


Рисунок 2.1. Сравнение содарных измерений скорости и направления ветра с данными ультразвукового анемометра (соника). (а), (б) по измерениям на ЗНС, соник располагался на мачте на высоте 56 м. (в), (г) по измерениям на ЦНС, соник располагался на мачте на высоте 30 м. (а), (в) — горизонтальная скорость ветра, (б), (г) — направление ветра. (а), (б) адаптировано из [Kouznetsov 2006].

Большие значения коэффициентов корреляции r позволили оценить точность содарных измерений скорости ветра как 0.5 м/с.

2.1.2. Сопутствующие измерения

В работе использовались данные трёхкомпонентных сверхзвуковых термометров-анемометров (соников) USA-1 и GILL, расположенных на мачтах. Соники измеряли три компоненты скорости ветра и акустическую температуру. Для определения градиента температуры в АПС использовались данные сканирующего температурного профилемера МТП-5, разработанного в НПО «АТТЕХ» [Kadygrov 1998, Troitsky et al. 1993]. Профилемер измеряет собственное излучение кислорода на частоте 60 ГГц и определяет профили температуры до 600 м с вертикальным и временным разрешением соответственно 50 м и 5 мин. Также использовались измерения давления, проводимые при помощи микробарографов.

2.1.3. Измерительные пункты

Измерения на Цимлянской научной станции (ЦНС) ИФА проводились в летнее время в 2015-2020 гг. Непрерывные круглосуточные измерения проводились каждый год в течение 2-3 недель. ЦНС расположена в северной степной части РФ, в Ростовской области (47°39' N 42°05' E). Это место представляет собой однородную степь с небольшим уклоном (~ 0.01) в западном направлении [Tsvang *et al.* 1985]. В работе были использованы данные трёхкомпонентного содара, температурного профилемера, микробарографа [Бовшев *и др.* 1979] и соника, расположенного на мачте на высоте 10 м.

Измерения в Калмыкии проводились в июле 2016 г. и 2020 г. вблизи пос. Нарын-Худук над ровной пустынной поверхностью одного из песчаных выносов, окружённых степью. В работе были использованы измерения трёхкомпонентного содара.

В июне 2015 г. измерения производились в прибрежной зоне Чёрного моря на стационарной океанографической платформе Морского гидрофизического института. Океанографическая платформа находится в море на расстоянии 450 метров от берега, который представляет собой крутой склон (с уклоном в среднем 200 метров на 1 км), переходящий в плато на высоте около 1000 м. В работе были использованы измерения трёхкомпонентного содара и температурного профилемера.

Кроме того в работе была проведена обработка и анализ архивных содарных данных, полученных коллективом Радиоакустической лаборатории ИФА в предшествующие годы в Антарктике, а также в процессе многолетних непрерывных измерений в стационарном пункте дистанционного зондирования на Звенигородской научной станции ИФА.

Синхронизированная сеть доплеровских содаров и микробарографов работала в течение 1,5 месяцев астральным летом на финской станции Абоа в 2014-2015

годах [Kouznetsov et al. 2015, Zaitseva and Kouznetsov 2019]. Станция расположена на практически плоской пологой поверхности ледника на Земле Королевы Мод примерно в ста километрах от берега [Kouznetsov et al. 2013]. Измерительная сеть состояла из одного трёхкомпонентного содара и трёх однокомпонентных вертикальных минисодаров, расположенных в вершинах треугольника, рядом с микробарографами. Каждый из однокомпонентных содаров располагался на расстоянии 200 метров от трёхкомпонентного.

Звенигородская научная станция ИФА (ЗНС) находится в 50 км к западу от Москвы (55°42' N, 36°47' E) в лесистой сельской местности, на высоте 150 м над уровнем моря [Люлюкин и др. 2015]. Ландшафт вокруг станции в основном равнинный, с небольшим ($\sim 1^\circ$) уклоном к руслу Москвы реки и плавными холмами. Перепад высот в радиусе 10 км не превышает 40 м. На территории станции расположено несколько малоэтажных зданий, рядом проходит шоссе. На ЗНС с 2008 года производятся непрерывные измерения. Измерительный пункт оснащён трёхкомпонентным доплеровским содаром, температурным профилемером и двумя сониками, расположенными на мачте на высотах 6 и 56 м.

Фотографии содаров в различных пунктах измерений показаны на *Рис. 2.2*.

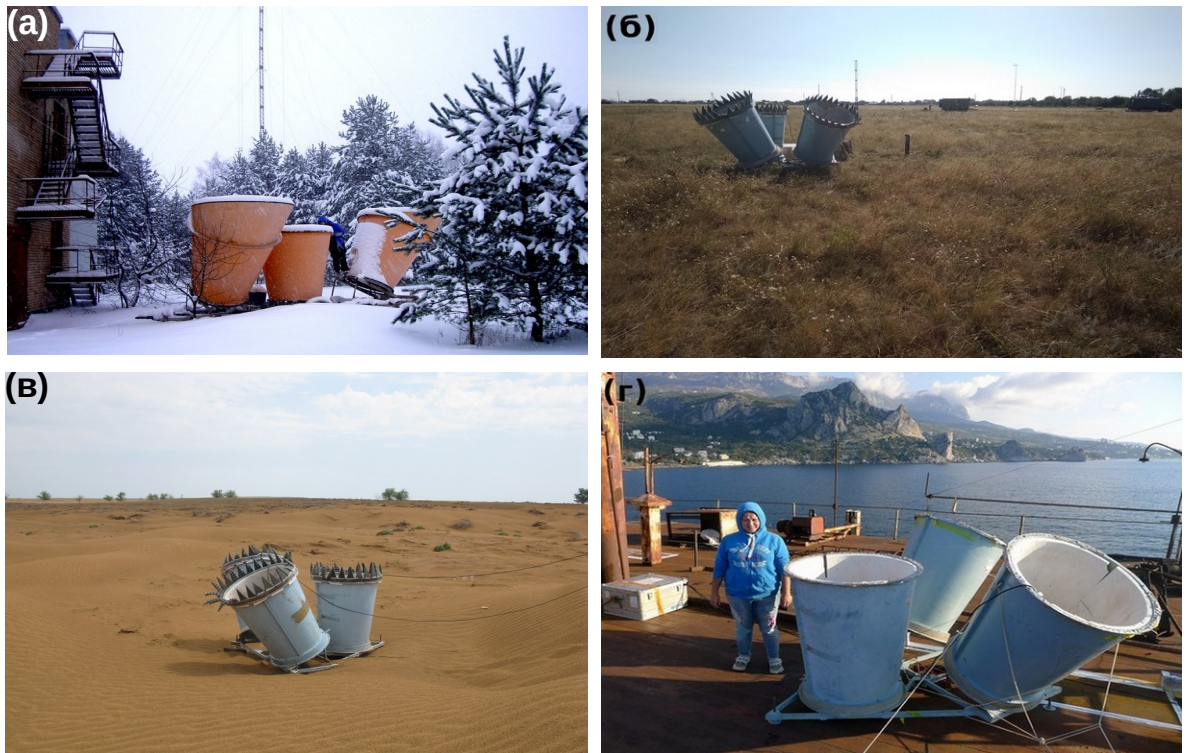


Рисунок 2.2. Фотографии антенн содаров (в шумозащитных экранах), с помощью которых проводились представленные в диссертации исследования ВГВ. (а) содар на Звенигородской научной станции, Подмосковье, январь 2010 г.; б) минисодар на Цимлянской научной станции, Ростовская область, август 2020 г. (в) минисодар на песчаном выносе, пос. Нарын-Худук, Калмыкия, июль 2016 г.; (г) минисодар на океанографической платформе Черноморского гидрофизического полигона, октябрь 2016 года.

Примеры регистрации цугов ВГСВ представлены на *Рис. 2.3.*

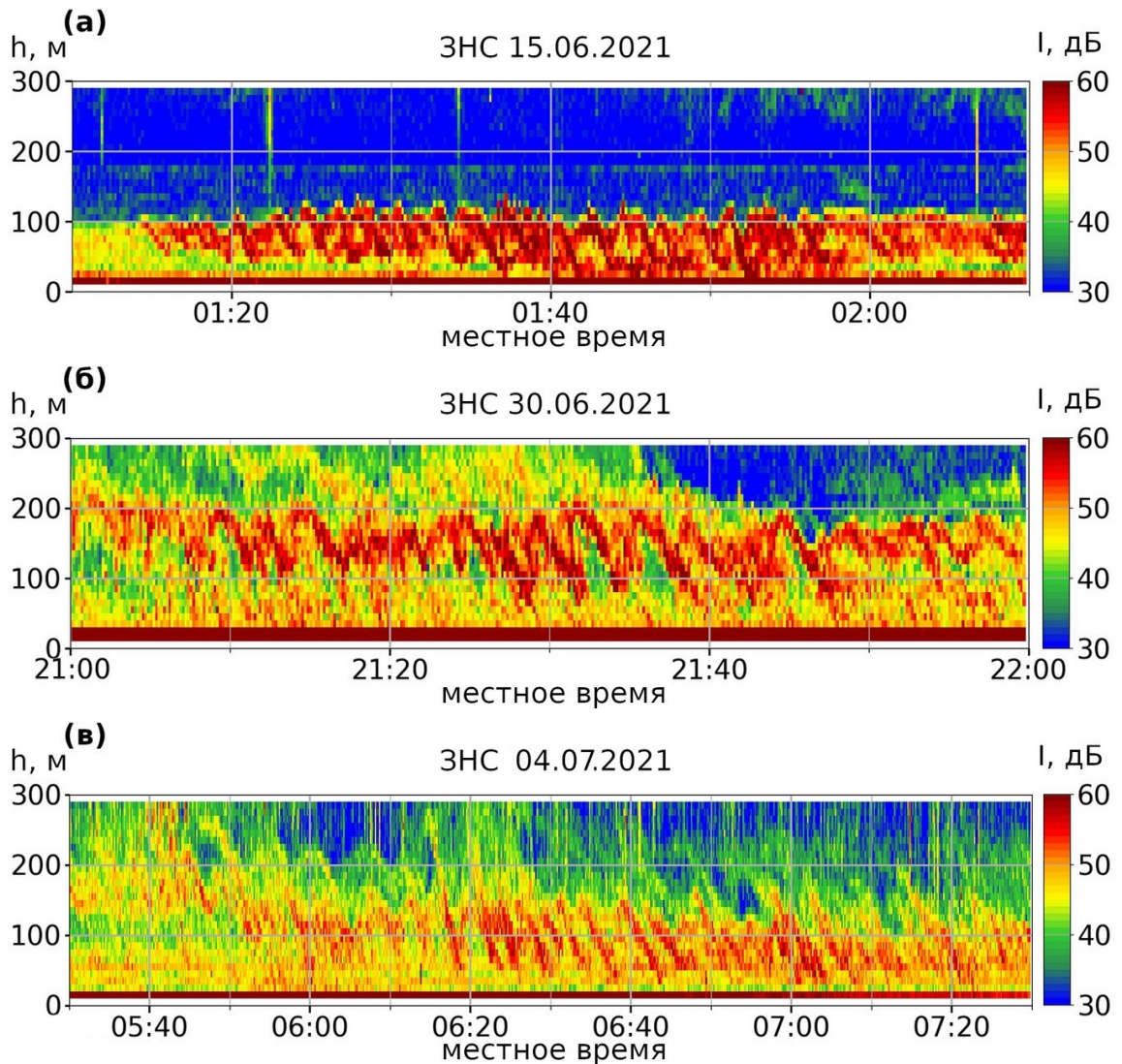


Рисунок 2.3. Примеры регистрации цугов ВГСВ на содарных эхограммах.

2.2. Регистрация волнообразных движений

2.2.1. Классификация волнообразных движений по содарным эхограммам

Эпизоды волновой активности идентифицировались путем визуального анализа эхограмм [например, *Neff 1988, Culf 1989, Gossard et al. 1973, Petenko et al. 2012, Люлюкин 2018*]. Несмотря на то, что такой подход в определённой степени субъективен, до настоящего времени визуальная идентификация периодических

структур представляется более простой и надёжной, чем опубликованные методы автоматической идентификации.

Автоматическая регистрация мезомасштабных волн (с длинами не менее 150 км) возможна при сочетании моделирования для анализа синоптических условий и измерений на пространственно разнесённой сети [Koch and O'Handley 1997]. При помощи локальных измерений вблизи земной поверхности можно произвести автоматическую регистрацию и кластеризацию субмезомасштабных движений по форме возмущений во временных рядах [Belušić and Mahrt 2012, Halios et al. 2014] или по динамическим свойствам этих движений [Kang et al. 2014, 2015, Vercauteren and Klein 2015, Urbancic et al. 2021].

Для поиска на эхограммах структур определённой формы могут успешно применяться методы машинного обучения [Камардин и др., 2014], хотя для этого и требуется составление обучающей выборки. Попытки классификации только структуры АПС при помощи автоматического анализа содарных эхограмм пока что менее успешны и в среднем имеют точность ~50% [Kumar et al. 2021]. Ещё более сложной задачей является автоматическая регистрация квазипериодических возмущений, имеющих большое разнообразие форм. В целом, визуальная идентификация ВГВ разных классов пока является гораздо более надёжной и менее трудоёмкой, чем автоматическая.

Дистанционное акустическое зондирование имеет ряд недостатков, затрудняющих регистрацию волн, таких как невысокое временное разрешение (от нескольких секунд); отсутствие данных при низкой турбулентности [см., например, Bull 1997]. Тот факт, что периодические структуры обычно регистрируются в поле структурной характеристики температуры C_T^2 , а не метеорологических величин, затрудняет физическую интерпретация наблюдаемых движений. Однако, важное достоинство дистанционного зондирования заключается в возможности определения вертикальной структуры регистрируемых волн.

В силу ограничений, накладываемых разрешающей способностью содара, для идентификации периодических структур применялись критерии, аналогичные

сформулированным [Люлюкин и др. 2015]:

1. период волнообразных структур $T \geq 2$ мин ;
2. толщина волнового слоя $dh \geq 60$ м ;
3. глубина модуляции $dI \geq 4$ дБ .

Для исследования отбирались два класса волнообразных движений, регистрируемых на содарных эхограммах: ВГСВ и ВП. Классификация проводилась по вертикальной форме цугов в поле структурной характеристики температуры C_T^2 и вертикальной скорости w .

Периодические структуры в форме полос, валов или кос, наблюдаемые в поле C_T^2 были отнесены к классу ВГСВ [например, *Blumen et al. 2001, Eaton et al. 1995, Cronenwett et al. 1972, Hooke et al. 1973, Emmanuel 1973, Merrill 1977, Eymard and Weill 1979*]. Такие эпизоды сопровождаются наличием заметного вертикального сдвига горизонтального ветра. Изменения вертикальной скорости ветра внутри волнового слоя обычно происходят несинхронно на разных высотах [*Lyulyukin et al. 2013*].

Синхронные колебания высоты расположения одного или нескольких турбулизированных слоёв, регистрируемых в поле C_T^2 , и/или границы приземного слоя были отнесены к классу ВП [например, *Hooke et al. 1972, Kjelaas et al. 1974, King et al. 1987*]. В таких эпизодах колебания вертикальной скорости ветра происходят примерно синхронно на разных высотах внутри волнового слоя [*Sun et al. 2015b, Banakh and Smalikho 2016, Banakh and Smalikho 2020*]. Наличие заметного сдвига ветра не является необходимым условием. В работе учитывались только эпизоды, позволяющие провести однозначную классификацию по указанным критериям.

Схема определения некоторых параметров ВГСВ и ВП, использованная для сбора статистики, представлена на *Рис. 2.4*.

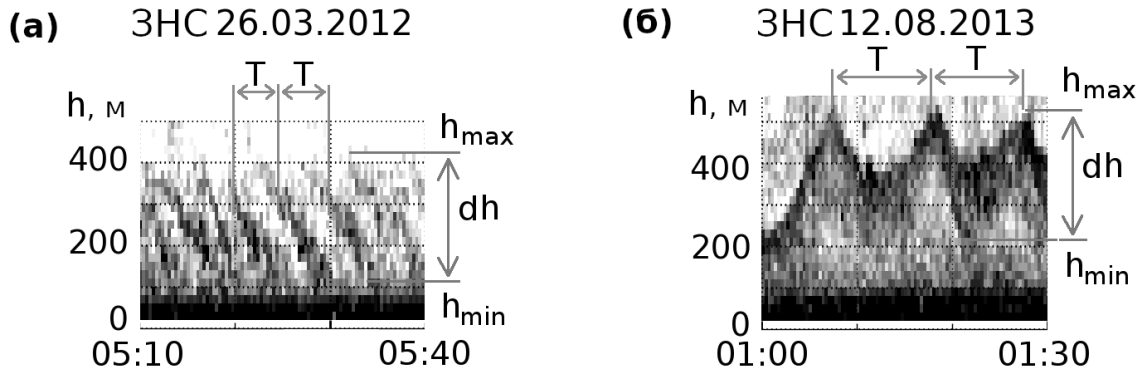


Рисунок 2.4. Иллюстрация определения параметров ВГСВ (а) и ВП (б) на содарных эхограммах. По оси абсцисс отложено местное время, по оси ординат — высота. Степень почернения соответствует интенсивности эхо-сигнала.

В случае, если какой-то из параметров сильно менялся, эпизод делился на несколько частей. Для каждого эпизода волновой активности оценивались следующие параметры:

- время начала и конца эпизода;
- нижняя и верхняя границы волнового слоя h_{\min} , h_{\max} ;
- толщина волнового слоя dh ;
- период T ;
- глубина модуляции $dI = 20 \cdot \lg\left(\frac{S_2}{S_1}\right)$, где S_2 и S_1 интенсивность эхо-сигнала

соответственно внутри и вне контура волны ;

- наибольшая горизонтальная скорость ветра внутри волнового слоя U_{\max} ;
- вертикальный сдвиг горизонтальной скорости внутри волнового слоя dU/dz ;
- наибольшая температура воздуха внутри волнового слоя t ;
- градиент температуры dt/dz

На *Рис. 2.5* и *2.6* представлены примеры регистрации соответственно ВГСВ и ВП на содарных эхограммах.

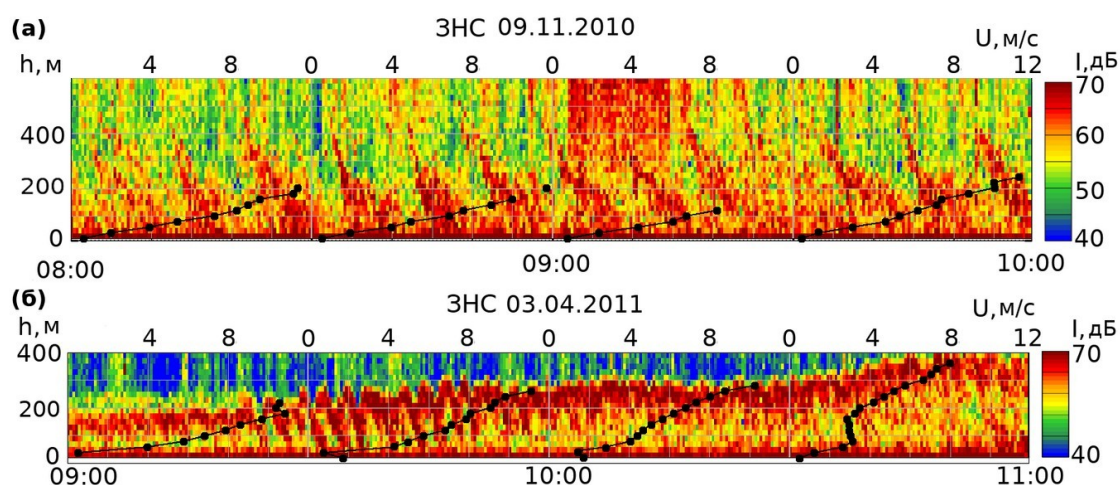


Рисунок 2.5. Примеры регистрации ВГСВ на содарных эхограммах. (а), (б) – эхограммы в координатах высота-время. Цветовая шкала приведена справа. Чёрными линиями с точками показаны вертикальные профили горизонтальной скорости ветра, шкала приведена в верхней части панелей. Указанное время – местное.

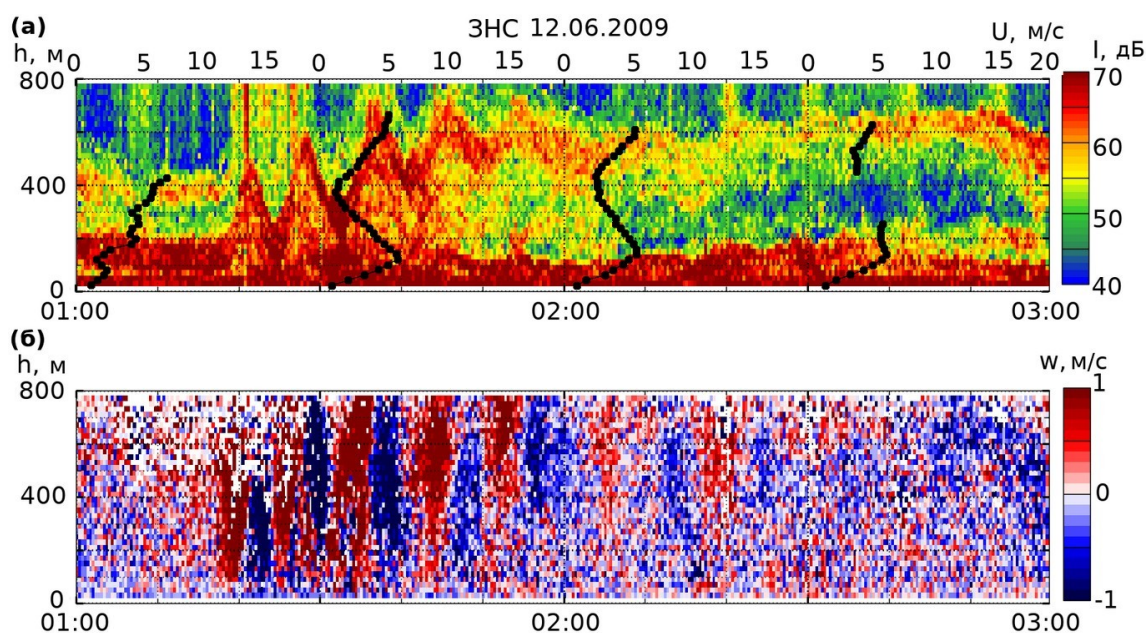


Рисунок 2.6. Пример регистрации ВП на содарной эхограмме. (а) – эхограмма в координатах высота-время. Цветовая шкала приведена справа. Чёрными линиями с точками показаны вертикальные профили горизонтальной скорости ветра, шкала приведена в верхней части панели. (б) – измерения вертикальной скорости ветра в координатах высота-время, цветовая шкала приведена справа. Указанное время – местное.

2.2.2. Совместная регистрация волнообразных движений при помощи содаров и микробарографов

К настоящему времени опубликовано несколько работ по климатологии ВГВ в УАПС [Einaudi et al. 1989, Reddy et al. 1998, Rees et al. 2000, Люлюкин и др. 2015, Mayor et al. 2017]. Эти данные собраны, в основном, по измерениям флуктуаций атмосферного давления; при этом частота наблюдения ВГВ заметно различается в разных работах. Поэтому, прежде чем анализировать климатологию ВГВ по содарным данным, мы провели сопоставления синхронного наблюдения ВГСВ и ВП содарами и микробарографами. Такого рода сопоставления проводились и раньше [Hooke et al. 1972, Beran et al. 1973, Einaudi et al. 1989], но при этом акцентировались эпизоды хорошего согласия периодов, амплитуд и формы колебаний в микробарографических записях и на содарных эхограммах. Нас же прежде всего интересовали расхождения в этих двух методах идентификации ВГВ.

По данным измерений содаров и микробарографов на мезомасштабной сети в Московском регионе регистрировались ВГВ и определялись их направления и горизонтальные фазовые скорости. Используемая мезомасштабная сеть включает в себя три пункта измерений, образующих треугольник с длинами сторон от 7 до 60 км [Чунчuzов и др. 2021]. Характерные периоды ВГВ определялись по максимумам функций когерентности между вариациями скорости ветра и давления в разных пунктах треугольника, для которых сумма разностей фаз была близка к нулю. Таким образом ВГВ обнаруживались одновременно и в поле скорости ветра в АПС и в поле атмосферного давления. Их характерные периоды лежали в широком диапазоне: от 8-10 мин до 2-3 ч., а фазовые скорости менялись от 4 до 20 м/с. Корреляционным методом с использованием разнесенных в пространстве содаров и микробарографов впервые были обнаружены ВГВ, генерируемые так называемым солнечным терминатором

в периоды восходов и заходов солнца. На *Рис. 2.7* представлены частотные распределения по азимутам прихода и фазовым скоростям для волн, зарегистрированных в поле скорости ветра и атмосферного давления.

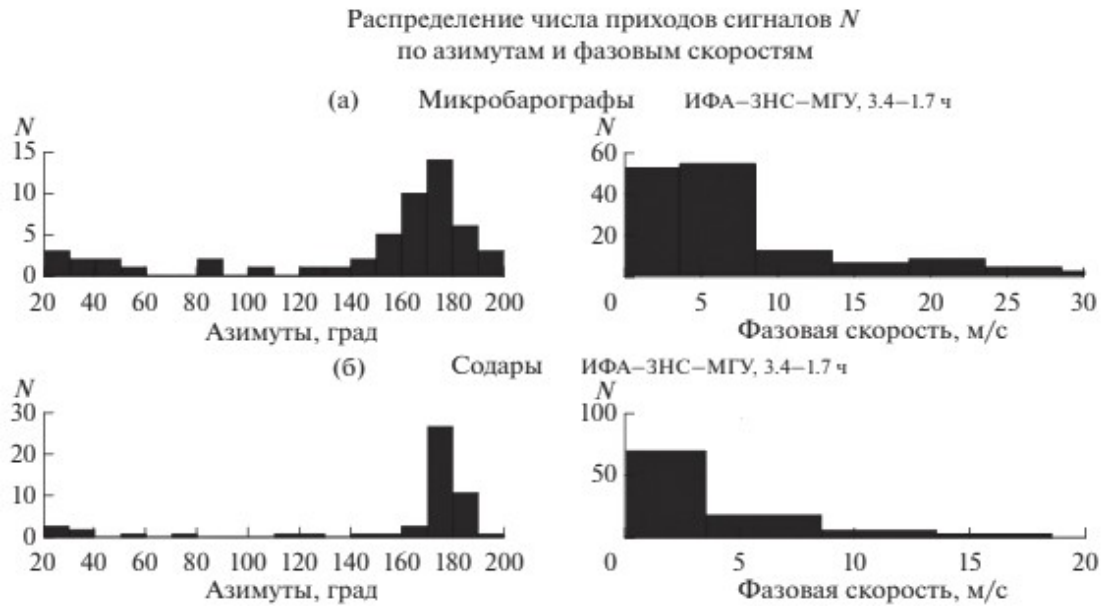


Рисунок 2.7. Распределения числа приходов сигналов N по азимутам и горизонтальным скоростям. (а) – для давления, измеряемого микробарографами. (б) – для меридиональной компоненты скорости ветра на высоте 240 м, измеряемой содарами [Чунчузов и др. 2021].

Волны не всегда синхронно регистрируются на содарных эхограммах и барограммах. Гребни волн, регистрируемых одновременно содаром и микробарографом, иногда не совпадают по времени и могут иметь различающиеся периоды и относительные амплитуды. На *Рис. 2.8, 2.9* представлены примеры синхронных измерений содара и микробарографа во время прохождения цугов волн над однородной заснеженной поверхностью в Антарктике.

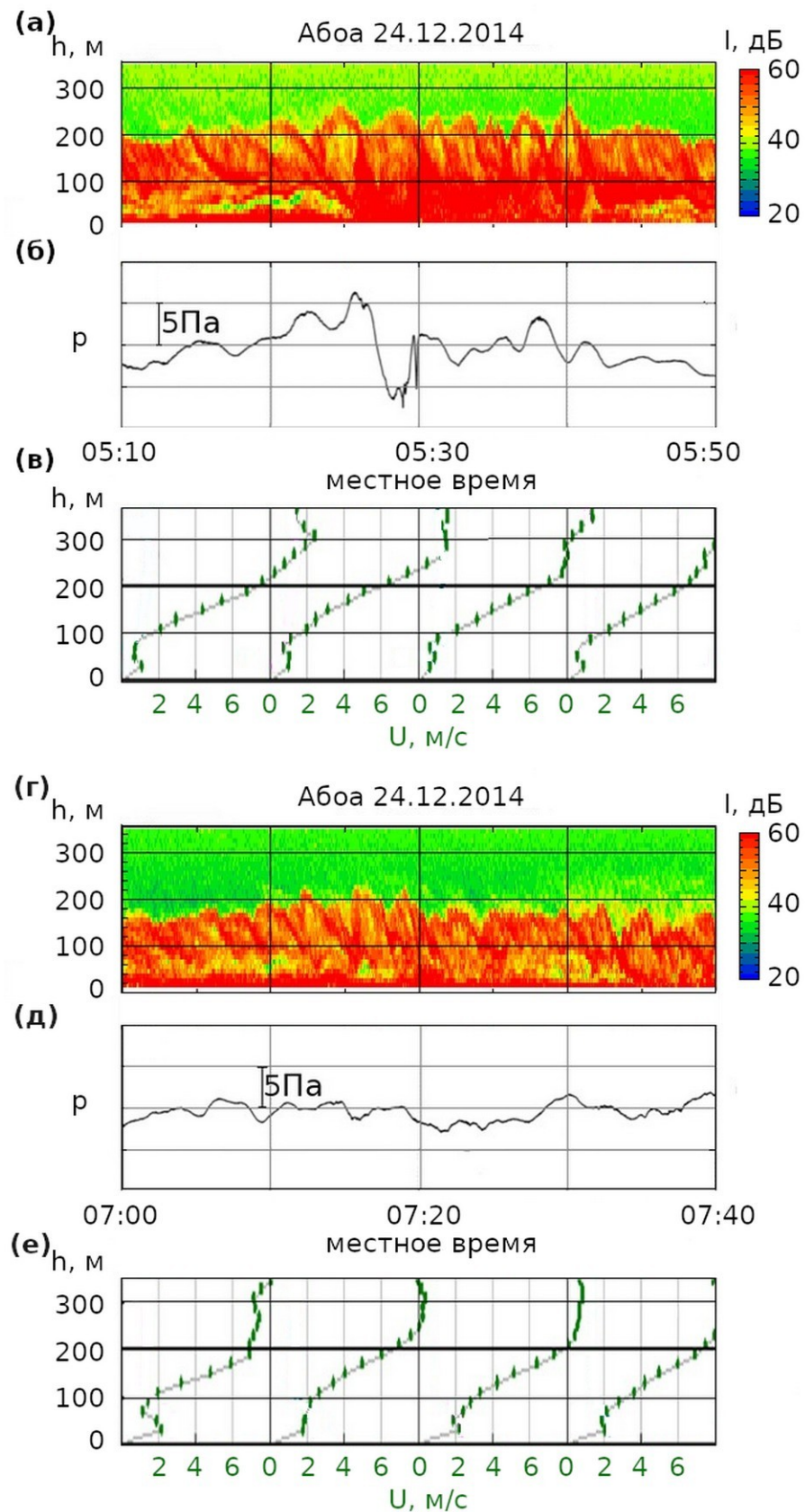


Рисунок 2.8. Пример цугов двух ВГСВ, зарегистрированных в Антарктике. (а), (г) — соударные эхограммы в координатах высота-время. (б), (д) — временные ряды приземного давления. (в), (е) — вертикальные профили скорости ветра.

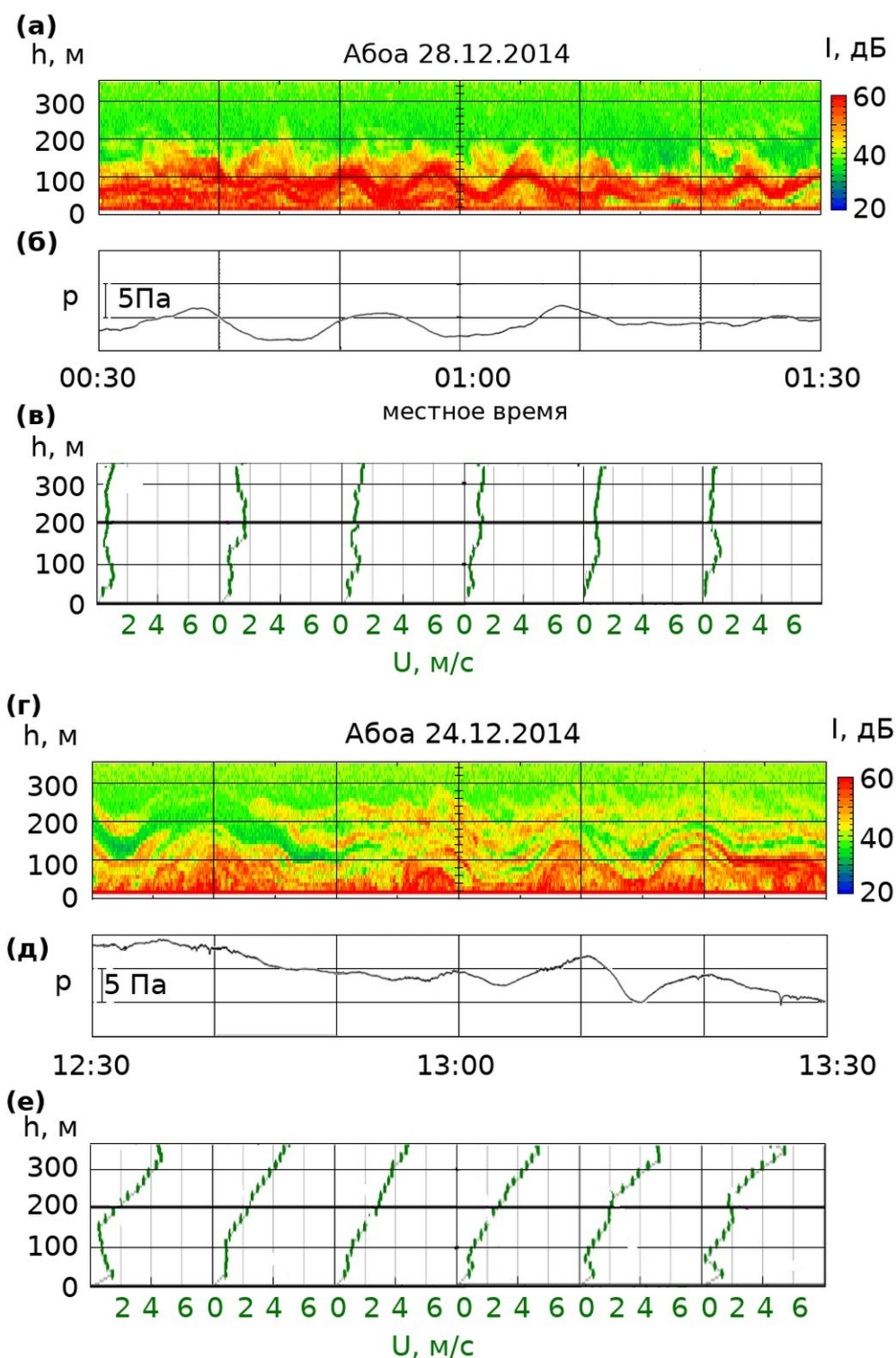


Рисунок 2.9. То же, что на *Рис. 2.8* для двух цугов ВП.

Для двух случаев ВГСВ (*Рис. 2.8*) наблюдались несколько колебаний давления с меняющимися амплитудой и периодом. Изменения амплитуд колебаний, наблюдаемых на эхограмме и барограмме, не совпадали. Для эпизода ВП (*Рис. 2.9г-е*) соответствующие колебания регистрировались и содаром, и

микробарографом, однако, изменения амплитуд этих колебаний слабо коррелировали. Для другого эпизода ВП (Рис. 2.9а-б) колебания давления имели период вдвое больше, чем период ВП, наблюдаемой на содарной эхограмме.

На Рис. 2.10 представлен пример синхронных содарных и микробарографических измерений во время прохождения цуга ВГСВ над однородной степью. Колебания с меняющимся от 1 до 4 минут периодом синхронно регистрировались содаром и микробарографом.

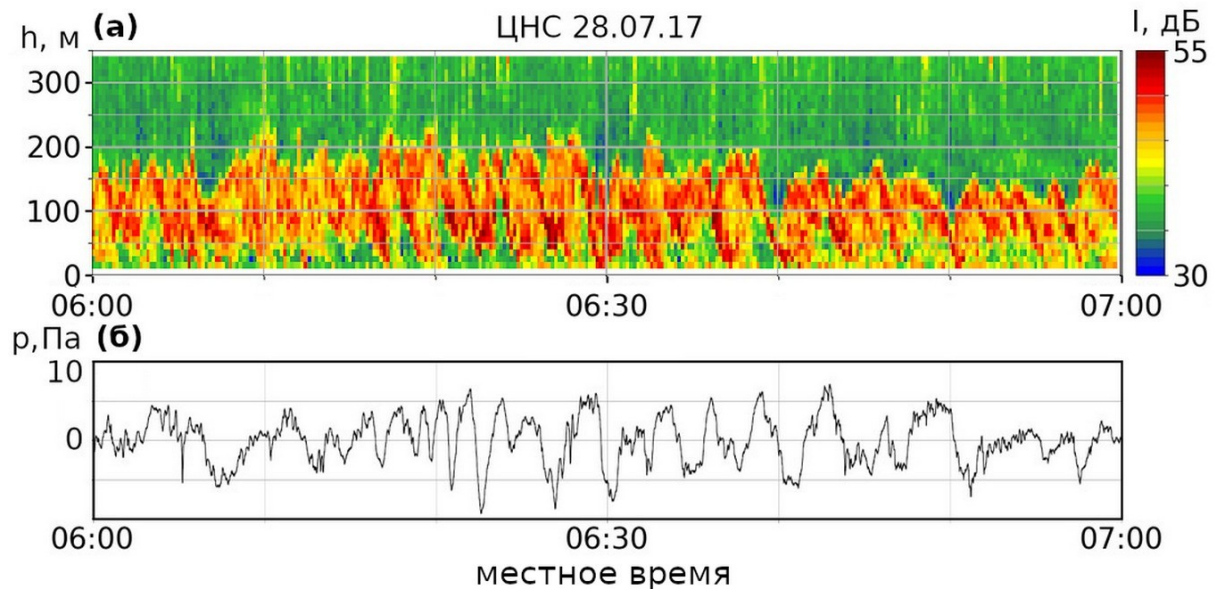


Рисунок 2.10. Пример цуга ВГСВ, зарегистрированного на ЦНС. (а) — содарная эхограмма в координатах высота-время, цветовая шкала приведена справа. (б) — временной ряд приземного давления.

2.3. Внутренние гравитационные волны над разными подстилающими поверхностями

2.3.1. Волны над степной и аридной зонами

И в Калмыкии, и на ЦНС во время измерений в основном наблюдалась ясная

антициклоническая погода. Типичные примеры суточного хода мезомасштабной структуры мелкомасштабной турбулентности и вертикальных профилей скорости ветра и температуры в обоих пунктах измерений представлены на *Рис. 2.11* и *2.12*. В обоих случаях наблюдался устойчивый суточный ход. В дневное время (после 6-8 часов утра) формировался конвективный АПС. В вечернее время, как правило, (после 18-20 часов) формировался устойчиво стратифицированный приземный слой перемешивания и низкоуровневые струйные течения. Стоит отметить, что слой перемешивания, оцениваемый по содарным профилям эхо-сигнала, на ЦНС обычно имел бóльшую глубину. В то время как в Калмыкии толщина УАПС, как правило, не превышала 100 м, на ЦНС она обычно составляла порядка 100-200 м. Иногда на ЦНС наблюдались очень спокойные ночи с толщиной слоя перемешивания не более 10-20 м.

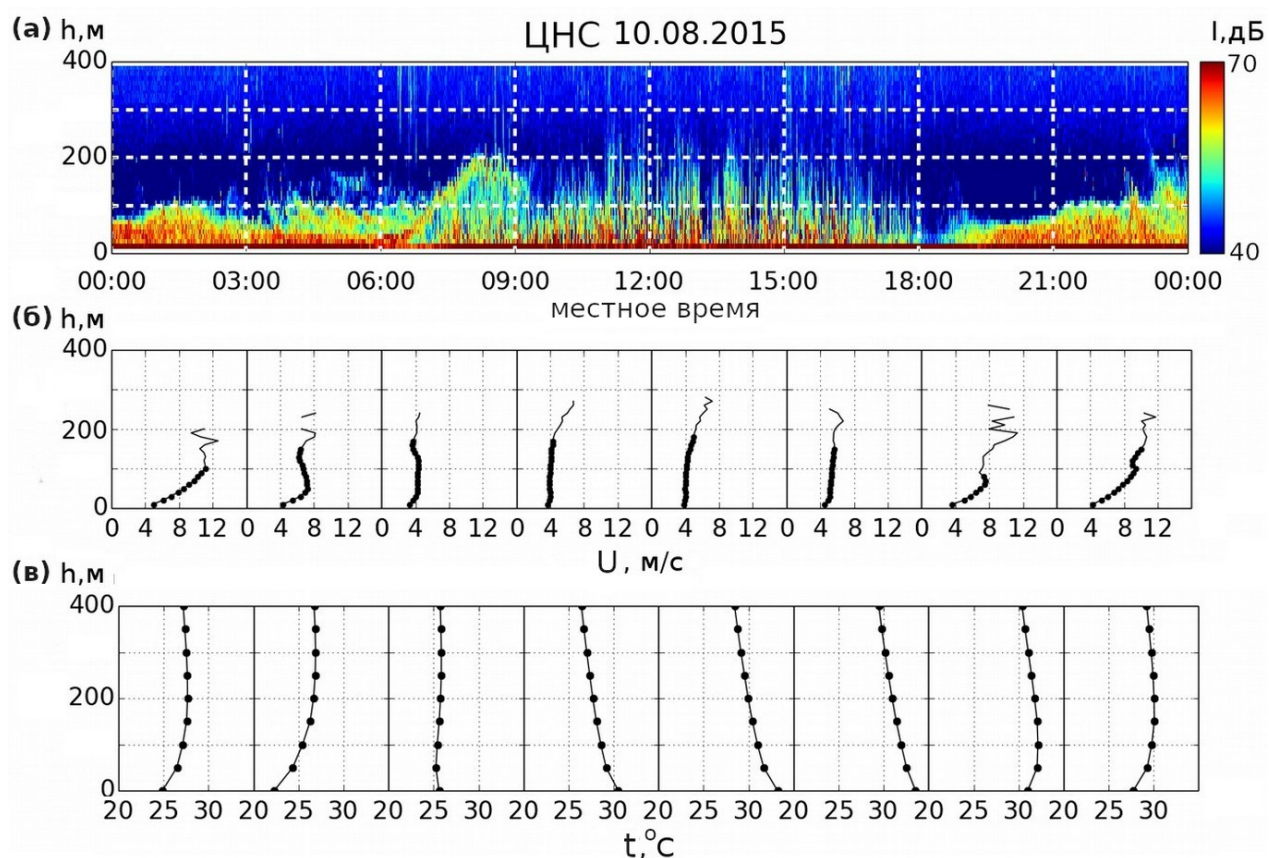


Рисунок 2.11. Пример суточного хода вертикальной структуры АПС и профилей скорости ветра и температуры на ЦНС. (а) эхограмма в координатах высота–время, цветовая шкала дана справа. (б) средние профили скорости ветра. (в) средние профили температуры t . Профили осреднены за 3 часа.

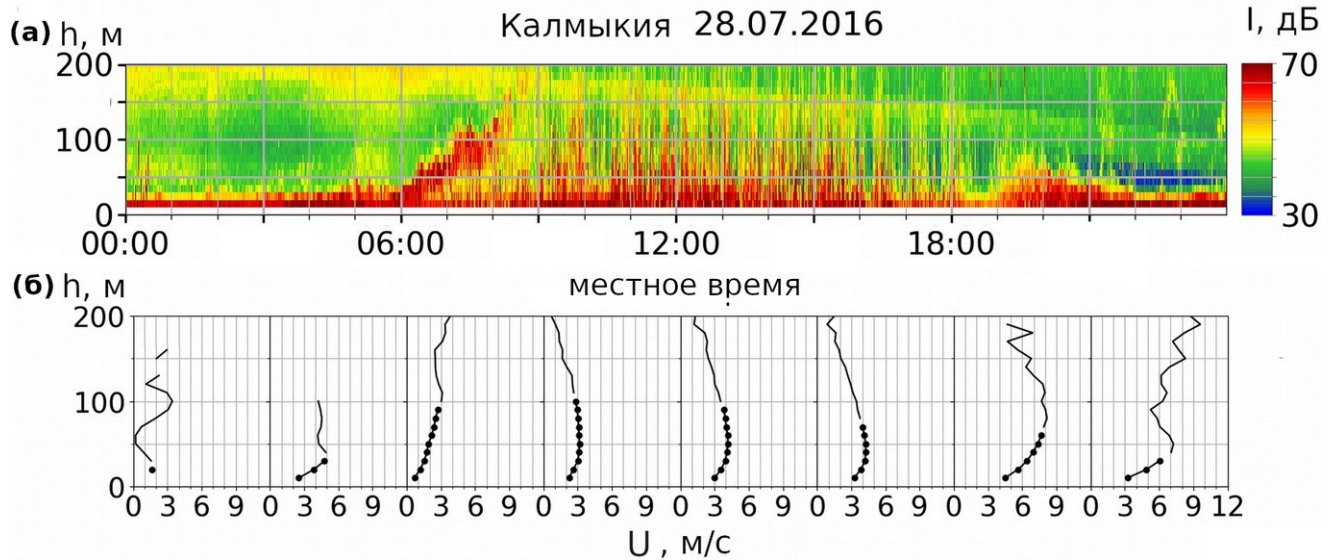


Рисунок 2.12. Пример суточного хода вертикальной структуры АПС и профилей скорости ветра в Калмыкии. (а) эхограмма в координатах высота–время, цветовая шкала дана справа. (б) средние профили скорости ветра. Профили осреднены за 3 часа.

Волновая активность на ЦНС регистрировалась почти каждую ночь. Внутри приземного слоя перемешивания и над ним часто наблюдались короткие цуги ВГСВ (Рис. 2.13а,б). В некоторые ночи периодические структуры в форме наклонных полос вкраплённых в приземный слой перемешивания регистрировались на протяжении нескольких часов. Цуги ВГСВ почти всегда наблюдались во время утреннего подъёма инверсии (Рис. 2.14а). Цуги ВП наблюдались редко (Рис. 2.15а).

В Калмыкии при помощи содара удавалось зарегистрировать меньшее количество волн. В тонком турбулизированном слое почти никогда не наблюдались вкраплённые периодические структуры, такие как ЦНС. Волновая активность в основном проявлялась в виде коротких цугов волн в приподнятых слоях (Рис. 2.13б). В большинстве случаев цуги ВГСВ наблюдались во время утреннего подъёма инверсии (Рис. 2.14б). Цуги ВП наблюдались редко, так же как и на ЦНС (Рис. 2.15б).

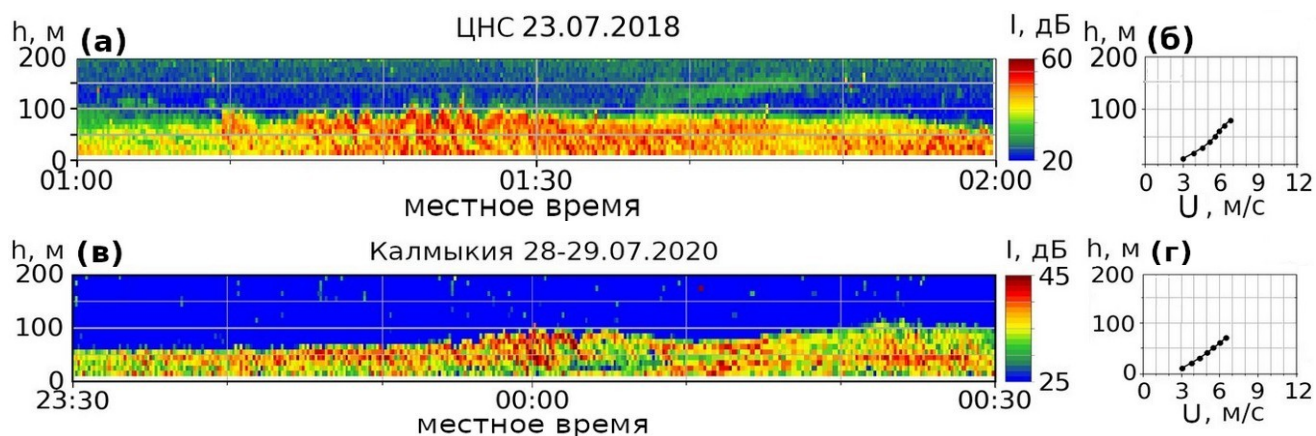


Рисунок 2.13. Примеры цугов ВГСВ, зарегистрированных в ночное время на ЦНС и в Калмыкии. (а), (в) содарные эхограммы в координатах высота-время, цветовая шкала дана справа. (б), (г) профили скорости ветра, осреднённые за 60 минут.

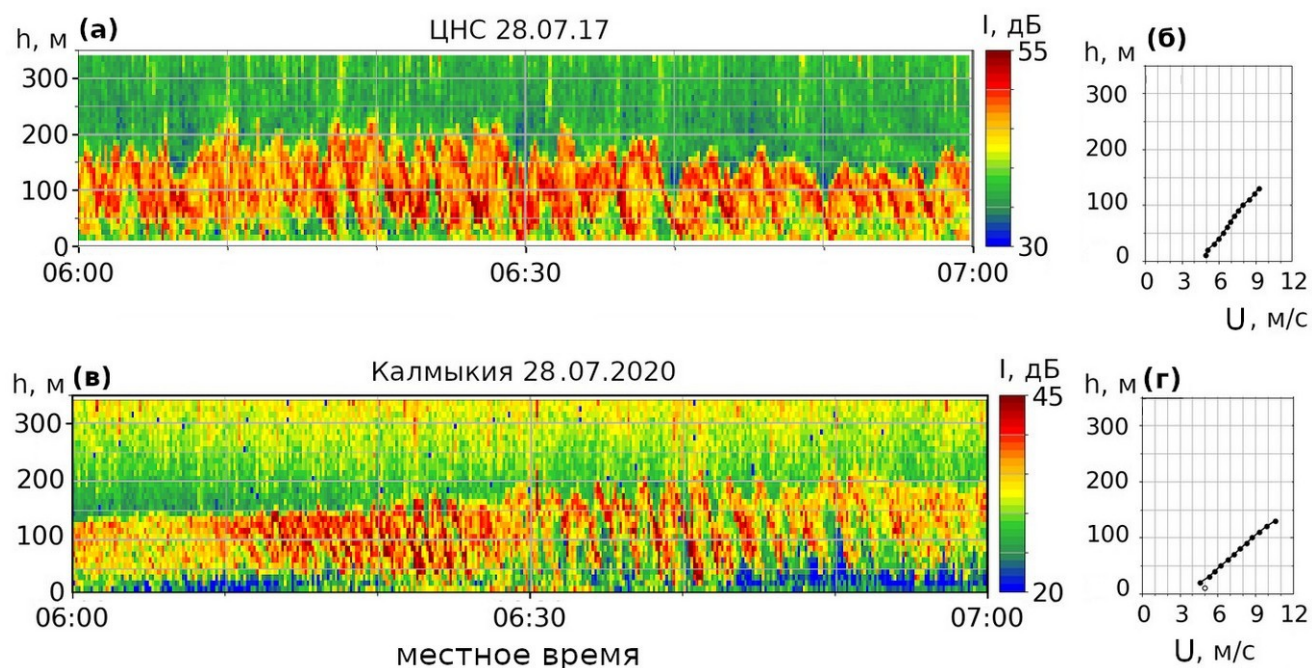


Рисунок 2.14. То же, что на Рис. 2.13 для двух цугов ВГСВ, зарегистрированных во время утреннего подъёма инверсии на ЦНС и в Калмыкии.

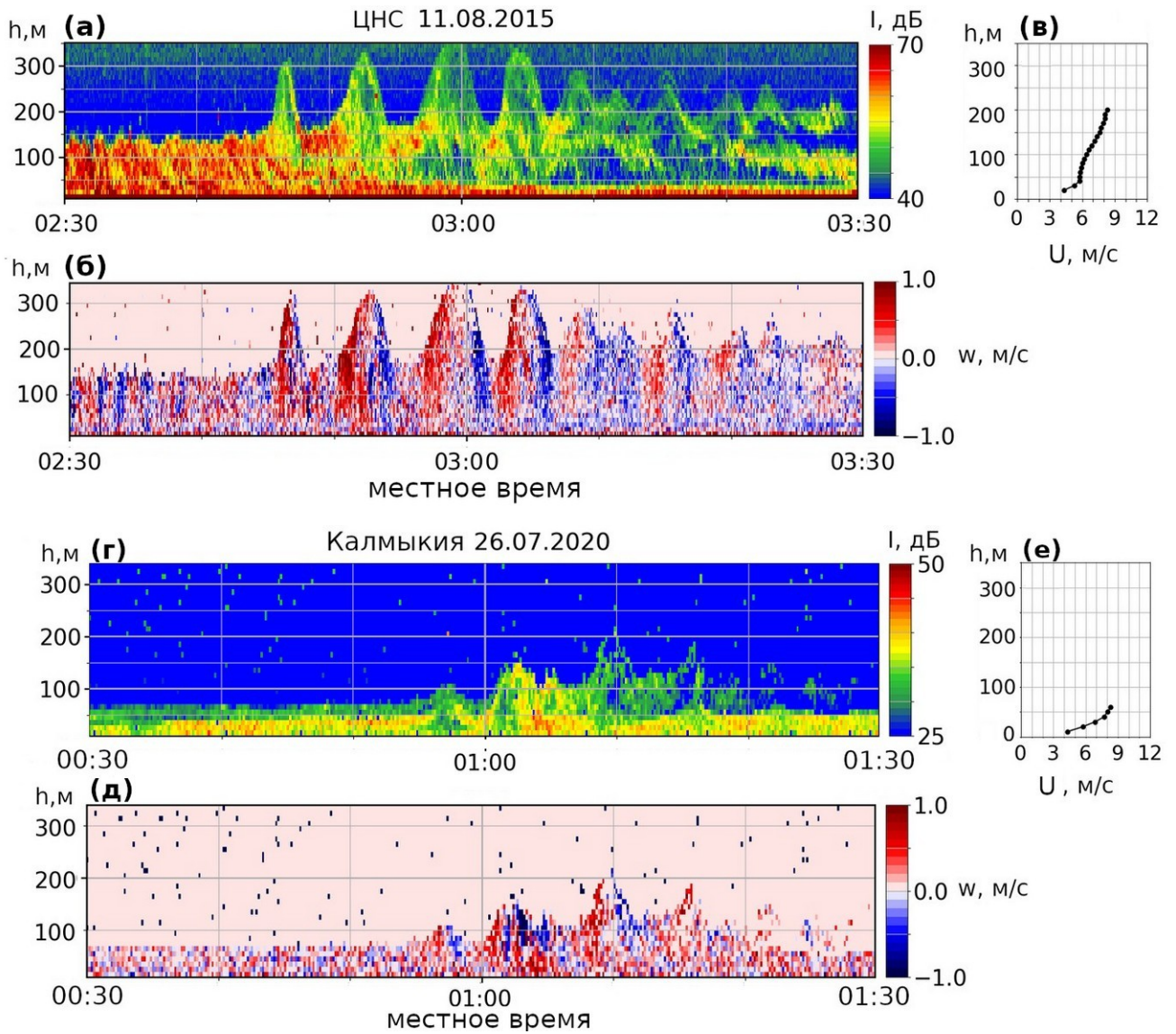


Рисунок 2.15. Примеры цугов ВП, зарегистрированных в ночное время на ЦНС и в Калмыкии. (а), (г) содарные эхограммы в координатах высота-время, цветовая шкала приведена справа. (б), (д) поле вертикальной скорости по данным измерений скорости содаром в координатах высота-время, цветовая шкала приведена справа. (в), (е) профили скорости ветра, осреднённые за 60 минут.

2.3.2. Волны над морской поверхностью в прибрежной зоне

На океанографической платформе в дневное время наблюдался устойчивый западный ветер со скоростью до 12 мс^{-1} на высоте 50 м над уровнем моря. В ночное время ветер был заметно слабее и менее устойчивым, с типичными значениями скорости около $2\text{--}3 \text{ мс}^{-1}$ на высоте 50 м над уровнем моря. Быстрая смена направления ветра в утренние и вечерние часы наблюдалась ежедневно. Возвратный воздушный поток наблюдался редко, на высотах 200-300 м. Характерной особенностью ветров в исследуемой области была разница в $\sim 90^\circ$ между направлениями приповерхностных течений воздуха в ночное и дневное время. Основное направление дневного бриза на всех высотах было с ЮЗ. Ночной бриз дул не с противоположного направления, а с ССВ, реже с СЗС. По-видимому, ночной ветер в основном определялся стоковым потоком воздуха с прибрежных склонов. Около платформы береговая линия простирается с ЮЗ до СВ, на бóльших масштабах (до 10 км) линия берега простирается вдоль направления ЗЮЗ — ВСВ.

Анализ содарных эхограмм выявил сильную изменчивость поля ветра и хаотическую многослойную турбулентную структуру АПС. Типичный пример суточной эхограммы показан на *Рис. 2.16*. В течение дня направление ветра у поверхности менялось дважды: утром (около 06:00) с восточного на западное и вечером (около 18:00) с западного на северное. Скорость ветра ночью и утром (00:00 - 09:00 и 21:00 - 00:00) была менее 3 м с^{-1} , а днем (09:00 - 21:00) была около $4\text{--}6 \text{ мс}^{-1}$. Бризы оказали сильное влияние на структуру АПС. Ветры с моря утром и днем (03:00 - 12:00) часто сопровождалась течениями со слабой турбулентностью, в ночное время ветры с берега, а иногда и ветры из открытого моря сопровождалась сильным перемешиванием.

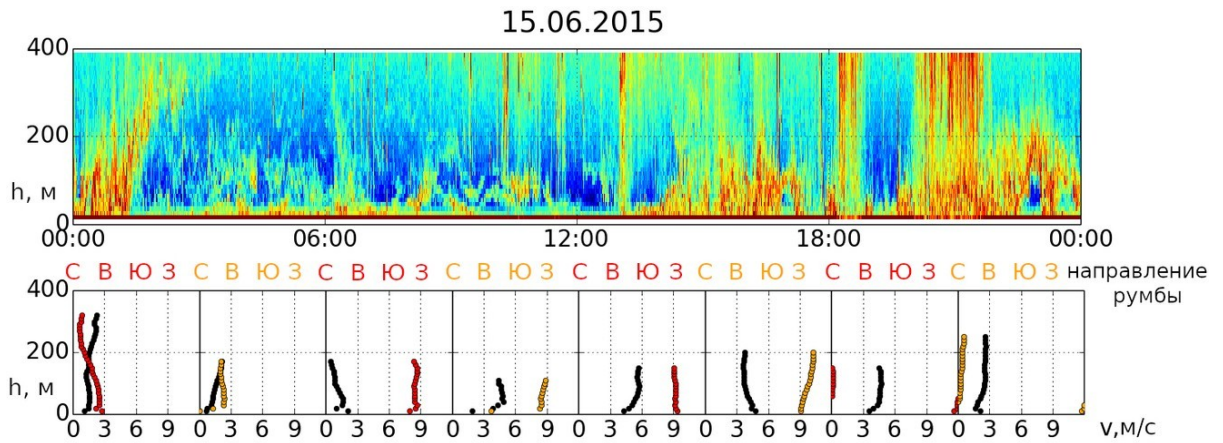


Рисунок 2.16. Пример суточной эхограммы (верхняя панель) и профилей скорости и направления ветра, осреднённых за 3 часа (нижняя панель). Профили скорости ветра изображены чёрными точками, направления — красными и жёлтыми.

При помощи содарных эхограмм было выявлено множество эпизодов волновой активности в АПС над прибрежной зоной. Короткие цуги ВКГ в форме кос наблюдались обычно на рассвете в верхней части берегового морского бриза, т.е. на высотах, где скорость ветра падала с высотой. Периоды ВКГ составляли 2–4 мин. В некоторых случаях ВКГ с периодами 7–8 мин также наблюдались в нижней части возвратного течения, в слое с положительным вертикальным сдвигом скорости ветра. Наклон валов в нижнем и верхнем потоках был противоположным [Lyulyukin et al. 2019, 2022]. Пример бриза с цугами ВКГ в приповерхностном и в обратном течении представлен на *Рис. 2.17*.

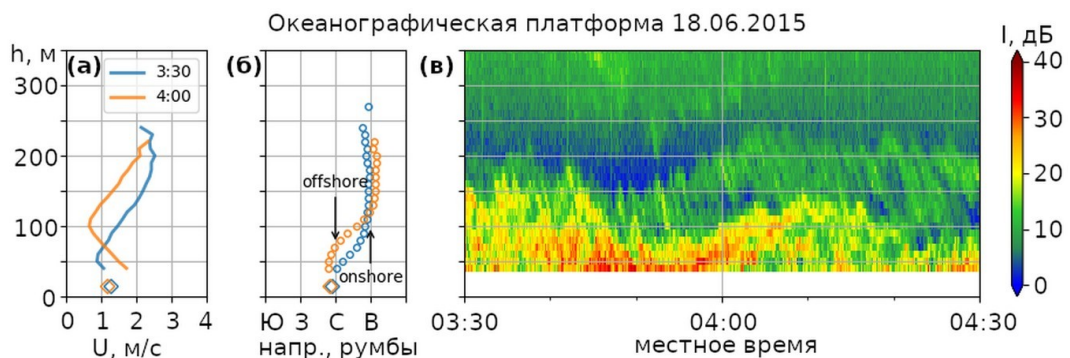


Рисунок 2.17. Пример цуга ВКГ, зарегистрированного на океанографической платформе. (а) — вертикальные профили скорости ветра, осреднённые за 30 минут. (б) — вертикальные профили направления ветра, осреднённые за 30 минут. (в) — содарная эхограмма, цветовая шкала дана справа.

2.3.3. Волны над заснеженной поверхностью в Антарктическом регионе

На содарных эхограммах, полученных на Антарктическом леднике почти всё время регистрировались волновые структуры разнообразных форм. Примеры ВГСВ в форме обрушающихся волн приведены на *Рис. 2.8*. Примеры ВП приведены на *Рис. 2.9*. Примеры ВГСВ в приподнятых инверсионных слоях представлены на *Рис. 2.18*.

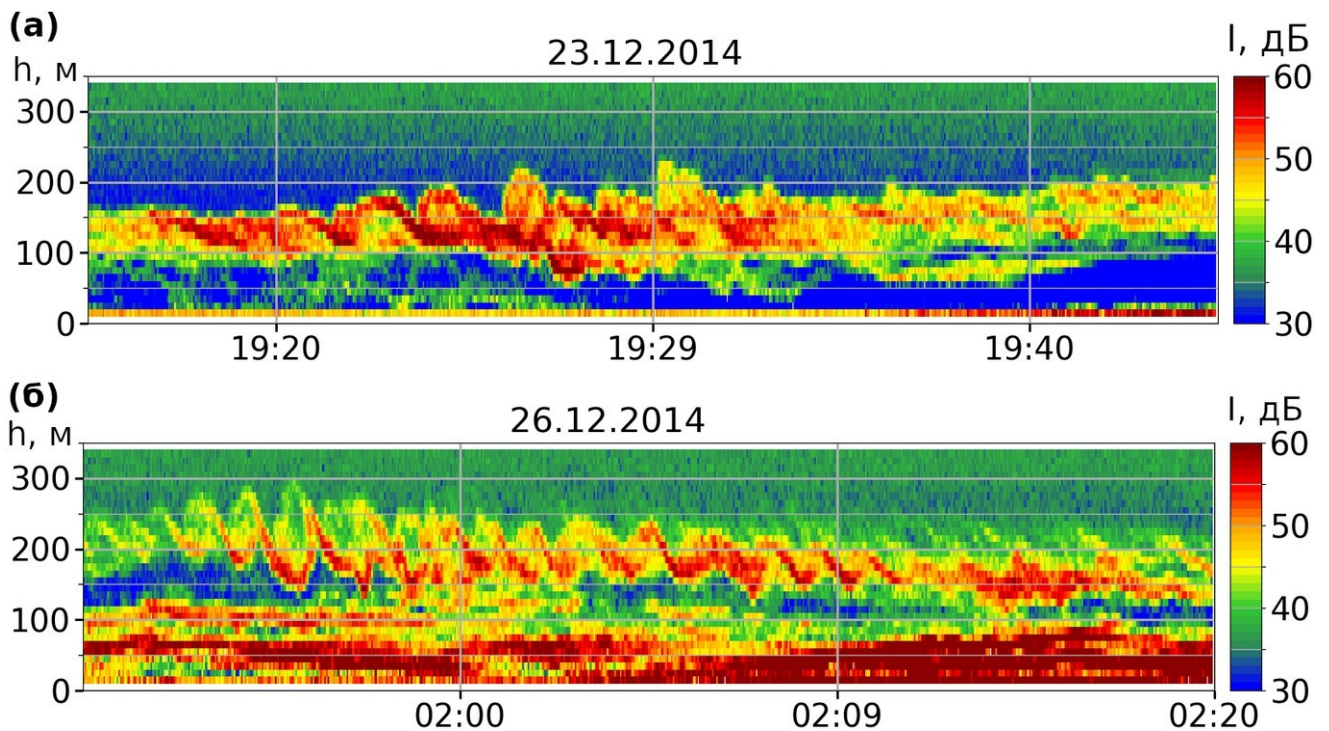


Рисунок 2.18. Примеры эхограмм, полученных на Абоа, с четкими ВГСВ в приподнятых инверсионных слоях.

2.3.4. Волны над сельской местностью в пригороде Москвы

Ниже представлены несколько примеров совместных данных содара и соника, расположенного на высоте 56 метров, во время прохождения цугов волн на ЗНС. На *Рис. 2.19* нижняя граница слоя с периодическими структурами в форме наклонных полос находилась на высоте 40-60 метров. Эпизод одновременно регистрировался и на содарной эхограмме, и во временных рядах скорости ветра и температуры воздуха. Причем, колебания температуры продолжались дольше, чем различимые наклонные полосы на эхограмме. На *Рис. 2.20* показан эпизод со структурами такой же формы, нижняя граница которых располагалась на 60-80 метрах. Вероятно, по этой причине во временных рядах не фиксировались соответствующие колебания скоростей ветра и температуры воздуха на высоте 56 метров.

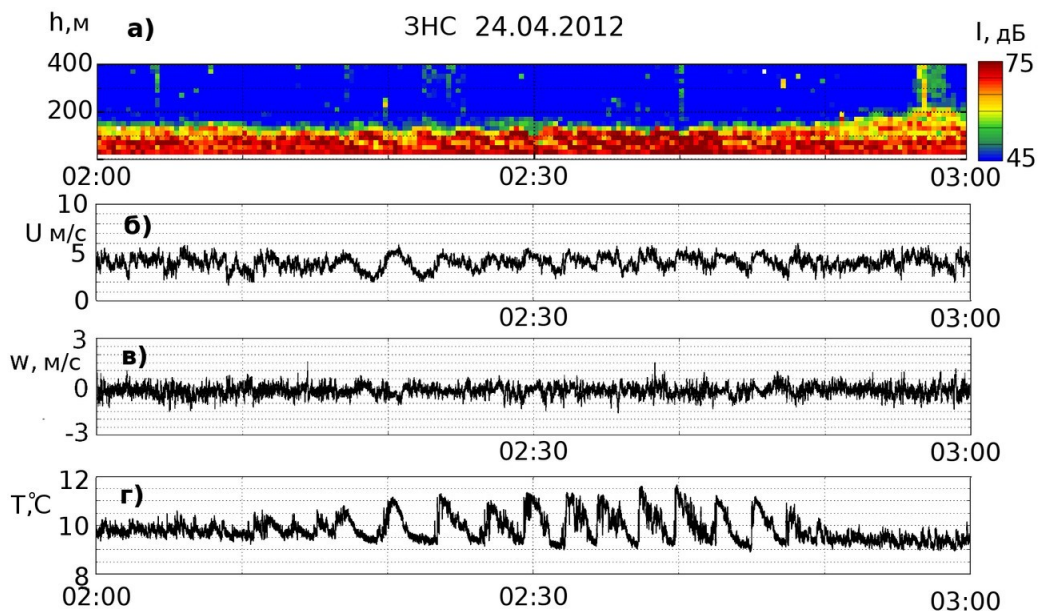


Рисунок 2.19. Пример регистрации эпизода ВГСВ на содарной эхограмме и во временных рядах ветра и температуры на высоте 56 метров. (а) содарная эхограмма в координатах высота-время, справа приведена шкала интенсивности эхо-сигнала; (б) горизонтальная скорость ветра; (в) вертикальная скорость ветра¹; (г) температура воздуха. Указанное время — местное.

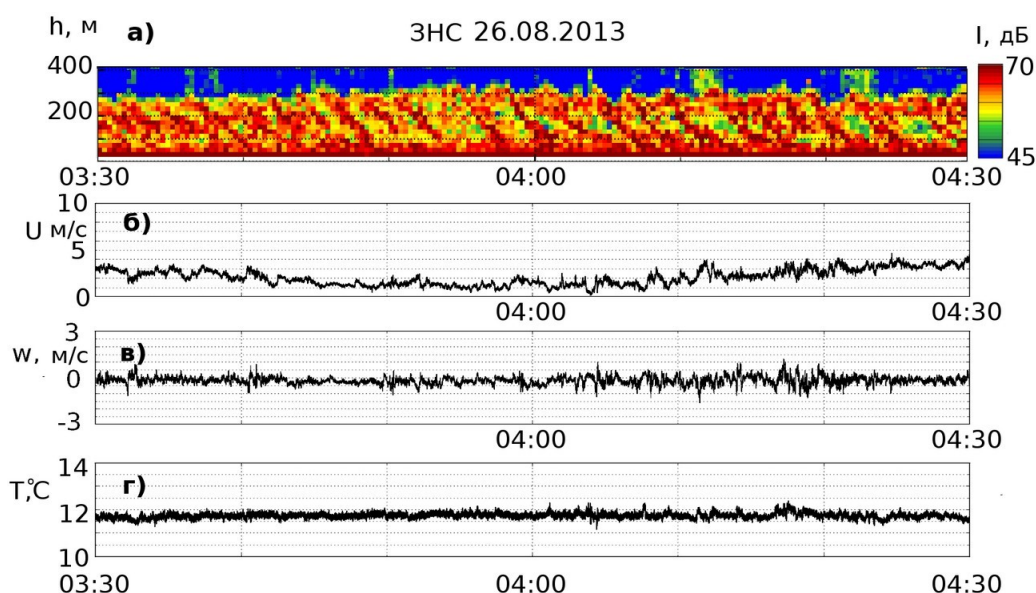


Рисунок 2.20. То же, что на *Рис.2.19* для эпизода ВГСВ.

На *Рис. 2.21* показан эпизод ВП одновременно регистрируемый на содарной эхограмме и во временных рядах скорости и температуры. Амплитуда колебаний скорости и температуры снижалась по мере подъёма волнового слоя. Отметим, что перед цугом волн наблюдались колебания вертикальной скорости и температуры (период ~ 1 мин), в то время как на эхограмме соответствующие периодические структуры не регистрировались. Это может быть связано как с их малым периодом, так и с малой толщиной слоя, охваченного колебаниями.

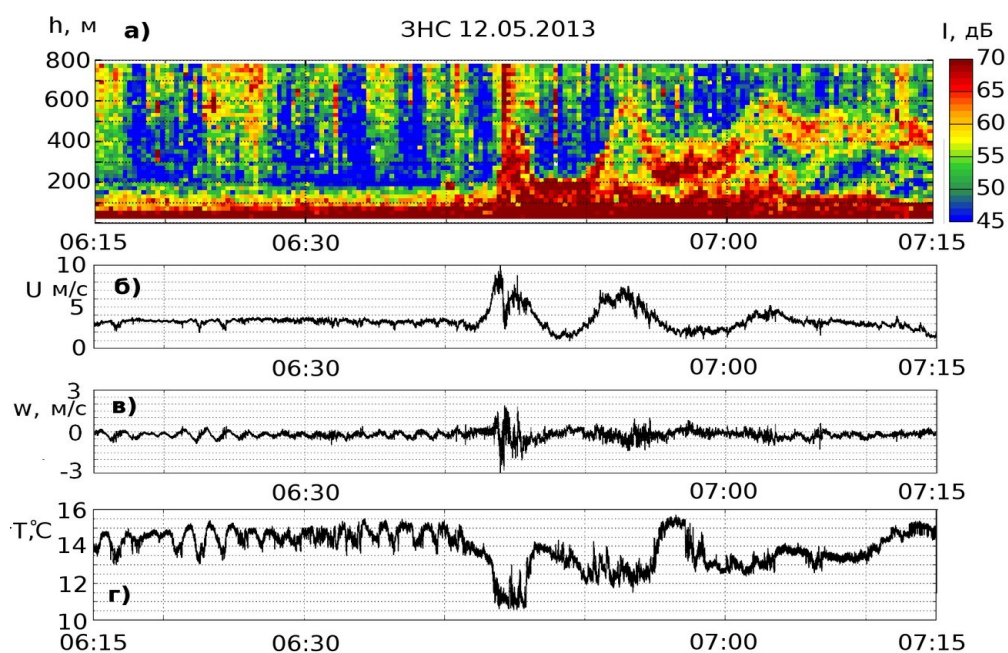


Рисунок 2.21. То же, что на *Рис. 2.19* для эпизода ВП.

2.4. Климатология внутренних гравитационных волн над пригородной местностью

2.4.1. Частота регистрации волн разных классов

Для сбора статистики были использованы содарные измерения, проводившиеся в 2008-2015 гг. на ЗНС ИФА. В этот промежуток времени содар работал непрерывно в 95 % календарного времени. Про помощи критериев отбора и классификации волновых структур были проанализированы 7.5 лет содарных измерений, проводимых на ЗНС. Всего было зарегистрировано около 900 эпизодов ВГСВ и около 100 эпизодов ВП. Для того, чтобы охарактеризовать частоту повторяемости волновых цугов были рассчитаны следующие величины:

- количество волновых эпизодов;
- доля длительности цугов волн от общего времени работы содара;
- доля дней, в которые наблюдались ВГВ от общего количества дней работы содара (дней, в которые содар работал не менее 12 часов).

Распределение этих величин по месяцам для ВГСВ и ВП представлено на *Рис. 2.22*. Сплошной линией отмечены средние за все годы значения, цветом — диапазон между наименьшими и наибольшими значениями. Все перечисленные выше характеристики для обоих классов сильно менялись как от месяца к месяцу, так и от года к году. В то же время средняя для всех лет доля дней с ВГСВ принимала значения 25-35 % во все месяцы, с ВП — 4-8 % с марта по август и <1% в остальные месяцы. В то время как средняя доля часов ВГСВ составила 1-3% для всех месяцев, доля часов ВП - <1% (не показано) как для каждого месяца и года, так и в среднем. Таким образом, наблюдаемые на ЗНС ВП, в отличие от ВГСВ, появляются в основном сезонно. И даже в летнее время ВП регистрируются на содарных эхограммах в несколько раз реже, чем ВГСВ.

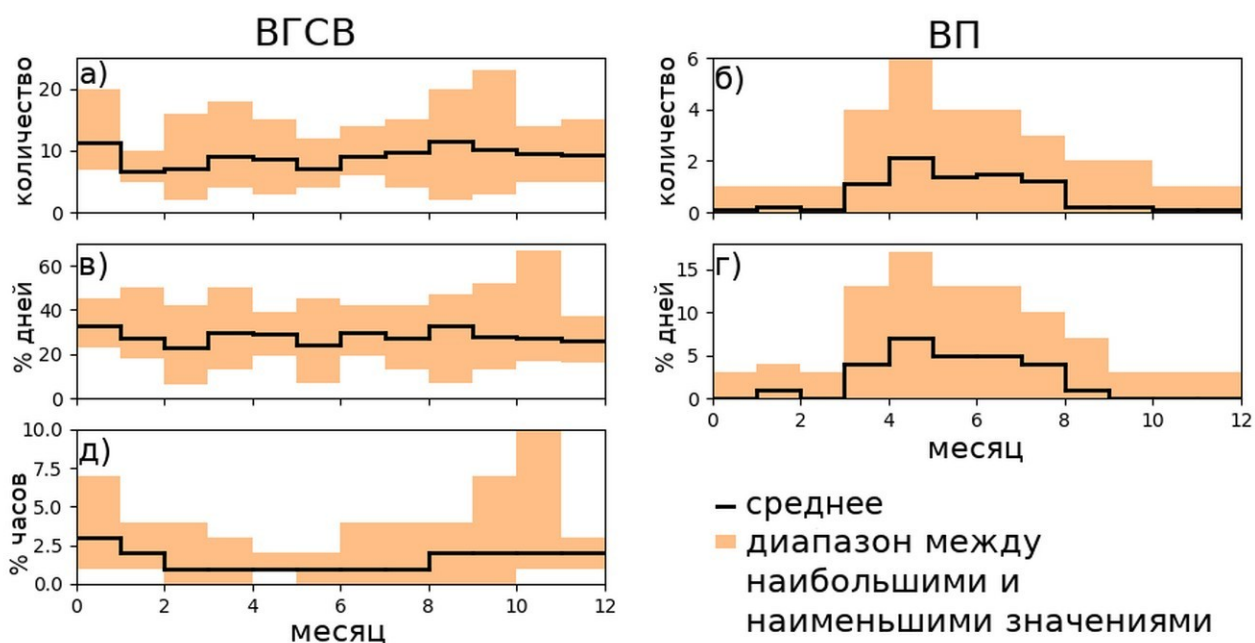


Рисунок 2.22. Частота повторяемости волновых движений на ЗНС в разные месяцы по данным с июля 2008 г. по декабрь 2015 г. Левые панели (а, в, д) для ВГСВ, правые (б, г) для ВП. (а) и (б) – количество зафиксированных эпизодов, шт.; (в) и (г) — доля дней с волновой активностью, %; (д) — доля часов волновой активности, %. По оси абсцисс на всех панелях отложены месяцы. Закрашенная область соответствует разбросу индивидуальных значений. Сплошной черной линией обозначено среднее для всех лет значение.

Каждая из рассмотренных характеристик не является абсолютным показателем частоты повторяемости и имеет свои недостатки:

- Количество эпизодов. Используемые в работе измерения недостаточны для определения источника волновых движений, по этой причине трудно утверждать, имеют ли разделённые небольшими промежутками времени цуги волн один и тот же источник или нет, и, соответственно, относятся ли они к одному эпизоду или к нескольким. Кроме того, при значительных изменениях параметров цуг ВГВ разделялся на несколько эпизодов. Количество эпизодов использовалось для удобства анализа параметров волновой активности.

- Количество часов. Изменение с течением времени параметров ВГВ нередко приводило к тому, что зафиксированным чётким эпизодам предшествовали (или следовали за ними) плохо различимые периодические структуры, не вносимые в

статистику. В частности, к такой ситуации приводило изменение периода, глубины модуляции, толщины волнового слоя. К примеру, представленный на *Рис. 2.16* эпизод на эхограмме имел меньшую длительность, чем во временном ряде температуры.

- Количество дней с волновой активностью тоже занижено из-за ограничений разрешающей способности содара, так как в некоторых случаях параметры плохо различимых эпизодов не менялись так, чтобы они становились чёткими хотя бы на короткий промежуток времени (пример не фиксируемых содаром колебаний с малым периодом представлен на *Рис. 2.21*).

2.4.2. Статистика параметров волн разных классов

В *Таблице 2.2* перечислены диапазоны значений некоторых параметров зарегистрированных волновых цугов.

Таблица 2.2. Параметры зарегистрированных на ЗНС ВГВ и метеорологических условий.

класс	T, мин	dh, м	h_{\min} , м	h_{\max} , м	dI, дБ	U_{\max} , мс ⁻¹	dU/dz , мс ⁻¹ на 100 м	t, °C	dt/dz , °C на 100 м
ВГСВ	2 ÷ 15	60 ÷ 560	40 ÷ 560	120 ÷ 740	4 ÷ 20	2 ÷ 22	1 ÷ 12	-34 ÷ +31	-1 ÷ +5
ВП	3 ÷ 20	60 ÷ 440	60 ÷ 380	200 ÷ 740	5 ÷ 30	1 ÷ 15	0 ÷ 7	-14 ÷ +29	-1 ÷ +3

Для каждого месяца были рассчитаны частотные распределения параметров волн. Были выделены три сезона: январь-апрель (I), май-август (II) и сентябрь-декабрь (III). На *Рис. 2.23* представлены частотные распределения параметров ВГСВ для каждого сезона. Во всех трёх сезонах период волны T чаще всего принимал значения 2-3 минуты. Однако в сезоне II это значение встречалось в 53% случаев, в то время как в сезонах I и III соответственно в 37% и 34 %.

Распределения dh и U_{\max} для сезона II были смещены в сторону меньших значений по сравнению с сезонами I и III. В то же время распределения сдвига ветра dU/dz и глубины модуляции dI почти не отличаются для разных сезонов. Различия в распределениях U_{\max} и dU/dz могут объясняться тем, что наибольшая скорость определялась внутри волнового слоя, а потому зависит от толщины волнового слоя dh .

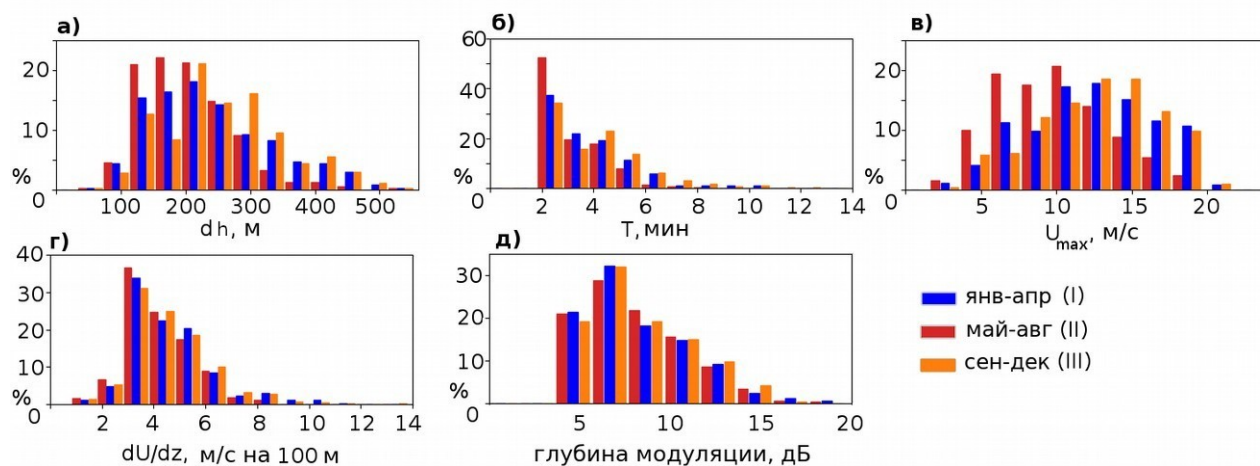


Рисунок 2.23. Частотные распределения параметров ВГСВ, зарегистрированных на ЗНС с июля 2008 по декабрь 2015. (а) толщина волнового слоя dh , м; (б) период T , мин; (в) максимальная скорость внутри волнового слоя U_{\max} , м/с; (г) вертикальный сдвиг ветра dU/dz , м/с на 100 м; (д) глубина модуляции dI , дБ. По оси ординат отложена частота повторяемости, %. Синие столбцы соответствуют волнам, зарегистрированным с января по апрель (I), красные – с мая по август (II), оранжевые – с сентября по декабрь (III).

Медианные значения параметров ВГСВ для разных сезонов приведены в *Таблице 2.3*. Медианные значения T , h_{\max} , dh и U_{\max} принимают наибольшие значения в сезоне III, а наименьшие — в сезоне II. В то же время медианы h_{\min} и dU/dz одинаковы для всех трёх сезонов, а медианная глубина модуляции dI немного выше для второго сезона. То есть доля зарегистрированных волн с малыми периодами и толщиной волнового слоя с мая по август больше, чем остальные месяцы. Возможным объяснением различия толщины волнового слоя и периода ВГСВ, зарегистрированных в разные сезоны могут быть:

- в весенне-летний сезон волны с малым периодом и толщиной волнового

слоя генерируются чаще;

- волны с меньшим периодом, наблюдаемые в весенне-летний сезон имеют меньшую толщину контура волны, и поэтому их проще зарегистрировать.

Таблица 2.3. Медианные значения параметров ВГСВ и ВП, зарегистрированных на ЗНС.

сезон	h_{\min} м	h_{\max} м	dh м	T мин	U_{\max} м/с	dU/dz м/с на 100 м	dI дБ
ВГСВ							
янв.-апр. (I)	100	360	220	3.3	12	4	7
май-авг. (II)	100	320	200	2.0	10	4	8
сент.-дек. (III)	100	400	240	3.5	13	4	7
ВП							
все месяцы	100	560	420	7.0	6	3	13

Параметры зарегистрированных ВГСВ слабо коррелировали между собой, кроме пар явно связанных величин, таких как h_{\min} и dh, h_{\max} и dh, U_{\max} и dh, U_{\max} и dU/dz. Линейный коэффициент корреляции

$$r = \frac{\langle (x - \langle x \rangle) * (y - \langle y \rangle) \rangle}{[\langle (x - \langle x \rangle)^2 \rangle * \langle (y - \langle y \rangle)^2 \rangle]^{0.5}}$$

для пары T и dh оказался равным 0.48, для пары dh и U_{\max} — 0.46. Для остальных пар (не связанных явно) параметров корреляция оказалась слабой ($|r| < 0.25$).

Случаев ВП было зарегистрировано на порядок меньше, чем ВГСВ. По этой причине, а также из-за того, что случаи ВП в основном наблюдались сезонно, распределения параметров рассчитывались без разбивки на месяцы. На *Рис. 2.24* представлены частотные распределения параметров ВП. Наиболее часто встречаемое значение периода T составило 6-7 минут (20%), толщины волнового слоя — 440 м (12%), сдвига ветра dU/dz — 0-1 и 3-4 м/с на 100 м (соответственно 25% и 30%). Максимальная скорость ветра U_{\max} в большинстве случаев принимала значения в диапазоне 2-9 мс⁻¹ (85%), глубина модуляции — 7-17 дБ (80%). В *Таблице 2.3* перечислены медианные значения параметров ВП. Периоды зарегистрированных ВП в среднем превышали периоды ВГСВ, а наибольшая

скорость ветра во время прохождения цугов ВП в среднем была ниже. Попарные линейные корреляции, также как и в случае цугов ВГСВ, малы для всех пар параметров, кроме явно связанных между собой.

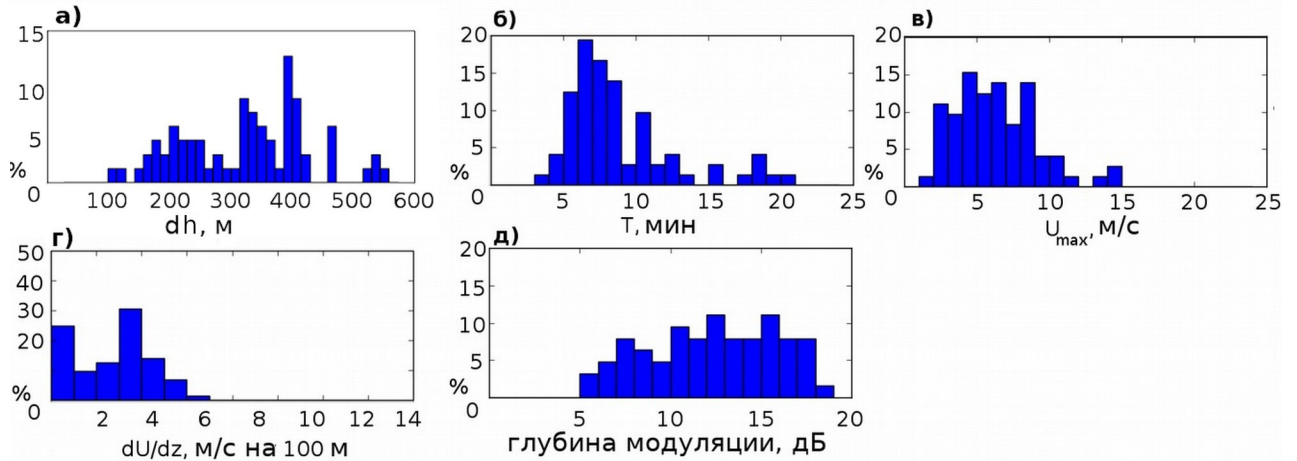


Рисунок 2.24. Частотное распределение параметров ВП, зарегистрированных на ЗНС с июля 2008 по декабрь 2015г. (а) толщина волнового слоя dh , м; (б) период T , мин; (в) максимальная скорость внутри волнового слоя U_{max} , м/с; (г) вертикальный сдвига ветра dU/dz , м/с на 100 м; д) глубины модуляции dI , дБ. По оси ординат отложена частота повторяемости, %.

2.5. Выводы из Главы 2

В этой главе представлены данные о наблюдениях волновых движений в различных местностях. В качестве основного инструмента для регистрации волн использовался содар. При помощи визуального анализа содарных эхограмм регистрировались волны и определялись их параметры. Зарегистрированные эпизоды разделялись на ВГСВ и ВП на основе их вертикальной структуры в поле эхо-сигнала и вертикальной скорости ветра. Был проведён анализ совместных содарных и микробарографических измерений, который показал, что регистрация волн этими приборами не всегда осуществляется синхронно.

В главе представлены примеры регистрации ВГВ обоих классов над однородными аридной, степной и снежной местностями, а также в прибрежной и пригородной зонах. По данным многолетних непрерывных измерений на Звенигородской научной станции (ЗНС) в пригороде Москвы были выявлены ~900 эпизодов ВГСВ и ~100 ВП. Было определено, что цуги ВГСВ наблюдаются в среднем в 25-35 % дней измерений вне зависимости от сезона и занимают до 3 % времени измерений. Появление эпизодов ВП носит сезонный характер: они наблюдаются в основном с апреля по сентябрь, в среднем 4-8 % дней измерений и занимают менее 1% времени измерений. Анализ параметров ВГСВ показал сезонные различия распределения периода и толщины волнового слоя. Различия средних значений параметров волн и внешних условий для ВГСВ и ВП оказались велики. С другой стороны, отдельные цуги разных классов могут иметь близкие по значениям параметры.

3. ВЛИЯНИЕ ВНУТРЕННИХ ГРАВИТАЦИОННЫХ ВОЛН НА ВЕРТИКАЛЬНЫЙ ОБМЕН В УСТОЙЧИВО СТРАТИФИЦИРОВАННОМ АТМОСФЕРНОМ ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ

Третья глава посвящена описанию результатов экспериментального исследования степени влияния цугов волн на вертикальный обмен в УАПС. В главе описаны использованные методы расчёта характеристик турбулентности и интенсивности вертикального обмена по данным локальных и дистанционных измерений, а также методы определения степени влияния эпизодов волновой активности на эти характеристики. Приведены примеры эволюции рассчитанных характеристик во время прохождения волновых цугов и представлены результаты сопоставления степени влияния волн разных классов. Также приведено сопоставление представленных результатов с опубликованными результатами модельных расчетов и натурных измерений.

Представленные в этой главе материалы были опубликованы в статьях [*Зайцева и др. 2018, Zaitseva et al. 2022*].

3.1. Метод оценки влияния волн на вертикальный обмен

Для оценки степени влияния ВГВ на интенсивность вертикального обмена в работе были использованы данные содарных измерений и локальных анемометрических измерений. Были проанализированы изменения структурной характеристики температуры, кинетической энергии возмущений, а также потоков тепла и импульса во время прохождения цугов волн. Были использованы данные,

полученные на стационарном пункте на Звенигородской научной станции (ЗНС) и в ходе экспедиций на Цимлянской научной станции (ЦНС).

3.1.1. Расчёт характеристик турбулентности и вертикального обмена

3.1.1.1. По данным дистанционных измерений

По данным содарных измерений были рассчитаны следующие характеристики:

1. Осреднённая по волновому слою интенсивность эхо-сигнала \tilde{I} . Так как оценивались относительные изменения характеристик турбулентности, то абсолютная акустическая калибровка содара не проводилась. Для расчётов использовались относительные значения интенсивности эхо-сигнала $I = k C_T^2$, где k - коэффициент пропорциональности. В силу логнормальности распределения C_T^2 [Petenko and Bezverkhni 1999] \tilde{I} рассчитывалось как среднее геометрическое значение интенсивности I внутри волнового слоя. Для каждого измерения, произведённого в момент времени t_j , рассчитывались значения

$$\tilde{I}(t_j) = 10^{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \lg(I(h_i, t_j)/I_0)} = \left[\prod_{i=1}^N I(h_i, t_j) \right]^{1/N}$$

где h_1, h_N - высоты нижней и верхней границы волнового слоя. Для использованных в работе содарных измерений масштабы рассеивающих температурных неоднородностей составляли около 10 см.

2. Усреднённая по волновому слою дисперсия вертикальной компоненты

скорости ветра $\tilde{\sigma}_w = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \sigma_w(h_i)$, где дисперсии $\sigma_w(h_i) = (\overline{w'^2})^{0.5}$

рассчитывались по пятиминутным интервалам времени.

Перечисленные характеристики используются в различных областях физики атмосферы. Так, структурная характеристика температуры C_T^2 (и, соответственно, \tilde{I}) характеризует мелкомасштабные турбулентные флуктуации температуры; величина σ_w существенна для расчетов дисперсии облака и факела примесей в метеорологии загрязнений.

3.1.1.2. По данным измерений на мачте

Один из традиционно используемых способов описания турбулентности - метод турбулентных пульсаций. Этот метод позволяет оценить турбулентные потоки на основе *in situ* измерений [Stull 1988, Kaimal and Finnigan 1994]. Для случая однородной и стационарной турбулентности можно считать справедливой эргодическую гипотезу, согласно которой значения физических величин, усреднённые по времени и по ансамблю равны. В натуральных условиях фактически невозможно проведение серии полностью одинаковых экспериментов, чаще всего анализируются измерения в одной точке на протяжении некоторого времени и, соответственно, осреднение по ансамблю заменяется осреднением по времени. Временные ряды величины $a(t_i)$ раскладываются на среднюю и пульсационную

(турбулентную) компоненты: $a(t_i) = \bar{a} + a'$, где $\bar{a} = \frac{1}{N * \Delta t} \sum_{i=0}^{i=N} a(i * \Delta t)$ - среднее значение, a' - турбулентные пульсации, Δt - время между измерениями, $\tau = N * \Delta t$ - время осреднения.

Часто употребляемыми статистическими характеристиками турбулентности являются центральные моменты второго порядка. Так, сумма дисперсий скорости ветра $\vec{U} = \{u, v, w\}$ интерпретируется как мера кинетической энергии

возмущений: $ke = \overline{u'^2 + v'^2 + w'^2}$. Взаимные ковариации метеорологической величины s и компонент скорости ветра можно интерпретировать как поток s через поверхность, перпендикулярную соответствующей компоненте скорости ветра. Турбулентные вертикальные потоки тепла и импульса можно соответственно записать как $hf = c_p \rho \overline{T'w'}$ и $mf = \rho \overline{u'w'}$, где c_p - удельная теплоёмкость воздуха при постоянном давлении, ρ - плотность воздуха, T' - турбулентные флуктуации температуры воздуха. В АПС плотность воздуха обычно меняется слабо, поэтому возможно использовать и динамическую, и кинематическую формы перечисленных величин.

Для расчётов использовались измерения, проводимые при помощи соников, расположенных на мачтах на высотах 10 м (ЦНС) и 56 м (ЗНС). Рассчитывалась кинетическая энергия возмущений ke , а также вертикальные потоки тепла hf и импульса mf . Для исследуемых промежутков времени вручную была проведена предварительная обработка измерений соников для определения пробелов в данных и удаления пиковых значений. Для корректировки наклона осей соника применялся метод двойного поворота [Kaimal and Finnigan 1994, Wilczak et al. 2001]. Первый поворот на угол θ относительно вертикальной оси осуществлялся для того, чтобы получить равную нулю среднюю поперечную скорость $\bar{v}_1 = 0$:

$$\begin{aligned} u_1 &= u \cos \theta + v \sin \theta \\ v_1 &= -u \sin \theta + v \cos \theta, \text{ где } \theta = \arctg\left(\frac{\bar{v}}{\bar{u}}\right) . \\ w_1 &= w \end{aligned}$$

Второй поворот на угол ψ относительно горизонтальной оси, перпендикулярной к направлению среднего ветра, осуществлялся для того, чтобы получить равную нулю среднюю вертикальную скорость $\bar{w}_1 = 0$:

$$\begin{aligned} u_2 &= u_1 \cos \psi + w_1 \sin \psi \\ v_2 &= v_1 \\ w_2 &= -u_1 \sin \psi + w_1 \cos \psi \end{aligned}, \text{ где } \psi = \arctg\left(\frac{\bar{w}_1}{\bar{u}_1}\right) .$$

Рассчитываемые описанным выше методом величины включают в себя вклад всех движений с временными масштабами меньшими времени осреднения. Для

определения характеристик, описывающих только турбулентный обмен, либо выбирают время, соответствующее спектральному минимуму между нетурбулентными и хаотическими возмущениями [например, *Vickers and Mahrt 2003*], либо удаляют частоты, соответствующие волновым колебаниям при помощи полосовых фильтров, использующих Фурье преобразование [*Nappo et al. 2008, Durden et al. 2013*] или вейвлет-преобразования [*Cava et al. 2015*]. В данной работе были проанализированы спектральные разложения потоков тепла и импульса.

Для определения положения спектрального минимума (провала) анализируют разложения по частотам дисперсий или ковариаций метеорологических величин, например, потоков тепла или импульса [например, *Vickers and Mahrt 2003*]. Одним из методов, используемых для расчёта спектров, является разложение по разным масштабам (MultiResolutional Decomposition, MRD). Описание и свойства этого метода можно найти, например, в работе [*Howell and Mahrt 1997*] и в ссылках в ней.

Методика расчёта MRD спектров временного ряда w состоящего из 2^M точек и взаимных спектров временных рядов w и ϕ заключается в следующем. Спектральное разложение для такого ряда рассчитывается для масштабов $1, 2, 4, \dots, 2^{M-1}$. Вначале рассчитывается разность временного ряда и среднего значения по всему ряду:

$$wr_1(2^M) = w - \bar{w}(2^M) .$$

После этого получившийся ряд делится на две части, для каждой из которых также рассчитывается разность части ряда и среднего значения :

$$\begin{aligned} wr_1(2^{M-1}) &= wr_1(2^M) - \bar{w}_1(2^{M-1}) \\ wr_2(2^{M-1}) &= wr_1(2^M) - \bar{w}_2(2^{M-1}) \end{aligned} .$$

Новый ряд $\{wr_1(2^{M-1}); wr_2(2^{M-1})\}$ составляется из двух разностей и подвергается аналогичным операциям с делением на $4, 8, \dots, 2^M$ частей. Средние значения для частей рядов рассчитываются по формуле:

$$\bar{w}_n(2^m) = \frac{1}{2^m} \sum_{(n-1)2^{m-1}+1}^{n2^m} w_{r_i}(2^m), \quad n=1, 2, \dots, 2^{M-m}.$$

MRD спектры рассчитываются следующим образом:

$$S_w(2^{m+1}) = \frac{1}{2^{M-m}} \sum_{n=1}^{2^{M-m}} \bar{w}_n^2(2^m),$$

взаимные MRD спектры:

$$S_{w\phi}(2^{m+1}) = \frac{1}{2^{M-m}} \sum_{n=1}^{2^{M-m}} \bar{w}_n(2^m) \bar{\phi}_n(2^m).$$

Спектры MRD так же, как и спектры Фурье-преобразования, дают информацию о зависимости дисперсий или ковариаций от масштаба (периода). Спектры MRD соответствуют локальному разложению ковариаций и время осреднения, соответствующее положению пика на спектрах, зависит главным образом от длительности события. Разложение Фурье зависит от периодичности и может учитывать пробелы между событиями.

Для каждого проанализированного эпизода волновой активности были рассчитаны спектры потоков тепла и импульса при помощи MRD. В каждом случае были определены предполагаемые частоты спектрального провала.

На *Рис. 3.1* представлен пример поведения турбулентных характеристики их спектральных разложений во время прохождения цуга ВГСВ (№ 10, нумерация эпизодов везде дана согласно *Приложению 1*). До начала эпизода потоки тепла и импульса достигали нуля впервые на масштабах ~ 200 с и ~ 50 с соответственно. Во время прохождения цуга поток импульса был отрицателен на всех временных масштабах, а резкое увеличение испытывал на масштабах $\sim 50-100$ с. Поток тепла во время прохождения испытывал скачок на 25-50 с, но нуля достигал на ~ 400 с. До и во время эпизода сдвиг ветра ниже ядра НСТ составлял $\sim 0.05-0.06$ с⁻¹. В течение часа до эпизода градиент температуры в нижних 100 метрах (не показано) составлял $\sim 1.0-1.2$ К на 100 м, а к концу эпизода снизился до ~ 0.2 К на 100м.

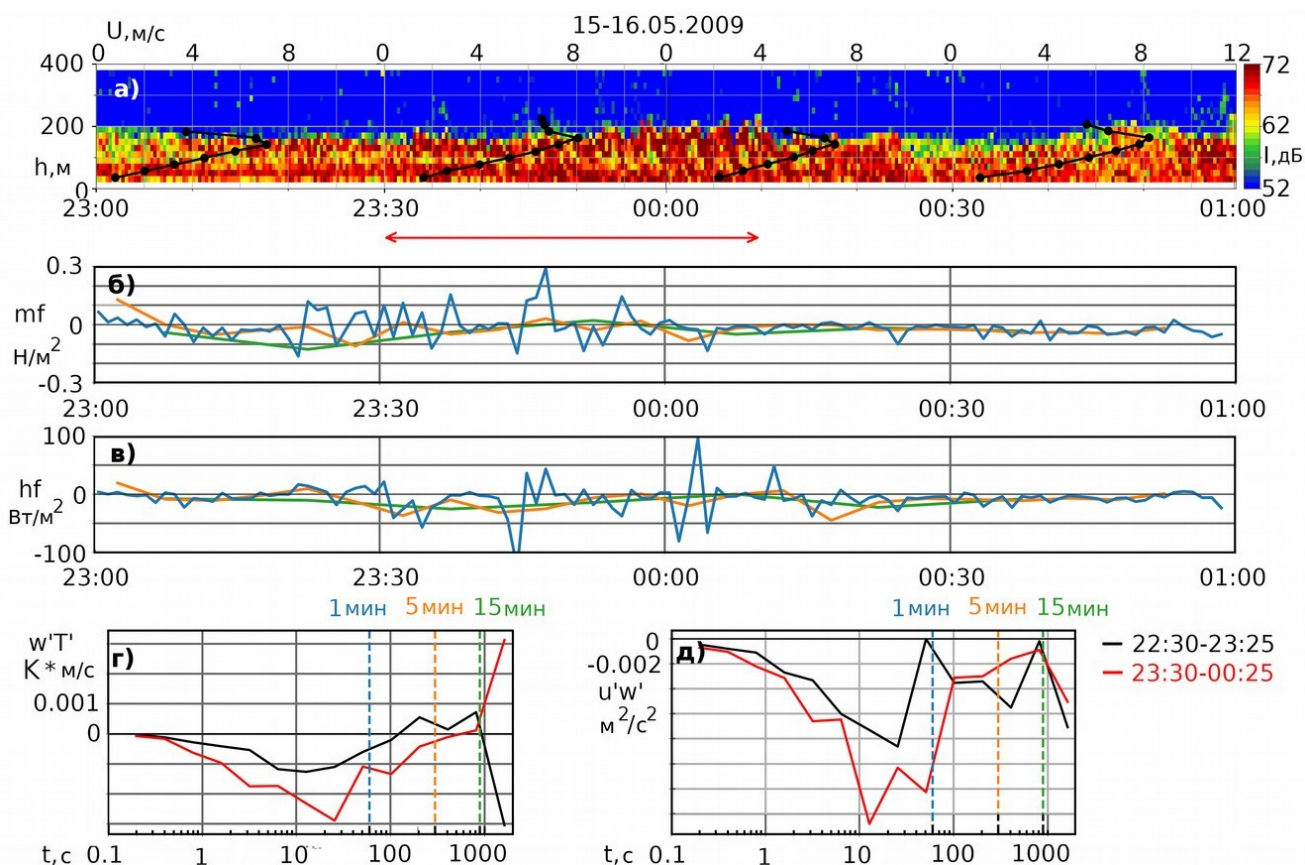


Рисунок 3.1. Пример поведения турбулентных характеристик во время прохождения цуга ВГСВ (№ 10, ЗНС). (а) — эхограмма в координатах высота-время. (б), (в) — временные ряды потоков тепла и импульса, рассчитанные при времени осреднения 1, 5 и 15 минут. (г), (д) — спектры кинематических потоков тепла и импульса для промежутков времени до (22:30-23:25) и во время прохождения цуга ВГСВ (23:30-00:25). Время, указанное на осях абсцисс панелей (а-в) — местное.

На *Рис. 3.2* показан пример поведения турбулентных характеристик и их спектральных разложений во время прохождения цуга ВП (№ 34). Перед началом эпизода потоки достигали нуля на масштабах $\sim 40-50$ с. Во время прохождения цуга поток импульса достигал нуля при ~ 50 с, а тепла — при ~ 70 с. Минутные потоки показывали периодичность с периодом близким к периоду наблюдаемой ВП. С приходом волны сдвиг ветра снизился с ~ 0.07 до ~ 0.05 с^{-1} . К началу эпизода разница температур между 0 и 100 метрами составляла ~ 2.5 К, а к концу ~ 1.4 К.

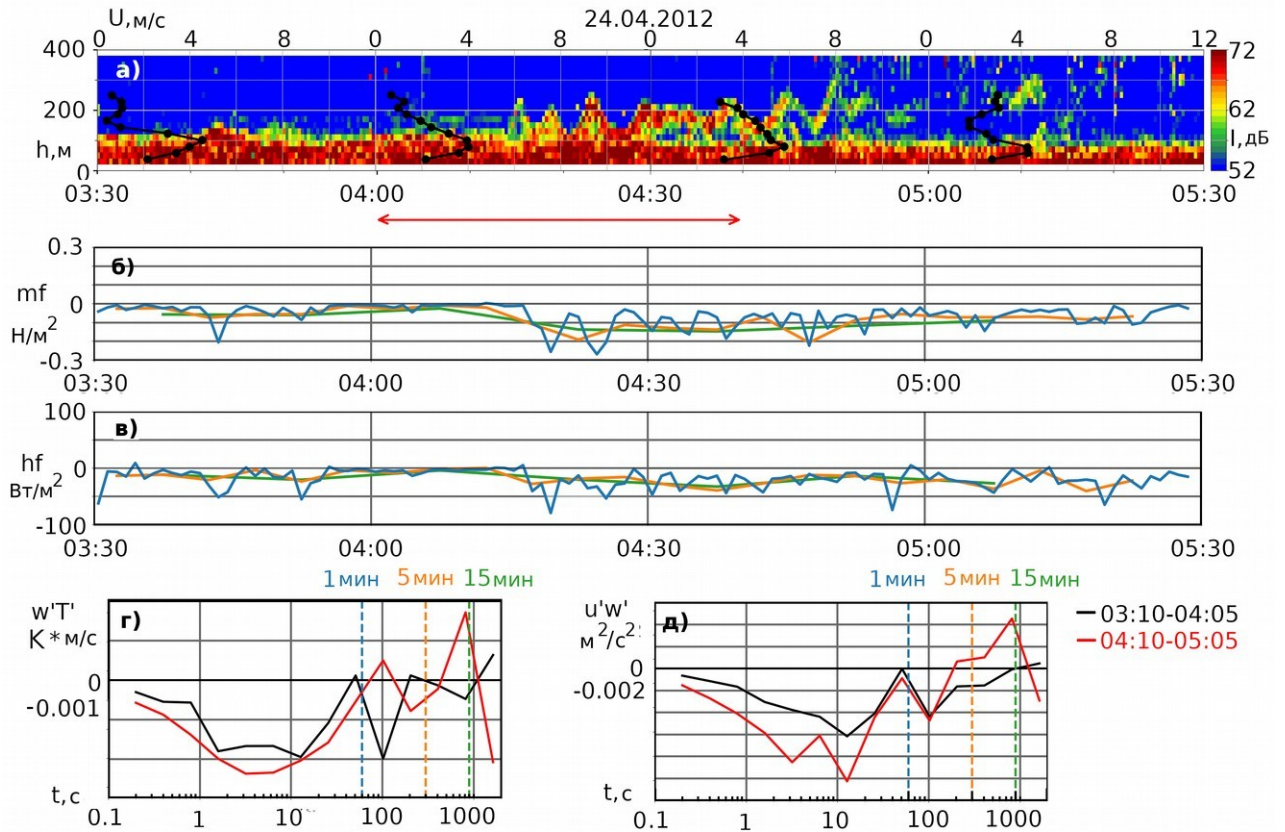


Рисунок 3.2. То же, что *Рис. 3.1*, но для цуга ВП (эпизод № 34, ЗНС).

Для проанализированных эпизодов положение спектрального провала менялось от десятков секунд до десятков минут, а в некоторых случаях спектральный минимум отсутствовал. Регистрируемые при помощи содара слои волновой активности обычно находились выше расположения соников (10 м для ЦНС и 56 м для ЗНС). Вероятно, по этой причине соответствующие колебания не всегда регистрировались во временных рядах ветра и температуры. [Nappo et al. 2008] обнаружили, что при использовании времени осреднения, меньшего периода волны, влияние волновых колебаний на расчёты мало. Однако, [Durden et al. 2013] представили примеры, указывающие на обратное. В работах [Nappo et al. 2008, Durden et al. 2013 и Cava et al. 2015] указывается, что присутствие волновых колебаний во временных рядах метеорологических колебаний может привести к завышению дисперсий вертикальной скорости на 10 %, а горизонтальной — на 60 %.

В нашей работе использованы расчёты со временем осреднения 1, 15 и 30 минут. Характеристики, рассчитанные со временем осреднения 1 минуту

рассматривались нами как турбулентные, а остальные — содержащие вклад и от турбулентных пульсаций, и от волнообразных движений. В работе [Blumen et al. 2001] в присутствии волны с периодом 60 секунд, дисперсии вертикальной скорости ветра рассчитывались со временем осреднения 20 секунд. В работе [Sun et al. 2015b] для волн с периодами 20 минут турбулентными считались движения с масштабами менее 60 секунд. В работе [Vercauteren and Klein 2015], посвящённой исследованию воздействия субмезомасштабных движений на турбулентность при устойчивой стратификации, также движения с масштабами менее 60 секунд принимались за турбулентные.

3.1.2. Метод оценки степени влияния ВГВ на рассчитываемые характеристики

Для оценки степени влияния анализировалось, во сколько раз различаются средние значения исследуемых характеристик до начала, во время и после окончания волнового эпизода. Выбор смежных промежутков времени для проведения измерений проиллюстрирован на *Рис. 3.3*. Вначале определялся промежуток времени (II), когда наблюдался волновой цуг (отмечен красной стрелкой на *Рис. 3.3*). Смежные с (II) промежутки времени выбирались в качестве интервалов времени до начала цуга (I) и после него (III). Длительность интервалов (I) и (III) выбиралась от 30 до 60 минут в зависимости от длительности волнового эпизода.

Для каждой характеристики рассчитывались временные ряды. По полученным рядам вычислялись средние арифметические для каждого промежутка времени $\langle X_I \rangle$, $\langle X_{II} \rangle$ и $\langle X_{III} \rangle$. В качестве меры воздействия ВГВ рассматривались отношения

$$R_1 = \frac{\langle X_{II} \rangle}{\langle X_I \rangle} \quad \text{и} \quad R_2 = \frac{\langle X_{II} \rangle}{\langle X_{III} \rangle} .$$

$R_1 > 1$ указывает на то, что в среднем X увеличилось с приходом волны, а $R_1 < 1$ указывает на обратное. $R_2 < 1$ означает, что после прохождения волнового цуга X уменьшилась, а $R_2 > 1$ — что увеличилась. Другими словами отношение R_1 характеризует, насколько увеличилась X с приходом цуга, а R_2 может указать на то, являлось ли это изменение лишь временным. Для характеристик \tilde{I} и $\tilde{\sigma}_w$ анализировались оба отношения R_1 и R_2 , а для ke , hf и mf — только R_1 .

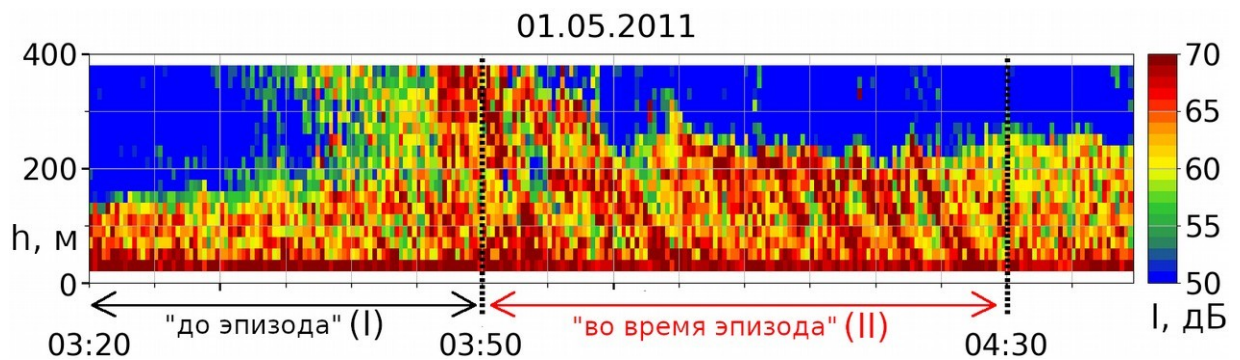


Рисунок 3.3. Иллюстрация выбора промежутков времени до и во время эпизода волновой активности. Эхограмма построена в координатах высота-время.

Совместно анализировались отношения R_1 , временные ряды характеристик турбулентности и изменения средних профилей ветра и температуры. После этого эпизоды относились к одной из двух групп:

1. Эпизоды, не оказавшие заметного влияния на рассчитываемые характеристики или те, о влиянии которых затруднительно сделать вывод. К этой группе относились цуги, при прохождении которых $|R_1| < 1.2$. Также в эту группу включались случаи, которые наблюдались в ночи с заметными изменениями профилей ветра и температуры из-за которых было трудно сделать определённый вывод о влиянии цугов на характеристики турбулентности.

2. Эпизоды, оказавшие влияние на рассчитываемые характеристики. Сюда включались случаи, для которых $|R_1| > 1.2$, не попавшие в первую группу.

3.2. Экспериментальные данные о влиянии волн на вертикальный обмен

3.2.1. Критерии отбора волновых эпизодов для исследования

Были отобраны наиболее чёткие эпизоды, удовлетворяющие следующим критериям:

- Эпизод наблюдался в период с апреля по сентябрь. Такой период был выбран из-за того, что ВП редко регистрировались в другие месяцы.
- Временные границы эпизода на эхограмме четко определяемы. Сложности с определением времени начала и конца эпизода чаще всего возникали или из-за зашумленности эхограммы, или из-за постепенного снижения глубины модуляции и/или периода волнообразных структур. На панели I *Рис. 3.4* показан эпизод колебания высоты расположения турбулизированных слоёв (цуг ВП). Шум на эхограмме, регистрировавшийся почти до 22 ч., не позволяет определить время начала эпизода.
- Длительность эпизода составляла от 20 до 120 минут.
- Высота нижней границы волнового слоя не превышала 100 метров.
- Доступны измерения температурного профилемера (для ЗНС) и соника.
- До и во время эпизода не наблюдались другие периодические структуры. На панели II (а,б) *Рис. 3.4* с 01:50 до 02:10 на высотах 200-400 метров на эхограмме видны периодические структуры в форме наклонных полос с периодом ~2-3 минут, вкрапленные в приподнятый турбулизированный слой (ВГСВ). Кроме того, и в поле C_T^2 , и в поле вертикальной скорости w наблюдаются вертикальные колебания слоя как целого с периодом ~ 5 минут.

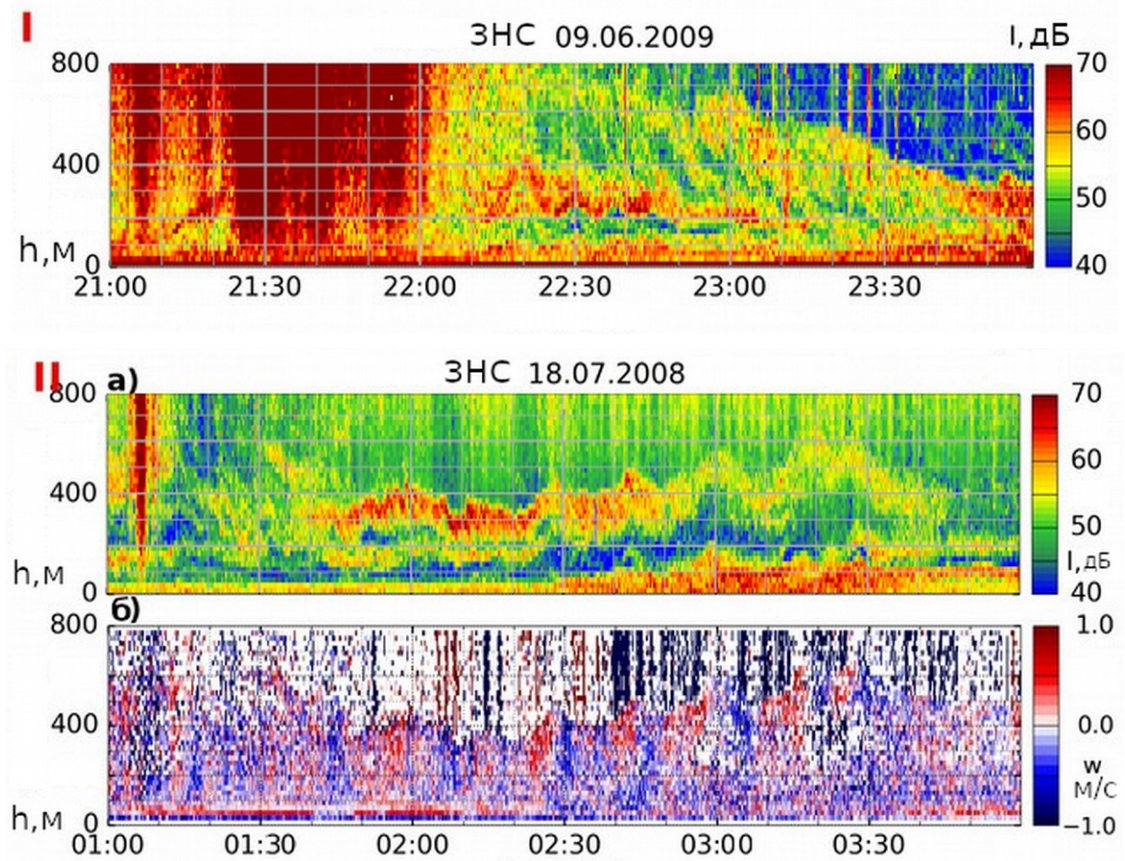


Рисунок 3.4. Примеры отброшенных эпизодов ВГВ. Панель I – эхограмма в координатах высота-время. Панель II – эхограмма (а) и поле вертикальной скорости (б) в координатах высота-время; положительные значения вертикальной скорости w (красный) вверх, отрицательные (синий) – вниз. Соответствующие цветовые шкалы находятся справа от панелей. Указано местное время.

3.2.2. Примеры поведения характеристик турбулентности во время прохождения цугов волн

Использованная в тексте нумерация эпизодов дана согласно *Приложению 1*. Эпизоды Ц1-Ц8 регистрировались на ЦНС, остальные — на ЗНС. Для эпизодов, зарегистрированных на ЗНС были проанализированы изменения k_e , а также потоков тепла и импульса. Для эпизодов, наблюдаемых на ЦНС были

проанализированы изменения \tilde{I} и $\tilde{\sigma}_w$, а изменения k_e и потоков были рассчитаны только для четырёх эпизодов, для которых были доступны измерения соника.

3.2.2.1. По данным дистанционных измерений

Были рассчитаны характеристики для 8 цугов, наблюдавшихся в августе 2015 г. над ровной степью. Примеры изменения характеристик турбулентности под влиянием ВГВ приведены на *Рис. 3.5* и *3.6*.

Во время прохождения цуга ВГСВ (*Рис. 3.5*) длительностью 10 мин величина σ_w испытала временное увеличение, после чего снизилась до начального значения (*Рис. 3.5в,д*). В то же время средняя по волновому слою интенсивность эхо-сигнала \tilde{I} (*Рис. 3.5 б*) заметно увеличилась во время эпизода. После прохождения цуга величина \tilde{I} снижалась, однако, принимала значения выше, чем до прихода ВГСВ. В среднем увеличение \tilde{I} с началом эпизода составило $R_1 = 3.8$ раз, а $\tilde{\sigma}_w$ — $R_1 = 1.1$ раз. Среднее значение $\tilde{\sigma}_w$ после окончания эпизода оказалось равно среднему $\tilde{\sigma}_w$ до его начала ($R_2 = 1$). После окончания цуга значение \tilde{I} ещё немного повысилось так, что в среднем после окончания эпизода \tilde{I} оказалась в $R_2 = 4.2$ раза выше, чем до его начала.

ЦНС 10.08.2015

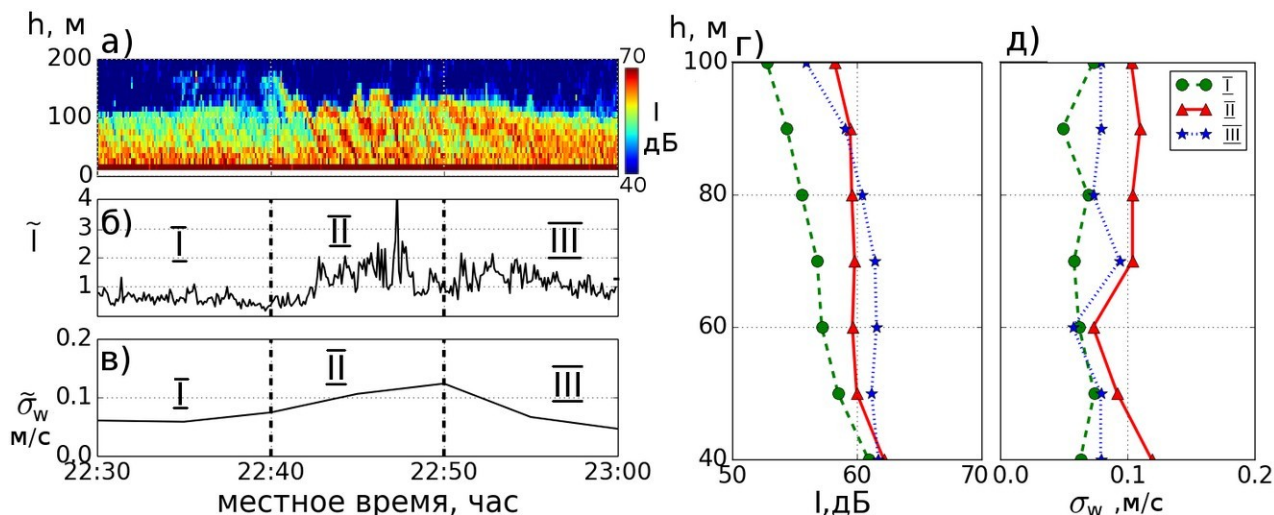


Рисунок 3.5. Пример поведения I и σ_w во время прохождения цуга ВГСВ, 10.08.2015 г. (№ ЦЗ, ЦНС). (а) – содарная эхограмма в координатах высота–время. (б) временной ряд средней по волновому слою интенсивности эхо-сигнала \tilde{I} . (в) среднее по волновому слою среднеквадратичное отклонение вертикальной скорости ветра $\tilde{\sigma}_w$. (г) профили эхо-сигнала I , осреднённые по временным промежуткам до (I), во время (II) и после прохождения цуга (III). (д) профили σ_w , осреднённые по тем же промежуткам времени.

ЦНС 12.08.2015

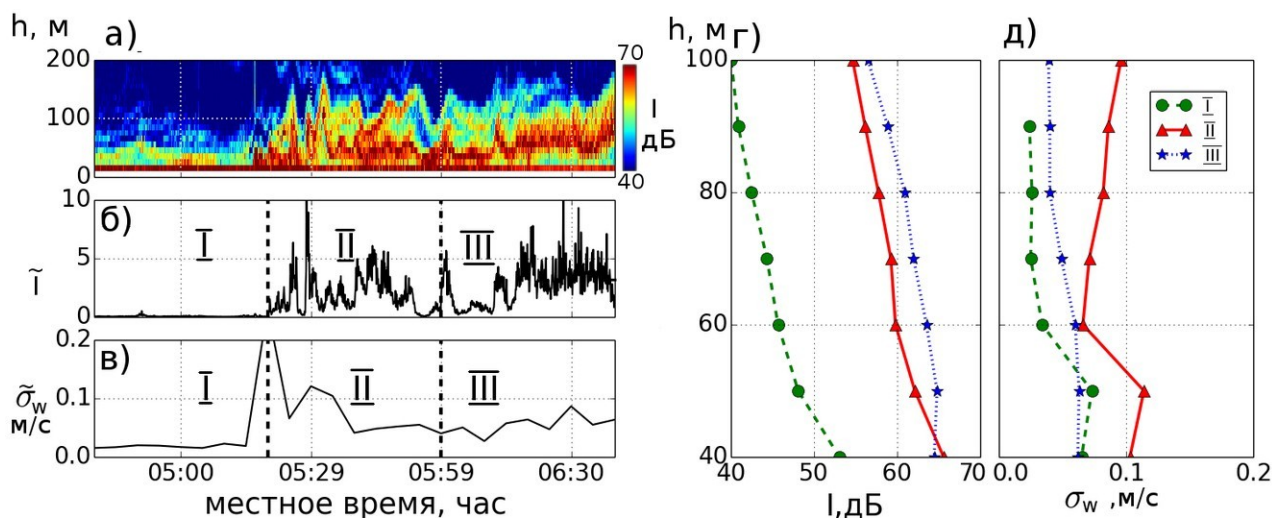


Рисунок 3.6. То же, что на *Рис. 3.5* для эпизода ВП (№ ЦЗ, ЦНС).

При прохождении цуга ВП наблюдалось значительное повышение \tilde{I} , сохранившееся и после эпизода (*Рис.3.6 б,г*). В среднем R_1 составило почти 700 раз. Вместе с этим величина σ_w повысилась, а после эпизода несколько

уменьшилась, но в основном принимала значения выше, чем до начала эпизода. Увеличение $\widetilde{\sigma}_w$ составило $R_1 = 1.5$ раза.

3.2.2.2. По данным измерений на мачте

Были рассчитаны характеристики под слоем волновой активности для 38 цугов, наблюдавшихся на ЗНС и 3 цугов, наблюдавшихся на ЦНС.

На *Рис. 3.7* представлен пример эпизода волновой активности (№ 19), которому не сопутствовали значительные изменения k_e и потока импульса. Периодические структуры в форме наклонных полос (ВГСВ) наблюдались на эхограмме с 05:10 до 05:40. До начала эпизода сдвиг ветра в нижних 100 метрах составлял $\sim 0.04 \text{ с}^{-1}$, а во время $\sim 0.03 \text{ с}^{-1}$. Внутри волнового слоя (от 80 до 200 метров) сдвиг ветра также варьировался в пределах $0.03\text{-}0.04 \text{ с}^{-1}$. Температура в нижних 200 метрах (не показано) менялась слабо. Поток тепла для этого эпизода не рассчитывался из-за неверных измерений флуктуаций температуры соником. С приходом волны k_e в среднем снизилась на 30%, а турбулентный поток импульса повысился на 10% (осреднение 1 минута). Подобные случаи были отнесены к группе, не оказавшей влияние на характеристики турбулентности (первая группа в пункте 3.1.2.).

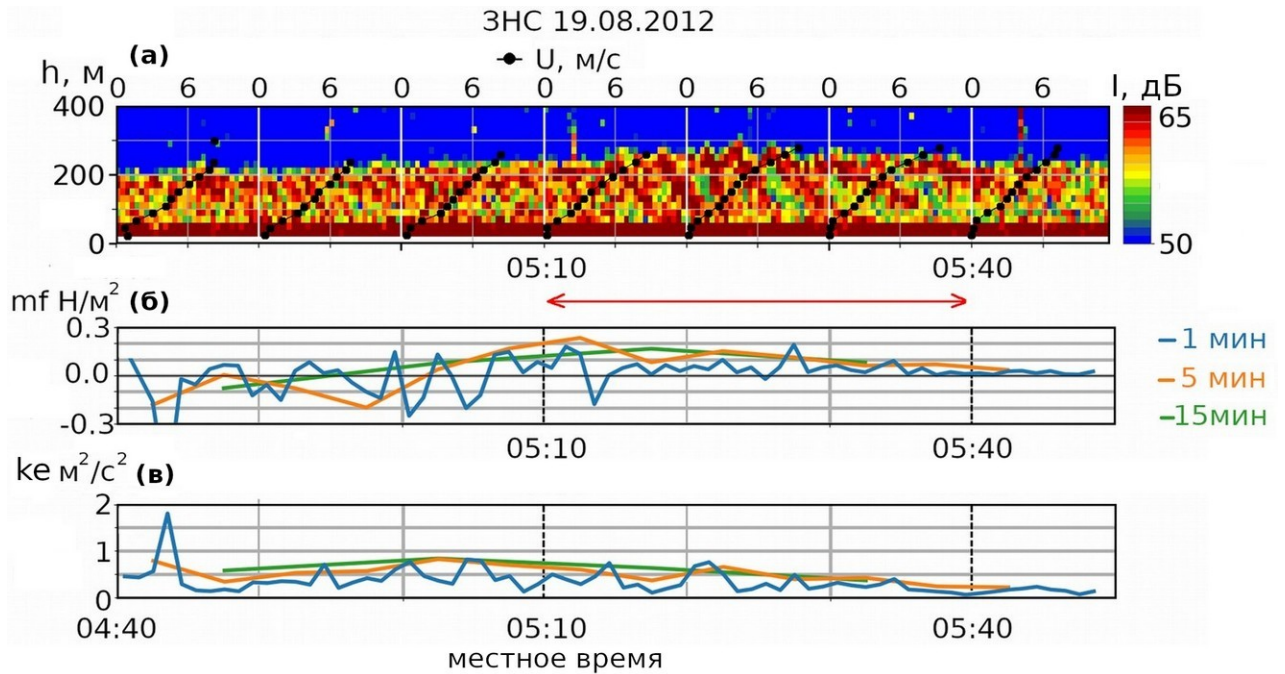


Рисунок 3.7. Пример поведения характеристик турбулентности во время прохождения цуга ВГСВ (№ 19, ЗНС). (а) — эхограмма в координатах высота-время и средние профили скорости ветра U . Профили осреднены за 10 минут. Цветовая шкала приведена справа. (б), (в) — временные ряды соответственно потока импульса и ke . Разным цветом указаны разные времена осреднения. Красная стрелка указывает на интервал времени наблюдения эпизода. Время указано местное.

Для цугов волн, во время прохождения которых характеристики турбулентности в среднем увеличились хотя бы на 20% ($|R| \geq 1.2$), дополнительно проводился анализ изменения средних профилей температуры и скорости ветра. В нескольких случаях было зафиксировано, что усиление турбулентности сопровождалось постепенным ослаблением термической стратификации и/или усилением сдвига ветра. Для таких эпизодов невозможно сделать определённый вывод о влиянии волновой активности на значения характеристик турбулентности. Пример такого эпизода представлен на *Рис. 3.8*. На содарной эхограмме цуг ВГСВ регистрировался с 03:20 до 04:20. Отношения R_1 для эпизода составили 1.5-2.1 (осреднение 1 минута). Однако, усиление интенсивности турбулентности началось более чем за час до начала эпизода и сопровождалось постепенным ослаблением

температурной стратификации и усилением сдвига ветра (Рис. 3.9). Так, разность температур между 0 и 100 метрами в первой половине ночи росла с ~ -0.5 К до ~ 1.0 К, а после двух часов ночи начала снижаться и к 4 часам утра достигла ~ 0.5 К. В то же время сдвиг ветра постепенно увеличивался в течение всей ночи. Таким образом, оказалось затруднительно сделать какой-либо вывод о влиянии цуга ВГСВ на характеристики турбулентности. Такие эпизоды относились к первой группе (пункт 3.1.2.).

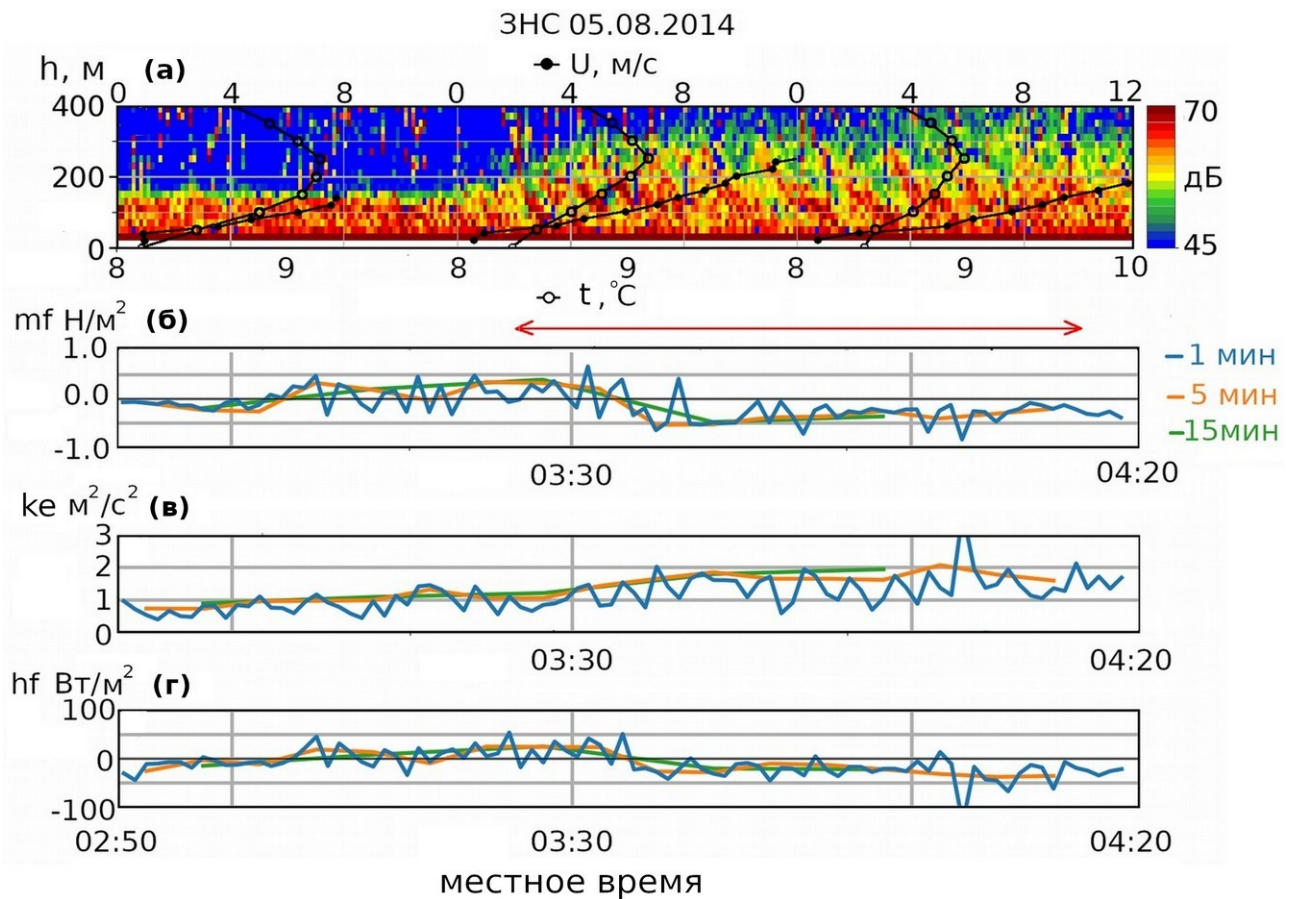


Рисунок 3.8. Пример поведения характеристик турбулентности во время прохождения цуга ВГСВ (№ 25, ЗНС). (а) — эхограмма в координатах высота-время и средние профили скорости ветра U и температуры t . Профили осреднены за 30 минут. Цветовая шкала представлена справа. (б), (в), (г) — временные ряды соответственно потока импульса, ke и потока тепла. Разным цветом указаны разные времена осреднения. Красная стрелка указывает на интервал времени наблюдения эпизода. Время указано местное.

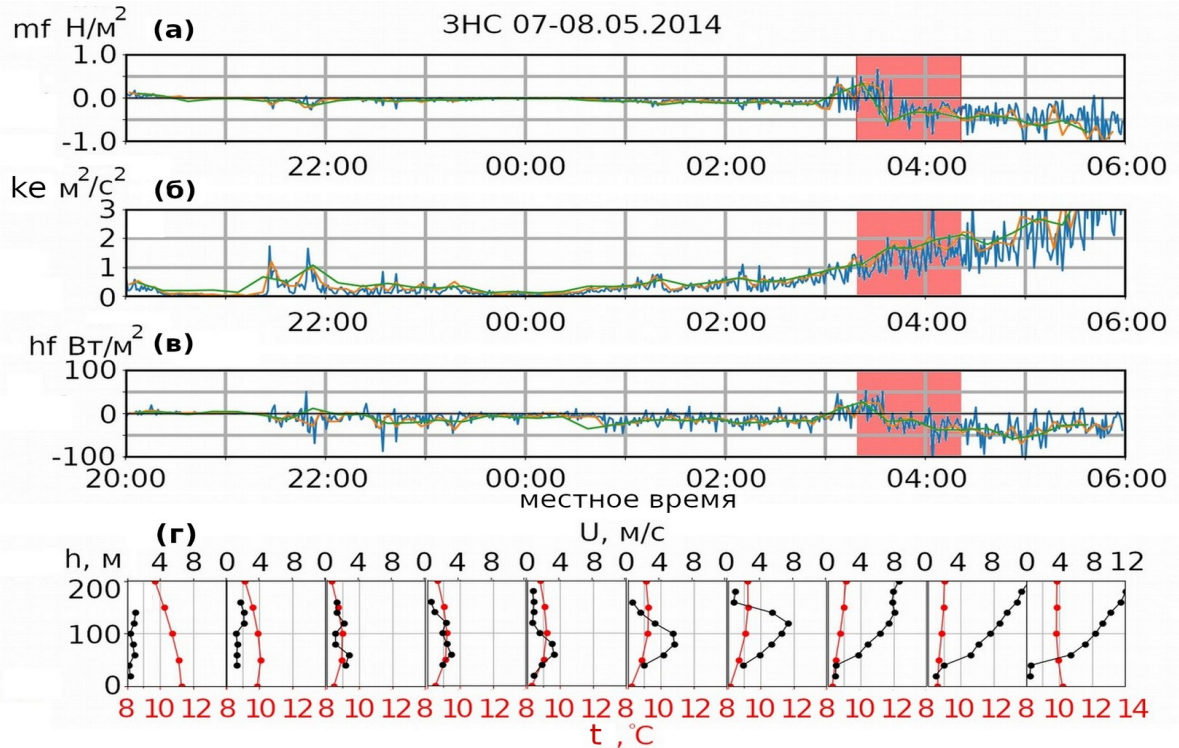


Рисунок 3.9. Поведение характеристик турбулентности и средних профилей скорости ветра и температуры в ночь регистрации эпизода №25, ЗНС. (а), (б), (в) — временные ряды соответственно потока импульса, ke и потока тепла. Линии разного цвета соответствуют разному времени осреднения, указанному на *Рис. 3.8*. Закрашенная область соответствует времени наблюдения цуга ВГСВ (№ 25) на содарной эхограмме. (г) — профили скорости ветра U и температуры t . Профили осреднены за 60 минут. Указанное время местное.

На *Рис. 3.10* представлен пример двух цугов ВГСВ, сопровождавшихся увеличением турбулентных ke и потока импульса. На содарной эхограмме два эпизода волновой активности наблюдались с разницей в 20 минут (22:10-22:30 и 22:50-23:10). Температурная стратификация во время прохождения цугов ВГСВ увеличилась, сдвиг ветра изменился слабо. До начала и между эпизодами характеристики турбулентности были малы. В среднем значения турбулентной ke во время обоих эпизодов составило $0.2 \text{ м}^2\text{с}^{-2}$, а увеличение R_1 составило 2.8 и 3.5 раза соответственно для первого и второго эпизодов. Значения mf во время первого эпизода составило 0.01 Н м^{-2} , во время второго — 0.02 Н м^{-2} , а их увеличение R_1 соответственно 13.4 и 8.7 (Числа приведены для времени осреднения 1 минуты). Такие эпизоды относились ко второй группе (см. пункт

3.1.2).

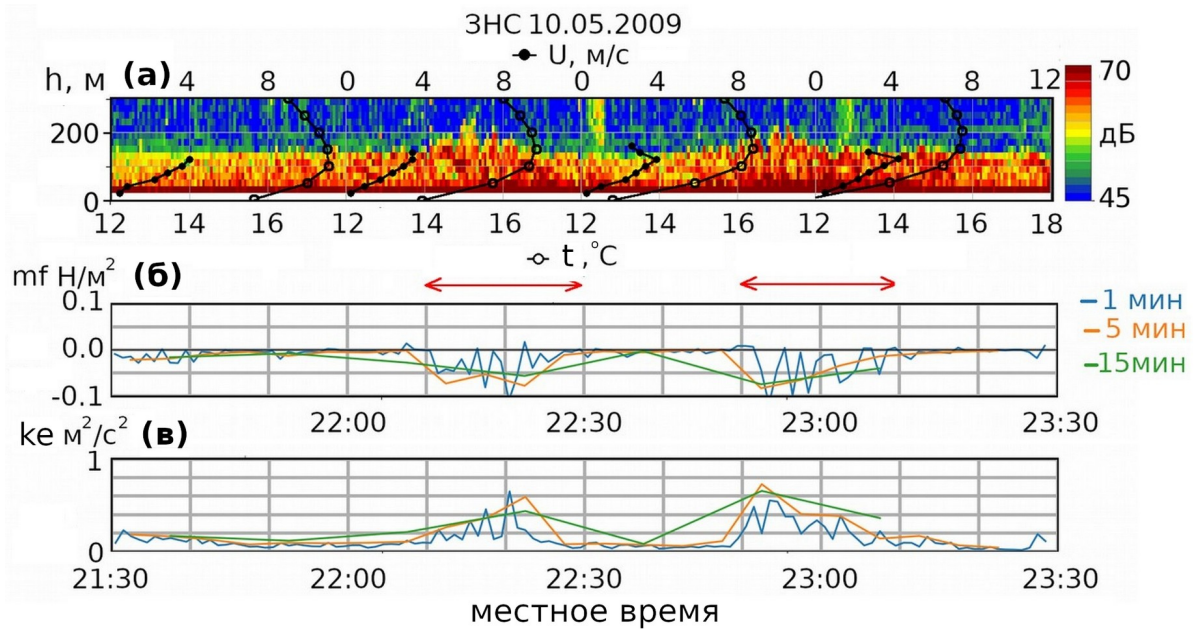


Рисунок 3.10. Пример поведения характеристик турбулентности во время прохождения двух цугов ВГСВ (№ 8 и №9, ЗНС). (а) — эхограмма в координатах высота-время и средние профили скорости ветра U и температуры t . Профили осреднены по 30 минут. Цветовая шкала расположена справа. (б), (в) — временные ряды соответственно потока импульса и ke . Разным цветом указаны разные времена осреднения. Красные стрелки указывают на время наблюдения эпизодов на эхограмме. Время указано местное.

На *Рис. 3.11* представлен пример поведения характеристик турбулентности во время прохождения цуга ВП. До начала эпизода скорость ветра не превышала 3 м с^{-1} , а градиент температуры в нижней части слоя достигал значений $\sim 0.05 \text{ К/м}$. В то же время интенсивность турбулентности была мала, а толщина слоя перемешивания, оценённая по содарной эхограмме, составляла менее 100 метров. Турбулентная ke при прохождении цуга увеличилась в среднем в 10 раз и достигла значений $\sim 1 \text{ м}^2\text{с}^{-2}$. Отрицательный поток импульса увеличился до -0.09 Н м^{-2} , а отношение R_1 составило почти 900. Такое большое значение R_1 связано с тем, что перед эпизодом значения потока импульса были очень малы. Указанные значения рассчитаны со временем осреднения 1 минута, что меньше периода волны. Вместе с приходом волны изменился и характер профилей скорости ветра и температуры.

К концу эпизода сдвиг ветра в нижних 100 метрах увеличился до 0.06 с^{-1} , а градиент температуры снизился до -0.003 К/м . Это свидетельствует о том, что прохождение цуга ВП сопровождалось вертикальным перемешиванием и выравниванием температуры по крайней мере в нижних 300-400 метрах. Из-за ослабления термической стратификации увеличенные значения характеристик турбулентности сохранились и после прохождения волны. Для других эпизодов ВП регистрировался временный всплеск турбулентности (как, например, на Рис. 3.2).

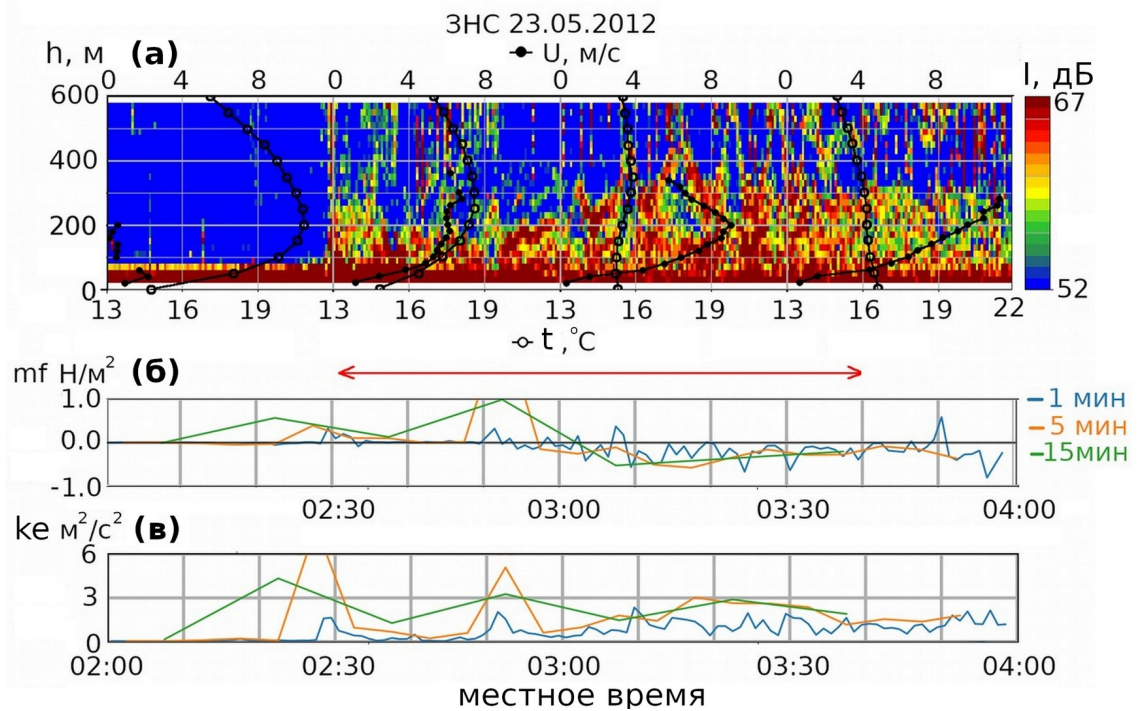


Рисунок 3.11. Пример поведения характеристик турбулентности во время прохождения цуга ВП (№ 35, ЗНС). (а) — эхограмма в координатах высота-время и средние профили скорости ветра U и температуры t . Профили осреднены по 30 минут. Цветовая шкала расположена справа. (б), (в) — временные ряды соответственно потока импульса и ke . Разным цветом указаны разные времена осреднения. Красная стрелка указывает на интервал времени наблюдения эпизода. Время указано местное.

3.2.3. Сопоставление степени влияния волн разных классов

Было проведено сопоставление степени влияния волновых цугов разных классов на характеристики турбулентности и вертикального обмена, рассчитанные внутри волнового слоя по данным дистанционных измерений. В *Приложении 1* перечислены некоторые параметры и внешние условия во время волновых эпизодов. В *Таблице 3.1* представлены значения отношений R_1 и R_2 для \check{I} и $\tilde{\sigma}_w$ во время прохождения 7 цугов ВГСВ и 1 цуга ВП. Для расчётов использовались данные содара с зондирующими частотами $\sim 3.5 - 4$ кГц, соответственно размеры рассеивающих неоднородностей составляли $\sim 3-5$ см. Таким образом \check{I} характеризовало интенсивность мелкомасштабных турбулентных флуктуаций температуры. Так как содарные измерения производились с частотой 5 с, а дисперсии вертикальной скорости рассчитывались с временем осреднения 5 минут, то $\tilde{\sigma}_w$ включает в себя волновой вклад.

Таблица 3.1. Значения отношений R_1 и R_2 для величин \check{I} и $\tilde{\sigma}_w$ при прохождении волн

№ эпизода		Ц1	Ц2	Ц3	Ц4	Ц5	Ц6	Ц7	Ц8
класс		ВГСВ	ВГСВ	ВГСВ	ВГСВ	ВП	ВГСВ	ВГСВ	ВГСВ
\check{I}	R_1	1.5	1.5	3.8	0.8	691.8	12.2	1.3	4.6
	R_2	1.2	0.5	0.9	0.3	0.4	3.6	9.5	1.5
$\tilde{\sigma}_w$	R_1	1.3	1.0	1.1	1.9	1.5	0.9	1.1	1.1
	R_2	0.9	1.0	1.1	1.6	1.8	0.9	1.6	

В четырех случаях наблюдалось временное увеличение \check{I} (эпизоды Ц1, Ц6, Ц7 и Ц8). В трех случаях, в том числе и при прохождении ВП, увеличение \check{I} наблюдалось как во время, так и после прохождения цуга волн (эпизоды Ц2, Ц3 и Ц5). Только во время одного эпизода (Ц4) наблюдалось временное уменьшение

\dot{I} . В то время как увеличение R_1 для \dot{I} при прохождении ВГСВ составляло от 1.3 до 12.2 раз, прохождению ВП сопутствовало увеличение \dot{I} почти в 700 раз.

Во время прохождения 6 цугов волн (Ц1, Ц3-Ц5, Ц7 и Ц8) наблюдалось временное увеличение $\tilde{\sigma}_w$, однако в двух эпизодах $\tilde{\sigma}_w$ либо не менялась (эпизод Ц2), либо временно уменьшалась (эпизод Ц6). Все изменения $\tilde{\sigma}_w$ не превышали двух раз.

Значения ke , hf и mf , а также степень их изменения для каждого из исследованных эпизодов волновой активности перечислены в *Приложении 2*. Только для 10 из 31 эпизодов ВГСВ было возможно обнаружить заметное влияние цуга волн на характеристики турбулентности. В то же время 10 из 11 эпизодов ВП сопровождались явными усилением интенсивности турбулентности. Средние и медианные (в скобках) значения ke , hf , mf и отношений R_1 для указанных 20 цугов волн представлены в *Таблице 3.2*.

Таблица 3.2. Средние значения изменения характеристик турбулентности при прохождении цугов волн, оказавших влияние на интенсивность турбулентности. Использованы 10 эпизодов ВГСВ и 10 эпизодов ВП. В скобках указаны медианные значения.

осреднение 1 мин						
	ke	R_1	mf	R_1	hf	R_1
ВГСВ	0.5	2.4 (2.4)	-0.07	5.6 (3.6)	-12	2.3 (2.2)
ВП	0.6	7.0 (5.9)	-0.07	98.5 (5.3)	-7	8.0 (4.9)
осреднение 15 мин						
ВГСВ	0.7	2.6 (2.4)	-0.08	9.4 (3.2)	-15	2.1 (2.0)
ВП	3.4	8.0 (6.3)	-0.12	18.8 (4.7)	-5	4.0 (4.5)
осреднение 30 мин						
ВГСВ	0.8	1.9 (1.9)	-0.07	2.3 (2.2)	-14	1.9 (2.0)
ВП	3.9	7.6 (2.7)	-0.16	14.6 (3.5)	-21	531.0 (1.1)

Турбулентная ke во время прохождения цугов ВГСВ принимала значения от 0.2 до $1.3 \text{ м}^2 \text{ с}^{-2}$, во время прохождения ВП — $0.3\text{-}1.3 \text{ м}^2 \text{ с}^{-2}$. Средние значения ke для этих двух классов волн оказались близки. Однако, степень изменения

турбулентной ke в среднем оказалась выше во время прохождения цугов ВП. С увеличением времени осреднения до 15 и 30 минут значения ke возмущений в присутствии ВГСВ увеличивались в среднем примерно на 60%, в присутствии ВП — примерно на 500 %. Такое различие можно объяснить тем, что колебания, соответствующие цугам ВП, в отличие от ВГСВ, обычно регистрировались сониками и вносили вклад в значения ke , рассчитываемые с большими временами осреднения. Значения степени усиления R_1 для ВГСВ в основном уменьшались, в среднем примерно на 30%. Степень усиления R_1 для ВП в разных случаях и уменьшалась, и увеличивалась. Уменьшения значения R_1 для разного времени осреднения могут быть связаны с наличием возмущений с масштабами от 1 до 30 минут до прихода волнового цуга.

Во время прохождения цугов ВГСВ турбулентные потоки импульса mf (осреднение по 1 минуте) всегда были отрицательны, что соответствует возрастающей с высотой скорости ветра. Значения mf для разных цугов различаются на порядок — от -0.19 до -0.01 Н м⁻². Только в одном случае R_1 принимало отрицательное значение, то есть mf менял знак с приходом волнового цуга. Для времён осреднения 15 и 30 минут mf также принимал отрицательные значения. Только во время двух из десяти цугов ВП турбулентный поток импульса принимал положительные значения. С увеличением времени осреднения до 15 минут значения mf в присутствии ВГСВ и ВП становились более отрицательными, изменяясь в среднем соответственно на 40% и на 60%. Стоит отметить, что в то время как эти изменения для каждого из цугов ВГСВ не превышали 100%, для одного из эпизодов ВП эти изменения составили более 2700 %, что может свидетельствовать о большом вкладе волны в поток импульса в этом случае.

Турбулентные потоки тепла hf (осреднение по 1 минуте) были определены только для 4 из 10 цугов ВГСВ, принимали отрицательные значения и лежали в диапазоне от -21 до -8 Вт м⁻². С увеличением времени осреднения величина hf могла как увеличиваться, так и уменьшаться. Значения hf во время прохождения цугов ВП лежали в диапазоне от -28 до $+35$ Вт м⁻². В трёх случаях наблюдались положительные потоки. При увеличении времени осреднения для разных

эпизодов ВП наблюдалось как увеличение, так и снижение потоков тепла. Так, в пяти случаях поток тепла при увеличении времени осреднения становился более отрицательным, а в 3 — более положительным.

Были рассмотрены попарные корреляции степени усиления R_1 и параметров волновых цугов. Примеры представлены на *Рис. 3.12*. Явной связи не было обнаружено.

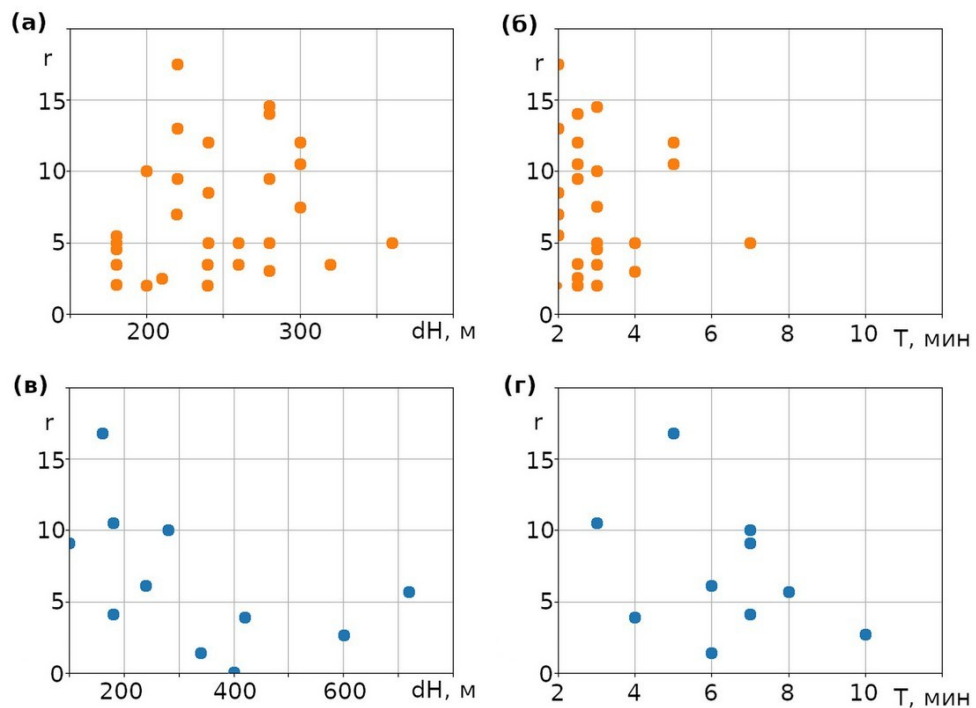


Рисунок 3.12. Примеры взаимных корреляций степени усиления турбулентной кинетической энергии с периодом и толщиной волнового слоя для цугов ВГСВ (а,б) и ВП (в, г).

3.3. Обсуждение результатов

В слабо и сильно турбулизованном УАПС значения характеристик турбулентности могут сильно различаться, варьируясь от значений, близких к

нулю до нескольких сотен Вт м⁻² для потока тепла, нескольких Н м⁻² для потоков импульса и нескольких м² с⁻² для кинетической энергии [например, *Mahrt and Vickers 2006, Sun et al. 2012*]. Измеренные нами во время прохождения цугов волн величины попадают в эти диапазоны и близки к значениям, наблюдающимся в сильно турбулизированном УАПС. Полученные величины сравнимы и с величинами измеряемыми во время прохождения волновых цугов в натуральных условиях [*Nappo et al. 2008, Durden et al. 2013, Cava et al. 2015*] и с величинами, полученными в численном эксперименте [*Jiang 2021*].

Ранее при помощи содаров были зарегистрированы цуги ВКГ, которым сопутствовали изменения дисперсии вертикальной скорости ветра σ_w в несколько раз [*Coulter 1990*]. В других исследованиях влияние ВКГ на σ_w не обнаруживалось [*Kallistratova et al. 2013*] или составляло $\sim 10\%$ [*Durden et al. 2013, Cava et al. 2015*]. В численном эксперименте *Jiang 2021* также указывается на то, что развитию ВКГ сопутствует небольшое увеличение σ_w . Приведённые в *Таблице 3.1* данные показывают, что во время прохождения цугов волн σ_w изменялась не более, чем в два раза. Для 6 из 8 эпизодов эти изменения не превышали 30 %.

С другой стороны, некоторые натурные данные [*Cava et al. 2015*] указывают на более заметные изменения дисперсий горизонтальных компонент скоростей, достигающие в среднем $\sim 60\%$. В численном эксперименте *Jiang 2021* при растущем градиенте скорости ветра внутри волнового слоя эпизоду ВКГ сопутствовало повышение k_e в нижележащем пограничном слое в 2.1 раз.

Полученные в нашей работе степени изменения ke (Таблица 3.1) при разных временах осреднения составляли 1.9-2.4 раза.

В нашей работе при расчёте с разным временем осреднения и, соответственно, включением вклада всё больших масштабов потоки тепла и импульса изменялись на десятки и сотни процентов. В нескольких случаях потоки даже меняли знак. Эти изменения сопоставимы с представленными в натурных наблюдениях [Coulter et al. 2008, Durden et al. 2013].

В недавней работе Jiang 2021, где представлены результаты численного моделирования стоячих ВКГ над пограничным слоем, было проведено несколько численных экспериментов с различными высотами расположения ВКГ и разными знаками сдвига ветра внутри волнового слоя. В разных экспериментах усиление турбулентности фиксировалось не только в слое ВКГ, но и в нижележащем пограничном слое. В среднем величина ke в пограничном слое составляла от 25 до 75 % от значений ke в приподнятом волновом слое, а увеличение ke внутри пограничного слоя в присутствии ВКГ доходило, в среднем, до 2.1-6.5 раз. Уменьшение высоты расположения ВКГ приводило к препятствованию развития валов и уменьшению вертикального обмена. С другой стороны увеличение высоты расположения ВКГ приводило к ослаблению взаимодействия ВКГ с пограничным слоем. Jiang 2021 также обнаружил, что влияние на пограничный слой при положительном сдвиге ветра в слое ВКГ ниже, чем при отрицательном. Кроме того, в упомянутой работе основное внимание было уделено описанию результатов экспериментов с отрицательным сдвигом ветра в слое ВКГ. Наши измерения подтверждают, что большинство эпизодов ВГСВ, зарегистрированных

на содарных эхограммах наблюдаются как раз при растущем сдвиге ветра. Высокое расположение волновых слоёв может служить объяснением того, что для некоторых представленных в нашей работе эпизодов не было зафиксировано заметных изменений характеристик турбулентности. Для более подробного сравнения было бы полезно иметь результаты большего количества запусков модели с положительными сдвигами в слое ВКГ. Для облегчения количественного сопоставления необходимо также иметь больше информации об изменениях характеристик в точке, а не только о средних по пространству величинах.

Стоит отметить, что среди зарегистрированных нами эпизодов ВКГ не наблюдалось случаев обрушения ВКГ и образования вертикально разделённых турбулизованных слоёв, наблюдавшихся в некоторых численных, лабораторных и экспериментальных работах [например, *Atlas 1970, Patterson et al. 2006, Jiang 2021*].

В среднем ВП приводят к более сильному изменению значений характеристик турбулентности, чем ВКГ. Причина этого может крыться в более интенсивных вертикальных движениях, возникающих во время ВП и приводящих к вертикальному перемешиванию [*Sun et al. 2012*]. Кроме того, наиболее чёткие эпизоды ВП, отобранные для представленного анализа, наблюдались при меньших скоростях в УАПС, чем ВКГ. Это может служить причиной того, что в среднем характеристики турбулентности оказались близки для двух классов, а степени усиления — различны. Ранее отмечалось, что влияние субмезомасштабных движений на турбулентность оказывается различным при сильной и слабой устойчивости [*Vercauteren and Klein 2015, Rorai et al. 2014*]. Однако, явной

корреляции между степенью увеличения характеристик турбулентности и градиентами температуры и ветра, а также значениями характеристик турбулентности до прихода волны не было обнаружено.

3.4. Выводы из Главы 3

Проведено экспериментальное исследование воздействия ВГВ в устойчиво стратифицированном атмосферном пограничном слое на характеристики вертикального обмена в приземном слое. Для нескольких десятков наиболее четких и «чистых» эпизодов волновой активности по данным локальных и дистанционных измерений определены характеристики турбулентности и потоки тепла и импульса во время прохождения волновых цугов и в смежные промежутки времени. Проанализированы изменения этих характеристик, сопутствующие прохождению цугов волн двух классов: ВГСВ и ВП.

Полученные результаты оказались во многом противоречивыми, и на их основании трудно сделать однозначные выводы о степени влияния ВГВ в УАПС на вертикальный турбулентный обмен. Только для 10 из 31 эпизода ВГСВ и для 10 из 11 эпизодов ВП оказалось возможным надежно определить заметные изменения характеристик турбулентности. В среднем увеличение кинетической энергии, потоков импульса и потоков тепла во время прохождения цугов ВГСВ составило 2.4, 3.6 и 2.2 раза, соответственно. Эпизодам ВП в среднем сопутствовало большее увеличение этих характеристик — в 5.9, 5.3 и 4.9 раза соответственно. При этом в отдельных случаях увеличение достигало двух порядков величины. В среднем во время указанных эпизодов значения характеристик турбулентности оказались близки для классов ВГСВ и ВП, и составили $0.5 \div 0.7 \text{ м}^2 \text{ с}^{-2}$, -0.07 Н м^{-2} и

$-12 \div -7$ Вт м⁻², соответственно.

В целом, обнаруженное большое разнообразие полученных количественных оценок степени воздействия ВГВ на интенсивность турбулентного обмена согласуется с выводами модельных исследований Jiang (2021) о том, что даже небольшие изменения значений исходных метеорологических параметров кардинальным образом влияют на взаимодействие волн и турбулентности в устойчиво стратифицированном АПС.

Заключение

Основные результаты работы:

- 1) Разработаны критерии детектирования периодических движений, относящихся к волнам плавучести (ВП) и к гравитационно-сдвиговым волнам (ВГСВ) типа валов Кельвина-Гельмгольца, по данным содарного зондирования. Предлагаемый метод детектирования основан на визуальном анализе вертикальной структуры цугов волн в поле содарного эхо-сигнала и вертикальной скорости ветра.
- 2) Проведено сопоставление синхронных содарных и микробарографических измерений. Показано, что волновые движения не всегда одинаково регистрируются этими приборами, причем колебания, регистрируемые на барограммах и содарных эхограммах могут иметь различные периоды, а изменения амплитуд колебаний могут быть некоррелированы. Указанные расхождения свидетельствуют о значительном вкладе неоднородностей плотности воздуха, расположенных выше атмосферного пограничного слоя, в приземные колебания давления. Отмечена необходимость единой методики и измерительной аппаратуры для сопоставления климатологии ВГВ в различных местностях.
- 3) По результатам обработки архивных данных содарного мониторинга 2008-2015 гг. на стационарном измерительном пункте в пригороде Москвы создан каталог волновых движений в АПС, включающий в себя данные о параметрах и метеорологических условиях для 993 эпизодов ВП и ВГСВ. Проведён анализ частоты повторяемости и параметров зарегистрированных периодических движений. Обнаружено, что ВГСВ наблюдались в среднем в 30% дней вне зависимости от сезона, а ВП в основном регистрировались в весенне-летний период в среднем в 4-8% дней. Показано, что в среднем ВГСВ имеют меньший период, чем ВП и наблюдаются при бóльших скоростях ветра.

- 4) Разработана методика оценки степени влияния эпизодов волновой активности на характеристики турбулентности, основанная на сопоставлении значений этих характеристик в присутствии и в отсутствие волновой активности.. Сравнение средних значений характеристик до и после эпизода со значениями во время эпизода позволяет судить о сопутствующих волновой активности изменениях.
- 5) Получены количественные оценки сопутствующих прохождению волн изменений структурной характеристики температуры C_T^2 и дисперсии вертикальной компоненты скорости ветра σ_w^2 , измеренных внутри волнового слоя. Характеристики были рассчитаны по данным содарных измерений для 8 эпизодов ВГСВ и 1 эпизода ВП, наблюдавшихся над однородной степью в летнее время. Рассчитанные коэффициенты волнового воздействия на параметр σ_w^2 лежат в интервале $0.9 \div 1.9$. В большинстве случаев значение σ_w^2 меняется в пределах 30% и возвращается к начальному значению после прохождения волнового цуга. Показано, что коэффициенты волнового воздействия на параметр C_T^2 значительно различаются для двух типов волн: $1.3 \div 12.2$ для ВГСВ и ~ 700 для ВП.
- 6) Получены количественные оценки изменений кинетической энергии возмущений ke и потока импульса mf во время прохождения 42 цугов ВГВ: 31 ВГСВ и 11 ВП. 3 эпизода наблюдались над ровной степью, а 38 над слабо неоднородной сельской местностью. Для 27 из исследованных случаев была также проведена оценка изменений потоков тепла hf . Характеристики турбулентности рассчитывались по данным локальных измерений под слоем волновой активности. Показано, что 30 % цугов ВГСВ приводят к увеличению измеренных характеристик. В среднем коэффициенты воздействия составляют 2.4, 3.6 и 2.2 соответственно для ke , mf и hf . Процент ВП, приводящих к увеличению потоков значительно выше, до 90%. Коэффициенты воздействия в среднем составляют 5.9, 5.3 и 4.9 соответственно для ke , mf и hf , но в некоторых случаях могут принимать значения в несколько сотен. Абсолютные значения характеристик турбулентности в среднем близки для цугов ВП и ВГСВ.

Обнаружено большое разнообразие полученных количественных оценок степени воздействия ВГВ на интенсивность турбулентного обмена, что согласуется с выводами модельных исследований о том, что даже небольшие изменения значений исходных метеорологических параметров кардинальным образом влияют на взаимодействие волн и турбулентности в устойчиво стратифицированном АПС. Полученные выводы находятся в согласии с опубликованными данными численных и натурных экспериментов.

Список литературы.

1. Бовшеверов В.М., Грачёв А.И., Ломадзе С.О. и др. Жидкостный микробарограф // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1979. – Т. 15. – №. 2. – С. 1215-1217.
2. Госсард Э.Э., Хук У.Х. Волны в атмосфере / Э.Э. Госсард, У Х. Хук. – М.: Мир, 1978. – 532 С.
3. Зайцева Д.В., Каллистратова М.А., Люлюкин В.С. и др. Воздействие внутренних гравитационных волн на флуктуации метеорологических параметров атмосферного пограничного слоя // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. – 2018. – Т. 54. – №. 2. – С. 195-205.
4. Каллистратова М.А., Петенко И.В., Кузнецов Р.Д., и др. Содарное зондирование атмосферного пограничного слоя (обзор работ ИФА им. А.М. Обухова РАН) // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. – 2018. – Т. 54. – №. 3. – С. 283-300.
5. Камардин А.П., Одинцов С.Л. и Скороходов А.В. Идентификация внутренних гравитационных волн в атмосферном пограничном слое по данным содара // Оптика атмосферы и океана. – 2014. – Т. 27. – №. 9. – С. 812-818.
6. Кузнецов Р.Д. Акустический локатор ЛАТАН-3 для исследований атмосферного пограничного слоя // Оптика атмосферы и океана. – 2007. – Т. 20. – № 8. – С. 749-753.
7. Куличков С.Н., Цыбульская Н.Д., Чунчузов И.П. и др. Исследования внутренних гравитационных волн от атмосферных фронтов в Московском регионе // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана – 2017. – Т. 53. – № 4. – С. 455–469.
8. Люлюкин В.С., Каллистратова М. А., Кузнецов Р.Д. и др. Внутренние гравитационно сдвиговые волны в атмосферном пограничном слое по данным акустической локации // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. – 2015. – Т. 51. – №. 2. – С. 218-218.
9. Люлюкин В.С. Климатология и морфология волн Кельвина-Гельмгольца в

- атмосферном пограничном слое: дисс. канд. физ.-мат. наук: 25.00.29 / В. С. Люлюкин. – М., 2018 – 126 с.
10. Татарский В.И. Распространение волн в турбулентной атмосфере / В.И. Татарский. – М.: Наука, 1967. – 548 С.
 11. Чунчузов И.П., Перепёлкин В.Г., Куличков С.Н. и др. Влияние внутренних гравитационных волн на метеорологические поля и газовые примеси вблизи Москвы и Пекина // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 2017. – Т. 53. – № 2. – С. 597–611.
 12. Чунчузов И.П., Куличков С.Н., Попов О.Е. и др. Волновые возмущения атмосферного давления и скорости ветра в тропосфере, связанные с солнечным терминатором // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. – 2021. – Т. 57. – №. 6. – С. 665-679.
 13. Шакина Н.П. Гидродинамическая неустойчивость в атмосфере / Н.П. Шакина – Л.:Гидрометеиздат, 1990. – 312 С.
 14. Anderson P.S., Mobbs S.D., King J.C. et al. A microbarograph for internal gravity wave studies in Antarctica // Antarctic science. – 1992. – V. 4. – №. 2. – P. 241-248.
 15. Atlas D., Metcalf J.I., Richter J.H., et al. The birth of “CAT” and microscale turbulence // Journal of Atmospheric Sciences. – 1970. – V. 27. – №. 6. – P. 903-913.
 16. Baas P., Van De Wiel B. J. H., Van der Linden S. J. A et al. From near-neutral to strongly stratified: Adequately modelling the clear-sky nocturnal boundary layer at Cabauw // Boundary-Layer Meteorology. – 2018. – V. 166. – №. 2. – P. 217-238.
 17. Banakh V.A., Smalikho I.N. Lidar observations of atmospheric internal waves in the boundary layer of the atmosphere on the coast of Lake Baikal // Atmospheric Measurement Techniques. – 2016. – V. 9. – №. 10. – P. 5239-5248.
 18. Banakh V.A., Smalikho I.N., Falits A.V. Wind–Temperature Regime and Wind Turbulence in a Stable Boundary Layer of the Atmosphere: Case Study // Remote Sensing. – 2020. – V. 12. – №. 6. – P. 955.
 19. Banta R.M., Pichugina Y.L., Brewer W.A. Turbulent velocity-variance profiles in the stable boundary layer generated by a nocturnal low-level jet // Journal of the

- atmospheric sciences. – 2006. – V. 63. – №. 11. – P. 2700-2719.
20. Banta R. M., Mahrt L., Vickers D. et al. The very stable boundary layer on nights with weak low-level jets // *Journal of the atmospheric sciences*. – 2007. – V. 64. – №. 9. – P. 3068-3090.
 21. Basu S., Porté-Agel F., Fofoula-Georgiou E. et al. Revisiting the local scaling hypothesis in stably stratified atmospheric boundary-layer turbulence: an integration of field and laboratory measurements with large-eddy simulations // *Boundary-Layer Meteorology*. – 2006. – V. 119. – №. 3. – P. 473-500.
 22. Belušić D., Mahrt L. Is geometry more universal than physics in atmospheric boundary layer flow? // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. – 2012. – V. 117. – №. D9.
 23. Beran D.W., Hooke W.H., Clifford S.F. Acoustic echo-sounding techniques and their application to gravity-wave, turbulence, and stability studies // *Boundary-Layer Meteorology*. – 1973. – V. 4. – №. 1. – P. 133-153.
 24. Blumen W., Banta R., Burns S. et al. Turbulence statistics of a Kelvin-Helmholtz billow event observed in the nighttime boundary layer during the Cooperative Atmospheric-Surface Exchange Study field program // *Dynamics of Atmospheres and Oceans*. – 2001. – V. 34. – №. 2-4. – P. 189-204.
 25. Bonin T., Blumberg W.G., Klein P.M. et al. Thermodynamic and Turbulence Characteristics of the Southern Great Plains Nocturnal Boundary Layer Under Differing Turbulent Regimes // *Boundary-Layer Meteorology* – 2015. – V. 157. – №. 3. – P. 401-420.
 26. Brown E. H., Hall Jr F. F. Advances in atmospheric acoustics // *Reviews of Geophysics*. – 1978. – V. 16. – №. 1. – P. 47-110.
 27. Bull G. Sodar investigations of gravity waves by cross spectral analysis // *Acoustic Remote Sensing Applications*. – Berlin: Springer, 1997. – P. 275-292.
 28. Carpenter, J.R., Tedford E.W. , Heifetz E. et al. Instability in stratified shear flow: Review of a physical interpretation based on interacting waves // *Applied Mechanics Reviews*. – 2011. – V. 64. – №. 6.

29. Caughey S.J., Readings C.J. An observation of waves and turbulence in the Earth's boundary layer // *Boundary-Layer Meteorology*. – 1975. – V. 9. – №. 3. – P. 279-296.
30. Cava D., Giostra U., Katul G. Characteristics of gravity waves over an Antarctic Ice sheet during austral summer // *Atmosphere*. – 2015. – V. 6. – №. 9. – P. 1271-1289.
31. Cava D., Mortarini L., Anfossi D. et al. Interaction of submeso motions in the Antarctic stable boundary layer // *Boundary-Layer Meteorology*. – 2019a. – V. 171. – №. 2. – P. 151-173.
32. Cava D., Mortarini L., Giostra U et al. Submeso motions and intermittent turbulence across a nocturnal low-level jet: A self-organized criticality analogy // *Boundary-Layer Meteorology*. – 2019b. – V. 172. – №. 1. – P. 17-43.
33. Caughey S. J., Readings C. J. An observation of waves and turbulence in the earth's boundary layer // *Boundary-Layer Meteorology*. – 1975. – V. 9. – №. 3. – P. 279-296.
34. Cheng Y., Parlange M.B., Brutsaert W. Pathology of Monin-Obukhov similarity in the stable boundary layer // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. – 2005. – V. 110. – №. D6.
35. Chimonas G., Fua D. Dispersion of small-scale shear instabilities // *Journal of Atmospheric Sciences*. – 1984. – V. 41. – №. 6. – P. 1085-1091.
36. Conangla L., Cuxart J. On the turbulence in the upper part of the low-level jet: an experimental and numerical study // *Boundary-layer meteorology*. – 2006. – V. 118. – №. 2. – P. 379-400
37. Coulter R.L. A case study of turbulence in the stable nocturnal boundary layer // *Boundary-Layer Meteorology*. – 1990. – V. 52. – №. 1. – P. 75-91.
38. Cronenwett W. T., Walker G. B., Inman R. L. Acoustic sounding of meteorological phenomena in the planetary boundary layer // *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. – 1972. – V. 11. – №. 8. – P. 1351-1358.
39. Culf A. D. Acoustic sounding of the atmospheric boundary layer at Halley,

- Antarctica // *Antarctic Science*. – 1989. – V. 1. – №. 4. – P. 363-372.
40. De Baas, A.F., Driedonks A. G. M. Internal gravity waves in a stably stratified boundary layer // *Boundary-layer meteorology*. – 1985. – V. 31. – №. 3. – P. 303-323.
41. Durden D. J., Nappo C.J., Leclerc M.Y., Duarte H.F., Zhang G., Parker M.J. and Kurzeja R.J. On the impact of wave-like disturbances on turbulent fluxes and turbulence statistics in nighttime conditions: a case study // *Biogeosciences*. – 2013. – V. 10. – №. 12. – P. 8433-8443.
42. Eaton F.D., McLaughlin S.A., Hines J.R. A new frequency-modulated continuous wave radar for studying planetary boundary layer morphology // *Radio Science*. – 1995. – V. 30. – №. 1. – P. 75-88.
43. Edwards J.M., Beljaars A.C.M., Holstag A.A.M. et al. Representation of boundary-layer processes in numerical weather prediction and climate models // *Boundary-Layer Meteorology*. – 2020. – V. 177. – №. 2. – P. 511-539.
44. Einaudi F., Lalas D. P., Perona G. E. The role of gravity waves in tropospheric processes // *Pure and Applied Geophysics*. – 1978. – V. 117. – №. 4. – P. 627-663.
45. Einaudi F., Finnigan J. J. The interaction between an internal gravity wave and the planetary boundary layer. Part I: The linear analysis // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. – 1981. – V. 107. – №. 454. – P. 793-806.
46. Einaudi F., Finnigan J.J., Fua D. Gravity wave turbulence interaction in the presence of a critical level // *Journal of Atmospheric Sciences*. – 1984. – V. 41. – №. 4. – P. 661-667.
47. Einaudi F., Bedard Jr A.J., Finnigan J.J. A climatology of gravity waves and other coherent disturbances at the Boulder Atmospheric Observatory during March–April 1984 // *Journal of Atmospheric Sciences*. – 1989. – V. 46. – №. 3. – P. 303-329.
48. Einaudi F., Finnigan J.J. Wave–turbulence dynamics in the stably stratified boundary layer. // *Journal of the Atmospheric Sciences*. – 1993. – V. 50. – №. 13. – P. 1841-1864.
49. Emmanuel C.B. Richardson number profiles through shear instability wave regions observed in the lower planetary boundary layer // *Boundary-Layer*

- Meteorology. – 1973. – V. 5. – №. 1. – P. 19-27.
50. Eymard L., Weill A. A study of gravity waves in the planetary boundary layer by acoustic sounding // *Boundary-Layer Meteorology*. – 1979. – V. 17. – №. 2. – P. 231-245.
 51. Fernando H.J.S. Turbulent mixing in stratified fluids // *Annual review of fluid mechanics*. – 1991. – V. 23. – P. 455-493.
 52. Finnigan J.J., Einaudi F. The interaction between an internal gravity wave and the planetary boundary layer. Part II: Effect of the wave on the turbulence structure // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. – 1981. – V. 107. – №. 454. – P. 807-832.
 53. Finnigan J.J., Einaudi F., Fua D. The interaction between an internal gravity wave and turbulence in the stably-stratified nocturnal boundary layer // *Journal of Atmospheric Sciences*. – 1984. – V. 41. – №. 16. – P. 2409-2436.
 54. Finnigan J.J. Kinetic energy transfer between internal gravity waves and turbulence // *Journal of the atmospheric sciences*. – 1988. – V. 45. – №. 3. – P. 486-505.
 55. Franke P. M., Mahmoud S., Raizada K. et al. Computation of clear-air radar backscatter from numerical simulations of turbulence: 1. Numerical methods and evaluation of biases // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. – 2011. – V. 116. – №. D21.
 56. Fritts D.C., Bizon C., Werne J.A. et al. Layering accompanying turbulence generation due to shear instability and gravity-wave breaking // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. – 2003. – V. 108. – №. D8.
 57. Fritts D., Wang L., Werne J. Gravity wave-fine structure interactions: A reservoir of small-scale and large-scale turbulence energy // *Geophysical Research Letters*. – 2009. – V. 36. – №. 19.
 58. Fritts D.C. Franke P.M., Wan K. et al. Computation of clear-air radar backscatter from numerical simulations of turbulence: 2. Backscatter moments throughout the lifecycle of a Kelvin-Helmholtz instability // *Journal of Geophysical Research*:

Atmospheres. – 2011. – V. 116. – №. D11.

59. Fritts D.C., Wieland S.A., Lund T. S. et al. Kelvin-Helmholtz billow interactions and instabilities in the mesosphere over the Andes Lidar Observatory: 2. Modeling and interpretation // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. – 2021. – V. 126. – №. 1. – e2020JD033412.
60. Fua D., Chimonas, G., Einaudi, F. et al. An analysis of wave-turbulence interaction // *Journal of Atmospheric Sciences*. – 1982. – V. 39. – №. 11. – P. 2450-2463.
61. Fukao S., Luce H., Mega T. et al. Extensive studies of large-amplitude Kelvin-Helmholtz billows in the lower atmosphere with VHF middle and upper atmosphere radar // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. – 2011. – V. 137. – №.657. – P. 1019-1041.
62. Gossard E. E., Richter J. H., Atlas D. Internal waves in the atmosphere from high-resolution radar measurements // *Journal of Geophysical Research*. – 1970. – V. 75. – №. 18. – P. 3523-3536.
63. Gossard E.E., Richter J.H., Jensen D.R. Effect of wind shear on atmospheric wave instabilities revealed by FM/CW radar observations // *Boundary-Layer Meteorology*. – 1973. – V. 4. – №. 1. – P. 113-131.
64. Grisogono B. Dissipation of wave drag in the atmospheric boundary layer // *Journal of Atmospheric Sciences*. – 1994. – V. 51. – №. 10. – P. 1237-1243.
65. Halios C.H., Helmis C.G., Asimakopoulos D.N. Studying geometric structures in meso-scale flows // *Frontiers in Environmental Science*. – 2014. – V. 2. – P. 47.
66. Hauf T., Finke U., Neisser J. et al. A ground-based network for atmospheric pressure fluctuations // *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. – 1996. – V. 13. – №. 5. – P. 1001-1023.
67. Hecht J. H. Fritts D.C., Gelinas L.J. et al. Kelvin-Helmholtz billow interactions and instabilities in the mesosphere over the Andes Lidar Observatory: 1. Observations // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. – 2021. – V. 126. – №. 1. – P. e2020JD033414.

68. Hicks J. J., Angell J. K. Radar observations of breaking gravitational waves in the visually clear atmosphere // *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. – 1968. – V. 7. – №. 1. – P. 114-121.
69. Hooke W.H., Young J.M., Beran D.W. Atmospheric waves observed in the planetary boundary layer using an acoustic sounder and a microbarograph array // *Boundary-Layer Meteorology*. – 1972. – V. 2. – №. 3. – P. 371-380.
70. Hooke W.H., Hall F.F., Gossard E.E. Observed generation of an atmospheric gravity wave by shear instability in the mean flow of the planetary boundary layer // *Boundary-Layer Meteorology*. – 1973. – V. 5. – №. 1. – P. 29-41.
71. Howard L. N. Note on a paper of John W. Miles // *Journal of Fluid Mechanics*. – 1961. – V. 10. – №. 4. – P. 509-512.
72. Howell J.F., Mahrt L. Multiresolution flux decomposition // *Boundary-Layer Meteorology*. – 1997. – V. 83. – №. 1. – P. 117-137.
73. Jia M., Yuan J., Wang C. et al. Long-lived high-frequency gravity waves in the atmospheric boundary layer: observations and simulations // *Atmospheric Chemistry and Physics*. – 2019. – V. 19. – №. 24. – P. 15431-15446.
74. Jiang Q. Impact of Elevated Kelvin–Helmholtz Billows on the Atmospheric Boundary Layer // *Journal of the Atmospheric Sciences*. – 2021. – V. 78. – №. 12. – P. 3983-3999.
75. Kaimal J. C., Finnigan J. J. 1994. Atmospheric boundary layer flows: their structure and measurement / J.C. Kaimal, J. J. Finnigan. – . New York: Oxford University Press, 1994. - 289 P.
76. Kadyrov E. N., Pick D. R. The potential for temperature retrieval from an angular-scanning single-channel microwave radiometer and some comparisons with in situ observations // *Meteorological Applications*. – 1998. – V. 5. – №. 4. – P. 393-404.
77. Kallistratova M. A. Acoustic and radio-acoustic remote sensing studies in CIS (Former USSR,)-current status // *Remote Sensing*. – 1994. – V. 15. – №. 2. – P. 251-266.

78. Kallistratova M. A. Physical grounds for acoustic remote sensing of the atmospheric boundary layer // *Acoustic remote sensing applications*. – Berlin:Springer, 1997. – P. 3-34.
79. Kallistratova M.A., Kouznetsov R.D., Kramar V.F. et al. Profiles of wind speed variances within nocturnal low-level jets observed with a sodar // *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. – 2013. – V. 30. – №. 9. – P. 1970-1977.
80. Kang Y., Belušić D., Smith-Miles K. Detecting and classifying events in noisy time series // *Journal of the Atmospheric Sciences*. – 2014. – V. 71. – №. 3. – P. 1090-1104.
81. Kang Y., Belušić D., Smith-Miles K. Classes of structures in the stable atmospheric boundary layer // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. – 2015. – V. 141. – №. 691. – P. 2057-2069.
82. King J.C. Mobbs S.D., Darby M.S. et al. Observations of an internal gravity wave in the lower troposphere at Halley, Antarctica // *Boundary-layer meteorology*. – 1987. – V. 39. – №. 1. – P. 1-13.
83. Kjelaas A.G., Beran D.W., Hooke W.H. et al. Waves observed in the planetary boundary layer using an array of acoustic sounders // *Journal of Atmospheric Sciences*. – 1974. – V. 31. – №. 8. – P. 2040-2045.
84. Koch S.E., O’Handley C. Operational forecasting and detection of mesoscale gravity waves // *Weather and Forecasting*. – 1997. – V. 12. – №. 2. – P. 253-281.
85. Kouznetsov R. D. The new PC-based sodar LATAN-3 // *Extended Abstr. 13th Int. Symp. On Advancement of Boundary Layer Remote Sensing (ISARS-2006)*. – 2006. – P. 97-98.
86. Kouznetsov R.D. The multi-frequency sodar with high temporal resolution // *Meteorologische Zeitschrift*. – 2009. – V. 18. – №. 2. – P. 169.
87. Kouznetsov R., Tisler P., Palo T., et al. Evidence of very shallow summertime katabatic flows in Dronning Maud Land, Antarctica // *Journal of applied meteorology and climatology*. – 2013. – V. 52. – №. 1. – P. 164-168.
88. Kouznetsov R.D., Tisler P., Vihma T. Multiple-point sodar observations of

- structures in the ABL over slightly sloped glacier in Antarctica in 2014-2015 summer / Presentation at 15th EMS Annual Meeting. Sofia, Bulgaria, 2015.
89. Kumar N., Soni K., Agarwal R. A comprehensive study of different feature selection methods and machine-learning techniques for SODAR structure classification // *Modeling Earth Systems and Environment*. – 2021. – V. 7. – №. 1. – P. 209-220.
 90. Lan C., Liu H., Li D. et al. Distinct turbulence structures in stably stratified boundary layers with weak and strong surface shear // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. – 2018. – V. 123. – №. 15. – P. 7839-7854.
 91. Lapo K., Nijssen B., Lundquist J.D. Evaluation of turbulence stability schemes of land models for stable conditions // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. – 2019. – V. 124. – №. 6. – P. 3072-3089.
 92. Lee X., Neumann H.H., Den Hartog G. et al Observation of gravity waves in boreal forest // *Boundary-Layer Meteorology*. – 1997. – V. 84. – №. 3. – P. 383-398.
 93. Little C. G. Acoustic methods for the remote probing of the lower atmosphere // *Proceedings of the IEEE*. – 1969. – V. 57. – №. 4. – P. 571-578.
 94. Lyulyukin V., Kouznetsov R., Kallistratova M. The composite shape and structure of braid patterns in Kelvin–Helmholtz billows observed with a sodar // *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. – 2013. – V. 30. – №. 12. – P. 2704-2711.
 95. Lyulyukin V., Kallistratova, M., Zaitseva D. et al. Sodar observation of the ABL structure and waves over the black sea offshore site // *Atmosphere*. – 2019. – V. 10. – №. 12. – P. 811.
 96. Lyulyukin V., Zaitseva D., Kuznetsov D., Repina I., Kallistratova M. 2022: Sodar observation of the breeze return currents over the coastal zone of the Black Sea // *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*. – 2022 – Vol. 1040 – 012036.
 97. Mahrt L., Vickers D. Contrasting vertical structures of nocturnal boundary layers // *Boundary-Layer Meteorology*. – 2002. – V. 105. – №. 2. – P. 351-363.
 98. Mahrt L., Vickers D. Formulation of turbulent fluxes in the stable boundary

- layer // *Journal of the atmospheric sciences*. – 2003. – V. 60. – №. 20. – P. 2538-2548.
99. Mahrt L., Vickers D. Extremely weak mixing in stable conditions // *Boundary-layer meteorology*. – 2006. – V. 119. – №. 1. – P. 19-39.
100. Mahrt L. Stably stratified atmospheric boundary layers // *Annu. Rev. Fluid Mech.* – 2014. – V. 46. – №. 1. – P. 23-45.
101. Mahrt L. Heat flux in the strong-wind nocturnal boundary layer // *Boundary-Layer Meteorology*. – 2017. – V. 163. – №. 2. – P. 161-177.
102. Mashayek A., Peltier W.R. The ‘zoo’ of secondary instabilities precursory to stratified shear flow transition. Part 1 Shear aligned convection, pairing, and braid instabilities // *Journal of Fluid Mechanics*. – 2012a. – V. 708. – P. 5-44.
103. Mashayek A., Peltier W.R. The ‘zoo’ of secondary instabilities precursory to stratified shear flow transition. Part 2 The influence of stratification // *Journal of fluid mechanics*. – 2012b. – V. 708. – P. 45-70.
104. Mastrantonio G., Fiocco G. Accuracy of wind velocity determinations with Doppler sodars // *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. – 1982. – V. 21. – №. 6. – P. 823-830.
105. Mauritsen T., Svensson G. Observations of stably stratified shear-driven atmospheric turbulence at low and high Richardson numbers // *Journal of the atmospheric sciences*. – 2007. – V. 64. – №. 2. – P. 645-655.
106. Mayor S. D. Observations of microscale internal gravity waves in very stable atmospheric boundary layers over an orchard canopy // *Agricultural and Forest Meteorology*. – 2017. – V. 244. – P. 136-150.
107. Meillier Y. P., Frehlich R.G., Jones R. M. et al. Modulation of small-scale turbulence by ducted gravity waves in the nocturnal boundary layer // *Journal of the Atmospheric Sciences*. – 2008. – V. 65. – №. 4. – P. 1414-1427.
108. Merrill J. T. Observational and theoretical study of shear instability in the airflow near the ground // *Journal of Atmospheric Sciences*. – 1977. – V. 34. – №. 6. – P. 911-921.

109. Miles J. W. On the stability of heterogeneous shear flows // *Journal of Fluid Mechanics*. – 1961. – V. 10. – №. 4. – P. 496-508.
110. Nai-Ping L., Neff W. D., Kaimal J. C. Wave and turbulence structure in a disturbed nocturnal inversion // *Boundary-layer meteorology*. – 1983. – V. 26. – №. 2. – P. 141-155.
111. Nappo C. J., Miller D. R., Hiscox A. L. Wave-modified flux and plume dispersion in the stable boundary layer // *Boundary-layer meteorology*. – 2008. – V. 129. – №. 2. – P. 211-223.
112. Nappo C.J. An introduction to atmospheric gravity waves. / C. J. Nappo – Amsterdam: Academic press, 2013. - 366 P.
113. Neff W.D. Observations of complex terrain flows using acoustic sounders: Echo interpretation // *Boundary-layer meteorology*. – 1988. – V. 42. – №. 3. – P. 207-228.
114. Newsom R.K., Banta R.M. Shear-flow instability in the stable nocturnal boundary layer as observed by Doppler lidar during CASES-99 // *Journal of the atmospheric sciences*. – 2003. – V. 60. – №. 1. – P. 16-33.
115. Nieuwstadt F.T.M. The turbulent structure of the stable, nocturnal boundary layer // *Journal of Atmospheric Sciences*. – 1984. – V. 41. – №. 14. – P. 2202-2216.
116. Orlanski I. On the breaking of standing internal gravity waves // *Journal of Fluid Mechanics*. – 1972. – V. 54. – №. 4. – P. 577-598.
117. Patterson M.D., Caulfield C.P., McElwaine J.N. et al. Time-dependent mixing in stratified Kelvin-Helmholtz billows: Experimental observations // *Geophysical research letters*. – 2006. – V. 33. – №. 15.
118. Peltier W.R., Caulfield C.P. Mixing efficiency in stratified shear flows // *Annual review of fluid mechanics*. – 2003. – V. 35. – №. 1. – P. 135-167.
119. Petenko I.V., Bezverkhni V.A. Temporal scales of convective coherent structures derived from sodar data // *Meteorology and Atmospheric Physics*. – 1999. – V. 71. – №. 1. – P. 105-116.
120. Petenko I, Mastrantonio G, Viola A et al. Wavy vertical motions in the ABL observed by sodar // *Boundary-layer meteorology*. – 2012. – V. 143. – №. 1. – P. 125-

- 141.
121. Petenko, I., Argentini, S., Casasanta, G. et al. Wavelike structures in the turbulent layer during the morning development of convection at Dome C, Antarctica // *Boundary-Layer Meteorology*. – 2016. – V. 161. – No. 2. – P. 289-307.
122. Petenko, I., Argentini, S., Casasanta, G. et al. Stable surface-based turbulent layer during the polar winter at Dome C, Antarctica: Sodar and in situ observations // *Boundary-Layer Meteorology*. – 2019. – V. 171. – No. 1. – P. 101-128.
123. Petenko I., Casasanta G., Bucci S. et al. Turbulence, low-level jets, and waves in the Tyrrhenian coastal zone as shown by sodar // *Atmosphere*. – 2019. – V. 11. – No. 1. – P. 28.
124. Ralph, F. M., Mazaudier C., Crochet M. et al. Doppler sodar and radar wind-profiler observations of gravity-wave activity associated with a gravity current // *Monthly weather review*. – 1993. – V. 121. – No. 2. – P. 444-463.
125. Reddy K.K.K., Kumar T.R.V., Rao S.V.B., Kishore P., Rao D.N. 1998: Investigation of gravity waves in the atmospheric boundary layer using sodar and microbarograph // *Indian journal of Radio and Space Physics*. – 1998. – V. 27. – P. 247-259.
126. Rees J.M. On the characteristics of eddies in the stable atmospheric boundary layer // *Boundary-layer meteorology*. – 1991. – V. 55. – No. 4. – P. 325-343.
127. Rees J. M., Denholm-Price J.C.W., King J.C. et al. A climatological study of internal gravity waves in the atmospheric boundary layer overlying the Brunt Ice Shelf, Antarctica // *Journal of the atmospheric sciences*. – 2000. – V. 57. – No. 4. – P. 511-526.
128. Rorai C., Mininni P. D., Pouquet A. Turbulence comes in bursts in stably stratified flows // *Physical Review E*. – 2014. – V. 89. – No. 4. – P. 043002.
129. Roy S., Sentchev A., Schmitt F.G. et al. Impact of the Nocturnal Low-Level Jet and Orographic Waves on Turbulent Motions and Energy Fluxes in the Lower Atmospheric Boundary Layer // *Boundary-Layer Meteorology*. – 2021. – V.180. – No. 3. – P. 1-16.

130. Sandu I., Beljaars, A., Bechtold, P. et al. Why is it so difficult to represent stably stratified conditions in numerical weather prediction (NWP) models? // *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*. – 2013. – V. 5. – №. 2. – P. 117-133.
131. Sharman R.D., Trier S.B., Lane T.P., et al. Sources and dynamics of turbulence in the upper troposphere and lower stratosphere: A review // *Geophysical Research Letters*. – 2012. – V. 39. – №. 12.
132. Smyth W.D. Secondary Kelvin–Helmholtz instability in weakly stratified shear flow // *Journal of Fluid Mechanics*. – 2003. – V. 497. – P. 67-98.
133. Sorbjan Z., Czerwinska A. Statistics of turbulence in the stable boundary layer affected by gravity waves // *Boundary-layer meteorology*. – 2013. – V. 148. – №. 1. – P. 73-91.
134. Staquet C. Two-dimensional secondary instabilities in a strongly stratified shear layer // *Journal of Fluid Mechanics*. – 1995. – V. 296. – P. 73-126.
135. Steeneveld G.J., Nappo C.J., Holtslag A.A.M. Estimation of orographically induced wave drag in the stable boundary layer during the CASES-99 experimental campaign // *Acta Geophysica*. – 2009. – V. 57. – №. 4. – P. 857-881.
136. Steeneveld G.J. Current challenges in understanding and forecasting stable boundary layers over land and ice // *Frontiers in Environmental Science*. – 2014. – V. 2. – P. 41.
137. Stull R.B., 1988: *An Introduction to Boundary Layer Meteorology* / R. B. Stull. – Dordrecht: Kluwer Academic Publishers. – 670 P.
138. Sun J., Burns S.P., Delany A.C., et al. Heat balance in the nocturnal boundary layer during CASES-99 // *Journal of Applied Meteorology*. – 2003. – V. 42. – №. 11. – P. 1649-1666.
139. Sun J., Burns S.P., Lenschow D.H., et al. Atmospheric disturbances that generate intermittent turbulence in nocturnal boundary layers // *Boundary-layer meteorology*. – 2004. – V. 110. – №. 2. – P. 255-279.
140. Sun J., Mahrt L., Banta R.M. et al. Turbulence regimes and turbulence intermittency in the stable boundary layer during CASES-99 // *Journal of the*

- Atmospheric Sciences. – 2012. – V. 69. – №. 1. – P. 338-351.
141. Sun J., Nappo C.J., Mahrt L. et al. Review of wave-turbulence interactions in the stable atmospheric boundary layer // *Reviews of geophysics*. – 2015a. – V. 53. – №. 3. – P. 956-993.
142. Sun J., Mahrt L., Nappo C. et al. Wind and temperature oscillations generated by wave-turbulence interactions in the stably stratified boundary layer // *Journal of the Atmospheric Sciences*. – 2015b. – V. 72. – №. 4. – P. 1484-1503.
143. Thorpe S.A. Experiments on the instability of stratified shear flows: miscible fluids // *Journal of Fluid Mechanics*. – 1971. – V. 46. – №. 2. – P. 299-319.
144. Thorpe S. A. Turbulence in stably stratified fluids: A review of laboratory experiments // *Boundary-Layer Meteorology*. – 1973. – V. 5. – №. 1. – P. 95-119.
145. Thorpe S. A. On the Kelvin-Helmholtz route to turbulence // *Journal of fluid mechanics*. – 2012. – V. 708. – P. 1-4.
146. Troitsky A. V., Gajkovich, K. P., Gromov, V. D. et al. Thermal sounding of the atmospheric boundary layer in the oxygen absorption band center at 60 GHz // *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*. – 1993. – V. 31. – №. 1. – P. 116-120.
147. Tsiringakis A., Steeneveld G. J., Holtslag A. A. M. Small-scale orographic gravity wave drag in stable boundary layers and its impact on synoptic systems and near-surface meteorology // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. – 2017. – V. 143. – №. 704. – P. 1504-1516.
148. Tsvang L. R., Zubkovskii S. L., Kader B. A. et al. International turbulence comparison experiment (ITCE-81) // *Boundary-Layer Meteorology*. – 1985. – V. 31. – №. 4. – P. 325-348.
149. Urbancic G.H., Suomi I., Vihma T. A general theory for the characterization of submeso-scale motions and turbulence in the atmospheric surface layer // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. – 2021. – V. 147. – №. 734. – P. 660-678.
150. Van de Wiel B.J.H, Moene A.F., Hartogensis O.K. et al. Intermittent turbulence in the stable boundary layer over land. Part III: a classification for annual sums of CO₂

- net ecosystem exchange // *Journal of the atmospheric sciences.* – 2003. – V. 60. – №. 20. – P. 2509-2522.
151. Van Der Linden S.J.A., Van De Wiel B.J., Petenko I. et al. A businger mechanism for intermittent bursting in the stable boundary layer // *Journal of the Atmospheric Sciences.* – 2020. – V. 77. – №. 10. – P. 3343-3360.
152. Van Gorsel E., Harman I.N., Finnigan J.J., et al. Decoupling of air flow above and in plant canopies and gravity waves affect micrometeorological estimates of net scalar exchange // *Agricultural and forest meteorology.* – 2011. – V. 151. – №. 7. – P. 927-933.
153. Vercauteren N., Klein R. A clustering method to characterize intermittent bursts of turbulence and interaction with submesoscale motions in the stable boundary layer // *Journal of the atmospheric sciences.* – 2015. – V. 72. – №. 4. – P. 1504-1517.
154. Viana S., Yagüe C., Maqueda G. Propagation and effects of a mesoscale gravity wave over a weakly-stratified nocturnal boundary layer during the SABLES2006 field campaign // *Boundary-layer meteorology.* – 2009. – V. 133. – №. 2. – P. 165-188.
155. Vickers D., Mahrt L. The cospectral gap and turbulent flux calculations // *Journal of atmospheric and oceanic technology.* – 2003. – V. 20. – №. 5. – P. 660-672.
156. Weinstock J. The turbulence field generated by a linear gravity wave // *Journal of Atmospheric Sciences.* – 1987. – V. 44. – №. 2. – P. 410-420.
157. Wilczak J. M., Oncley S. P., Stage S. A. Sonic anemometer tilt correction algorithms // *Boundary-layer meteorology.* – 2001. – V. 99. – №. 1. – P. 127-150.
158. Wilczak J. M., Olson J.B., Djalalova I. et al. Data assimilation impact of in situ and remote sensing meteorological observations on wind power forecasts during the first Wind Forecast Improvement Project (WFIP) // *Wind Energy.* – 2019. – V. 22. – №. 7. – P. 932-944.
159. Xiao Y. Instability, coherent structures and turbulent mixing in cross sheared flow in stratified environments : thesis. – James Cook University, 2018.
160. Yang X. *Atmospheric Acoustics* / X. Yang. – Berlin\Boston: Science Press & De

Gruyer GmbH, 2016. – 376 P.

161. Zaitseva D. V., Kouznetsov R. D. 2019: Observation of Kelvin-Helmholtz and propagating buoyancy waves in the Antarctic with the help of sodar and microbarograph // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. – 2019. – Vol. 231. – №. 1. – 012054.
162. Zaitseva D., Kallistratova M., Lyulyukin V., Kouznetsov R., Kuznetsov D. 2022: On the influence of internal gravity waves on the intensity of turbulence in the atmospheric boundary layer // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. – 2022. – Vol. 1040 – 012034.
163. Zeri M., Sá L. D. A. Horizontal and vertical turbulent fluxes forced by a gravity wave event in the nocturnal atmospheric surface layer over the Amazon forest // Boundary-layer meteorology. – 2011. – V. 138. – №. 3. – P. 413-431.
164. Zhou B., Chow F. K. Nested large-eddy simulations of the intermittently turbulent stable atmospheric boundary layer over real terrain // Journal of the Atmospheric Sciences. – 2014. – V. 71. – №. 3. – P. 1021-1039.

Список иллюстраций.

Рисунок 1.1. Мгновенный поперечный срез отклонения от среднего значения потенциальной температуры для экспериментов при отрицательном (а) и положительном (б) вертикальном сдвиге ветра в приподнятом сдвиговом слое.

Рисунок 1.2. Разложение потока тепла по разным временным масштабам на высоте 19.6 м.

Рисунок 1.3. Пример эхограммы лидара и изменений характеристик турбулентности во время эпизода ВКГ.

Рисунок 2.1. Сравнение содарных измерений скорости и направления ветра с данными ультразвукового анемометра (соника).

Рисунок 2.2. Фотографии антенн содаров (в шумозащитных экранах), с помощью которых проводились представленные в диссертации исследования ВГВ.

Рисунок 2.3. Примеры регистрации цугов ВГСВ на содарных эхограммах.

Рисунок 2.4. Иллюстрация определения параметров ВГСВ (а) и ВП (б) на содарных эхограммах.

Рисунок 2.5. Примеры регистрации ВГСВ на содарных эхограммах.

Рисунок 2.6. Пример регистрации ВП на содарной эхограмме.

Рисунок 2.7. Распределения числа приходов сигналов N по азимутам и горизонтальным скоростям.

Рисунок 2.8. Пример цугов двух ВГСВ, зарегистрированных в Антарктике.

Рисунок 2.9. То же, что на *Рис. 2.8* для двух цугов ВП.

Рисунок 2.10. Пример цуга ВГСВ, зарегистрированного на ЦНС.

Рисунок 2.11. Пример суточного хода вертикальной структуры АПС и профилей скорости ветра и температуры на ЦНС.

Рисунок 2.12. Пример суточного хода вертикальной структуры АПС и профилей скорости ветра в Калмыкии.

Рисунок 2.13. Примеры цугов ВГСВ, зарегистрированных в ночное время на ЦНС и в Калмыкии.

Рисунок 2.14. То же, что на *Рис. 2.13* для двух цугов ВГСВ, зарегистрированных во время утреннего подъёма инверсии на ЦНС и в Калмыкии.

Рисунок 2.15. Примеры цугов ВП, зарегистрированных в ночное время на ЦНС и в Калмыкии.

Рисунок 2.16. Пример суточной эхограммы (верхняя панель) и профилей скорости и направления ветра, осреднённых за 3 часа (нижняя панель).

Рисунок 2.17. Пример цуга ВКГ, зарегистрированного на океанографической платформе.

Рисунок 2.18. Примеры эхограмм, полученных на Абоа, с четкими ВГСВ в приподнятых инверсионных слоях.

Рисунок 2.19. Пример регистрации эпизода ВГСВ на содарной эхограмме и во

временных рядах ветра и температуры на высоте 56 метров.

Рисунок 2.20. То же, что на *Рис.2.19* для эпизода ВГСВ.

Рисунок 2.21. То же, что на *Рис. 2.19* для эпизода ВП.

Рисунок 2.22. Частота повторяемости волновых движений на ЗНС в разные месяцы по данным с июля 2008 г. по декабрь 2015 г.

Рисунок 2.23. Частотные распределения параметров ВГСВ, зарегистрированных на ЗНС с июля 2008 по декабрь 2015.

Рисунок 2.24. Частотное распределение параметров ВП, зарегистрированных на ЗНС с июля 2008 по декабрь 2015г.

Рисунок 3.1. Пример поведения турбулентных характеристик во время прохождения цуга ВГСВ (№ 10, ЗНС).

Рисунок 3.2. То же, что *Рис. 3.1*, но для цуга ВП (эпизод № 34, ЗНС).

Рисунок 3.3. Иллюстрация выбора промежутков времени до и во время эпизода волновой активности.

Рисунок 3.4. Примеры отброшенных эпизодов ВГВ. Панель I – эхограмма в координатах высота-время.

Рисунок 3.5. Пример поведения I и σ_w во время прохождения цуга ВГСВ, 10.08.2015 г. (№ ЦЗ, ЦНС).

Рисунок 3.6. То же, что на *Рис. 3.5* для эпизода ВП (№ Ц5, ЦНС).

Рисунок 3.7. Пример поведения характеристик турбулентности во время прохождения цуга ВГСВ (№ 19, ЗНС).

Рисунок 3.8. Пример поведения характеристик турбулентности во время прохождения цуга ВГСВ (№ 25, ЗНС).

Рисунок 3.9. Поведение характеристик турбулентности и средних профилей скорости ветра и температуры в ночь регистрации эпизода №25, ЗНС.

Рисунок 3.10. Пример поведения характеристик турбулентности во время прохождения двух цугов ВГСВ (№ 8 и №9, ЗНС).

Рисунок 3.11. Пример поведения характеристик турбулентности во время прохождения цуга ВП (№ 35, ЗНС).

Рисунок 3.12. Примеры взаимных корреляций степени усиления турбулентной кинетической энергии с периодом и толщиной волнового слоя для цугов ВГСВ (а,б) и ВП (в, г).

Список таблиц

Таблица 1.1. Фазовые сдвиги для турбулентности и линейных волн [Rees *et al.* 2000].

Таблица 2.1. Параметры содарного зондирования.

Таблица 2.2. Параметры зарегистрированных на ЗНС ВГВ и метеорологических условий.

Таблица 2.3. Медианные значения параметров ВГСВ и ВП, зарегистрированных на ЗНС.

Таблица 3.1. Значения отношений R_1 и R_2 для величин \dot{I} и $\tilde{\sigma}_w$ при прохождении волн

Таблица 3.2. Средние значения изменения характеристик турбулентности при прохождении цугов волн, оказавших влияние на интенсивность турбулентности. Использованы 10 эпизодов ВГСВ и 10 эпизодов ВП. В скобках указаны медианные значения.

Приложение 1.

Таблица П1.1. Параметры волновых цугов и сопутствующие метеорологические условия. Цуги №№ 1-38 были зарегистрированы на ЗНС, цуги №№ Ц1-Ц8 — на ЦНС.

№	дата	время	тип	dH , м	T, мин	U _{max} , м/с	T _{max} , С	dU/dz, 1/с	dT/dz, С°/м
1	29.07.08	23:25-00:25	ВГСВ	180	2.5	11.0	11.0	0.05	0.00
2	30.07.08	02:50-03:40	ВГСВ	140	2.0	10.0	10.5	0.06	0.00
3	22.08.08	23:30-00:00	ВГСВ	120	2.0	10.0	17.0	0.05	0.02
4	23.08.08	04:40-05:40	ВГСВ	80	3.0	8.0	15.0	0.05	0.01
5	25.09.08	23:15-23:45	ВГСВ	140	2.5	6.0	7.0	0.04	0.02
6	26.09.08	02:20-02:50	ВГСВ	200	2.5	8.5	8.5	0.03	0.01
7	25.04.09	02:00-02:20	ВГСВ	180	4.0	6.0	7.0	-0.04	0.03
8	10.05.09	22:10-22:30	ВГСВ	180	2.5	3.5	17.0	0.04	0.03
9	10.05.09	22:50-23:10	ВГСВ	120	2.0	4.0	16.0	0.03	0.02
10	15.05.09	23:30-00:20	ВГСВ	140	2.0	7.0	7.0	0.05	0.01
11	10.04.10	01:00-01:20	ВГСВ	180	3.0	5.0	8.0	0.04	0.00
12	04.05.10	04:30-05:10	ВГСВ	140	3.0	14.0	15.5	0.06	0.01
13	05.04.11	05:00-05:50	ВГСВ	200	5.0	15.0	2.5	0.05	0.01
14	01.05.11	03:50-04:30	ВГСВ	200	3.0	15.0	10.0	0.05	0.01
15	02.08.11	22:40-23:00	ВГСВ	180	4.0	7.0	13.5	0.03	0.00
16	24.04.12	02:10-02:40	ВГСВ	80	3.0	7.0	13.0	0.08	0.02
17	15.05.12	01:20-01:40	ВГСВ	140	2.5	10.0	9.5	0.04	0.00
18	29.06.12	02:00-02:30	ВГСВ	120	2.5	7.0	13.5	0.03	0.00
19	19.08.12	05:10-05:40	ВГСВ	220	2.5	9.5	15.0	0.04	0.00
20	28.08.12	21:50-22:30	ВГСВ	160	4.0	9.5	14.5	0.03	0.00
21	05.09.12	01:10-03:00	ВГСВ	80	3.0	6.5	11.5	0.05	0.01
22	04.07.13	00:00-02:00	ВГСВ	100	3.0	6.5	21.0	0.05	0.00
23	09.09.13	02:50-03:30	ВГСВ	160	2.5	7.0	12.0	0.05	0.00
24	15.04.14	23:30-01:30	ВГСВ	260	7.0	11.5	10.5	0.04	0.00
25	08.05.14	03:20-04:20	ВГСВ	200	5.0	14.0	9.0	0.04	0.00
26	04.08.14	23:15-23:45	ВГСВ	120	2.0	10.5	22.0	0.05	0.00
27	11.04.15	01:45-02:30	ВГСВ	80	2.0	10.0	8.5	0.05	0.01

28	02.06.15	02:00-02:30	ВГСВ	100	3.0	10.0	14.0	0.05	0.00
Ц1	03.08.15	22:50-23:20	ВГСВ	140	1.5	10.0	-	0.05	-
Ц2	07.08.15	03:50-04:25	ВГСВ	40	2.0	7.0	17.1	0.04	0.03
Ц3	10.08.15	22:40-22:50	ВГСВ	110	2.5	9.0	31.0	0.05	0.16
Ц4	11.08.15	00:30-02:10	ВГСВ	140	2.0	8.0	28.0	0.04	0.01
Ц6	14.08.15	01:25-02:10	ВГСВ	80	2.5	7.0	-	0.04	-
Ц7	15.08.15	01:20-03:55	ВГСВ	150	1.5	9.5	-	0.05	-
Ц8	21.08.15	03:15-03:50	ВГСВ	40	1.0	8.0	-	0.10	-
29	12.05.09	03:30-03:50	ВП	420	4	5.0	16.0	0.000	0.03
30	11.06.09	21:30-22:00	ВП	240	6	3.5	19.0	0.030	0.01
31	12.06.09	01:10-02:30	ВП	720	8	6.0	16.0	-0.030	0.01
32	30.05.10	01:15-01:45	ВП	600	10	10.5	15.5	-0.04	0.00
33	25.07.10	22:00-23:00	ВП	400	20	5.0	29.0	0.040	0.01
34	24.04.12	04:10-05:00	ВП	180	7	6.5	12.5	-0.060	0.01
35	23.05.12	02:30-03:40	ВП	280	7	8.0	19.5	-0.03	0.01
36	22.05.14	01:20-01:45	ВП	160	5	3.0	20.5	0.01	0.01
37	26.05.14	02:00-02:20	ВП	180	3	4.5	20.0	0.00	0.01
38	08.07.14	22:25-23:00	ВП	340	6	4.0	19.0	0.00	0.00
Ц5	12.08.15	05:20-06:00	ВП	100	7	2.0	-	0.01	-

Приложение 2.

Таблица П2.1. Характеристики турбулентности во время прохождения волн. Цуги №№ 1-38 были зарегистрированы на ЗНС, цуги №№ Ц3, Ц5 и Ц6 — на ЦНС.

№	1 мин						15 мин						30 мин					
	KE m ² /c ²	R ₁	mf H/m ²	R ₁	hf Вт/м ²	R ₁	KE m ² /c ²	R ₁	mf H/m ²	R ₁	hf Вт/м ²	R ₁	KE m ² /c ²	R ₁	mf H/m ²	R ₁	hf Вт/м ²	R ₁
ВГСВ (нет влияния)																		
2	0.1	0.4	-0.01	0.2	-5	0.7	0.2	0.4	-0.02	0.2	-5	0.4	0.3	0.6	-0.01	0.1	-5	0.8
4	0.6	1.0	-0.08	1.1	-	-	0.9	1.0	-0.09	1.0	-	-	1.0	1.2	-0.10	1.4	-	-
7	0.1	1.0	-0.01	0.6	-	-	0.2	0.9	-0.01	0.8	-	-	0.3	1.0	-0.01	1.6	-	-
12	1.1	1.0	-0.13	1.0	-28	1.0	1.3	1.0	-0.15	0.9	-30	0.9	1.6	1.1	-0.16	0.9	-30	0.9
14	1.7	1.5	-0.14	1.2	-27	1.3	2.2	1.5	-0.21	1.4	-31	1.0	2.3	1.3	-0.24	1.5	-36	1.4
15	0.2	0.6	-0.02	0.9	-2	-	0.4	0.6	-0.03	0.3	-1	-	0.5	0.3	-0.03	1.0	-5	-
16	0.5	0.7	-0.05	0.4	13	-0.8	0.8	0.8	-0.07	0.5	5	-0.2	0.8	0.9	-0.10	1.0	-1	0.1
17	0.1	0.7	-0.01	0.5	-2	0.3	0.3	0.8	-0.02	0.6	-2	0.4	0.3	0.7	-0.02	0.7	-1	0.2
18	0.5	1.9	-0.01	1.1	-12	-5.1	0.8	0.6	-0.01	-0.3	-6	-0.4	0.9	1.0	-0.01	0.2	-10	-0.8
19	0.3	0.7	-0.03	1.1	-	-	0.7	0.6	-0.01	1.3	-	-	0.9	1.2	-0.01	0.2	-	-
20	0.6	1.0	-0.05	1.1	-	-	0.7	0.9	-0.06	1.4	-	-	0.9	1.4	-0.06	1.4	-	-
21	0.3	0.9	-0.02	0.8	-3	0.5	0.5	1.2	-0.02	1.0	-4	0.9	0.5	0.7	-0.02	0.5	-3	0.4
22	0.3	0.4	-0.01	0.2	-	-	0.4	0.4	-0.01	0.2	-	-	0.4	0.4	-0.01	0.2	-	-
23	0.2	0.7	0.02	-1.8	-	-	0.4	0.9	0.06	-1144	-	-	0.5	1.2	0.08	-13.1	-	-
24	1.1	1.0	-0.21	1.0	-21	0.8	1.4	1.0	-0.27	1.0	-25	0.9	1.4	0.9	-0.28	0.9	-26	0.9
25	1.3	2.1	-0.24	1.8	-24	1.5	1.6	2.3	-0.30	2.1	-26	1.4	2.0	2.2	-0.37	1.9	-29	1.3
27	0.8	1.1	-0.10	1.1	-43	1.2	1.2	1.3	-0.13	1.1	-67	1.4	1.2	1.1	-0.13	1.0	-83	1.7
28	0.1	2.0	-0.01	1.7	-	-	0.2	1.6	-0.01	1.4	-	-	0.2	1.5	-0.01	1.8	-	-

ЦЗ	0.5	0.5	-0.02	0.7	-17	-22	0.5	1.0	-0.02	1.7	-22	1.5	-	-	-	-	-
Ц6	0.3	0.4	0.03	0.5	14	16.7	0.4	0.5	0.03	0.4	17	0.6	0.7	0.8	0.06	0.6	23 0.8
БВП (нет влияния)																	
33	0.3	0.1	-0.02	0.1	-	-	2.4	0.7	-0.03	0.1	-	-	4.3	0.7	-0.06	0.1	-
ВТСВ (есть влияние)																	
1	0.3	1.9	-0.03	3.3	-8	2.5	0.4	1.7	-0.05	3.2	-11	2.6	0.4	1.7	-0.05	3.4	-8 2.0
3	0.5	1.4	-0.07	1.5	-	-	0.7	1.9	-0.11	2.2	-	-	1.0	2.4	-0.06	1.3	-
5	0.3	2.4	-0.04	3.5	-15	3.2	0.4	2.3	-0.03	2.7	-14	2.9	0.4	2.4	-0.03	2.2	- 1.9
6	0.5	2.1	-0.06	2.3	-	-	0.6	2.0	-0.06	2.3	-	-	1.0	3.2	-0.08	2.5	-
8	0.2	2.8	-0.01	13.4	-	-	0.4	2.7	-0.02	2.6	-	-	0.3	1.5	-0.01	1.9	-
9	0.2	3.5	-0.02	8.7	-	-	0.5	6.5	-0.03	-46.7	-	-	0.3	0.7	-0.01	0.3	-
10	0.5	1.7	-0.07	2.3	-13	2.0	0.8	1.6	-0.09	1.9	-12	1.4	0.8	1.4	-0.08	1.5	-14 2.3
11	0.4	2.9	-0.05	-8.8	-	-	0.6	2.5	-0.09	17.4	-	-	0.6	1.4	-0.08	-4.5	-
13	1.3	2.4	-0.19	3.6	-21	1.5	1.7	2.6	-0.25	3.4	-23	1.5	1.6	2.0	-0.23	2.5	-22 1.4
26	0.5	2.6	-0.03	4.4	-	-	0.8	2.6	-0.03	4.4	-	-	1.3	2.3	-0.02	2.2	-
ВП (есть влияние)																	
29	0.6	3.9	-0.06	4.4	10	-1.3	3.3	10.0	-0.11	4.8	30	-5.7	3.3	6.2	-0.11	3.2	10 -1.2
30	0.8	6.1	-0.11	-23.0	4	-0.7	4.8	6.5	-0.04	2.2	-10	6.6	4.9	1.3	-0.03	0.1	-14 -0.1
31	0.7	5.7	-0.07	6.0	-26	4.5	4.1	4.3	-0.22	20.1	-51	10.6	2.8	1.1	-0.16	18.1	-76 -
32	1.3	2.7	-0.13	2.1	-	-	4.3	7.2	-0.19	2.2	-	-	8.6	16.3	-0.23	3.7	-
34	0.6	4.1	-0.10	4.6	-24	3.2	0.8	2.7	-0.14	3.3	-25	2.3	1.3	1.1	-0.17	1.1	-28 -5.4
35	1.0	10.0	-0.09	-	-28	6.8	2.8	1.7	-0.13	4.5	-25	0.5	3.4	1.7	-0.09	1.1	-24 0.2

