



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

Кафедра экспериментальной физики атмосферы

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА
(магистерская диссертация)

На тему: «Подветренные горные волны в различных регионах»

Исполнитель Соловых Алиса Дмитриевна
(фамилия, имя, отчество)

Руководитель кандидат физико-математических наук, доцент
(ученая степень, ученое звание)
Симакина Татьяна Евгеньевна
(фамилия, имя, отчество)

«К защите допускаю»
Заведующий кафедрой

(подпись)

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

Восканян Карина Левановна
(фамилия, имя, отчество)

« 01 » июня 2024 г.

Санкт-Петербург
2024

Содержание

ВВЕДЕНИЕ	3
Глава 1. Горные волны	6
1.1. Современное состояние изучения горных подветренных волн	6
1.2. Схема строения горных волн и связанной с ними облачности	15
1.3. Синоптические условия формирования орографических волн	21
Глава 2. Материалы и методы исследования	29
2.1. Материалы исследования	29
2.1.1. Спутниковые исследования горных волн	29
2.1.2. Цифровая модель рельефа	32
2.1.3. Данные радиозондирования	35
2.1.4. Реанализ MERRA-2	37
2.2. Верификация реанализа MERRA-2	41
2.3. Методы исследования	49
2.3.1. Критерии, используемые для оценки горных волн	49
2.3.2. Цветосинтезирование спутниковых снимков	59
Глава 3. Детальный анализ случаев горных волн	64
3.1. Волны над Малоазиатским нагорьем	64
3.1.1. Орография и климат	64
3.1.2. Анализ случая горных волн над Малоазиатским нагорьем	66
3.2. Волны над Адриатическим регионом	81
3.2.1. Орография и климат	81
3.2.2. Анализ случая горных волн над регионом Адриатики	84
3.3. Волны над Атласскими горами	99
3.3.1. Орография и климат	99
3.3.2. Анализ случая горных волн над Атласскими горами	102
Глава 4. Анализ результатов	110
4.1. Струйное течение	110
4.2. Полученные характеристики горных волн	112
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	127
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	132

ПРИЛОЖЕНИЕ	138
------------------	-----

ВВЕДЕНИЕ

Турбулентность в тропосфере представляют большую опасность для авиации. В документе Всемирной метеорологической организации «Авиационные аспекты горных волн» указывается, что турбулентность, связанная с горными волнами, может быть хуже, чем та, которую испытывают пилоты воздушных судов во время грозы.

Записи Национального совета по безопасности на транспорте (NTSB) за период с 1990 по 2017 год содержат 42 аварии, в которых турбулентность горных волн была основным фактором. Сильная орографическая турбулентность может сделать невозможным управление самолетом и даже привести к поломке. В базе данных NTSB отмечено 16 несчастных случаев со смертельным исходом из-за «потери контроля» при попадании в турбулентность горных волн.

Единой теории, объясняющей физику турбулентных процессов в атмосфере, на данный момент всё ещё не разработано, для изучения и разработок прогнозирования развития турбулентности применяются модели численного моделирования, спутниковые снимки, определяются индексы и параметры для выявления паттернов.

В условиях недостаточной влажности облачные полосы не образуются и горные волны остаются «невидимыми» для пилотов и радиолокаторов, для изучения данного явления было выбрано три соседних региона с подходящими метеорологическими условиями и со схожей высотой гор (до 2 км): регион Малоазиатского нагорья с множеством изрезанных хребтов в западной и центральной части; регион Адриатики, включающий Динарские Альпы и Апеннины; Атласские горы, отделяющие средиземноморье от засушливых условий пустыни Сахары.

Проведенная работа была сосредоточена на следующих задачах:

- Комплексное исследование орографических волн в регионах Малоазиатского нагорья, Адриатики, Атласа с применением спутниковых снимков, геоинформационных систем, данных аэрологии и реанализа;
- Верификация реанализа MERRA-2;
- Цветосинтезирование снимков в RGB-модель с разными спектральными каналами;
- Проверка гипотезы проявления орографических возмущений в каналах CO_2 и O_3 ;
- Обнаружение оси струйного течения по данным реанализа и цветосинтезированным снимкам;
- Получение значений критических скоростей на вершинах хребтов, при которых образуются горные волны в рассматриваемых регионах.

Глава 1 посвящена общему рассмотрению процессу образования возмущений, возникающих при взаимодействии воздушного потока с горными препятствиями. Были приведены описания работ, посвященных изучению и моделированию связанной с этим турбулентностью, описаны захваченные и вертикально распространяющиеся волны, характерная облачность и возможность возникновения роторов. Рассмотрены благоприятные синоптические условия, такие как прохождение фронтов и оси струйного течения, гребень, развитие отсеченного циклона от резкой ложбины, инверсионные слои.

В Главе 2 описываются использованные материалы, такие как спутниковые снимки спектрорадиометра MODIS, установленного на спутниках Terra и Aqua, цифровая модель рельефа на основе данных SRTM, аэрологические наблюдения, реанализ MERRA-2, для которого была выполнена верификация. Таким образом, была сформирована база данных из 45 общих случаев возникновения орографических волн, из них 7 случаев над

Малоазиатским нагорьем, 8 над Динарскими Альпами, 9 над Апеннинскими, 21 над Атласом. В методах исследования описаны используемые критерии для оценки развития горных волн, приведены легенды цветосинтезированных снимков для идентификации «невидимых» волн и наличия оси струйного течения. Также проверена гипотеза применения каналов CO_2 и O_3 для обнаружения орографических колебаний.

В Главе 3 детально рассматриваются отдельные случаи возникновения горных волн в регионах Малоазиатского нагорья, Адриатики и Атласа с применением всего доступного набора данных для анализа. Описаны особенности рельефа и климата, влияющие на развитие возмущений, определено расположение аэрологических станций.

В Главе 4 представлены все результаты исследования, проведенного для 45 случаев распространения орографических волн над регионами Малоазиатского нагорья, Адриатики и Атласа. Приводятся диапазоны рассчитанных параметров по каждому региону с наветренной и подветренной стороны, проверено наличие оси струйного течения и его скоростей. Были выполнены построения зависимости критической скорости, при которой могут возникать горные волны, от высоты вершины по результатам исследования в выбранных регионах и по эмпирическим данным для гор Крыма, Швеции, Северной Англии и Сьерра-Невада.

В разделе «Заключение» представлены обобщенные результаты и выводы проведенной работы. В разделе «Приложение» находятся дополнительные сопутствующие материалы, задействованные в исследовании.

Глава 1. Горные волны

1.1. Современное состояние изучения горных подветренных волн

Частным случаем гравитационных волн является орографическая возмущенность, связанная с обтеканием воздушной массы препятствия – горного массива. Возникающие горные волны распространяются в горизонтальном и вертикальном направлении при преодолении вершины с подветренной стороны [1]. От свойств генерирующих источников будут зависеть характеристики появившегося возмущения, например, если волна начнёт возрастать по амплитуде при изменении условий стабильности атмосферы и ветровых характеристик, то это может вызвать опрокидывание – процесс возникновения зон неустойчивости (динамической или конвективной) с турбулизированной воздушной массой. Действие орографической турбулентности, составляющей турбулентности ясного неба, сказывается на высотах от пограничного слоя до верхнего уровня тропосферы, таким образом, влияя на полет воздушных судов.

Исследования, с целью выявления закономерностей влияния особенностей рельефа на возникновение волнообразных возмущений и их пространственные характеристики, осуществлялись для разных регионов Земли. Первые исследования подобных возмущений по вариациям параметров излучения эмиссий проводились в регионах вблизи разных горных хребтов Урала, Анд, Кавказа, Гавайев приведена модель распространения волновых структур над Скалистыми горами через стратосферу и мезосферу до высот около 70 км. При моделировании было выявлено, что орографические гравитационные волны с горизонтальным масштабом больше 30 км могут свободно проникать в верхние слои атмосферы [2].

Помимо опасности при эксплуатации летательных аппаратов, вызываемые неоднородной орографией местные ветра представляют угрозу для жизнедеятельности населения регионов с подветренной стороны. Возникающие подветренные возмущения могут быть достаточно интенсивны и продолжительны, приводить к усилению ветра, порывистости, резким температурным перепадам. Так, в одних случаях местный ветер приведет к потеплению и засухе (фён), а в иных к похолоданию (бора).

В настоящее время всё ещё не существует единой теории, объясняющей механизмы турбулизации из-за хаотичности процесса, что затрудняет прогнозирование. Для исследования орографических волн используются спутниковые снимки, современные модели численного прогнозирования, рассчитываются определенные индексы и параметры, с помощью которых можно было бы установить некоторые закономерности возникновения турбулентности. В ряде исследований отмечается, что горные волны распространяются в вертикальном направлении до верхней тропосферы. Указывается, что ветер может отклоняться до 30° от перпендикулярного направления по отношению к хребту, вызывая развитие орографических колебаний [3].

В большинстве работ, посвященных орографическим волнам и проблемам их моделирования, используется стационарная двумерная модель для длинного хребта цилиндрической формы, рассматривается адиабатичность движения и пренебрегается составляющими вязкости и теплопроводности. По вертикали используется гидростатическое условие равновесия, зачастую задаваемое ходом температуры. Состояние натекающего потока принимается в качестве основного состояния, считается невозмущенным и стационарным при движении над плоским рельефом до орографического препятствия. Таким образом, поток горизонтален и именно от вертикальной составляющей будут зависеть его параметры. Величина

скорости будет в том числе определять натекающий поток, свойства которого во многих работах учитываются через параметр:

$$k^2 = -\frac{1}{\bar{u}^2} N, \quad (1.1)$$

где $\bar{u}$ – скорость натекающего потока; ускорение силы тяжести; N – частота Брента-Вайсяля, характеризующая стратификацию атмосферы.

Величина k определяет собственную длину волны натекающего потока или масштаб Лира [5]:

$$\lambda_c = \frac{2\pi}{k} = 2\pi \frac{\bar{u}}{v_c}, \quad (1.3)$$

Отмечено, что длина орографических волн согласовывается с масштабом Лира: возмущения изменяются практически с тем же периодом, что и λ_c , при увеличении высоты. Так возмущения зависят от формы препятствия и вертикальные смещения будут значительными. Частота Брента-Вайсяля и масштаб Лира будут более подробно представлены в Главе 2.3.1.

В работе [5] авторами используется нелинейная стационарная двумерная модель обтекания без учета вязкости и силы Кориолиса, что вносит ограничения на протяженность рельефа не более 250 км. В виду ограничений возмущения исследовались над горной системой из семи хребтов на территории Ирана протяженностью около 200 км и высотой до 1.5 км. Двумерные характеристики горного рельефа задавались с географических карт для воспроизведения в расчетах с высокой точностью. При моделировании были получены траектории движения полей возмущения скорости для диапазона значений масштаба Лира λ_c в тропосфере от 20 до 7 и скоростей потока 40 – 13 м/с. В приземном слое в натекающем потоке с

вертикальной протяженностью порядка $\lambda_c/2$ течение с высотой практически монотонно меняется и роторов не возникает, линии тока повторяют форму рельефа. С высотой закон периодического изменения возмущений начинает проявляться, возникает роторный слой от 4 км. Авторами отмечено, что наибольшие амплитуды смещения находятся в наветренной роторной зоне и в несколько раз превышают высоту гор, выдвигается предположение, что часть роторных возмущений может преобразоваться в турбулентные зоны, которые при недостаточной влажности не будут отображены облачностью. Самые высокие вертикальные скорости отмечены у земли над самыми высокими хребтами (1.2 и 1.5 км), влияние этих хребтов прослеживается до тропопаузы. Заключено, что в области высот от 2 до 4 км над этими хребтами легкомоторный самолет попадет в области катастрофических перегрузок.

В исследовании [6] также рассматривалось возмущение при обтекании гор небольшой высоты (до 500 м), сказывающееся в стратосфере при помощи модели WRF. На основе случая за 28 июля 2014 в Новой Зеландии было смоделировано распространение горных волн в Южных Альпах. Основные возмущения с максимальными амплитудами наблюдаются в слое тропосферы 1 – 7 км, на высоте 3 км сильные восходящие потоки параллельны хребту, волны в среднем имеют длину около 10.6 км. На высоте 11 км амплитуды волн минимальны, но на уровне 15 км снова заметны возмущения с севера на юг. Авторами отмечено, что множество предыдущих теоретических обработок и численных моделирований захваченных подветренных волн показывают моды возмущений с максимальными скоростями в нижней тропосфере и экспоненциально малыми возмущениями в стратосфере. Однако в полученных результатах приводятся моды подветренных волн с возмущениями скорости в стратосфере, равными или превышающими возмущения в тропосфере. Такой необычный вертикальный профиль волн обусловлен сильным западным течением (40 м/с) на высоте 23 км. В отличие от случая западного ветра, режим, поддерживаемый межгорным потоком,

представлял собой типичную слегка протекающую подветренную волну с максимальной амплитудой на уровне около 3 км.

В работе [7] анализируются захваченные волны подветренной стороны, формирующихся в стабильной атмосфере и по мере уменьшения параметра Скорера. Рассмотрено также влияние струйного течения на формирование захваченных волн и уменьшение параметра Скорера. Моделирование проводилось на основе горного рельефа Хенгдуань на юго-востоке Тибетского плато, были рассмотрены две вершины 500 и 1500 м. Для хребта с вершиной 500 м с подветренной стороны небольшие возмущения присутствуют ниже 1 км. Для вершины 1.5 км доминирующая длина волны 12 км не меняется с высотой. Ветер в слое над пограничным слоем имеет тенденцию к ослаблению над вершиной, что сопровождается образованием нисходящего ветра и роторов с подветренной стороны, в то время как обратный поток может сформироваться в пограничном слое в регионе ниже по течению. Авторы подтверждают, что поток импульса, вызванный волной, и турбулентность, вызванная ротором, намного сильнее и имеют большее распространение в нижней части высокой горы.

На территории Японии насчитывается около 28 местных ветров с разными синоптическими условиями. Одним из известнейших трагических примеров воздействия орографической турбулентности в стране является крушение 5 марта 1966 года авиалайнера Boeing 707. При полете у подветренной стороны горы Фудзи самолет попал в сильную турбулентность ясного неба. В работе [8] представлен разбор ряда горных волн, вызванных местными ветрами. На подветренной стороне крупных хребтов могут наблюдаться сильные ветры – штормы подветренных склонов. В теории авторами принято, что штормы на склонах возникают, когда безразмерное число Фруда, характеризующее волновые колебания, в горах находится в диапазоне от 0.3 до 1.12. В статье [9] исследуются и моделируются флуктуации водяного пара в тропосфере, связанные с подветренными

захваченными волнами, с помощью спутниковых данных и радиолокационной интерферометрии (SAR) (InSAR). Наблюдаемые данные InSAR сравнивались с данными моделирования WRF. Мониторинг за пространственным распределением водяного пара сопровождался мультиспектральными спутниковыми наблюдениями, полученными спектрорадиометром MODIS на спутниках Terra/Aqua. Было обнаружено два случая на Хоккайдо и Тохоку. В обоих случаях захваченные волны подветренной стороны распространялись на восток от горных хребтов с амплитудами от пика до впадины 4 и 5 см и длинами волн 9 и 15 км на Хоккайдо и Тохоку, соответственно. Обе горные волны распространялись в направлениях вдоль ветровых потоков на высоте от 3000 до 4000 м (высота горных хребтов 1.4 и 1.6 км).

В работе [10] рассматривается пример численной интерпретации спутникового снимка вблизи Крыма при помощи модели WRF. В результатах приведено, что общая картина спутниковых снимков полей облачности и численный расчёт модели WRF вертикальной скорости согласуются друг с другом: пространственная ориентация волн и их длины являются близкими. Установленная по спутникам высотой 1.5 км облачная структура с цугами параллельных волн длиной приблизительно 1 км распространяется по нормали к направлению ветра в пограничном слое. По численной модели ветер направлен также по нормали к гребням, то есть распространению волн по ветру. Фазовая скорость оказалось примерно равна 4.6 м/с. Вдоль продольного разреза волны было рассмотрено распределение вертикальной компоненты скорости ветра, волновой фронт наклонен по вертикали, две области максимальной вертикальной скорости ветра в приводном слое 300-400 м и на высоте 0.5 – 1.5 км, максимум на уровне 900 гПа. Было отмечено, что развитие волн происходит в результате баротропной неустойчивости воздушной массы в нижнем слое атмосферы, а также в исследовании удовлетворяется условие о наличии точек перегиба вертикального профиля

ветра для диапазона высот 1000 – 930 гПа и 900 – 830 гПа, где были отмечены наибольшие значения вертикальных скоростей волн. Заключено, что система плоскопараллельных цугов волн развилась вследствие динамической неустойчивости потока. Таким образом, авторами установлено, что волновой след в облаках нижнего яруса в Крымском регионе над морем сформирован в результате отличительного профиля скорости ветра: с северо-западным направлением потока до высот 5 – 6 км, с приземными скоростями ветра 6 – 10 м/с и 2 – 3 м/с в слое 5 – 6 км. Волновая система занимает высоты от поверхности до уровня около 1900 м.

Множество отечественных работ посвящено Новороссийской боре, так как она в достаточной степени влияет на экономику региона и определяет его климатические характеристики. В работе [11] отмечается, что наличие ложбины между двумя хребтами приводит к увеличению возмущений в наиболее заметных гребнях волн над горами и в подветренной зоне сразу после вершины хребта. Авторами приводятся заключения, что в результате численного моделирования при обтекании гор даже малой высоты (до 1 км) поток возмущает атмосферу не только на всех уровнях тропосферы, но и до высот 30 км. Наибольшие амплитуды наблюдаются в слоях 3.5 и 7.5 км. В исследовании указывается, что роторное возмущение над горами определяется величиной безразмерной высоты гор. Так как скорость ветра в натекающем потоке меняется в диапазоне 3 – 10 и очень редко до 15 м/с, практическое значение имеет диапазон значений масштаба Лира 3 – 7.8 км (или $U = 6 – 15$ м/с). Также в выводах приведено, что при Новороссийской боре ветер приобретает огромную силу из-за того, что подветренная сторона имеет выраженную крутизну, в результате поток приобретает струйный характер со скоростями до 20 м/с. Снижение температуры при боре обусловлено не эффектом обтекания, так как в обычных условиях после переваривания через горы температуры воздуха в городе меняется на 1 – 2 градуса, а проникновением в регион более холодной массы.

Глубокое обучение (англ. Deep learning), разновидность машинного обучения, также начали применять для исследования орографических волн [12]. Авторы демонстрируют, что модель можно обучить точному распознаванию и маркировке когерентных областей натекания волн на основе данных о вертикальной скорости для одного уровня из модели численного прогнозирования погоды с высоким разрешением (NWP). Характеристики волн (длина волны, ориентация и амплитуда) могут быть извлечены из обученной модели сегментации (нейронные сети U-Net). Использование синтетических волновых полей с заданными волновыми характеристиками разрешает обучение без задачи характеризовать реальные сложные волновые поля. В работе моделируется случаи горных волн над территорией Великобритании и Ирландии на основе данных анализа вертикальной скорости на поверхности 700 ГПа с 1 января 2018 года по 30 июня 2022 года (335 случаев). В заключение авторы отмечают, что обученная модель сегментации имеет точность в пикселях 95% по сравнению с обработанными вручную данными. В будущем приводятся предложения по улучшению модели путём ввода дополнительных данных, таких как вертикальные скорости на разных высотах, приземные ветры, орография или параметр Скорера.

В настоящее время исследование орографических волн не ограничивается атмосферой Земли. Например, статья [13] посвящена подветренным волнам марсианских гор на восточной стороне Флегра Монтес. Выявлено, что на восточной стороне Флегра Монтес облачные шлейфы, как правило, образуются в зимний сезон на севере. Результаты показывают, что стационарные горные волны возбуждаются в термически стабильной атмосфере, но задерживаются ниже высоты около 10 км из-за зональности ветра, увеличивающейся с высотой. В работе использовались спутниковые снимки с данными об отражательной способности изображений в синей полосе (400-450 нм), полученных MGS/MOC и численное

моделирование по данным «Mars reanalysis». Авторы заключают, что типичная длина волны, связанная с подветренными волнами, составляет от 20 до 40 км и соответствует горизонтальному масштабу крутого восточного склона горы. Зимой на севере сильны западные струи, а стабильность атмосферы высока в северных средних широтах. Наличие зимних низкоуровневых облаков на севере подразумевает, что нижние слои атмосферы в этом регионе достаточно влажные, чтобы могли образовываться облака. Авторы приходят к выводам, что облачные шлейфы были образованы именно горными волнами на восточной подветренной стороне Флегра Монтес.

Горные волны представляют собой частный случай гравитационных волн, возникающих при обтекании воздушным потоком тех или иных неровностей рельефа. Турбулентность, вызванная взаимодействием воздушного потока с рельефом, одна из наиболее значимых составляющих турбулентности ясного неба (ТЯН) на всех эшелонах полетов воздушных судов, от пограничного слоя атмосферы до тропопаузы и нижней стратосферы. Подобные турбулентности тесно связаны с гравитационными волнами, создающимися при пересечении орографических препятствий, именуемыми горными волнами. Они распространяются по вертикали и горизонтали на подветренной стороне препятствий и над вершиной. Также горные волны могут возрастать по амплитуде, что может приводить к их опрокидыванию: образованию в их гребнях зон динамической или статической (конвективной) неустойчивости с последующим ростом возмущений меньшего масштаба и усилением турбулентных процессов. Рост амплитуд орографических волн может наблюдаться в условиях изменения стратификации температуры и ветра в направлении распространения волн.

Обтекание горных массивов является одним из источников волновых процессов. Характеристики волновых возмущений зависят от свойств генерирующего их источника. Конвективная и сдвиговая неустойчивость,

особенности рельефа местности, погодные фронты и т.д. постоянно генерируют внутренние гравитационные волны (ВГВ) в нижней атмосфере.

1.2 Схема строения горных волн и связанной с ними облачности

Несмотря на то, что атмосфера состоит из газов, она ведёт себя как жидкость во многих отношениях, так многие атмосферные возмущения представляются в виде волнообразных движений. Атмосферные волновые возмущения – результат взаимодействия нескольких сил, включая градиенты давления, силы Кориолиса, гравитации и трения [16]. Волновые движения возникают во всем диапазоне пространственных масштабов. Например, крупномасштабными планетарные и синоптические волны, обнаруживаемые на картах постоянного давления. Для таких волн горизонтальные движения превышают вертикальные на несколько порядков. Распространены также атмосферные волны меньшего масштаба, где вертикальные движения более значительные (Рис. 1.1). Гравитационные волны – одни из наиболее важных мелкомасштабных волн в концепции формирования горных волн.

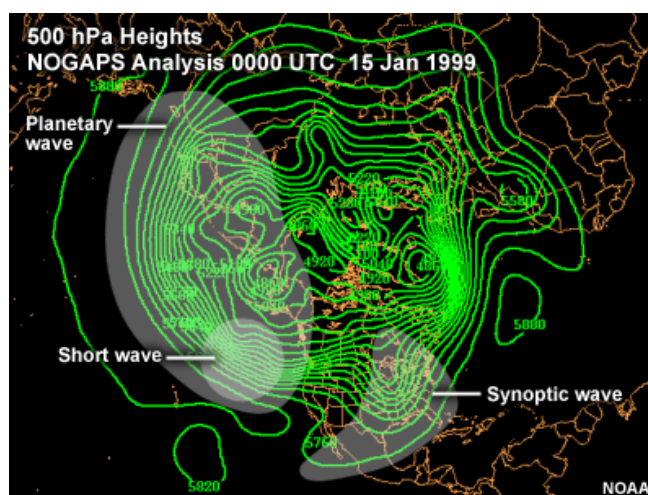


Рис. 1.1 Атмосферные волны

Когда ветер направлен перпендикулярно горной системе, с наветренной стороны образуется область повышенного давления из-за накопления воздуха, связанного с замедлением скорости ветра препятствием. Часть воздушной массы отклоняется вверх, создавая орографические волны. Волны возникают в устойчивой стратификации атмосферы. Так как по теории гравитационных волн, частица, отклоненная от первоначального своего местоположения, не будет колебаться, если нет возвращающей обратно силы. Облачность будет формироваться в условиях достаточной влажности вблизи гребней волн в восходящих движениях. В местах с нисходящими движениями облака будут испаряться. Благодаря этому получается картина из параллельных облачных линий, перпендикулярных хребтам.

При столкновении с горой воздух поднимается вверх и проходит над вершиной, охлаждаясь по мере подъема [16]. Орографический подъем вызывается поднятием по склону вверх воздуха в результате дневного нагрева или за счет отклонения воздуха вверх после столкновения с горным барьером. Воздух будет охлаждаться со скоростью сухоадиабатического градиента ($1\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$). Если этот воздух достигнет точки насыщения и продолжит подниматься, образуются облака, и насыщенный воздух будет охлаждаться со скоростью влажноадиабатического градиента. Такой тип облаков называются "орографическими облаками", которые образуются в ответ на подъем, вызванный неровностями рельефа. Орографический подъем и конвергенция воздуха над вершиной горы приводят к образованию вертикально расположенных облаков, которые часто остаются «стоячими» над хребтом и рассеиваются после окончания послеполуденного нагрева [17]. Орографический и термический подъем создают высокие вертикально вытянутые кучевые облака.



Рис. 1.2 Образование «шапки» над пиком хребта

Высококучевые чечевицеобразные облака возникают ниже по течению от областей орографического подъема на гребнях горных волн, если воздух влажный. При влажном воздухе в роторах под волнами также могут возникать валовые облака [18]. Эти облака являются отличительным признаком наличия горных волн, но при сухом воздухе облака могут не образоваться и остаться «невидимыми».

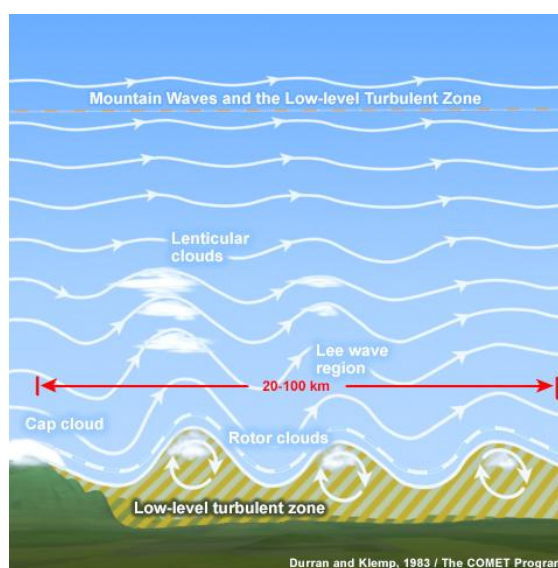


Рис. 1.3 Орографические облака и зоны их образования

Облачная шапка часто образуется над вершиной горного хребта и остается неподвижным, может иметь вид размытые края по направлению ветра к хребту, наподобие «водопада», что означает сильный нисходящий поток воздуха с подветренной стороны вершины горы.

Лентикулярные облака на гребне каждой волны приобретают линзовидную форму, могут находиться по вертикали на удалении в несколько километров между облаками или располагаться так близко друг к другу, что напоминают «набор тарелок». Когда воздух проходит через гребень, он часто ламинарный, что делает облако визуалью гладким. В случаях, когда сдвиг приводит к турбулентности, лентикулярное облако разрывается ветром. Бывают перисто-кучевые стоячие лентикулярные облака (CCSL) и высококучевые стоячие лентикулярные облака (ACSL).

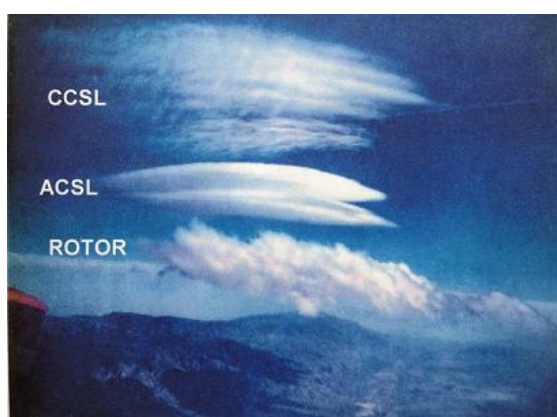


Рис. 1.4 Лентикулярные (CCSL и ACSL) и роторные облака [19]

Роторное облако может образоваться вместе с ротором, оно будет выглядеть как длинная линия слоисто-кучевых облаков, расположенных в нескольких километрах с подветренной стороны и параллельными горному хребту. Основание обычно находится ниже горного пика, но облачная вершина может возвышаться хребтом. Турбулентность очень сильна внутри роторного облака и в районе его возникновения.

Подветренные облака характеризуются узкими полосами облаков среднего уровня, перпендикулярными направлению ветра и параллельными горным хребтам (Рис. 1.5). Длина волны варьируется в диапазоне примерно от 5 до 35 км [20].

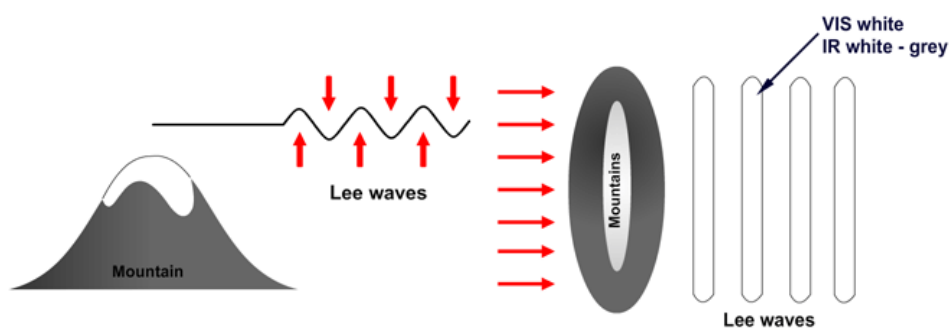


Рис. 1.5 Подветренные облака и их расположение относительно хребта

Облака можно обнаружить с помощью спутниковых изображений высокого разрешения. В видимом диапазоне их гребни белого цвета, но на снимках в инфракрасных каналах цвета могут варьироваться от белого до темно-серого в зависимости от температуры (высоты вершины облака).



Рис. 1.6 Снимок в канале HRVIS со спутника Meteosat 9 за 04.07.2007
9:30 UTC

На снимке в видимом диапазоне наблюдаются развитые горные волны над Корсикой, образованные хребтами в северной части. На западе также заметна часть орографических волн, возникших над Пиренеями.

Высокая подветренная облачность состоит из перистых облаков, распространяющихся от горного массива с подветренной стороны на расстояние до 1000 км. Их длина волны гораздо больше, чем у обычных подветренных облаков. На снимках в инфракрасных каналах ярко

отражаются, их температура верхней части облака колеблется от -35 до -55 °С, однако в видимом диапазоне отображаются скорее серыми или полупрозрачными. При сильном ветре могут удалиться от горного препятствия на значительное расстояние.

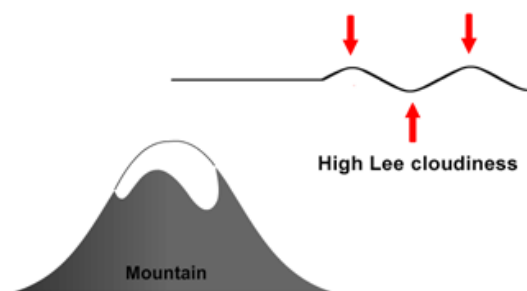


Рис. 1.7 Высокая подветренная облачность

В некоторых случаях подветренные волны находятся сразу после хребта, а высокая подветренная облачность располагается на дистанции с подветренной стороны склонов. На Рис. 1.8 показан случай с подветренной облачностью над горами в Норвегии. Волны расположены непосредственно прямо за системой хребтов, а высокая подветренная облачность удаленно простирается на восток над южной частью Норвегии и Швеции.

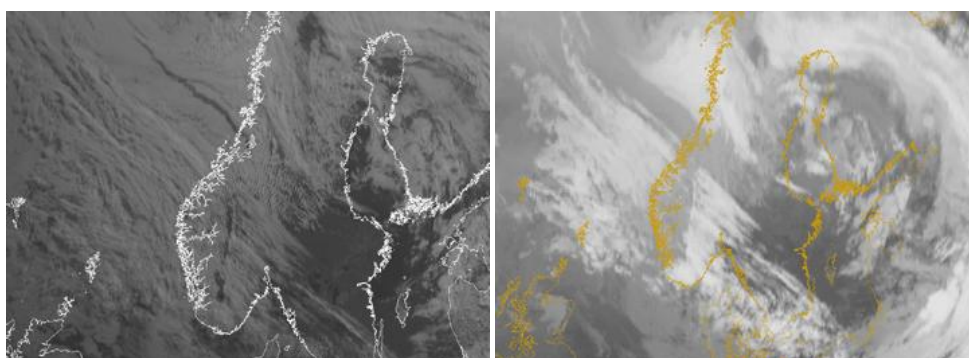


Рис. 1.8 Снимки в видимом HRVIS и инфракрасном (10.8 мкм) каналах со спутника Meteosat 9 за 28.06.2005 04.45 UTC

Подветренные волны — это вид вертикального распространения энергии. Плотность воздуха меньше на верхних уровнях, поэтому амплитуда

волн должна увеличиваться. Это отчетливо прослеживается для более протяженной области высокой подветренной облачности.

Особыми типами орографических волн считаются захваченные и вертикально распространяющиеся волны [21]. Захваченные формируются на более низких уровнях в условиях резкого усиления ветра и ослабления устойчивости над хребтом. И наоборот, вертикально распространяющиеся волны образуются, если скорость над вершиной значительно не увеличивается, а атмосфера становится более стабильной (рис 1.9).

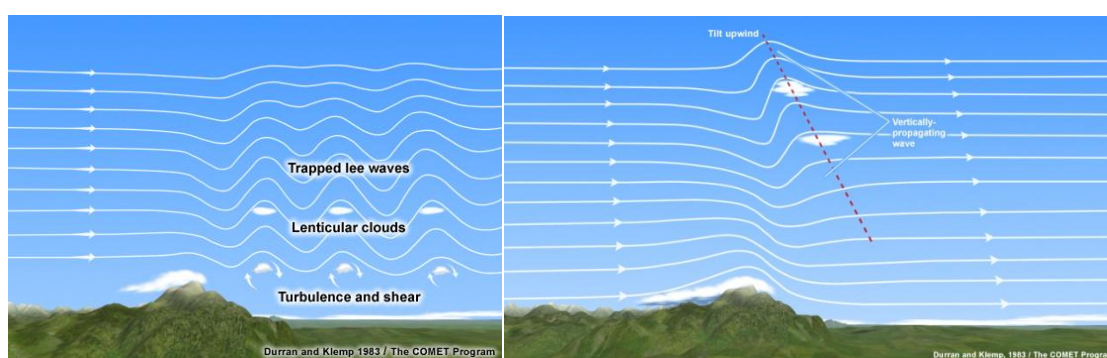


Рис. 1.9 Захваченные и вертикально распространяющиеся волны

Может создаваться «область ломающейся волны» – чрезвычайно турбулентный район на уровне нижней стратосферы или верхней тропосферы. «Область скачка» волны часто представляет собой область экстремальной турбулентности, простирающуюся на высоту 3 км и более над поверхностью.

1.3. Синоптические условия формирования орографических волн

При прогнозировании волн необходимо учитывать не только состояние атмосферы, но следить за изменениями в воздушных потоках, которые могут повлиять на вероятность и интенсивность волн.

Благоприятные условия для возникновения горных волн включают [22, 23]:

- Ветер со скоростями 7 м/с и более, дующий перпендикулярно вершине горного хребта, рост с высотой;
- Направление ветра в пределах 30 градусов от перпендикуляра к вершине и без значительного изменения с высотой;
- Стабильная атмосфера (должна наблюдаться некоторая адвекция холодного воздуха через горный хребет или вдоль него, слой слабой устойчивости у земли, очень стабильный слой на вершине горы и затем менее устойчивый слой). Часто колебательные движения простираются от поверхности до уровня, немного превышающего тропопаузу;
- Температурная инверсия непосредственно над холмом или горным барьером;
- Резкая ложбина (средневысокие уровни);
- Крутой подветренный склон, волны могут распространяться со на 150 км и более от горной вершины. Нисходящие потоки могут достигать поверхности с подветренной стороны;
- Нисходящие потоки могут достигать поверхности с подветренной стороны горы
- Наиболее интенсивная турбулентность обычно наблюдается на низких уровнях, с подветренной стороны от гор, в роторном облаке или вблизи него, если оно образовалось.

Основные синоптические закономерности, которые приводят к турбулентности, включают: резкие ложбины, нарастающие гребни, замкнутые верхние минимумы, струйные течения (связанные со сдвигом) и Т-образные или сливающиеся струйные течения.

Когда в длинноволновом потоке верхнего уровня образуется резкая ложбина, струйные полосы, которые могут вызвать умеренную или сильную турбулентность ясного неба, часто образуются ниже по течению от оси ложбины, на восточной стороне ложбины и/или выше по течению на западной стороне ложбины (Рис. 1.18).

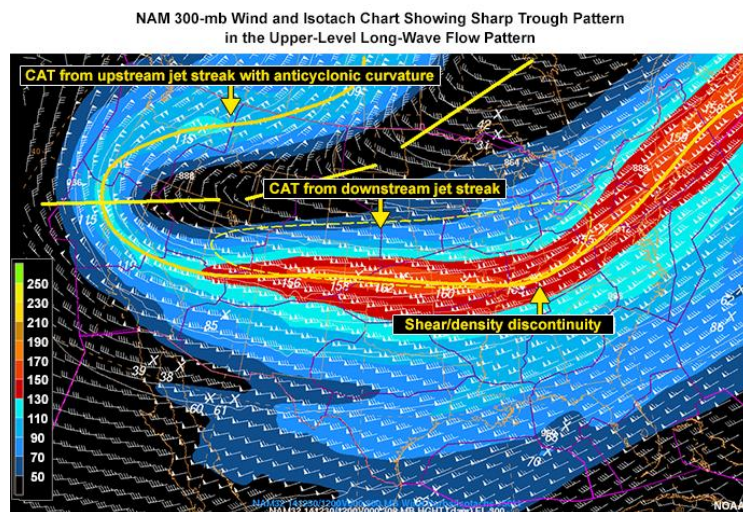


Рис. 1.18 Струйная полоса ниже по течению от резкой ложбины верхнего уровня

При наличии струйных полос выше оси ложбины турбулентность часто обнаруживается на стороне струи, обращенной к полюсу, в градиенте изотахи; вблизи основания впадины в области сильной кривизны; и в области конвергенции ниже струйной полосы.

Вблизи зрелого гребня, умеренная или сильная турбулентность ясного неба, скорее всего, будет наблюдаться вблизи струйных полос в гребнях с высокой амплитудой. Турбулентность наиболее вероятна там, где струйное течение испытывает наибольшее широтное смещение в усиливающемся гребне.

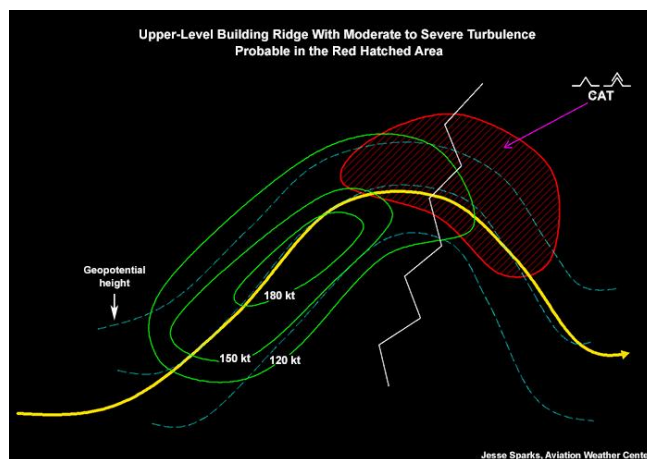


Рис. 1.19 Пример ситуации возможного возникновения сильной турбулентности в гребне (красная область)

Отсеченный циклон развивается от резкой ложбины. Умеренную или сильную турбулентность ясного неба можно обнаружить в областях диффузии верхних потоков от отсеченного циклона и в областях слияния нижних потоков от циклона. Это также вероятно в областях встречных потоков, таких как «горловина» циклона (Рис. 1.20) и к полюсу циклона, который полностью отсечен.

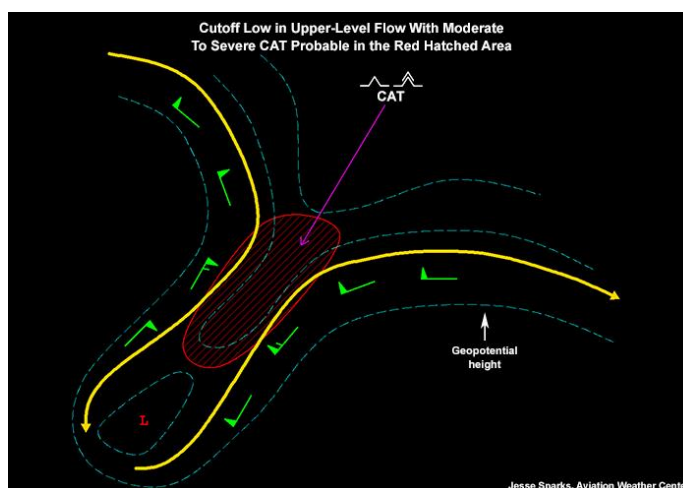


Рис. 1.20 Зона турбулентности (красная область) в отсеченном циклоне

Турбулентность ясного неба наиболее часто встречается над горным рельефом, где сдвиг ветра по вертикали и горизонтали имеет высокие значения. Особенно часто турбулентность ясного неба образуется вблизи со струйными тропосферными течениями. При скорости оси струйного течения

более 50 м/с и вертикальном сдвиге, превышающем 2 м/с на 30 м, на площади в 300 километров прогнозируется турбулентность ясного неба.

Вблизи струйных потоков, движущихся по длинноволновой схеме, вероятно развитие умеренной или более сильной турбулентности в областях с наибольшим сдвигом. Эти области имеют самый сильный градиент изотак со стороны холодного воздуха струйного потока (Рис. 1.21).

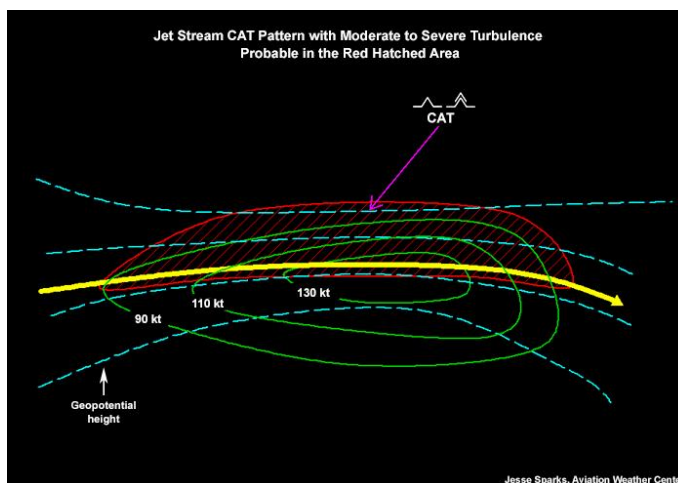


Рис. 1.21 Турбулентность (красная область), связанная со струйным течением

Центральную часть струйного течения, в которой скорости ветра наибольшие, называют сердцевиной. Турбулентность параллельна областям наибольшего сдвига ветра, в основном на холодной стороне ядра струи, связанной с верхним фронтом, или вдоль границы тропопаузы выше и справа от ядра струи.

На вертикальном поперечном разрезе (Рис. 1.22) показаны струя и связанный с ней фронт с областями турбулентности вдоль, выше и ниже области сильных градиентов изотак. Верхний фронт, связанный со струей, находится на холодной стороне сердцевины струи. В областях, заштрихованных синим, вероятна умеренная или сильная турбулентность. Турбулентность проходит параллельно областям наибольшего сдвига ветра, в основном на холодной стороне сердцевины струйного течения, связанного с

верхним фронтом, или вдоль границы тропопаузы выше и правее сердцевины струи.

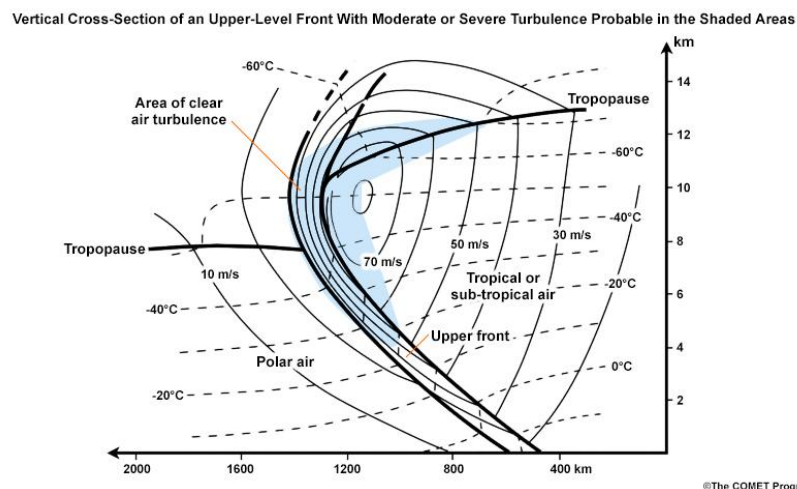


Рис. 1.22 Вертикальный разрез фронта с областью возникновения турбулентности ясного неба [24]

Взаимодействия струйных потоков имеют конфигурацию, подобную Т-образной или сливающейся схеме струйного течения, показанной ниже (Рис. 1.23). В этой ситуации существует несколько слоев потока и может возникнуть значительный вертикальный и горизонтальный сдвиг ветра. Это создает потенциал для развития умеренной или более интенсивной турбулентности поверх глубокого слоя.

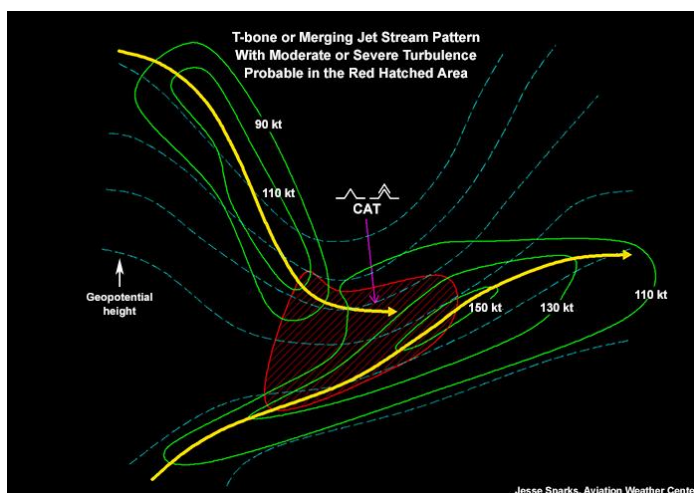


Рис. 1.23 Турбулентность на Т-образном струйном течении (красная область)

Например, полосы полярных и субтропических струй возникают на разных уровнях, причем полярные струи находятся на более низких уровнях по сравнению с субтропическими струями. Подобная картина, обычная для средних широт, привела бы к появлению нескольких слоев вертикального сдвига там, где взаимодействуют две струи.

Тропопауза эффективно ограничивает турбулентность благодаря сильной статической устойчивости в стратосфере. Сила температурного градиента над тропопаузой определяет, насколько высоко в стратосфере может происходить турбулентное перемешивание.

Сильный температурный градиент выше тропопаузы подавляет турбулентное перемешивание и гасит волны, что ограничивает турбулентность уровнем тропопаузы или чуть выше него. Однако энергия турбулентности максимальна непосредственно под тропопаузой, что приводит к образованию набегающей волны, турбулентных вихрей и усиленной турбулентности. Таким образом, сильная тропопауза ограничивает высоту турбулентности, но увеличивает ее интенсивность на уровне тропопаузы.

Слабый температурный градиент выше тропопаузы допускает турбулентное перемешивание в стратосфере из-за более слабой статической устойчивости и может привести к турбулентности, распространяющейся на несколько тысяч футов выше тропопаузы. Однако, поскольку в тропопаузе сосредоточено меньше энергии, возникает меньше набегающих волн и турбулентных завихрений, что приводит к меньшей интенсивности турбулентности. Следовательно, слабая тропопауза допускает турбулентность на больших высотах, но, как правило, с меньшей интенсивностью.

Высота тропопаузы находится в слое, расположенном чуть выше относительно самых низких температур, и где температуры начинают

повышаться с высотой. Обычно это происходит вдоль сердцевины струи или чуть выше неё. Стоит обратить внимание на снижение высоты тропопаузы в центре оси ложбины и температурные градиенты вблизи сердцевины струй, которые приводят к общему потеплению во всей стратосфере. «Разрывы» тропопаузы являются благоприятными областями для турбулентности.

Более плотные изотермы и термический гребень над нисходящей струйной полосой указывают на более сильный градиент и более высокую статическую устойчивость над тропопаузой в этой области. Зона менее сгущенных изотерм над восходящей струйной полосой указывает на более слабый градиент и меньшую статическую устойчивость над тропопаузой.

Возникновение волн может быть связано с приближением и прохождением фронтов. Если воздушный поток впереди приближающегося холодного фронта, то у его влажноадиабатический градиент и скорость ветра могут относительно не увеличиваться с высотой. В подобных условиях вероятность развития гравитационных волн достаточно мала. Но позади холодного фронта возможен слой холодного воздуха небольшой глубины, тогда фронтальный слой при этом может проявиться в качестве инверсии. Также может ожидаться сильный сдвиг ветра на высоте. При наблюдении подобных условий, над горным рельефом можно ожидать развитие орографических волн [25]. При продвижении фронта начинается следующая черед волн. Их длина увеличивается по направлению к фронту и становятся наиболее выраженной между 200 и 400 км перед фронтом. При отступлении фронта и углублении холодного слоя инверсия развиваться на более высоких уровнях до образования глубокого перемещенного холодного конвективного слоя, в котором волновые колебания затухнут.

Глава 2. Материалы и методы исследования

2.1. Материалы исследования

2.1.1. Спутниковые исследования горных волн

Ранее в Главе 1.2 тема дешифровки горных волн на спутниковых снимках уже была затронута, теперь изучим её более детально.

Атмосферные гравитационные волны генерируются источниками в более низких слоях атмосферы, например, потоком над горами, неуравновешенностью в струйных течениях и фронтах. Горные волны вызываются потоком воздуха над горными хребтами в стабильно стратифицированной атмосфере. Мелкомасштабные волны могут быть источником турбулентности и сильных вертикальных воздушных потоков, которые могут представлять опасность для авиации. В зависимости от температуры и относительной влажности облака могут формироваться с подветренной стороны горных хребтов рядами, квазипараллельными рельефу местности и ортогональными направлению потока. Спутниковая классификация орографических облаков началась с первого метеорологического спутника, телевизионного инфракрасного оперативного спутника, который был запущен в 1960 году. С тех пор во многих исследованиях сообщалось о характерных признаках орографических облаков на Земле и даже на Марсе.

Горные волны широко изучаются с помощью дистанционных сканеров высокого разрешения для наблюдений температуры из космоса. Наблюдения со спутников Terra и Aqua, являющиеся частью программы NASA EOA (Earth Observing System), используются для получения изображений и изучения орографических волн в тропосфере и стратосфере [26].

Многочисленные признаки турбулентности можно найти в сигнатурах облаков на снимках в видимом, инфракрасном диапазоне и каналах водяного пара [27]. В следующих областях может развиваться умеренная или сильная турбулентность:

- Четко очерченные края перистых облаков, связанные со струйным течением; эти края встречаются в верхней области фронта и могут указывать на области турбулентности;
- Перистые нитевидные облака могут указывать на области, где развились турбулентные вихри, связанные с турбулентностью ясного неба;
- К полюсу острых антициклонически изогнутых перистых облаков вдоль струйного течения, особенно с зазубренными или фестончатыми (зубчатыми) краями; это указывает на области, где происходит турбулентное перемешивание;
- В перисто-кучевых волнистых облаках вблизи струйного течения.

Очень тонкая структура перистых элементов с поперечными полосами на видимом изображении затрудняет их идентификацию, также видимый диапазон доступен только в дневное время. Каналы водяного пара же более чувствительны к тонким перистым облакам, они улучшают дешифровку перистых облаков, анализировать их структуру можно как днем, так и ночью. Перистые нити на снимках указывают на возможную турбулентность в верхних слоях тропосферы [28].

Водяной пар является мощным парниковым газом, основная масса которого сосредоточена в пограничном слое. Он является основным компонентом энергетических и водных циклов Земли и основным параметром при прогнозировании погоды и моделировании климата. Водяной пар реагирует на изменения температуры поверхности за

счет радиационных эффектов и климатических обратных связей. Спутниковые и наземные измерения показывают, что на суше они могут демонстрировать большую пространственную и временную изменчивость. Большая часть этой изменчивости может быть связана с переносом воздушной массы, колебания концентрации водяного пара в атмосфере могут свидетельствовать о присутствии горных волн.

Орографические волны регулярно наблюдаются в каналах излучения водяного пара 6.7 и 7.3 мкм, причем наибольшее излучение обычно на высотах выше примерно 550 гПа [29], где волны могут представлять опасность для авиации.

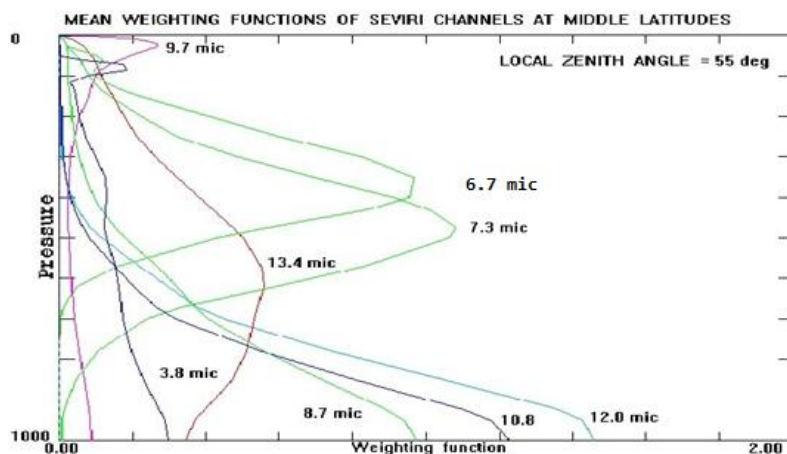


Рис. 2.1 Весовые функции инфракрасного спектра

Оттенок слоя зависит от влажности водяного пара: чем выше влажный слой, тем он холоднее и тем меньше в нем водяного пара. Яркостная температура влажных зон низка из-за сильного поглощения. Поэтому на инвертированном спутниковом изображении влажные зоны светлые, а сухие – темные.

Следующие вспомогательные индикаторы турбулентности характерны для снимков в каналах водяного пара:

- Умеренная или сильная турбулентность может наблюдаться вблизи затемненных областей, которые со временем становятся ещё темнее;
- Затемнение за осью ложбины указывает на оседание, прогиб тропопаузы, образующий «складку», и/или адвекцию холодного (и более сухого) воздуха, что может способствовать развитию турбулентности;
- Резкие градиенты указывают на неоднородность плотности, где возможно развитие турбулентности.

Спектрорадиометр MODIS, установленный на спутниках Terra и Aqua предоставляют множество способов анализа атмосферных явлений, включая подветренные волны. Канал MODIS 27 и 28 (6.7 и 7.3 мкм) предоставляет изображения водяного пара в верхних и средних слоях тропосферы с пространственным разрешением 1 км [30].

Для исследования горных волн, помимо спутниковых данных, необходимо иметь представление о рельефе местности, высоте влияния орографии в атмосфере, синоптической ситуации. Полные сведения об окружающей среде можно получить, объединяя данные характеристик земной поверхности, аэрологии и реанализа.

2.1.2 Цифровая модель рельефа

SRTM (Shuttle radar topographic mission) – это радарная интерферометрическая съемка поверхности Земли, произведенная 11 – 22 февраля 2000 года радиолокационными сенсорами SIR-C и X-SAR с борта космического шаттла «Индевор» [31]. Национальное управление по авиации и исследованию космического пространства (NASA) и Национальное агентство геопространственной разведки (NGA) приняли

участие в международном проекте по сбору радиолокационных данных, которые были использованы для создания первого почти глобального набора высот суши. Шаттл "Индевор" совершал облёт вокруг Земли 16 раз в день, совершив 176 витков в течение 11-дневной миссии. В результате были собраны радиолокационные данные на 80% поверхности Земли между 60 ° северной и 56° южной широты, причем точки данных размещались каждые 1 угловую секунду (примерно 30 метров).

Радары, использовавшиеся во время миссии SRTM, в предыдущем использовались в двух миссиях шаттла «Индевор» в 1994 году. Космический радар для получения изображений С-диапазона и радар с синтезированной апертурой Х-диапазона (Х-SAR) использовались на космическом борту в апреле и октябре 1994 года для сбора данных об окружающей среде Земли. Для миссии SRTM технология была модифицирована для сбора данных интерферометрическим радаром, который сравнивал два радиолокационных изображения или сигнала, полученных под относительно разными углами. В миссии использовалась однопроходная интерферометрия, получающая два сигнала одновременно с использованием двух различных антенн радара. Антенна, расположенная на борту космического аппарата, собирала один набор данных, а другой набор данных был собран антенной, расположенной на конце 60-метровой мачты, отходящей от шаттла. Различия между двумя сигналами позволили рассчитать высоту рельефа Земли.

Таблица 2.2 – Технические характеристики данных SRTM

Проекция	Geographic
Горизонтальные данные	WGS84
Вертикальные данные	EGM96 (Гравитационная модель Земли 1996)
Вертикальные единицы измерения	Метры
Пространственное разрешение	1 угловая секунда для глобального охвата (~ 30 м) 3 угловых секунды для глобального охвата (~ 90 м)
Размер растра	1 x 1 градус
Длина волны С-диапазона	5.6 см

Критерием допустимости использования инструмента является сопоставление точности, с которой он работает, с ошибками результата. Ограничения данных SRTM по абсолютным ошибкам планировались не превышающими 16 м по высоте, 20 м в плане. По собранным результатам точность матрицы SRTM на практике оказалось выше теоретически полученных значений. Все ошибки в доверительном интервале 90%.

Таблица 2.3 – Погрешностей данных SRTM [32]

	Африка	Австралия	Евразия	Острова	С. Америка	Ю. Америка
Абсолютная погрешность в плане	11.9	7.2	8.8	9.0	12.6	9.0
Абсолютная погрешность по высоте	5.6	6.0	6.2	8.0	9.0	6.2
Относительная погрешность по высоте	9.8	4.7	8.7	6.2	7.0	5.5
Ошибка по высоте для данных X-band	3.1	6.0	2.6	3.7	4.0	4.9

Матрица SRTM представляет собой цифровую модель рельефа (ЦМР), которую может быть использована средствами ГИС-обработки для пространственного анализа и интерпретации. Главным преимуществом ГИС-средств является широкий набор автоматизированной визуализации данных, уменьшая трудоемкость процесса обработки. В задачи исследования орографических волн модель цифрового рельефа используется для построения высотных профилей местности, которые сопоставляются с фотометрическими разрезами яркости, полученными по спутниковым снимкам. Такой метод позволяет отслеживать высоту влияния хребтовых вершин на колебательные движения в тропосфере и измерять длину горных волн.

2.1.3 Данные радиозондирования

По метеорологическим характеристикам также можно определить высоту влияния горной вершины на воздушные потоки в атмосфере. Зондирование дает хорошее представление о стабильности атмосферы. Данные радиозондирования предоставляются максимум дважды в сутки (12 и 00 UTC). Наилучшим вариантом является, когда имеются данные с аэрологических станций на наветренной и подветренной стороне, так, можно проследить за изменением расслоенности по влажности и плотности среды до и после прохождения горной вершины. При анализе аэрологических диаграмм во время потенциального явления горных волн необходимо учитывать следующие характеристики: инверсию на уровне вершины хребта или вблизи нее, сильную тропопаузу и слабую стабильность от вершины хребта до тропопаузы, влажность атмосферы.

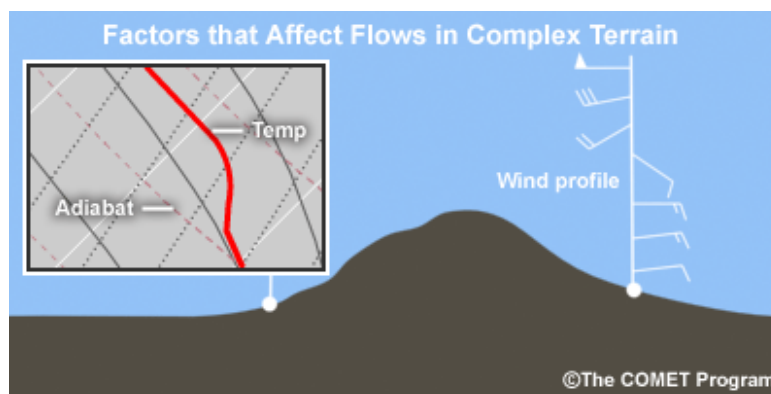


Рис. 2.2 Факторы, влияющие на воздушный поток в горной местности

Если поток недостаточно силен, чтобы преодолеть препятствие, то он будет заблокирован. Такая ситуация возникает, когда атмосфера сильно стратифицирована и/или поток в направлении горного барьера имеет относительно малую скорость. Стандартная скорость изменения температуры с высотой составляет $6.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ на километр при стабильной тропосфере. При сильно устойчивой атмосфере скорость изменения температуры с высотой будет значительно меньше, чем $6.5\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$. В случае инверсии, когда

температура растёт с высотой, скорость изменения может быть даже меньше нуля.

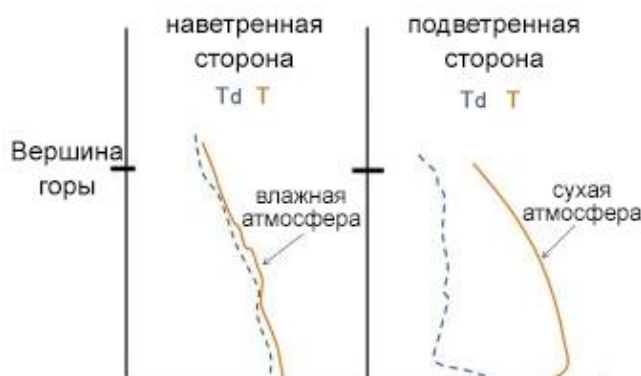


Рис. 2.3 Стратификация атмосферы по влажности на наветренном и подветренном склоне [33]

Частота орографических волн определяется статической стабильностью атмосферы. Чем стабильнее атмосфера, тем сильнее восстанавливающая сила и тем быстрее колебания. Форма орографической волны может характеризоваться ее длиной волны и амплитудой. Сильные горизонтальные ветры приводят к увеличению длины волны, в то время как высокая стабильность увеличивает частоту и приводит к более коротким длинам волны.

Иногда сдвиг ветра из-за изменения направления и/или скорости может привести к нулевому течению через барьер наверху или даже к обратному течению наверху. Если это происходит, когда поток через барьер вблизи уровня вершины горы достаточен для развития горных волн, то уровень нулевого потока называется критическим уровнем. Критические уровни не позволяют вертикально распространяющейся энергии, связанной с горными волнами, продолжать движение вверх. Энергия отклоняется от критического слоя обратно к поверхности. В результате, критические уровни могут способствовать развитию и/или усилению нисходящих штормов. Скорость этих ветров может в 2 – 3 раза превышать скорость встречного ветра на высоте вершины горы. Инверсия также может препятствовать вертикальному

распространению энергии, аналогично критическому уровню. Это происходит потому, что колебания, вызванные силой плавучести, затухают в неустойчивом слое, поэтому энергия орографических волн не может распространяться вверх. Таким образом, инверсия, расположенная чуть выше уровня вершины горы, может способствовать ускорению нисходящих ветров.

Для формирования низкоуровневых турбулентных зон благоприятны условия, когда инверсия находится чуть выше уровня вершины горы (Рис. 2.4). Усиление ветра с высотой, связанного со слоем инверсии, способствует формированию захваченных подветренных волн.

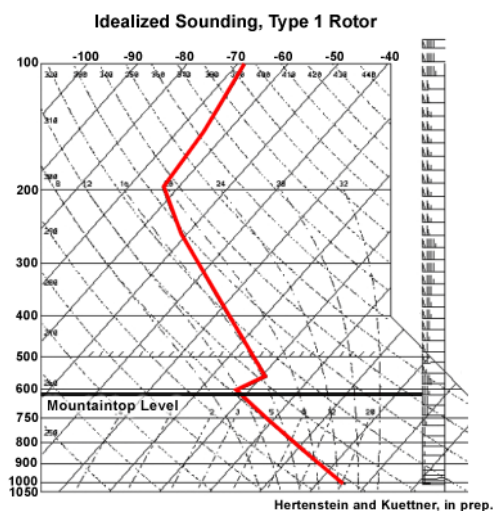


Рис. 2.4 Пример радиозондирования атмосферы с возникновением ротора

2.1.4 Реанализ MERRA-2

Реанализ – это научный метод, целью которого является максимально точная оценка каждодневных погодных условий за последние несколько десятилетий.

Процесс привязки к сетке с регулярными интервалами упрощает сравнение наблюдений из разных наборов данных и сохраняет исходную

модель сбора данных, гарантируя, что на исторические записи не влияют искусственные факторы.

Реанализ объединяет прошлые краткосрочные прогнозы погоды с наблюдениями посредством ассимиляции данных. Процесс имитирует составление ежедневных прогнозов погоды, которые используют анализ текущего состояния земной системы в качестве отправной точки. Анализ представляет собой физически согласованное сочетание наблюдений с краткосрочным прогнозом, основанным на предыдущем анализе (Рис. 2.5).

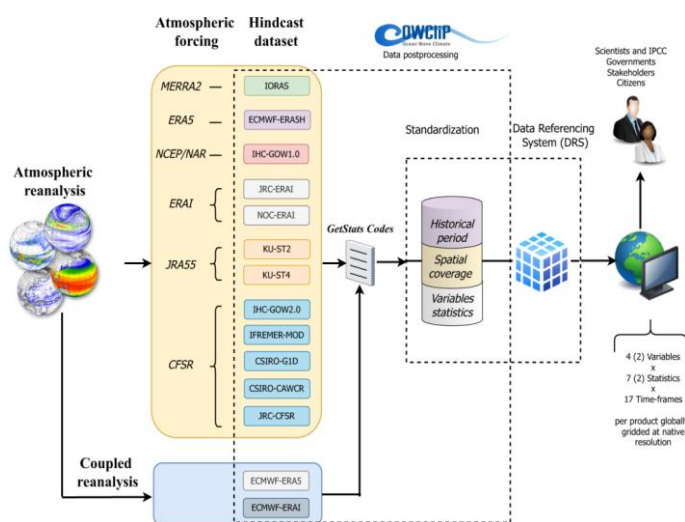


Рис. 2.5 Обработка данных реанализа [34]

Для больших областей Земного шара – Мирового океана, северо-восточной части Евразии и Северной Америки, не имеющих частого покрытия станциями, используются наблюдения спутниковой аппаратуры, которая не позволяет измерять такую важную метеорологическую характеристику, как атмосферное давление. Измерение других метеорологических величин осуществляется косвенным методом, заведомо менее точным, чем прямые измерения на наземных или аэрологических станциях.

Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications версии 2 (MERRA-2) была создана в качестве замены предыдущей версии MERRA, содержащей ряд ограничений, разработанной GMAO (Бюро глобального

моделирования и ассимиляции). MERRA-2 интегрирует подсистемы ассимиляции характеристик атмосферы, океана и суши.

MERRA-2 производится с использованием системы сбора данных GMAO / GEOS-5 версии 5.12.4, разрешение в широтном направлении составляет $0.5^\circ \times 0.625^\circ$. Усредненные по времени наборы данных содержат почасовые, трехчасовые, месячные или месячно-суточные средние значения. Почасовые интервалы данных используются для двумерных продуктов, в то время как 3-часовые интервалы используются для трехмерных наборов данных. Существует собственная 72-слойная вертикальная сетка модели или 42 уровня давления, простирающиеся до 0.1 ГПа (Таблица 2.4). MERRA-2 охватывает период с 1979 года по настоящее время (с задержкой примерно в 5 месяцев) [35].

Таблица 2.4 – Комбинации горизонтальной и вертикальной сеток с данными реанализа MERRA-2

Сетка	Имя	Горизонтальное разрешение	Вертикальное разрешение	Данные
Приземная	Nx	$0.5^\circ \times 0.625^\circ$	1 уровень	Приземные (PS, T2M, SLP и т.д.)
Модельный уровень	Nv	$0.5^\circ \times 0.625^\circ$	72 модельных уровня	Большинство полей 3D данных (U, V, T и т.д.)
Модельные края	Ne	$0.5^\circ \times 0.625^\circ$	73 уровня по границам	Поля данных на границах (CMFMC, PLE и т.д.)
Давление	Np	$0.5^\circ \times 0.625^\circ$	42 уровня по давлению: 1000, 975, 950, 925, 900, 875, 850, 825, 800, 775, 750, 725, 700, 650, 600, 550, 500, 450, 400, 350, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 40, 30, 20, 10, 7, 5, 4, 3, 2, 1 0.7, 0.5, 0.4, 0.3, 0.1 гПа	Различные поля 3D данных

Данные только с одним уровнем по горизонтали отображаются в виде полей X, Y + время, а данные по системе уровней давления, уровней модели или границ модели отображаются в виде полей X, Y, Z + время. Вертикальная сетка модели имеет гибридную сигма-систему координат, соответствующую рельефу местности. Данные на уровне модели выводятся в слоях LM=72. Данные на границах модели содержат поля с уровнями LM + 1, представляющими края слоя. Давление в верхней части модели является фиксированной величиной (0.01 гПа).

В работе использовалась сетка с вертикальным разрешением 42 уровня по давлению (Np), доступный набор представлен в Таблице 2.5.

Таблица 2.5 – Переменные, доступные для сетки Np с 72-мя уровнями давления

MERRA2 inst3d_3d_asm_Np			
Переменная	Система	Описание	СИ
SLP	2D	Давление на уровне моря	Па
PS	3D	Приземное давление	Па
H	3D	Геопотенциальная высота	м
T	3D	Температура воздуха	К
U	3D	Восточная компонента ветра	м/с
V	3D	Северная компонента ветра	м/с
QV	3D	Удельная влажность	кг кг ⁻¹
O3	3D	Соотношение компонентов озона	кг кг ⁻¹
RH	3D	Относительная влажность после увлажнения	1
QL	3D	Массовая доля облачной жидкой воды	кг кг ⁻¹
QI	3D	Массовая доля облачной ледяной воды	кг кг ⁻¹
PHIS	2D	Приземная геопотенциальная высота	м ² с ⁻²
OMEGA	3D	Вертикальная скорость давления	Па с ⁻¹
EPV	3D	Потенциальная завихренность	К м ² кг ⁻¹ с ⁻¹

2.2 Верификация реанализа MERRA-2

Для интерпретации данных спутниковых исследований орографических волн требуется информация о вертикальных профилях метеорологических величин. Однако в районах, подверженных возникновению горных волн, аэрологические станции могут находиться на каком-то удаленном расстоянии от траектории их распространения. Также радиозонды выпускаются максимум лишь два раза в день.

Реанализ MERRA-2 можно рассмотреть как источник вертикальных профилей метеорологических параметров, который обеспечивает более высокое пространственное и временное разрешение по сравнению с данными наблюдений радиозондов. Проведем верификацию восстановленных профилей метеовеличин по данным реанализа в районе Малоазиатского нагорья в Турции, сравнивая с аэрологическими данными, для оценки возможности использования реанализа MERRA-2 для исследования горных волн.

Областью интереса является Анатолийское плоскогорье – часть Малоазиатского нагорья в Турции – рисунок 3.15. Здесь находятся аэрологические станции – Isparta, Kayseri и Samsun, Athina, Izmir и Istanbul, данные которых использовались для верификации (Рис. 2.6).



Рис. 2.6 Расположение шести аэрологических станций в регионе
Анатолийского плоскогорья

С помощью программы Integrated Data Viewer (IDV) были построены аэрологические диаграммы по данным реанализа MERRA-2 для станций Isparta, Kayseri и Sumsun, Athinai, Izmir и Istanbul за 30.04.2019 12:00 UTC (Рис. 2.7).

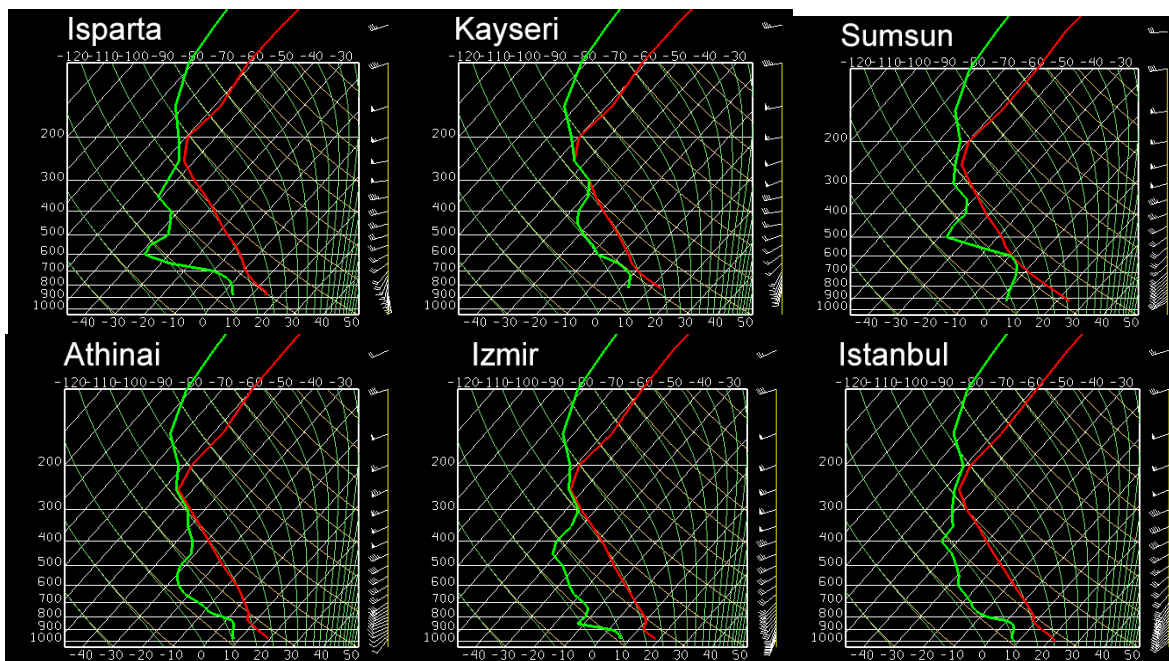


Рис. 2.7 Аэрологические диаграммы по данным реанализа (Grid Skrew-T) для перпендикуляра I (Isparta, Kayseri, Sumsun) и перпендикуляра II (Athinai, Izmir, Istanbul).

По данным с аэрологических диаграмм были построены вертикальные профили метеопараметров для сравнения их с профилями, построенными по данным радиозондирования (Рис. 2.8).

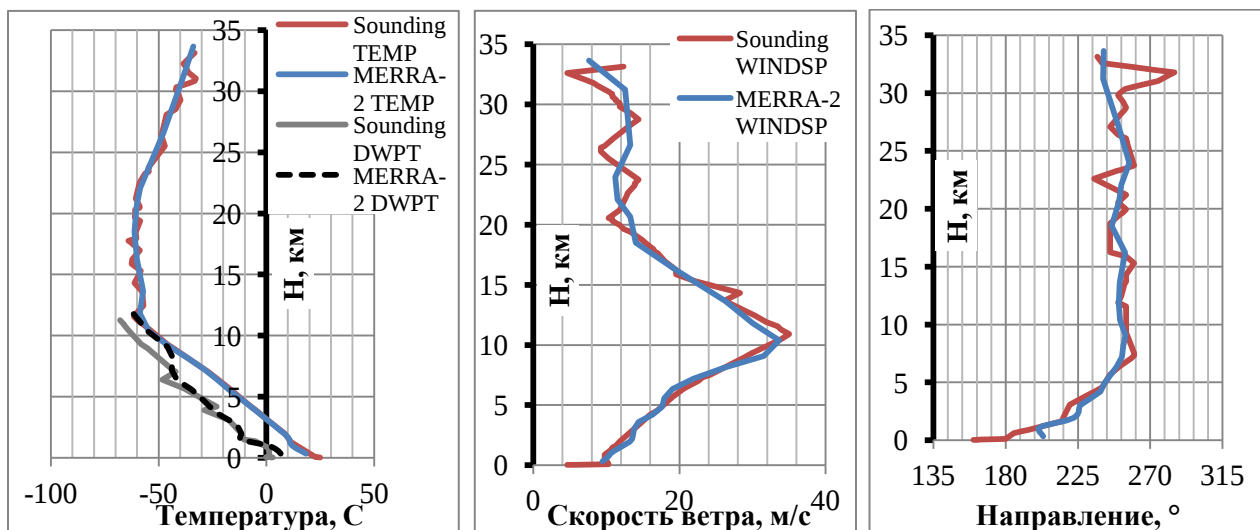


Рис. 2.8 Сравнение вертикальных профилей метеопараметров по данным радиозондирования (Sounding) и реанализа (MERRA-2) для станции Izmir

В результате сравнения вертикальных профилей метеорологических величин (пример для станции Izmir) найдены их невязки на разных высотах по каждой станции. Профиль относительных погрешностей реанализа пяти исследуемых метеорологических параметров для станции Izmir представлен на рисунке 2.9.

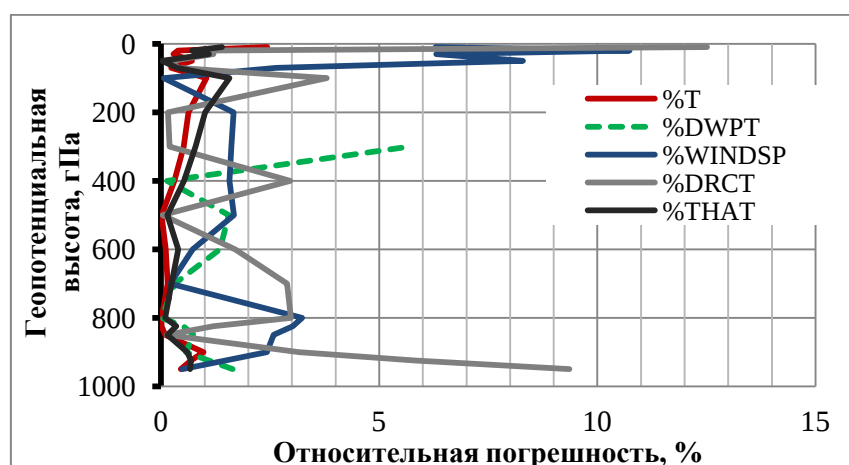


Рис. 2.9 Изменение относительной погрешности метеопараметров с высотой. %TEMP, %DWPT, %WINDSP, %DRCT, %THAT – относительные погрешности измерения температуры, температуры точки росы, скорости и направления ветра, потенциальной температуры соответственно.

Значения температуры, восстановленные по данным реанализа в точке, соответствующей станции Izmir, практически полностью совпадают с данными аэрологической станции в слое от 1.5 км до 11 км (%TEMP до 1%). По данным реанализа правильно определена высота тропосферы - 11.8 км, отмечен слой изотермии между 1.2 и 1.4 км. В стратосфере температурный профиль осреднен, отдельные слои инверсии не выделены. Относительная погрешность температуры не превышает 3%.

Менее точно восстановлен профиль температуры точки росы - относительная погрешность реанализа достигает 6%. Выше 9 км дефицит точки росы по данным MERRA-2 практически нулевой, чего в реальной

атмосфере не наблюдалось. Однако общее сухое состояние атмосферы (большой дефицит точки росы) до высоты 8 км отображено корректно и соответствует данным радиозонда ($\%DWPT < 2\%$).

Данные реанализа по скорости ветра были достаточно близки к реальным до уровня 10 км, несмотря на некоторые завышения/занижения ($\%WINDSP$ от уровня 825 до 800 гПа $> 10\%$) в тропосфере. С 10 до 18.5 км значения скорости менее точные (относительная погрешность на уровне 70 гПа равна 9%), не был отображен сдвиг ветра на высоте 14 км. Выше 20 км относительная погрешность данных MERRA-2 возросла до 38%.

Приземное направление ветра до 900 гПа в данных реанализа расходится с радиозондированием: ветер отображен как ЮЗ, в то время как на аэрологической станции приземный ветер постепенно менялся с ЮЮВ на более западный с высотой ($\%DRCT = 9\%$). Выше 15 км ветровые сдвиги сглажены. Самая большая погрешность направления ветра наблюдается на уровне 10 гПа ($\%DRCT = 12\%$).

В результате сравнения была получена таблица со значениями средних погрешностей и СКО погрешностей температуры, точки росы, скорости и направления ветра, потенциальной температуры для всех шести станций Малоазиатского нагорья (Таблица 2.6).

Таблица 2.6 – Средние и СКО погрешностей температуры, точки росы, скорости, направления ветра и потенциальной температуры для шести станций Малоазиатского нагорья

Станция	$\Delta TEMP, ^\circ C$	$\Delta WINDSP, м/с$	$\Delta DRCT, ^\circ$	$\Delta THAT, K$
Izmir				
Среднее	0.4	-0.4	-1.2	-0.7
СКО	1.8	1.7	10.5	4.2
Istanbul				
Среднее	0.0	-0.8	-0.3	-2.2
СКО	1.1	2.0	7.8	3.7

Athina				
<i>Среднее</i>	-0.6	-0.1	4.0	-1.9
<i>СКО</i>	1.3	1.6	11.2	2.6
Isparta				
<i>Среднее</i>	-0.5	0.4	4.9	-2.5
<i>СКО</i>	1.9	2.7	17.4	5.1
Kayseri				
<i>Среднее</i>	-0.6	0.2	3.7	-3.5
<i>СКО</i>	0.9	1.4	9.8	3.2
Samsun				
<i>Среднее</i>	-0.4	0.0	-7.4	-2.3
<i>СКО</i>	1.4	2.5	16.3	2.3

Наибольшие СКО погрешностей восстановления четырех параметров оказались на станции Isparta.

СКО погрешностей восстановления температуры составила 1,9 °С. Цельсия, скорости ветра 2.7 м/с, направления 17.4° и потенциальной температуры 5.1 °К.

Наибольшие погрешности наблюдались на станциях Isparta и Samsun (Рис. 2.10). Скорость и направление ветра имеют наибольшие отклонения в нижнем слое тропосферы и в стратосфере. На станции Isparta максимальная относительная погрешности для направления ветра 18% на 800 гПа, для скорости – 73% на уровне 10 гПа. На станции Samsun погрешности в приземном слое доходят до 30% для направления ветра и 84% для скорости ветра. Реанализ недостаточно хорошо отображает процессы на высоте около 1 км от уровня станции Samsun. На станции Isparta погрешности начинают увеличиваться после верхнего уровня тропосферы.

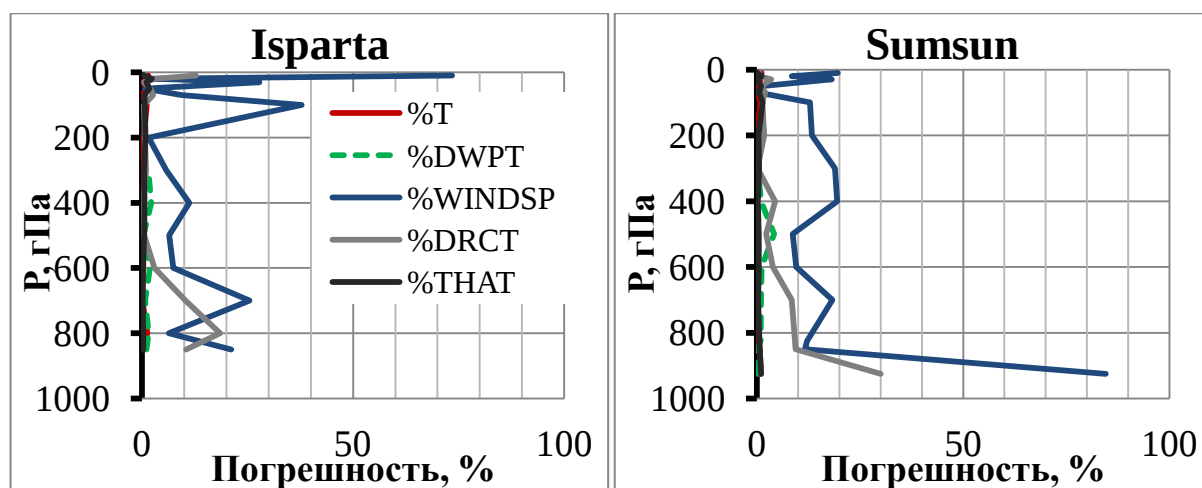


Рис. 2.10 Сравнение вертикальных профилей метеопараметров по данным радиозондирования и реанализа для станций Isparta и Sumsun

Погрешность температуры равна менее 1% для станций Istanbul, Athinai, Kaysari (Рис. 2.11).

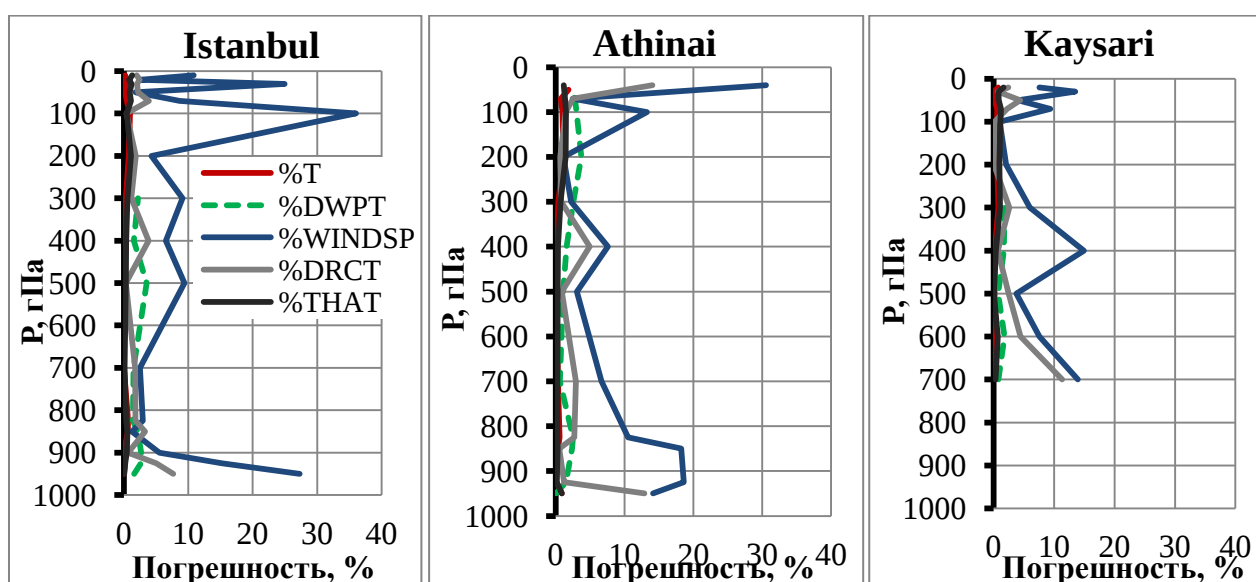


Рис. 2.11 Сравнение вертикальных профилей метеопараметров по данным радиозондирования и реанализа для станций Istanbul, Athinai и Kaysari

Для станции Istanbul наибольшие погрешности скорости и направления ветра наблюдаются в приземном уровне (27% для скорости и 8% для направления) и выше 100 гПа, где для скорости ветра максимальная погрешность равная 36%. Для станции Athinai скорость ветра имеет относительная погрешность в пределах 18% до уровня 50 гПа, после

которого максимальная относительная погрешность стала равна 30%. Отн. погрешность направление более 10% на уровнях 950 гПа.

Станция Kayseri наиболее высоко стоящая станция (1094 м над уровнем моря). На 700 гПа направление имеет погрешность 11%. Относительная погрешность скорости ветра > 10% на уровнях 700 гПа, 400 гПа и 30 гПа.

Оценка разницы между числом Фруда, рассчитанным по данным реанализа, с числом Фруда, рассчитанным по аэрологическим данным представлена в Таблице 2.7.

Таблица 2.7 – Погрешности расчёта числа Фруда для станций Малоазиатского нагорья

Станция	Высота станции (м)	Изобарическая поверхность (гПа) для расчета числа Fr	Fr Sounding	Fr MERRA-2	ΔFr
Athinai	15	925	1.2	0.6	0.56
Izmir	29	825	1.5	0.8	0.63
Istanbul	17	925	1	1.3	-0.11
Isparta	997	700	1	0.4	0.64
Kayseri	1094	550	0.4	0.2	0.15
Sumsun	4	825	0.1	0.3	-0.19

Например, рассчитаем число Фруда для одной из горных вершин Малоазиатского нагорья, высотой 1.6 км, находящейся недалеко от станции Izmir, по значениям, полученным с помощью реанализа и по аэрологическим данным. Число Фруда для высоты 1.6 км по данным реанализа оказалось равным $Fr = 0.8$, т.е. меньше единицы, рассчитанное по аэрологическим данным $Fr = 1.4$, т.е. больше единицы.

На погрешность числа Фруда повлияли ошибки восстановленных данных на приземных уровнях.

Проведенный сравнительный анализ показал, что данные реанализа в целом совпадают с данными радиозондирования. Значения температуры

воздуха имеют минимальные расхождения в слое тропосферы до 10 км (в пределах 1%) и не требуют существенной корректировки. Наибольшая точность восстановления профилей метеорологических величин наблюдается в слое от уровня 700 гПа до 200 гПа: температура отклоняется в пределах 1 °С, скорость ветра в пределах 2 м/с (кроме станции Sumsun, где в слое 400-300 гПа отклонения до 4 м/с). Наиболее значимые несоответствия отмечаются в профилях скорости и направления ветра (вплоть до 6 м/с и 55°).

Реанализ недостаточно хорошо отображает процессы приземного уровня. Здесь погрешности скорости ветра достигают 20% для всех станций, кроме Sumsun (84%) и Istanbul (27%). Максимальное отклонение температуры достигает 3 °С для станции Sumsun. Для этой же станции наблюдается максимальное отклонение направления ветра до 55°.

В стратосфере температура отклоняется от 1 до 6 °С, направление ветра > 30 ° (на станциях Isparta и Izmir), скорость ветра до 6 м/с (для Isparta).

На западной части Малоазиатского нагорья у станций Athinai, Izmir и Istanbul наибольшие погрешности также выше уровня 200 гПа, однако у подветренной станции Istanbul, находящейся у берега моря, наблюдается значительная (27%) погрешность скорости ветра в приземном слое.

Наибольшие расхождения между значениями метеорологических величин, полученных при радиозондировании и восстановленных реанализом, оказались для станций Isparta и Sumsun, причем для наветренной станции Isparta погрешности наибольшие выше 200 гПа, а на подветренной Sumsun - в приземном слое. Также отмечено увеличение погрешности на высоте около 3 км для этих двух станций. Isparta – высокогорная станция, окруженная сложным разрезанным рельефом, а Sumsun находится близ морского берега.

По отношению к данным радиозондирования число Фруда в большинстве случаев занижено, кроме подветренных станций Istanbul и Sumsun.

2.3 Методы исследования

2.3.1 Критерии, использующиеся для оценки горных волн

В предыдущей главе 1.1 были упомянуты исследования, использующие двумерную модель рельефа синусоидального хребта. Поведение потока зависит от некоторых простых критериев, и эти критерии могут быть выражены в виде безразмерного числа или отношения. Колебания связаны с вертикальным и горизонтальным сдвигом ветра и статической устойчивостью (плавучестью).

Безразмерные числа удобны для представления динамики атмосферы и океана, поскольку они не зависят от масштаба. Например, поток в лабораторном резервуаре аналогичен потоку в атмосфере, если определенные соотношения будут одинаковы. Например, соотношение, отличающее конвективное перемешивание от стратифицированных условий: конвекция возникает, когда отношение фактической скорости к адиабатической больше единицы. Существует несколько других критериев, которые различают схемы течения, и они были названы в честь людей, которые открыли их значение.

Рассмотрим более детально параметры, получаемые из вывода уравнений двумерной модели синусоидального хребта.

Частота Брента-Вайсяля (частота плавучести) описывает частоту колебаний ν_c объема воздуха в стабильной атмосфере [36]:

$$N = \sqrt{\frac{g}{\theta} \frac{d\theta}{dz}}, \quad (2.1)$$

где θ – потенциальная температура, g – ускорение свободного падения, z – высота.

Предполагая постоянными скорость потока $U(z)$ и частоту Брента-Вяйсяля $N(z)$ с высотой и синусоидальный рельеф, получим [37]:

$$h(x) = h_m \sin kx, \quad (2.2)$$

где h_m – высота горы, k – волновое число.

Для потока невязкой жидкости условие нижней границы требует, чтобы частицы жидкости двигались вдоль рельефа, так что наклон линии потока локально равен наклону рельефа,

$$\frac{w}{u} = \frac{w'}{U + u'} = \frac{dh}{dx} \text{ при } z = h(x). \quad (2.3)$$

Для горы с малой амплитудой это значение линеаризовывается следующим образом:

$$w' = U \frac{dp}{dx} \text{ при } z = 0, \quad (2.4)$$

или

$$w'(x, 0) = Uh_m k \cos kx \text{ при } z = 0,$$

для $h(x)$, указанного в (2.2). Это линеаризованное нижнее граничное условие.

Из-за синусоидального характера решение можно представить в следующем виде:

$$w'(x, z) = W_1(z) \cos kx + W_2(z) \sin kx. \quad (2.5)$$

Параметр Скорера (м^{-1}) используется для определения развития горных волн. Он связывает частоту Брента-Вяйсяля N с характеристиками вертикального профиля ветра и определяется следующим уравнением:

$$l^2(z) = \frac{N^2}{U^2} - \frac{\partial^2 U}{\partial z^2}, \quad (2.6)$$

где $\frac{\partial^2 U}{\partial z^2}$ – вторая производная изменения скорости ветра с высотой, а $U = U(z)$ – вертикальный профиль горизонтального ветра (или профиль скорости ветра на наветренной стороне горы). Обычно доминирует первый член в правой части, но иногда второй член, определяющий кривизну профиля скорости, может иметь аналогичную величину. Следовательно, либо профиль ветра сглаживается перед вычислением параметра Скорера, либо второй член опускается. Это допустимо, поскольку Ричард С. Скорер постулировал невозмущенный воздушный поток выше по течению от горного хребта в качестве предварительного условия для своего параметра [9].

$$l^2(z) = \frac{N^2}{U^2}, \quad (2.7)$$

Если l^2 почти не меняется с высотой, условия благоприятны для развития вертикально распространяющихся горных волн. Однако этот параметр чаще всего используется для определения захваченных подветренные волны, они возникают, когда параметр Скорера сильно уменьшается с высотой. Особенно, если это резкое уменьшение в средней части тропосферы, тем самым разделяя её на две части: нижний слой с большим значением $l^2(z)$ (высокая стабильность) и верхний слой с малым значением $l^2(z)$ (низкая стабильность). Квадратный корень из параметра l^2 имеет единицы измерения волнового числа k (обратное значение длины волны).

При исследовании характеристик обтекания потоком горного препятствия, вместе с параметром Скорера часто используется внутренний масштаб течения (масштаб Лира), характеризующий длину горных волн. Параметр Скорера определяет длину волны любого потока вертикальных движений (и лентикулрных облаков) с подветренной стороны горного хребта, направленного против ветра, следующим образом:

$$\lambda = \frac{2\pi}{l} = \frac{2\pi U}{N}, \quad (2.8)$$

где U – характерная скорость основного потока, N – частота Брента-Вяйсяля.

Поток образуется, если l является максимальным на вершине хребта. Расчёт обычно производится по слоям через 0.5 км (50 гПа) или через 1 км (100 гПа) при слабом изменении температуры и скорости, при резких изменениях метеопараметров толщину слоя можно уменьшить.

Параметра Скорера показывает высокий градиент на низких уровнях из-за увеличения скорости ветра. Когда $l^2(z)$ сильно уменьшается с высотой, создаются благоприятные условия для развития захваченных подветренных волн, особенно, если уменьшение параметра Скорера происходит внезапно в средней тропосфере, разделяя её на две области: нижний слой с большими значениями (сильная устойчивость) и верхний слой с малыми значениями параметра Скорера (слабая устойчивость). На более высоких уровнях параметр Скорера часто показывает значения около 0.5/км, редко превышая 1/км.

Если $l^2(z)$ почти не изменяется по высоте, то условия благоприятны для вертикально распространяющихся горных волн. В третьем случае, когда $l^2(z)$ увеличивается с высотой, то условия являются неблагоприятными для развития гравитационных волн.

Подставим параметр Скорера в решение уравнения (2.5):

$$W_{izz} + (l^2 - k^2)W_i = 0, \quad i = 1, 2. \quad (2.9)$$

Возможны два случая:

- $l^2 < k^2$ – затухание вертикальных движений
- $l^2 > k^2$ – возникновение колебаний

Если $l^2 < k^2$, то физически это означает, что поток имеет относительно меньшую устойчивость и более сильный ветер. Например, чтобы удовлетворять данному критерию для потока со скоростью $U = 10$ м/с и $N = 0,01$ с⁻¹, длина горы должна быть меньше 6.3 км. Фактически, этот критерий можно переписать как $(\frac{a}{U})/(\frac{2\pi}{N}) < 1$. Числитель $\frac{a}{U}$ представляет время адвекции воздушного потока, проходящего над препятствием с длиной a , в то время как знаменатель $\frac{2\pi}{N}$ представляет собой период колебаний плавучести из-за стратификации. Это означает, что выталкивающая сила играет меньшую роль, чем горизонтальная адвекция, колебания затухают.

Во втором случае, когда $l^2 > k^2$, поток будет относительно характеризоваться большой устойчивостью и более слабым ветром, либо гора слишком широкая. Например, как упоминалось ранее, чтобы удовлетворять критерию для потока со скоростью $U = 10$ м/с и $N = 0,01$ с⁻¹, длина волны склона должна быть больше 6.3 км. Выталкивающая сила в данном случае играет более важную роль, чем горизонтальная адвекция. Поток замедляется на наветренном склоне и ускоряется на подветренном. Самые холодные и самые теплые участки расположены над горными вершинами и долинами, соответственно. Положительное волновое сопротивление на горе создается высоким давлением на наветренном склоне и низким давлением на подветренном склоне.

Когда $l^2 \gg k^2$, течение приближается к предельному значению, при котором преобладает эффект плавучести, а адвекционным эффектом можно полностью пренебречь. Сила вертикального градиента давления и выталкивающая сила находятся примерно в равновесии, поэтому вертикальным ускорением можно пренебречь. Таким образом, горные волны становятся гидростатическими.

Границу между режимами вертикально распространяющихся и затухающих волн можно найти, если принять $l = k$, тогда $a = \frac{2nU}{N}$.

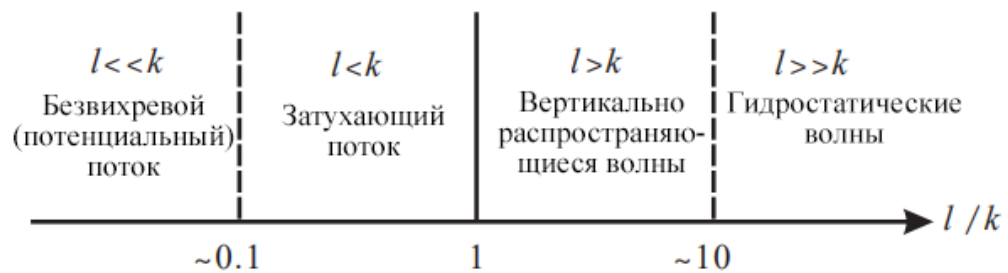


Рис. 2.12 Соотношение между различными горными волнами, определяемое пропорцией l/k , где l - параметр Скорера, а k – волновое число.

Насколько далеко будет перекрыт поток горным массивом? Расстояние определяется высотой барьера, скоростью набегающего потока и стратификацией [38]. Теория предполагает, что максимальное расстояние, на котором ощущается горный барьер, определяется следующим соотношением:

$$L_{max} = \frac{NH}{f}, \quad (2.10)$$

где N – частота Брента-Вяйсяля, H – высота горы, f – параметр Кориолиса.

Это соотношение называется топографически определенным числом Россби, оно свидетельствует о том, что для данной высоты горы, чем сильнее стратификация, тем дальше от горного барьера эффект может ощущаться.

Фактическое расстояние также зависит от скорости набегающего потока. В этом случае скорость потока из-за взаимодействия с горами задается следующим образом:

$$L = \frac{NH - U}{f}, \quad (2.11)$$

где U – скорость набегающего потока.

Фактическое расстояние меньше максимального расстояния, что видно за счёт числителя, и это расстояние сокращается при усилении течения в направлении барьера.

Для изолированных гор эффект блокирования может быть сильно ограничен в пространстве, поскольку воздух может обтекать склоны горы.

Блок представляет собой треугольную область с наветренной стороны. В результате часто вокруг гористых островов можно встретить криволинейные волны. Поток обычно распределяется вокруг сложных гор. Блокирование чаще связано с длинными горными барьерами, а не с изолированными горами.

Статическая неустойчивость в атмосфере приводит к самопроизвольному вертикальному перемешиванию (конвекции) в виде термических потоков и появлению кучевых облаков. Вертикальное перемешивание может происходить в стабильных условиях, в частности, в форме разрушающихся волн. Подобные волны являются основной причиной турбулентности в воздухе, особенно непосредственно над пограничным слоем или вблизи струйного течения, где они часто могут приводить к турбулентности ясного неба, опасной для авиации. Эволюция разрушающихся волн была математически описана Кельвином и Гельмгольцем, в литературе введен термин «волны Кельвина-Гельмгольца».

Вероятность неустойчивости Кельвина-Гельмгольца можно оценить с помощью числа Ричардсона (Ri):

$$Ri = \frac{N^2}{\left(\frac{dU}{dz}\right)^2}, \quad (2.12)$$

где $\frac{dU}{dz}$ – сдвиг ветра, N – частота Брента-Вяйсяля, или параметр статической стабильности: чем больше N, тем стабильнее поток.

Типичные значения в диапазоне от 10 до 0.1, при этом значения ниже единицы указывают на значительную турбулентность [39]. В пограничном слое при значении $Ri \leq 1$, считается, что турбулентный обмен достаточно развит, а при $Ri > 4$ практически отсутствует. При вертикальном сдвиге ветра более $4 \text{ с}^{-1} \times 10^{-2}$, считается, что $Ri < 1$ даже при наличии инверсионного слоя. Как устойчивость, так и сдвиг ветра рассчитываются локально, и Ri может быстро изменяться на границе сдвига, например, поверх стабильного ночного пограничного слоя. Однако в подобных статически устойчивых условиях возможна неустойчивость, когда сдвиг ветра достаточно силен, чтобы разрушить устойчивый слой и вызвать разрушающиеся волны. Это происходит при $Ri < 0.25$, поток считается динамически неустойчивым. Число Ричардсона около нуля при нейтральной атмосфере. Если число Ричардсона уменьшается с высотой, то главенствующей становится турбулентность от сдвига ветра, если увеличивается, преобладающей является турбулентность от свободной конвекции.

Наличие интенсивной турбулентности следует выделять не в слоях с малыми числами Ричардсона, а на уровнях, где происходят большие изменения Ri с высотой, когда будет наблюдаться переход от турбулентной атмосферы квазиламинарным слоям и наоборот.

Волновые движения могут иметь различный характер, вид будет зависеть от длины волны, на которую влияют статическая устойчивость атмосферы и средняя скорость ветра. При высоких скоростях ветра волны более длинные, а в условиях сильной устойчивости более короткие. Для анализа возможного развития горных волн можно использовать безразмерное число Фруда – отношение длины волны к ширине горы (рис. 2.13) [40].

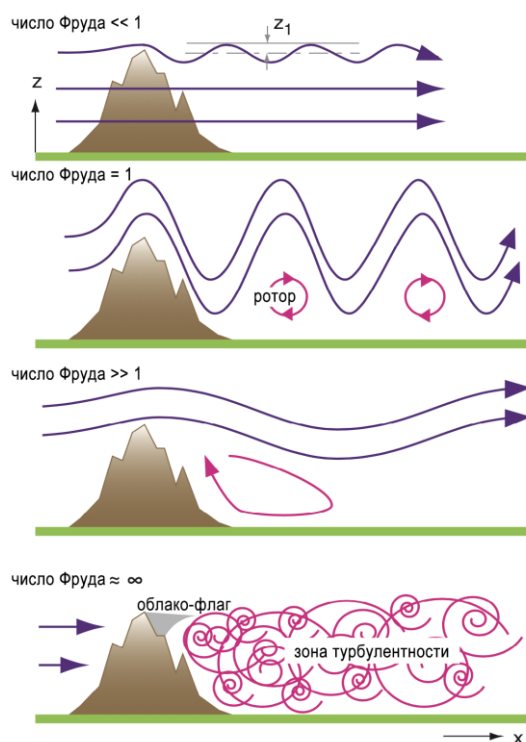


Рис. 2.13 Изменение длины волны в зависимости от числа Фруда

Число Фруда меньше единицы при слабом ветре и/или сильной устойчивости. Длина волны короче ширины горного хребта, слабые горные волны с подветренной стороны. Часть потока воздуха заблокирована с наветренной стороны и не может пересечь вершину.

При числе Фруда равном единице происходят большие волновые колебания с сильными восходящими и нисходящими — длина волны совпадает с шириной горы.

При числе Фруда много больше единицы воздушный поток проходит горный хребет с небольшими амплитудными колебаниями. С подветренной

стороны у подножья горы возможно появление области с обратным потоком ветра.

При высоких скоростях ветра и слабой устойчивости число Фруда стремится к бесконечности, тогда за горным хребтом находится зона сильного турбулентного перемешивания. Стационарное орографическое облако – облачный флаг – развивается у изолированной горной вершины с подветренной стороны. Образование связано с динамическим охлаждением воздушной массы при подъеме над вершиной, а также с выхолаживанием горной поверхности. У вершины возникает область с пониженным давлением, более влажный воздух с нижележащих уровней поднимается, происходит конденсация водяного пара с образованием вытянутого по направлению ветра облака в форме флага с длиной от 1 до 2 км.

Когда воздушный поток сталкивается с препятствием, таким как горная цепь, у него есть возможность либо обтекать его без замедления, либо разделяться и обтекать обе стороны препятствия с образованием области замедления вверх по течению, которая непрерывно распространяется вверх по течению с течением времени. Поведение потока в значительной степени зависит от стабильности атмосферы и скорости ветра. Число Фруда описывает это поведение:

$$Fr = \frac{U}{NH} \quad (2.13)$$

где U - средняя скорость ветра [м/с], H - высота барьера [м] относительно высоты воздушного потока и N - частота Бранта-Вяйсяла [с⁻¹].

В устойчиво стратифицированной атмосфере при столкновении с естественным препятствием (например, горой) воздушный поток вынужден подниматься, чтобы пройти через гору. При этом воздух вытесняется из своего первоначального уровня равновесия. После прохождения гребня горы,

восстанавливающие силы будут возвращать объем воздуха обратно к равновесному уровню. Поэтому прохождение через гору сопровождается колебаниями, которые описывает частота Брента-Вяйсяля.

В устойчивой атмосфере $N^2 > 0$ – объем воздуха стремится вернуться в исходное равновесное положение, а в неустойчивой $N^2 < 0$ – возмущенный объем воздуха будет удаляться от своего первичного уровня, а не возвращаться (например, при конвекции).

Частота орографической волны определяется устойчивостью стратификации атмосферы. Чем устойчивее атмосфера, тем сильнее восстанавливающая сила и тем быстрее колебания.

2.3.2 Цветосинтезирование спутниковых снимков

Интерпретировать «невидимые» орографические волны можно путём комбинирования спектральных каналов спектрорадиометра MODIS в RGB-модель, которая имеет обширный диапазон цветов, благодаря чему можно более детально исследовать характеристики возникающих горных волн. Комбинированное изображение информативнее полутонного, так как в RGB-модели яркости основных цветов (красный, зелёный, синий) меняются в диапазоне от 0 до 255, что даёт более 16 миллионов оттенков при цветосинтезировании спутниковых снимков и делает возможным измерение вертикальной волновой структуры [41].

В работе [42] была получена легенда для идентификации «невидимых» горных волн на комплексированном снимке в модель RGB: за компоненту красного цвета R отвечает отражаемость сигнала в видимом диапазоне (0.8 мкм), за компоненту зелёного цвета G – излучение водяного пара средней тропосферы (7.3 мкм), за компоненту синего цвета B – излучение водяного пара верхней тропосферы (6.7 мкм).

Преобладание зелёной или синей компоненты при «невидимых» орографических волнах на цветосинтезированном снимке является указателем их вертикальной протяжённости. Отсутствие или малые значения компоненты красного цвета, которая отвечает за отражаемость оптически плотных облаков, свидетельствует о «невидимых» орографических волнах.

При дистанционном зондировании спектрорадиометры регистрируют излучаемую атмосферой и поверхностью инфракрасную и микроволновую радиацию. В ИК-диапазоне поглотителями в атмосфере являются диоксид углерода CO_2 и водяной пар H_2O .

В работах, посвященных циркуляции атмосферы [43, 44, 45], было отмечено увеличение концентрации диоксида углерода CO_2 и озона O_3 при возникновении орографических волн. Было предположено, что волнообразования могут проявляться на спутниковых снимках в спектральных каналах газов O_3 и CO_2 . Для проверки гипотезы сравнивались снимки в видимом диапазоне (0.8 мкм), каналах водяного пара (6.7 и 7.2 мкм), озона O_3 (9.7 мкм) и CO_2 (13.4 мкм) – Рис. 2.14.

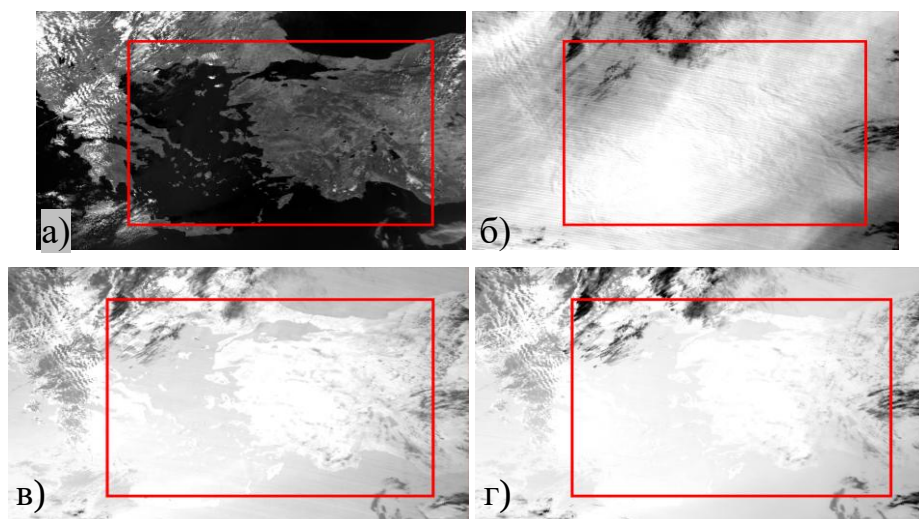


Рис. 2.14 «Невидимые» орографические волны за 30.04.2019 над Малоазиатским нагорьем в каналах а) видимого диапазона (0.8 мкм); б) водяного пара (6.7 мкм); в) озона (9.7 мкм); г) CO_2 (13.4 мкм)

В пароводяном канале над Малоазиатским нагорьем отчётливо отображены волновые движения, не наблюдаемые в видимом диапазоне. В канале озона «невидимые» орографические волны отсутствуют. В канале CO_2

слабо выделяются волновые колебания, не отображаемые в канале 0.8 мкм, над морской поверхностью и островами. (Рис. 2.15).

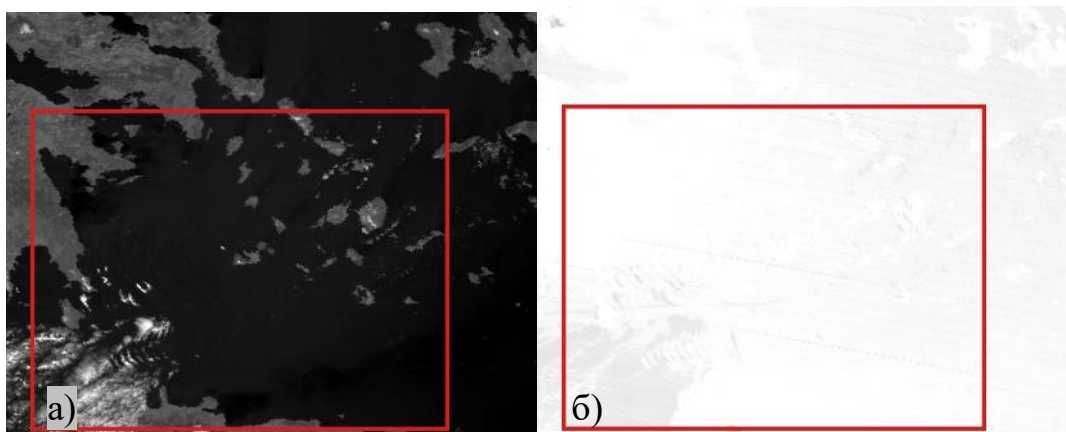


Рис. 2.15 Сравнение снимков в видимом диапазоне (а) и CO_2 (б)

По полученным с фотометрических разрезов данным были построены профили для сравнения изменения яркости при движении по линии 1 – 2 для каналов 6.7 мкм, 9.7 мкм и 13.4 мкм (Рис. 2.16).

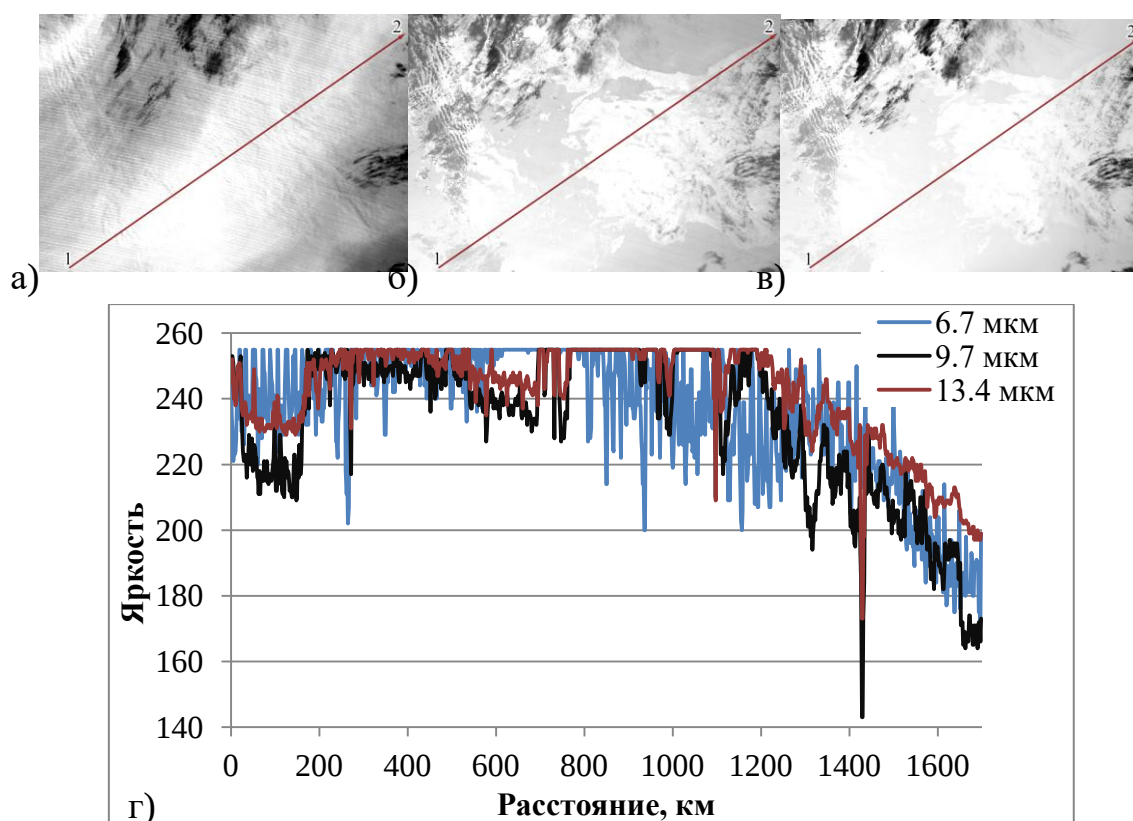


Рис. 2.16 Фотометрические разрезы по линии 1 – 2 в каналах а) водяного пара (6.7 мкм), озона (9.7 мкм) и CO_2 (13.4 мкм) и соответствующие им профили яркости (г)

По профилям яркости видно, что в пароводяном канале 6.7 мкм длины и амплитуда волн намного превосходят наблюдаемые значения в каналах озона (9.7 мкм) и CO₂ (13.4 мкм) на протяжении всего разреза. Можно сделать вывод, о том, что гипотеза себя не оправдала и использование спутниковых снимков в каналах O₃ и CO₂ не помогает интерпретировать «невидимые» орографические волны.

Однако канал озона можно использовать для отслеживания струйного течения на спутниковых снимка, путем цветосинтезирования в модель RGB: разница каналов водяного пара (6.7 – 7.3 мкм) отражает вертикальное распределение влажности (красная компонента); разница ИК-каналов (9.7 – 11.0 мкм) отвечает за содержание озона в атмосфере и позволяет отличить богатый озоном полярный воздух от бедной тропической воздушной массы (зеленая компонента); пароводяной канал 6.7 мкм отображает высокие облака и влажность верхнего уровня [46].

В результате цветосинтезирования каналов 6.7 – 7.3, 9.7 – 11.0 и 6.7 мкм была составлена легенда, помогающая интерпретировать наблюдаемые в модели объекты (рис. 2.17).

1	Холодные, богатые озоном полярные воздушные массы	4	Сухие воздушные массы (указывающие положение струйных течений)
2	Теплые, бедные озоном тропические воздушные массы (высокая влажность в верхних слоях тропосферы)	5	Плотная облачность верхнего уровня
3	Теплые воздушные массы с низкой влажностью в верхних слоях тропосферы	6	Ледяные и водяные облака среднего уровня

Рис. 2.17 Легенда для интерпретации воздушной массы цветосинтезирования в каналах 6.7 – 7.3, 9.7 – 11.0 и 6.7 мкм

Несмотря на то, что основная цель данной RGB-модели – это распознавание воздушных масс и высоко поднимающихся многослойных

облаков, с её помощью можно отмечать на снимках наличие струйного течения, которое часто связывают с возникновением горных волн.

На Рис. 2.18 представлен пример интерпретации цветосинтезированного изображения в каналах 6.7 – 7.3, 9.7 – 11.0 и 6.7 мкм.

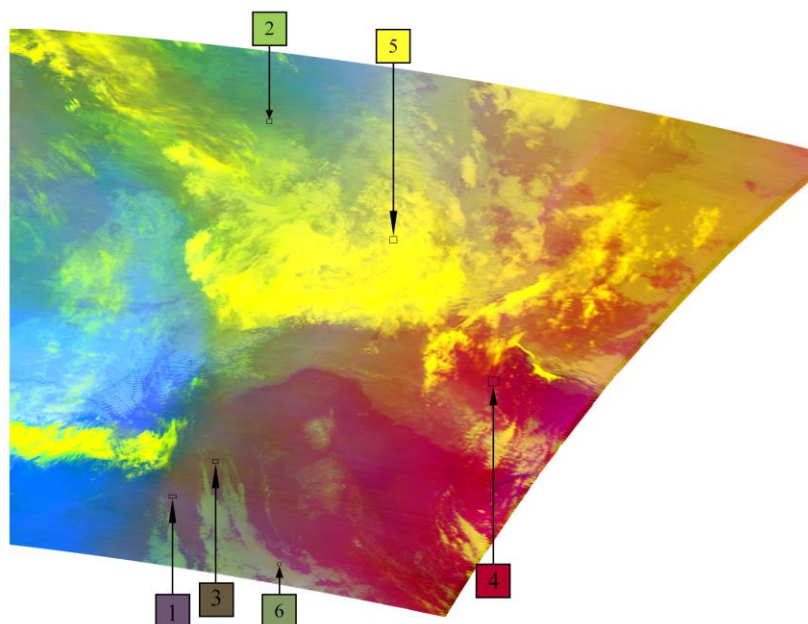


Рис. 2.18 Цветосинтезированное изображения за 22.12.2011 10:50 UTC над Европой в каналах 6.7 – 7.3, 9.7 – 11.0 и 6.7 мкм

Высокое значение компоненты красного цвета, за которую отвечает разница пароводяных каналов (6.7 – 7.3 мкм), свидетельствует о сухой воздушной массе, а так же отображает положение струйного течения, протекающего над Италией.

Сочетание полученной RGB-модели с данными реанализа позволяет получить наиболее полное представление о синоптических процессах, с которыми могут быть связано возникновение орографических волн.

Глава 3. Детальный анализ случаев горных волн

3.1 Волны над Малоазиатским нагорьем

3.1.1 Орография и климат

Турция занимает уникальное географическое положение, страна частично расположена в Азии, частично в Европе. Турция расположена на пересечении Балкан, Кавказа, Ближнего Востока и восточного Средиземноморья. Общая протяженность границ составляет примерно 6440 км, береговые линии проходят вдоль Черного, Эгейского и Средиземного морей, а также проливы, соединяющие Черное и Эгейское моря. Эти проливы, которые включают в себя Босфор, Дарданеллы и Мраморное море известны под общим названием Турецкие проливы. В Турции есть одна вершина высотой более 5000 метров (гора Арарат), три вершины высотой более 4000 метров и 129 вершин высотой более 3000 метров [47].

На разнообразный рельеф Турции влияют несколько факторов, таких как тектоническая активность, горные хребты, прибрежные районы и речные долины. Рельеф Турции выделяется расчлененностью с множеством гор и плоскогорий, горные хребты составляют более 25% всей территории. Средняя высота страны над уровнем моря около 1000 м, Малоазиатское нагорье занимает большую часть территории. Орографически можно разделить Турцию на пять регионов. Европейская часть – это юго-восток Балканского полуострова, береговая линия побережья Мраморного и Эгейского морей сильно изрезана, долины разделены горными кряжами, меняющимися по высоте на западе от 300 м и на востоке до 1500 м.

В регионе средиземного побережья находятся мощные хребтовые системы с вершинами, чья высота может достигать 3 км над уровнем моря.

Центральный регион занимает Анатолийское плоскогорье — часть Малоазиатского нагорья в Турции, его средняя высота составляет примерно 1000 м, в результате речной эрозии рельеф сильно изрезан. По направлению к востоку плоскогорье начинает повышаться, постепенно переходя в Восточно-Анатолийское нагорье (Армянское).

Рельеф Восточно-Анатолийского нагорья достаточно сложен, здесь находится самая высокая точка страны – вулканическая гора Большой Арарат (высота 5137 м). Поэтому большая часть региона покрыта слоем лавы с разбросанными хребтами и тектоническими котловинами.

Климатические условия в Турции сильно зависят от местности, но в целом совпадают с орографическим районированием. Море и горы создают контраст между внутренними районами и прибрежными полосами. На черноморском побережье преобладает переходный субтропический климат с небольшими температурными колебаниями (5 °C в самый холодный период и до 22–24 °C в самый жаркий). Горные хребты, тянущиеся параллельно Черному и Средиземному морям, создают барьер для дождевых облаков, движущихся вглубь страны, поэтому обильные осадки выпадают на склонах, обращенных к побережью. Со стороны Эгейского моря горные хребты тянутся перпендикулярно побережью, разделенному широкими долинами, которые позволяют морскому климату преобладать на несколько сотен километров вглубь страны.

Отличительными признаками средиземноморского климата являются жаркое сухое лето и дождливая тёплая зима. Летом температура воздуха в среднем составляют 33–35 °C, а зимой средние температуры не превышают 10 °C. Анатолийское плоскогорье – зона распространения семиаридного климата. Небольшое количество осадков и минусовые зимние температуры (до –18 °C) сменяются тридцатиградусной летней жарой.

Континентальный климат Восточно-Анатолийского нагорья характеризуется продолжительной и суровой зимой. На южной его оконечности средне январская температура примерно равна -1°C , в то время как в центральных и северных районах падает до -12°C , а ночами и до -40°C . Лето здесь жаркое и сухое, с большими суточными перепадами температур.

Количество осадков сильно зависит от рельефа, общее годовое количество осадков в 305-406 мм характерно для большей части внутренних районов, в то время как в более высоких частях Понтийского и Таврского хребтов выпадает более 1000 мм.

Для определения топографических условий была создана цифровая модель рельефа (ЦМР) Малоазиатского нагорья (Рис. 3.1).



Рис. 3.1 Цифровая модель рельефа Малоазиатского нагорья

3.1.2 Анализ случая горных волн над Малоазиатским нагорьем

Детально рассмотрен случай орографического возмущения над центральной и западной частью Малоазиатского нагорья в Турции за 30.04.2019 и проанализированы условия распространения горных волн.

Орографические волны возникают при перпендикулярном по отношению к горному хребту направлению ветра, чтобы убедиться в выполнении этого условия, можно обратиться к реанализу. По данным реанализа MERRA-2 (Рис. 3.2) за 12:00 UTC на геопотенциальном уровне 850 гПа ветер имел ЮЗ (перпендикулярное) направление к хребтам и двигался с более холодной морской поверхности в сторону разогретого полуострова Малой Азии.

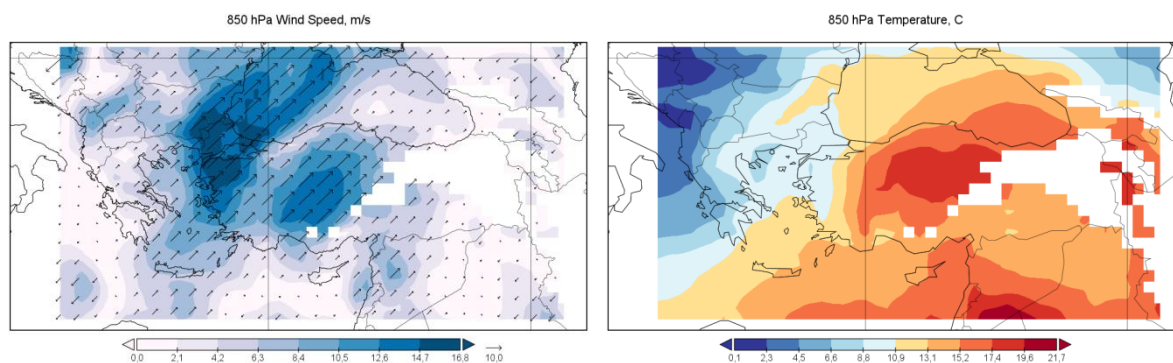


Рис. 3.2 Карты реанализа ветра и температуры на уровне 850 гПа

На спутниковым снимкам, сделанным спектрометрическим MODIS, в видимом канале над западной и центральной частью Турции облачность практически не наблюдается, но если подключить для анализа данного случая снимки в каналах водяного, можно увидеть волновую активность – «невидимые» горные волны (Рис. 3.3).

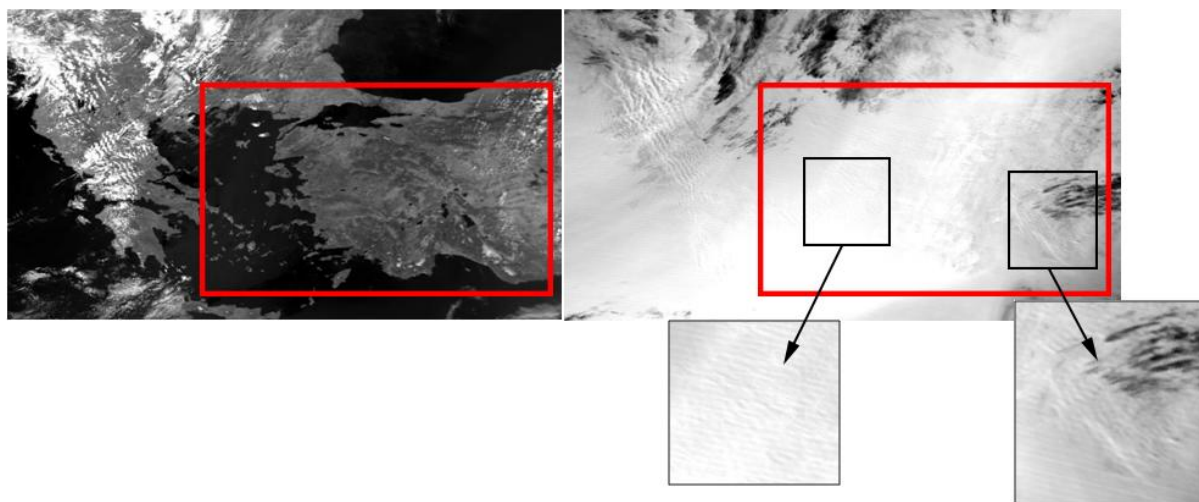


Рис. 3.3 Снимки в видимом диапазоне (0.8 мкм) и пароводяном канале (7.3 мкм)

Волновой поток распространяется с Эгейского моря вглубь континента и занимает обширную область с разными орографическими условиями, поэтому для более подробного анализа проложим два перпендикуляра через карту рельефа: один для Центрального региона, второй для Западной части – в районе Анатолийского плоскогорья. Перпендикуляры соединяют точки шести аэрологических станций. На Рис. 3.4(а) показано расположение аэрологических станций и распространение горных волн (красной стрелкой указано направление движения воздушной массы). Несмотря на то, что высота гор в этих районах до 3 км, влияние орографии прослеживается вплоть до тропопаузы, что может повлиять на полет воздушных судов.

Использование синтезирования снимков позволяет получить дополнительную информацию для обнаружения «невидимых» волн и высоты их распространения. Были взяты снимки в видимом диапазоне (0.8 мкм) и пароводяных каналах: излучение водяного пара в средней тропосфере отражает снимок в канале 7.3 мкм, а снимок в канале 6.7 мкм – излучение в верхней тропосфере [1]. Синтезированный в модель RGB (0.8, 7.3, 6.7 мкм) снимок представлен на Рис. 3.4(б). Отсутствие или малые значения компоненты красного цвета, отвечающей за отражаемости оптически плотных облаков, свидетельствует о «невидимых» орографических волнах.

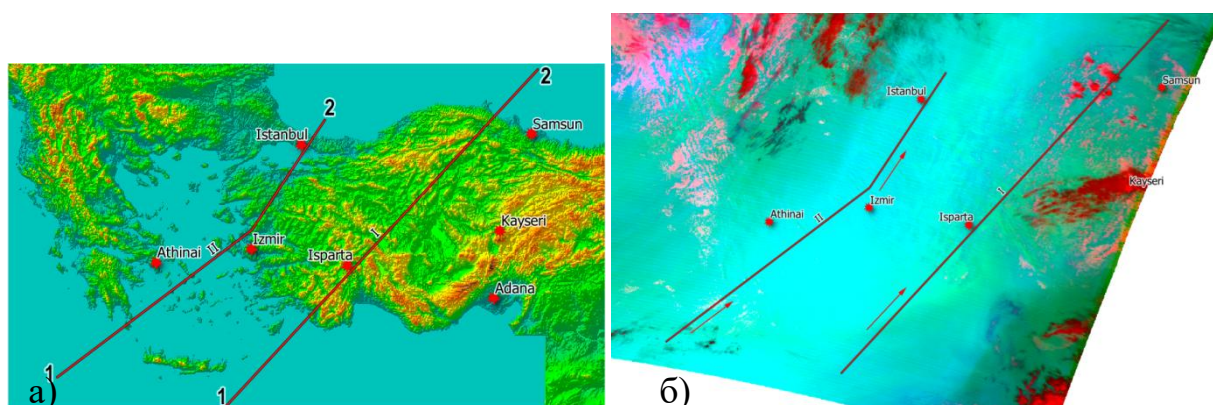


Рис. 3.4 Цифровая модель рельефа с расположением аэрологических станций (а) и цветосинтезированное изображение в видимом канале (R 0.8 мкм) и каналах водяного пара (G 7.3 и B 6.7 мкм) (б)

Проанализировать состояние атмосферы можно при помощи данных радиозондирования. В районе Малоазиатского нагорья были взяты 6 станций. Для первого перпендикуляра Центрального региона используются станции Isparta, Kayseri и Samsun, а для второго – Athinai, Izmir и Istanbul.

По цифровой модели рельефа были построены высотные профили местности для проведенных перпендикуляров (Рис. 3.5).

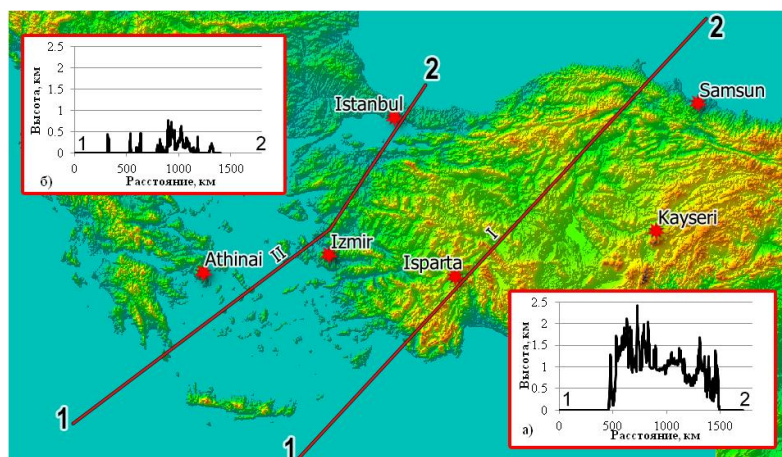


Рис. 3.5 Цифровая модель рельефа и расположение аэрологических станций (движение воздушных масс от точки 1 к точке 2) и высотные профили перпендикуляра I (а) и перпендикуляра II (б)

Рельеф Центрального региона очень сложен, воздушный поток сразу встречается с горными массивами при выходе с морской поверхности на континент (Рис. 3.6), однако станцию Isparta можно считать наветренной по отношению к самым высоким хребтам Центральной части Малоазиатского нагорья (более 2 км).

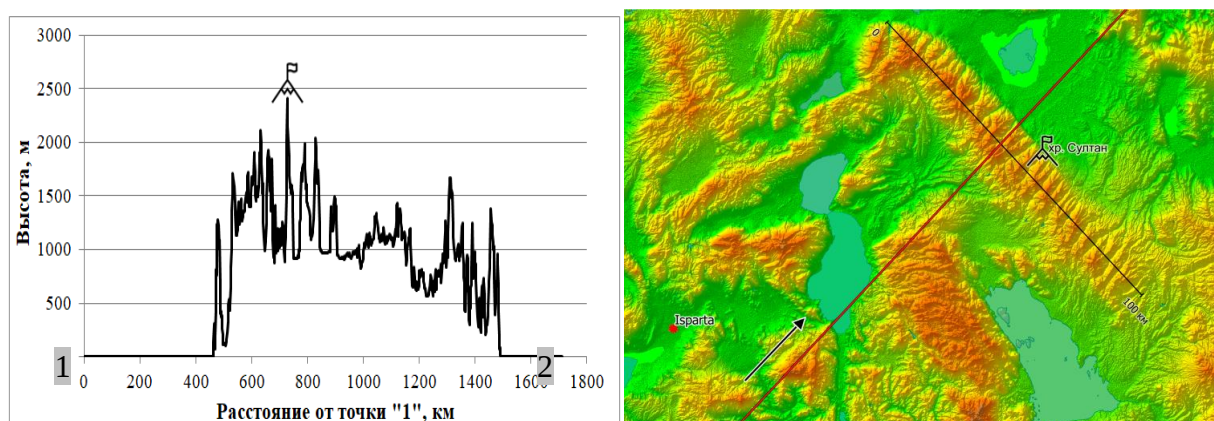
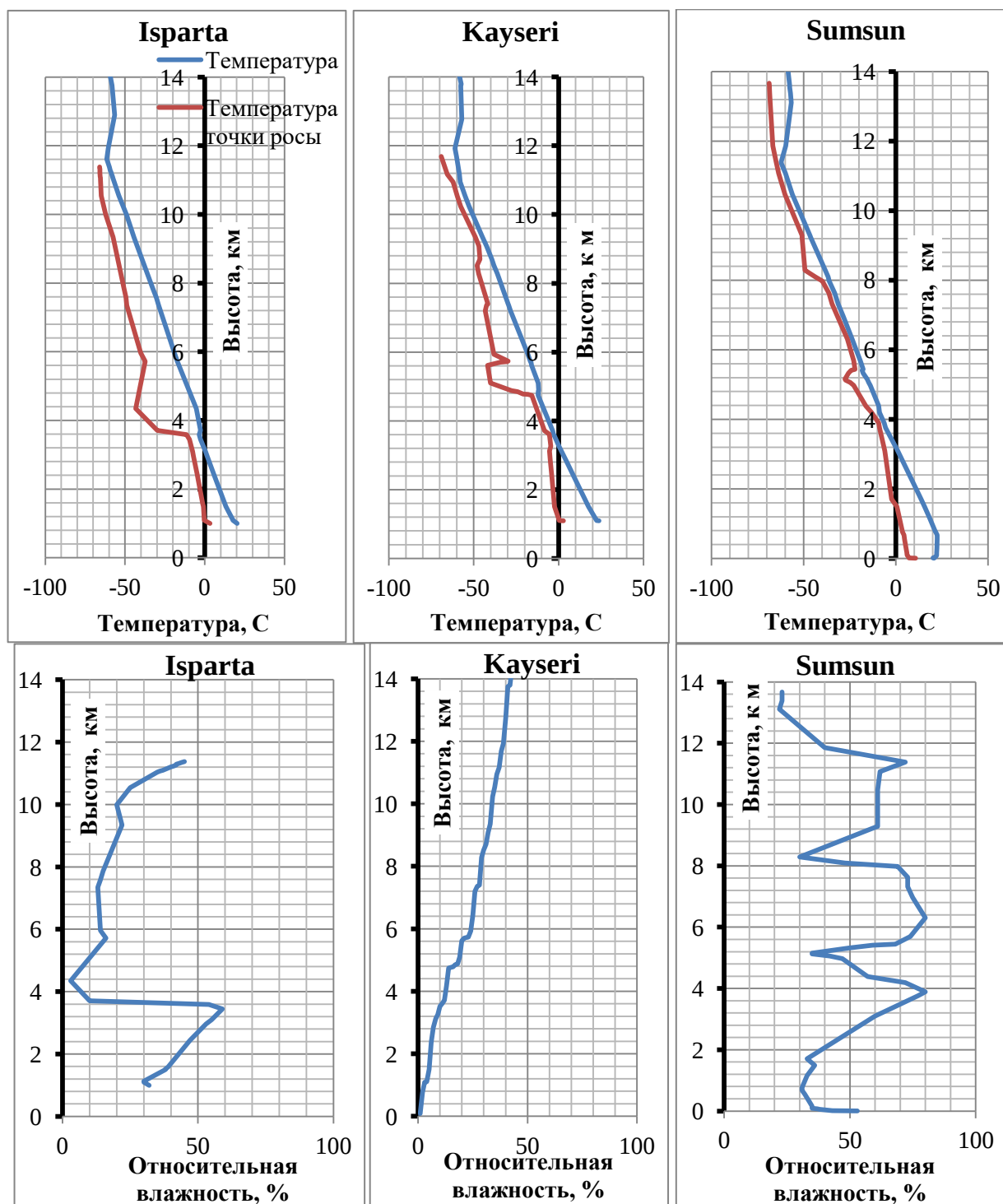


Рис. 3.6 Высотный профиль перпендикуляра I и укрупненная цифровая модель рельефа в районе хребта Султан

По данным радиозондирования были построены вертикальные профили для температуры, температуры точки росы, относительной влажности, скорости и направления ветра до и после прохождения воздушным потоком горных хребтов по перпендикуляру I для наветренной станции Isparta и подветренных Kayseri и Sumsun (Рис. 3.7).



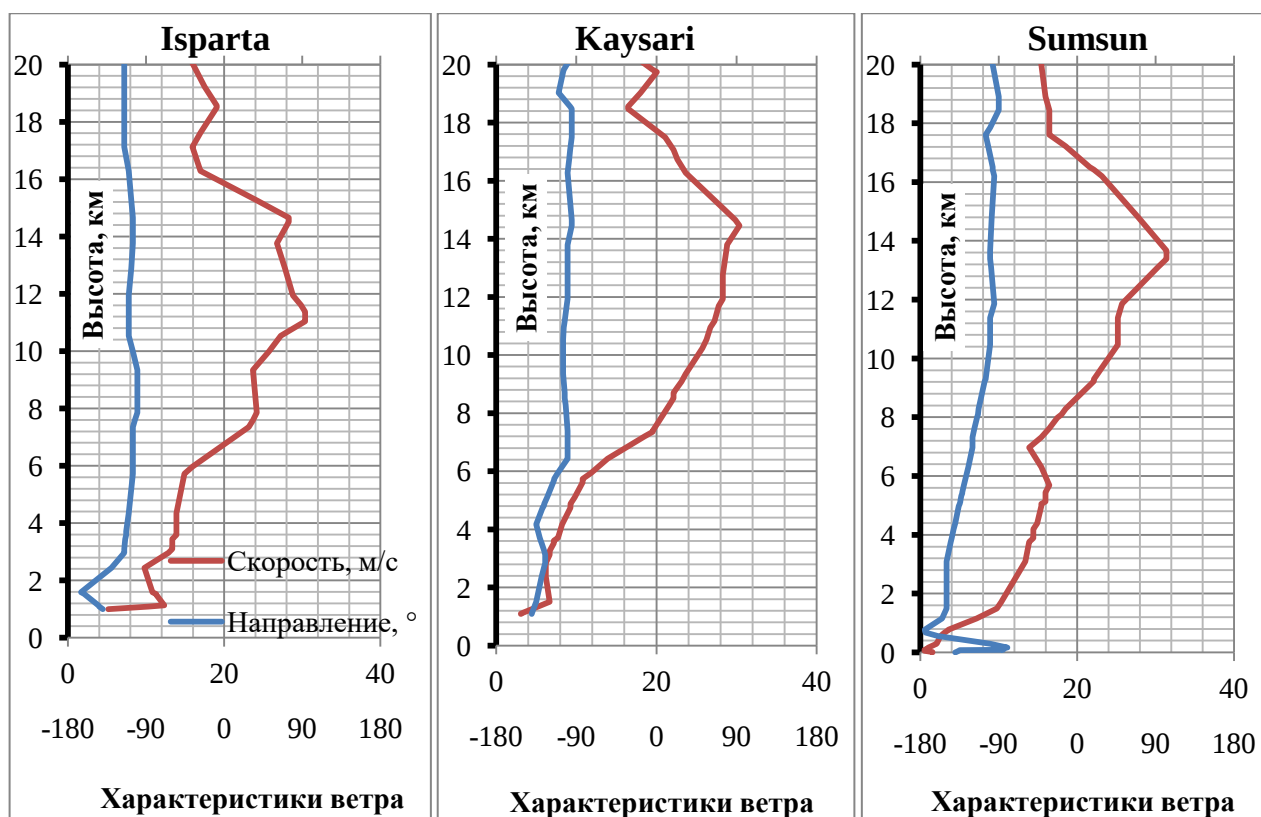


Рис. 3.7 Вертикальные профили метеопараметров на станциях Isparta, Kayseri и Sumsun при наблюдении орографических волн

Для станции Isparta небольшая температурная инверсия наблюдается в слое 3.5 – 3.7 км, инверсия температуры точки росы в слое 4.3 – 5.7 км. Наиболее близко температура и температура точки росы находятся в слое у 3 км, но их значительная разница свидетельствует о довольно сухом воздухе. На подветренной станции Kaysari дефицит точки росы наименьший в слоях 3 – 4 км и 9 – 10 км. Дефицит точки росы минимален для станции Sumsun на высоте 3.9 км, в целом в атмосфере от 5.4 до 11 км температура и температура точки росы достаточно близки друг к другу. При этом у всех станций близь высоты 5 км наблюдается резкое увеличение дефицита точки росы.

На наветренной станции Isparta воздух значительно суше, чем на подветренных. Наибольшая влажность 59% на высоте 3.4 км, затем очень сухая прослойка (3%) на 4.3 км. На подветренной станции Kayseri влажность максимальна на высоте 3.6 км (83%), более сухая прослойка на 3.7 км (69%),

сухая атмосфера от 5 до 6 км. На станции Sumsun относительная влажность уменьшается до высоты 1.7 км (около 30%), затем влажные слои (80%) на высотах 3.9, 6.3 км чередуются с сухими прослойками (35-30%) с высотами 5.1 и 8.2 км.

Можно увидеть, что на наветренной станции Isparta направление ветра сохраняется практически постоянно ЮЗ-З от высоты 2440 м. Ветер на станции Kayseri тоже имеет преобладающее ЮЗ-З направление. На подветренной станции Sumsun восточное направление меняется на ЮЗ-З от высоты 1.7 км.

Скорость ветра на станции Isparta резко увеличивается с 5 до 12 м/с при поднятии на 133 м от уровня станции, после ослабляется до 9.8 м/с на высоте 2440 м, после чего снова начинает возрастать до 11 км. На станции Kayseri скорость ветра росла с приземного уровня до 1.5 км с 3 до 6.7 м/с, немного уменьшилась до высоты 2.8 км, после чего снова продолжила возрастать. Скорости ветра на станции Samsun меньше 10 м/с до высоты 1.5 км. Можно заметить, что воздушный поток ослаб при прохождении через хребет Султан, о чем свидетельствуют меньшие скорости на подветренных станциях.

Рассмотрим теперь перемещение воздушной массы по перпендикуляру II для Европейской части (Рис. 3.8).

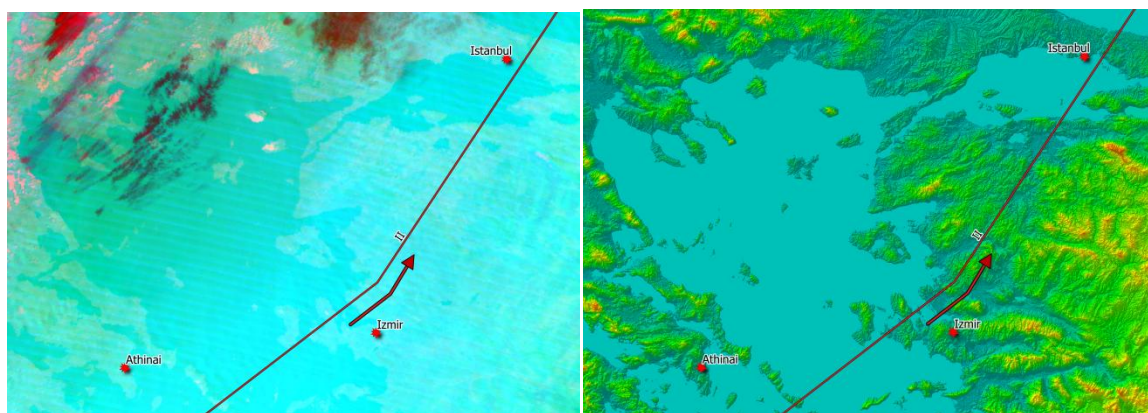
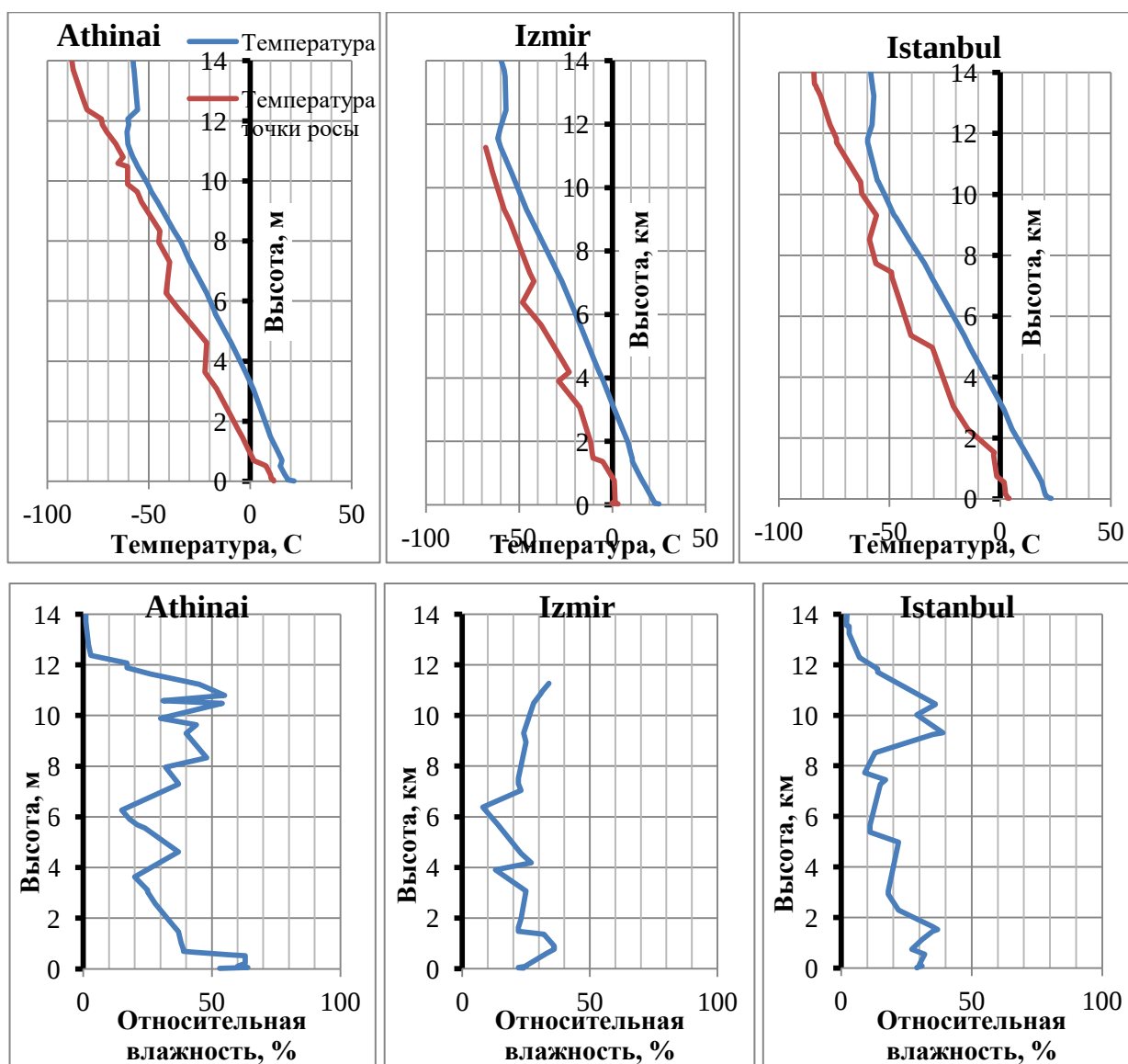


Рис. 3.8 Поворот орографических волн на цветосинтезированном изображении и цифровой модели рельефа

Перемещаясь по водной поверхности Эгейского моря воздушная масса пересекает острова Греции высотой 440 – 460 м. При движении по Малоазиатскому нагорью воздушный поток сталкивается с вершинами менее 800 м. Во впадине между двумя самыми высокими точками профиля (757 и 728 м) происходит поворот на 20° к западу. Воздушный поток также проходит над Мраморным морем, Стамбулом (отмечен как станция Istanbul) и далее распространяется над Черным морем.

По данным радиозондирования были построены вертикальные профили для температуры, температуры точки росы, относительной влажности, скорости и направления ветра до и после прохождения воздушным потоком горных хребтов для станций Athinai, Izmir и Istanbul (Рис. 3.9).



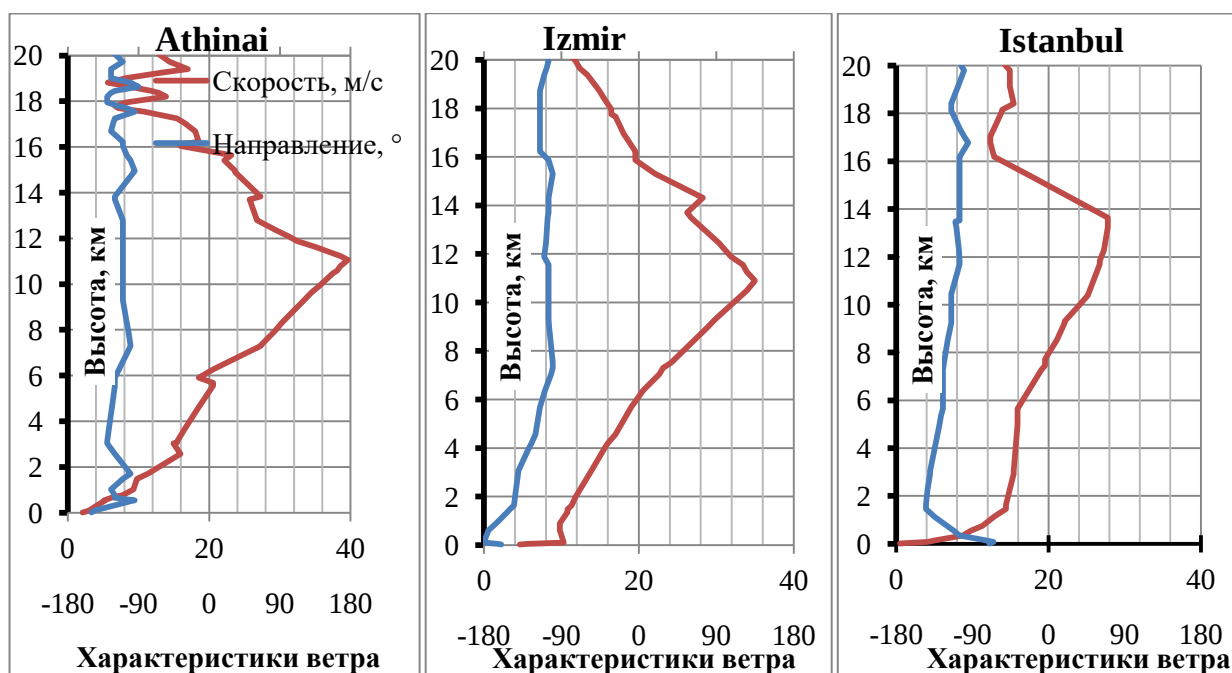


Рис. 3.9 Вертикальные профили метеопараметров на станциях Athinaï, Izmir и Istanbul при наблюдении орографических волн

Станция Athinaï располагается на Балканском полуострове, но будем рассматриваться её для анализа характеристик потока до начала его движения по полуострову Малая Азия. Небольшая температурная инверсия на станции Athinaï на уровне 600-700 м, а также ряд инверсий выше 10 км. Дефицит точки росы наименьший в первых 500 м, а также в слое от 8.3 до 11 км. Над станцией Athinaï наиболее влажные слои на высотах 52 – 513 м ($> 60\%$), сухие прослойки ($\leq 20\%$) на высотах 3.6 и 6.2 км. На высотах от 10 до 11 км относительная влажность увеличилась до 55%. Над станцией Athinaï профиль скоростей ветра в основном увеличивается с высотой до 11 км, небольшие ослабления только в районе 3 и 6 км. В целом скорость ветра на станции достаточно большая. Направление над станцией Athinaï остается в диапазоне ЮЗ – З, на более высоких уровнях (выше 7 км) преобладает западное.

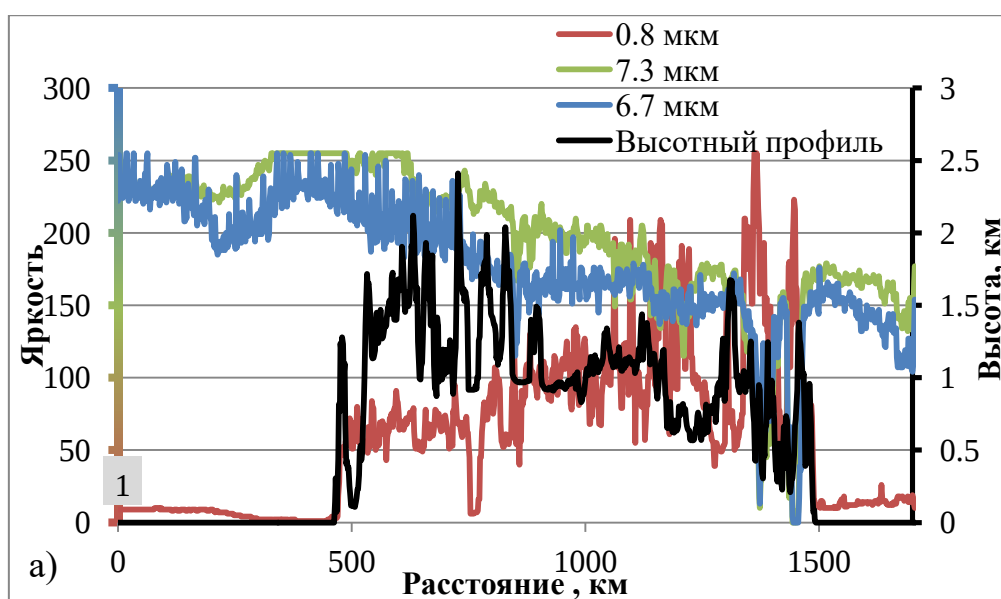
На наветренной станции Izmir инверсии температуры не наблюдаются до высот более 11 км. Для температуры точки росы значения слабо меняются в приземном слое до 125 м. Дефицит точки росы достаточно большой во всей атмосфере, что может свидетельствовать о сухом воздухе. Над станцией

Istanbul инверсий температуры также не наблюдается до высот более 11.8 км. Наименьшие значения дефицита точки росы в слое 9.3 – 11.0 км.

На станциях Малой Азии прослеживается небольшая относительная влажность атмосферы ($< 40\%$) в целом. Наиболее сухой воздух над наветренной станцией Izmir, где наибольшая влажность на высоте 895 м (36%), а наиболее сухая прослойка (8%) на высоте 6.3 км. Над станцией Istanbul атмосфера менее сухая, но наибольшие значения относительной влажности на высотах 1.5 и 9.3 км менее 40%. Довольно сухие слои ($< 20\%$) от 2.9 до 7.7 км.

На наветренной станции Izmir от уровня 610 м до 10.9 км скорость всё время увеличивалась с высотой, от 100 м ветер уже превышала 10 м/с. Над станцией Istanbul скорость ветра медленнее растет с высотой, а её значения по всей атмосфере слабее, чем на двух предыдущих. Наблюдается небольшой сдвиг ветра приземного уровня, сдвиг между 2 и 3 км. С высотой ветер сменяется с южного на западный. Над станцией Istanbul приземный ветер ЗСЗ, а от высоты 1.4 км ЮЗ-З.

Для анализа высоты распространения орографических волн были построены фотометрические разрезы по цветосинтезированному изображению в каналах 0.8, 7.3 и 6.7 мкм (Рис. 3.10).



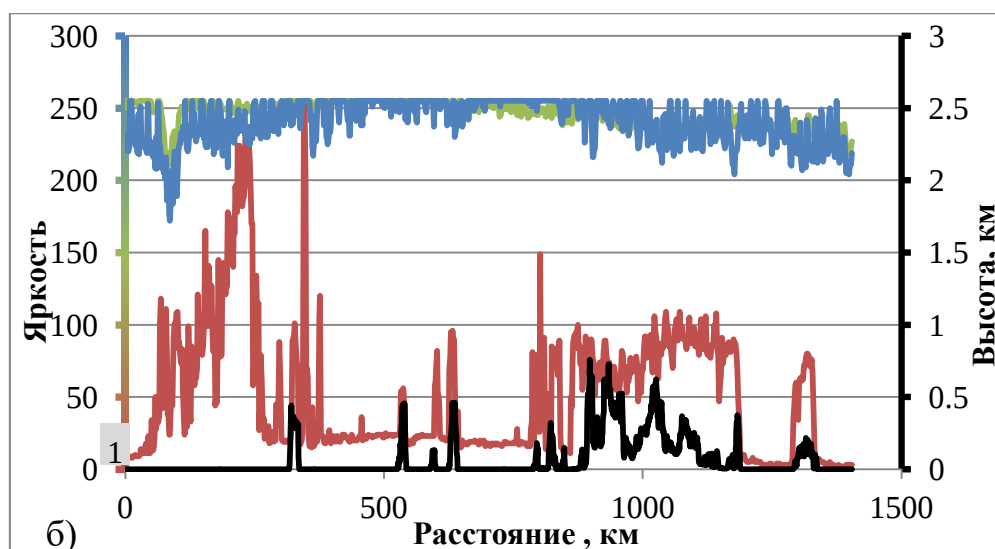


Рис. 3.10 Фотометрические разрезы яркости (0.8, 6.7, 7.3 мкм) и высотный профиль перпендикуляра I (а) и перпендикуляра II (б)

Низкие значения яркости в видимом спектральном канале (красная кривая) свидетельствуют о низкой отражаемости оптически плотных облаков. Высокие значения яркости в пароводяных каналах (кривые зеленого и синего цвета) свидетельствуют о мощных волновых движениях до высот более 7 км. Влияние горного хребта можно проследить до уровня верхней тропосферы.

Для перпендикуляра I можно заметить, что значения зелёной и синей компонент, отвечающих за распространение в средней и верхней тропосфере, уменьшились после преодоления вершин более 2 км, а значения красной компоненты видимого канала наоборот увеличились по мере удаления от точки «1». В самом конце (близь станции Sumsun) воздушный поток оказался уже ослабленным, его часть не пересекла наветренную вершину, около которой скопилась кучевая облачность. После выхода на морскую поверхность значения зелёной и синей компонент снова увеличились.

В начале движения от точки «1» по перпендикуляру II над частью Средиземного моря излучение в средней тропосфере было сильнее излучения в верхней, а также прослеживалась некоторая облачность (красная компонента). Над Эгейским морем колебания амплитуд зелёной и синей компонент минимальны, а их значения очень высоки. После выхода на

поверхность Малой Азии и повороте на 20° к западу амплитудные колебания увеличились, вклад синей компоненты (излучение в верхней тропосфере) в некоторых местах после прохождения вершин превышал вклад зелёной компоненты (излучение в средней тропосфере). Меньшие значения компонент зелёного и синего цвета ближе к Мраморному морю подтверждают выводы о том, что орографический поток ослаб. После выхода к Черному морю колебания ещё больше уменьшились.

Для натекающего потока с наветренных станций Isparta и Izmir был построен вертикальный профиль параметра Скорера (Рис. 3.11)

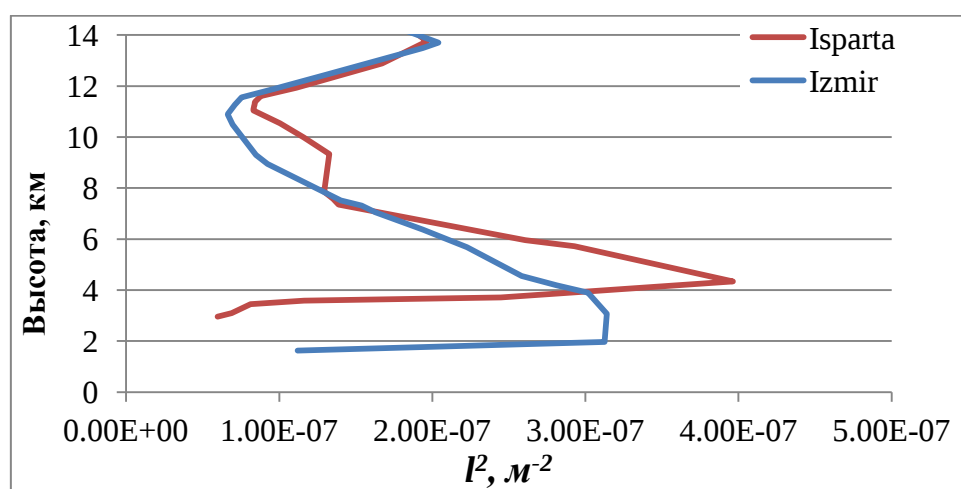


Рис. 3.11 Вертикальные профили параметра Скорера I^2 для наветренных станций Isparta и Izmir

Для наветренной станции Isparta для перпендикуляра I наблюдается резкое уменьшение параметра Скорера с высоты 4.3 км до уровня 7.6 км, что может свидетельствовать о благоприятных условиях для развития захваченных подветренных волн.

На наветренной станции Izmir для перпендикуляра II параметр Скорера слабо меняется в слое 1.9 – 3.9 км, условия будут благоприятными для возникновения вертикально распространяющихся горных волн.

Для наветренных станций также были определены максимальное и фактическое расстояния, до которых натекающий поток будет испытывать влияние наветренной вершины (Таблица 3.1).

Таблица 3.1 – Максимальное ($L_{\max}$) и фактическое ($L_{\text{фактич}}$) расстояние, на котором горная вершина оказывает влияние на натекающий поток

Станция	Высота над станцией (м)	$L_{\max}$ (км)	$L_{\text{фактич}}$ (км)
Izmir	1634	67.8	57.4
Isparta	2966	104.7	39.8

Воздушная масса будет проходить над заблокированным районом наветренного склона на расстоянии L . Чем сильнее стратификация, тем больше расстояние L , а при сильном ветре это расстояние уменьшается.

Для наветренной станции Izmir максимальное расстояние отличается от фактического приблизительно на 10.4 км, а для станции Isparta значения $L_{\max}$ и $L_{\text{фактич}}$ различаются практически на 65 км. Это связано с тем, что над наветренной станцией Isparta атмосфера менее устойчивая, а скорости ветра велики.

В работе вычислены частота Брента-Вайсяля N , число Фруда Fr , число Ричардсона Ri и масштаб Лира λ_z на станциях Isparta, Kayseri и Sumsun; Athinai, Izmir и Istanbul (Таблица 3.2).

Таблица 3.2 – Данные о высоте, частоте Брента-Вайсяля, числе Фруда, числе Ричардсона и масштабе Лира для станций Малоазиатского нагорья

Станция	Высота станции (м)	Высота (м) для расчета числа Fr	N (с ⁻¹)	Fr	Ri	λ_z (км)	Длина волны, км
Athinai	15	767	0.0051	1.2	2.2	9.5	14
Izmir	29	1634	0.0038	1.5	1.2	11.3	10
Istanbul	17	748	0.002	1	3.3	8.7	7
Isparta	997	2966	0.0026	1.1	1.6	25.7	11
Kayseri	1094	4782	0.0023	0.6	0.5	25.5	9
Sumsun	4	1703	0.014	0.1	0.15	4.8	9

Числа Фруда для станций Athinai, Izmir и Istanbul находятся в диапазоне $Fr = 1.0 - 1.5$ что соответствует ситуации устойчивой атмосферы с

сильными ветрами, в результате чего происходят сильные восходящие и нисходящие волновые колебания – длина волны совпадает с шириной горы. Над станцией Izmir атмосфера несколько менее устойчиво стратифицирована, чем над станциями Athinaï и Istanbul, а скорости ветра достаточно высоки (>10 м/с), в результате чего число Фруда наибольшее ($Fr = 1.5$). После перемещения воздушного потока дальше по Малой Азии орографические волны ослабли: атмосфера стала более устойчивой, а ветер уменьшился.

Для станции Sumsun число Фруда $Fr \ll 1$, это характерно при слабом ветре и сильной устойчивости, что и отображено на вертикальных профилях данных радиозондирования. Длина волны короче ширины горного хребта, слабые горные волны с подветренной стороны. Часть потока воздуха заблокирована с наветренной стороны и не может пересечь вершину. Для станций Kaysari и Isparta атмосфера не такая устойчиво стратифицированная, как над станцией Sumsun, а также воздушный поток преодолевает препятствия с большими скоростями, особенно над наветренной станцией Isparta (>10 м/с), где число Фруда $= 1.1$.

При числе Ричардсона приблизительно равном 1, поток считается достаточно турбулентным в устойчивой стратификации. Для перпендикуляра II число Ричардсона над наветренной станцией Izmir наименьшее ($Ri = 1.2$), на подветренной станции Istanbul турбулентный поток ослабляется ($Ri = 3.3$).

Для перпендикуляра I над наветренной станцией Isparta число Ричардсона немного выше 1 ($Ri = 1.6$), с подветренной стороны турбулентный обмен усилился, над станцией Kaysari $Ri = 0.5$. Над станцией Sumsun число Ричардсона равно 0.15, однако, оно практически не меняется по высоте, поэтому нельзя делать выводы об интенсивной турбулентности.

Длина волны подветренных облаков зависит от стабильности атмосферы и скорости ветра. Короткие волны возникают в очень стабильных атмосферных условиях при низких скоростях ветра, в то время как сильные

скорости ветра и слабая стабильность генерируют волны большей длины. Волны с подветренной стороны не будут генерироваться, если ширина горы окажется меньше масштаб Лира, характеризующим длину волны.

Например, по данным с наветренной станции Isparta ширина горы должна быть больше 25.7 км, чтобы с подветренной стороны горного препятствия могли возникнуть орографические волны. Ширина хребта Султан составляет около 33 км, следовательно, горные волны могут генерироваться на его подветренном склоне.

По спутниковым снимкам была измерена длина горных волн, их диапазон меняется от 14 до 9 км. При движении по Малоазиатскому нагорью длина волн сократилась, на подветренных станциях Istanbul и Sumsun она составляет менее 10 км.

Струйное течение может играть важную роль в формировании волновых возмущений в тропосфере, возбуждая генерацию порывов ветра. Проверить наличие струйного течения можно по карте реанализа АТ-300 и RGB-модели для определения воздушных масс (Рис. 3.12).

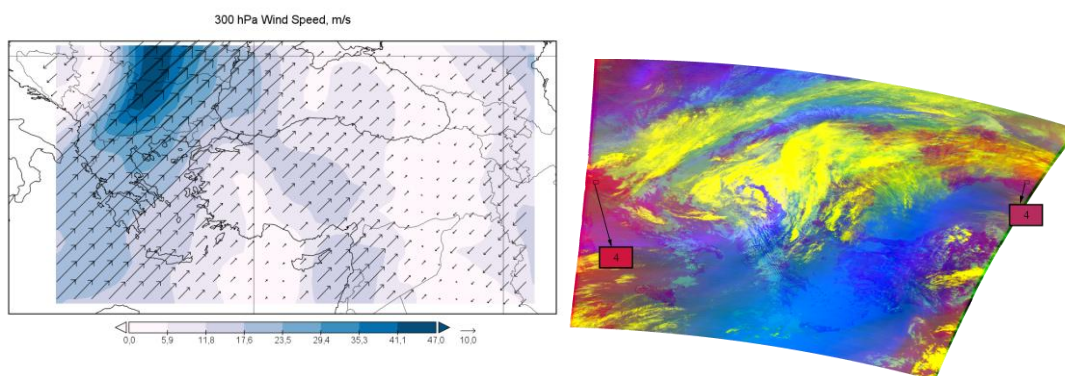


Рис. 3.12 Карта реанализа ветра на уровне 300 гПа

Струйного течения не проходило непосредственно над Малой Азией, но оно прослеживается над Балканским полуостровом со скоростями до 47 м/с. По RGB-модели, помогающей интерпретировать воздушные массы, ось струйного течения прослеживается от Италии в сторону севера Чёрного моря, часть закрыта плотной облачностью высокого уровня.

Таким образом, атмосфера оказалась более влажной для перпендикуляра I, чем для перпендикуляра II (дефицит точки росы меньше и больше относительная влажность). Однако поток столкнулся с более сложным рельефом, скорости ветра были меньше и ему требовалось больше энергии для преодоления высоких хребтов. Длина и амплитуда орографических волн также больше для перпендикуляра I, но в конце часть потока оказалась заблокирована горными препятствиями.

3.2 Волны над Адриатическим регионом

3.2.1 Орография и климат

Адриатическое море разделяет Апеннинский и Балканский полуостров, таким образом, оно замыкается с трёх сторон высокими горными хребтами: Апеннинскими (юго-запад), Альпами (север) и Динарским нагорьем (северо-восток) [48]. Ветры с этих гор часто дуют в сторону Адриатического моря, из-за чего над регионом можно наблюдать волнообразные колебания.

В работе исследованы горные волны, возникающие над Аппенинами и Динарским нагорьем, рассмотрим орографические и климатические особенности в данных районах более подробно.

Апеннины являются горным массивом в центральной Италии, простираются примерно на 1200 км с севера на юг, ширина варьируется от 40 до 200 км. В основном преобладают высоты от 1200 до 1800 м, Корно-Гранде – самая высокая вершина, достигающая 2912 м. Апеннины относятся к числу молодых хребтов Альпийской системы, с геологической точки зрения они связаны с прибрежным хребтом Атласских гор в Северной Африке. Также существует сходство с Динарскими Альпами, простирающимися через Балканский регион. Апеннины можно поделить на три части: Северные, Центральные и Южные Апеннины.

Климат самой высокой части Апеннин континентальный, но смягчен влиянием Средиземноморья. Наблюдаются частые снегопады, холодная зима и жаркое лето (средняя температура июля 24 – 35 °С). Среднее количество осадков от 1000 до 2000 мм в год, в западной части на склонах Тирренских гор осадков выпадает больше, чем в восточной части у Адриатического моря.

К ветрам западного направления в Адриатике относятся северо-западный Маэстрал, дующий с умеренной силой с весны до осени; Пуленат – западный кратковременный, холодный и сильный ветер; Невера – термальная штормовая система, которая с огромной скоростью надвигается с открытого моря (запада), чаще наблюдается летом; Лебич (или гарбин) – юго-западный сильный ветер, редко дует на побережье Адриатики, особенно силен в осенние и зимние месяцы, вызван наступлением низкого давления и холодного фронта; Поненте – штормовой ветер, характерен постепенно продвигающейся облачной завесой от побережья на восток, сопровождается порывами ветра перед кратковременным затишьем, после которого ветер начинает дуть с постоянной силой.

Регион Адриатики часто ассоциируется с борой - самым типичным ветром восточного побережья Адриатики. Это сухой и холодный ветер, дующий с северо-восточного сектора. Направление, с которого они дуют, может отличаться и не всегда одно и то же. Они могут дуть с северо-северо-востока, а также с востока – северо-востока.

Бора обычно возникает из-за разницы между температурой воздуха над сушей и температурой поверхности моря. Когда холодный воздух над сушей поднимается, он скатывается по крутым склонам к морю. Поскольку холодный воздух тяжелее теплого, массы холодного воздуха временами устремляются к поверхности моря с сильными порывами вниз по склонам голых прибрежных гор. Это сильный кatabатический ветер, возникающий, при накоплении холодного воздуха за горным массивом, в случае Адриатики – за Динарическими Альпами.

Антициклоническая бора возникает, когда над центральной Европой наблюдается большая ячейка высокого давления, а над Средиземным морем, как правило, более низкое. Антициклонический бора (известна также как «белая бора» или «чистая бора») в основном представляет собой сухой и очень порывистый ветер. Характеризуется холодной, ясной погодой и проходит над Адриатическим морем в течение всего года.

Циклоническая бора – это сильный, устойчивый ветер противоположного направления. Ассоциируется с пасмурной и влажной погодой, поэтому известна также как «темная бора». Она достаточно сильна, чтобы достичь районов восточно-итальянского побережья.

Динарское нагорье – юго-восточная часть Восточных Альп – тянется параллельно Адриатическому побережью примерно от Триеста (Италия) и Словении на юг до Албании. Наибольшая высота 2694 метра (гора Езерца), длина массивов около 650 – 700 км и ширина от 50 до 200 км. Горная система имеет треугольную форму, она расширяется по мере вытягивания в юго-восточном направлении. Цепь состоит из более двухсот гор, разделенных между государствами: Словенией, Италией (окраинные границы системы), Хорватией, Боснией и Герцеговиной, Черногорией, Сербией и Албанией [49].

Горы Динарских Альп находятся под влиянием трех основных типов климата. На высотах узкого прибрежного пояса и островах Адриатического моря преобладает средиземноморский климат, характеризующийся жарким, сухим летом и мягкой и дождливой зимой. На большей части Динарских Альп классический альпийский климат с обильными осадками. В альпийском климате короткое и прохладное лето и долгая зима с обильными снегопадами. Горы на северной окраине Динарских Альп и нижние районы северо-восточной цепи характеризуются смесью горного и континентального климата, который иногда называют умеренно-континентальным и гористым. Этот тип климата характеризуется теплым летом, но и холодной зимой.

Для определения особенностей орографии Апеннин и Динарского нагорья была создана цифровая модель рельефа (ЦМР) (Рис. 3.13).

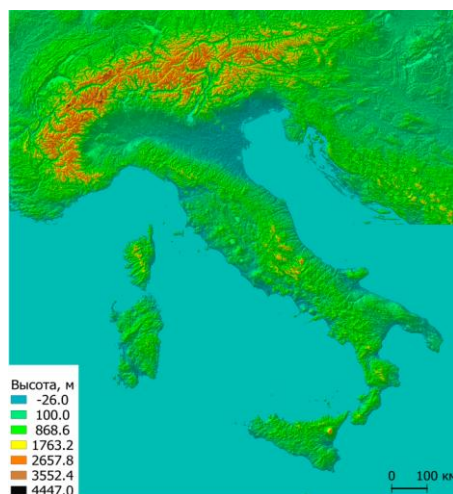


Рис. 3.13 Цифровая модель рельефа Апеннин и Динарского нагорья

3.2.2 Анализ случая горных волн над регионом Адриатики

Рассмотрим два случая возникновения орографических волн в Адриатическом регионе: первый, когда ветер был направлен с северо-востока на юго-запад (29.12.2014), и второй, когда направление было с юго-запада на северо-восток (01.04.2024).

Проанализировать состояние атмосферы можно при помощи данных радиозондирования. В регионе Адриатики были выбраны 4 станции: для Динарского нагорья станции Zadar и Zagreb, а для Апеннин LIRE и S. Pietro; положение всех станций отмечено на цифровой модели рельефа (Рис. 3.14).



Рис. 3.14 Цифровая модель рельефа и расположение аэрологических станций в регионе Адриатики

Проанализируем случай за 29.12.2014, когда ветер дул с северо-востока с глубины материка. В данном варианте для Динарских Альп наветренной станцией будет считаться Zagerb, подветренной – Zadar; для Апеннин LIRE является подветренной станцией в рассматриваемом случае.

По картам реанализа MERRA-2 можно убедиться, что направление являлось перпендикулярным к горному массиву, а также ветер переносил холодную воздушную массу с северо-востока на юго-запад (Рис. 3.15).

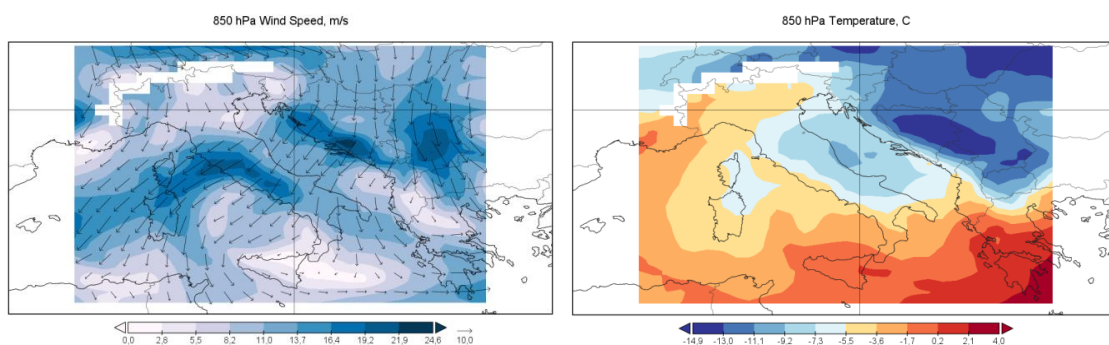


Рис. 3.15 Карты реанализа ветра и температуры на высоте 850 гПа в регионе Адриатики за 29.12.2014 12:00 UTC

Для лучшего обнаружения орографических волн применяется комплексирование в модель RGB снимков в видимом диапазоне (0.8 мкм) и пароводяных каналах (7.3 и 6.7 мкм). Отсутствие красной компоненты, отвечающей за отражаемость оптически плотных облаков, и волнообразные колебания в пароводяных каналах свидетельствуют о случае «невидимых» орографических волн с подветренной стороны Динарского нагорья и Апеннин (Рис. 3.16).

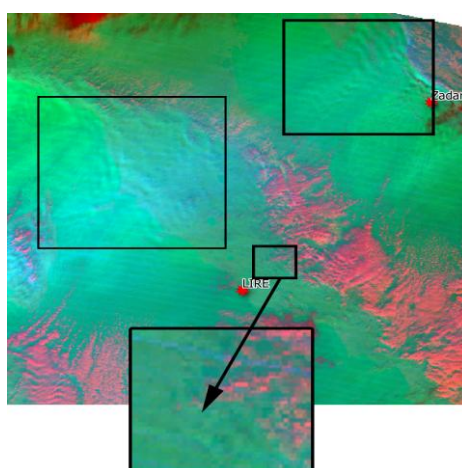
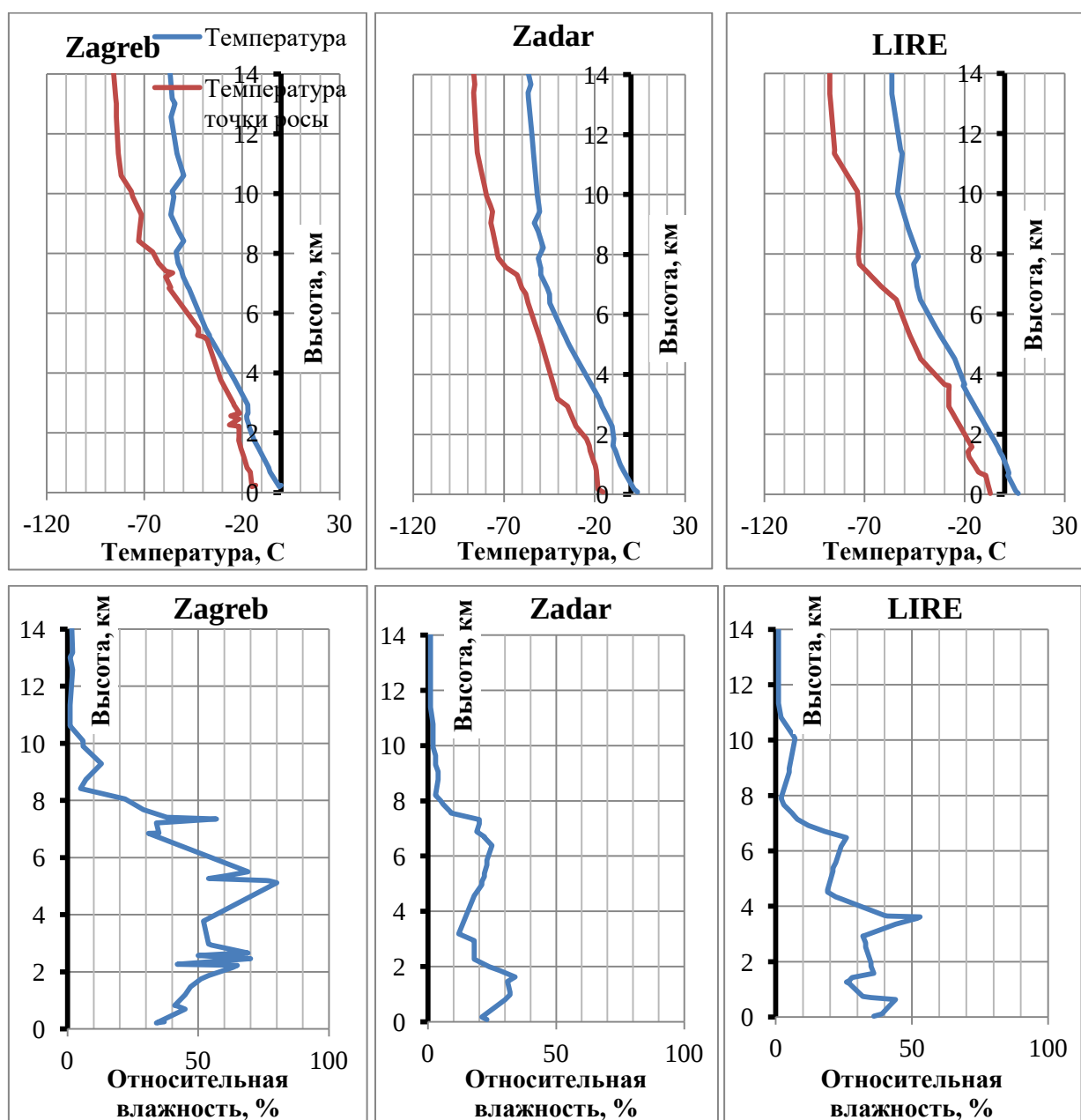


Рис. 3.16 Цветосинтезированное изображение в видимом канале (R 0.8 мкм) и каналах водяного пара (G 7.3 и B 6.7 мкм)

По данным радиозондирования были построены вертикальные профили для температуры, температуры точки росы, относительной влажности, скорости и направления ветра до и после прохождения воздушным потоком горных хребтов Динарских Альп для наветренной станции Zagreb и подветренной Zadar, а также для подветренной станции Апеннин – LIRE (Рис. 3.17).



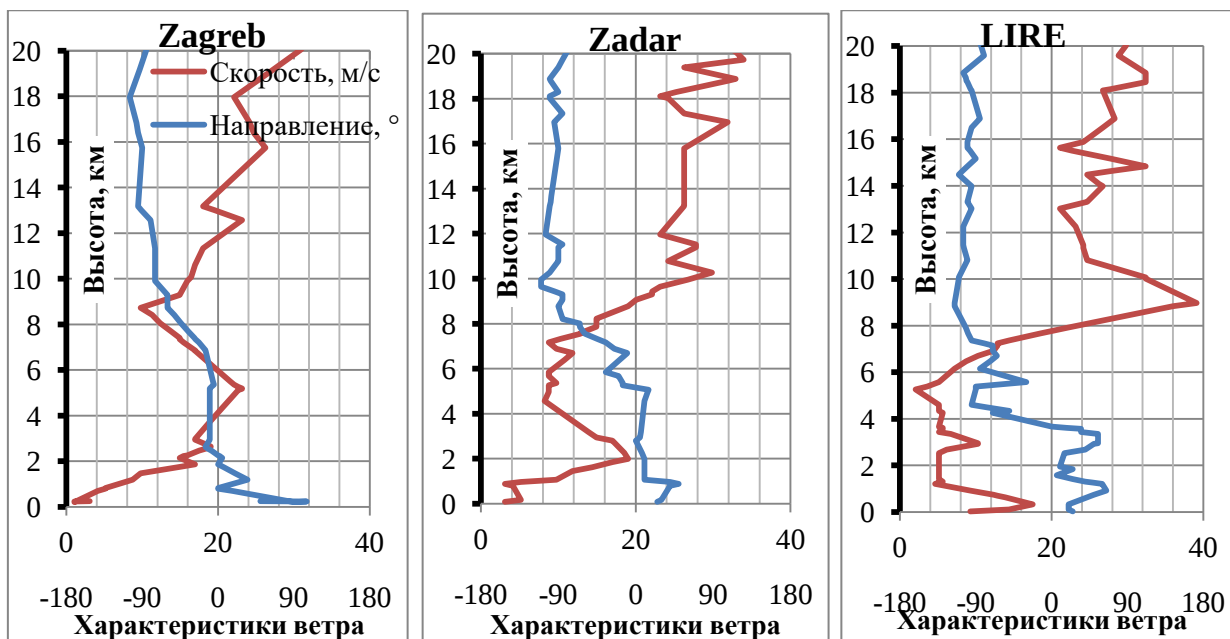


Рис. 3.17 Вертикальные профили метеопараметров на станциях Zagreb, Zadar и LIRE при наблюдении орографических волн

Воздушный поток протекает по Балканскому полуострову, пересекая Динарское нагорье (подветренная станция Zadar), затем выходит на водную поверхность Адриатического моря, после снова сталкивается с горным препятствием – Апеннинскими горами (подветренная станция LIRE). По вертикальным профилям дефицита точки росы и относительной влажности видно, что на наветренной станции Zagreb атмосфера была более влажной, чем на подветренных (даже после пересечения морской поверхности), наименьшее значение дефицита точки росы на высоте 5 км, слои инверсии на высотах 8.4, 10.6, 13.0 км для Zagreb. Для подветренной станции Zadar инверсия на высотах 8.2, 9.4 км, дефицит точки росы достаточно большой во всей толще атмосферы, что свидетельствует о её сухом состоянии. На подветренном склоне Апеннин над станцией LIRE инверсионные слои на уровнях 700 м, 3.6, 7.9 и 11.1 км.

Над наветренной станцией Zagreb наблюдается расслоенность атмосферы по влажности: сухие прослойки (< 50%) на высотах 2.2 и 2.5 км в влажном слое 2.1 – 2.6 км (>65%), после сухой прослойки 52% (3.7 км) наибольшее значение относительной влажности на высоте 5.1 км (80%), ещё один влажный слой на высоте 7.3 км (57%), затем атмосфера становится

сухой ($< 10\%$), но есть небольшой увлажненный слой на уровне 9.2 км (13%). На наветренных станциях такой расслоенности уже нет: над станцией Zadar атмосфера очень сухая, наибольшая влажность 34% в слое 973 – 1618 м (толщина 645 м) и 25% в слое 6.3 – 7.3 км, между ними очень сухая прослойка 12% на высоте 3.1 км. После прохождения над водной поверхностью Адриатического моря атмосфера стала более увлажненной: над подветренной станцией LIRE увлажненные слои на высотах 635 м (44%), 3.6 км (53%) и 6.4 км (26%), между ними сухие прослойки на уровнях 1.2 км (26%) и 4.5 км (19%). На высоте 10 км немного возросла относительная влажность (с 2% до 7%), после чего снова стала сухой.

На всех станциях присутствует колебание значений скорости ветра на высотах около 2 км: над наветренной станцией Zagreb скорость уменьшается с 17 до 15 м/с в слое 1.8 – 2.1 км и с 19 до 17 м/с в слое 2.5 – 2.9 км. Над подветренной станции Динарского нагорья Zadar скорость ветра слабо менялась в слое 171 – 886 м (5 – 3 м/с), затем росла с высотой до 2 км (19 м/с), после чего начала уменьшаться до уровня 4.5 км и слабо менялась в слое до 7.5 км (8 – 11 м/с). Над подветренной станцией Апеннин LIRE скорость ветра была практически одинаковой в слое 1.2 – 2.5 км (5 м/с), на уровне 3 км ветер усилился до 10 м/с, после чего ослаб до высот 5.2 км (2 м/с). В отличие от станций Zagreb и Zadar, приземная скорость на уровне станции LIRE (9.3 м/с) превышала скорость ветра на вершине 1513 м (5 м/с).

Над наветренной станцией Zagreb направление ветра до высоты 2.1 км менялось от восточного к северному, в слое до 6.8 км практически постоянно сохраняло северное направление, после чего стало меняться на западное с высотой. Над подветренной станцией Zadar направление северо-восточное до 1 км, до высоты 5 км С-ССВ, после меняется на западное с высотой. Над подветренной станцией Апеннин LIRE направление преимущественно СВ от уровня станции до 1.5 км и в слое 2.5 – 3.6 км, далее с высотой меняется на более западное.

Изменение направления ветра на западное с высотой связано с наличием струйного течения, которое было найдено с помощью карты реанализа MERRA-2 на уровне 300 гПа и RGB-модели для определения воздушных масс (Рис. 3.18).

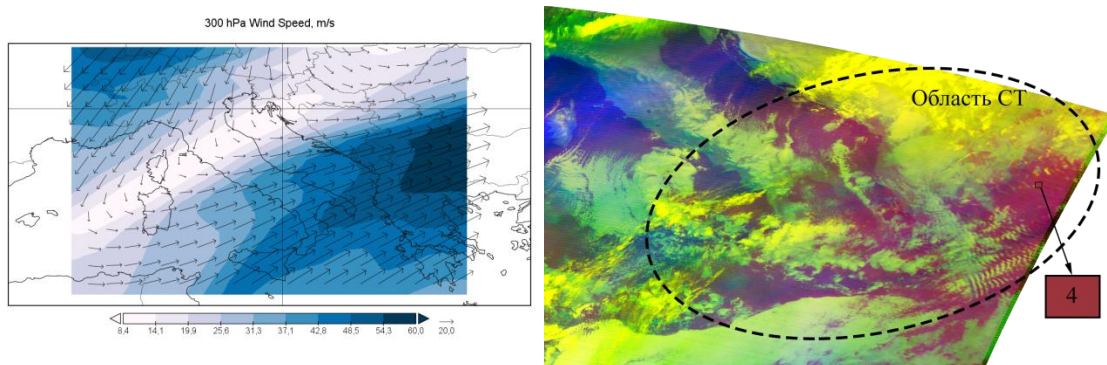


Рис. 3.18 Карта реанализа скорости ветра на уровне 300 гПа и RGB-модель определения воздушных масс и положения струйного течения (СТ)

По легенде для интерпретации воздушных масс на цветосинтезированном изображении из Главы 2.5 было установлено наличие струйного течения: компонента красного оттенка указывает положение струйных течений. Результат RGB-модели согласовался с данными о ветре на карте реанализа MERRA-2 на уровне 300 гПа: воздушный поток с высотой изменил направление на западное.

Для анализа высоты распространения орографических волн были построены фотометрические разрезы по цветосинтезированному изображению в каналах 0.8, 7.3 и 6.7 мкм (Рис. 3.19).

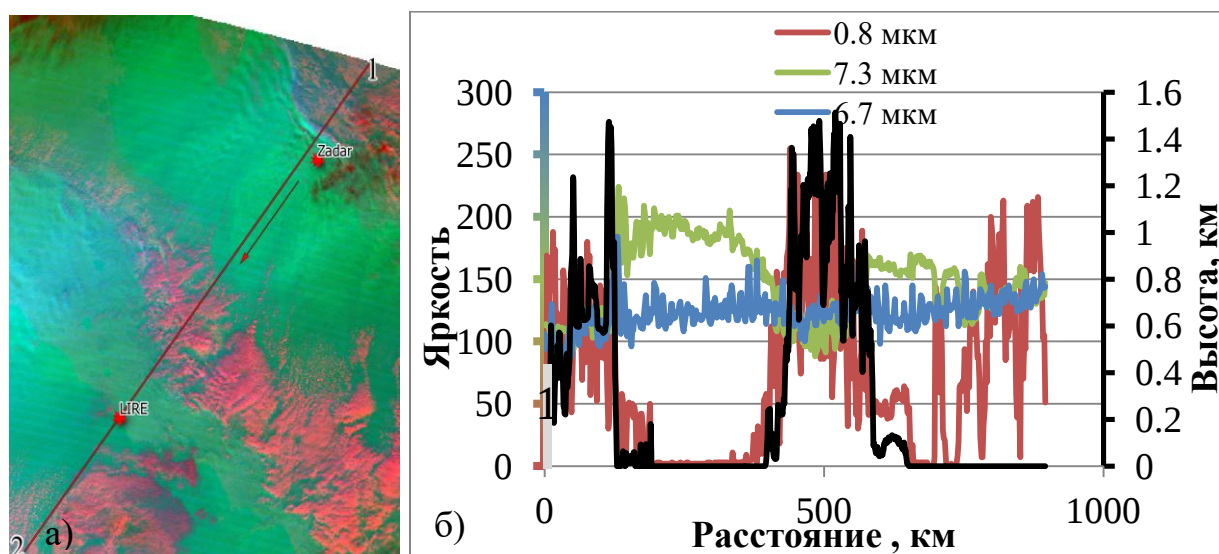


Рис. 3.19 Проведенный перпендикуляр (а) и фотометрические разрезы яркости (0.8, 6.7, 7.3 мкм) с высотным профилем (б)

Облачность задерживается на вершинах Динарских Альп и Апеннин (1.5 км), что хорошо видно по высоким значениям красной компоненты у горных хребтов. Низкие значения яркости в видимом диапазоне на подветренных склонах и высокие в пароводяных каналах (кривые зеленого и синего цвета) свидетельствуют о «невидимых» орографических волнах. После Динарских Альп волны были больше распространены в средней тропосфере (компонента зелёного цвета преобладает над синей), а после прохождения Апеннин воздушный поток сильнее «расшатался»: амплитуда и значения яркости компоненты синего цвета, что видно по увеличению амплитуды и значений яркости у синий компоненты, отвечающей за излучение в верхней тропосфере (Таблица 3.3).

Таблица 3.3 – Амплитуда волн в каналах 6.7 и 7.3 мкм (A6.7 и A7.3, соответственно)

		A6.7	A7.3
Динарское нагорье	Наветренная сторона	12	15
	Подветренная сторона	22	29
Апеннины	Наветренная сторона	15	11
	Подветренная сторона	36	19

Для натекающего потока с наветренной станции Zagreb был построен вертикальный профиль параметра Скорера (Рис. 3.20)

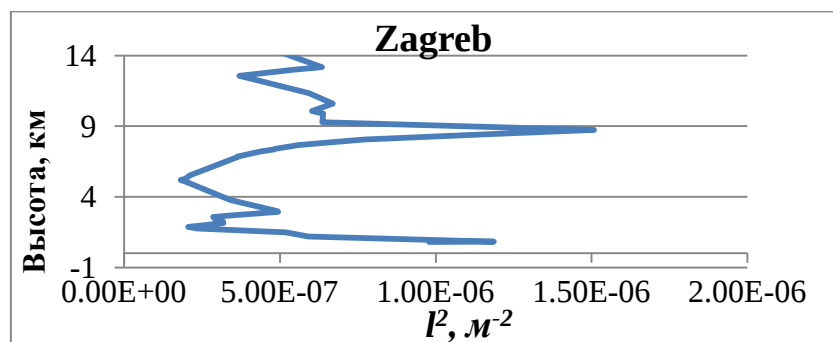


Рис. 3.20 Вертикальные профили параметра Скорера l^2 для наветренной станции Zagreb

Для наветренной станции Динарского нагорья Zagreb наблюдается резкое уменьшение параметра Скорера от 818 м до 2 км и от 2.9 до 5.1 км, что может свидетельствовать о благоприятных условиях для развития захваченных подветренных волн.

Для наветренной станции Zagreb также были определены максимальное, фактическое расстояния, до которых натекающий поток будет испытывать влияние наветренной вершины, и масштаб Лира, (Таблица 3.4).

Таблица 3.4 – Максимальное ($L_{\max}$), фактическое ($L_{\text{фактич}}$) расстояние, на котором горная вершина оказывает влияние на натекающий поток, и масштаб Лира (λ_z)

Станция	Высота над станцией (м)	$L_{\max}$ (км)	$L_{\text{фактич}}$ (км)	λ_z (км)
Zagreb	1747	121.1	21.9	13.0

Для наветренной станции Zagreb максимальное расстояние отличается от фактического приблизительно на 100 км, связано это с тем, что над наветренной станцией Динарского нагорья атмосфера менее устойчивая, а скорость ветра растёт с высотой. Ширина горы должна быть больше 13.0 км, чтобы с подветренной стороны горного препятствия могли возникнуть орографические волны. Ширина горных массивов Динарского нагорья и Апеннин около 20 км, что удовлетворяет условию масштаба Лира.

В работе вычислены частота Брента-Вайсяля N , число Фруда Fr , число Ричардсона Ri на станциях Zagreb, Zadar, LIRE (Таблица 3.5).

Таблица 3.5 – Данные о высоте, частоте Брента-Вайсяля, числе Фруда, числе Ричардсона для станций Адриатики

Станция	Высота станции (м)	Высота (м) для расчета числа Fr	N (с ⁻¹)	Fr	Ri	Длина волны, км
Zagreb	246	1747	0.0072	0.5	1.19	9
Zadar	79	1618	0.0059	0.7	1.55	5
LIRE	32	1581	0.0105	0.6	0.06	6

Числа Фруда для станций Zagreb, Zadar и LIRE находятся в диапазоне $Fr = 0.5 - 0.7$, то есть меньше 1, это значит, что часть воздушного потока заблокирована с наветренной стороны.

При числе Ричардсона приблизительно равном 1, поток считается достаточно турбулентным в устойчивой стратификации. Над наветренной станцией LIRE Ri близко к 0, это может быть связано с тем, что атмосфера близка к нейтральной до 2 км, а скорость ветра в слое 1.2 – 2.5 км не меняется (5 м/с).

Горные волны в регионе Адриатики возникают также при противоположном направлении ветра со стороны Средиземного моря. Тогда наветренными будут считаться уже станции LIRE (Апеннины) и Zadar (Динарское нагорье), а станция Zagreb будет подветренной.

Например, «невидимые» орографические волны наблюдались 01.04.2024, когда воздушный поток был направлен с юго-запада на северо-восток (Рис. 3.21).

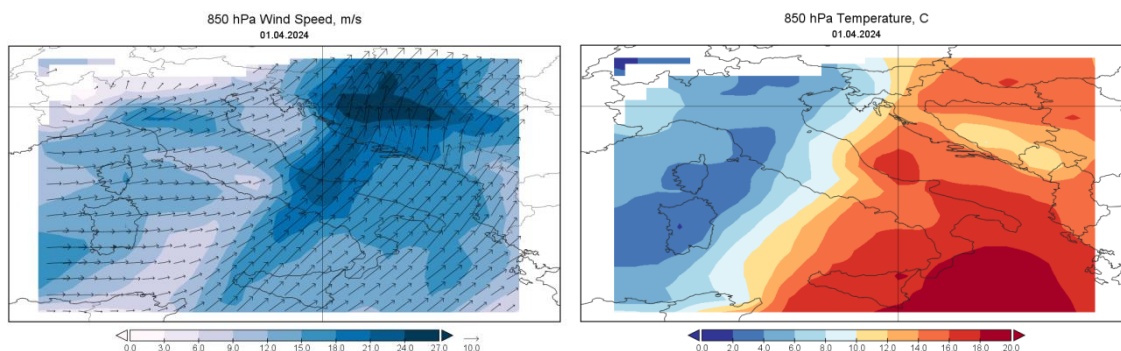


Рис. 3.21 Карты реанализа ветра и температуры на высоте 850 гПа в регионе Адриатики за 01.04.2024 12:00 UTC

Для анализа распространения орографических волн был проложен перпендикуляр, по отношению к горным хребтам, по цифровой модели рельефа и цветосинтезированному в модель RGB снимку в видимом диапазоне (0.8 мкм) и пароводяных каналах (7.3 и 6.7 мкм). На подветренной части Апеннин и Динарских Альп наблюдаются «невидимые» волны, о чём свидетельствует слабое значение компоненты красного цвета и сильное колебание в каналах водяного пара (Рис. 3.23).

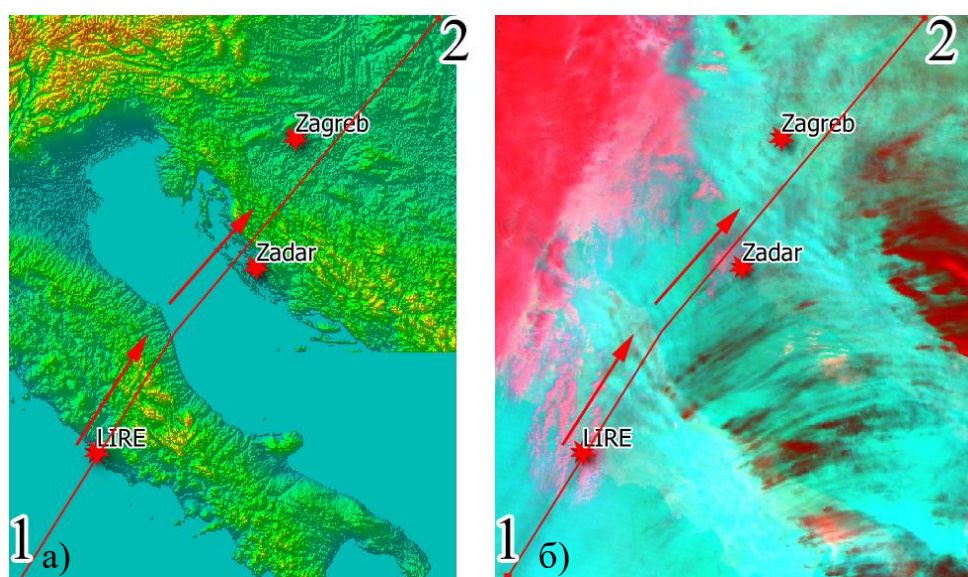


Рис. 3.22 Цифровая модель рельефа с расположением аэрологических станций (а) и цветосинтезированное изображение в видимом канале (R 0.8 мкм) и каналах водяного пара (G 7.3 и B 6.7 мкм) (б)

По данным радиозондирования были построены вертикальные профили для температуры, температуры точки росы, относительной влажности, скорости и направления ветра до и после прохождения воздушным потоком горных хребтов Апеннин для наветренной станции LIRE, наветренной Zadar и подветренной Zagreb для Динарских Альп (Рис. 3.23).

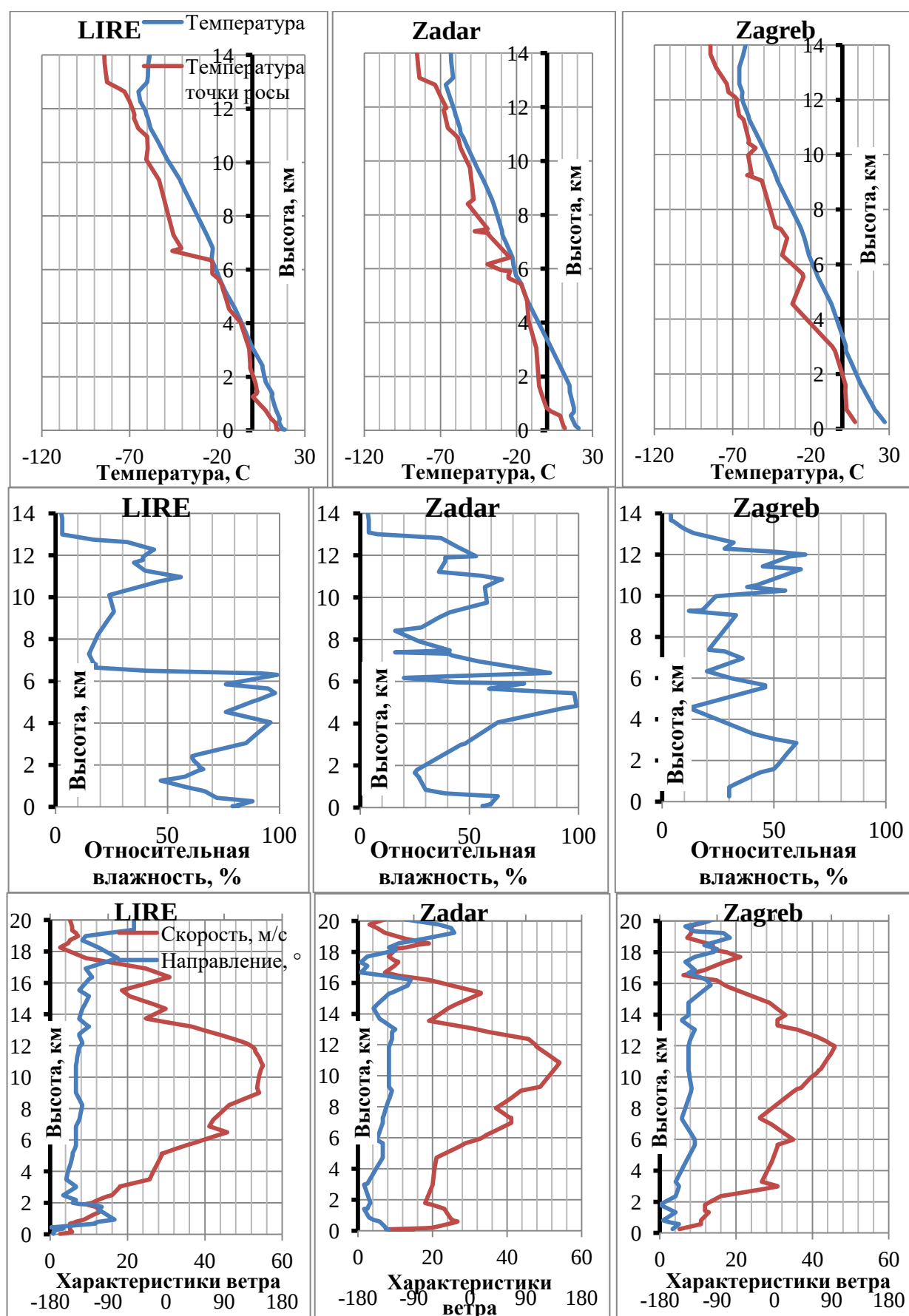


Рис. 3.23 Вертикальные профили метеопараметров на станциях Zagreb, Zadar и LIRE при наблюдении орографических волн

В данном случае за 01.04.2024 атмосфера намного влажнее, чем в предыдущем за 29.12.2014, это видно из вертикальных профилей дефицита точки росы и относительной влажности. Для наветренной станции Апеннин LIRE нулевой дефицит точки росы в слое от 3 до 6 км, для наветренной станции Динарских Альп Zadar в слое 4.8 – 5.4 км и уровне 6.4 км, для подветренной станции Zagreb наименьший дефицит точки росы на высотах 3 км, 5.5 км и 10 – 12 км. Инверсия над станцией LIRE в слое 6.3 – 6.7 км, над станцией Zadar в слое 590 – 959 м.

Относительная влажность над станцией LIRE $> 80\%$ на высотах 277 м, 4 км, 5.4 и 6.3 км, между ними сухие прослойки на уровнях 1.2 км (47%), 4.5 км (76%), 5.8 км (76%), на высоте 6.7 км атмосфера очень сухая (10%), но до 10 км атмосфера стала снова более влажной (56%). Над наветренной станции Динарского нагорья Zadar над вершиной в слое 1.3-1.7 км атмосфера становится сухой ($< 30\%$), но достигает влажности около 100% в слое 4.8 – 5.4 км, между высотой 6.4 км (87%) сухая прослойка 20% (6.1 км), в слое 9.7 – 12 км влажность превышает 50%. После прохождения Динарских Альп атмосфера стала более сухой: над станцией Zagreb относительная влажность $> 50\%$ на высотах 2.8 км, 10.2, 11.2 и 11.9 км. Очень сухая прослойка (12%) на уровнях 4.5 и 9.2 км.

Направление преимущественно юго-западное на всех станциях, только над станцией LIRE оно отклоняется к западному на высоте 924 м. На всех станциях скорость ветра в основном увеличивалась с высотой до 12 км, также на всех станциях наблюдается ослабление ветра в слое около 7 – 8 км. Скорость ветра над LIRE в слое 1.5 – 2 км уменьшается с 12.9 до 9.3 м/с. Над наветренной станцией Zadar скорость ветра уменьшилась с 26.7 м/с на высоте 545 м до 20 м/с в слое 1.7 – 4.7 км. Над подветренной станцией Zagreb скорости ветра слабее, чем на наветренной, менее 20 м/с до высоты 2.5 км.

Для анализа высоты распространения орографических волн были построены фотометрические разрезы по цветосинтезированному изображению в каналах 0.8, 7.3 и 6.7 мкм (Рис. 3.24).

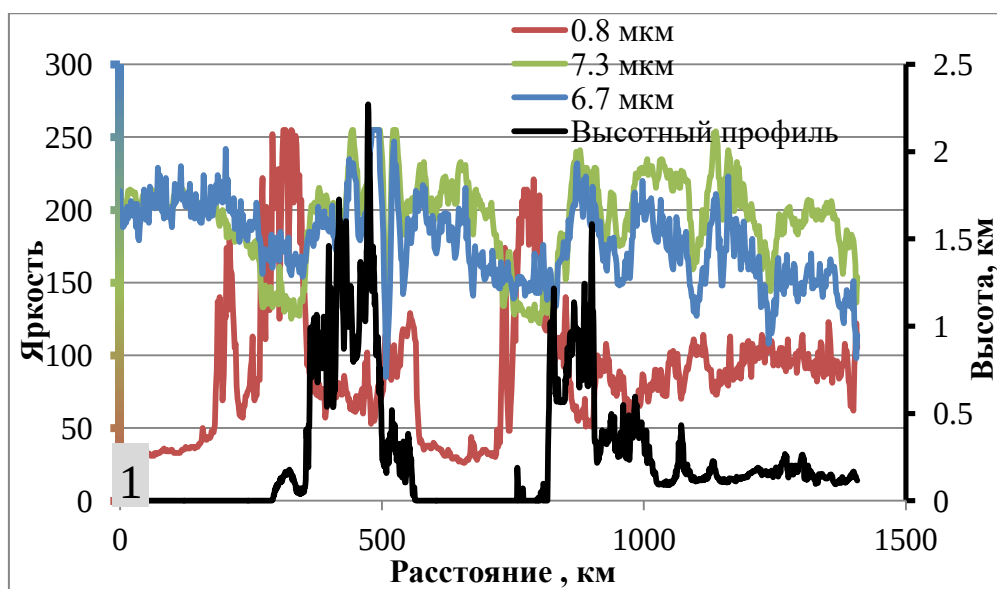


Рис. 3.24 Фотометрические разрезы яркости (0.8, 6.7, 7.3 мкм) с высотным профилем

По высоким значениям красной компоненты, видно, что облачность задерживается с наветренной стороны у Апеннин и Динарских Альп, а после прохождения воздушным потоком горных массивов волны «расшатываются»: амплитуда колебаний в пароводяных каналах возрастает с подветренных склонов. После преодоления Динарского нагорья, по сравнению с подветренными склонами Апеннин, волновые колебания в верхней атмосфере ослабли, а в средней, наоборот, возросли (Таблица 3.6).

Таблица 3.6 – Амплитуда волн в каналах 6.7 и 7.3 мкм (A6.7 и A7.3, соответственно)

		A6.7	A7.3
Апеннины	Наветренная сторона	18	19
	Подветренная сторона	34	25
Динарское нагорье	Наветренная сторона	15	14
	Подветренная сторона	26	32

Для натекающего потока с наветренных станций LIRE и Zadar был построен вертикальный профиль параметра Скорера (Рис. 3.25)

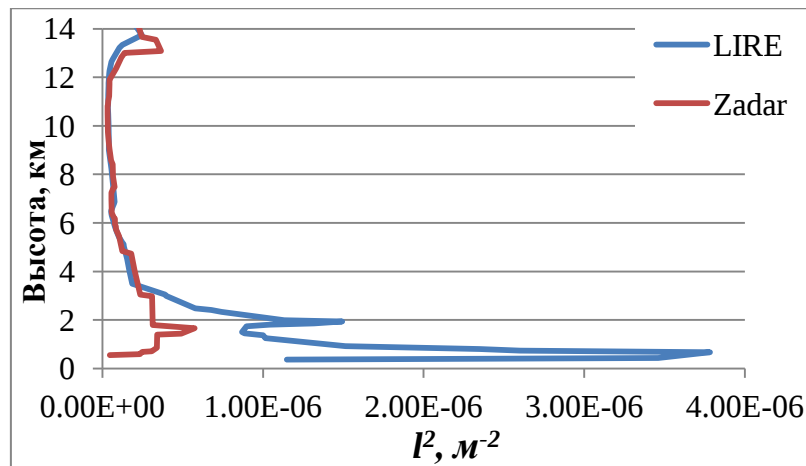


Рис. 3.25 Вертикальные профили параметра Скорера l^2 для наветренных станций LIRE и Zadar

Для наветренной станции Апеннин LIRE наблюдается резкое уменьшение параметра Скорера от 667 м до 1.8 км, что может свидетельствовать о благоприятных условиях для развития захваченных подветренных волн. На наветренной станции Динарского нагорья Zadar для параметр Скорера слабо меняется с высотой, уменьшается после 1.4 км. условия будут благоприятными для возникновения вертикально распространяющихся горных волн.

Для наветренных станций LIRE и Zadar также были определены максимальное, фактическое расстояния, до которых натекающий поток будет испытывать влияние наветренной вершины, и масштаб Лира (Таблица 3.7).

Таблица 3.7 – Максимальное ($L_{\max}$), фактическое ($L_{\text{фактич}}$) расстояние, на котором горная вершина оказывает влияние на натекающий поток, и масштаб Лира (λ_z)

Станция	Высота над станцией (м)	$L_{\max}$ (км)	$L_{\text{фактич}}$ (км)	λ_z (км)
LIRE	2329	276.0	132.4	7.6
Zadar	1660	225.1	26.9	9.2

Для наветренной станции LIRE максимальное расстояние отличается от фактического приблизительно на 144 км, а для Zadar отличие практически на 200 км, это связано с высокими скоростями ветра у вершины. связано это с тем, что над наветренной станцией Динарского нагорья атмосфера менее устойчивая, а скорость ветра растёт с высотой. Ширина Апеннин должна быть больше 7.6 км, а Динарских Альп 9.2 км, чтобы с подветренной стороны горного препятствия могли возникнуть орографические волны. Ширина горных массивов Динарского нагорья и Апеннин около 20 км, что удовлетворяет условию масштаба Лира.

В работе вычислены частота Брента-Вайсяля N , число Фруда Fr , число Ричардсона Ri и длина волны на станциях Zagreb, Zadar, LIRE (Таблица 3.8).

Таблица 3.8 – Данные о высоте, частоте Брента-Вайсяля, числе Фруда, числе Ричардсона и длине волны для станций Адриатики

Станция	Высота станции (м)	Высота (м) для расчета числа Fr	N (с ⁻¹)	Fr	Ri	Длина волны, км
LIRE	32	2329	0.0115	0.3	0.18	25
Zadar	79	1660	0.0137	0.9	0.82	18
Zagreb	246	2353	0.0037	1.2	1.90	16

Числа Фруда для станций LIRE = 0.3, то есть < 1 , часть воздушного потока не смогла пересечь вершину и осталась заблокирована с наветренной стороны. Для Динарского нагорья число Фруда находятся в диапазоне $Fr = 0.9 - 1.2$, то около 1, что соответствует ситуации устойчивой атмосферы с сильными ветрами, в результате чего происходят сильные восходящие и нисходящие волновые колебания – длина волны совпадает с шириной горы.

Число Ричардсона увеличивается по мере движения воздушного потока через Апеннины и Динарские Альпы, но находится в диапазоне, при котором происходит турбулентный обмен (0.82 – 1.9). Над станцией LIRE число

Ричардсона равно 0.18, однако, оно практически не меняется по высоте, поэтому нельзя делать выводы об интенсивной турбулентности.

По данным реанализа на уровне 300 гПа и RGB-модели для определения воздушных масс было проверено наличие струйного течения (Рис. 3.26).

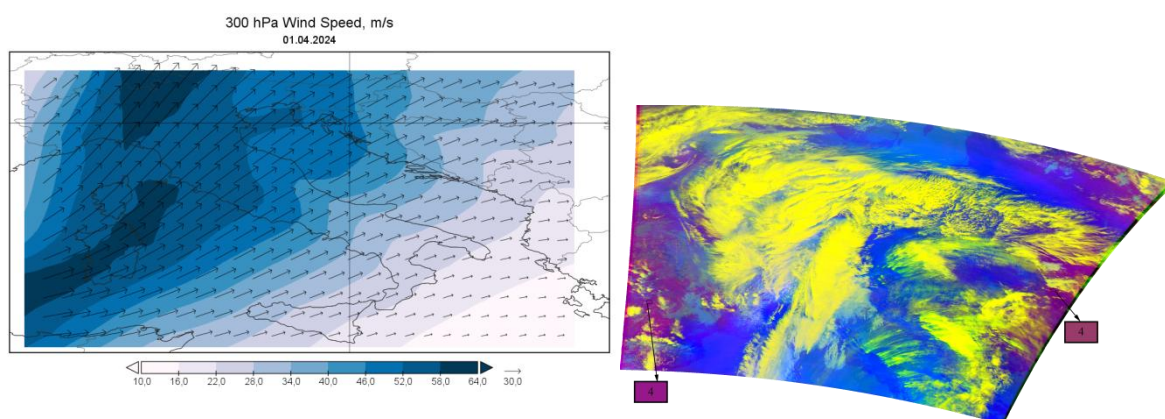


Рис. 3.26 Карта реанализа скорости ветра на уровне 300 гПа и RGB-модель определения воздушных масс и положения струйного течения (СТ)

По данным реанализа MERRA-2 ось струйного течения проходит от Средиземного моря в сторону севера Италии. В RGB-модели, используемой для интерпретации воздушных масс, струйное течение на изображении закрыто плотной облачностью верхнего уровня, но частично прослеживается со стороны Испании и Балкан.

3.3 Волны над Атласскими горами

3.3.1 Орография и климат

Горная система Атлас является продолжением альпийской системы Европы, простирается примерно на 2400 км через Марокко, Алжир и Тунис, занимая площадь около 776 тыс. км². Атлас расположен к югу от Гибралтарского пролива и Средиземного моря. Массив представляет собой серию из пяти хребтов, которые отделяют климат северного

Средиземноморья от засушливого климата пустыни Сахара на юге. В Марокко расположены три хребта: Высокий Атлас, Средний Атлас и Антиатлас.

Высокий Атлас - горный хребет на северо-западе Африки, образующий самую большую часть горной цепи Атласа. В Высоком Атласе располагаются самые высокие вершины Северной Африки, включая гору Тубкаль высотой 4165 м. Местность является пересеченной и крутой, с глубокими долинами, контрастирующими с высокими плато, включая плато Тазагхарт (3980 м над уровнем моря).

Зимой атлантические западные ветры средних широт приносят холодную и влажную погоду, когда Азорский антициклон ослаблен, что связано с сильным негативным влиянием североатлантического колебания на количество осадков в зимний период [50]. Летом повышение температуры на Азорских островах приводит к преобладанию жаркой и сухой погоды. Несмотря на высокие температуры летом, снежные шапки на вершинах сохраняются большую часть года. Однако область высокого давления часто расположена к северу от Марокко, вызывая разнообразие летних погодных условий, включая Восточную Сахару, также наблюдаются экстремальные волны жары и штормовая конвективная погода над Высоким Атласом вдоль фронта пассатов, связанного с юго-западными морскими воздушными массами. Летний сезон заканчивается обычно к октябрю, когда возобновляются возмущения, вызываемые полярным фронтом или пассатами. Переходные сезоны характеризуются нестабильными погодными системами, включая весенний циклогенез, возникающий в результате развития антициклона вдоль подветренной стороны Высокого Атласа, и интенсивными осадками, преимущественно происходящие весной и осенью.

Простирающийся к северу от Высокого Атласа Средний Атлас является вторым по высоте из Атласских горных хребтов. Вершины

достигают более 2000 м, простираются примерно на 350 км с юго-запада на северо-восток.

Телль-Атлас и Атлас Сахарский расположены в Алжире (к югу от Верхнего Атласа и к востоку от Среднего Атласа). В районе Телль-Атлас выпадает большое количество осадков. Остальная часть Алжира, расположенная к югу от Сахарского Атласа (к югу от Телль-Атласа), почти не получает дождей и является частью пустыни. Горячий ветер сирокко со стороны Сахара может формировать пыльные бури, загрязнения от которых способны распространяться до Центральной Европы.

В Телль-Атласе дождей больше, чем в Сахарском Атласе, и больше на северо-востоке, чем на юго-западе: наибольшее количество осадков выпадает к востоку от Телль-Атласа. Например, в горах Крумирия выпадает 1524 мм осадков в год, а к югу от Высокого Атласа общее количество осадков не превышает 430 мм в год.

Последняя часть Атласских гор – это горы Орес на самом востоке, самая высокая вершина – Джебель Челия (2328 м).

Для определения особенностей распространения орографических волн была создана цифровая модель рельефа (ЦМР) Атласских гор (Рис. 3.27).

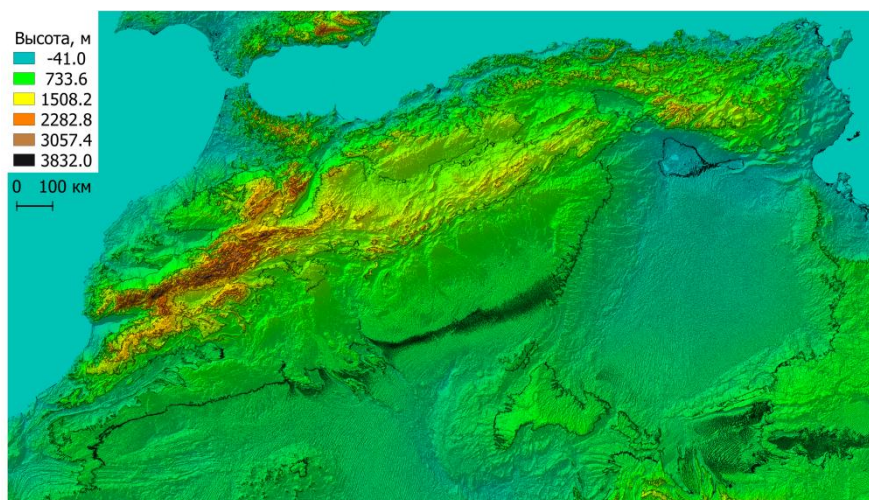


Рис. 3.27 Цифровая модель рельефа Атласских гор

3.3.2 Анализ случая горных волн над Атласскими горами

Рассмотрим различия в распространении горных волн с подветренной стороны Атласских гор на примере случаев за 25.01.2004, 21.01.2004 и 29.12.2004.

По данным реанализа MERRA-2 было определено перпендикулярное направление ветра к горным вершинам, являющееся необходимым условием для распространения орографических волн (Рис 3.28).

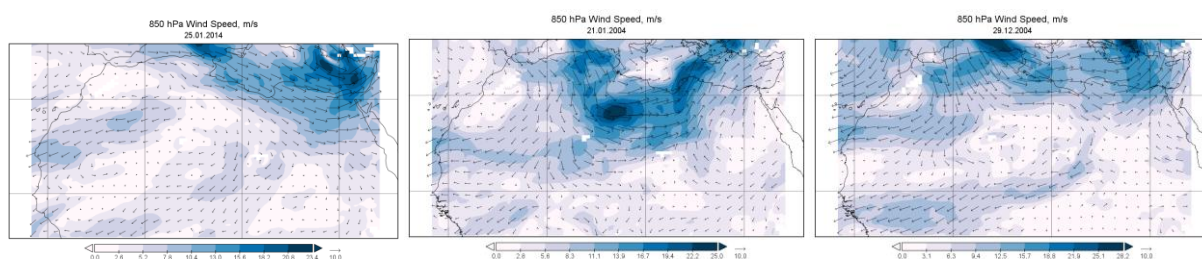


Рис. 3.28 Реанализ скорости и направления ветра на уровне 850 гПа за 25.01.2004, 21.01.2004 и 29.12.2004

По цветосинтезированным снимкам в каналах 0.8, 7.3 и 6.7 мкм было установлено наличие орографических волн с подветренной стороны (Рис. 3.29). Для случаев за 25.01.2004 и 21.01.2004 компонента красных оттенков, отвечающая за оптически плотную облачность, с подветренных склонов мала, особенно в сравнении со случаем за 29.12.2004.

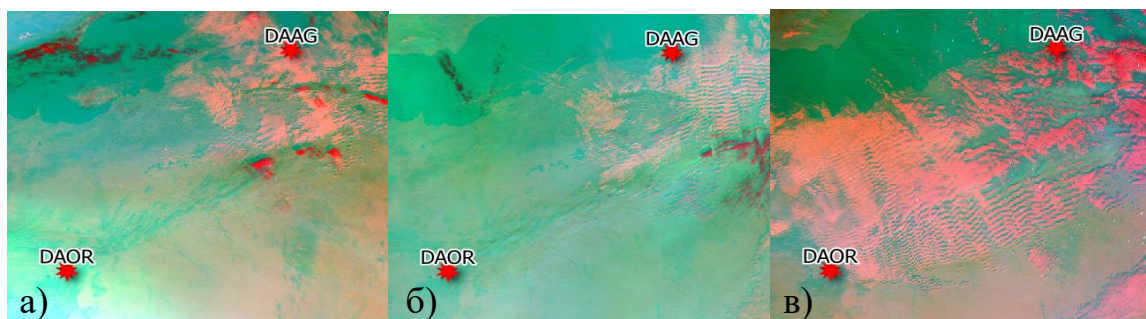
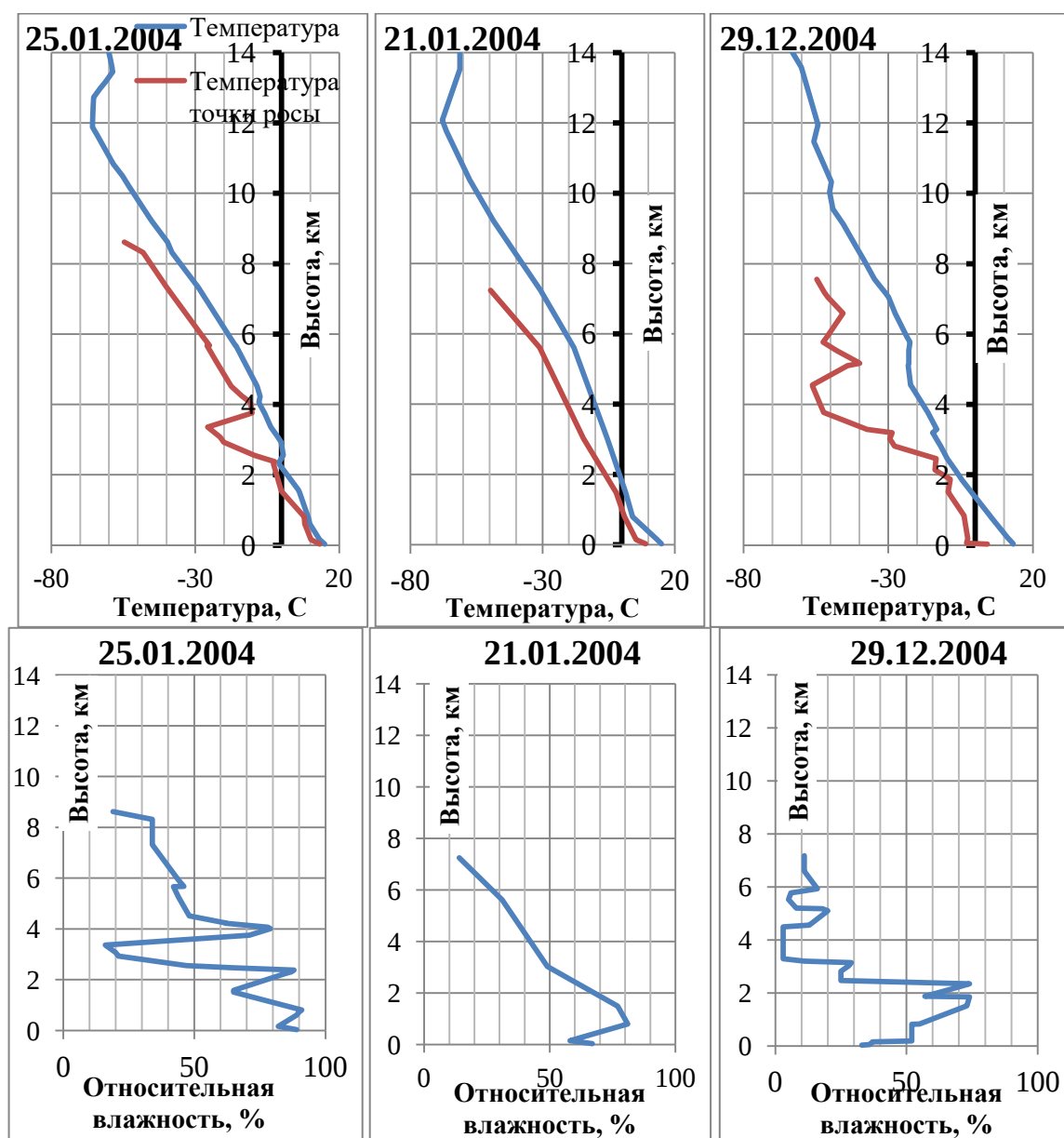


Рис. 3.29 Варианты распространения орографических волн с подветренной стороны гор Атлас за 25.01.2004 (а), 21.01.2004 (б) и 29.12.2004 (в)

Колебания зеленой и синей компоненты, показывающие излучение в средней и верхней тропосфере, и низкие значения красной компоненты свидетельствуют о наличии «невидимых» горных волн.

С наветренной стороны Атласа находится аэрологическая станция DAAG, с подветренной – DAOR. Рассмотрим с помощью данных радиозондирования метеорологические характеристики над наветренной станцией DAAG (Рис. 3.30).



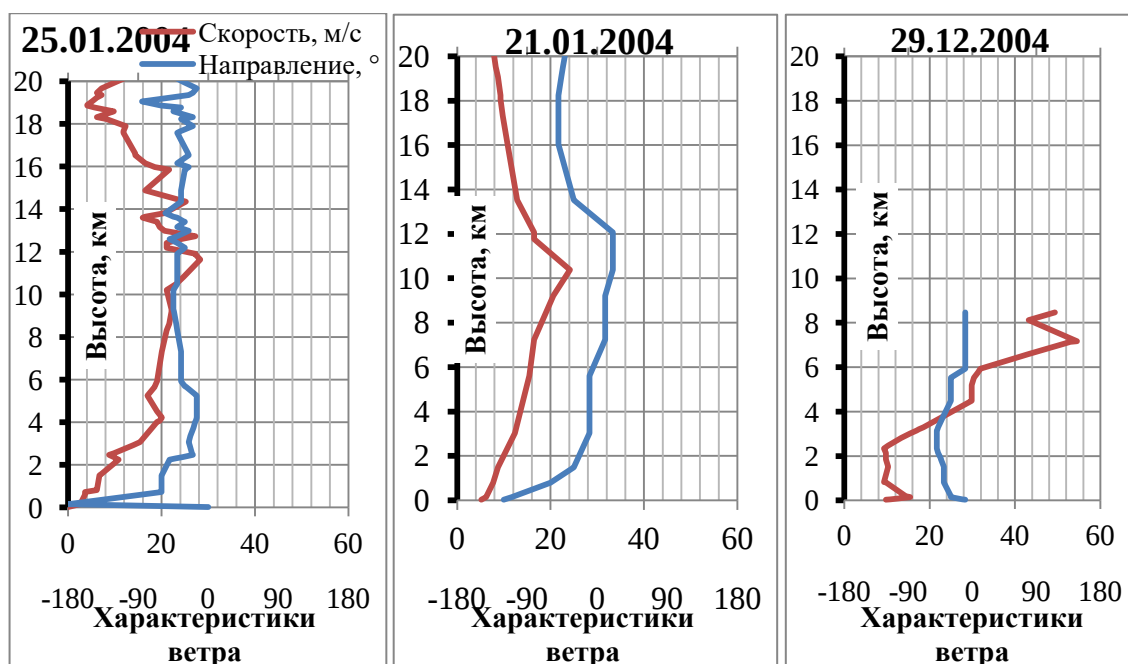


Рис. 3.30 Вертикальные профили метеовеличин за 25.01.2004, 21.01.2004 и 29.12.2004

По профилю дефицита точки росы и относительной влажности за 25.01.2004 видно, что атмосфера является влажной до высоты 2.3 км, сухая прослойка на высоте 1.5 км (65%) между 0.8 км (90%) и 2.3 км (88%), резкая сухая прослойка на уровне 3.3 км (16%) и наиболее большой дефицит точки росы (22 °C). Для 21.01.2004 атмосфера несколько менее влажная: наибольшая относительная влажность на высоте 797 м (81%) и наименьший дефицит точки росы (3 °C), после этого уровня влажность постепенно уменьшается с высотой без расслоенностей. Для случая за 29.12.2004 дефицит точки росы увеличивается и относительная влажность уменьшается после 2.4 км. Между влажными слоями (74%) на высотах 1847 и 2342 м сухая прослойка 57% на уровне 1876 м.

Для всех станций ветер преимущественно имел СЗ направление. Для случая за 25.01.2004 приземная скорость ветра была равна 0 м/с, а в слое 2.3 – 2.5 км уменьшилась с 10 до 8 м/с. Над наветренной станцией за 21.01.2004 ветер постепенно усиливался с высотой, приземная скорость ветра составила 5.1 м/с. Для случая за 29.12.2004 над наветренной станцией с приземной

скоростью 9.7 м/с в слое от 832 м до 2.3 км ветер сохранял скорость в диапазоне 9.2 – 10.2 м/с.

Для натекающего потока с наветренной станции DAAG был построен вертикальный профиль параметра Скорера за 25.01.2004, 21.01.2004 и 29.12.2004 (Рис. 3.31)

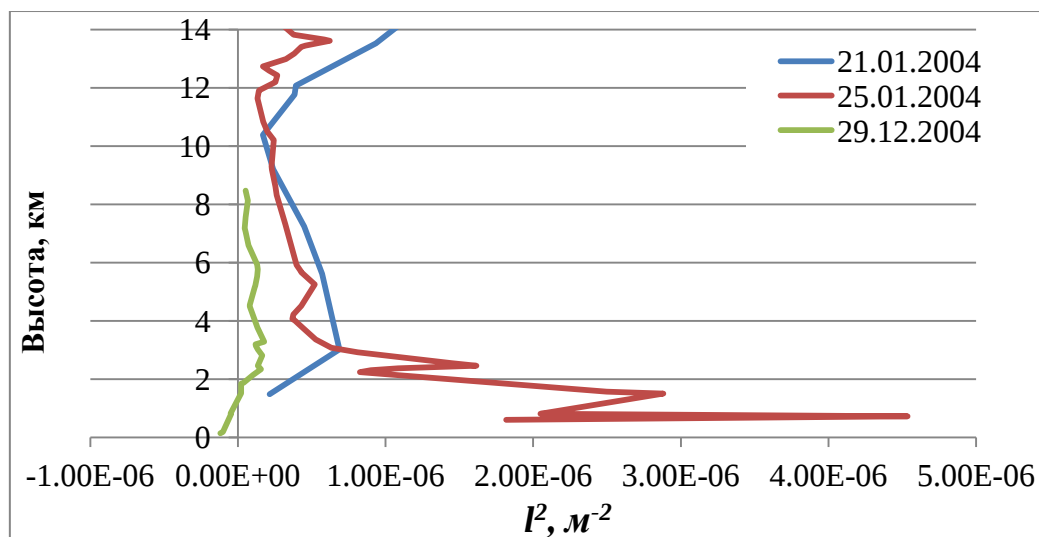


Рис. 3.31 Вертикальные профили параметра Скорера l^2 для наветренной станции DAAG за 25.01.2004, 21.01.2004 и 29.12.2004

Для случая за 29.12.2004 можно видеть, что значения параметра Скорера наименьшие и слабо меняющиеся с высотой, в таких условиях могут возникать вертикально распространяющиеся горные волны. Для наветренной станции DAAG за 21.01.2004 параметр Скорера начинает равномерно убывать с высотой от 3 до 10.3 км, что тоже может быть благоприятным условием для вертикально распространяющихся волн. Случай за 25.01.2004 наиболее выделяющийся, параметр Скорера резко меняет свои значения, преимущественно уменьшаясь, в слое 0.6 – 4.2 км, после чего слабо убывает с высотой до 12 км. Подобные условия характерны больше для развития захваченных подветренных волн.

Для наветренной станции DAAG были определены максимальное, фактическое расстояния, до которых натекающий поток будет испытывать влияние наветренной вершины, и масштаб Лира (Таблица 3.9).

Таблица 3.9 – Максимальное ($L_{\max}$), фактическое ($L_{\text{фактич}}$) расстояние, на котором горная вершина оказывает влияние на натекающий поток, и масштаб Лира (λ_z) за 25.01.2004, 21.01.2004 и 29.01.2004

Станция	Высота над станцией (м)	$L_{\max}$ (км)	$L_{\text{фактич}}$ (км)	λ_z (км)
25.01.2004	1510	195.4	118.4	3.7
21.01.2004	1486	68.5	32.1	13.7
29.12.2004	1514	26.3	0.0	42.9

За 25.01.2004 максимальное и фактическое расстояние отличаются на 77 км, за 21.01.2004 на 36.4 км, за 29.12.2004 на 26.3 км. Уменьшение фактического расстояния обусловлено увеличением скорости ветра у горных вершин. Ширина хребтов массива Атлас доходит до 100 км, таким образом, условие масштаба Лира выполняется для всех случаев.

Для наветренной станции DAAG рассчитаны частота Брента-Вайсяля N , число Фруда Fr , число Ричардсона Ri и длина волны за 25.01.2004, 21.01.2004 и 29.01.2004 (Таблица 3.10).

Таблица 3.10 – Данные о высоте, частоте Брента-Вайсяля, числе Фруда, числе Ричардсона и длине волны для станции DAAG за 25.01.2004, 21.01.2004 и 29.01.2004

Станция	Высота станции (м)	Высота (м) для расчета числа Fr	N (с ⁻¹)	Fr	Ri	Длина волны, км
25.01.2004	29	1510	0.0113	0.2	0.16	7 - 8
21.01.2004	29	1486	0.0005	1.2	0.38	8 - 10
29.12.2004	29	1514	0.0015	5.0	0.05	12 - 14

Число Фруда для наветренной станции DAAG за 25.01.2004 равно 0.2, следовательно, часть потока не может пересечь вершину и остается заблокированной. Для случая за 21.01.2004 $Fr = 1.2$, длина волны совпадает с шириной горы, воздух пересечет хребет с сильными колебаниями, что характерно для условий устойчиво стратифицированной атмосферы с сильными ветрами. Для случая за 29.12.2004 число Фруда $\gg 1$, воздушный поток длиннее ширины горного хребта и свободно проходит через него. С подветренной стороны возможно образование области обратного потока ветра.

При числе Ричардсона менее 1, поток считается турбулентным в устойчивой стратификации. Для случая за 29.12.2004 $Ri = 0.05$, атмосфера близка к безразличной до 3.2 км, а скорость ветра в слое 0.8 – 2.3 км слабо менялась.

По цифровой модели рельефа Атласа и цветосинтезированным снимкам в каналах 0.8, 7.2 и 6.7 мкм были построены фотометрические разрезы и высотные профили для анализа распространения горных волн.

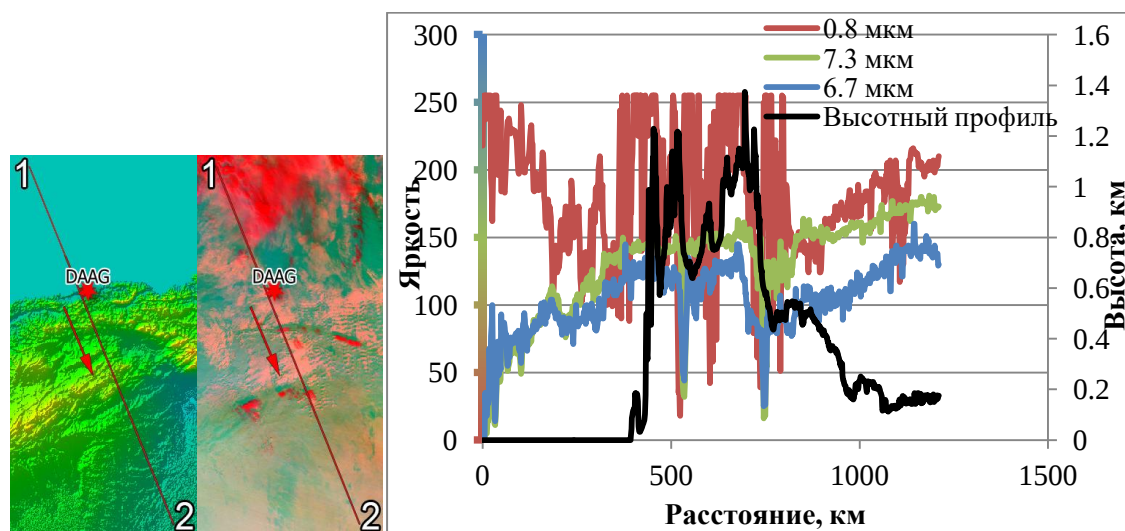


Рис. 3.32 Фотометрические разрезы яркости (0.8, 6.7, 7.3 мкм) и высотный профиль за 25.01.2004

При числе Фруда $Fr < 1$, как в случае за 21.01.2004, облака плотно сбиваются в кучу (высокие значения красной компоненты), а горные волны

слабо распространены с подветренной стороны в средней атмосфере (преобладание зеленой компоненты).

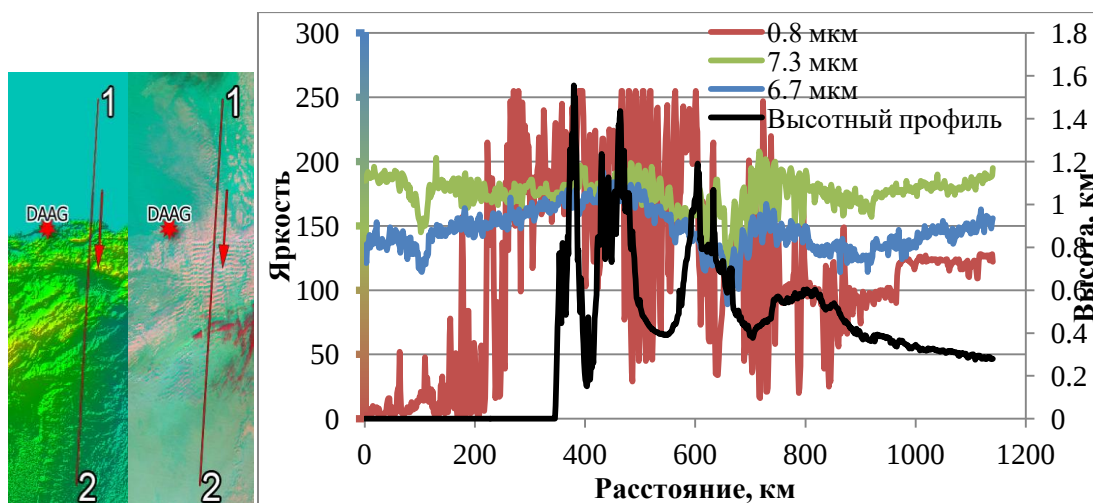


Рис. 3.33 Фотометрические разрезы яркости (0.8, 6.7, 7.3 мкм) и высотный профиль за 21.01.2004

Для случая за 21.01.2004 число Фруда $Fr \geq 1$, оптически плотные облака свободнее распространяются с подветренной стороны, проходя над вершиной горы, а также наблюдается рост амплитуды в пароводяных каналах, увеличение значений компонент зеленого и синего цвета свидетельствуют о большей вертикальной мощности орографических волн.

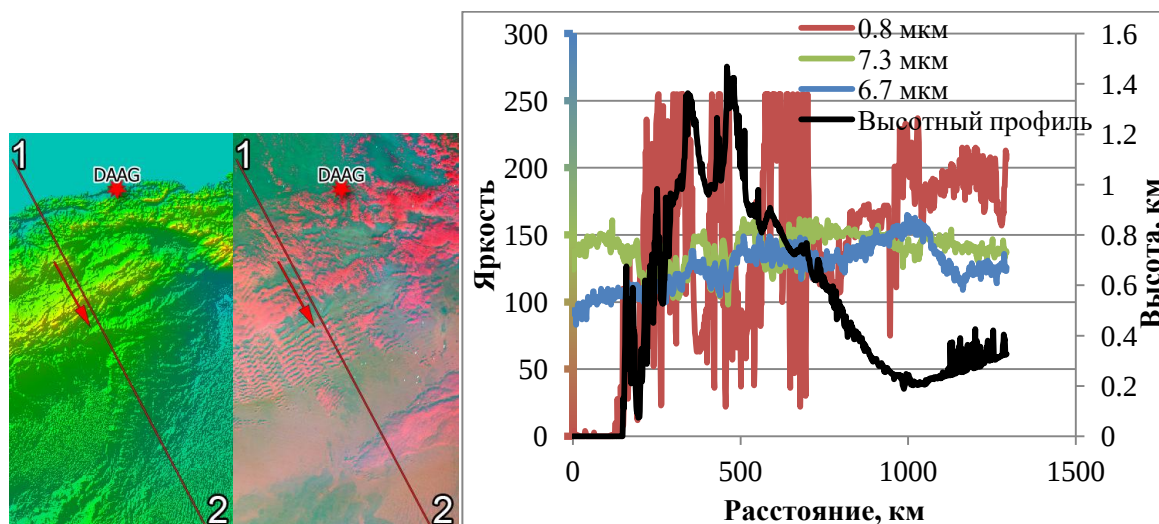


Рис. 3.34 Фотометрические разрезы яркости (0.8, 6.7, 7.3 мкм) и высотный профиль за 29.12.2004

При числе Фруда $Fr \gg 1$ в случае за 29.12.2004 воздушный поток свободно преодолел вершины массива, а из-за относительной влажности $> 65\%$ наблюдаются «видимые» орографические облака (компонента красного цвета). При прохождении горных вершин амплитуда колебаний в средней и верхней тропосфере (зеленая и синяя компоненты) увеличилась.

Таблица 3.11 – Амплитуда волн в каналах 6.7 и 7.3 мкм (A6.7 и A7.3) за 25.01.2004, 21.01.2004 и 29.12.2004

	Амплитуда		Амплитуда	
	7.3 мкм	6.7 мкм	7.3 мкм	6.7 мкм
25.01.2004	8	7	18	16
21.01.2004	8	9	33	22
29.12.2004	10	7	32	19

По данным реанализа ветра на уровне 300 гПа и синтезированным в RGB-модель спутниковым снимкам было определено, что во всех трёх случаях наблюдалось струйное течение на территории Северной Африки (Рис. 3.31).

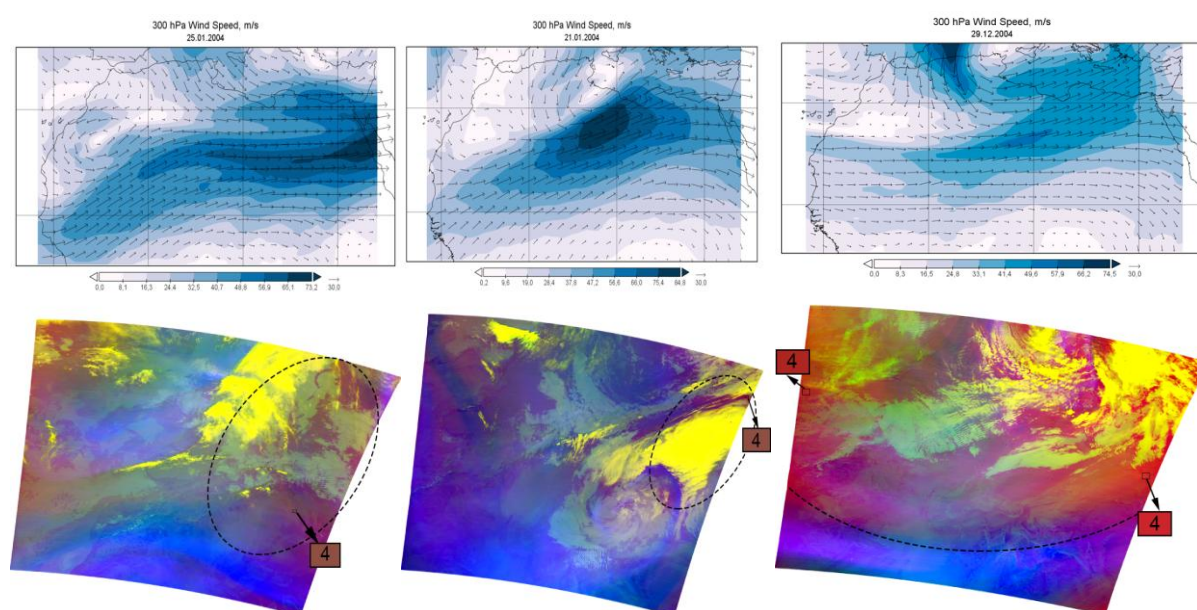


Рис. 3.35 Струйное течение за 25.01.2004, 21.01.2004 и 29.12.2004

4.1 Струйное течение

Всего было проанализировано 45 случаев орографических волн: 7 над Малоазиатским нагорьем, 8 над Динарским нагорьем, 9 над Апеннинскими, 21 над Атласскими горами.

К достаточно устойчивым струйным течениям в тропосфере относится западное высотное струйное течение субтропических широт, чье положение зимой в северном полушарии находится в зоне 30-35° с.ш. Было проверено наличие струйного течения вблизи горных хребтов для всех полученных случаев. В результате, установлено, что над горным массивом струйное течение протекало в 27 случаях (60%), в территориальной близости в 16 случаях (36%) и всего в 2 случаях не наблюдалось (4%).

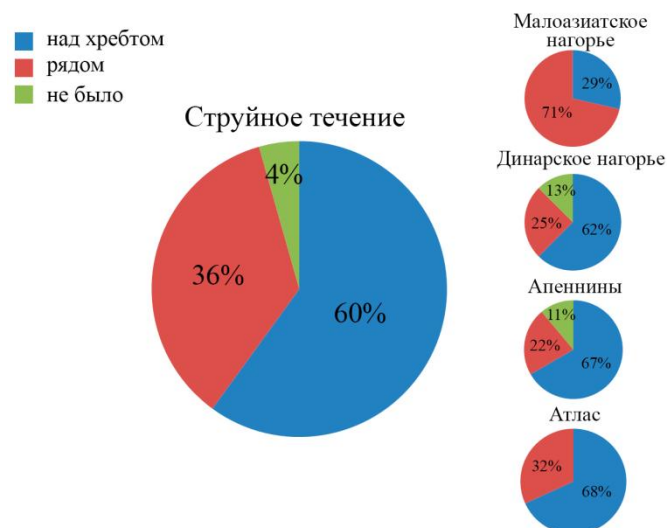


Рис. 4.1 Наличие струйного течения при возникновении горных волн

Из Рис. 4.1 видно, что в более 60% случаев ось струйного течения располагалась прямо над горными массивами Динарских Альп, Апеннин и Атласа, в то время как над Малоазиатским нагорьем непосредственно над хребтами течение проходило в двух случаях из семи, составляя 29%.

При возникновении орографических волн над Малоазиатским нагорьем струйное течение чаще всего проходило несколько дальше над Балканами, а для одного случая за 16.04.2020 струйное течение наоборот располагалось ниже полуострова Малая Азия над северной частью Египта.

В Адриатическом регионе для территории Динарских Альп в ряде случаев струйное течение смещалось к югу в сторону Греции, а для 24.04.2019 не наблюдалось вовсе. При наличии горных волн в Апеннинах струйное течение было смещено к югу Италии за 29.12.2014 и к Балканам за 23.12.2017, в случае за 25.04.2017 течения не наблюдалось в зоне близких широт.

Для территории Африки струйное течение наиболее часто проходило над территорией Ливии и Алжира. В 32% случаев струйное течение проходило не над самым горным массивом Атласа, а имело ось течения на запад с подветренной стороны ближе к Сахаре. В случае за 01.01.2014 положение струйного течения было наиболее удаленным от Атласских гор: оно протекало в зоне 20° с.ш. у юга Ливии и Египта.

Также было проанализирован диапазон скоростей в наблюдаемых струйных течениях (Рис. 4.2)

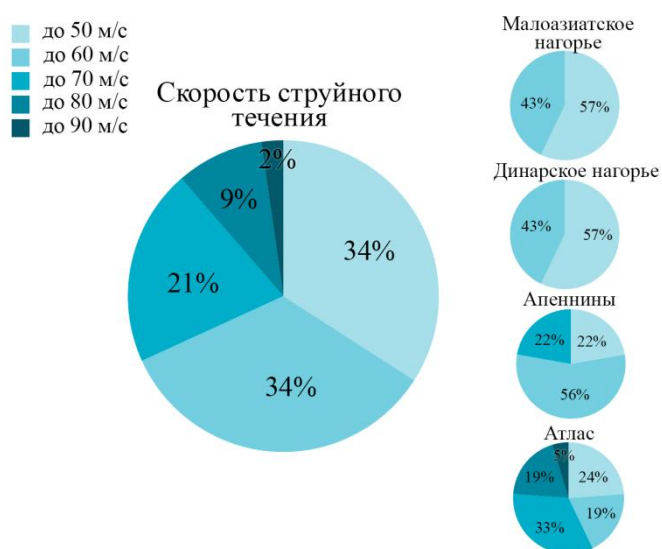


Рис. 4.2 Распределение скоростей струйного течения

В общем количестве случаев преимущественными скоростями являлись значения до 50 м/с (34%) и до 60 м/с (34%), а наименее часто встречались скорости, превышающие 80 м/с (2%).

В струйных течениях в регионе Малой Азии и Динарского нагорья скорости были до 60 м/с в 57% и до 50 м/с в 43% случаев. Над территорией Апеннин преимущественно скорости были менее 60 м/с (56%) и в одинаковом соотношении менее 50 м/с и менее 70 м/с (22%). Над регионом Атласских гор скорость струйного течения за 21.01.2004 была наибольшей – 85 м/с (5%), а за 25.01.2004 и 29.12.2004 более 70 м/с (19%). В 33% случаев скорости струйного течения не превышали 70 м/с, в 24% до 50 м/с и ещё в 19% до 60 м/с.

4.2 Полученные характеристики горных волн

В результате над Малоазиатским нагорьем, Динарскими Альпами, Апеннинскими и горами Атласа были получены параметры для интерпретации распространения орографических волн в рассмотренных регионах.

Были определены высоты горных вершин, скорости ветра на пике хребта (V_z) и у подножья (V_0), по данным с аэрологических станций для наветренной и подветренной стороны рассчитаны число Фруда (Fr), число Ричардсона (Ri), амплитуды волн в пароводяных каналах (6.7 и 7.3 мкм). Для наветренной стороны также рассмотрены параметр Скорера (I^2), масштаб Лира (λ_z), максимальное (L_{max}) и фактическое (L) расстояния, на котором горная вершина влияет на натекающий поток.

Для Малоазиатского нагорья было исследовано 7 случаев возникновения орографических волн. В Таблице 4.1 представлены характеристики наветренной стороны.

Таблица 4.1 – Характеристики наветренной стороны региона Малоазиатского нагорья для 7 случаев развития горных волн

Наветренная сторона											
Дата	Станция	Высота горы, м	V0, м/с	Vz м/с	Высота для парамет ров, м	Fr	Ri	l^2 , м ⁻²	λz , км	Lmax, км	L, км
27.02.2005	Isparta	2200	4.1	4.6	3038	0.6	0.05	3E-07	11.5	95.9	38.1
	Izmir	2056	4.1	4.6	2232	0.3	0.00	2.1E-06	4.4	163.8	112.6
28.11. 2005	Isparta	2000	6.2	15.4	2013	0.9	2.56	1.4E-07	17.0	181.4	8.0
	Izmir	1909	2.1	13.0	2207	0.6	0.41	3.7E-07	10.4	198.0	50.0
30.03. 2019	Isparta	2400	5.1	9.8	2966	1.1	1.56	6E-08	25.7	104.7	39.8
	Izmir	750	4.6	9.8	1634	1.5	1.23	1.1E-07	18.9	67.8	57.3
02.05. 2019	Isparta	2080	2.6	6.7	2084	0.7	1.81	1.8E-07	14.9	91.2	16.0
16.04.2020	Istanbul	1600	2.1	6.2	1712	1.3	1.25	1.3E-07	17.2	43.9	26.3
10.03. 2023	Isparta	2770	4.6	13.0	3002	0.4	0.26	4.5E-07	9.4	324.4	162.6
25.03. 2024	Isparta	2070	5.1	17.5	До 7 км неустойчивая атмосфера						
	Izmir	1992	6.7	15.9	2099	0.9	0.32	2.5E-07	12.6	184.1	7.7

Станция Izmir находится ближе к Европейской части Турции, высоты рельефа, с которыми столкнется воздушный поток, колеблются от 750 м до 2 км. Станция Isparta расположена в более изрезанной многочисленными хребтами местности с вершинами от 1.6 до 2.7 км. Приземная скорость V0 менялась от 0.5 до 6.7 м/с, а на уровне горы от 4.6 до 17.5 м/с. Число Фруда для наветренной стороны было в диапазоне $Fr = 0.3 - 1.5$, число Ричардсона $Ri = 0 - 2.56$, параметр Скорера $l^2 = 6.0e^{-8} - 2.1e^{-6} \text{ м}^{-2}$, масштаб Лира $\lambda z = 4.4 - 25.7$ км, максимальное расстояние $L_{max} = 43.9 - 324.4$ км, фактическое расстояние $L = 7.7 - 162.6$ км. За 16.04.2020 представлен единичный случай, когда направление ветра было северо-восточным и наветренной станцией являлся Istanbul.

В Таблице 4.2 представлены характеристики для подветренной стороны с аэрологическими станциями Kaysari, Sumsun для Анатолийского нагорья и Istanbul для Центральной части.

Таблица 4.2 – Характеристики подветренной стороны региона Малоазиатского нагорья для 7 случаев развития горных волн

Дата	Подветренная сторона					
	Станция	V0, м/с	Vz, м/с	Высота для параметров, м	Fr	Ri
27.02.2005	-	-	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	-
28.11.2005	-	-	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	-
30.03.2019	Kaysari	3.1	6.2	4769	1.1	1.62
	Sumsun	1.5	13.0	3095	0.1	0.13
	Istanbul	0.5	11.0	1129	0.7	1.76
02.05.2019	Kaysari	1.0	7.2	2134	0.2	2.31
	Sumsun	4.1	8.7	2105	0.2	0.04
16.04.2020	Izmir	0.5	6.2	1682	0.8	2.06
	Isparta	4.1	7.0	2834	0.9	0.93
10.03.2023	Kaysari	3.6	7.2	3580	1.9	3.94
	Sumsun	1.0	7.7	2915	0.2	0.05
25.03.2024	Kaysari	4.1	12.9	До 9 км неустойчивая атм.		
	Sumsun	3.6	12.3	2092	1.0	0.69
	Istanbul	1.5	25.2	2092	0.5	0.47

С подветренной стороны приземная скорость в диапазоне 0.5 – 4.1 м/с, на уровне пика хребта 6.2 – 25.2 м/с, число Фруда $Fr = 0.1 - 1.3$, число Ричардсона $Ri = 0.05 - 3.94$. В случае за 16.04.2020 станции Izmir и Kaysari являлись подветренными.

Случай за 25.03.2024 выделяется тем, что для наветренной станции Isparta и подветренной Kaysari атмосфера неустойчива до 7 и 9 км, соответственно. Также за этот случай на вершине горы около 2 км ветровой

поток имел наиболее высокие скорости ветра на наветренной (15.9 – 17.5 м/с) и подветренной (12.3 – 25.2 м/с) сторонах.

Для наветренной и подветренной стороны Малоазиатского нагорья были определены амплитудные колебания в пароводяных каналах 6.7 и 7.3 мкм (Таблица 4.3).

Таблица 4.3 – Амплитуда колебаний в пароводяных каналах 6.7 мкм и 7.3 мкм для Малоазиатского нагорья

Дата	Наветренная сторона			Подветренная сторона		
	Станция	Амплитуда 6.7	Амплитуда 7.3	Станция	Амплитуда 6.7	Амплитуда 7.3
27.02.2005	Isparta	8	12	-	18	21
	Izmir	8	16	-	23	27
28.11.2005	Isparta	13	16	-	35	23
	Izmir	14	12	-	22	13
30.03.2019	Isparta	18	10	Kaysari	22	20
				Sumsun	10	7
	Izmir	16	6	Istanbul	35	17
02.05.2019	Isparta	16	11	Kaysari	28	20
				Sumsun	13	15
16.04.2020	Istanbul	19	6	Izmir	28	13
		14	6	Isparta	19	8
10.03.2023	Isparta	9	5	Kaysari	18	12
				Sumsun	8	13
25.03.2024	Isparta	14	7	Kaysari	24	16
				Sumsun	14	11
25.03.2024	Izmir	11	7	Istanbul	20	17

В большинстве случаев, после прохождения горного хребта поток «раскачивается» и амплитудные колебания возрастают практически в два раза у подветренных станций Istanbul и Kaysari. Амплитуда колебаний уменьшается ближе к подветренной станции Sumsun, лежащей на северо-востоке у побережья Чёрного моря, что свидетельствует об ослаблении вертикального распространения горных волн по мере пересечения полуострова Малоазиатского нагорья.

Для Динарского нагорья было исследовано 8 случаев возникновения орографических волн. В Таблице 4.4 представлены характеристики наветренной стороны.

Таблица 4.4 – Характеристики наветренной стороны Динарских Альп для 8 случаев развития горных волн

Наветренная сторона											
Дата	Станция	Высота горы, м	V0, м/с	Vz м/с	Высота для параметров, м	Fr	Ri	$l^2, \text{м}^2$	$\lambda_z,$ км	Lmax, км	L, км
11.04.2011	Zagreb	1600	3.1	5.1	2471	0.7	1.52	6.9E-08	23.8	80.3	43.0
24.04.2019	Zadar	1317	6.2	5.1	1470	0.9	0.05	1.8E-06	4.7	100.0	49.2
07.04.2017	Zagreb	1221	2.1	5.1	2692	0.7	3.16	4.4E-08	30.1	119.1	93.0
23.12.2017	Zagreb	1414	2.1	10.8	1497	0.4	0.33	1.3E-06	5.6	175.4	71.8
29.12.2014	Zagreb	1540	3.1	11.0	1747	0.5	1.19	2.4E-07	13.0	121.1	21.9
28.03.2024	Zadar	1000	5.1	17.0	1225	1.2	2.20	3.3E-07	10.9	118.8	48.9
31.03.2024	Zadar	1452	9.8	19.0	1453	1.2	0.45	2.8E-07	11.9	144.8	43.2
01.04.2024	Zadar	1478	14.9	20.0	1660	0.9	0.82	4.7E-07	9.2	225.1	26.9

В случае, когда воздушный поток был направлен с северо-востока, наветренной станцией считался Zagreb, подветренной – Zadar; при направлении с юго-запада Zadar – наветренная, а Zagreb – подветренная станция.

В районе Динарских Альп высота вершин гор, с которыми столкнется воздушный поток, равна примерно 1.0 – 1.6 км. При направлении с северо-востока скорость ветра у подножья (V0) равна 2.1 – 3.1 м/с, а у вершины (Vz) 5.1 – 11.0 м/с. Число Фруда в диапазоне $Fr = 0.4 - 0.7$, число Ричардсона $Ri = 0.33 - 3.16$, параметр Скорера $l^2 = 4.4e^{-8} - 1.8e^{-6} \text{ м}^2$, масштаб Лира $\lambda_z = 5.6 -$

30.1 км, максимальное расстояние $L_{\max} = 80.3 - 175.4$ км, фактическое расстояние $L = 43.0 - 93.0$ км.

При юго-западном направлении скорость ветра у подножья (V_0) равна $5.1 - 14.9$ м/с, у вершины (V_z) $5.1 - 20.0$ м/с. Число Фруда было равно $Fr = 0.9 - 1.2$, число Ричардсона $Ri = 0.05 - 2.20$, параметр Скорера $l^2 = 4.7e^{-7} - 1.8e^{-6}$ м⁻², масштаб Лира $\lambda_z = 4.7 - 11.9$ км, максимальное расстояние $L_{\max} = 100.0 - 225.1$ км, фактическое расстояние $L = 26.9 - 49.2$ км.

В Таблице 4.5 представлены характеристики для подветренной стороны Динарского нагорья.

Таблица 4.5 – Характеристики подветренной стороны Динарских Альп для 8 случаев развития горных волн

Подветренная сторона						
Дата	Станция	V_0 , м/с	V_z , м/с	Высота для параметров, м	Fr	Ri
11.04.2011	Zadar	5.0	5.0	2281	0.4	0.61
24.04.2019	Zagreb	3.1	11.0	1832	0.9	1.21
07.04.2017	Zadar	3.1	5.1	2155	0.7	1.28
23.12.2017	Zadar	2.1	8.0	1584	0.6	0.56
29.12.2014	Zadar	3.1	14.0	1618	0.7	1.55
28.03.2024	Zagreb	5.1	14.9	1749	3.6	15.00
31.03.2024	Zagreb	3.1	12.9	1438	2.2	12.15
01.04.2024	Zagreb	5.1	11.8	2353	1.2	1.90

С подветренной стороны при направлении с юго-востока приземная скорость была равна $V_0 = 2.1 - 5.0$ м/с, на уровне вершины $V_z = 5.0 - 14.0$ м/с, число Фруда $Fr = 0.4 - 0.7$, число Ричардсона $Ri = 0.56 - 1.55$. При направлении с северо-запада приземная скорость $V_0 = 3.1 - 5.1$ м/с, скорость у вершины $V_z = 11.0 - 14.9$ м/с, число Фруда $Fr = 0.9 - 3.6$, число Ричардсона $Ri = 1.21 - 15.00$.

В рассмотренных 8 случаях возникновения горных волн в Динарских Альпах, если приземные скорости ветра практически не отличались, то на уровне вершины хребта наибольшие скорости были при направлении на юго-запад (для всех случаев > 10 м/с).

Для наветренной и подветренной стороны Динарского нагорья были определены амплитудные колебания в пароводяных каналах 6.7 и 7.3 мкм (Таблица 4.6).

Таблица 4.6 – Амплитуда колебаний в пароводяных каналах 6.7 мкм и 7.3 мкм для Динарских Альп

Дата	Наветренная сторона			Подветренная сторона		
	Станция	Амплитуда 6.7	Амплитуда 7.3	Станция	Амплитуда 6.7	Амплитуда 7.3
11.04.2011	Zagreb	11	10	Zadar	22	17
24.04.2019	Zadar	11	8	Zagreb	22	14
07.04.2017	Zagreb	22	9	Zadar	24	22
23.12.2017	Zagreb	15	6	Zadar	38	22
29.12.2014	Zagreb	12	15	Zadar	21	16
28.03.2024	Zadar	10	8	Zagreb	16	25
31.03.2024	Zadar	11	16	Zagreb	36	23
01.04.2024	Zadar	15	14	Zagreb	26	32

При пересечении вершин Динарских Альп воздушный поток может «раскачаться» до 2 – 3 раз, причем чаще амплитуда была больше в канале 6.7 мкм, отвечающем за излучение в верхней тропосфере, кроме случаев за 28.03.2024 и 01.04.2024, где амплитудные колебания наиболее сильные в средней тропосфере (излучение в канале 7.3 мкм).

Для Апеннин было исследовано 9 случаев возникновения орографических волн. В Таблице 4.7 представлены характеристики наветренной стороны.

Таблица 4.7 – Характеристики наветренной стороны Апеннин для 9 случаев развития горных волн

Наветренная сторона											
Дата	Станция	Высота горы, м	V0, м/с	Vz м/с	Высота для параметров, м	Fr	Ri	$l^2, \text{м}^2$	$\lambda z,$ км	Lmax, км	L, км
31.12.2009	LIRE	2620	9.8	20.0	2971	0.4	0.27	1.7E-07	15.1	341.4	64.8
25.04.2017	LIRE	1000	5.1	6.7	1000	0.3	0.01	1.4E-05	1.7	201.2	148.0
28.03.2024	LIRE	1708	4.1	15.0	1867	0.7	0.36	4.5E-07	9.4	199.3	39.7
31.03.2024	LIRE	1460	3.6	13.9	1463	0.6	0.31	8.7E-07	6.7	196.0	52.4
01.04.2024	LIRE	2270	2.6	13.0	2329	0.4	0.18	6.8E-07	7.6	276.0	132.4
23.12.2017	-	1876	5.0	14.8	-	-	-	-	-	-	-
29.12.2014	-	1513	10.0	18.0	-	-	-	-	-	-	-
23.01.2006	-	1456	10.0	13.6	-	-	-	-	-	-	-
22.12.2011	-	2164	8.0	21.0	-	-	-	-	-	-	-

При направлении с юго-запада станция LIRE является наветренной, а при направлении с северо-востока – подветренной. Для случаев за 23.12.2017, 29.12.2014, 23.01.2006 и 22.12.2011 аэрологических данных с наветренной стороны не было, а характеристики скорости ветра приземного и на вершине горы были получены с помощью реанализа MERRA-2.

Вершины Апеннин, которые должен преодолеть воздушный поток, менялись от 1.0 км до 2.6 км. Скорость ветра у подножья находилась в диапазоне $V_0 = 2.6 - 10.0$ м/с, а на пике хребта $V_z = 6.7 - 20.0$ м/с. Число Фруда было равно $Fr = 0.3 - 0.7$, число Ричардсона $Ri = 0.01 - 0.36$, параметр Скорера $l^2 = 1.7e^{-7} - 1.4e^{-5} \text{ м}^2$, масштаб Лиры $\lambda z = 1.7 - 15.1$ км, максимальное расстояние $L_{max} = 196.0 - 341.4$ км, фактическое расстояние $L = 39.7 - 148.0$ км.

В Таблице 4.8 представлены характеристики для подветренной стороны Апеннин.

Таблица 4.8 – Характеристики подветренной стороны Апеннин для 9 случаев развития горных волн

Подветренная сторона						
Дата	Станция	V0, м/с	Vz, м/с	Высота для параметров, м	Fr	Ri
31.12.2009	-	4.0	24.1	-	-	-
25.04.2017	-	3.0	4.7	-	-	-
28.03.2024	S Pierto	3.6	26.0	1777	0.7	1.56
31.03.2024	S Pierto	2.6	13.9	1429	1.1	1.54
01.04.2024	S Pierto	2.1	15.0	2268	0.5	0.33
23.12.2017	LIRE	4.6	7.0	1934	0.3	0.02
29.12.2014	LIRE	9.3	5.1	1581	0.6	0.06
23.01.2006	LIRE	9.8	4.1	1674	0.8	0.32
22.12.2011	LIRE	5.1	26.7	2017	0.7	2.67

Аэрологическая станция S Pierto является подветренной при юго-западном направлении ветра, а LIRE при северо-западном. Для случаев за 31.12.2009 и 25.04.2017 аэрологических данных с подветренной стороны не было, скорости приземного ветра и на вершине были получены по данным реанализа MERRA-2.

С подветренной стороны приземная скорость составляла $V0 = 2.1 - 4.0$ м/с, на уровне вершины $Vz = 2.1 - 26.7$ м/с, число Фруда $Fr = 0.3 - 1.1$, число Ричардсона $Ri = 0.02 - 2.67$.

Для наветренной и подветренной стороны Апеннин были определены амплитудные колебания в пароводяных каналах 6.7 и 7.3 мкм (Таблица 4.9).

Таблица 4.9 – Амплитуда колебаний в пароводяных каналах 6.7 мкм и 7.3 мкм для Апеннин

Дата	Наветренная сторона			Подветренная сторона		
	Станция	Амплитуда 6.7	Амплитуда 7.3	Станция	Амплитуда 6.7	Амплитуда 7.3
31.12.2009	LIRE	5	3	-	24	13
25.04.2017	LIRE	23	7	-	37	15
28.03.2024	LIRE	9	13	S Pierto	19	27
31.03.2024	LIRE	6	9	S Pierto	18	25
01.04.2024	LIRE	18	19	S Pierto	34	25

23.12.2017	-	27	10	LIRE	23	14
29.12.2014	-	15	11	LIRE	36	19
23.01.2006	-	5	6	LIRE	19	13
22.12.2011	-	12	9	LIRE	17	15

При пересечении вершин Динарских Альп воздушный поток может «раскачаться» в 1.5 – 4 раза. Кроме случая за 23.12.2017, где амплитуда колебаний в верхней тропосфере ослабла после прохождения хребта, волновые движения усиливались во всей толще тропосферы. Амплитуда в канале 6.7 мкм превышала амплитуду в канале 7.3 мкм в 7 случаях из 9 (исключениями являются случаи за 28.03.2024 и 31.03.2024).

Для Атласа было исследовано 21 случай возникновения орографических волн. Наветренной аэрологической станцией является станция DAAG, подветренной – DAOR. В Таблице 4.10 представлены характеристики для наветренной стороны.

Таблица 4.10 – Характеристики наветренной стороны Атласа для 21 случая развития горных волн

Наветренная сторона											
Дата	Станция	Высота горы, м	V0, м/с	Vz м/с	Высота для параме тров, м	Fr	Ri	l^2 , м ⁻²	λ_z , км	Lmax, км	L, км
01.03.2011	DAAG	1509	9.3	11.3	1735	0.6	0.02	7.1E-07	7.4	190.7	60.4
16.03.2011	DAAG	1745	11.8	13.4	2218	1.6	0.06	7.1E-08	23.6	94.4	65.5
26.04.2011	DAAG	1570	7.2	12.9	1569	0.7	0.15	5.3E-07	8.6	169.1	21.1
21.01.2004	DAAG	1556	5.1	8.7	1486	1.2	0.38	2.1E-07	13.7	68.5	32.1
25.01.2004	DAAG	1375	0.0	6.7	1510	0.2	0.16	2.8E-06	3.7	195.4	118.4
29.12.2004	DAAG	1469	9.7	10.0	1514	5.0	0.05	2.2E-08	42.9	26.3	0.0
10.04.2005	DAAG	1504	10.8	12.3	1703	4.8	0.42	1.3E-08	54.5	27.9	0.0

23.02.2011	DAAG	1342	2.1	8.7	1530	0.7	0.69	3.8E-07	10.2	94.6	6.0
26.11.2015	DAAG	1320	8.2	13.9	1476	2.1	0.84	9.4E-08	20.4	72.5	0.0
04.04.2014	DAAG	1534	14.9	18.0	1586	2.9	0.26	4.60E-08	29.3	70.3	0.0
06.02.2012	DAAG	1590	6.2	8.2	1970	0.8	0.05	3.4E-07	10.8	108.3	13.6
01.01.2014	DAAG	1920	2.1	5.1	2166	0.2	0.02	5.2E-06	2.8	292.3	233.1
02.12.2014	DAAG	2544	4.1	5.7	2730	0.3	0.00	2.9E-06	3.7	301.3	236.2
16.12.2014	DAAG	1978	4.1	11.3	1931	0.4	0.13	8.3E-07	6.9	229.4	99.2
27.02.2014	DAAG	1652	5.1	6.2	1859	0.9	0.09	9.7E-08	20.2	44.1	29.9
14.12.2018	DAAG	1339	4.1	17.5	1419	0.8	0.94	3.2E-07	11.1	161.7	39.5
28.01.2019	DAAG	1339	1.0	7.7	1464	0.4	0.20	1.9E-06	4.6	177.5	88.8
04.02.2019	DAAG	1339	2.1	10.8	1427	0.5	0.34	1E-06	6.3	177.1	52.8
13.05.2019	DAAG	1917	2.1	6.7	1934	0.3	0.03	3.8E-06	3.2	290.8	213.8
10.03.2020	DAAG	1413	2.1	10.0	1537	0.3	0.31	9.9E-07	6.3	216.8	74.7
20.04.2020	DAAG	1259	6.2	10.0	1353	0.6	0.07	1.4E-06	5.4	187.3	68.9

Высота хребтов Атласа, которые должен был преодолеть поток воздуха, составила от 1.3 до 2.5 км. Скорости приземного ветра $V_0 = 0.0 - 14.9$ м/с, а скорость на горной вершине $V_z = 5.1 - 18.0$ м/с. Были получены диапазоны значений числа Фруда $Fr = 0.2 - 5.0$, числа Ричардсона $Ri = 0.0 - 0.94$, параметр Скорера $l^2 = 1.3e^{-8} - 5.2e^{-6} \text{ м}^{-2}$, масштаб Лира $\lambda_z = 2.8 - 54.5$ км, максимальное расстояние $L_{\max} = 26.3 - 301.3$ км, фактическое расстояние $L = 0.0 - 236.2$ км.

В Таблице 4.11 представлены полученные характеристики для подветренной стороны Атласских гор.

Дата	Станция	V_0 , м/с	V_z , м/с	Высота для параметров, м	Fr	Ri
------	---------	----------------	----------------	--------------------------------	------	------

01.03.2011	DAOR	3.1	2.1	2302	0.3	7.59
16.03.2011	DAOR	5.1	6.7	2217	0.3	0.02
26.04.2011	DAOR	0.0	4.0	2488	1.0	13.04
21.01.2004	DAOR	7.2	14.9	1522	0.7	1.57
25.01.2004	DAOR	0.0	4.6	1569	0.2	0.20
29.12.2004	DAOR	7.2	2.0	1515	0.7	1.83
10.04.2005	DAOR	9.8	7.7	2161	1.2	1.68
23.02.2011	DAOR	3.1	10.3	1722	2.0	17.52
26.11.2015	DAOR	8.7	17.5	1678	2.4	8.95
04.04.2014	DAOR	7.2	5.1	2365	0.5	0.04
06.02.2012	DAOR	13.9	17.5	2564	3.6	1.61
01.01.2014	-	2.0	3.2	-	-	-
02.12.2014	DAOR	0.0	11.8	2536	0.2	0.34
16.12.2014	DAOR	8.2	11.0	3030	0.3	0.17
27.02.2014	DAOR	2.1	5.1	2443	0.4	2.82
14.12.2018	DAOR	2.1	13.9	1513	0.4	0.80
28.01.2019	DAOR	8.2	8.7	1513	0.4	0.00
04.02.2019	DAOR	1.0	9.3	1551	0.2	0.39
13.05.2019	DAOR	3.1	8.0	2094	0.2	0.16
10.03.2020	DAOR	4.1	14.4	1490	0.3	0.63
20.04.2020	DAOR	4.1	12.3	1374	0.3	0.54

Для случая за 01.01.2014 аэрологических данных с подветренной стороны не было, скорости приземного ветра и на вершине были получены по данным реанализа MERRA-2. Приземная скорость на подветренной станции DAOR находилась в диапазоне значений $V_0 = 0.0 - 13.9$ м/с, на высоте хребта $V_z = 2.1 - 17.5$ м/с, число Фруда $Fr = 0.2 - 3.6$, число Ричардсона $Ri = 0.0 - 17.52$.

Для наветренной и подветренной стороны Атласа были определены амплитудные колебания в пароводяных каналах 6.7 и 7.3 мкм (Таблица 4.12).

Таблица 4.12 – Амплитуда колебаний в пароводяных каналах 6.7 мкм и 7.3 мкм для Атласских гор

Дата	Наветренная сторона			Подветренная сторона		
	Станция	Амплитуда 6.7	Амплитуда 7.3	Станция	Амплитуда 6.7	Амплитуда 7.3

01.03.2011	DAAG	6	10	DAOR	14	11
16.03.2011	DAAG	14	18	DAOR	21	16
26.04.2011	DAAG	22	12	DAOR	35	24
21.01.2004	DAAG	9	8	DAOR	22	33
25.01.2004	DAAG	7	8	DAOR	16	18
29.12.2004	DAAG	7	10	DAOR	19	32
10.04.2005	DAAG	19	14	DAOR	25	38
23.02.2011	DAAG	14	11	DAOR	27	15
26.11.2015	DAAG	8	11	DAOR	29	35
04.04.2014	DAAG	15	12	DAOR	28	14
06.02.2012	DAAG	13	11	DAOR	76	85
01.01.2014	DAAG	14	10	-	31	17
02.12.2014	DAAG	11	8	DAOR	30	10
16.12.2014	DAAG	18	10	DAOR	28	24
27.02.2014	DAAG	22	16	DAOR	36	28
14.12.2018	DAAG	17	21	DAOR	23	24
28.01.2019	DAAG	31	23	DAOR	43	40
04.02.2019	DAAG	15	13	DAOR	29	37
13.05.2019	DAAG	22	14	DAOR	63	44
10.03.2020	DAAG	17	15	DAOR	27	34
20.04.2020	DAAG	25	8	DAOR	16	21

В среднем волновая амплитуда в тропосфере, после преодоления Атласа, увеличивались в 2 – 3 раза. Наиболее сильное изменение амплитуды в средней и верхней тропосфере при пересечении хребтов Атласа отмечалось за 06.02.2012: волновые колебания возросли в 6 – 7 раз с подветренной стороны. В случае за 01.03.2011 и 16.03.2011 в канале 7.3 мкм амплитуда уменьшилась после горного массива, а в случае за 20.04.2020 волновые движения ослабли в канале 6.7 мкм.

В трудах, связанных с исследованиями пограничного слоя атмосферы с помощью вертолетов и планеров, отмечено, что волновое возмущение будет развиваться, когда скорость ветра на уровне горной вершины больше минимального её критического значения.

По эмпирическим данным для Крымских гор, Иэнтландских гор, гор Северной Англии и Сьерра-Невада и результатам исследования для Малоазиатского нагорья, Динарских Альп, Апеннин и Атласа была

составлена Таблица 4.13 для проверки зависимости критической скорости ветра от высоты хребта.

Таблица 4.13 – Данные о высоте и критической скорости ($V_{кр}$) для горных хребтов

Горы	Высота, км	$V_{кр}$, м/с
Крымские горы	1.5	8.0
Иэнтландские горы (Швеция)	2.1	10.0
Горы Северной Англии	1.0	8.0
Сьерра-Невада	4.4	12.5
Малоазиатское нагорье	2.0	4.6
Динарское нагорье	1.6	5.1
Апеннины	2.6	13.0
Атлас	1.9	6.7

На Рис. 4.3 представлен график зависимости критической скорости от высоты гор.

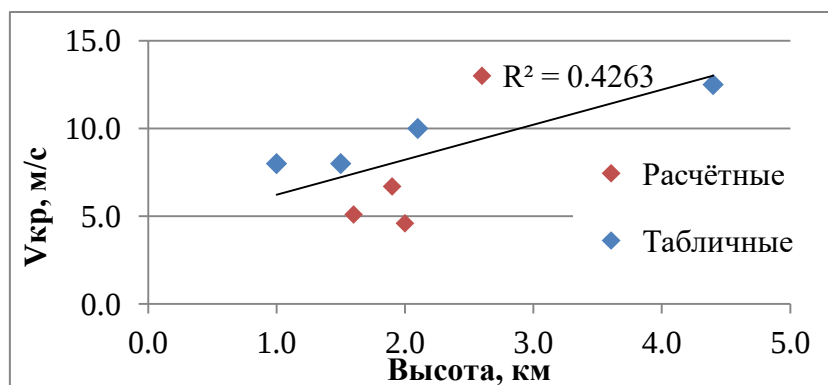


Рис. 4.3 Зависимость критической скорости ($V_{кр}$) от высоты горных хребтов

В теоретических сведениях часто упоминается, что направление ветра должно быть перпендикулярным с отклонением $\pm 30^\circ$. Для проверки этого условия для каждого горного массива в рассматриваемых регионах был установлен перпендикуляр и сняты значения направления ветра на высоте вершины по данным аэрологии с наветренных станций или реанализа, если наветренная станция отсутствовал (Таблица 4.14).

Таблица 4.14 – Условное перпендикулярное направление к горному хребту ($\perp$ DRCT) и направление на вершине по данным аэрологии/реанализа (DRCT)

Горный массив	Станция	$\perp$ DRCT	DRCT
Малоазиатское нагорье	Izmir	$213\pm 30^\circ$	$73-255^\circ$
	Isparta	$225\pm 30^\circ$	$196-252^\circ$
Динарские Альпы	Zagreb	$45\pm 30^\circ$	$340-20^\circ$
	Zadar	$225\pm 30^\circ$	$196-252^\circ$
Апеннины	LIRE	$214\pm 30^\circ$	$186-260^\circ$
	-	$56\pm 30^\circ$	$23-43^\circ$
Атлас	DAAG	$337\pm 30^\circ$	$285-360^\circ$

В большинстве случаев условие об отклонении до 30° от перпендикуляра к горе не превышалось. Исключением в регионе Малоазиатского нагорья является случай за 27.02.2005 над станцией Izmir. Этот случай примечателен тем, что от высоты 773 м наблюдалось резкое изменение направления ветра с ЗСЗ на ВСВ до 5 км, после чего направление снова стало отклоняться на запад с высотой, что связано с протекающим над регионом струйным течением. Также исключением является случай за 25.03.2024, направление ветра над станцией Izmir на высоте вершины горы отклонилось на 40° от перпендикулярного, а не на 30° .

Для Динарского нагорья исключением является случай за 07.04.2017 для наветренной станции Zagreb: приземное юго-западное направление отклонилось к северу на уровне 3 км и выше, что связано с осью струйного течения над регионом. Для Апеннин во всех случаях направление не отклонялось на более чем 30° от перпендикулярного к горе. Наибольшее отклонение от перпендикулярного направления (на 52°) над регионом Атласских гор наблюдалось за 27.02.2014, где в слое 881 м – 2 км ветер был преимущественно западный.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В Главе 1 рассматривались работы, посвященные исследованию орографических возмущений, было описано строение горных волн, связанную с ними облачность, а также благоприятные для развития синоптические условия. В Главе 2 были представлены используемые в магистерской диссертации материалы, в виде данных ДЗЗ, аэрологии и реанализа, для которого была выполнена верификация. В методах исследования приводились критерии для оценки орографических колебаний и цветосинтезированные изображения для идентификации горных волн и воздушных масс. Также была проверена гипотеза о проявлении орографических возмущений в каналах CO_2 и O_3 . В Главе 3 описаны результаты детального исследования конкретных случаев над регионами Малоазиатского нагорья, Адриатики и Атласа. В Главе 4 анализируются результаты работы, включающей в общем количестве 45 случаев наличия горных волн, из которых 7 наблюдались над Малоазиатским нагорьем, 8 над Динарскими Альпами, 9 над Апеннинскими, 21 над Атласом.

1. По результатам верификации реанализа MERRA-2 на примере данных за 30.04.2019 над Малоазиатским нагорьем, выявлено, что

- наиболее значимые несоответствия отмечаются в профилях скорости и направления ветра (вплоть до 6 м/с и 55°). Значения температуры воздуха имеют минимальные расхождения в слое тропосферы до 10 км (в пределах 1%) и не требуют существенной корректировки;
- реанализ недостаточно хорошо отображает процессы приземного уровня. Погрешности скорости ветра достигают 20% для всех станций, кроме Sumsun (84%) и Istanbul (27%). Максимальное отклонение температуры достигает 3°C для станции Sumsun. Для этой же станции наблюдается максимальное отклонение направления ветра до 55° ;

- в стратосфере температура отклоняется от 1 до 6 °C, направление ветра $> 30^\circ$ (на станциях Isparta и Izmir), скорость ветра до 6 м/с (для Isparta).
- во отношении к данным радиозондирования число Фруда в большинстве случаев занижено, кроме подветренных станций Istanbul и Sumsun;
- наибольшие погрешности для станций Isparta и Sumsun, причем для наветренной станции Isparta погрешности наибольшие выше 200 гПа, а на подветренной Sumsun – в приземном слое. Isparta – высокогорная станция, окруженная сложным разрезанным рельефом, а Sumsun находится близ морского берега.

2. Гипотеза об использовании спутниковых снимков в каналах O_3 и CO_2 для интерпретации «невидимых» орографических волн себя не оправдала.

3. Использование RGB-модели определения воздушных масс помогает обнаруживать ось струйного течения на спутниковых снимках, но её может перекрывать плотная облачность верхнего уровня. Комбинирование информации с карт реанализа на уровне 300 гПа и данной RGB-модели является наиболее надежным способом идентифицировать положение струйного течения, влияющего на возникновение горных волн.

4. Чаще всего «невидимые» и «видимые» орографические волны проявляются совместно, но бывают исключения, например,

- над Малоазиатским нагорьем из 7 случаев в 2-х (за 30.04.2019 и 16.04.2020) оптически видимая орографическая облачность практически не наблюдалась над территорией Турции, «невидимые» же волны были распространены во всех рассматриваемых случаях;
- в регионе Адриатики над Динарскими Альпами лишь в 2 случаях (за 24.04.2019 и 28.03.2024) из 8 оптически плотная орографическая облачность свободно распространялась с подветренной стороны, в других

случаях она либо скапливалась с наветренной стороны, либо вовсе практически не образовывалась.

- над Апенниннами облачность чаще задерживалась с наветренной стороны (5 случаев из 9), в случаях за 28 и 31 марта 2024 орографические облака наиболее свободно преодолевали вершину, также в случаях за 23.01.2006 и 22.12.2011 облачные полосы наблюдались с подветренной стороны в некоторых местах. Эти случаи отмечаются тем, что для них число Фруда $Fr > 0.6$, число Ричардсона > 0.3 .

- над Атласом орографические облака хорошо прослеживались с подветренного склона в 11 случаях из 21, в 7 случаях в основном скапливались с наветренной стороны, а за 27.02.2015, 13.05.2019 и 10.03.2020 облачность практически отсутствовала.

5. Ось струйного течения проходила над горными хребтами в 60% общего количества случаев, в территориальной близости в 36% и всего в 4% отсутствовало. В 68% всех случаев скорости не превышали 60 м/с. Над Малоазиатским и Динарским нагорьями скорости до 60 м/с составляли 57%, а до 50 м/с – 43% случаев. Над Апенниннами скорости менее 60 м/с в 56% всех случаев и в одинаковом соотношении менее 50 м/с и до 70 м/с. Над Атласом в 19% случаев скорости струйного течения более 70 м/с, в 33% случаев от 60 до 70 м/с, в 19% от 50 до 60 м/с и менее 50 м/с в 24%, а максимальная скорость была равна 85 м/с (за 21.01.2004).

6. Над Атласом направление ветра могло отклониться от перпендикулярного по отношению к хребту до 50° , над Малоазиатским нагорьем до 40° , над Апенниннами в пределах 30° , над Динарскими Альпами сильное отклонение на 65° за один случай 07.04.2017.

7. Для каждого региона были рассчитаны такие параметры, как число Фруда, число Ричардсона, параметр Скорера, масштаб Лира, максимальное и реальное расстояние, на котором натекающий поток испытывает влияние горного препятствия.

- Наименьшие значения числа Фруда Fr , при котором наблюдались орографические волны, достаточно близки друг к другу во всех регионах: 0.2 для Атласа, 0.3 для Малоазиатского нагорья и Апеннин и 0.4 для Динарских Альп. При этом максимальные значения числа Фруда $\gg 1$ были получены только для случаев в Атласских горах (до $Fr = 5.0$), для остальных регионов наибольшие значения Fr были либо около 1 ($Fr_{\max} = 0.7$ для Апеннин), либо $Fr \geq 1$ ($Fr_{\max} = 1.2$ для Динарских Альп, $Fr_{\max} = 1.5$ для Малоазиатского нагорья);

- число Ричардсона $Ri > 1$ в 3-х случаях из 7 для Малоазиатского нагорья, в 4-х из 8 для Динарских Альп; для территории Апеннин и Атласа $Ri < 1$ во всех случаях с наветренных склонов. Низкие значения $Ri \sim 0$ могут свидетельствовать о слабоустойчивой (или близкой к нейтральной) атмосфере, в которой возникает орографическая (механическая) турбулентность. Значения $Ri > 1$ наблюдались в случаях при слабой скорости ветра на вершине, либо при сильном сдвиге ветра. Однако следует обращать внимание не только на само значение Ri , но и на его изменение с высотой, если оно практически не меняется, то нельзя делать вывод об интенсивной турбулентности.

- значения параметра Скорера l^2 имеют размерность $10^{-8} - 10^{-6} \text{ м}^{-2}$ во всех регионах, кроме района над Апенниннами, где максимальная размерность 10^{-5} м^{-2} , а минимальная 10^{-7} м^{-2} . Благоприятными условиями для развития захваченных подветренных волн является резкое уменьшение l^2 с высотой, а для вертикально распространяющихся слабое изменение l^2 по высоте;

- масштаб Лира λ_z , характеризующий длину горных волн, в регионе Малой Азии составлял от 4.4 до 25.7 км, над Апенниннами 1.7 – 15.1 км, над Атласом 2.8 – 54.5 км. Над Динарским нагорьем при направлении воздушного потока с юго-запада $\lambda_z = 4.7 - 11.9$, а при направлении с северо-востока $\lambda_z = 5.6 - 30.1$. Меньшие λ_z значения в случаях переноса с юго-запада обусловлены более сильным ветром;

- фактическое расстояние L , на котором ощущается наветренный склон хребта, ослабевает при усилении натекающего потока. Над Малоазиатским нагорьем $L = 8 - 163$ км, над Апеннинскими горами $L = 40 - 148$ км, над Динарскими горами при направлении с северо-запада $L = 43 - 93$ км, с юго-востока $L = 27 - 49$ км. Над Атласом были получены значения $L \sim 0$, т.е. поток не испытывает блокирования с наветренной стороны (случаи за 29.12.2004, 10.04.2005, 04.04.2014 и 26.11.2015). Данные случаи соответствуют ситуациям больших скоростей ветра как на приземном уровне (>8 м/с), так и на вершине (>10 м/с). Также во всех этих случаях $Fr \gg 1$.

8. С помощью фотометрических разрезов в каналах водяного пара средней и верхней тропосферы было выявлено, что в большинстве случаев волны «расшатываются» после прохождения горных хребтов в среднем в 2 – 3 раза во всех регионах. Особенно сильное увеличение амплитуд волн, занимающих всю тропосферу, отмечается при прохождении Атласа, где в некоторых случаях колебания возросли до 6 – 7 раз.

9. Были найдены минимальные (критические) скорости ветра на вершине исследуемых гор, при которых возникали орографические волны.

- Высоты Динарских Альп, хребтов Малоазиатского нагорья и Атласа достаточно близки друг к другу (до 1.6, 2.0 и 1.9 км, соответственно), как и их $V_{кр}$ (5.1, 4.6 и 6.7 м/с, соответственно). Высота хребтов Апеннин принята равной 2.6 км и для неё наблюдается наибольшая $V_{кр} = 13$ м/с.

- Вместе с полученными в исследовании значениями и снятыми эмпирически для гор Крыма, Швеции, Северной Англии и Сьерра-Невада была построена зависимость $V_{кр}$ от высоты вершин. По эмпирическим данным при высоте 1 – 1.5 км $V_{кр}$ должна быть > 8 м/с, при высоте 2.1 км $V_{кр} > 10$ м/с, а при вершине 4.4 км $V_{кр} > 12.5$ м/с.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шакина, Н. П. Механизмы образования орографической турбулентности и ее прогнозирование / Н. П. Шакина // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. – 2019. – № 1(371). – С. 25-47.
2. Сыренова Т. Е. Метод анализа пространственных вариаций интенсивности свечения верхней атмосферы, регистрируемых цифровыми широкоугольными камерами. – Иркутск, 2022 [электронный ресурс]. – режим доступа: http://ru.iszf.irk.ru/images/1/17/916149_Диссертация_СыреноваТЕ.pdf
3. SatManu – Manual of Synoptic Satellite Meteorology: Lee Cloudiness [электронный ресурс]. – режим доступа: <https://resources.eumetrain.org/satmanu/CMs/LeeCl/print.htm>
4. Обзор работ, посвященных моделированию явлений обтекания неровностей поверхности земли и катастрофических ветров типа боры / М. К. Беданок, Р. Б. Берзегова, В. Н. Кожевников [и др.] // Вестник Тверского государственного университета. Серия: География и геоэкология. – 2018. – № 3. – С. 15-39.
5. Aryamanesh, Mohammad Mahdi, Sarmad Ghader, Abbas Ali Aliakbari Bidokhti, and Omid Alizadeh. "Prediction of the clear air turbulence over western Iran (Tehran–Ahwaz and Tehran–Ardebil) using the WRF model simulations." Iranian Journal of Geophysics 14, no. 3 (2020): 120-143.
6. Metz, Johnathan J., Dale R. Durran, and Peter N. Blossey. "Unusual Trapped Mountain Lee Waves with Deep Vertical Penetration and Significant Stratospheric Amplitude". Journal of the Atmospheric Sciences 77.2 (2020): 633-646.
7. Xue, H., Giorgetta, M.A. & Guo, J. The daytime trapped lee wave pattern and evolution induced by two small-scale mountains of different heights. Q J R Meteorol Soc, 148.744 (2022): 1300–1318.

8. Kusaka, Hiroyuki, and Fudeyasu, Hironori. "Review of Downslope Windstorms in Japan." *Wind and Structures*, vol. 24, no. 6 (2017): 637–656.
9. Kinoshita, Y., Morishita, Y. & Hirabayashi, Y. Detections and simulations of tropospheric water vapor fluctuations due to trapped lee waves by ALOS-2/PALSAR-2 ScanSAR interferometry. *Earth Planets Space* 69, 104 (2017).
10. А. В. Крупин Моделирование орографических волн с использованием модели WRF с высоким разрешением // Вестник Академии наук Республики Башкортостан. – 2019. – №3 (95). С. – 39-47.
11. Берзегова, Р. Б. Новороссийская бора как явление обтекания гор : специальность 25.00.29 "Физика атмосферы и гидросферы" : диссертация на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук / Берзегова Роза Батырбиевна, 2021. – 111 с.
12. Coney, J., Denby, L., Ross, A.N., Wang, H., Vosper, S., van Niekerk, A., et al. Identifying and characterising trapped lee waves using deep learning techniques. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 150.758 (2024): 213–231.
13. Ogohara, K., Ro, M. Cloud trains associated with Martian Mountain Lee Waves on the eastern side of the Phlegra Montes. *Earth Planets Space* 75, 10 (2023).
14. Шакина, Н. П. Механизмы образования орографической турбулентности и ее прогнозирование / Н. П. Шакина // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. – 2019. – № 1(371). – С. 25-47.
15. MetEd – Mountain Waves and Downslope Winds [электронный ресурс]. – режим доступа: <https://www.meted.ucar.edu/mesoprim/mtnwave/print.php>
16. MetEd – Unit 6: Atmospheric Stability [электронный ресурс]. – режим доступа: <https://www.meted.ucar.edu/fire/s290/unit6/print.php>

17. MetEd – Unit 6: Atmospheric Stability, Section 2 [электронный ресурс]. – режим доступа: https://www.meted.ucar.edu/fire/s290/unit6/print_2.php
18. MetEd – Forecasting Mountain Wave Turbulence for Aviation [электронный ресурс]. – режим доступа: https://www.meted.ucar.edu/aviation/mtnwave_turbulence/print.php
19. Mountain Wave Monsters And What They Can Do [электронный ресурс]. – режим доступа: <https://aviationweek.com/business-aviation/mountain-wave-monsters-what-they-can-do>
20. EUMeTrain – Cloud Structure In Satellite Images [электронный ресурс]. – режим доступа: <https://resources.eumetrain.org/satmanu/CMs/LeeCl/print.htm>
21. Embry-Riddle Meteorology [электронный ресурс]. – режим доступа: https://wx.erau.edu/faculty/mullerb/Wx365/Mountain_waves/mountain_waves.html
22. Mustansiriyah University – The Formation of Lee Waves [электронный ресурс]. – режим доступа: https://uomustansiriyah.edu.iq/media/lectures/6/6_2023_12_09!11_20_57_PM.pdf
23. MetEd – Forecasting Clear Air Turbulence for Aviation [электронный ресурс]. – режим доступа: https://www.meted.ucar.edu/avn_int/turbulence/print.php
24. EUMeTrain – Clear Air Turbulence (CAT) [электронный ресурс]. – режим доступа: <https://resources.eumetrain.org/data/3/304>
25. Синоптическая метеорология. Часть 2 [электронный ресурс]: Открытые видеолекции учебных курсов МГУ – режим доступа: <https://teach-in.ru/file/synopsis/pdf/synoptic-meteorology-part2-M.pdf>
26. The MODIS-VIIRS Atmosphere Discipline Team [электронный ресурс]. – режим доступа: <https://atmosphere-imager.gsfc.nasa.gov/>

27. Uhlenbrock, N. L. , K. M. Bedka, W. F. Feltz, and S. A. Ackerman. "Mountain Wave Signatures in MODIS 6.7- μ m Imagery and Their Relation to Pilot Reports of Turbulence". Weather and Forecasting 22.3 (2007): 662-670.
28. EUMeTrain – Foehn: Cloud Structure In Satellite Images [электронный ресурс]. – <https://resources.eumetrain.org/satmanu/CMs/Fh/navmenu.php>
29. EUMeTrain: Water Vapour CAL Module [электронный ресурс]. – режим доступа: <http://www.eumetrain.org/data/3/33/channels1.htm>
30. Межуниверситетский аэрокосмический центр при Географическом факультете МГУ им. М.В. Ломоносова Съёмочные системы на борту Terra: ASTER, MODIS, MISR, CERES, MOPITT [электронный ресурс]. – режим доступа: http://www.geogr.msu.ru/science/aero/acentor/int_sem4/modis.htm.
31. USGS EROS Archive - Digital Elevation - Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) [электронный ресурс]. – режим доступа: <https://www.usgs.gov/centers/eros/science/usgs-eros-archive-digital-elevation-shuttle-radar-topography-mission-srtm>
32. GIS-Lab – Описание и получение данных SRTM [электронный ресурс]. – режим доступа: <https://gis-lab.info/qa/srtm.html>
33. EUMeTrain – Zonda [электронный ресурс]. – режим доступа: <https://resources.eumetrain.org/satmanu/CM4SH/Argentina/Zonda/print.htm>
34. Morim, J., Erikson, L.H., Hemer, M. et al. A global ensemble of ocean wave climate statistics from contemporary wave reanalysis and hindcasts. Sci Data 9 (2022): 358.
35. National Aeronautics and Space Administration (NASA) – Global Modeling and Assimilation Office (GMAO): Document for MERRA-2 Data Products [электронный ресурс]. – режим доступа: <https://goldsmr4.gesdisc.eosdis.nasa.gov/data/MERRA2/M2T1NXLND.5.12.4/doc/MERRA2.README.pdf>

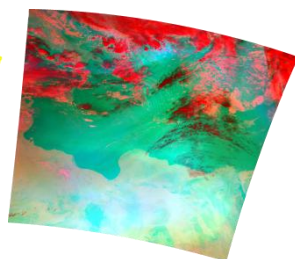
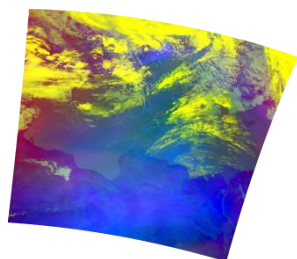
36. EUMeTrain – The Brunt-Väisälä Frequency [электронный ресурс]. – режим доступа: <http://www.eumetrain.org/data/4/452/navmenu.php?tab=4&page=4.0.0>
37. Mesoscale Meteorology – Chapter 2. Mountain forced flows [электронный ресурс]. – режим доступа: https://twister.caps.ou.edu/MM2005/Chapter2.1_2007.pdf
38. MetEd – Flow Interaction with Topography [электронный ресурс]. – режим доступа: <https://www.meted.ucar.edu/mesoprim/flowtopo/print.php>
39. SKYbrary – Richardson Number [электронный ресурс]. – режим доступа: <https://skybrary.aero/articles/richardson-number>
40. UBC EOAS - The University of British Columbia [электронный ресурс]. – режим доступа: https://www.eoas.ubc.ca/courses/atc113/flying/met_concepts/03-met_concepts/03d-mountain_waves/index.html
41. Н.В. Федосеева, Симакина Т.Е., Соловых А.Д Синтезирование многоспектральных космических снимков для исследования орографических волн // VII Всероссийская научная конференция «Проблемы военно-прикладной геофизики и контроля состояния природной среды», Санкт-Петербург, 24-26 мая 2022 г. – 23 с.
42. Федосеева, Н. В. Синтезирование многоспектральных космических снимков для исследования орографических волн / Н. В. Федосеева, Т. Е. Симакина, А. Д. Соловых // Проблемы военно-прикладной геофизики и контроля состояния природной среды: Материалы VII Всероссийской научной конференции, Санкт-Петербург, 24–26 мая 2022 года / Под общей редакцией Ю. В. Кулешова. – Санкт-Петербург: Военно-космическая академия имени А.Ф. Можайского, 2022. – С. 386-390.
43. Moraes, Eiky T.I. et al. "Simulation of an orographic gravity wave above the Amazon rainforest and its influence on gases transport near the surface." Atmospheric Research (2022): 278.

44. Andreev, V. V. et al. "Surface Ozone Concentration over Russian Territory in the First Half of 2020." *Atmospheric and Oceanic Optics* vol. 33,6 (2020): 671–681.
45. Vargin, Pavel & Kostrykin, Sergey & Volodin, Evgeni & Pogoreltsev, Alexander & Wei, Ke. Arctic Stratosphere Circulation Changes in the 21st Century in Simulations of INM CM5. *Atmosphere* vol. 13 (2021): 25.
46. EUMeTrain – SEVERI Airmass RGB [электронный ресурс]. – режим доступа: https://resources.eumetrain.org/rgb_quick_guides/quick_guides/AirmassRGB.pdf
47. Dewdney, John C. and Yapp, Malcolm Edward. "Turkey". *Encyclopedia Britannica*, (2024) [электронный ресурс]. – режим доступа: <https://www.britannica.com/place/Turkey>.
48. Большая российская энциклопедия – Адриатическое море [электронный ресурс]. – режим доступа: <https://old.bigenc.ru/geography/text/4343702>
49. Dinaric Alps – One Of The Major Mountain Ranges Of The World (2023) [электронный ресурс]. – режим доступа: <https://www.mountainiq.com/europe/dinaric-alps/>
50. Bell, B. A. et al. "Climate of the Marrakech High Atlas, Morocco: Temperature Lapse Rates and Precipitation Gradient from Piedmont to Summits." *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 54, no. 1 (2022): 78–95.

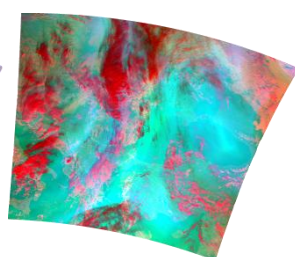
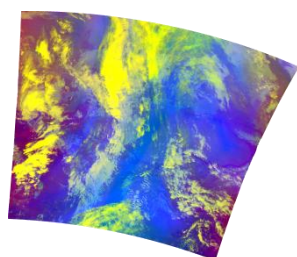
ПРИЛОЖЕНИЕ

RGB-модели идентификации воздушных масс и «невидимых» волн

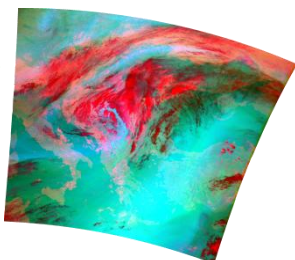
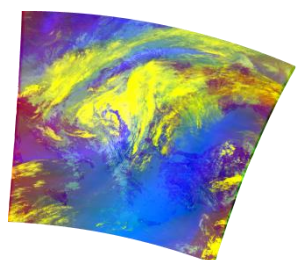
Регион Малоазиатского нагорья



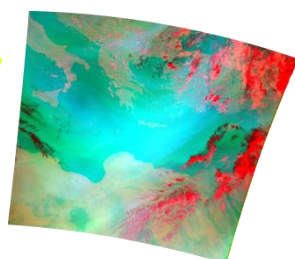
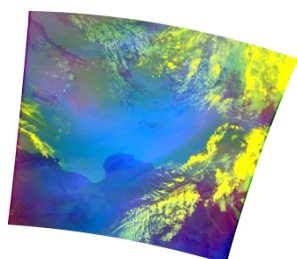
27.02.2005



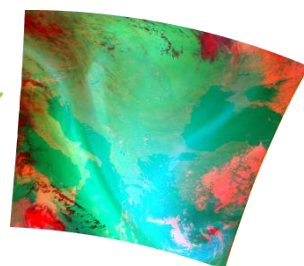
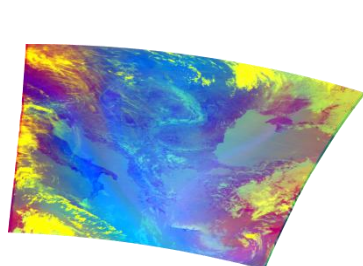
28.11.2005



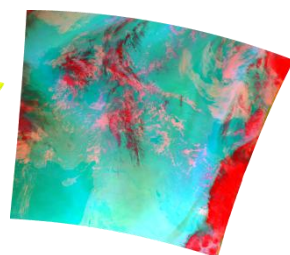
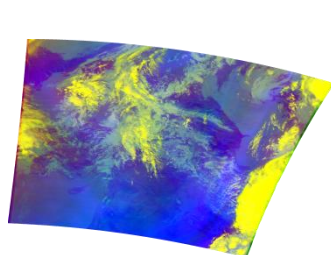
30.04.2019



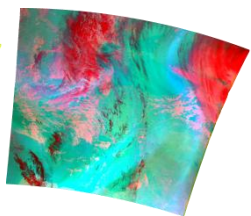
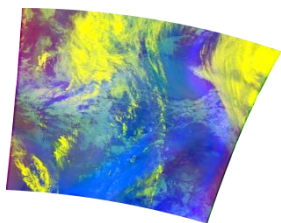
02.05.2019



16.04.2020

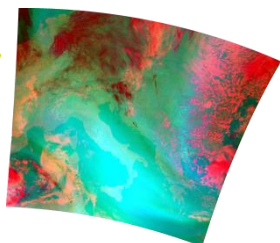
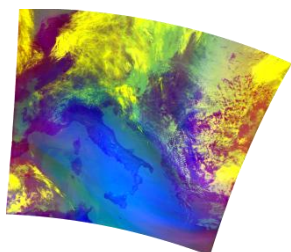


10.03.2023

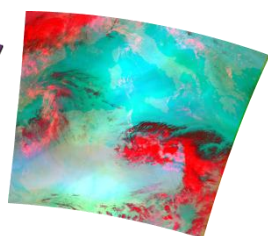
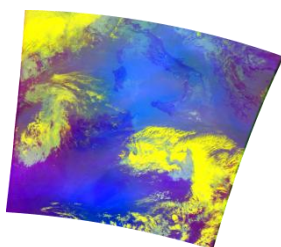


25.03.2024

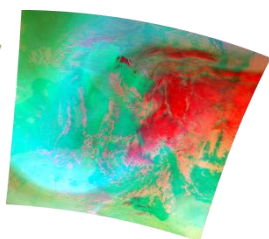
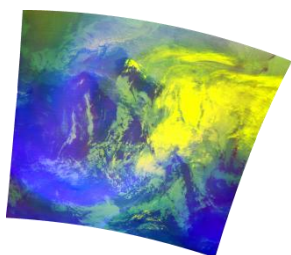
Регион Адриатики



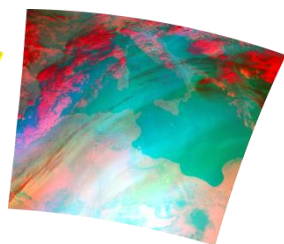
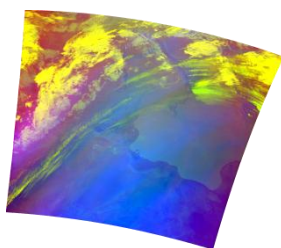
11.04.2011



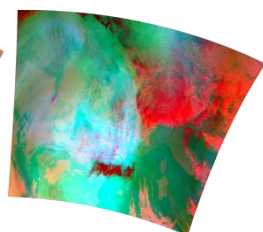
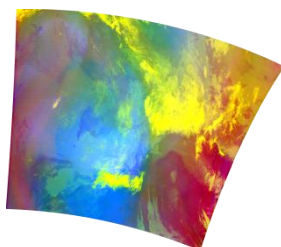
25.04.2017



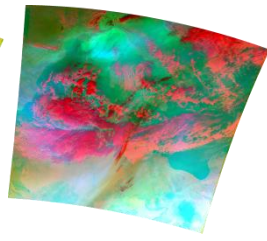
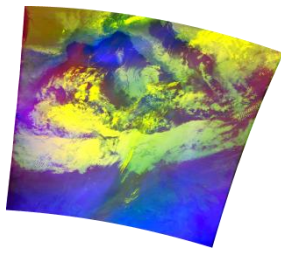
23.01.2006



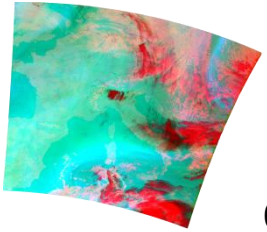
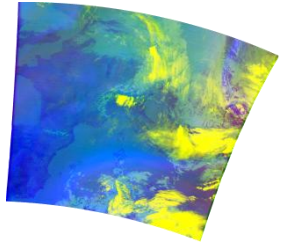
31.12.2009



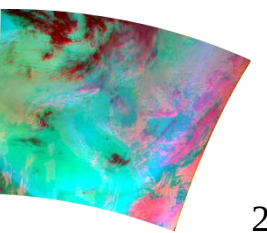
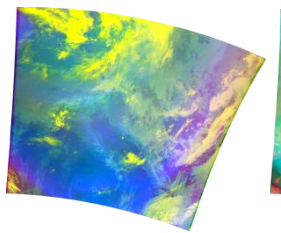
22.12.2011



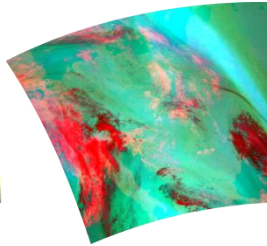
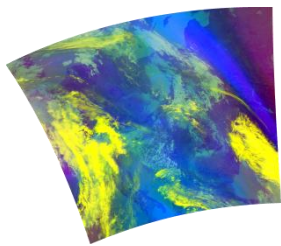
29.12.2014



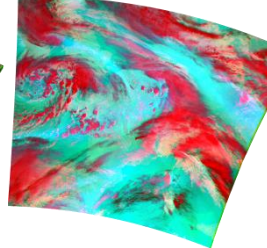
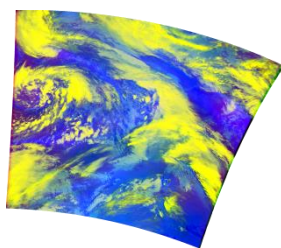
07.04.2017



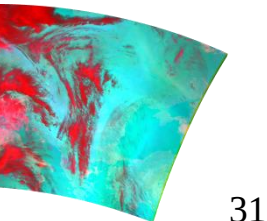
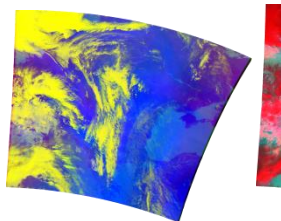
23.12.2017



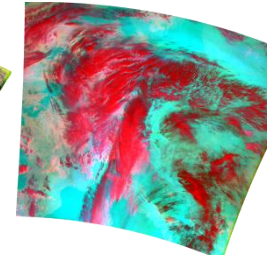
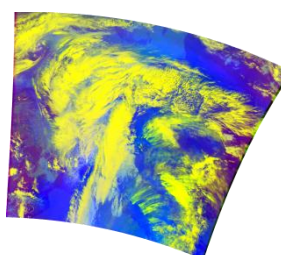
24.04.2019



28.03.2024

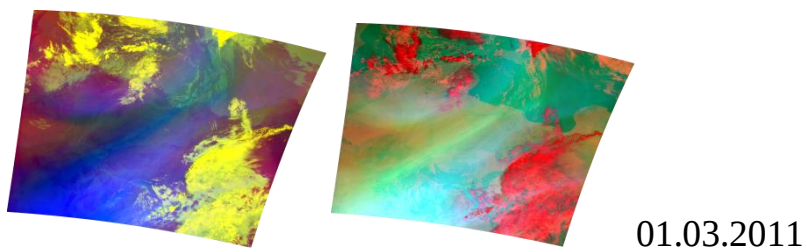
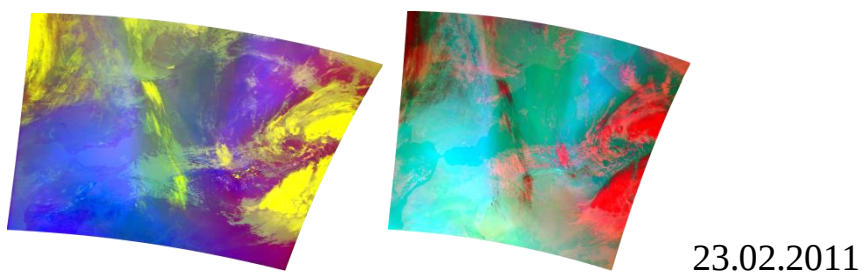
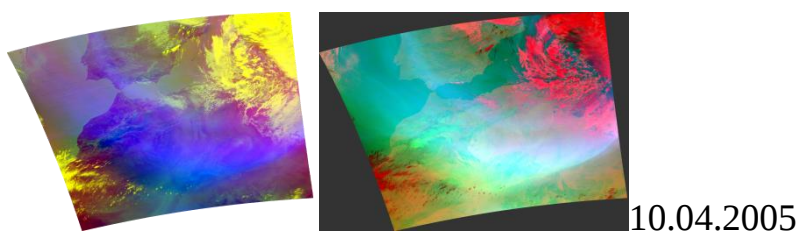
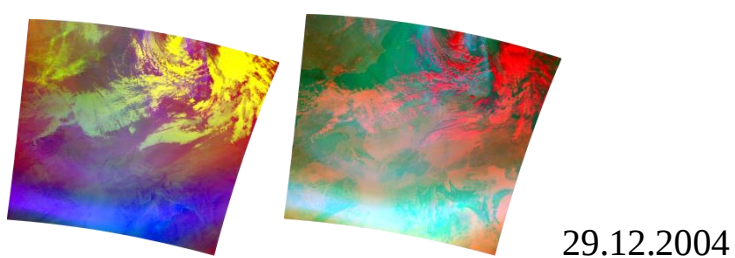
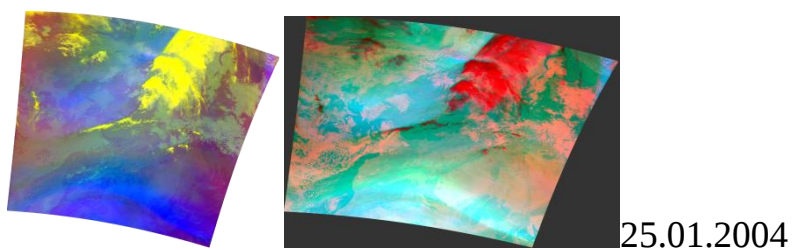
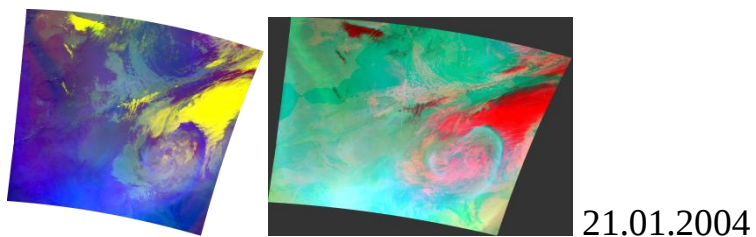


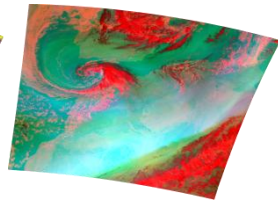
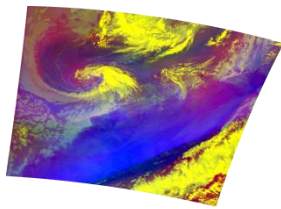
31.03.2024



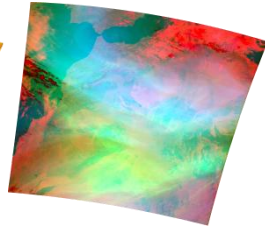
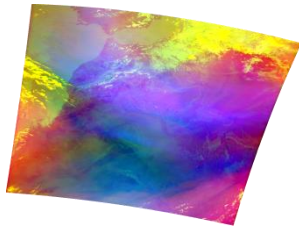
01.04.2024

Регион Атласских гор

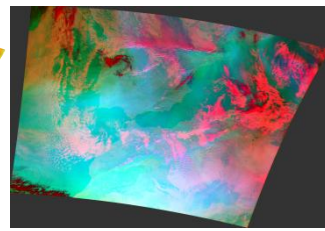
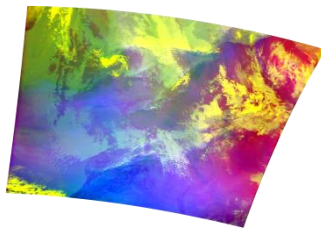




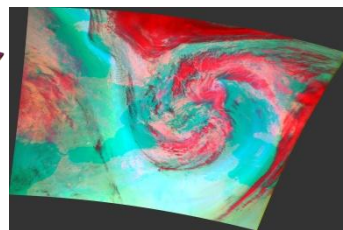
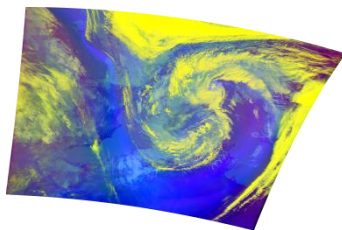
16.03.2011



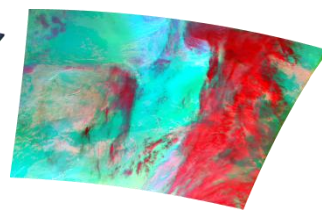
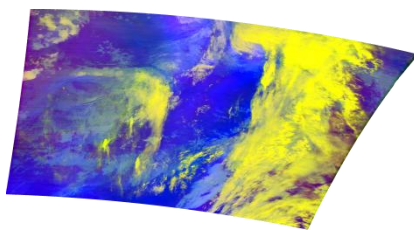
26.04.2011



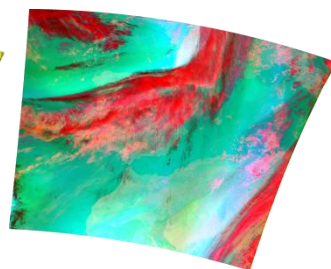
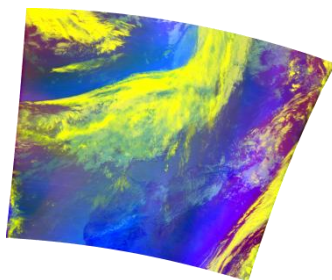
06.02.2012



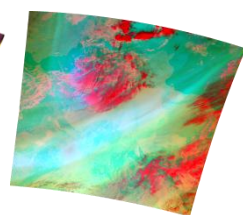
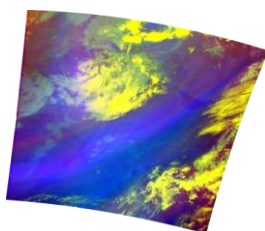
04.04.2014



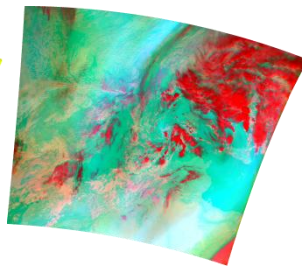
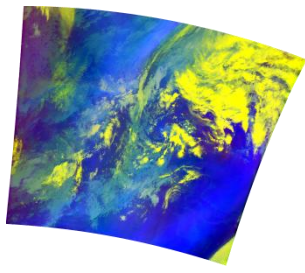
01.01.2014



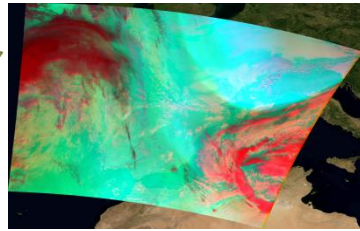
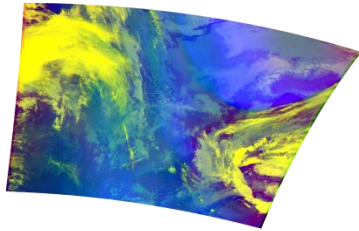
27.02.2014



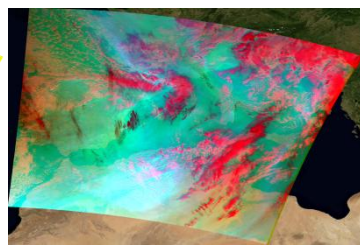
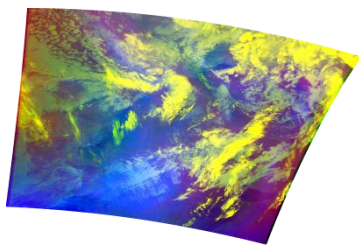
02.12.2014



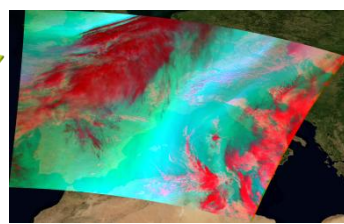
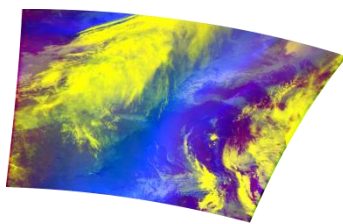
16.12.2014



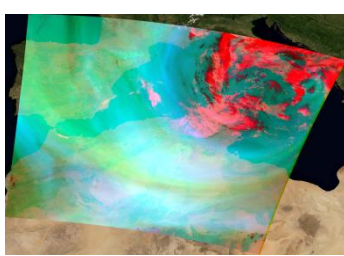
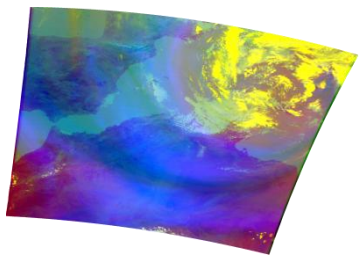
14.12.2018



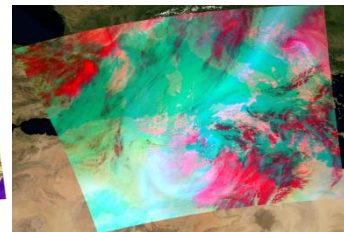
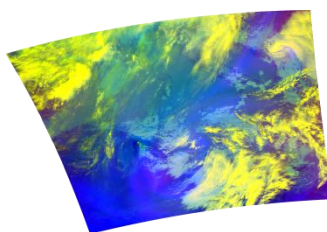
28.01.2019



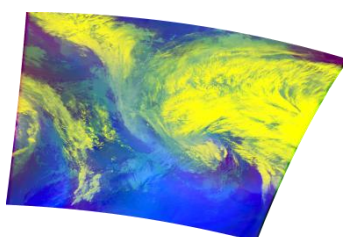
04.02.2019



13.05.2019



10.03.2020



20.04.2020