Воскресенская Е.Н., Сухонос О.Ю.

**АНТИЦИКЛОНЫ
И ЭКСТРЕМАЛЬНАЯ ТЕМПЕРАТУРА ВОЗДУХА
В ЧЕРНОМОРСКО-СРЕДИЗЕМНОМОРСКОМ РЕГИОНЕ**

Севастополь
2020

УДК 551.583, 551.582

Антициклоны и экстремальная температура воздуха в Черноморско-Средиземноморском регионе / Воскресенская Е.Н., Сухонос О.Ю.
Севастополь: ИПТС. 2020. 172 с., илл. 39, табл. 13, библи. 277.

Монография представляет собой обобщенное представление об антициклонах и экстремальной температуре воздуха в регионах Черного и Средиземного морей. Основное внимание уделено климатическим оценкам параметров антициклонов и температурных экстремумов, включая тенденции изменений за долговременный период, установлению закономерностей изменений анализируемых климатических характеристик под влиянием крупномасштабных процессов в системе океан-атмосфера.

Монография рассчитана на научных сотрудников, аспирантов, студентов, специализирующихся в области климатологии. В представленном исследовании частично отражены результаты, полученные в рамках гранта РФФИ и г. Севастополь № 20-45-920015.

Печатается по рекомендации

Ученого совета ФГБНУ «Институт природно-технических систем»

Рецензенты: доктор географических наук, профессор Ломакин П.Д.,
кандидат географических наук Наумова В.А.

ISBN 978-5-6042897-0-9

DOI: 10.33075/978-5-6042897-0-9

© Воскресенская Е.Н, Сухонос О.Ю. 2020

ВВЕДЕНИЕ

В последние десятилетия проблема изменения климата становится все более актуальной. Это связано с ростом глобальной температуры воздуха, учащением таких экстремальных событий, как длительные засухи, устойчивые морозы, наводнения. Все эти явления несут за собой климатические риски и непосредственно оказывают пагубное влияние на экономику и здоровье людей. Знания о климатических условиях, закономерностях их изменений позволят снизить и, возможно, предотвратить негативные последствия, а также обеспечить адаптацию к ним во всех сферах жизнедеятельности человека.

Но что же понимают в настоящее время под «климатом»? В узком смысле, климат – это многолетний режим погоды, определяющийся статистическим описанием средних значений и изменчивости соответствующих количественных показателей. Более полное определение сформулировано в [Монин и Шишков 1979]: «Климат определяется как статистический ансамбль состояний, который проходит сложная система взаимодействия атмосферы, гидросферы и земной коры за периоды времени порядка десятилетий». В соответствии с этим определением, изменение климата означает

«...статистически значимую вариацию среднего его состояния, либо его изменчивости, сохраняющейся в течение продолжительного периода времени (обычно несколько десятилетий и более), и которое может быть вызвано естественными внутренними процессами, внешними воздействиями, или постоянными антропогенными изменениями в составе атмосферы или землепользования» [Монин и Шишков 1979]. Согласно рекомендациям Всемирной метеорологической организации (ВМО), период для оценки изменений климата составляет 30 лет.

В современном мировом научном пространстве наблюдаемые изменения климата объясняют, в основном, двумя причинами. К первой относится увеличение антропогенных выбросов углекислого газа, что приводит к росту температуры. Такой вывод получен на основе экспериментов с климатическими моделями [IPCC, 2007, 2013, 2019]. В отчете Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК) указывается, что среднегодовая глобальная температура воздуха за период 1906 – 2005 гг. увеличилась на $0,74 \pm 0,18^{\circ}\text{C}$, а к 2015 году – на $0,87 \pm 0,12^{\circ}\text{C}$. Из рис. 1 видно, что увеличение температуры происходит неравномерно. На протяжении приведенного временного отрезка наблюдаются как периоды роста, так и уменьшения. При этом на территории Российской Федерации за примерно за такой же период рост температуры составил $1,29^{\circ}\text{C}$, в соответствии с [Оценочный доклад, 2008]. В работе [Cook et al., 2013] отмечено, что 98% специалистов-климатологов не сомневаются во влиянии антропогенного фактора на изменение климата, а, следовательно, на изменение температуры воздуха.

Рис. 1. Среднегодовая глобальная температура воздуха (черные точки). Левая ось показывает аномалии относительно среднего значения с 1961 по 1990 г., а правая ось – расчетную фактическую температуру (°C) из [IPCC, 2007]

В то же время ряд исследователей объясняет вариации климата за счет наличия естественной изменчивости в системе океан-атмосфера, что относится ко второй причине изменений климата. Естественные колебания присутствуют на всех временных масштабах и формируются посредством взаимодействия компонентов системы океан-атмосфера, например событий Эль-Ниньо (ЭН). В ежегодной резолюции ВМО о состоянии климата в 2012 г. отмечено следующее: «Естественная изменчивость климата, обусловленная такими явлениями, как Эль-Ниньо и Ла-Нинья, оказывает влияние на величину температуры и атмосферных осадков (от сезонных до годовых). Однако они не изменяют основную долгосрочную тенденцию

повышения температур вследствие антропогенного изменения климата» [пресс-релиз ВМО № 966 от 28 ноября 2012 г.]. Результаты климатических моделей, основанных на оценках радиационных воздействий в XX веке, свидетельствуют о том, что небольшие изменения температуры воздуха произошли до 1915 года, а значительная их часть в начале XX века была вызвана естественными колебаниями в системе океан-атмосфера [IPCC, 2007, 2013, 2019].

Изменения средней температуры воздуха не несут таких катастрофических последствий, как изменения экстремальных температур воздуха (ЭТВ), их порогов и повторяемости. При этом их распределение по пространству имеет более сложную структуру, которая связана с географическими особенностями отдельных регионов. Несмотря на то, что на сегодняшний день получены и опубликованы глобальные климатические тенденции ЭТВ [например, Alexander et al., 2006], их региональные оценки требуют уточнения.

Причины наблюдаемых изменений, как средней температуры воздуха, так и ЭТВ, невозможно изучать без рассмотрения таких интегральных характеристик климата как циклоны и антициклоны. И если связь циклонической активности с температурой воздуха и их изменения к настоящему времени рассмотрены достаточно подробно [например, Trigo et al., 2004, Нестеров, 2018], то подобных исследований относительно антициклонической активности и связанных с ними ЭТВ уже не так много для Черноморско-Средиземноморского региона. А ведь именно антициклоны, в частности блокирующие, способствуют формированию экстремумов и, как следствие, опасных природных явлений (длительные засухи и

устойчивые морозы). Результатом являются большие человеческие потери и экономические убытки [Оценочный доклад, 2008, 2014]. Например, блокирующий антициклон в январе 2002 года сопровождался интенсивным снегом и сильными морозами в юго-восточной Европе [Luterbacher and Xoplaki, 2003]. Летом 2003 года интенсивная жара, обусловленная блокирующим антициклоном, в Европе привела к гибели более 30 тыс. человек (не менее 15 тыс. человек во Франции). При этом связанная с отмеченной высокой температурой засуха сопровождалась потерей урожая, большим количеством лесных пожаров, увеличением загрязнения воздуха. Оцененные потери составили около 14 млрд. долларов [например, Nicholls and Alexander, 2007]. Блокирующий антициклон летом 2010 года был одним из наиболее интенсивных синоптических вихрей за последнее время. Согласно [Ревич и Малеев, 2011], за июль–август 2010 года, по сравнению тем же периодом 2009 года, смертность от сердечно-сосудистых заболеваний только в Москве возросла на 58,8% [Смирнова и др., 2016]. Именно поэтому не вызывает сомнений актуальность изучения закономерностей изменений параметров антициклонов и ЭТВ.

ГЛАВА 1.

АНТИЦИКЛОНЫ И ЭКСТРЕМАЛЬНАЯ ТЕМПЕРАТУРА ВОЗДУХА В АТЛАНТИКО-ЕВРОПЕЙСКОМ РЕГИОНЕ: ИЗМЕНЕНИЯ И ИЗМЕНЧИВОСТЬ

1.1. Географические особенности Черноморско- Средиземноморского региона

Черноморско-Средиземноморский регион (ЧСР), карта которого представлена на рис. 2, характеризуется уникальными географическими условиями.

Рис. 2. Черноморско-Средиземноморский регион [<https://www.google.ru/maps>]

Он охватывает три континента: Европу, Африку и Азию. Причем моря, находящиеся внутри региона окружены горами высотой до 6 км: Пиренеи (до 2,5 км), Альпы (до 3 км), Стара-Планина, Пинд и Родопы (до 1,5 км), Понтийские (до 1,5 км), хребет Тавр (до 2 км), Атласские (до 2 км), Крымские (до 2 км) и Кавказские (до 6 км) горы [например, Логвинов и Барабаш, 1982; Lionello et al., 2006 и др.]. Эти горные массивы оказывают большое влияние на особенности изменения частоты образования барических объектов и их траекторий, деформацию термобарического поля при переваливании циклона и антициклона через горный хребет, замедление скорости продвижения, блокирование низких антициклонов.

ЧСР находится в переходной зоне, где изменчивость атмосферных процессов умеренных и субтропических широт является основным фактором, определяющим климатические условия региона и их пространственную изменчивость, приводящую к появлению многих региональных и мезомасштабных особенностей климата. Регион также характеризуется ограниченными водными ресурсами и экстремально жаркими условиями [Luterbacher and Xoplaki, 2003].

Охарактеризуем более подробно особенности атмосферной циркуляции над Средиземноморьем, и затем над Черноморским регионом. Общая циркуляция атмосферы над Средиземноморским регионом (СМР) характеризуется интенсивной сезонной изменчивостью. В зимний сезон над Средиземным морем наблюдаются высокие градиенты температуры и влагосодержания между сушей и водной поверхностью. С одной стороны, холодный воздух проникает из арктических районов в регион Средиземного моря через «коридоры» шириной 300 м: один расположен над Пиренеями и

Альпами, другой – над Черным, Мраморным и Эгейским морями. И, таким образом, над северной частью Средиземного моря зимой устанавливается широтная фронтальная зона с большими контрастами температуры. Эта зона высоких барических и термических градиентов имеет характеристики сезонного квазистационарного фронта, вдоль которого формируются средиземноморские циклоны. Эту область еще называют «средиземноморским зимним циклоном» [Хромов и Петросянц, 2001], потому что циклоническая деятельность здесь активизируется зимой и ослаблена летом. С другой стороны, теплый тропический воздух проникает из Северной Африки в Средиземноморский бассейн при активизации пассатной циркуляции [Попова, 1972]. В то же время западная часть Средиземного моря находится под влиянием северо-западного воздушного потока, переносящего влагу из Северной Атлантики [Mariotti et al., 2002]. Среднетропосферный западный поток преобладает и над восточной частью Средиземноморья. Циклонические возмущения над СМР влияют на климат региона в течение всего зимнего периода. [Lionello et al., 2006]. Области низкого давления, которые формируются в Северной Атлантике, и область формирования циклонов над СМР (подветренная сторона Альп, Лионский залив, Эгейское море, а также область над Кипром и Генуей) также влияют на зимний средиземноморский климат. В связи с особенностями рельефа СМР и наличием температурного градиента между сушей и морем, большинство барических объектов зарождается над самим Средиземным морем.

Летом циркуляция атмосферы над СМР характеризуется пониженной циркуляционной активностью и слабым градиентом

давления. Северный сдвиг субтропического гребня Азорского антициклона приводит к повышению стабильности над всем регионом. Расширение области антициклонической завихренности в поле ветра от Атлантики до западной и центральной частей Средиземного моря преобладает в структуре приповерхностной циркуляции. Барическая система пониженного давления, расположенная над Аравийским полуостровом, расширяется в восточную часть Средиземного моря и связана с действием Азиатского муссона в летний период [Zhang et al., 2004; Navarra and Tubiana, 2013]. То есть процесс охлаждения воздуха над водной поверхностью и устойчивость атмосферы не благоприятствует динамическому развитию синоптических процессов.

Основополагающими литературными источниками об атмосферной циркуляции над Черноморским регионом (ЧР) являются работы Черняковой (1965), Сорокиной (1974), Логвинова и Барабаша (1982), Руководство ... (1987), Бабиченко (1991) и другие. Обобщая информацию из опубликованных работ, можно отметить, что с северо-запада, запада и юго-запада на ЧР вторгается воздух с Атлантического океана и Средиземного моря, а с юго-запада и северо-запада – континентальный воздух (из тропических и умеренных широт). При этом с севера, северо-востока и юго-востока поступает только континентальный воздух: арктический, умеренных широт и тропический [Вылканов и др., 1983]. Циркуляционные условия имеют ярко выраженный сезонный характер. Зимой ЧР испытывает заметное влияние средиземноморских циклонов, отрога Сибирского антициклона [Сорокина, 1974; Логвинов и Барабаш, 1982]. При этом стационарирование антициклона и развитие гребня над Европейской частью РФ сопровождается усилением циклонической деятельности

над восточной частью Средиземного и Черного морей, обуславливая устойчивые северо-восточные ветры, приносящие холодный и относительно сухой континентальный воздух умеренных широт и, как следствие, понижение температуры, а в отдельных регионах – частые осадки [Руководство..., 1987]. Летом погодные условия находятся под влиянием отрога Азорского антициклона. Переходные сезоны характеризуются большей изменчивостью. В начале весны вклад Сибирского антициклона в формирование погодных условий в регионе уменьшается, при этом Азорский антициклон усиливается и перемещается к востоку. В первой половине осени ЧР находится под влиянием Азорского антициклона, а со второй половины наблюдается активная циклоническая деятельность [Логвинов и Барабаш, 1982].

Таким образом, в целом, географические особенности атмосферных процессов в ЧСР характеризуются влиянием как атлантических и континентальных воздушных масс, так и воздушных масс, сформированных над Средиземным морем. Поэтому антициклоническую циркуляцию удобнее рассматривать с учетом региональности.

Для этого ЧСР условно разделен на западную часть Средиземноморского региона (ЗСМР) в границах 35 – 47,5 с.ш., 6° з.д. – 17,5° в.д., восточную часть Средиземноморского региона (ВСМР) в границах 30 – 40° с.ш., 17,5 – 37,5° в.д., и Черноморский регион (ЧР) в границах 40 – 50° с.ш., 27,5 – 45° в.д. Графическое отображение границ ЧСР представлено на рис. 3.

Рис. 3. Схематическое изображение границ Черноморско-Средиземноморского региона: (1) – западная часть Средиземноморского региона, (2) – восточная часть Средиземноморского региона, (3) – Черноморский регион

Выбор указанных подрегионов обусловлен частым их использованием для сравнения результатов разных исследований циклонической и антициклонической активности в изучаемом регионе. Например, примерно такие же, как и в настоящем исследовании, координаты ВСМР и ЗСМР использованы в [Lionello et al., 2006; Маслова, 2010], а границы ЧР – в [Polonsky et al., 2007; Маслова, 2010].

Таким образом, районом исследования являются регионы, характеризующиеся уникальными географическими условиями и особенностями атмосферной циркуляции. Однако, исследования, посвященные оценке изменений антициклонической активности и ЭТВ в ЧСР, достаточно фрагментарны. Ниже приведем обобщенное

описание отдельно для антициклонов и ЭТВ по литературным источникам.

1.2. Антициклоны

Традиционно под антициклоном понимают область повышенного атмосферного давления с замкнутыми concentрическими изобарами на уровне моря [Хромов и др., 1974]. Часто такой барический объект связывают с ясной солнечной погодой без осадков со слабыми ветрами в теплый период, и с морозной погодой с хорошей видимостью в холодный период года (рис. 4).

Рис. 4. Погода в антициклоне из [Дашко, 2005]

Летом такие условия благоприятствуют быстрому созреванию сельскохозяйственных культур, а осенью – сбору урожая. В то же время, антициклонические вихри могут вызвать загрязнение воздуха: сильный нагрев подстилающей поверхности под вихрем и высокий уровень солнечной радиации летом может привести к

фотохимическому смогу, а ясное небо и слабые ветра при антициклонических условиях в зимний сезон – к сильному ночному радиационному выхолаживанию поверхности [Oliver, 2006].

Для обнаружения антициклонов, в основном, используют методики, разработанные для выделения циклонов. Суть подобных методик заключается в определении областей пониженного или повышенного давления, которые выделяют не только по давлению на уровне моря, но и по другим атмосферным характеристикам (табл. 1). В результате сравнительного анализа, проведенного в [Акперов и Мохов, 2010; Neu et al., 2013], показано наличие ряда методов для качественного обнаружения синоптических вихрей. В то же время, создавались методики расчета их параметров: траекторий [Zishka and Smith, 1980; Favre and Gershunov, 2006; Ioannidou and Yau, 2008; Zhang et al., 2012; Hatzaki et al., 2014]; частоты [Вительс, 1965; Harman, 1987; Parker et al., 1989; Agee, 1991; Polonsky et al., 2007; Voskresenskaya et al., 2016]; высоты и площади антициклонов [Bardin and Polonsky, 2005; Polonsky et al., 2007; Голицын и др., 2007; Voskresenskaya et al., 2016].

Атмосферные характеристики, приведенные в табл. 1, к настоящему времени могут, как и прежде, извлекаться из синоптических карт [например, Godev, 1971; Zishka and Smith, 1980; Поднебесных и Ипполитов, 2017], а с созданием современных источников данных все чаще из однородных массивов реанализов NCEP/NCAR с пространственным разрешением $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ [например, Bardin and Polonsky, 2005; Polonsky et al., 2007; Zhang et al., 2012; Voskresenskaya et al., 2016], ERA-40 и ERA-Interim с разрешениями $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ и $1,5^\circ \times 1,5^\circ$, соответственно [например, Akperov et al., 2007; Hatzaki et al., 2014]. При этом массивы данных охватывают период с

середины XX по начало XXI века. Такая длина временных рядов позволила исследователям получить некоторые оценки климатических характеристик параметров антициклонов, тенденций изменений и их межгодовой-междесятилетней изменчивости.

Таблица 1.

Методы и ключевые атмосферные характеристики для выделения антициклонических вихрей по [Neu et al., 2013]

№	Основная ссылка на описание метода	Атмосферная характеристика
1	Bardin and Polonsky (2005), Akperov et al., (2007)	Геопотенциальная высота на поверхности 1000 гПа, минимум/максимум среднего давления на уровне моря
2	Murray and Simmonds (1991)	Минимум/максимум среднего давления на уровне моря, завихренность
3	Murray and Simmonds (1991), Simmonds et al., (2008)	Минимум/максимум среднего давления на уровне моря, завихренность
4	Serreze (1995)	Минимум/максимум среднего давления на уровне моря, градиент, завихренность
5	Sinclair (1994, 1997)	Геопотенциальная высота на поверхности 850 гПа, завихренность

Обобщим литературные сведения, посвященные особенностям барических систем высокого давления в Атлантико-Европейском регионе, включая ЧСР. Первые работы по изучению характеристик антициклонических вихрей начали появляться с конца XIX – начала XX века [например, Rawson, 1909]. В настоящее время существует ряд работ, посвященных климатическим исследованиям характеристик

антициклонов как для Северного полушария в целом [Pettersen, 1956; Bell and Bosart, 1989; Parker et al., 1989; Agee, 1991; Favre and Gershunov, 2006; Ioannidou and Yau, 2008], так и для Атлантико-Европейского региона [Godev, 1971; Bardin and Polonsky, 2005; Polonsky et al., 2007; Zhang et al., 2012; Ковриго и Феськов, 2013; Hatzaki et al., 2014].

В целом установлено, что в зональном распределении частоты антициклонов имеется два максимума. Один из них находится в высоких широтах с максимумом давления, отмечаемым как зимой, так и летом. Второй максимум находится вблизи 40° с.ш. в январе и смещается к северу на 50° с.ш. в июле. К югу от 50° с.ш. частота синоптических вихрей по мере приближения к тропикам значительно убывает. В целом, основная широтная зона наибольшей частоты антициклонов находится в поясе $30 - 50^{\circ}$ с.ш. зимой и $40 - 50^{\circ}$ с.ш. летом [James, 1952; Harman, 1987; Parker et al., 1989; Bell and Bosart, 1989; Дашко, 2005; Favre and Gershunov, 2006; Ioannidou and Yau, 2008].

Траектории движения антициклонов над Европой, включая часть Средиземноморского региона, были описаны в [Мультановский, 1933; Кричак, 1956]. В этих работах установлены типичные траектории (или так называемые «оси») движения антициклонов, входящих на территорию Европы с различных районов (рис. 5): азорские оси (движение антициклонов со стороны Атлантики), нормальные полярные (движение с северо-запада) и ультраполярные (движение с севера и северо-востока).

В [Погосян и Туркетти, 1970] обобщено, что благоприятные условия для формирования антициклонов над территорией Европы

создаются в зимний период. При этом максимальное количество зимних антициклонов наблюдается у побережья Средиземного моря: над Балканами и Северной Африкой.

Подобный зимний максимум антициклонической активности на Балканах также обнаружен в [Hatzaki et al., 2014]. Он связан с отрогами зимних постоянных антициклонов, наблюдающимися над Центральной Европой и Сибирью. Однако над теплым Средиземным морем наблюдается интенсификация средиземноморских циклонов [Маслова, 2010] и минимум повторяемости областей высокого давления.

Рис. 5. Обобщенные траектории распространения антициклонов над территорией Европы по [Кричак, 1956]. Траектории I и II соответствуют азорским осям, III, IV – нормальным полярным осям, V – полярным и ультраполярным осям, VI, VII – ультраполярным осям

В [Hatzaki et al., 2014] обобщены траектории зимних антициклонов, которые представлены на рис. 6:

– с северо-восточной части Атлантики или Западной Европы на восток/северо-восток Европы; от Балкан на юго-восток Средиземноморья;

– от центральных районов Северной Африки на восточную часть Средиземноморья.

Такое пространственное распределение зимних антициклонических треков обусловлено взаимодействием воздушных масс с большими различиями в температуре и влагосодержании.

Рис. 6. Траектории антициклонов в зимний (а), весенний (b), летний (с) и осенний (d) сезоны из [Hatzaki et al., 2014]

Преобладание антициклонической активности над циклонической и ослабление атмосферных процессов особенно заметно в летний сезон. Максимум антициклонической активности в

этот период года характерен для всего Северного полушария [Pettersen, 1956; Погосян, 1976; Parker et al., 1989; Zarrin et al., 2010, Hatzaki et al., 2014]. В [Погосян и Туркетти, 1970] показано, что в июле наиболее часто антициклоны формируются над океанами, центральной частью Средиземного моря, центральной и восточной районами Северной Америки, а также над Восточной Европой, Уралом и Западной Сибирью. Авторы работы [Parker et al., 1989] отметили, что максимум частоты антициклонов наблюдается над Субтропической Атлантикой. Позже было уточнено географическое расположение этого максимума – восточная часть Северной Атлантики [Zarrin et al., 2010]. Что касается ЧСР, то, в соответствии с [Pettersen, 1956], максимум летней антициклонической активности наблюдается над внутренними водоёмами: над Средиземным, Чёрным и Каспийским морями. В то же время автор данного исследования отмечает, что летние антициклоны являются относительно слабыми барическими образованиями. В соответствии с рис. 6, в ЧСР наибольшая плотность траекторий областей высокого давления отмечается у южного побережья Средиземноморья, а также у южного побережья Черного моря с ярко выраженным направлением на восточную часть Каспийского моря. В то же время, вдоль северного побережья Средиземного моря и Европы отмечается их уменьшение [Hatzaki et al., 2014]. Такое летнее распределение траекторий антициклонов связано с уменьшением горизонтальных температурных контрастов и перераспределением очагов тепла и холода в этот сезон года [Погосян и Туркетти, 1970]. Высокая частота антициклонов над центральной Европой и севером Балкан обусловлена циклонической деятельностью, которая сохраняется в течение лета, оказывая влияние на Европейский регион с

северо-запада на восток [Trigo et al., 1999; Campins et al., 2011]. Даже в отсутствии циклонической деятельности в летний период, термическая нестабильность в континентальной части центральной Европы и на Балканах может привести к конвективной активности в течение дня, при этом соответствующее охлаждение может усиливать зарождение и развитие антициклонов, которые оказывают влияние на восточную часть Средиземного моря [Katsoulis et al., 1998].

Весна и осень характеризуются промежуточной фазой между холодным и теплым периодом года. В течение весны высокая плотность траекторий антициклонов отмечается, в основном, над Африкой и восточной частью Средиземного моря. При этом осенью она значительно уменьшается над южной его частью, что видно из рис. 6 [Katsoulis et al., 1998; Flocas et al., 2001; Hatzaki et al., 2014]. На весеннее распределение траекторий антициклонов в регионе Черного моря оказывает заметное влияние Азорский антициклон, тогда как осенью – Сибирский антициклон. При этом в [Bitan and Saaroni, 1992] отмечен вклад Пакистанского минимума, который вызывает пространственное блокирование северных и западных антициклонических треков в весенний сезон.

Таким образом, антициклонической активности, в частности, траекториям антициклонов, в ЧСР свойственен ярко выраженный сезонный ход.

Антициклоническую активность чаще всего характеризуют с помощью описания средних условий, а также линейных трендов. В отличие от циклонической активности, анализ литературных источников о долговременных изменениях, т.е. о линейных трендах, антициклонической активности показал малую изученность этого

вопроса не только для полушария в целом, но и для ЧСР. Так, в [Zishka and Smith, 1980; Harman, 1987; Parker et al., 1989] отмечается ослабление антициклонической активности на западе Северного полушария за период с 1950 по 1985 год. В [Оценочный доклад, 2008] отмечается уменьшение повторяемости антициклонов, особенно в зимний сезон, над Европейской территорией России к северу от 50° с.ш. с 1970 года, а также в восточных регионах России в период 1960 – 1980 гг. Вместе с тем, в соответствии с результатами работы [Polonsky et al., 2007], повторяемость антициклонов в ЧР увеличилась с конца 1960-х по конец 1980-х гг. во все сезоны, особенно интенсивно зимой. Что касается СМР, то в [Maheras et al., 2000, 2001; Trigo et al., 2000] отмечается ослабление циклонической активности и уменьшение количества циклонов, а также увеличение количества антициклонов над Средиземноморьем в период с октября по март в течение последних нескольких десятилетий, особенно с 1970-х годов. Такие тенденции особенно характерны для западной части Средиземноморья. В более поздней работе [Kostopoulou and Jones, 2007] обнаружено увеличение зимних антициклонических типов циркуляции в восточной части Средиземноморья за период 1958 – 2000 гг. Обобщая опубликованные оценки тенденций изменения параметров антициклонов для отдельных регионов ЧСР, можно отметить, что комплексного анализа их трендов за длительный период не проводилось. Поэтому важность такого анализа, проведенного в настоящем исследовании, не вызывает сомнений.

Многие исследователи отмечают, что изменения антициклонической активности на межгодовом-междесятилетнем масштабах обусловлены климатическими процессами в системе океан-

атмосфера [Lionello et al., 2006; Favre and Gershunov, 2006; Zhang et al., 2012; Navarra and Tubiana, 2013]. В [Нестеров, 2013] отмечается, что эти процессы могут служить предикторами при изучении закономерностей изменений гидрометеохарактеристик, в частности антициклонической активности. Одним из таких процессов является Североатлантическое колебание (САК), которое представляет собой изменение атмосферного давления в центральной и восточной частях Северной Атлантики. Первое упоминание о нем появилось в работе Г.Т. Уокера (1924). Однако до сих пор продолжаются исследования его механизмов, проявлений в разных климатических характеристиках, в частности в барических объектах. Так, в [Bardin and Polonsky, 2005] представлены результаты исследования его проявлений в параметрах циклонов и антициклонов, выделенных в Атлантико-Европейском регионе, только для зимнего сезона, а в [Polonsky et al., 2007] – во все сезоны, но только для региона Черного моря. Авторами установлено, что при положительной фазе САК в зимний сезон частота антициклонов максимально возрастает в субтропическом круговороте (в пределах $30 - 40^\circ$ с.ш.), а их высота – в субтропиках и над северо-восточной частью Европы. В то же время, чтобы учесть все особенности проявлений САК в ЧСР необходимо комплексное исследование, которое и будет представлено в настоящей монографии.

Не менее важный вклад в изменчивость барических систем в ЧСР имеет явление ЭН, характеризующееся длительными аномалиями температуры поверхности океана (ТПО) в экваториальной части Тихого океана. У истоков сведений об ЭН находится работа [Walker, 1924]. В настоящее время исследование проявлений этого явления в барических объектах все так же актуально, но наряду с этим оценки

его вклада в основном касаются циклонической активности. Например, в [Mokhov et al., 1995] отмечено, что явление ЭН способствует изменению локализации и интенсивности североатлантических и средиземноморских шторм-треков. В [Маслова, 2010] рассмотрены особенности проявления событий ЭН с учетом их классификации в параметрах циклонов в ЧСР и отмечено, что события ЭН разных типов сопровождаются противоположными по знаку аномалиями частоты циклонов в ЧР. Однако до сих пор не проводились исследования проявлений событий ЭН разных типов в параметрах антициклонов в ЧСР.

Исследования региональных проявлений десятилетних-междесятилетних процессов, а именно Атлантической мультидекадной осцилляции (АМО) и Тихоокеанской декадной осцилляции (ТДО), представляющих собой долгопериодные квазипериодические изменения характеристик системы океан-атмосфера, стали выполняться в последние десятилетия. Оценки их влияния, касающиеся атмосферных процессов, в основном, сосредоточены на циклонической активности. Так, в работе [Полонский, 2008] отмечено, что АМО влияет на количество циклонов и связано со смещением североатлантических центров действия и шторм-треков. В работе [Voskresenskaya and Maslova, 2011] показано, что отрицательная фаза ТДО, относительно ее противоположной фазы, сопровождается интенсификацией циклонической активности в ЧСР в зимне-весенний период. При этом десятилетние-междесятилетние изменения антициклонов в ЧСР, обусловленные влиянием этих климатических процессов, до сих пор не изучены.

1.4. Экстремальная температура воздуха

Антициклоны, в частности квазистационарные системы высокого давления (блокирующие антициклоны или, как иначе их называют, блокинги) зачастую обуславливают значительные температурные аномалии в Атлантико-Европейском регионе [Silmann and Croci-Maspoli, 2009; Pfahl and Wernli, 2012; Andrade et al., 2012; Pfahl, 2014; Sousa et al., 2016; Zyulyaeva et al., 2016, Вышкваркова, Коваленко, 2017]. В работах [Trigo et al., 2004; Porebska and Zdunek, 2013; Davini, 2013] отмечено, что изменения продолжительности и интенсивности блокингов могут изменять распределение и частоту ЭТВ. Именно поэтому необходимо рассматривать не только изменения блокингов, но и ЭТВ.

Уточним, что под ЭТВ климатологами понимается нечастое явление в верхней и нижней частях диапазона значений температуры воздуха [IPCC, 2007, 2013]. Вероятность появления значений в этом диапазоне называется функцией распределения вероятностей. Отметим, что для температуры воздуха эта функция распределения имеет форму «гауссовой» кривой (рис. 7).

Зачастую повышение частоты одного экстремума (например, количества дней с экстремально высокой температурой) может сопровождаться снижением частоты противоположного экстремума (в данном случае – количества дней с экстремально низкой температурой). Экстремальные явления погоды в отличие от средних состояний погоды обладают меньшей повторяемостью, однако они обладают большей изменчивостью [например, Yan et al., 2002].

Рис.7. Схематическое изображение нормального распределения средней температуры воздуха

Группой экспертов по определению изменений климата и индексов (Expert Team on Climate Change Detection and Indices) были разработаны методы анализа ЭТВ, которые подразделяются на три типа: параметрический, непараметрический и пороговый [Peterson et al., 2001]. Приведем их краткую характеристику.

К **параметрическому методу** относится определение экстремальных значений по распределению Фишера-Типетти или Гумбеля [Wilks, 2006; Feng et al., 2007]. Расчет периода повторения ограничивается двойной длиной ряда. Этот метод основан на подгонке только «хвоста» распределения, а не всех данных. Если физические причины экстремумов варьируются между событиями, то оценки периодов повторения являются ненадежными. Распределения могут изменяться вместе с климатическими изменениями, например, если

распределение подогнано под период, включающий тренд, то результат может измениться.

Под **непараметрическим методом** понимается оценка процентилей [Klein-Tank and Konnen, 2003; Moberg et al., 2006]. При этом используются все данные, а не только «хвост». Для анализа экстремальных величин используют 5-й (значительно ниже средней величины), 25-й (ниже средней величины), 50-й (близко к средней величине), 75-й (выше средней величины) и 95-й (значительно выше средней величины) процентиля. Изменения порогов происходят в соответствии с локальными характеристиками данных, поэтому такой анализ может быть пригоден для большой территории. Результаты использования такого метода менее чувствительны к основному распределению, чем методы, в основе которых лежит специфическое распределение для подгонки всех данных. В соответствии с оценками ряда авторов [Смирнов, 1970; Coles, 2001; Wilks, 2006], в случае коротких рядов данных оценка периода повторяемости не будет надежной. Тем не менее, для анализа с использованием метода процентилей необходимо наименьшее количество допущений (имеется в виду лучший подбор кривой распределения, включающей экстремальные области). Преимуществом данного метода является возможность проведения пространственного сравнения, поскольку в этом случае выбирается и анализируется одна и та же часть вероятностного распределения температуры в каждой точке.

Пороговый метод является наиболее понятным для понимания, хотя в этом случае получаются самые большие ограничения по масштабам. Пороговый метод хорошо подходит для анализа экстремальных величин в одной точке или на небольшой территории.

Однако при рассмотрении больших территорий одно и то же пороговое значение может оказаться нерепрезентативным для разных областей.

В современных отечественных и зарубежных научных исследованиях для оценки изменений ЭТВ часто используют комплексный набор климатических индексов экстремальности. Наиболее полный список, состоящий из 27 климатических индексов экстремальных явлений, представлен экспертной группой по обнаружению климатических изменений, мониторингу и индексам при Комиссии по климатологии ВМО. 17 индексов из этого списка характеризуют ЭТВ. Эти индексы удобны в применении, и их легко интерпретировать. Они предназначены для обеспечения текущего мониторинга изменений в частоте и/или интенсивности «умеренных» экстремальных событий, обращая особое внимание на явления, которые происходят несколько раз в году [Zhang et al., 2011]. Однако, несмотря на свою информативность, индексы, основанные на процентилях или фиксированных порогах, не дают исчерпывающего описания режима ЭТВ. Поэтому некоторыми исследователями используется методика, основанная на теории экстремальных значений [Coles, 2003; Yiou and Nogaj, 2004; Yiou et al., 2008; Maraun et al., 2009; Rust et al., 2009].

Обычно индексы экстремальности рассчитываются по данным наблюдений на гидрометеорологических станциях, т.к. они являются наиболее достоверным источником информации. Однако все чаще для анализа изменений и изменчивости ЭТВ привлекают глобальные и региональные реанализы (например, E-obs), которые имеют равномерное распределение по пространству и характеризуются отсутствием пропусков [Haylock et al., 2008].

Комплексный анализ индексов экстремальности, рассчитанных по ежедневным данным температуры воздуха и осадков, для большей части Земного шара представлен в [Frich et al., 2002]. Позже, в работе [Alexander et al., 2006] приведены результаты для Земного шара в целом. Показано, что значительные изменения ЭТВ во всем Северном полушарии наблюдались в период 1951 – 2003 гг., в особенности в величинах ежедневной минимальной температуры воздуха. Анализ данных с более 70% станций, проведенный в этой работе, показал существенный рост среднегодовой суммы теплых ночей и уменьшение количества холодных ночей в период 1951 – 2003 гг. Эти результаты согласуются с более ранними исследованиями, использующими глобальные среднемесячные данные, например [Jones et al., 1999], и ежедневные данные, например [Yan et al., 2002]. Согласно оценкам в [IPCC, 2007, 2013] число холодных дней и ночей уменьшилось, а количество теплых дней и ночей после 1950 года во всем мире увеличилось. Это выражается в повышении минимальных температур.

В [Yan et al., 2002] выделены три периода изменений температуры воздуха над территорией Европы: уменьшение экстремально высоких температур до конца 19-го века; уменьшение экстремально низких температур и последующее увеличение экстремально высоких температур с 1960 года. Уменьшение и последующее увеличение экстремально высоких температур преобладают в летнее время, в то время как уменьшение экстремально низких температур в течение зимы сохраняется на протяжении всего периода 1741 – 1998 гг.

Исследования изменений ЭТВ в Атлантико-Европейском регионе представлены работами Klein-Tank et al. (2002), Kiktev et al. (2003),

Domonkos et al. (2003), Klein Tank and Konnen (2003), Оценочный доклад (2008, 2014), Horton et al. (2015), Zyulyaeva et al. (2016) и др. Необходимо отметить, что в [Оценочный доклад, 2008, 2014] обобщены результаты в основном отечественных авторов по трендам характеристик ЭТВ, таких как М.Ю. Бардин, Г.В. Груза, Д.Б. Киктев, Т.В. Платова, Э.Я. Ранькова и др.

Обобщим полученные тенденции. В [Domonkos, 2003] для территории южной Европы показано, что в период 1901 – 1998 гг. отмечается рост ЭТВ. Наиболее выраженные тенденции ЭТВ в восточной части Средиземного моря характерны для летнего сезона, где их минимум и максимум показывают статистически значимые тенденции потепления [Kostopoulou and Jones, 2005]. Отрицательные тенденции в этом регионе характерны для частоты холодных ночей в зимний период и особенно летом [Kostopoulou and Jones, 2005]. Авторами работы [Zyulyaeva et al., 2016] на примере г. Москва показано увеличение числа аномально жарких дней в летний период, при этом значимых изменений продолжительности экстремумов не обнаружено. В [Оценочный доклад, 2014] отмечено увеличение числа дней с аномально высокими температурами воздуха и уменьшение числа дней с аномально низкими температурами воздуха на территории России во все сезоны. При этом есть районы, где число дней с аномально высокими температурами уменьшается. Однако обнаружение тенденций температурных экстремумов на региональном масштабе до сих пор остается актуальным и обусловлено редкой повторяемостью экстремальных явлений.

Особенности изменений ЭТВ на межгодовом и междесятилетнем масштабах связаны с изменениями крупномасштабных климатических

процессов в системе океан-атмосфера [Wallace et al., 1996; Thompson and Wallace, 1998; Крыжов, 2004; Бардин, 2005; Попова и Шмакин, 2006; Бардин, 2011]. В частности, зимний максимум потепления в западной части Европейской территории России обусловлен влиянием САК [Hurrell and van Loon, 1997; Hurrell et al., 2003]. Заметное потепление, связанное с увеличенной адвекцией тепла в регионе Северной Атлантики в положительную фазу САК, было особенно велико в период с 1960-х до середины 1990-х годов. В научной литературе встречаются публикации о проявлениях САК в средней температуре или ее аномалиях в больших регионах, включающих часть ЧСР [например, Полонский и Кибальчич, 2014]. В частности, в работе [Зверяев и Гулёв, 2007] показана роль САК в формировании полей температуры на территории Европы в XX в. Авторами показано, что в зимний сезон корреляции главных компонентов температуры воздуха с индексом САК высоки и статистически значимы. Однако до сих пор не выявлено четких закономерностей изменений характеристик ЭТВ в ЧСР, обусловленных влиянием этого процесса.

Влияние событий ЭН на гидрометеорологические характеристики, в частности на аномалии температуры воздуха, в Атлантико-Европейском регионе до сих пор остается дискуссионным вопросом. В некоторых работах, например, [Horiï and Hanawa, 2004], отрицается существование заметного воздействия ЭН на циркуляцию в умеренных широтах Северного полушария, за исключением некоторых районов Тихого океана, а, следовательно, и отсутствие отклика в поле температуры. Однако в [Воскресенская, 2005] установлено, что влияние Южного колебания (ЮК), по которому определяется наступление события ЭН, на изменчивость поверхностной

температуры воздуха (ПТВ) в Европейско-Средиземноморском регионе меньше влияния САК. Но, тем не менее, до 25 – 30% дисперсии флуктуаций в синоптическом и 2–3-недельном диапазонах изменчивости ПТВ в некоторых частях региона обусловлено ЮК. Работ, описывающих проявления ЭН в аномалиях температуры в Европейском регионе, не так много, например, [Груза и др., 1999; Стерин и др., 2000]. В [Груза и др., 1999] отмечены две наиболее ярко выраженные области положительной корреляционной связи между индексом ЮК и аномалиями температуры воздуха в районе Кавказа и в районе дальневосточных морей и отрицательных корреляций на юге Казахстана и в Средней Азии. При этом в конце зимы года, следующего за годом начала ЭН, поле аномалий температуры воздуха характеризуется наличием положительных аномалий на Кавказе и в Средней Азии и отрицательных аномалий на Дальнем Востоке. Наибольший суммарный отклик в поле аномалий температуры воздуха для теплой фазы ЭНЮК (т.е. ЭН) отмечается в начале второго года (февраль – март). Этот период авторы работы [Груза и др., 1999] характеризуют термином «вслед за пиком развития ЭНЮК». В [Мохов и Тимажев, 2013] отмечено, что на Европейской территории России максимальная вероятность засух и положительных аномалий температуры воздуха отмечается в годы перехода от теплой фазы ЭНЮК к холодной. При этом авторами приведенных работ не учитывался тот факт, что каждое событие ЭН различно и поэтому во многих областях проявления были менее выражены. Таким образом, получение оценок проявлений событий ЭН в характеристиках ЭТВ в локальных регионах является актуальной задачей, которая должна быть решена.

Что касается десятилетних-междесятилетних изменений температурных экстремумов в связи с климатическими процессами в системе океан-атмосфера, то в [McCabe et al., 2004] показано, что ТДО вместе с АМО обуславливают сильные засухи в США: частота засух увеличивается в северной части США в течение положительной фазы ТДО и в юго-восточной части США в течение отрицательной фазы ТДО. При этом в обоих случаях индекс АМО был положительным. В [Мохов, Смирнов, 2016] отмечается, что изменения взаимодействий ЭНЮК и АМО на глобальную ПТВ находятся в противофазе. Итак, количественных оценок изменений ЭТВ, связанных с межгодовыми-десятилетними процессами в системе океан-атмосфера, в Атлантико-Европейском регионе и, в частности, в ЧСР до сих пор не получено, но прикладная важность получения такого результата диктует необходимость исследования региональных проявлений глобальных процессов в системе океан-атмосфера.

Связь блокирующих антициклонов с ЭТВ достаточно подробно рассматривалась для конкретных случаев: январь, 1947 г. и июнь-июль, 1949 г. [Rex, 1950a,b]; июль, 1976 г. [Green, 1977]; 1987–1988 гг. [Груза и Коровкина, 1991a,б]; август, 2003 г. [Glisan and Lupo, 2008]; лето, 2010 г. [Шакина и Иванова, 2010]; зима, 2009/2010 г. и 2010/2011 г. [Нестеров, 2017] и др. Например, блокирующие события омега-типа 1972, 2003 и 2010 годов, установившиеся над западной частью России, сопровождались температурными аномалиями от 2 до 4°C [Houze, 2012; Lau and Kim, 2012].

В целом установлено, что на периферии блокирующего антициклона формируются долгоживущие мощные южные или северные воздушные потоки (в тыловой и передней части блокинга),

которые обуславливают притоки аномально теплого и холодного воздуха в соответствующие районы [Обухов и др., 1984]. В [Бардин, 2005] выполнен анализ аномалий температуры воздуха в Атлантико-Европейском регионе, связанных с блокированием. Причем автором были выделены области максимальной повторяемости блокирующих антициклонов, условно названные, как Уральский, Карельский, Норвежский и Балканский блокирующие антициклоны. Согласно результатам данной работы, существенное влияние на формирование температурных аномалий в Черноморском регионе в весенний и зимний сезоны оказывают Норвежский и Балканский блокирующие антициклоны. При этом первый из них в зимний сезон формирует максимум отрицательной аномалии вблизи северного побережья Черного моря, обусловленный затоком арктического воздуха по восточной периферии антициклона. А второй блокирующий антициклон весной непосредственно влияет на Черноморский регион и формирует область положительных аномалий, с севера и юга, охватывающих Черное море. Летом регион Черного моря оказывается на периферии действия стационарных областей высокого давления.

В литературных источниках отмечена межгодовая изменчивость блокирующих антициклонов и связанных с ними аномалиями температуры воздуха. Например, в работе [Rimbu and Lohmann, 2009] отмечено, что поле температуры при отрицательной фазе САК указывает на отчетливый центр высокой частоты блокингов к северу от Шотландии. Холодные условия в юго-западной Гренландии связаны с повышенной частотой блокингов вдоль Атлантико-Европейского побережья и далее на восток Европы, и со значительным уменьшением

их частоты над Гренландией. В [Stankunavicius et al., 2017] подтверждена связь между САК, блокингами и ЭТВ.

Проведенный анализ отечественных и зарубежных публикаций указал на необходимость выполнения комплексного анализа антициклонической активности и ЭТВ в ЧСР, их тенденций и изменчивости.

ГЛАВА 2.

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

2.1. Используемые данные и их верификация

В настоящее время изменения климата, климатических параметров принято описывать за отрезки времени продолжительностью не менее 30 лет. Поэтому в настоящем исследовании использованы данные за период, существенно превышающий указанный выше. Для анализа изменений и изменчивости параметров антициклонов и ЭТВ привлекались данные наблюдений и атмосферного реанализа, соответственно.

2.1.1. Данные реанализа NCEP/NCAR о геопотенциальной высоте на поверхности 1000 гПа

Сегодня наиболее объективными данными атмосферных полей являются однородные глобальные и региональные массивы данных реанализа, характеризующиеся равномерным пространственно-временным разрешением. К таким массивам относится и реанализ NCEP/NCAR [Kalnay et al., 1996; Kistler et al., 2001], который используется в настоящем исследовании. Он создан с помощью спектральной модели прогноза погоды Национального центра

прогнозирования окружающей среды (NCEP). В модели усваиваются данные с наземных станций, кораблей, самолетов, радиозондов и спутников при помощи трехмерного вариационного анализа [Parrish and Derber, 1992; Акперов и Мохов, 2010]. NCEP/NCAR характеризуется спектральным разрешением T62 (приблизительно 210 км на экваторе) с 28 вертикальными уровнями в атмосфере. Преимуществом данного реанализа является его доступность, а также длина временного ряда (с 1948 года по настоящее время). Поэтому его данные часто используются в климатических исследованиях барических объектов [Wiedenmann et al., 2002; Bardin and Polonsky, 2005; Polonsky et al., 2007; Davini et al., 2014; Sousa et al., 2016 и др.]. Пространственное разрешение реанализа составляет $2,5^\circ$ широты $\times$ $2,5^\circ$ долготы. Для идентификации антициклонов в ЧСР привлекались данные о геопотенциальной высоте на поверхности 1000 гПа с 4-срочным (00, 06, 12 и 18 часов) временным разрешением за период 1951 – 2014 гг. [<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>];

Одним из важных этапов любого исследования является контроль качества исходных данных. В настоящем исследовании данные NCEP/NCAR сопоставлялись с одним из современных реанализов, который содержит 4-х срочные и среднесуточные данные и охватывает длительный период времени – 20th Century Reanalysis (далее 20CR) [<http://www.esrl.noaa.gov/psd/>]. Подробное описание реанализа 20CR представлено в [Compo et al., 2011]. Пространственное разрешение этого реанализа составляет 2° долготы $\times$ 2° широты (рис. 8).

Рис. 8. Пространственная сетка массивов реанализа NCEP/NCAR (плюс) и 20CR (круг) для Европейского региона. Красным цветом выделены совпадающие по двум реанализам узлы сетки

Контроль качества воспроизведения значений геопотенциальной высоты на поверхности 1000 гПа выполнялся путем корреляционного анализа для периода 1948 – 2017 гг. Для общих узлов сетки, представленных на рис. 8, рассчитаны коэффициенты корреляции среднегодовых величин геопотенциальной высоты, полученных путем осреднения 4-х срочных и среднесуточных данных, между NCEP/NCAR и 20CR. Их статистически значимые величины колеблются от 0,4 до 0,92 (табл. 2).

Таблица 2.

**Коэффициенты корреляции среднегодовых величин
геопотенциальной высоты на поверхности 1000 гПа
между массивами данных NCEP/NCAR и 20CR в узлах сетки**

Долгота	Широта				
	30°	40°	50°	60°	70°
10°	0,41	0,85	0,84	0,90	0,75
20°	0,84	0,81	0,74	0,92	0,83
30°	0,74	0,46	0,71	0,88	0,83
40°	-0,01	-0,07	0,68	0,86	0,83
50°	-0,03	-0,14	0,76	0,85	0,84
60°	-0,22	0,40	0,64	0,82	0,85

значимые на 95% уровне и более величины выделены жирным шрифтом

Сопоставление случаев областей высокого давления позволило сделать вывод, что оба реанализа качественно выделяют такие события, однако есть различия в величинах геопотенциальной высоты и в расположении центров антициклонов. В частности, барический объект 2010 года, представленный на рис. 9, качественно отображается как по NCEP/NCAR, так и по 20CR.

Рис. 9. Поле геопотенциальной высоты на поверхности 500 гПа за 8 июля 2010 г. по данным массива NCEP/NCAR (а) и 20CR (б), полученное с помощью онлайн-сервиса [<https://www.esrl.noaa.gov>]

Таким образом, данные о геопотенциальной высоте из массива NCEP/NCAR, наряду с более современным массивом данных, качественно отображают барические объекты. Временной период, охватываемый реанализом NCEP/NCAR, позволяет анализировать долговременные изменения и изменчивость параметров антициклонов.

2.1.2. Данные наблюдений за температурой воздуха

Для выделения ЭТВ за период 1950 – 2014 гг. привлекались данные наблюдений из следующих ресурсов:

- среднесуточные данные о температуре воздуха из проекта European Climate Assessment & Dataset (ECA&D), доступные на сайте [<http://eca.knmi.nl/>], за период 1950 – 2014 гг. и за период 1897 – 2014 гг. для отдельных станций (Феодосия, Симферополь);

– среднесуточные данные о температуре воздуха из проекта National Climatic Data Center (NCDC) за период 1950 – 2014 гг. [<http://www.ncdc.noaa.gov/>];

– 8-ми срочные данные о средней температуре воздуха из проекта «Расписание Погоды», лицензированного Федеральной службой России по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды на формирование и ведение банков данных (RP5), за период 2005 – 2014 гг. [<http://rp5.ru>].

Кратко охарактеризуем перечисленные массивы. Проект **ECA&D** сочетает в себе сверку ежедневных данных наблюдений на метеорологических станциях, контроль качества, анализ экстремумов, а также распространение данных и результатов анализа. Массив ECA&D содержит данные ежедневных наблюдений (12 элементов) на 7847 метеорологических станциях по всей Европе и Средиземноморскому региону. Данные на метеорологических станциях получены из климатологических подразделений Национальных метеорологических и гидрологических служб, а также со станций, обслуживаемых обсерваториям и научно-исследовательскими центрами [Klein-Tank et al., 2002]. При этом они были подвержены проверке на однородность, методология которой подробно описана в [http://www.ecad.eu/documents/ecad_atbd.pdf].

В Национальный центр климатических данных (**NCDC**) данные поступают с наземных станций, судов, буев, аэростатов, радиолокационных станций, спутников, сложных погодных и климатических моделей, и даже с экологических регистраторов годовых колец и ядер Земли. В этом проекте данные были подвержены тестам на

однородность, подробная методология которых приведена в [Menne and Williams, 2009].

Массив данных, обслуживаемый компанией ООО «**Расписание Погоды**» (Санкт-Петербург, Россия, с 2004 года), содержит в себе 8-срочные данные (более 10 элементов) на 14 600 метеостанциях с 2005 года и по настоящее время. Компания имеет лицензию Федеральной службы России по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды на формирование и ведение банков данных в области гидрометеорологии и смежных с ней областях. На сайте [<http://rp5.ru>] представлена информация о прогнозах погоды на ближайшие шесть суток и о фактической погоде, наблюденной на наземных станциях. Прогнозы подготавливаются Метеорологическим офисом Великобритании, а информация о фактической погоде поступает с сервера международного обмена Национального центра атмосферных и океанических данных (США). Разработчики данного массива выполняют контроль качества путем проверки на согласование нового значения наблюдений с прогнозом и прежними наблюдениями на этой же станции. Если наблюдается значительное рассогласование, то проверяемое значение сравнивается с данными наблюдений на соседних станциях в тот же срок наблюдений. Если на втором этапе также обнаруживается рассогласованность, новое значение отбраковывается и не отображается в данных.

В то же время на фоне выполненного в каждом источнике информации контроля качества данные все-таки содержат ошибки. Достоверность данных наблюдений оценена путем использования критериев контроля качества, предложенные группой экспертов из проекта CCI/CLIVAR/JCOMM Expert Team on Climate Change Detection and Indices [<https://www.wcrp-climate.org/unifying-themes/unifying-themes-observations/data-etccdi>]: нахождение пропущенных значений

(во временном ряду допускается не более 20% пропусков по каждому году); нахождение величин температуры воздуха выше $+50^{\circ}\text{C}$ или ниже -50°C и их удаление; нахождение четырех и более одинаковых последовательных значений и их удаление; нахождение выбросов (значений за пределами ± 4 стандартное отклонение) и их удаление.

Таблица 3.

Количество пропусков (в %) во временных рядах температуры воздуха для станций Черноморско-Средиземноморского региона за период 1950 – 2014 гг.

Регион	Станция	Широта, с.ш.	Долгота, в.д.	Высота над уровнем моря, м	NCDC	ECA&D
Западная часть Средиземноморья	Бордо-Мериньяк	44,83	-0,69	47	---	0
	Бурж	47,06	2,36	161	35,9	0
	Валенсия	39,48	-0,37	11	35,9	0
	Грац	47,08	15,45	366	11,5	0,06
	Женева Коинтрин	46,25	6,13	420	13,3	0
	Загреб	45,82	15,98	156	---	0
	Инсбрук	47,27	11,40	577	10	0,6
	Лугано	46,00	8,97	273	43	0
	Любляна	46,07	14,52	299	65	0,1
	Малага	36,67	-4,49	7	35,4	0,3
	Милан	45,47	9,19	150	---	0,4
	Перпиньян	42,74	2,87	42	----	0
	Ретиро	40,41	-3,68	667	---	0
	Риека	45,33	14,45	120	41	0,02
	Сан-Себастьян	43,31	-2,04	251	35,5	0
	Тортоса	40,82	0,49	44	40,2	0
	Тулуза	43,62	1,38	151	---	0,00
	Цугшпитце	47,42	10,99	2964	---	0,1
	Цюрих	47,38	8,57	555	43,2	0

Продолжение таблицы 3

Регион	Станция	Широта, с.ш.	Долгота, в.д.	Высота над уровнем моря, м	NCDC	ECA&D
Восточная часть Средиземноморья	Айн-а-Хореш	32,39	34,94	15	---	2,3
	Бейт Джимал	31,72	34,98	355	---	3,9
	Беэр-Шева	31,25	34,82	280	---	0,4
	Иерусалим	31,77	35,22	815	---	0,2
	Корфу	39,62	19,92	11	---	16,7
	Кфар Блюм	33,17	35,61	75	---	1,4
	Негба	31,66	34,68	95	---	0,2
	Ханья	35,50	24,03	151	---	18,7
	Хар Кенаан	32,97	35,50	934	---	4,5
	Айн-а-Хореш	32,39	34,94	15	---	2,3
	Бейт Джимал	31,72	34,98	355	---	3,9
Черноморский регион	Анапа	44,90	37,33	30	---	19
	Армавир	44,98	41,12	159	23,4	1,6
	Геленджик	44,56	38,08	14	73	---
	Геническ	46,17	34,82	15	63,4	15,1
	Джанкой	45,72	34,40	8	61,2	---
	Евпатория	45,18	33,37	1	85,2	---
	Измаил	45,37	28,85	28	29,9	15,1
	Керчь	45,40	36,42	49	21,3	19,9
	Краснодар	45,03	38,98	29	---	2,9
	Одесса	46,43	30,77	42	12,1	15,1
	Ростов-на-Дону	47,25	39,75	66	---	7,1
	Севастополь	44,58	33,52	25	89,2	---
	Симферополь	44,96	34,12	181	3,6	14,9
	Сочи	43,60	39,72	57	17,6	3,1
	Туапсе	44,10	39,07	41	17,7	12,7
	Феодосия	45,03	35,38	22	49,5	3,2

Примечание: --- – отсутствие данных

Контроль качества средней температуры воздуха по данным из разных источников выполнялся для 19 станций западной части Средиземноморья, 11 станций восточной части Средиземноморья и 16 станций Черноморского региона. Их географические координаты приведены в табл. 3. Как видно из табл. 3 данные из NCDC и ECA&D имеют разное количество пропусков за анализируемый период. Поэтому было выполнено сопоставление между данными указанных источников, которое показало следующее. Значения температуры воздуха из двух массивов данных имеют близкие значения. В качестве примера на рис. 10 приведен график временного хода этого параметра в Черноморском регионе за 1995 год, подтверждающий, что данные могут быть использованы в нашем исследовании.

Рис. 10. Временной ряд среднесуточной температуры воздуха на станции Измаил по данным ECA&D и NCDC за период 01.01.1995 – 31.12.1995 г.

Данные из архива RP5 использовались для дополнения временных рядов в период с 2005 до 2014 года. Контроль качества этого архива показал, что во временном ряду за указанный период число пропусков в каждом году не превышает 20%. Сравнительный анализ данных из массива RP5 и ECA&D обнаружил, что данные имеют сходные величины (например, рис. 11), и временной ряд температуры может быть продлен до 2014 г.

Рис. 11. Временной ряд температуры воздуха на станции Краснодар по данным ECA&D и RP5 за период 01/01/2010–31/12/2011 гг.

Далее основное внимание при анализе изменений и изменчивости ЭТВ сосредоточено только на станциях Черноморского региона. Полученные результаты имеют важное прикладное значение для перспективного планирования регионального развития Российской

Федерации, а также для снижения рисков от экстремальных погодных условий.

Обнаружено, что временные ряды станций Геленджик, Джанкой, Евпатория и Севастополь имеют более 50% пропусков по данным архива NCDC, как это видно из табл. 3. Анализ данных для станций Анапа и Туапсе показал, что в период с 1950 – 1954 гг. отсутствуют величины температуры воздуха. Поэтому в дальнейших расчетах данные по станциям Джанкой, Евпатория и Севастополь не использовались, а данные по Анапе и Туапсе за период 1959 – 2014 гг. и 1955 – 2014 гг. были использованы. Таким образом, контроль качества данных, полученных с 13 станций ЧР, показал, что эти данные пригодны для дальнейшего анализа.

2.1.3. Климатические индексы

Количественными мерами крупномасштабных процессов в системе океан-атмосфера являются следующие климатические индексы:

– **индекс САК** [<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/>]; методика его расчета основана на анализе главных компонент [Barnston and Livezey, 1987]

– **индекс ТДО** [<http://research.jisao.washington.edu/pdo/>]; данный индекс представляет собой средние аномалии ТПО за период с октября по март в регионе Тихого океана между 20° и 60° с.ш., рассчитанные по среднемесячным значениям аномалий.

– **индекс АМО** [<https://climexp.knmi.nl/>], под которым понимаются нормированные аномалии ТПО в Северной Атлантике к северу от экватора (обычно до 60° – 70° с.ш.).

Индексы привлекались за период 1948 – 2014 гг.

2.2. Методы идентификации антициклонов и экстремальной температуры воздуха

2.2.1 Методика выделения антициклонов и их параметров

Для выделения антициклонов и расчета их параметров использовалась методика и программное обеспечение *М.Ю. Бардина*, которое является авторским и передано для пользования в виде программного модуля. Данная методика апробирована во множестве отечественных и англоязычных публикаций [Бардин, 1995; Bardin and Polonsky, 2005; Polonsky et al., 2007; Маслова, 2010; Акперов и Мохов, 2010; Voskresenskaya and Maslova, 2011, Бардин и др., 2019]. Причем в комплексном сравнении 15 методик идентификации барических объектов, выполненном в [Neu et al., 2013], указанная методика показала качественное отображение синоптических вихрей.

Ниже приведено подробное описание методики Бардина М.Ю., заимствованной из [Бардин, 1995; Bardin and Polonsky, 2005; Маслова, 2010, Бардин и др., 2019], в которых она применена для выделения барических объектов в Атлантико-Европейском регионе.

Пусть имеется область повышенного давления, ограниченная замкнутыми изогипсами, с центром в точке h , совпадающей с узлом регулярной сетки, с координатами f_h и l_h (рис. 12). В случае несовпадения центра вихря с узлом сетки, центр определяется как геометрический центр фигуры, расположенной внутри ближайшей от узла изогипсы, значение которой отличается от значения в узле сетки

на 1 гПа. Координаты центра антициклона рассчитывались по формулам (1) и (2):

$$f_h = \int_{x \in S_i} f(x) ds, \quad (1)$$

$$l_h = \int_{x \in S_i} l(x) ds, \quad (2)$$

где f_h , l_h – соответственно, широта и долгота центра антициклона (рис. 12); x – это радиус-вектор точки на поверхности, определяется парой $(f, l) = \{f(x), l(x)\}$ в формуле; ds – это элемент площади. Интеграл по ds – это интеграл по поверхности, но в данном случае он может быть сведен к двойному интегралу.

Основываясь на результатах идентификации антициклонов, были получены следующие параметры: частота, высота и площадь.

Частота антициклонов определялась как отношение числа центров антициклонов, обнаруженных в квадрате за определенный период, к общему числу проанализированных случаев и является безразмерной величиной. Для сравнимости частоты антициклонов в разных по площади регионах рассчитанная величина приводилась к 1 км². Т.е. единица измерения частоты антициклонов – км⁻².

Рис. 12. – Схематическая структура антициклона: h – значение геопотенциальной высоты в узле сетки; $Z(S_0)$ – значение внешней ограничивающей изогипсы; S_0 – область, занятая антициклоном; S_i – область внутри ближайшей к центру изогипсы; f_h, l_h – координаты центра антициклона (максимум высоты)

Высота антициклона, или термин «глубина» в соответствии с авторской методикой М.Ю. Бардина, $(D, \text{гпм})$ – это абсолютная величина разности геопотенциальной высоты между его центром и последней замкнутой изогипсой по формуле (3). Высота кратна 10, т.к. изогипсы брались через 10 гпм.

$$D = |h - Z(S_0)|, \quad (3)$$

где h – значение геопотенциальной высоты в узле сетки; $Z(S_0)$ – значение внешней ограничивающей изогипсы.

Для приближенного перевода высоты антициклонов из гпм в гПа была использована линеаризованная барометрическая формула Бабинне (4):

$$\Delta p = - \frac{\Delta H}{Q(p, T)}, \quad (4)$$

где Δp – изменение давления в гПа (искомая высота антициклона в гПа); ΔH – изменение высоты в метрах (или D в формуле (3)); $Q(p, T)$ – величина барометрической ступени, м (гПа)⁻¹; p – давление в месте измерения, гПа; T – температура, °С.

Значение барометрической ступени принимается равным 8 м (гПа)⁻¹ для $p = 1000$ гПа и $T = 0$ °С.

Площадь (A , млн. кв. км) антициклона определялась по поверхности, ограниченной последней замкнутой изобарой, по формуле (5):

$$A = \int_{x \in S_0} ds. \quad (5)$$

Таким образом, были получены временные ряды параметров (частота, высота, площадь) антициклонов для каждого месяца и сезонов за период 1951 – 2014 гг.

2.2.3. Методика определения экстремальной температуры воздуха и ее параметров

Оценка изменений и изменчивости ЭТВ выполнена для 13 станций Черноморского региона, пространственное распределение которых представлено на рис. 13.

На основе сформированного массива о средней температуре воздуха по данным наблюдений, были рассчитаны следующие характеристики ЭТВ: величины 5-го и 95-го процентиля внутрисезонных аномалий среднесуточной температуры воздуха и

количество дней с ЭТВ. Остановимся более подробно на методике их расчета.

Рис. 13. Пространственное расположение гидрометеостанций Черноморского региона

Величины 5-го и 95-го процентиля внутрисезонных аномалий температуры воздуха рассчитывалась в соответствии с методикой, описанной в [Бардин и Платова, 2013а, б]. На первом шаге определялись аномалии среднесуточной температуры воздуха. Расчеты проводились относительно сглаженного годового хода, рассчитанного для полного анализируемого периода. В отличие от цитируемых работ, сглаживание проводилось с помощью дискретной фильтрации при использовании быстрого преобразования Фурье [Сергиенко, 2002]. Ширина окна составляла менее 30 дней. В качестве примера, на рис. 14 представлен годовой ход средней температуры воздуха и сглаживающая кривая для станции Симферополь. По полученным временным рядам аномалий температуры воздуха были выделены

процентилю внутри каждого календарного сезона. Преимуществом данного подхода является четкое и последовательное описание изменений ЭТВ в терминах функции распределения [Бардин и Платова, 2013а, б].

Под количеством дней с ЭТВ понималось число дней с температурой воздуха ниже 5-го и выше 95-го процентиля. Данная характеристика отображает аномалии локального климата и позволяет проводить пространственное сравнение, поскольку выбрана одна и та же часть вероятностного распределения температуры в каждой точке.

Рис. 14. Годовой ход среднесуточной температуры воздуха (черная линия) для станции Симферополь. Красной линией обозначена сглаживающая кривая

Методика расчета разработана группой экспертов МГЭИК по экстремальным событиям. Так, для каждого календарного дня

рассчитывается 5 и 95-ый процентиля. В этом случае выборка для расчета процентиля равняется длине анализируемого периода: в нашем случае она составляет 65 лет. Для получения достоверных результатов, выборку среднесуточных температур воздуха для каждого дня мы увеличили путем включения двух соседних дней (например, для 1 июня включаем дополнительно 30, 31 мая и 2, 3 июня). Соответственно, выборка увеличилась в 5 раз. Далее величина температуры воздуха сопоставлялась с соответствующим процентилем за каждый календарный день. Количество дней с ЭТВ рассчитывалось как сумма дней, для которых выполнялось условие: температура воздуха ниже 5-го или выше 95-го процентиля.

Таким образом, были получены временные ряды параметров ЭТВ (5-ый и 95-ый процентиля внутрисезонных аномалий температуры воздуха, количество дней с экстремумами) для каждого месяца и сезона за период 1950 – 2014 гг.

ГЛАВА 3.

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПАРАМЕТРОВ АНТИЦИКЛОНОВ И ЭКСТРЕМАЛЬНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА В ЧЕРНОМОРСКО-СРЕДИЗЕМНОМОРСКОМ РЕГИОНЕ

3.1. Климатические величины параметров антициклонов и экстремальной температуры воздуха

Средние величины параметров антициклонов в ЧСР, в рамках условного разделения на ЧР, ВСМР и ЗСМР (см. рис. 3), и их среднеквадратические отклонения (СКО) по сезонам, оценивались в настоящем исследовании за период 1951 – 2014 гг. Полученные результаты приведены в табл. 4 – 6.

Таблица 4.

Среднемноголетняя величина / СКО частоты антициклонов
($\times 10^{-6} \text{ км}^{-2}$) в Черноморско-Средиземноморском регионе по сезонам за
период 1951 – 2014 гг.

Сезон	Черноморский регион	Восточная часть Средиземноморского региона	Западная часть Средиземноморского региона
зима	0,088 / 0,041	0,038 / 0,014	0,04 / 0,018
весна	0,087 / 0,023	0,111 / 0,022	0,054 / 0,016
лето	0,111 / 0,039	0,084 / 0,022	0,078 / 0,029
осень	0,096 / 0,03	0,06 / 0,021	0,052 / 0,018

Видно, что **частота антициклонов** в ЧР во все сезоны, кроме весеннего, выше, чем в обеих частях Средиземноморского региона. При этом в **зимний сезон** частота антициклонов в ЧР составляет $0,09 \times 10^{-6} \text{ км}^{-2}$, что в 2,3 раза больше, чем во всем Средиземноморском регионе (табл. 4). Это связано с тем, что теплое море в зимний сезон препятствует образованию и сохранению областей высокого давления [Katsoulis et al., 1998], при этом траектории антициклонов сосредоточены вдоль северного побережья Средиземного моря [Hatzaki et al., 2014]. **Весной** величина частоты антициклонов максимальна в ВСМР ($0,11 \times 10^{-6} \text{ км}^{-2}$) и превышает в 1,3 и 2,1 раза величины частоты в ЧР и ЗСМР, соответственно (табл. 4). Это обусловлено интенсификацией Азорского максимума [Flocas et al. 2001]. В [Hatzaki et al., 2014] в весенний сезон обнаружена повышенная плотность антициклонических треков вдоль северного побережья Африки. **Летом** антициклоны наблюдаются в 1,3 раза чаще в ЧР, по сравнению с обеими частями Средиземноморья. При этом их частота составляет $0,11 \times 10^{-6} \text{ км}^{-2}$. Летний пик антициклонической активности в ЧР обусловлен интенсификацией Пакистанского минимума [Bitan and Saaroni, 1992; Hatzaki et al., 2014]. Частота антициклонов в **осенний сезон** в 1,6 и 1,8 раза выше в ЧР (его типичная величина составляет $0,1 \times 10^{-6} \text{ км}^{-2}$), чем во всем Средиземноморье. Величина СКО частоты антициклонов максимальна в ЧР во все сезоны и колеблется от $0,023 \times 10^{-6} \text{ км}^{-2}$ весной до $0,041 \times 10^{-6} \text{ км}^{-2}$ зимой (табл. 4).

Оценка среднеголетних величин **высоты и площади антициклонов** в ЧСР по сезонам показала следующее. В **зимний сезон**, средние величины высоты и площади антициклонов в отличие от частоты, максимальны в ЗСМР, и составляют 4,12 гПа и $3 \times 10^6 \text{ км}^2$,

соответственно (табл. 5 и 6). Отметим, что средняя высота в ЗСМР в 1,2 раза больше, чем в ЧР и в ВСМР. При этом средняя площадь в западной части в 2,3 раза больше, чем в двух других анализируемых регионах. **Весной** максимальная величина высоты антициклонов характерна для ЧР и достигает 3,02 гПа, однако максимум площади отмечается в ВСМР ($1,53 \times 10^6$ км²). **Летом** величина высоты антициклонов в ЧР (2,5 гПа) в 1,3 раза выше, чем в обеих частях Средиземноморья (табл. 5). Антициклоны в этом регионе в 1,2 и 1,1 раза больше по площади, чем в ВСМР и ЗСМР. Величина площади антициклонов в ЧР достигает $0,94 \times 10^6$ км². **Осенью** максимум высоты антициклонов характерен для ЧР, достигая 3,9 гПа (табл. 5). Эта величина в 2 и 1,3 раза выше, чем в ВСМР и ЗСМР. Однако площадь антициклонов в этот сезон максимальна в ЗСМР и составляет $2,2 \times 10^6$ км², что в 2 раза больше, чем на востоке Средиземноморья.

Таблица 5.

**Среднемноголетние величины / СКО высоты антициклонов (гПа) в
Черноморско-Средиземноморском регионе по сезонам
за период 1951 – 2014 гг.**

Сезон	Черноморский регион	Восточная часть Средиземноморского региона	Западная часть Средиземноморского региона
зима	3,3 / 0,7	2,2 / 0,4	4,1 / 1,3
весна	3 / 0,6	2,4 / 0,28	2,6 / 0,65
лето	2,5 / 0,4	1,9 / 0,25	1,8 / 0,2
осень	3,9 / 0,9	1,9 / 0,3	2,9 / 1

Таблица 6.

**Среднемноголетние величины / СКО площади антициклонов ($\times 10^6 \text{ км}^2$) в
Черноморско-Средиземноморском регионе по сезонам
за период 1951 – 2014 гг.**

Сезон	Черноморский регион	Восточная часть Средиземноморского региона	Западная часть Средиземноморского региона
зима	1,3 / 0,36	1,32 / 0,41	2,98 / 1,22
весна	1,23 / 0,44	1,17 / 0,21	1,47 / 0,55
лето	0,94 / 0,23	0,78 / 0,12	0,85 / 0,19
осень	1,9 / 0,61	1,1 / 0,33	2,16 / 1,15

Уменьшение антициклонической активности над всем Средиземноморским регионом обусловлено смещением на юг субтропической воздушной массы, как показано в [Hatzaki et al., 2014]. СКО высоты антициклонов характеризуется следующим распределением по сезонам. Во все сезоны, кроме летнего, эта величина максимальна в ЗСМР и составляет от 0,65 гПа весной до 1,3 гПа в зимний сезон. Что касается СКО площади антициклонов, то его максимум отмечается в ВСМР зимой ($0,41 \times 10^6 \text{ км}^2$), в ЗСМР – зимой и осенью ($1,22 \times 10^6 \text{ км}^2$ и $1,15 \times 10^6 \text{ км}^2$), а в ЧР – осенью ($0,61 \times 10^6 \text{ км}^2$) (табл. 6).

Сезонное распределение величин параметров антициклонов проводилось ранее только для ЧР [Polonsky et al., 2007]. Однако анализируемый период в указанной работе на 15 лет меньше, чем в настоящем исследовании. Полученные оценки за период 1951 – 2014 гг. уточняют, что величина среднемноголетней частоты и высоты

антициклонов во все сезоны выше в $\sim 1,2$ раза, чем оценки из [Polonsky et al., 2007]. При этом с изменением длины временных рядов величина площади антициклонов лишь незначительно увеличилась. Сезоны максимальных величин параметров антициклонов, полученные в этом исследовании, согласуются с указанной работой.

Оценки для Средиземноморского региона не противоречат результатам работ [Makrogiannis and Giles, 1980; Katsoulis et al., 1998; Hatzaki et al., 2014]. В [Makrogiannis and Giles, 1980; Katsoulis et al., 1998] обнаружена высокая частота антициклонов в августе и сентябре, особенно вдоль северного побережья Средиземного моря. Анализ антициклонических треков, выполненный в [Hatzaki et al., 2014], показал максимальную частоту антициклонов над Пиренейским и Балканским полуостровами зимой и весной и над побережьем Северной Африки летом.

Внутрисезонная изменчивость сглаживается при рассмотрении сезонного распределения параметров антициклонов. Поэтому рассмотрим изменчивость средних величин изучаемых параметров антициклонов (рис. 15) и их СКО по месяцам. Величины СКО исследуемых параметров вынесены в таблицы А.1 – А.3 приложения А.

Рис. 15. Среднемесячные величины частоты антициклонов (а), высоты (б) и площади (в) в Черноморском регионе (ЧР), западной (ЗСМР) и восточной (ВСМР) частях Средиземного моря

Из рис. 15а видно, что в ЧР минимум среднемесячных величин **частоты антициклонов** приходится на февраль – март ($\sim 0,078 \times 10^{-6} \text{ км}^{-2}$), при этом минимум СКО этого параметра отмечается в марте – мае. Наибольшие величины частоты в анализируемом регионе наблюдаются с июня по сентябрь с максимумом в июне ($0,12 \times 10^{-6} \text{ км}^{-2}$). Максимум СКО также характерен для этих месяцев ($\sim 0,056 \times 10^{-6} \text{ км}^{-2}$). В ВСМР с апреля по июнь отмечаются максимальные среднеемноголетние величины частоты антициклонов ($\sim 0,127 \times 10^{-6} \text{ км}^{-2}$) и их СКО ($\sim 0,038 \times 10^{-6} \text{ км}^{-2}$), в декабре-январе – наименьшие значения этих статистических характеристик: среднеемноголетняя величина составляет $\sim 0,03 \times 10^{-6} \text{ км}^{-2}$, СКО –

$\sim 0,019 \times 10^{-6} \text{ км}^{-2}$ соответственно. В ЗСМР максимальные величины в годовом ходе частоты антициклонов ($\sim 0,08 \times 10^{-6} \text{ км}^{-2}$) и их СКО ($\sim 0,04 \times 10^{-6} \text{ км}^{-2}$) отмечаются с мая по август, причем, в августе они особенно выражены. При этом минимум средней величины наблюдается в феврале ($\sim 0,036 \times 10^{-6} \text{ км}^{-2}$), а СКО – в апреле ($0,03 \times 10^{-6} \text{ км}^{-2}$).

Обратим внимание на то, что частота антициклонов в ВСМР в весенние месяцы значительно выше, чем в двух других рассматриваемых регионах. В то же время в ЧР в период с июня по февраль наблюдается наибольшая частота антициклонов, по сравнению с другими регионами. СКО частоты антициклонов почти во все месяцы выше в ЧР.

Рассмотрим годовой ход **высоты антициклонов** в ЧСР. В ЧР наибольшая высота антициклонов отмечается в октябре-ноябре ($\sim 4 \text{ гПа}$), а минимальная – в июне-августе ($\sim 2,4 \text{ гПа}$). Такое распределение характерно и для годового хода СКО этого параметра антициклонов в этом регионе. В соответствии с рис. 15б, величины высоты антициклонов с апреля по сентябрь, как для ВСМР, так и для ЗСМР, имеют близкие значения. Однако максимум этого параметра в ВСМР характерен для марта-апреля ($\sim 2,4 \text{ гПа}$), а в ЗСМР – для ноября-декабря ($\sim 4,6 \text{ гПа}$). Минимум высоты антициклонов в обеих частях Средиземноморья отмечается в августе ($\sim 1,7 \text{ гПа}$). Годовой ход его СКО в ВСМР и ЗСМР имеет такой же характер, как и у самого параметра антициклонов. Наименьшее СКО высоты антициклонов в ВСМР отмечается в августе-сентябре ($\sim 0,3 \text{ гПа}$), а в ЗСМР – в июне-августе ($\sim 0,4 \text{ гПа}$). При этом максимальные величины СКО в обеих частях Средиземноморья наблюдаются в зимние месяцы.

Перейдем к анализу среднемесячных величин **площади антициклонов**, представленных на рис. 15в, и их СКО. Отметим вначале, что максимальные и минимальные величины площади в ВСМР и ЧР приблизительно одинаковы. Исключение составляют величины в ВСМР в период с августа по ноябрь. Они минимальны по сравнению с другими рассматриваемыми регионами. При этом СКО площади во все месяцы значительно меньше, чем в ЧР и ЗСМР. Площадь антициклонов и их СКО в ЗСМР в осенне-зимние месяцы значительно больше, чем в двух других исследуемых регионах (рис. 15в и табл. А.3 приложения А).

Годовой ход площади антициклонов в ЧР характеризуется плавным переходом от минимальных в июле-августе к максимальным величинам в ноябре-марте: от около 750 тыс. кв. км до $2,1 \div 3,3$ млн. кв. км. Это касается и СКО площади антициклонов: от $\sim 0,3$ млн. кв. км до $1,2 \div 2,4$ млн. кв. км.

Таким образом, антициклоническая активность в ЧСР характеризуется выраженным годовым ходом частоты и площади барических объектов, и при этом их максимумы смещены по времени в рассматриваемых регионах.

Перейдем к оценке типичных условий характеристик ЭТВ. Напомним, что под характеристиками ЭТВ понимаются величины 5-го ($P5$) и 95-го ($P95$) процентилей внутрисезонных аномалий среднесуточной температуры воздуха, а также количество дней с температурой воздуха ниже 5-го ($Q5$) и выше 95-го ($Q95$) процентилей (т.е. число дней с экстремально низкими и экстремально высокими температурами).

Говоря обо всем ЧР, величины $P5$ в **зимний сезон** за период 1950 – 2014 гг. изменяются в пределах от $-5,7^{\circ}\text{C}$ (Сочи) до $-10,1^{\circ}\text{C}$ (Ростов-на-Дону). Абсолютный минимум $P5$ отмечен зимой 1954 года на большинстве станций ЧР. Его величина достигает $-18,5^{\circ}\text{C}$. В **весенний сезон** величины $P5$ в среднем колеблются от $-4,4^{\circ}\text{C}$ до $-6,1^{\circ}\text{C}$. Абсолютный весенний минимум анализируемой величины в ЧР обнаруживается в 1985 году и составляет до $-15,2^{\circ}\text{C}$. **Летом** величина $P5$ на территории региона составляет от $-3,1$ до $-4,6^{\circ}\text{C}$. Летом 1966 года наблюдался абсолютный минимум $P5$, достигающий $-7,7^{\circ}\text{C}$. Величина $P5$ в **осенний сезон** находится в пределах от -5 до $-6,6^{\circ}\text{C}$. На большинстве станций ЧР абсолютный осенний минимум $P5$ отмечался в 1993 году и достигал $-14,4^{\circ}\text{C}$. При этом временные ряды $P5$ характеризуются выраженными квазипериодическими колебаниями, которые наглядно видны на рис. 16.

Рис. 16. Величины 5-го процентиля внутрисезонных аномалий среднесуточной температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$) в Черноморском регионе (Симферополь) по сезонам за период 1950 – 2014 гг.

Перейдем к анализу временных рядов $P95$, т.е. величин 95-го процентиля внутрисезонных аномалий температуры воздуха, за период 1950 – 2014 гг. **Зимой** усредненные за весь анализируемый период величины $P95$ во всем ЧР изменяются в пределах от $5,7^{\circ}\text{C}$ (Сочи) до $8,2^{\circ}\text{C}$ (Краснодар). При этом абсолютный зимний максимум $P95$ отмечался в 1954 году, и достигал $11,6^{\circ}\text{C}$ в Краснодаре. В **весенний сезон** величины $P95$ за 65-летний период в среднем находятся в пределах от $4,2$ до $6,3^{\circ}\text{C}$. Однако абсолютный весенний максимум достигал $10,4^{\circ}\text{C}$ в 2012 году на станции Одесса. **Летом** величины $P95$ в среднем за исследуемый период изменяются от $3,1$ до $4,9^{\circ}\text{C}$, а абсолютный максимум на большинстве станций ЧР наблюдался в 2007 и 2010 годах и составил $8,2^{\circ}\text{C}$. Величины $P95$ в **осенний сезон** находятся в пределах от $4,6$ до $6,1^{\circ}\text{C}$, тогда как абсолютный максимум отмечен в 2010 году ($10,3^{\circ}\text{C}$). Необходимо отметить, что некоторые абсолютные максимумы $P95$ в ЧР обусловлены блокирующими антициклонами [Иванова и др., 2011; Мохов, 2011]. Обратим внимание, что во временных рядах $P95$, также как и в $P5$, присутствуют периодические колебания (рис. 17), которые, вероятно, связаны с глобальными процессами в системе океан-атмосфера.

Рис. 17. Величины 95-го перцентиля внутрисезонных аномалий среднесуточной температуры воздуха в Черноморском регионе (Симферополь) по сезонам за период 1950 – 2014 гг.

В среднем за 65 рассматриваемых зим число дней с температурой воздуха ниже 5-го перцентиля (т.е. Q_5) в ЧР составляет 4,5 дня в год. При этом максимальные величины Q_5 , характерные для большинства станций отмечались **зимой** 1954 года (35 дней) и зимой 1985 года и 2002 года (20 – 25 дней), что и видно на рис. 18. Такой рекорд экстремумов в 1954 году обусловлен развитием гребня тепла в восточной части Атлантики и ложбины холода на материке, и именно такие условия способствовали зарождению и развитию антициклона [Федоренко, 2011]. В **весенний сезон**, также как и в зимний, Q_5 в среднем за период 1950 – 2014 гг. составляет 4,5 дней в году. При этом весной 1987 года на всех станциях ЧР наблюдался абсолютный максимум рассматриваемой характеристики ЭТВ, который достигал 40 дней в году. **Летом** же абсолютный максимум Q_5 в ЧР составляет 21 день в год и наблюдался лишь на станциях Армавир и Геленджик в 1956 году. В **осенний сезон** абсолютный максимум рассматриваемой характеристики ЭТВ на большинстве станций ЧР составлял 27 дней и отмечался в 1956 и 1993 годах.

Рис. 18. Количество дней с температурой воздуха ниже 5-го процентиля (в днях) на станциях Черноморского региона для зимнего сезона за период 1950 – 2014 гг.

В то же время за период 1950 – 2014 гг. абсолютный максимум количества дней с температурой воздуха выше 95-го процентиля (Q_{95}) на большинстве станций ЧР в **зимний сезон** наблюдался в 2010 году и достигал 24 дней. В **весенний сезон** указанная характеристика ЭТВ была максимальной в 2012 – 2013 гг., составляя до 26 дней в году.

За 65-летний период наиболее экстремальным **летом** по числу дней с ЭТВ в ЧР является лето 2010 года. В этот год анализируемая величина достигала 40 дней (рис. 19). Такая величина Q_{95} обусловлена установлением блокирующего антициклона над Европейской территорией России, сохранявшего в течение более 50 дней [например, Мохов, 2011]. **Осенью** величина Q_{95} в исследуемой области была максимальной в 1994 году на большинстве анализируемых станций и достигала 25 дней.

Рис. 19. Количество дней с температурой воздуха выше 95-го перцентиля (в днях) на станциях Черноморского региона для летнего сезона за период 1950 – 2014 гг.

Таким образом, антициклоническая активность, в частности повторяемость антициклонов, в ЧСР характеризуется выраженным годовым ходом. Частота антициклонов повышается в теплый период года (с мая по сентябрь) и понижается в холодный период (с октября по апрель). При этом годовой ход средних величин и СКО высоты и площади антициклонов в ЗСМР характеризуется осенне-зимним максимумом и летним минимумом. Абсолютные максимумы и минимумы анализируемых характеристик ЭТВ зачастую связаны с блокирующими антициклонами [Коваленко и др., 2017]. Временным рядам пороговых величин аномалий температуры воздуха и количества дней с ЭТВ свойственны квазипериодические колебания.

Анализ распределения среднемесячных величин параметров антициклонов в годовом ходе позволил обнаружить внутрисезонные особенности. Это подчеркивает необходимость рассмотрения

региональных откликов на глобальные процессы в системе океан-атмосфера по месяцам, а не по сезонам, так как внутрисезонные изменения сглаживаются на среднесезонных картинах.

3.2. Тенденции изменений параметров антициклонов и экстремальной температуры воздуха

Для выявления долгопериодных изменений характеристик параметров антициклонов и ЭТВ рассчитывались коэффициенты линейного тренда из уравнения линейной регрессии по следующей формуле (6):

$$Y = a + bx, \quad (6)$$

где x – независимая переменная или предиктор; Y – зависимая переменная или переменная отклика (это значение, которое мы ожидаем для Y (в среднем), если мы знаем величину x); a – свободный член; это значение Y , когда $x=0$; b – угловой коэффициент или градиент оценённой линии; она представляет собой величину, на которую Y увеличивается в среднем, если мы увеличиваем x на одну единицу [<http://www.statistica.ru/theory/osnovy-lineynoy-regressii/>].

Значимость тренда оценивалась по t -критерию Стьюдента, определяемого по следующей формуле:

$$t = \frac{r\sqrt{N-1}}{\sqrt{1-r^2}}, \quad (7)$$

где r – коэффициент корреляции между исходными данными и трендом, N – длина ряда.

Анализ коэффициентов линейных трендов параметров антициклонов, приведенных в табл. 7, показал отсутствие значимых

тенденций изменений площади антициклонов во все сезоны в ЧР и ВСМР. Исключением являются зимний и летний сезоны в ЗСМР, где наблюдается значимое увеличение площади антициклонов на $14,8 \times 10^{-4} \text{ км}^2/10 \text{ лет}$ и $4,1 \times 10^{-4} \text{ км}^2/10 \text{ лет}$, соответственно.

Таблица 7.

Коэффициенты линейных трендов параметров антициклонов и их значимость в Черноморско-Средиземноморском регионе по сезонам за период 1951 – 2014 гг.

Регион	Сезон	Частота, $1 \times 10^{-9} \text{ км}^2/\text{год}$	Высота $1 \times 10^{-3} \text{ гПа}/\text{год}$	Площадь, $1 \times 10^{-3} \text{ км}^2/\text{год}$
Черноморский регион	зима	1,3****	7,1*	0,2
	весна	0,2*	1,8	3,4
	лето	-0,9****	-4,5**	10
	осень	0	-10,2**	-2,7
Восточная часть Средиземноморья	зима	-0,3****	-0,3	-3,2
	весна	-0,7****	-4,7***	1,3
	лето	-0,9****	-7,9****	-0,2
	осень	-0,6****	0,4	3,6*
Западная часть Средиземноморья	зима	0,3***	18,1***	14,8**
	весна	0	1,2	4,9
	лето	-1****	-3,2***	4,1****
	осень	-0,4****	8,1	10,5

значимые на 80%, 90%, 95% и 99% уровне тренды помечены одной, двумя, тремя и четырьмя звездочками, соответственно.

Зимой в ЗСМР отмечаются значимые положительные коэффициенты линейных трендов частоты и высоты антициклонов, однако летом – частота и высота значимо уменьшаются. Таким образом, в ЗСМР отмечается тенденция к увеличению всех параметров антициклонов зимой, а летом увеличивается площадь антициклонов. При этом их частота и высота значимо уменьшаются. Что касается ВСМР, то частота антициклонов в этом регионе значимо уменьшается во все сезоны на $\sim 0,9 \times 10^{-9} \text{ км}^{-2}/10 \text{ лет}$, достигая наибольших изменений летом. Отрицательные коэффициенты линейных трендов также характерны для высоты антициклонов в весенне-летний период. В ЧР в исследуемый период отмечаются значимые тенденции увеличения частоты антициклонов на $12,5 \times 10^{-9} \text{ км}^{-2}/10 \text{ лет}$ зимой и уменьшения на $9,3 \times 10^{-9} \text{ км}^{-2}/10 \text{ лет}$ летом. Для высоты антициклонов в этой области ЧСР в летне-осенний период характерны значимые отрицательные линейные тренды.

Полученные результаты анализа линейных трендов параметров антициклонов в ЧР не противоречат результатам работы [Polonsky et al., 2007], но есть некоторые расхождения, которые объяснимы продолжительностью анализируемого периода. При этом знаки линейных трендов частоты и высоты для ЧР совпадают. В то же время в [Sahsamanoglou and Makrogiannis, 1992], в котором выполнено исследование трендов температуры воздуха и давления на уровне моря в регионе Средиземного моря за 1950 – 1988 гг., отмечается небольшое увеличение атмосферного давления с 1960 года над значительной частью Средиземноморья. Авторы объясняют такое усиление давления смещением ряда депрессий на север. При этом среднее давление в области к северу от 45° с.ш. характеризуется небольшим снижением в

течение января. Летом же авторы отмечают увеличение давления в ЗСМР и его уменьшение в ВСМР. Это соответствует увеличению антициклонической активности в первом из указанных регионов и увеличению циклонической циркуляции во втором регионе. Позже, в работе [Maheras et al., 2006], где исследованы изменения циркуляционных типов и ЭТВ в Греции за период 1958 – 2000 гг., показано усиление зимней антициклонической активности с 1970 года. Такое отличие от полученных в настоящем исследовании трендов параметров антициклонов может быть объяснено использованием короткого временного ряда и влиянием квазипериодических колебаний в системе океан-атмосфера.

Рассмотрим анализ коэффициентов линейных трендов характеристик ЭТВ в ЧР за период 1950 – 2014 гг. Географическое распределение коэффициентов линейных трендов величин 5-го ($P5$) и 95-го ($P95$) процентилей внутрисезонных аномалий температуры для всех сезонов показано на рис. 20. Величины трендов количества дней с ЭТВ представлены в приложении А (табл. А.4 и А.5).

За исследуемые 65 **зим** тренды как экстремальных аномалий, так и количества дней с ЭТВ незначимы на 95% доверительном уровне. **Летом же** отмечаются наиболее заметные изменения обоих пороговых величин аномалий температуры: $P5$ и $P95$ изменяются со скоростью от 0,1 до 0,42°C/10 лет. Максимальное значение тренда $P5$ отмечается на станции Измаил, а $P95$ – в Краснодаре. Величина $P95$ возрастает с большей скоростью: на $\sim 0,1 \div 0,2^\circ\text{C}/10$ лет, что свидетельствует о росте межсуточной изменчивости в регионе летом. Число дней с экстремально низкой температурой (т.е. $Q5$) статистически значимо убывает со скоростью от 0,35 дней/10 лет (Сочи) до 0,85 дней/10 лет

(Геленджик). Тенденции количества дней с экстремально высокой температурой воздуха (т.е. Q_{95}) положительны и значимы на 95% уровне, причем величины тренда колеблются от 0,8 до 2,1 дней/10 лет. В переходные сезоны, весной и осенью, величины P_5 и P_{95} за период 1950 – 2014 гг. значимо увеличиваются во всем регионе. **Весной** тренды P_5 и P_{95} статистически значимы не более чем на половине станций. **Осенью** же тренды P_5 статистически незначимы на 95% доверительном уровне. В то же время обнаружены значимые тренды P_{95} на некоторых станциях: Армавир, Геленджик, Краснодар и Одесса.

Величины Q_5 весной и осенью во всем регионе убывают. Однако статистически значимые коэффициенты тренда отмечаются менее чем на 25% станций (на разных станциях в разные сезоны и без прослеживающейся географической локализации). Отсутствие значимых трендов характерно и для Q_{95} в осенний сезон. При этом исключениями являются станции Анапа, Краснодар и Туапсе, где величина тренда достигает 1 день/10 лет. В то же время величины Q_{95} весной значимо возрастают почти во всем ЧР. Диапазон значимых скоростей роста составляет от 0,7 дней/10 лет до 1,2 дней/10 лет.

Рис. 20. Коэффициенты линейных трендов величин 5-го (а, в, д, ж) и 95-го (б, г, е, з) перцентилей внутрисезонных аномалий температуры воздуха за период 1950 – 2014 гг.: зима (а, б), весна (в, г), лето (д, е), осень (ж, з).

Квадратом выделены станции, где величина тренда значима на 95% доверительном уровне

Итак, антициклоническая активность в ЧСР в течение более чем 60-летнего периода заметно усиливалась в зимний сезон, но ослабевала в летний. При этом величины порогов аномалий температуры воздуха как для зимнего, так и для летнего сезонов увеличиваются; количество дней с ЭТВ зимой уменьшается, а летом – увеличивается. Однако линейные тенденции не могут описать изменчивость исследуемых характеристик. Авторами работы [Polonsky et al., 2007] показано, что изменение длины временных рядов характеристик антициклонов на величину порядка 1 – 2 десятилетий приводит к изменению величины и даже знака линейного тренда. Это является следствием квазипериодического характера анализируемых рядов. Вероятно, такое поведение свойственно и характеристикам ЭТВ. Как было указано во Введении и Главе 1, квазипериодический характер обусловлен естественной изменчивостью в системе океан-атмосфера.

ГЛАВА 4.

МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПАРАМЕТРОВ АНТИЦИКЛОНОВ И ЭКСТРЕМАЛЬНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА В ЧЕРНОМОРСКО-СРЕДИЗЕМНОМОРСКОМ РЕГИОНЕ

Известно, что основными климатическими процессами межгодового масштаба, оказывающими непосредственное влияние на изменения климатических характеристик в Атлантико-Европейском регионе, включая ЧСР, являются Североатлантическое колебание и Эль-Ниньо – Южное колебание [Barnston and Livezey, 1987; Hurrell, 1995; Полонский и др., 2004; Воскресенская, 2005; Bardin and Polonsky, 2005; Зверьяев и Гулев, 2007; Воскресенская и др., 2011; Бардин, 2011; Нестеров, 2013; Полонский и Кибальчич, 2014; Wang et al, 2014; Zebiak et al., 2015; Бардин и др., 2015; Luo et al., 2015; Попова и др, 2018; Бардин и Платова, 2019]. На исследования региональных проявлений таких процессов направлена деятельность многочисленных международных рабочих групп (например, МГЭИК, CLIVAR). Рассмотрим более подробно эти два климатических процесса и их проявления.

4.1. Проявления Североатлантического колебания в межгодовой изменчивости параметров антициклонов и экстремальной температуры воздуха

Североатлантическое колебание (САК) является одним из основных крупномасштабных климатических процессов взаимодействия атмосферы и океана в Северном полушарии. Оно представляет собой колебание давления между двумя центрами действия атмосферы в Северной Атлантике: Исландским минимумом (постоянная область пониженного давления над относительно теплой зоной в океане) и Азорским максимумом (малоподвижный субтропический антициклон над относительно холодным районом Северной Атлантики) [Нестеров, 2013]. Типичный масштаб САК составляет от двух до восьми лет. При этом данный сигнал выделяется во все сезоны, но наиболее интенсивно в холодный период года [Нестеров, 2013]. Фазы этого колебания характеризуются пространственным смещением Исландского минимума и Азорского максимума, увеличением/уменьшением градиентов давления между ними, усилением/ослаблением зонального переноса [Quiroz, 1984; Нестеров, 2003; Bardin and Polonsky, 2005]. В результате происходит перераспределение воздушных масс, смещение траекторий циклонов и антициклонов, изменение величин характеристик этих синоптических вихрей, а также изменение полей температуры и осадков [например, Lau, 1988; Zveryaev, 2004, 2007; Voskresenskaya and Maslova, 2011]. Так, во время положительной фазы САК, за счет смещения центров действия атмосферы (ЦДА) к северу/северо-востоку, траектории

атлантических циклонов проходят, преимущественно, над Северной Европой, обеспечивая там большее количество осадков, повышение влажности и высокие температуры. В это время над южной частью Европы и ЧСР преобладают антициклонические условия. При отрицательной фазе САК, которая сопровождается смещением ЦДА к югу/юго-западу, ситуация меняется на противоположную и характеризуется преимущественно циклонической циркуляцией над южной частью Европы.

Кроме того, существуют различные мнения в отношении природы САК. Ряд исследователей утверждает, что САК является статистической закономерностью, объясняющей характер большинства европейских зим [например, van Loon and Rogers, 1978]. При этом масштабы этого процесса варьируются в широком диапазоне: от нескольких суток до нескольких столетий. Однако существует и другое мнение, согласно которому САК можно интерпретировать как случайный процесс, происходящий за относительно короткие сроки и формирующийся из волн синоптического масштаба [Feldstein, 2000; Benedict et al., 2004].

Охарактеризуем количественно связи между индексом САК и параметрами антициклонов в ЧСР. Однако сначала необходимо отметить, что временной ход индекса САК имеет характер, сходный с динамикой частоты антициклонов в ЧСР, особенно в зимний сезон (рис. 21). Это еще раз подчеркивает важную роль крупномасштабных взаимодействий в системе океан-атмосфера в формировании изменчивости антициклонической активности. При этом именно океан оказывает основное влияние на низкочастотную изменчивость

гидрометеохарактеристик, в частности на антициклоническую активность, т.к. атмосфера является более динамичной.

Рис. 21. Динамика частоты антициклонов (*а*) и индекса САК (*б*) в Черноморском регионе в зимний сезон. Сглаженные кривые на (*а*), (*б*) – аппроксимационные полиномы 6-й степени

Выполненный в настоящем исследовании корреляционный анализ индекса САК с параметрами антициклонов (табл. 8 по сезонам и табл. Б.1 – Б.3 приложения Б по месяцам) и с характеристиками ЭТВ за период 1950 – 2014 гг. на 95% уровне значимости с использованием *t*-критерия Стьюдента, показал следующее. Наибольшие величины коэффициентов корреляции характерны для частоты антициклонов (табл. 8). Причем, **зимние** величины коэффициентов как в ЧР, так и в

ЗСМР, положительны и характеризуются высокими значениями. Это обусловлено более интенсивным влиянием САК на гидрометеорологические характеристики зимой по сравнению с летним периодом, а также это отмечено разными авторами [например, Нестеров, 2013]. **Весной** для ЗСМР и ВСМР характерна отрицательная корреляционная связь САК и частоты антициклонов, достигающая $\sim -0,3$ (табл. 8). Такой характер тесноты связи можно объяснить тем, что при интенсификации САК траектории циклонов и антициклонов смещаются на север [Voskresenskaya and Maslova, 2011]. В соответствии с табл. 8, САК значимо проявляется в изменениях площади антициклонов в ЗСМР в зимний сезон, в ВСМР в летний сезон, и в ЧР осенью, а также в высоте антициклонов в ЧР и ЗСМР в летний сезон.

Более детальная оценка влияния САК на параметры антициклонов по месяцам выполнена с привлечением коэффициента детерминации (R^2), который характеризует процент дисперсии исследуемых климатических характеристик, определяемый влиянием климатического процесса. Установлены следующие наиболее интенсивные проявления САК в ЧСР. САК в **ЧР** объясняет $\sim 20\%$ дисперсии частоты антициклонов в январе, до 10% дисперсии высоты в декабре и $\sim 13\%$ дисперсии площади антициклонов в ноябре. В **ВСМР** этот климатический процесс отвечает за $\sim 20\%$ дисперсии частоты антициклонов в феврале, $\sim 10\%$ площади и высоты атмосферных вихрей в июне и августе, соответственно. В **ЗСМР** САК обуславливает до $15 - 20\%$ дисперсии площади и частоты антициклонов в декабре, соответственно. При этом вклад

климатического процесса в дисперсию высоты антициклонов в этом регионе не превышает 10%.

Таблица 8.

**Коэффициенты корреляции индекса САК с параметрами антициклонов
в Черноморско-Средиземноморском регионе по сезонам**

Регион	Сезон	Частота,	Высота	Площадь
Черноморский регион	зима	0,48****	-0,02	0
	весна	0,14	0,03	0,06
	лето	-0,22**	-0,23**	-0,12
	осень	0,13	0,24**	0,29***
Восточная часть Средиземноморья	зима	-0,2	-0,04	-0,01
	весна	-0,29***	-0,28***	-0,11
	лето	0,14	-0,19	-0,38****
	осень	-0,08	-0,06	-0,07
Западная часть Средиземноморья	зима	0,38****	0,1	0,21**
	весна	-0,22**	0,03	0,04
	лето	-0,13	-0,18*	-0,14
	осень	-0,23**	-0,05	-0,09

* – 80%, ** – 90%, *** – 95%, **** – 99% уровни значимости

В ходе корреляционного анализа между индексом САК и характеристиками ЭТВ выявлено, что наличие значимых результатов характерно только для количества дней с ЭТВ (т.е. для $Q5$ и $Q95$). В декабре же отмечаются значимые отрицательные корреляции индекса САК и $Q5$, которые находятся в пределах от -0,18 до -0,4 (табл. 9). При этом в апреле-мае и ноябре коэффициенты корреляции рассматриваемых временных рядов преимущественно во всем ЧР достигают 0,5 (табл. 9).

Таблица 9.

Коэффициенты корреляции индекса САК с количеством дней с температурой воздуха ниже 5-го перцентиля. Приведены только значимые на 80% и более доверительном уровне величины коэффициента корреляции

Станции	Месяцы					
	I	II	III	IV	V	VI
Анапа	-	-	-	0,32	0,28	-
Армавир	-	-	-	0,23	0,32	0,24
Геленджик	-	-	-0,17	0,24	0,25	-
Геническ	-	-	-	0,25	0,23	-
Измаил	-	-	-0,26	-	-	-
Керчь	-	-	-	0,27	0,22	0,17
Краснодар	-	-	-0,18	0,31	0,25	0,2
Одесса	-	-	-0,18	0,17	-	-
Ростов-на-Дону	-	-	-0,23	0,24	0,38	0,2
Симферополь	-	-	-	0,18	0,17	-
Сочи	-	-	-	0,34	-	-
Туапсе	-	-	-	0,25	0,28	0,18
Феодосия	-	-	-	0,26	0,17	-
Станции	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Анапа	-	-	0,22	0,45	-0,21	
Армавир	-	-	0,27	0,5	-0,18	
Геленджик	-	-	0,21	0,42	-0,18	
Геническ	-	-	0,18	0,22	-0,23	
Измаил	-0,24	-	-	-	-0,2	
Керчь	-0,18	-	-	0,17	-0,3	
Краснодар	-0,16	-	0,26	0,44	-0,22	
Одесса	-	-	-	0,25	-0,39	
Ростов-на-Дону	-0,21	-	-	0,38	-	
Симферополь	-	-	0,17	0,33	-0,27	
Сочи	-	0,19	0,28	0,36	-	
Туапсе	-	0,17	-	0,44	-	
Феодосия	0	-	0,17	0,37	-0,24	

Полученный результат не противоречит работе [Башарин, 2004], где обнаружены максимальные положительные корреляции индекса САК с аномалиями температуры в Европейско-Средиземноморском регионе только в осенние месяцы. Значимые коэффициенты корреляции также характерны и для июня, июля, октября, однако они отмечаются лишь на отдельных станциях ЧР (табл. 9). Вклад САК в изменчивость $Q5$ в ЧР максимален в ноябре и составляет ~15%.

Значимые на 80% и более уровнях коэффициенты корреляции индекса САК и $Q95$ на большей части ЧР отмечаются в августе, октябре-ноябре и они отрицательны. Величины коэффициентов в эти месяцы составляют от -0,17 до -0,45 (табл. 10). При этом влияние САК на количество экстремально высоких температур воздуха значительно менее выражено, чем на экстремально низкую температуру. Это также отмечено и в [Santos and Corte-Real, 2006]. Максимальный вклад САК в дисперсию $Q95$ составляет 11% в среднем по ЧР и приходится на октябрь.

Таким образом, полученные оценки указывают на тесную связь САК с параметрами антициклонов и повторяемостью экстремально низких температур воздуха в осенне-зимний период. Причем САК в холодный период года обуславливает до 20% дисперсии частоты антициклонов во всем ЧСР и ~15% повторяемости температурных экстремумов в ЧР.

Таблица 10.

Коэффициенты корреляции индекса САК с количеством дней с температурой воздуха выше 95-го перцентиля. Приведены только значимые на 80% и более доверительном уровне величины коэффициента корреляции

Станции	Месяцы					
	I	II	III	IV	V	VI
Анапа	-0,4	-0,18	-0,17	-	-	-0,3
Армавир	-0,19	-0,2	-	-	-0,19	-0,22
Геленджик	-0,17	-	-	-0,21	-	-0,2
Геническ	-	-	-0,28	-0,21	-0,19	-0,21
Измаил	-	-	-0,17	-0,22	-	-0,17
Керчь	-0,18	-0,18	-	-0,24	-	-
Краснодар	-0,21	-0,2	-	-	-0,17	-0,3
Одесса	-	-	-0,38	-	-0,18	-0,19
Ростов-на-Дону	-	-0,17	-	-	-0,22	-
Симферополь	-0,3	-0,31	-	-	-	-0,23
Сочи	-0,5	-0,29	-0,3	-	-0,17	-0,3
Туапсе	-0,4	-0,24	-0,23	-0,2	-	-0,3
Феодосия	-0,26	-0,25	-	-	-0,21	-
Станции	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Анапа	-	-0,28	-0,25	-0,31	-0,29	-0,3
Армавир	-	-0,3	-0,31	-0,3	-0,28	-
Геленджик	-0,17	-0,25	-	-0,26	-0,3	-0,19
Геническ	-	-0,3	-	-0,29	-0,23	-
Измаил	-0,4	-0,25	-	-0,5	-	-
Керчь	-	-	-	-0,28	-0,27	-
Краснодар	-	-0,3	-0,21	-0,4	-0,4	-0,23
Одесса	-0,24	-0,22	-	-0,35	-0,22	-
Ростов-на-Дону	-	-0,28	-0,29	-0,32	-0,43	-
Симферополь	-	-0,29	-0,17	-0,35	-0,28	-0,26
Сочи	-	-0,25	-0,36	-0,29	-0,31	-0,29
Туапсе	-	-0,17	-0,25	-0,3	-0,2	-0,29
Феодосия	-	-0,31	-0,16	-0,39	-0,32	-0,3

Для оценки степени влияния положительной и отрицательной фаз САК и других рассматриваемых в данном исследовании крупномасштабных процессов системы океан-атмосфера использовался композитный анализ. Под ним понимается расчет средних величин для различных групп (многомерных) данных, в данном случае, для фаз САК. К положительной и отрицательной фазам САК относилось по ~15% месяцев из полной выборки индекса САК за 1950 – 2014 гг. с каждого «хвоста» распределения, в соответствии с [Bardin and Polonsky, 2005]. Например, для зимнего сезона, в который входят январь, февраль и декабрь, эта выборка составляет по 30 месяцев для каждой из фаз рассматриваемого процесса. Разность рассчитывалась путем вычитания из величин в положительную фазу САК (САК+) величин в его отрицательную фазу (САК-). Значимость разности композитов параметров антициклонов и величин 5-го и 95-го процентилей внутрисезонных аномалий температуры воздуха в разные фазы САК оценивалась с помощью *t*-критерия Стьюдента [Bardin and Polonsky, 2005]. При этом оценка значимости различия частоты ЭТВ в разные фазы климатического процесса выполнена с помощью критерия χ^2 Пирсона [Юнкеров, Григорьев, 2002].

Проведенный композитный анализ выявил, что наиболее интенсивное влияние САК на параметры антициклонов, особенно на частоту, характерно для зимнего сезона. Так, частота антициклонов при САК+ характеризуется статистически значимым увеличением до 50% в ЧР и до 33% в ЗСМР (рис. 22). При этом проявления САК в частоте антициклонов в ВСМР не выражены.

Анализ влияния фаз САК на параметры антициклонов по месяцам показал следующее. Значимые величины разности между

частотой антициклонов в фазы САК отмечаются в январе (~36%) и феврале (~44%) в ЧР. В то же время основной вклад в изменения частоты в ЗСМР вносят декабрьские величины (~58%). Обнаружено также статистически значимое уменьшение до 35% повторяемости областей высокого давления в ВСМР в январе-феврале при САК+.

Рис. 22. Частота антициклонов в положительную (САК+) и отрицательную (САК-) фазы САК в Черноморском регионе (а), восточной (б) и западной (в) частях Средиземноморья. Планки погрешностей соответствуют 95% уровню значимости

Во все остальные месяцы изменение всех параметров антициклонов в ЧСР в фазы САК не превышает 30% и является статистически незначимым. Необходимо отметить различие влияния САК на ЗСМР и ВСМР. Так, площадь антициклонов при САК+ в первом указанном регионе увеличивается до 41% в декабре, а во втором регионе уменьшается на ту же величину в январе. Это еще раз подчеркивает необходимость разбиения Средиземноморского региона на две области. В ряде работ [Corte-Real et al., 1995; Reddaway and Bigg, 1996; Ribera et al., 2000; Luterbacher and Xoplaki, 2003; Raicich et

al., 2003] отмечается, что в разных областях Средиземноморья влияние крупномасштабных процессов системы океан-атмосфера проявляется по-разному.

Рассмотрим влияние фаз САК в характеристиках ЭТВ. Композитный анализ выполнен для величин 5-го и 95-го перцентилей внутрисезонных аномалий температуры воздуха (т.е. для $P5$ и $P95$) и для частоты экстремально низких ($F5$) и экстремально высоких ($F95$) температур воздуха в разные фазы САК. В данном случае, частоты получены как суммы месячных значений $Q5$, $Q95$, т.е. числа дней за месяц порога (для месяцев, входящих в выборку соответствующего композита положительной фазы САК (САК+) или отрицательной фазы САК (САК-)) со значениями температуры ниже (выше) 5-го (95-го) перцентиля, рассчитанного по полной выборке 1950 – 2014 гг., деленной на число дней с наличием данных о суточной температуре в эти месяцы. Получены следующие результаты.

При САК+ зимняя величина $P5$ увеличивается до 8°C во всем ЧР, что и видно на рис. 23 а. Весной и летом статистически значимых изменений $P5$ в разные фазы САК не обнаружено. Осенью величина $P5$ при САК+ уменьшается до $2,7^{\circ}\text{C}$, но статистически значимо только на востоке ЧР (рис. 23 б). Следует обратить внимание, что положительная разность величин $P5$, и отрицательная разность величин $P95$ означают меньшую по модулю пороговую величину при САК+, по сравнению с САК-. Так, например, на станции Краснодар величина композита $P5$ во время фазы САК+ равна $-2,9^{\circ}\text{C}$, а при САК- – $-10,7^{\circ}\text{C}$. При этом величина $P95$ на этой же станции в фазу САК+ составляет $+2,9^{\circ}\text{C}$, во время САК- – $+9^{\circ}\text{C}$.

Рис. 23. Разность величин 5-го процентиля внутрисезонных аномалий температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$) в Черноморском регионе в разные фазы САК (САК+ минус САК-) в зимний (а) и осенний (б) сезоны. Квадратом обозначена значимая на 90% уровне разность

Зимние величины $P95$ при САК+ статистически значимо уменьшаются до $6,5^{\circ}\text{C}$ во всем ЧР (рис. 24). В весенний сезон значимых изменений исследуемой величины в обе фазы САК в целом по региону не обнаружено. Летом величины $P95$ при САК+ уменьшаются до $-1,5^{\circ}\text{C}$ (Измаил), но преимущественно незначимо в ЧР. В осенний сезон величины $P95$ при САК+ значимо уменьшаются до $3,6^{\circ}\text{C}$ во всем анализируемом регионе (рис. 24).

Рис. 24. Разность величин 95-го процентиля внутрисезонных аномалий температуры воздуха (°C) в Черноморском регионе в разные фазы САК (САК+ минус САК-) по сезонам. Квадратом обозначена значимая на 90% уровне разность

Далее проанализируем изменения частот экстремально низких ($F5$) и высоких ($F95$) температур воздуха в фазы САК. Результаты расчетов приведены в табл. 11 и 12. Значимые изменения $F5$ в две фазы САК, характерные преимущественно для всего ЧР, отмечаются лишь в осенний сезон. Величина разности между анализируемыми величинами положительна, что означает увеличение $F5$ при САК+. Исследуемая характеристика находится в пределах от 51,5 до 88,2%.

Таблица 11.

Разность частоты дней с температурой воздуха ниже 5-го перцентиля (в %) в Черноморском регионе в две фазы САК (САК+ минус САК-). Значимые на 95% уровне величины разности композитов обозначены звездочкой. Положительная величина разности означает, что величина частоты в фазу САК- меньше, чем в САК+. Отрицательная величина разности – величина частоты при САК- выше, чем при САК+

Станция	Сезон			
	зима	весна	лето	осень
Анапа	6,3	42,9	3,4	77,6*
Армавир	-5	36,2	-17,1	82,7*
Геленджик	0	27,8	-9,1	80,4*
Геническ	-48,1	36,8	18,2	51,5*
Измаил	-62,2*	-23,3	55,3*	11,1
Керчь	-70,8*	44,2*	-9,1	35,7
Краснодар	14,3	32,1	-25	88,2*
Одесса	-81,3*	-14,6	12,5	19,4
Ростов-на-Дону	5,9	17	-25	56,8*
Симферополь	-52,2	22,2	11,8	64,4*
Сочи	-4,3	40	6,1	66,7*
Туапсе	-15,4	42,9	-18,4	79,5*
Феодосия	-33,3	27,5	20	72,1*

В соответствии с табл. 12, во все сезоны отмечаются значимые различия между F_{95} в разные фазы САК, но лишь в отдельных районах ЧР. При этом величины разности отрицательны, что означает увеличение частоты при САК-. В зимний сезон величины разности F_{95} находятся в диапазоне от -46,8 до -73%, в весенний – от -70 до -96%, в летний – -62,1 до -86,3%, и в осенний сезон – от -57,6 до -89,4%.

Таблица 12.

Разность частоты дней с температурой воздуха выше 95-го перцентиля (в %) в Черноморском регионе в разные фазы САК (САК+ минус САК-).

Значимые на 95% уровне величины разности композитов обозначены звездочкой. Положительная величина разности означает, что величина частоты в фазу САК- меньше, чем в САК+. Отрицательная величина разности – величина частоты при САК- выше, чем при САК+

Станция	Сезон			
	зима	весна	лето	осень
Анапа	-71,9*	-83*	-78,5*	-81,7*
Армавир	-33,3	-87,2*	-71,1*	-89,4*
Геленджик	-27,3	-88,6*	-78,8*	-71,7*
Геническ	43,5	-70*	-84,2*	-73,6*
Измаил	2,4	-73,7*	-77,1*	-61,4*
Керчь	-25,5	-82,1*	-45,2	-57,6*
Краснодар	-46,8*	-95,3*	-86,3*	-80,3*
Одесса	-53,6*	-22,2	-62,1*	-37,8
Ростов-на-Дону	4,9	-93,8*	-63,8*	-83,6*
Симферополь	-64,5*	-84,6*	-81*	-67,2*
Сочи	-73*	-96,1*	-85,7*	-84,8*
Туапсе	-63,9*	-85,4*	-83,3*	-72,5*
Феодосия	-62,3*	-88,2*	-69,4*	-72,6*

Таким образом, подтверждена справедливость классической схемы САК, подробно описанной в [Hurrell, 1995] и показанных ранее результатов [Воскресенская и Полонский, 1992; Полонский и др., 2004; Воскресенская, 2005; Полонский, 2008] о том, что проявления САК в южных районах Европы наиболее ярко выражены в зимний период. Получены оценки проявлений САК в изменчивости параметров

антициклонов в ЧСР для всех сезонов. Впервые оценена связь САК с характеристиками ЭТВ в ЧР.

4.2. Особенности проявления событий Эль-Ниньо разных типов в изменчивости параметров антициклонов и экстремальной температуры воздуха

В соответствии с предложением группы SCOR ЮНЕСКО событие Эль-Ниньо (ЭН) определяется как квазипериодическая аномалия в системе океан-атмосфера с повторяемостью 2 – 7 лет. При этом резко угасает активность пассатных ветров, ослабевают обратные связи в атмосферной циркуляционной ячейке Уокера, настолько, что ветер в нижней тропосфере может иметь даже незначительную западную компоненту. За счет этого формируется быстрый океанический отклик. Огромная масса теплой океанической воды, накопившейся в западной части Тихого океана, где глубина залегания термоклина достигает 200 – 300 м, устремляется в восточную часть. Это обеспечивает потепление экваториальных вод Тихого океана, величина которого превышает среднеквадратическое отклонение среднемесячных ТПО и существует на протяжении как минимум пяти последовательных месяцев. Его началу обычно предшествует год с аномально высоким индексом ЮК и увеличенными зональными градиентами ТПО [Артамонов и др., 1991]

Явление ЭН носит глобальный характер и оказывает влияние на изменения климатических характеристик, включая экстремальные [например, Ropelewski and Halpert, 1987; Wiedenmann et al, 2002; Banholzer and Donner, 2014; Железнова и Гущина, 2015]. Его

проявления в отдельных регионах Земного шара, в частности в Тихоокеанском регионе, достаточно хорошо изучены, например, Gershunov and Barnett (1999), Murphy et al. (2014). Однако, несмотря на большое количество исследований откликов ЭН в Атлантико-Европейском регионе [Fraedrich and Muller, 1992; Нестеров, 2000; Dong et al., 2000, Воскресенская и Коваленко, 2016; King et al., 2020 и др.], на территории России – например, [Груза и др., 1999, Маслова и др., 2016], до сих пор сохраняются дебаты относительно влияния ЭН на Европейский регион. Например, в [Fraedrich and Muller, 1992; Horii and Hanawa, 2004], отмечается или слабый отклик на явление ЭН, или вовсе отрицается существование его заметного воздействия на циркуляцию в умеренных широтах Северного полушария, за исключением некоторых районов Тихого океана. При этом авторами работы [Kryjov and Park, 2007] отмечено, что ЭН способствует смене знака аномалий температуры воздуха над умеренными и приполярными широтами Евразии. В то же время на большей части территории России среднестатистические проявления ЭН в температуре воздуха незначительны. Однако на Дальнем Востоке в период интенсивной фазы ЭН отмечаются аномально низкие температуры воздуха осенью и зимой, а в Восточной Сибири во время затухания эпизода ЭН – аномально низкие температуры в весенний период. [Груза и др., 1999]. При этом максимальная вероятность засух и положительных аномалий температуры воздуха на Европейской территории России отмечается в годы перехода от теплой фазы ЭНЮК к холодной [Мохов и Тимажев, 2013].

Дальнодействующие связи обеспечивают формирование аномалий атмосферной и океанической циркуляции в бассейне

Северной Атлантики. Но если временные масштабы взаимодействий в атмосферной компоненте сравнительно малы (менее месяца), то наличие в системе океан-атмосфера океанической компоненты и общая растянутость сигнала во времени (порядка 10 месяцев для «коротких» эпизодов) может обуславливать, так называемый, отложенный отклик в «дальних» звеньях этой цепочки: в частности, в рассматриваемом случае влияния на ЧСР. Поэтому недостаточно рассматривать в этом случае лишь синхронные связи; нужно исследовать достаточно длинный период после начала развития ЭН, чтобы выявить такие отложенные влияния [Bjerknes, 1966; Compo et al., 2001; Xu and Chan, 2001]. В [Башарин и др., 2001; Воскресенская, Михайлова, 2006, 2010] обнаружено, что в Атлантико-Европейском регионе, включая ЧСР, наиболее заметные отклики гидрометеорологических полей на события ЭН типичны для зимнего и весеннего сезонов на следующий год после его наступления (далее «+1» год). Поэтому в настоящем исследовании проявления ЭН рассмотрены как в год наступления и развития событий, так и в следующий за ним год.

В большинстве отмеченных выше литературных источников проявления событий ЭН в гидрометеорологических характеристиках исследуются без учета особенностей рассматриваемых событий. Однако исследования последних десятилетий показывают, что эти события различаются по ряду параметров (интенсивность, продолжительность, время начала формирования аномалий ТПО). Имеются успешные попытки классифицировать их. Ряд исследователей подразделяют ЭН на два [Hori and Hanawa, 2004; Воскресенская и др., 2004; Воскресенская, 2005; Воскресенская и Михайлова, 2006, Kao and Yu, 2009; Kug et al., 2009; Железнова и

Гущина, 2015], реже на три типа [Воскресенская и Михайлова, 2010; Yu and Kim, 2012]. Так, ЭН подразделяется на канонические и «нетипичные» (или «неканонические» [Полонский и др., 2003], «Modoki» (псевдо Эль-Ниньо) [Ashok et al., 2007], Эль-Ниньо линии перемены дат [Larkin and Harrison, 2005a, 2005b], «Central Pacific El Nino» [Kao and Yu, 2009], «warm pool El Nino» [Kug et al., 2009] или смешанные [Yu and Kim, 2012] события). Однако приведенные классификации основывались на одном формальном признаке – времени начала события или пространственных особенностях поля температуры поверхности в тропиках Тихого океана, или др. При этом воздействия на климат и погоду разных регионов Земли выявленных типов событий ЭН значительно различаются. Это связано с тем, что одни события формируются у побережья Южной Америки, а другие – в центральной части Тихого океана [Ashok et al., 2007; Weng et al., 2009; Железнова и Гущина, 2015]. В то же время, рассмотрение отклика гидрометеополей на все события ЭН, без учета типов, может и не обнаружить заметных аномалий, как это показано в работе [Воскресенская и Михайлова, 2010].

В настоящем исследовании анализ проявлений событий ЭН разных типов в изменениях параметров антициклонов и ЭТВ выполнен с привлечением объективной классификации *Воскресенской и Михайловой (2010)*. Она проведена методом кластерного анализа, в котором рассматривались два параметра: индекс ЭН (аномалии температуры поверхности океана в районе Тихого океана, ограниченного 5° ю.ш. – 5° с.ш., $120 - 170^{\circ}$ з.д., так называемый район Nino-3.4) и индекс Южного колебания, представляющий собой нормированную разность приземного атмосферного давления между о-

вом Таити и портом Дарвин, Австралия. Проведенная классификация позволила разделить события ЭН на три типа, различающиеся по сезону начала, интенсивности и продолжительности событий. Основные характеристики событий ЭН разных типов представлены в табл. 13.

Таблица 13.

**Типичные характеристики событий Эль-Ниньо по
[Воскресенская и Михайлова, 2010]**

Параметр	Весенний тип	Летне-осенний короткоживущий тип	Летне-осенний продолжительный тип
Начало	Апрель	Июль	Сентябрь
Максимальная аномалия ТПО в районе Nino 3.4, °C	+1,85	+1,24	+1,26
Месяц максимальной аномалии ТПО в районе Nino 3.4	9-й месяц от начала события ЭН (декабрь)	6-й месяц от начала события ЭН (декабрь)	16-й месяц от начала события ЭН (декабрь)
Продолжительность события, месяц	12	9	20

В соответствии с [Воскресенская и Михайлова, 2010] начало весеннего (ВЕС) типа ЭН отмечается в апреле. Положительные аномалии ТПО, превышающие 0,5°C, наблюдаются сначала у побережья Южной Америки, а затем в центре Тихого океана. Максимальная аномалия ТПО в районе Nino-3.4 в среднем составляет +1,85°C. Продолжительность этого типа составляет около 12 месяцев. Атмосферный отклик на события ЭН ВЕС типа характеризуется

наиболее интенсивной аномальной конвекцией в центре Тихого океана.

Летне-осенний короткоживущий (ЛОК) тип ЭН начинается в июле, при этом максимальная аномалия ТПО в районе Nino-3.4 достигает $\sim +1,24^{\circ}\text{C}$. Продолжительность таких событий в среднем составляет 9 месяцев.

Начало летне-осеннего продолжительного (ЛОП) типа ЭН приходится на сентябрь. Этот тип характеризуется наибольшей из всех типов событий ЭН продолжительностью: более 20 месяцев. При этом максимальная аномалия ТПО в районе Nino-3.4 наблюдается зимой $+2$ года и составляет в среднем $+1,26^{\circ}\text{C}$.

В случае летне-осенних событий обоих типов аномалии ТПО $> 0,5^{\circ}\text{C}$ появляются одновременно в центре Тихого океана и у Южноамериканского побережья. При завершении летне-осенних событий обоих типов ЭН наблюдается возврат системы океан-атмосфера к нейтральному состоянию.

Значимые различия, в том числе и по знаку, в аномалиях температуры воды и воздуха на отдельных прибрежных станциях ЧР в годы, соответствующие разным типам событий ЭН, обнаружены по данным вековых наблюдений в [Воскресенская и Михайлова, 2010]. В настоящем исследовании рассмотрены проявления в ЧСР выделенных этими авторами типов ЭН в параметрах антициклонов и ЭТВ за 65-летний (1948 – 2014 гг.) период. За это время первые два типа ЭН отмечались 8 и 7 раз, соответственно, а третий тип – лишь дважды. Поэтому далее рассмотрены отклики только двух типов событий.

Проявление событий ЭН исследовалось методом композитного анализа, подобно представленным выше исследованиям проявлений

фаз САК. При этом здесь будут рассмотрены не только изменения параметров антициклонов и пороговых величин экстремальных аномалий температуры воздуха одного типа ЭН, относительно другого, но и будет выполнено сопоставление с композитными условиями в годы, не относящимся к событиям ЭН (далее «не-ЭН»), т.е. со среднеклиматическими условиями.

Полученные композитные различия откликов ЭН ВЕС и ЛОК типов в «+1» год, а также в годы «не-ЭН» в параметрах антициклонов приведены на рис. 25 – 27. Из указанных рисунков явно видно, что ВЕС и ЛОК типы для большинства месяцев сопровождаются аномалиями параметров антициклонов противоположных по знаку. При этом величины аномалий в годы «не-ЭН» близки к нулю (рис. 25 – 27). Это подтверждает тот факт, что при рассмотрении ЭН без типизации простая статистическая оценка выявляет слабые отклики как в параметрах антициклонов, так и в других характеристиках.

Отклики параметров антициклонов на разные типы ЭН характеризуются сильной внутрисезонной изменчивостью. Это свидетельствует о важности изучения проявлений ЭН для каждого календарного месяца.

Обратим внимание на то, что наиболее высокие значения аномалий частоты антициклонов в годы ЭН обоих типов наблюдаются в ВСМР (рис. 25б). При этом ЭН ЛОК типа сопровождается преимущественно отрицательными аномалиями частоты антициклонов в обеих частях Средиземноморья, а ВЕС тип – положительными (рис. 25 б, в).

Рис. 25. Аномалии частоты антициклонов в «+1» год ЭН весеннего типа (ВЕС), летне-осеннего короткоживущего (ЛОК) и в годы без учета типов ЭН («не-ЭН») для Черноморского региона (а), восточной части Средиземноморья (б) и западной части Средиземноморья (в)

Что касается высоты антициклонов, то противоположные по знаку отклики этого параметра на два типа ЭН, характерные для всех анализируемых областей ЧСР, отмечаются в апреле и ноябре (рис. 26 а–в).

Рис. 26. Аномалии высоты антициклонов в «+1» год ЭН весеннего типа (ВЕС), летне-осеннего короткоживущего (ЛОК) и в годы без учетов типов ЭН («не-ЭН») для Черноморского региона (а), восточной части Средиземноморья (б) и западной части Средиземноморья (в)

Наибольшие различия между композитами площади антициклонов в годы ЭН обоих типов наблюдаются в октябре (рис. 27).

Рис. 27. Аномалии площади антициклонов в «+1» год ЭН весеннего типа (ВЕС), летне-осеннего короткоживущего (ЛОК) и в годы без учетов типов ЭН («не-ЭН») для Черноморского региона (а), восточной части Средиземноморья (б) и западной части Средиземноморья (в)

Подтверждение статистически значимых проявлений анализируемых типов событий ЭН в параметрах антициклонов оценивалось на примере временных рядов аномалий температуры воздуха в ЧР, а именно в Крыму, за период 1897 – 2012 гг. За 116-летний период ЭН ВЕС типа наблюдался 9 раз, а ЛОК типа – 11 раз [Коваленко, Воскресенская, 2017].

Композитный график аномалий температуры воздуха с учетом разных типов событий ЭН и лет, не относящихся к событиям ЭН (т.е. «не-ЭН»), представлен на рис. 28. Сопоставление проявлений двух типов ЭН показало наличие противоположных по знаку аномалий во все месяцы, за исключением зимних. При этом ЭН ВЕС типа в «+1» год, относительно ЛОК типа, характеризуется увеличением в 2 раза величины аномалий температуры в зимне-весенний период и

соответствующим уменьшением в летние месяцы. Оба типа ЭН, относительно лет «не-ЭН», сопровождаются ростом исследуемой величины в 7 и 4 раза в весенние месяцы, соответственно. Полученные результаты качественно согласуются с выводами работы [Воскресенская и Михайлова, 2010], где по 153-летним данным были обнаружены противоположные по знаку аномалии температуры воздуха во время событий ЭН разных типов для ЧР.

Рис. 28. Аномалии температуры воздуха (°C) в Черноморском регионе в «+1» год событий Эль-Ниньо весеннего (ВЕС) и летне-осеннего короткоживущего (ЛОК) типов и в годы, не относящиеся к событиям ЭН («не-ЭН»). Планки погрешностей соответствуют 90% уровню значимости

Рассмотрим более подробно особенности проявлений типов ЭН в изменениях характеристик ЭТВ в ЧР. Для этого был привлечен определенный вариант «композиционного анализа» процентилей экстремальных аномалий температуры для ЭН разных типов и в годы, не относящиеся к событиям ЭН (т.е. «не-ЭН»). Чтобы корректно проанализировать значения процентилей для отдельных месяцев, данных одного месяца (28 – 31 день) недостаточно для надежной

оценки экстремальных процентилей, поэтому «композитное значение» получалось путем выбора для каждой станции дней всех месяцев, входящих в эпизоды соответствующего типа ЭН и по полученным выборкам были рассчитаны процентиля $P5$ и $P95$. К событиям «не-ЭН» относятся временные интервалы, не содержащие месяцы, относящиеся к ЭН соответствующего типа. Для этого промежутка времени также рассчитывались композиты $P5$ и $P95$. Например, последовательность расчета $P5$ в годы «не-ЭН» для сравнения с годами ВЕС типа ЭН следующая. Сначала отбирались все годы, не относящиеся к событиям ЭН ВЕС типа. Затем были получены величины $P5$ аномалий среднесуточной температуры воздуха для каждого календарного месяца. Подробная методика их выделения представлена в Главе 2. Подобным образом был выполнен расчет $P5$ в годы «не-ЭН» для сравнения с годами ЛОК типа ЭН. Таким образом, было получено 2 временных ряда величин $P5$ для лет «не-ЭН». Как обнаружилось, временной ход $P5$ и $P95$ для обоих типов «не-ЭН» подобен для всех станций ЧР. Далее величины $P5$ и $P95$ в годы «не-ЭН» оценивались в среднем по всем станциям, и был получен типичный временной ход для всего ЧР.

Поскольку наиболее заметные изменения характеристик ЭТВ в годы ЭН разных типов относительно лет «не-ЭН» обнаружены в величинах 5-го процентиля внутрисезонных аномалий температуры воздуха, то уделим внимание только этой характеристике.

С помощью рис. 29 проанализируем композиты $P5$ в годы ЭН разных типов, относительно лет «не-ЭН». Видно, что в годовом ходе композитов $P5$ для лет «не-ЭН» минимум приходится на февраль ($\sim -10^{\circ}\text{C}$). При этом обращает на себя внимание следующее. Соответствующий минимум для композитов $P5$ при ЭН обоих типов отмечается на 2 – 3 месяца раньше: для ЭН ВЕС типа этот минимум $P5$

достигает $\sim -13^{\circ}\text{C}$ в ноябре, а для ЭН ЛОК типа $P5$ – $\sim -11^{\circ}\text{C}$ в декабре преимущественно во всем ЧР. В то же время отмечается еще одна особенность в поведении $P5$ при ЭН ЛОК типа, состоящая в том, что во временном ходе обнаруживается еще один минимум: в октябре (рис. 28б). Однако декабрьский минимум значительно глубже октябрьского примерно на 3°C . Таким образом, показано, что наиболее существенные различия между величинами $P5$ в годы ЭН разных типов и в годы «не-ЭН» приходятся на осенне-зимний период.

Рис. 29. Величины 5-го процентиля аномалий температуры воздуха в годы событий Эль-Ниньо весеннего (а), летне-осеннего короткоживущего (б) типов и в годы, не относящиеся к событиям Эль-Ниньо, т.е. «не-ЭН», в Черноморском регионе

Результаты сравнения пространственных композитов только для этих величин в указанное время года обсудим с привлечением рис. 30. В отличие от предыдущего анализа, композиты для лет «не-ЭН»

приведены отдельно для каждой станции, а не усредняются по всем станциям.

Рассмотрим последовательно изменения $P5$ для каждого конкретного типа ЭН, относительно лет «не-ЭН», т.е. (ЭН ВЕС типа) минус («не-ЭН») и (ЭН ЛОК типа) минус («не-ЭН»). Величины разности $P5$ (т.е. $\Delta P5$) при ЭН ВЕС и ЛОК типов, относительно «не-ЭН», в **ноябре** противоположны по знаку. В частности ЭН ВЕС типа, относительно лет «не-ЭН», сопровождается более низкими величинами $P5$ (так, например, на станции Ростов-на-Дону анализируемая величина при указанном типе ЭН составляет $-11,8^{\circ}\text{C}$, а в годы «не-ЭН» – $-7,7^{\circ}\text{C}$).

В то же время величина $\Delta P5$ при ЭН ЛОК типа, относительно лет «не-ЭН», преимущественно положительна во всем ЧР. Это означает, что для данного типа ЭН характерна более мягкая ноябрьская погода, чем в годы без эпизодов ЭН. Следует также отметить, что величины $P5$ при ВЕС типе, относительно ЛОК, на каждой исследуемой станции больше по абсолютной величине. В **декабре** величина $\Delta P5$ для обоих типов ЭН относительно лет «не-ЭН» отрицательна преимущественно во всем ЧР. $\Delta P5$ при ВЕС типе, как и в ноябре, более выражены и достигают $-3,2^{\circ}\text{C}$, тогда как при ЛОК типе – до $-1,1^{\circ}\text{C}$. В январе – феврале величины $\Delta P5$ рассматриваемых двух типов ЭН, относительно лет «не-ЭН», положительна. Однако максимальные величины разности при ЭН ВЕС и ЛОК типов, относительно лет «не-ЭН», отмечаются в феврале (до $8,2^{\circ}\text{C}$), причем абсолютные величины $\Delta P5$ для ВЕС и ЛОК типов примерно одинаковы.

Таким образом, анализ проявлений разных типов ЭН в региональных аномалиях характеристик антициклонов и ЭТВ, выявил наиболее интенсивные отклики событий ЭН в осенне-зимние месяцы.

Рис. 30. Карты разности величин 5-го процентиля аномалий температуры воздуха (P5) в годы Эль-Ниньо весеннего (БЕС) и летне-осеннего короткоживущего (ЛОК) типов, относительно лет, не относящихся к эпизодам Эль-Ниньо («не-ЭН»). Положительная разность (желтый круг) означает, что исследуемая величина по модулю в годы «не-ЭН» больше, чем в годы ЭН. Отрицательная разность (зеленый круг) означает, что величина P5 по модулю в годы «не-ЭН» меньше, чем в годы ЭН

ГЛАВА 5.

ДЕСЯТИЛЕТНИЕ-МЕЖДЕСЯТИЛЕТНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ АНТИЦИКЛОНОВ И ЭКСТРЕМАЛЬНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА В ЧЕРНОМОРСКО- СРЕДИЗЕМНОМОРСКОМ РЕГИОНЕ

Исследования последних десятилетий показали, что естественная изменчивость глобального и регионального климата, главным образом, обусловлена процессами в системе океан-атмосфера не только межгодового, но и междесятилетнего масштабов. В [Polonsky et al., 2003; Полонский и др., 2004; Полонский, 2008] отмечается, что на территории Европы, включая ЧР, изменчивость климатических характеристик и экстремальных гидрометеорологических явлений в значительной мере обусловлена влиянием глобальных климатических процессов разных масштабов. Наличие этих масштабов в климатической изменчивости подтверждается и в результатах разложения глобальных метеорологических и океанологических полей на эмпирические ортогональные функции [Enfield and Mestas-Nunez, 1999].

В целом, многими исследователями установлено, что основными климатически значимыми сигналами десятилетнего-междесятилетнего масштабов являются Атлантическая мультideкадная осцилляция (АМО) и Тихоокеанская декадная осцилляция (ТДО) [Enfield et al., 2001; Воскресенская, 2005; Полонский, 2008; D'Aleo, Easterbrook, 2010; Newman et al., 2016 и др.]. Однако механизмы воздействия и взаимодействия этих глобальных сигналов на региональный климат до сих пор изучены недостаточно. От сочетания фаз климатических сигналов десятилетнего-междесятилетнего масштабов зависит формирование гидрометеорологических условий Европейского региона в целом и Черноморского региона, в частности [Полонский и др., 2004; Полонский, 2008]. Это также показано и в работах [Voskresenskaya et al., 2010, 2014] на примере повторяемости и интенсивности циклонов и осадков в ЧР. В то же время, работы по описанию десятилетней-междесятилетней изменчивости параметров антициклонов и ЭТВ в ЧСР в связи с ТДО и АМО еще не проводились.

5.1. Особенности проявления Тихоокеанской декадной осцилляции в изменении параметров антициклонов и экстремальной температуры воздуха

Впервые ТДО была выделена и описана в конце XX века в работе [Mantua et al., 1997] как ведущая эмпирическая ортогональная функция среднемесячных аномалий ТПО в северной части Тихого океана. Этот сигнал представляет собой периодические колебания в системе океан-атмосфера в северной части Тихого океана. Основные механизмы, ответственные за поддержание этого климатического процесса рассмотрены в [Latif and Barnett, 1994; Barnett et al., 1999; Mantua and

Hare, 2002; Newman et al., 2016 и др.]. В качестве количественной меры ТДО зачастую используют индекс, описанный в [Hare, 1996] и представляющий собой среднюю аномалию ТПО между 20 и 60° с.ш. в Тихом океане. Положительная фаза ТДО сопровождается охлаждением ТПО в центральной части субтропических широт Тихого океана наряду с потеплением вод вдоль западного побережья Америки, ослаблением циркуляции Уокера и ослаблением приземного восточного ветра [Mantua and Hare, 2002]. При этом происходит уменьшение разности ТПО между западной и восточной частями Тихого океана [Володин, 2015]. Приземное давление над восточной частью субтропических широт Тихого океана и западной частью Северной Америки в это время понижается, а над заливом Аляска и юго-востоком США повышается. Для отрицательной фазы ТДО характерны противоположные условия [например, Trenberth and Hurrell, 1994; Mantua and Hare, 2002]. Наибольшая активность в исследованиях сигнала ТДО и его проявлений произошла в конце 1990-х годов. Ряд таких исследований направлен на изучение смены режима климата приблизительно в 1977 году, что в литературе получило название «глобальный климатический сдвиг». Многие авторы, например, [Trenberth, 1990] считают, что этот сдвиг обусловлен сменой фазы сигнала ТДО. В работах [Hare and Francis, 1995; Mantua et al., 1997; Zhang et al., 1997; Minobe, 1997; Бардин и Воскресенская, 2007; Voskresenskaya and Maslova, 2011; Юровский и Воскресенская, 2012; Воскресенская и Юровский, 2014] отмечаются смены знаков индекса ТДО в 1925, 1947, 1977, 1989, 2003 гг.

Влияние глобального процесса ТДО распространяется в том числе и на изменения природных аномалий в Атлантико-Европейском

регионе [Zhang et al., 1997; Бардин и Воскресенская, 2007]. Климатические аномалии в тропической зоне Тихого океана воздействуют как на средние характеристики климата в Европе, так и на формирование экстремальных погодных режимов [Бардин и Воскресенская, 2007]. Это обусловлено тем, что положительная фаза ТДО сопровождается усилением САК и, как следствие, интенсификацией зональной циркуляции в высоких широтах. В свою очередь, усиление западного переноса оказывает влияние на формирование особенностей климатических аномалий в Атлантико-Европейском регионе. Отрицательная фаза ТДО характеризуется аномалиями противоположного знака.

Проявления ТДО в Атлантико-Европейском регионе, включая ЧСР, изучены на примере климатического сдвига в изменениях циклонов [Voskresenskaya and Maslova, 2011], стоков рек [Pekarova et al., 2006; Бардин и Воскресенская, 2007], экстремальных осадков [Vyshkvarkova and Voskresenskaya, 2014], вертикальной стратификации солености в районах, примыкающим к устьям рек [Бардин и Воскресенская, 2007], радиационного баланса [Юровский и Воскресенская, 2012; Воскресенская и Юровский, 2014]. При этом до недавнего времени не уделялось внимание изменчивости антициклонов и ЭТВ. Это пробел будет восполнен в данной главе настоящего исследования.

Рассмотрим особенности изменений параметров антициклонов в ЧСР, обусловленной влиянием фаз ТДО. Временной ход индекса ТДО и аномалий частоты антициклонов, рассчитанных как отклонение от среднемноголетней величины, за период 1950 – 2014 гг. представлен на рис. 31. Из этого рисунка видно, что в период с середины 70-х годов XX века, когда произошла смена фаз ТДО, отрицательные аномалии

частоты антициклонов сменились на положительные. Это свидетельствует о влиянии ТДО на антициклоническую активность в ЧСР.

Рис. 31. Среднегодовые величины аномалий частоты антициклонов в Черноморском регионе (столбцы) и индекс ТДО (сплошная линия). Вертикальной линией выделен 1976 г., так называемый «климатический сдвиг»

Для выделения откликов ТДО в параметрах антициклонов и ЭТВ был проведен композитный анализ их характеристик для периодов, соответствующих положительной (1977 – 2002 гг.) и отрицательной (1951 – 1976 гг.) фаз ТДО. Для корректного выполнения этого анализа были выбраны равные промежутки лет. Анализ выполнен путем сопоставления положительной фазы (ТДО+), относительно отрицательной фазы ТДО (ТДО-). В качестве примера приведены композиты частоты антициклонов в фазы рассматриваемого климатического процесса по сезонам (рис. 32). Анализ полученных

результатов показал, что во время положительной фазы ТДО наблюдается более высокая повторяемость антициклонов в ЧР.

Рис. 32. Частота антициклонов ($\times 10^{-6} \text{ км}^{-2}$) в положительную (ТДО+) и отрицательную (ТДО-) фазы ТДО в Черноморском регионе (ЧР), восточной (ВСМР) и западной (ЗСМР) частях Средиземноморья по сезонам. Планки погрешностей соответствуют 90% уровню значимости

Однако сезонные оценки сглаживают внутрисезонные аномалии. Для возможности проведения более подробного анализа были получены величины исследуемых композитов по месяцам для двух фаз ТДО. Показано, что во время ТДО+ частота антициклонов в ЧР увеличивается во все сезоны, кроме летнего. Разность между ТДО+ и ТДО- зимой составляет 53,7% (максимум в феврале), весной – 21,5% (максимум в апреле), и осенью – 27% (максимум в ноябре). Что касается ВСМР, то значимые различия в частоте антициклонов в разные фазы ТДО отмечаются в осенне-зимний период (рис. 32). При этом ТДО+ характеризуется уменьшением частоты антициклонов на 28% зимой (максимум в феврале) и на 32% осенью (максимум в

ноябре). В то же время в ЗСМР значимые различия между исследуемыми композитами частоты антициклонов отмечаются только в летний сезон. При этом частота антициклонов при ТДО+ уменьшается на $\sim 28\%$. Частота антициклонов в этом регионе в мае, августе и сентябре значительно уменьшается $\sim$ в 2 раза. Существенных различий между композитами высоты и площади во всем ЧСР в разные фазы ТДО в этом регионе не обнаружено как по сезонам, так и по месяцам.

Проанализируем как изменяются характеристики ЭТВ в зависимости от фазы ТДО. В соответствии с рис. 33, величины 5-го ($P5$) и 95-го ($P95$) перцентилей внутрисезонных аномалий температуры воздуха существенно изменяются от фазы к фазе ТДО. В частности, в ЧР средняя величина $P5$ после 1977 года в зимний сезон увеличилась на $\sim 1,2^\circ\text{C}$, а осенью она уменьшилась до $0,5^\circ\text{C}$. В то же время весной и летом изменения исследуемой характеристики ЭТВ менее выражены и не превышают $0,3^\circ\text{C}$ (рис. 33). Что касается $P95$, то обнаружено, что во все сезоны изменения его средней величины в фазы ТДО незначительны: разность составляет $\sim 0,3^\circ\text{C}$.

Наряду с пороговыми величинами аномалий температуры воздуха обнаружены значимые изменения в частоте экстремумов в фазы ТДО. Напомним, что частота (F) рассчитывалась как сумма дней с температурой воздуха ниже 5-го и выше 95-го перцентилей за сезон, т.е. для месяцев, входящих в выборку соответствующего композита ТДО+ или ТДО-, деленная на число дней с данными о температуре воздуха в эти месяцы. В данном случае под ТДО+ (ТДО-) понимались 20 максимальных положительных (минимальных отрицательных) величин индекса из диапазона 1977 – 2002 гг. (1951 – 1976 гг.). Так, для зимнего сезона выборка составила 590 дней для композита ТДО+ и

596 дней для ТДО-; для весеннего сезона – 615 и 612 дней; для летнего сезона – 612 и 613 дней; и для осеннего сезона – 365 и 364 дней, соответственно.

Рис. 33. Величины 5-го процентиля внутрисезонных аномалий температуры воздуха (°C) в Черноморском регионе (Симферополь) по сезонам за период 1951 – 2002 гг. Сплошными горизонтальными линиями обозначены средние величины за периоды положительной (1977 – 2002 гг.) и отрицательной (1951 – 1976 гг.) фаз ТДО

В ходе анализа обнаружено, что ТДО+ сопровождается значимым уменьшением более чем в 2 раза $F5$ в зимний сезон (рис. 34) и $F95$ в летний сезон (рис. 35) преимущественно во всем ЧР. Необходимо отметить, что летом величины частоты экстремумов значительно меньше, чем в зимний сезон. В то же время для остальных сезонов не выявлено четких закономерностей.

Рис. 34. Частота (в %) дней с температурой воздуха ниже 5-го перцентиля в положительную (ТДО+) и отрицательную (ТДО-) фазы ТДО в зимний сезон. Заштрихованные столбцы обозначают значимые на 95% уровне изменения.

Рис. 35. Частота (в %) дней с температурой воздуха выше 95-го перцентиля в положительную (ТДО+) и отрицательную (ТДО-) фазы ТДО в летний сезон. Заштрихованные столбцы обозначают значимые на 95% уровне изменения.

Таким образом, показано, что на особенности изменений антициклонической активности и ЭТВ значительное влияние оказывает ТДО. Положительная фаза ТДО сопровождается увеличением частоты антициклонов в ЧСР и уменьшением частоты экстремально низких температур воздуха в зимний сезон в ЧР. Влияние этого междесятилетнего процесса в системе океан-атмосфера на исследуемые климатические характеристики отмечается также в западной и восточной частях Средиземного моря, но оно менее выражено.

5.2. Проявления Атлантической мультideкадной осцилляции в изменении параметров антициклонов и экстремальной температуры воздуха

В соответствии с обзорной работой [Полонский, 2008], под АМО понимаются квазипериодические изменения ТПО в Северной Атлантике с периодом от 50 до 100 лет. В качестве количественной меры АМО часто используют индекс, рассчитываемый как нормированные среднегодовые аномалии ТПО к северу от экватора (обычно до $60 - 70^\circ$ с.ш.). Теплая фаза АМО сопровождается повышением температуры воздуха, по сравнению со среднеклиматическим состоянием атмосферы, а в некоторых областях вызывает более частые и более продолжительные засухи, как это показано, например, для Северной Евразии [Семенов и др., 2016] и для юго-запада США [McCabe et al., 2004]. В [Biondi et al., 1997] отмечается, что АМО и ТДО оказывают влияние на формирование температурных условий на глобальном масштабе, особенно в высоких широтах. В результате анализа связи АМО и ЭНЮК за период 1870 – 2013 гг., выполненного в [Мохов и Смирнов, 2015], обнаружено, что ЭНЮК оказывает более сильное воздействие на АМО с существенно более слабым обратным влиянием. АМО тесно связана с аномалиями температуры воздуха в Северной Америке и Европе [Enfield, 1999] и с повторяемостью ураганов в Северной Атлантике [Kerr, 2005]. В работе [Семенов и др., 2014] отмечены значительные потери тепла из океана в атмосферу в Арктике, вызванные АМО.

Влияние АМО на изменения гидрометеорологических характеристик рассмотрено как во всем Северном полушарии [Wyatt et al., 2012; Wang et al., 2013], так и в Атлантико-Европейском регионе [Sutton and Hodson, 2005; Knight et al., 2006; Семенов и др., 2014; Черенкова и Семенов, 2017; Hodgkins et al., 2017; Семенов, Черенкова, 2018]. В целом установлено, что в регионе Северной Атлантики и прилегающих материковых областях увеличение приземной температуры воздуха в последней трети XX века преимущественно связано с АМО, которая в настоящее время находится в фазе роста [Семенов и др., 2014]. Связь АМО с изменениями интенсивности атмосферных осадков исследована в [Curtis, 2008; Wang et al., 2013; Teegavarapu et al., 2013; O'Reilly et al., 2017], с изменениями ЭТВ – в [Doderovic and Buric, 2015; Холопцев, 2016], с изменениями частоты блокирующих антициклонов – в [Hakkinen et al., 2011]. В работе [Полонский, 2008] достаточно подробно описана схема проявлений АМО в Атлантико-Европейском регионе. Автор показывает, что АМО сопровождается формированием крупномасштабных термических аномалий в нижней тропосфере Северной Атлантики, влияет на смещение траекторий атлантических циклонов, а также на их количество. Позже схема смещения циклонов, обусловленная влиянием этого климатического процесса, в Атлантико-Европейском регионе, включая ЧСР, была уточнена в [Маслова, 2010]. Обобщая результаты приведенных работ, можно отметить, что в условиях, когда индекс САК положителен или индекс АМО отрицателен, траектории североатлантических циклонов проходят в основном через Северную Европу. Когда же индекс САК отрицателен или индекс АМО положителен, наблюдается усиление циклонической активности в

регионах Средиземного и Черного морей. Однако проявления исследуемого процесса в антициклонической активности и ЭТВ в ЧСР до сих пор не были изучены.

Для выявления изменений исследуемых климатических характеристик в фазы АМО авторами настоящего исследования был выполнен композитный анализ. Композиты изучаемых характеристик рассчитывались для равных промежутков времени положительной (1953 – 1965 гг. и 1996 – 2012 гг.) и отрицательной (1966 – 1995) фаз АМО.

Анализ полученных композитов показал следующее. Значимые изменения параметров антициклонов, обусловленные фазами АМО, обнаружены только в частоте антициклонов, что показано на рис. 36. При этом частота антициклонов в положительную фазу АМО максимально увеличивается на ~36% в январе в ВСМР, относительно противоположной фазы (рис. 36б). В других рассматриваемых регионах значимых на 80% и более уровнях различий между величинами частоты антициклонов не обнаружено.

Рис. 36. Частота антициклонов в Черноморском регионе (а), в восточной (б) и западной (в) частях Средиземноморья в положительную (АМО+) и отрицательную (АМО-) фазы АМО. Планки погрешностей соответствуют 90% уровню значимости

Рассмотрим изменения характеристик ЭТВ в связи с фазами АМО. В качестве примера на рис. 37 представлены величины аномалий температуры воздуха в ЧР и индекса АМО за период 1886 – 2006 гг. Как видно из рис. 37, АМО+ сопровождается преимущественно отрицательными аномалиями температуры воздуха, тогда как АМО- – положительными аномалиями.

Рис. 37. Динамика аномалий температуры воздуха (стоблики) в Черноморском регионе (Симферополь) и величины индекса АМО (черная сплошная линия) за период 1886 – 2006 гг.

Обнаружено, что частота экстремально низких температур воздуха ($F5$) при АМО+ увеличивается более чем в 2 раза, по сравнению с противоположной фазой (рис. 38). Весной и осенью проявления АМО в $F5$ незначительны и на большинстве станций незначимы. Необходимо отметить, что в летний сезон разности анализируемых величин отрицательны, однако они преимущественно незначимы (рис. 38). Напомним, что частота экстремумов в фазы АМО рассчитывалась по аналогии с анализом, выполненным для ТДО.

Что касается частоты экстремально высоких температур воздуха ($F95$), то при АМО+ она больше относительно АМО- во все сезоны, кроме зимнего. При этом значения разности частоты достигают $\sim 66\%$

(рис. 39). В зимний сезон разности $F95$ отрицательны, однако преимущественно не значимы во всем ЧР. Полученные результаты согласуются с выводами работы [Doderovic and Buric, 2015], полученными для региона Черногории за летний период 1951 – 2010 гг. Авторы отмечают увеличение в летний сезон экстремально высоких температур воздуха и снижение экстремально низких, что связывается с увеличением температуры воды в Северной Атлантике.

Рис. 38. Разность частоты экстремально низких температур воздуха (в %) между положительной и отрицательной фазами АМО в Черноморском регионе по сезонам. Оценка значимости выполнена 95% доверительном уровне. Точками обозначены незначимые величины

Рис. 39. Разность частоты экстремально высоких температур воздуха (в %) между положительной и отрицательной фазами АМО в Черноморском регионе по сезонам. Оценка значимости выполнена 95% доверительном уровне. Точками обозначены незначимые величины

Таким образом, положительная фаза АМО сопровождается увеличением повторяемости антициклонов в отдельных регионах Средиземного моря и частоты экстремально низких температур воздуха в ЧР в зимние месяцы по сравнению с отрицательной фазой АМО. В то же время, положительной фазе АМО соответствует увеличение частоты экстремально низких температур воздуха в ЧР в зимний сезон и экстремально высоких температур воздуха в летний сезон.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексное исследование закономерностей изменений параметров антициклонов и экстремальной температуры воздуха в Черноморско-Средиземноморском регионе, обусловленных климатическими процессами глобальной системы океан-атмосфера по сезонам и месяцам позволило получить результаты, которые могут быть применены в усовершенствовании теории климата, разработке долгосрочных прогнозов погоды и для решения региональных прикладных задач.

1. Обнаружено, что максимальные величины годового хода частоты антициклонов в Черноморско-Средиземноморском регионе приходятся преимущественно на весенние и летние месяцы. В то же время максимумы высоты антициклонов и их площади отмечаются в зимние и осенние месяцы.

Установлено, что частота антициклонов в Черноморском регионе и западной части Средиземноморья с середины XX по начало XXI в. характеризуется положительными линейными трендами в зимний сезон и отрицательными в летний. В то же время, линейные тренды частоты антициклонов в восточной части Средиземноморья отрицательны во все сезоны.

Впервые для Черноморского региона получено, что наиболее заметные изменения характеристик экстремальной температуры воздуха за более чем 60-летний период свойственны как величинам 95-го процентиля внутрисезонных аномалий температуры воздуха, так и количеству дней с экстремально высокой температурой воздуха в летний сезон. Максимальные величины их трендов положительны и составляют $0,42^{\circ}\text{C}/10$ лет и 2 дня/10лет, соответственно.

2. Впервые показано, что Североатлантическое колебание обуславливает до 20% изменчивости зимней частоты антициклонов в Черноморско-Средиземноморском регионе и до 15% дисперсии количества дней с экстремально низкой температурой в Черноморском регионе.

Установлено, что положительная фаза Североатлантического колебания сопровождается статистически значимым увеличением частоты антициклонов в Черноморском регионе и западной части Средиземноморья, а также высоты антициклонов и их площади в западной части Средиземноморья.

Впервые с использованием классификации событий Эль-Ниньо выявлены особенности изменений параметров антициклонов и экстремальной температуры воздуха в Черноморско-Средиземноморском регионе, которые характеризуются для разных типов событий противоположными по знаку аномалиями параметров антициклонов, различием величин 5-го процентиля внутрисезонных аномалий температуры воздуха в осенне-зимний период.

4. Впервые показано, что положительная фаза Тихоокеанской декадной осцилляции в холодный период года сопровождается увеличением ~в 2 раза частоты антициклонов в

Черноморском регионе. При этом частота экстремально низких температур воздуха в Черноморском регионе уменьшается примерно на ту же величину.

Обнаружено, что положительная фаза Атлантической мультideкадной осцилляции в зимний период характеризуется увеличением до 36% частоты антициклонов в восточной части Средиземноморья и до 50% частоты экстремально низких температур воздуха в Черноморском регионе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акперов М.Г., Мохов И.И. Сравнительный анализ методов идентификации внетропических циклонов // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2010. Т.46, № 5. С. 620–637.
2. Артамонов Ю.В., Воскресенская Е.Н., Джиганшин Г.Ф. [и др.] Низкочастотная изменчивость гидрометеорологических и гидрофизических характеристик Тропической и Субтропической Атлантики в связи с глобальными вариациями типа Эль-Ниньо-Южные Осцилляции // Деп. рук. № 4560 В-91. М: ВИНТИ, 1991. 247 с.
3. Бабиченко В.Н. Стихийные метеорологические явления на Украине и в Молдавии. Л.: Гидрометиздат. 1991. 223 с.
4. Бардин М.Ю. Изменчивость характеристик циклоничности в средней тропосфере умеренных широт Северного полушария // Метеорология и гидрология. 1995. № 11. С. 24–37.
5. Бардин М.Ю. Статистический анализ эпизодов квазистационарной антициклонической циркуляции в Атлантико–Европейском регионе и их вклада в изменчивость сезонной температуры воздуха восточной Европы и Черноморского региона // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2005. Вып. 13. С. 335–343.

6. Бардин М.Ю. Антициклоническая квазистационарная циркуляция и ее влияние на аномалии и экстремумы температуры воздуха в западных областях России // Метеорология и гидрология. 2007. № 2. С. 5–18.
7. Бардин М.Ю., Воскресенская Е.Н. Тихоокеанская декадная осцилляция и европейские климатические аномалии // Морской гидрофизический журнал. 2007. № 4. С. 13–23.
8. Бардин М.Ю. Сценарные прогнозы изменения температуры воздуха для регионов Российской федерации до 2030 г. с использованием эмпирических стохастических моделей климата // Метеорология и гидрология. 2011. № 4. С. 5–20.
9. Бардин М.Ю., Платова Т.В. Изменения порогов экстремальных значений температур и осадков на территории России в период глобального потепления // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. 2013а. Т. XXV. С. 71–93.
10. Бардин М.Ю., Платова Т.В. Изменения экстремальных квантилей распределения основных климатических переменных в Европейской части СНГ // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2013б. № 27. С. 83–91.
11. Бардин М.Ю., Платова Т.В., Самохина О.Ф. Особенности наблюдаемых изменений климата на территории Северной Евразии по данным регулярного мониторинга и возможные их факторы // Труды Гидрометцентра России. 2015. Вып. 358. С. 13–35.
12. Бардин М.Ю., Платова Т.В., Самохина О.Ф. Изменчивость антициклонической активности в умеренных широтах

Северного полушария // Фундаментальная и прикладная климатология. 2019. Т 3. С. 32–58. doi: 10.21513/0207-2564-2019-3-32-58.

13. Бардин М.Ю., Платова Т.В. Долгопериодные вариации показателей экстремальности температурного режима на территории России и их связь с изменениями крупномасштабной атмосферной циркуляции и глобальным потеплением // Метеорология и гидрология. 2019. № 12. С. 5–19. DOI: 10.3103/S106837391912001X

14. Башарин Д.В., Воскресенская Е.Н., Михайлова Н.В. [и др.] Глобальные и региональные проявления Эль-Ниньо в полях приземного давления и температуры воздуха в зимний период // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2001. № 5. С. 48–60.

15. Башарин Д.В. К вопросу о влиянии Североатлантического и Южного колебаний на изменчивость приземной температуры в Европейско–Средиземноморском в летний и осенний периоды // Морской гидрофизический журнал. 2004. № 5. С. 64–70.

16. Вительс Л.А. Характеристики барико–циркуляционного режима. Л: Гидрометеиздат, 1965. 127 с.

17. Володин Е.М. Естественные колебания климата на временных масштабах порядка десятилетия // Фундаментальная и прикладная климатология. 2015. Вып. 1. С. 78–96.

18. Воскресенская Е.Н., Полонский А.Б. Североатлантические колебания и их связь с Эль–Ниньо – южными осцилляциями // Морской гидрофизический журнал. 1992. № 4. С. 23–30.

19. Воскресенская Е.Н., Зеленько А.А., Полонский А.Б. Эль–Ниньо 1991–92 годов и его проявление в тропической Атлантике // Морской гидрофизический журнал. 2004. № 4. С. 19–38.
20. Воскресенская Е.Н. Глобальные процессы в системе океан-атмосфера и их влияние на природные аномалии Атлантико-Европейского региона: дис. ... д.геогр.н.: 22.05.2005. Севастополь, 2005. 323с.
21. Воскресенская Е.Н., Коваленко О.Ю. Блокирующие антициклоны в Европейском регионе и их изменения обусловленные Эль-Ниньо // Известия РАН. Серия Географическая. 2016. № 1. С. 49–57. doi:10.15356/0373-2444-2016-1-49-57.
22. Воскресенская Е.Н., Михайлова Н.В. Эль-Ниньо разных типов и особенности их проявления в Атлантико–Европейском регионе // Системы контроля окружающей среды. 2006. Вып. 23. С. 307–310.
23. Воскресенская Е.Н., Михайлова Н.В. Классификация событий Эль–Ниньо и погодно–климатические аномалии в Черноморском регионе // Доповіді НАН України. 2010. № 3. С. 120–124.
24. Воскресенская Е.Н., Маслова В.Н., Юровский А.В. Пространственная изменчивость параметров зимних циклонов в Черноморско–Средиземноморском регионе // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2011. Вып. 24. С. 163–172.
25. Воскресенская Е.Н., Юровский А.В. Глобальные и региональные изменения температуры воздуха и атмосферного

давления при смене фазы Тихоокеанской декадной осцилляции // Системы контроля окружающей среды. 2014. № 20. С. 118–122.

26. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации / Г.В. Алексеев, М.Д. Ананичева, О.А. Анисимов [и др.], 2014. М. Росгидромет. 1008 с.

27. Вылканов А. Черное море / А. Вылканов, Х. Данов, Х. Маринов [и др.]. Л.: Гидрометеиздат. 1983. 408 с.

28. Вышкваркова Е.В., Коваленко О.Ю. Аномалии температуры воздуха и осадков на юге России // Использование и охрана природных ресурсов. 2017. № 4 (152). С. 64–68.

29. Голицын Г.С., Мохов И.И., Акперов М.Г. [и др.] Оценки гидрометеорологических рисков и функций распределения вероятности атмосферных вихрей по данным реанализа и моделям климата // Проблемы анализа риска. 2007. Т. 4, № 1. С. 27–37.

30. Груза Г.В., Коровкина Л.В. Климатический мониторинг процессов блокирования западного переноса в Северном полушарии // Метеорология и гидрология. 1991а. № 8. С. 11–18.

31. Груза Г.В., Коровкина Л.В. Сезонные особенности пространственного распределения индексов блокирования в Северном полушарии // Метеорология и гидрология. 1991б. № 3. С. 108–110.

32. Груза Г.В., Ранькова Э.Я., Клещенко Л.К. [и др.] О связи климатических аномалий на территории России с явлением Эль-Ниньо – Южное колебание // Метеорология и гидрология. 1999. № 5. С. 32–51.

33. Дашко Н.А. Курс лекций по синоптической метеорологии. Владивосток: ДВГУ. 2005. 523 с.

34. Железнова И.В., Гущина Д.Ю. Отклик глобальной циркуляции атмосферы на два типа Эль-Ниньо // Метеорология и гидрология. 2015. № 3. С. 36–50.
35. Зверьев И.И., Гулёв С.К. Сезонность и нестационарность изменчивости европейского климата в двадцатом веке // Доклады академии наук. 2007. Т. 416, № 5. С. 676–679.
36. Иванова А.Р., Шакина Н.П., Скриптунова Е.Н. [и др.] Сравнение динамических характеристик блокирующего антициклона лета 2010 г. с более ранними эпизодами // Анализ условий аномальной погоды на территории России летом 2010 г. 2011. С. 65–71.
37. Коваленко О.Ю., Бардин М.Ю., Воскресенская Е.Н. Изменения характеристик экстремальной температуры воздуха в Причерноморском регионе и их связь с крупномасштабными климатическими процессами // Фундаментальная и прикладная климатология. 2017. Т. 2. С. 42–62.
38. Коваленко О.Ю., Воскресенская Е.Н. Экстремальные температурные аномалии в Черноморском регионе, обусловленные событиями Эль-Ниньо и Ла-Нинья с учетом их классификации // Системы контроля окружающей среды. 2017. Вып. 9 (29). С. 89–94.
39. Ковриго П.А., Феськов Е.А. Антициклоническая деятельность и ее влияние на погодно–климатические аномалии территории Беларуси // Вестник БГУ. 2013. Сер. 2, № 1. С. 114–120.
40. Кричак О.Г. Синоптическая метеорология: учебник для техникумов. М.: Гидрометиздат. 1956. 531с.
41. Крыжов В.Н. Связь средней годовой температуры воздуха в Северо–Западной Евразии с арктическим колебанием // Метеорология и гидрология. 2004. № 1. С. 5–14.

42. Логвинов К.Т., Барабаш М.Б. Климат и опасные гидрометеорологические явления Крыма. Л.: Гидрометеиздат. 1982. 318 с.
43. Маслова В.Н. Циклоническая активность в Черноморско–Средиземноморском регионе: дисс. ... канд. геогр. наук: 11.00.09 / Маслова Вероника Николаевна. – Севастополь, 2010. – 183 с.
44. Маслова В.Н., Вышкваркова Е.В., Коваленко О.Ю. Климатические особенности на побережье Черного моря и их изменения в связи с событиями Эль-Ниньо // Использование и охрана природных ресурсов. 2016. № 3 (147). С. 67–72.
45. Метеорологический словарь [авт.–сост. Хромов С. П., Мамонтова Л. И., ред. В. И. Кузьменко]. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 568 с.
46. Монин А.С., Шишков Ю.А. История климата. Л.: Гидрометеиздат, 1979. 406 с.
47. Мохов И.И. Аномальное лето 2010 г. в контексте общих изменений климата и его аномалий // Анализ условий аномальной погоды на территории России летом 2010 года. М.: Триада. 2011. С.41–47.
48. Мохов И.И., Тимажев А.В. Климатические аномалии в регионах Евразии: эффекты явлений Эль-Ниньо/Ла-Нинья // Доклады академии наук. 2013. Т. 453, № 2. С. 211–214.
49. Мохов И.И., Смирнов Д.А. Оценки связи вариаций Атлантической долгопериодной осцилляции и Эль-Ниньо – Южного колебания // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2015. Т. 51, № 5. С. 1–10.

50. Мохов И.И., Смирнов Д.А. Взаимосвязь вариаций глобальной приповерхностной температуры с процессами Эль-Ниньо/Ла-Нинья и Атлантическим долгопериодным колебанием // Доклады академии наук. 2016. Т. 467, № 5. С. 580–584. doi: 10.7868/S0869565216110190.
51. Мультиановский Б.П. Основные положения синоптического метода долгосрочных прогнозов погоды. М.: ЦУЕГМС, 1933. 144 с.
52. Нестеров Е.С. Изменчивость характеристик атмосферы и океана в атлантико–европейском регионе в годы событий Эль-Ниньо и Ла-Нинья // Метеорология и гидрология. 2000. № 8. С. 74–83.
53. Нестеров Е.С. О фазах североатлантического колебания // Метеорология и гидрология. 2003. № 1. С. 64–74.
54. Нестеров Е.С. Североатлантическое колебание: атмосфера и океан. М.: Триада, 2013. 144 с.
55. Нестеров Е.С. Об экстремальных зимах в Европе в 2009–2012 годах // Труды гидрометцентра. 2017. № 364. С. 65–80.
56. Нестеров Е.С. Экстремальные циклоны в Атлантико-Европейском регионе. М.: Гидрометцентр. 2018. 104 с.
57. Обухов А.М., Курганский М.В., Татарская М.С. Динамические условия возникновения засух и других крупномасштабных погодных аномалий // Метеорология и гидрология. 1984. № 10. С. 5–13.
58. Основы линейной регрессии [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.statistica.ru/theory/osnovy-lineynoy-regressii/>. – Дата обращения 05.07.2016

59. Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Том I. Изменения климата / А.И. Бедрицкий, В.Г. Блинов, Д.А. Гершинова [и др.]. М.: Росгидромет. 2008. 227 с.
60. Погосян Х.П., Туркетти З.Л. Атмосфера земли. Л.: Просвещение. 1970. 318 с.
61. Погосян Х.П. Циклоны. Л.: Гидрометеиздат. 1976. 148 с.
62. Поднебесных Н.В., Ипполитов И.И. Характеристики циклонов и антициклонов над Сибирью в конце XX в. – начале XXI в. // Метеорология и гидрология. 2017. № 4. С. 27–37.
63. Полонский А.Б., Воскресенская Е.Н., Башарин Д.В. [и др.] Глобальные и региональные проявления Эль-Ниньо в полях приземного давления и температуры в весенний период // Морской гидрофизический журнал. 2003. № 3. С.50–62.
64. Полонский А.Б., Воскресенская Е.Н., Башарин Д.В. [и др.] Североатлантическое (арктическое) колебание: описание, механизмы и влияние на климат Евразии // Морской гидрофизический журнал. 2004. № 2. С. 42–59.
65. Полонский А.Б. Роль океана в изменениях климата. – Киев: Наукова Думка, 2008. 183 с.
66. Полонский А.Б. Атлантическая мультideкадная осцилляция и ее проявления в Атлантико–Европейском регионе // Морской гидрофизический журнал. 2008. № 4. С. 47–58.
67. Полонский А.Б., Кибальчич И.А. Межгодовая изменчивость циркуляции атмосферы и аномалии температуры Восточной Европы в зимний период // Доповіді Національної академії наук України. 2014. № 6. С. 100–107.

68. Попова В.В., Шмакин А.Б. Циркуляционные механизмы крупномасштабных аномалий температуры воздуха зимой в Северной Евразии в конце XX столетия // Метеорология и гидрология. 2006. № 12. С. 15–25.
69. Попова Т.П. Некоторые вопросы циклонической деятельности по данным метеорологических спутников Земли. – В кн.: Проблемы общей циркуляции атмосферы. / Под ред. Х.П. Погосяна. – Л.: Гидрометеиздат. 1972. С. 250–254.
70. Попова В.В., Мацковский В.В., Михайлов А.Ю. Современные изменения климата суши внутритропической зоны северного полушария // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2018. № 1. С. 3–13
71. Расписание погоды [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://rp5.ru>. Дата обращения 05.06.2015 г.
72. Ревич Б.А., Малеев В.В. Изменения климата и здоровье населения России: анализ ситуации и прогнозные оценки. М.: ЛЕНАНД, 2011. 208 с.
73. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Ч. II. Л.: Гидрометеиздат. 1987. Вып. 1. 298 с.
74. Семенов В.А., Мохов И.И., Латиф М. Влияние температуры поверхности океана и границ морского льда на изменение регионального климата в Евразии за последние десятилетия // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2012. Т. 48, № 4. С. 403–421.
75. Семенов В.А., Мохов И.И., Полонский А.Б. Моделирование влияния естественной долгопериодной изменчивости в Северной Атлантике на формирование аномалий климата // Морской гидрофизический журнал. 2014. № 4. С. 14–27.

76. Семенов В.А., Чернокульский А.В., Соломина О.Н. Влияние Атлантического долгопериодного колебания на формирование засух в Северной Евразии // Доклады академии наук. 2016. Т. 471, № 3. С. 354–357. doi: 10.7868/S0869565216330227.
77. Семенов В.А., Черенкова Е.А. Оценка влияния Атлантической Мультидекадной Осцилляции на крупномасштабную атмосферную циркуляцию в Атлантическом секторе в летний сезон // Доклады академии наук. 2018. Т.478 (6). С.697–701. DOI: 10.7868/S0869565218060178
78. Сергиенко А.Б. Цифровая обработка сигналов. СПб.: Питер. 2002. 608 с.
79. Смирнов Н.В. Теория вероятностей и математическая статистика. М.: Наука. 1970. 270 с.
80. Смирнова М.Д., Фофанова Т.В., Яровая Е.Б. [и др.] Прогностические факторы развития сердечно – сосудистых осложнений во время аномальной жары 2010 г. (когортное наблюдательное исследование) // Кардиологический вестник. 2016. Т. XI, № 1. С. 43–51.
81. Сорокина А.И. Справочник по климату Черного моря. Л: Гидрометеиздат. 1974. 407 с.
82. Стерин А.М., Клещенко Л.К., Аристова Л.Н. Исследование статистических связей между аномалиями приземного климата в восточных районах России и явлением Эль-Ниньо/Южное колебание // Труды ВНИИГМИ-МЦД. 2000. Вып. 167. С. 68–88.
83. Федоренко А.В. Исследование связи между атмосферными процессами над Скандинавским полуостровом и ледовыми условиями на Азовском море // Труды

гидрометеорологического научно–исследовательского центра РФ. 2011. № 345. С. 94–104.

84. Холопцев А.В. Экстремально низкие зимние температуры воздуха на Европейской территории России и Атлантическая мультидекадная осцилляция // Строительство и техногенная безопасность . 2016. № 4 (56). С. 46–54.

85. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология. М.: Изд–во МГУ. 2001. 528 с.

86. Черенкова Е.А., Семенов В.А.Связь зимних осадков на территории Европы с изменениями ледовитости Арктического бассейна, температуры океана и атмосферной циркуляции // Метеорология и гидрология. 2017. № 4. С. 38–52.

87. Чернякова А.П. Типовые поля ветра Черного моря // Сб. работ БГМО ЧАМ. 1965. Т. 34. С. 78–121.

88. Шакина Н.П., Иванова А.Р. Блокирующие антициклоны: современное состояние исследований и прогнозирования // Метеорология и гидрология. 2010. № 11. С. 5–18.

89. Юнкеров В.И., Григорьев С.Г. Математико–статистическая обработка данных медицинских исследований. СПб.: ВМедА, 2002. 266 с.

90. Юровский А.В., Воскресенская Е.Н. Глобальные изменения составляющих теплового баланса поверхности земли при смене фазы Тихоокеанской декадной осцилляции // Системы контроля окружающей среды. 2012. № 17. С. 76–79.

91. Agee E.M. Trends in cyclone and anticyclone frequency and composition with periods of warming and cooling over the Northern Hemisphere // J. Climate. 1991. Vol. 4, № 2. P. 263–267.

92. Akperov M.G., Bardin M.Yu., Volodin M.E. [et al.] Probability distributions for cyclones and anticyclones from the NCEP/NCAR reanalysis data and the INM RAS climate model // *Izv. Atmos. Oceanic Phys.* 2007. Vol. 43, № 6. P. 705–712.
93. Alexander L.V., Zhang X., Peterson T.C. [et al.] Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation // *Journal of Geophysical Research Atmospheres*. 2006. Vol. 111, Is. D5. P. D05109. doi: 10.1029/2005JD006290.
94. Andrade C., Leite M., Santos J.A. Temperature extremes in Europe: overview of their driving atmospheric patterns // *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 2012. Vol. 12, № 5. P. 1671–1691.
95. Ashok K., Behera S.K., Rao S.A. [et al.] El Nino Modoki and its possible teleconnection // *Geophysical Research Letters*. 2007. Vol. 112, № C11. P. C11007. doi: 10.1029/2006JC003798.
96. Banholzer S., Donner S. The influence of different El Nino types on global average temperature // *Geophysical Research Letters*. 2014. Vol. 41, Is. 6. P. 2093–2099. doi: 10.1002/2014GL059520.
97. Bardin M.Yu., Polonsky A.B. North Atlantic oscillation and synoptic variability in the European–Atlantic region in winter // *Izv. Atmos. Oceanic Phys.* 2005. Vol. 41, № 2. P. 127–136.
98. Barnett T.P., Pierce D.W., Saravanan R. [et al.] Origins of the midlatitude Pacific decadal variability // *Geophysical Research Letters*. 1999. Vol. 26, № 10. P. 1453–1456.
99. Barnston A.G., Livezey R.E. Classification, seasonality and persistence of low–frequency atmospheric circulation patterns // *Monthly Weather Review*. 1987. Vol. 115, № 6. P. 1083–1126.

100. Bell G.D., Bosart L.F. A 15-year climatology of Northern Hemisphere 500 mb closed cyclone and anticyclone centers // *Mon. Wea. Rev.* 1989. Vol. 117, № 10. P. 2142–2163.
101. Benedict J.J., Lee S., Feldstein S.B. Synoptic view of the North Atlantic oscillation. // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 2004. Vol. 61, № 2. P. 121–144.
102. Biondi F., Lange C.B., Hughes M.K. [et al.] Inter-decadal signals during the last millennium (AD 1117–1992) in the Varve record of Santa Barbara Basin, California // *Geophysical Research Letters*. 1997. Vol. 24, № 2. P. 193–196.
103. Bitan A., Saaroni H. The horizontal and vertical extension of the Persian Gulf pressure trough // *Int. J. Climatol.* 1992. Vol. 12, № 7. P. 733–747. doi:10.1002/joc.3370120706.
104. Bjerknes J. A possible response of the atmospheric Hadley circulation to anomalies of ocean temperature // *Tellus*. 1966. Vol. 18, № 4. P. 820–829.
105. Campins J., Genoves A., Picornell M.A. [et al.] Climatology of Mediterranean cyclones using the ERA-40 dataset // *Int. J. Climatol.* 2011. Vol. 31, № 11. P. 1596–1614. doi:10.1002/joc.2183.
106. CCI/WCRP/JCOMM Expert Team on Climate Change Detection and Indices (ETCCDI) [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <https://www.wcrp-climate.org/unifying-themes/unifying-themes-observations/data-etccdi>. Дата обращения: 20.01.2016.
107. Climate Change 2007. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / S. Solomon, D. Qin, M. Manning [et al.]. Cambridge, United Kingdom and New York: Cambridge University Press. 2007. 996 pp.

108. Climate Change 2013. The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner [et al.]. Cambridge, United Kingdom and New York: Cambridge University Press, 2013. 1535 pp. doi:10.1017/CBO9781107415324.
109. Coles S. An introduction to statistical modeling of extreme values. Verlag London: Springer, 2001. 211 p. doi: 10.1007/978-1-4471-3675-0.
110. Coles S., Pericchi L. Anticipating catastrophes through extreme value modeling // Applied Statistics–Journal of the Royal Statistical Society Series C. 2003. Vol. 52. P.405–416.
111. Compo G.P., Sardeshmukh P.D., Penland C. Changes of Subseasonal variability associated with El Nino // Journal of Climate. 2001. Vol. 14, Is. 16. P. 3356–3374.
112. Compo G.P., Whitaker J.S., Sardeshmukh P.D. [et al.] The twentieth century reanalysis project // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2011. Vol. 137, № 654. P. 1–28. doi:10.1002/qj.776.
113. Cook J., Nuccitelli D., Green S.A. [et al.] Quantifying the consensus on anthropogenic global warming in the scientific literature // Environmental Research Letters. 2013. Vol. 8, № 2. P. 024024.
114. Corte-Real J., Zhang X., Wang X. Large-scale circulation regimes and surface climatic anomalies over the Mediterranean // Int. J. Climatol. 1995. Vol. 15, № 10. P. 1135–1150.
115. Curtis S. The Atlantic Multidecadal Oscillation and extreme daily precipitation over the US and Mexico during the hurricane season // Clim. Dyn. 2008. Vol. 30, № 4. P. 343–351.

116. D'Aleo J., Easterbrook D. Multi-decadal tendencies in ENSO and global temperatures related to multi-decadal oscillations // *Energy & Environment*. 2010. Vol. 21, Is. 5. P. 437–460.
117. Davini P. Atmospheric blocking and winter mid-latitude climate variability. M.: Universita Ca' Foscari, 2013. 141 p.
118. Davini P. Cagnazzo C., Fogli P.G. [et al.] European blocking and Atlantic jet stream variability in the NCEP/NCAR reanalysis and the CMCC–CMS climate model // *Climate Dyn.* 2014. Vol. 43, № 1–2. P. 71–85. doi: <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1873-y>.
119. Doderovic M.M., Buric D.B. Atlantic Multidecadal Oscillation and changes of summer air temperature in Montenegro // *Thermal Science*. 2015. Vol. 19. P. S405–S414. doi: 10.2298/TSCI150430115D.
120. Domonkos P., Kysely J., Piotrowicz K. Variability of extreme temperature events in south-central Europe during the 20th century and its relationship with large scale circulation // *International Journal of Climatology*. 2003. Vol. 23, № 9. P. 987–1010.
121. Dong B.-W., Sutton R.T., Jewson S.P. [et al.] Predictable winter climate in the North Atlantic sector during the 1997–1999 ENSO cycle // *Geophys. Res. Lett.* 2000. Vol. 27, № 7. P. 985–988.
122. Enfield D.B., Mestas–Nunez A.M. Multiscale variability in global SST and their relationships with tropospheric climate patterns // *Journal of Climate*. 1999. Vol.12, Is. 9. P. 2719–2733.
123. Enfield D.B., Mestas–Nuñez A.M., Trimble P.J. The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental US // *Geophysical Research Letters*. 2001. Vol. 28, № 10. P.2077–2080.

124. ETCCDI/CRD Climate change indices [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://etccdi.pacificclimate.org/>. Дата обращения: 01.04.2014.
125. European Climate Assessment & Dataset project [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://eca.knmi.nl/>. Дата обращения: 15.11.2013.
126. Favre A., Gershunov A. Extratropical cyclonic/anticyclonic activity in North–Eastern Pacific and air temperature extremes in Western North America // *Climate Dynamics*. 2006. Vol. 26, № 6. P. 617–629. doi: 10.1007/s00382–005–0101–9.
127. Feldstein S.B. Teleconnections and ENSO: The timescale, power spectra, and climate noise properties // *Journal of Climate*. 2000. Vol. 13. P. 4430–4440.
128. Feng S., Nadarajan S., Hu Q. Modeling annual extreme precipitation in China using the generalized extreme value distribution // *Journal of the Meteorological Society of Japan*. 2007. Vol. 85, № 5. P. 599–613.
129. Flocas H.A., Maheras P., Karacostas T.S. [et al.] A 40–year climatological study of relative vorticity distribution over the Mediterranean // *Int. J. Climatol*. 2001. Vol. 21, № 14. P. 1759–1778. doi:10.1002/joc.705.
130. Fraedrich K., Muller K. Climate anomalies in Europe associated with ENSO extremes // *Int. J. Climatol*. 1992. Vol. 12. № 1. P. 25–31.
131. Frich P., Alexander L.V., Della–Marta P.M. [et al.] Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century // *Climate Res*. 2002. Vol. 19, № 3. P. 193–212.

132. Gershunov A., Barnett T. Interdecadal modulation of ENSO teleconnections // *Bulletin of American Meteorology Society*. 1999. Vol.79, Is. 12. P. 2715–2725.
133. Glisan J., Lupo A.R. Two cases of extreme blocking events over Europe and North America // *Materials of Seventh Annual AMS Student Conference*. 2008. P. 1–12.
134. Godev N. Anticyclonic activity over south Europe and its relationship to orography // *J. Appl. Meteor.* 1971. Vol. 10, № 6. P. 1097–1102. doi:10.1175/1520-0450(1971)010<1097:AAOSEA.2.0.CO;2.
135. Google map [Электронный ресурс]. Режим доступа: <https://www.google.ru/maps>. Дата обращения: 15.04.2017.
136. Green J. The weather during July 1976: some dynamical considerations of the drought // *Weather*. 1977. Vol. 32 (4). P. 120–126.
137. Hakkinen S., Rhines P.B., Worthen D.L. Atmospheric blocking and Atlantic multidecadal ocean variability // *Science*. 2011. Vol. 334, № 6056. P. 655–659. doi: 10.1126/science.1205683.
138. Hare S.R., Francis R.C. Climate change and salmon production in the North-East Pacific Ocean // *Canadian Special Publication of Fisheries and Aquatic Sciences*. 1995. Vol. 121. P.357–372.
139. Hare S.R. Low frequency climate variability and salmon production: Ph.D. Dissertation / S.R. Hare. Seattle: Univ. of Washington. 1996. 306 pp.
140. Harman J.R. Mean monthly North American anticyclone frequencies, 1950–79 // *Mon. Wea. Rev.* 1987. Vol. 115 (11). P. 2840–2848.
141. Hatzaki M., Flocas H.A., Simmonds I. [et al.] Seasonal aspects of an objective climatology of anticyclones affecting the

Mediterranean // Journal of Climate. 2014. Vol. 27 (24). P. 9272–9289.
doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00186.1>

142. Haylock M.R., Hofstra N., Klein-Tank A.M.G. [et al.] A European daily high-resolution gridded dataset of surface temperature and precipitation for 1950–2006 // J. Geophys. Res (Atmospheres). 2008. Vol. 113. P. D20119. doi: 10.1029/2008JD10201.

143. Hodgkins G.A., Whitfield P.H., Burn D.H. [et al.] Climate-driven variability in the occurrence of major floods across North America and Europe // J. Hydrol. 2017. Vol. 552. P. 704–717.

144. Horii T., Hanawa K. A relationship between timing of El Nino onset and subsequent evolution // Geophys. Res. Let. 2004. Vol. 31 (6). P. 1634–1648.

145. Horton D.E., Johnson N.C., Singh D. [et al.] Contribution of changes in atmospheric circulation patterns to extreme temperature trends // Nature. 2015. Vol. 522 (7557). P. 465–469. doi: 10.1038/nature14550.

146. Houze R.A. Orographic effects on precipitating clouds // Rev. Geophys. 2012. Vol. 50 (1). P. RG1001. doi: 10.1029/2011RG000365.

147. Hurrell J.W. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitations // Science. 1995. Vol. 269 (5224). P. 676–679.

148. Hurrell J.W., Van Loon H. Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation // Climatic Change. 1997. Vol. 36. P. 301–326.

149. Hurrell J.W., Kushnir Y., Ottersen G. [et al.] An overview of the North Atlantic Oscillation // The North Atlantic Oscillation: climatic significance and environmental impact / ed. by J.W. Hurrell. AGU, Washington: Geophys. Monogr. Ser. 2003. Vol. 134. P. 1–35.

150. Ioannidou L., Yau M.K. A climatology of the Northern Hemisphere winter anticyclones // *J. Geophys. Res.* 2008. Vol. 113. P. D08119. doi:10.1029/2007JD008409.
151. James R.W. The latitude dependence of intensity in cyclones and anticyclones // *Journal of Meteorology*. 1952. Vol. 9, № 4. P. 243–251.
152. Jones P.D., Horton E.B., Folland C.K. [et al.] The use of indices to identify changes in climatic extremes // *Climatic Change*. 1999. Vol. 42, № 1. P. 131–149.
153. IPCC, 2019: Extremes, Abrupt Changes and Managing Risk. In: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.)]. 2019.
154. Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R. [et al.] The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 1996. Vol. 77, № 3. P. 437–471.
155. Kao H.Y., Yu J.Y. Contrasting eastern–Pacific and central–Pacific types of ENSO // *Journal of Climate*. 2009. Vol. 22 (3). P.615–632. doi:10.1175/2008JCLI2309.1.
156. Katsoulis B.D., Makrogiannis T.J., Goutsidou Y.A. Monthly anticyclonicity in southern Europe and the Mediterranean region // *Theor. Appl. Climatol.* 1998. Vol. 59 (1–2). P. 51–59. doi:10.1007/s007040050012.
157. Kerr R.A. Atlantic climate pacemaker for millennia past, decades hence? // *Science*. 2005. Vol. 309, №. 5731. P. 41–43.
158. Kiktev D., Sexton D.M.H., Alexander L. [et al.] Comparison of modeled and observed trends in indices of daily climate extremes // *J. Clim.* 2003. Vol. 16, № 22. P. 3560–3571.

159. King M.P., Yu E., Sillmann J. Impact of strong and extreme El Niños on European hydroclimate // *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. 2020. Vol. 72, Is. 1. P. 1–10. <https://doi.org/10.1080/16000870.2019.1704342>
160. Kistler R., Kalnay E., Collins W. [et al.] The NCEP 50 year reanalysis: monthly means CDROM and documentation // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 2001. Vol. 82, №. 2. P. 247–267.
161. Klein-Tank A.M.G. Algorithm theoretical basis document [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://www.ecad.eu/documents/atbd.pdf>. Дата обращения: 28.05.2016.
162. Klein-Tank A.M.G., Wijngaard J.B. , Konnen G.P. [et al.] Daily data set of 20th–century surface air temperature and precipitation series for the European climate assessment // *Int. J. Climatol.* 2002. Vol. 22 (12). P. 1441–1453. doi: <https://doi.org/10.1002/joc.773>.
163. Klein-Tank A.M.G., Konnen G.P. Trends in indices of daily temperature and precipitation ex.tremes in Europe, 1946–1999 // *Journal of Climate*. 2003. Vol. 16 (22). P. 3665–3680.
164. Knight J.R., Folland C.K., Scaife A.A. Climate impacts of the Atlantic Multidecadal Oscillation // *Geophysical Research Letters*. 2006. Vol. 33, Is. 17. P. L17706. doi: [10.1029/2006GL026242](https://doi.org/10.1029/2006GL026242).
165. KNMI Climate Explorer [Электронный ресурс]. Режим доступа: <https://climexp.knmi.nl>. Дата обращения: 14.08.2016
166. Kostopoulou E., Jones P.D. Assessment of climate extremes in the Eastern Mediterranean // *Meteorology and Atmospheric Physics*. 2005. Vol. 89, № 1–4. P. 69–85.
167. Kostopoulou E., Jones P.D. Comprehensive analysis of the climate variability in the Eastern Mediterranean. Part I: map–pattern

classification // Int. J. Climatol. 2007. Vol. 27 (9). P. 1189–1214. doi: <https://doi.org/10.1002/joc.1467>.

168. Kryjov V.N., Park Ch.-K. Solar modulation of the El-Nino/Southern Oscillation impact on the Northern Hemisphere annular mode // Geophysical Research Letters. 2007. Vol. 34 (10). P. L10701. doi:10.1029/2006GL028015.

169. Kug J.S., Jin F.F., An S.I. Two types of El Nino events: Cold tongue El Nino and warm pool El Nino // Journal of Climate. 2009. Vol. 22 (6). P. 1499–1515.

170. Larkin N.K., Harrison D.E. On the definition of El Niño and associated seasonal average U.S. weather anomalies // Geophysical Research Letters. 2005a. Vol. 32 (13). P. L13705. doi: 10.1029/2005GL022738.

171. Larkin N.K., Harrison D.E. Global seasonal temperature and precipitation anomalies during El Niño autumn and winter // Geophysical research letters. 2005b. Vol. 32 (16). P. L16705. doi: 10.1029/2005GL022860.

172. Latif M., Barnett T.P. Causes of decadal climate variability over the North Pacific and North America // Science. 1994. Vol. 266, № 5185. P. 634–637.

173. Lau N.C. Variability of the observed midlatitude storm tracks in relation to low-frequency changes in the circulation pattern // J. Atmos. Sci. 1988. Vol. 45, № 19. P. 2718–2743.

174. Lau W.K.M., Kim K.M. The 2010 Pakistan flood and Russian heat wave: Teleconnection of hydrometeorologic extremes // J. Hydrometeorol. 2012. Vol. 13, Is. 1. P. 392–403. doi:10.1175/JHM-D-11-016.1.

175. Lionello P. Mediterranean climate variability. (Developments in earth & environmental sciences) / P. Lionello, P. Malanotte–Rizzoli, R. Boscolo. Elsevier. 2006. 421 p.
176. Luo D., Wan H. Decadal variability of wintertime North Atlantic and Pacific blockings: A possible cause // *Geophys. Res. Lett.* 2005. Vol. 32, № 23. P. L23810. doi: 10.1029/2005GL024329.
177. Luo D., Yao Y., Dai A. Decadal relationship between European blocking and the North Atlantic Oscillation during 1978 – 2011. Part I: Atlantic conditions // *Journal of the atmospheric sciences*. 2015. Vol. 72, № 3. P. 1152–1173. doi: 10.1175/JAS–D–14–0039.1.
178. Luterbacher J., Xoplaki E. 500–year winter temperature and precipitation variability over the Mediterranean area and its connection to the large–scale atmospheric circulation // *Mediterranean Climate – Variability and Trends: monography* / H.J. Bolle. Berlin–Heidelberg: Springer. 2003. P. 133–153.
179. Maheras P., Patrikas I., Karacostas T.H. [et al.] Automatic classification of circulation types in Greece: methodology, description, frequency, variability and trend analysis // *Theoretical and Applied Climatology*. 2000. Vol. 67, № 3–4. P. 205–223.
180. Maheras P., Flocas H.A., Patrikas I. [et al.] A 40 year objective climatology of surface cyclones in the Mediterranean region: spatial and temporal distribution // *International Journal of Climatology*. 2001. Vol. 21. P. 109–130.
181. Maheras P., Flocas H.A., Tolika K. [et al.] Circulation types and extreme temperature changes in Greece // *Climate Research*. 2006. Vol. 30 (2). P. 161–174.

182. Makrogiannis T.J., Giles B.D. Frequencies, individual, and mean tracks of moving anticyclones over south-east Europe // J. Meteor. 1980. Vol. 5, № 24. P. 240–248.
183. Mantua N.J., Hare S.R., Zhang Y. [et al.] A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production // BAMS. 1997. Vol. 78, № 6. P. 1069–1080.
184. Mantua N.J., Hare S.R. The Pacific decadal oscillation // J. Oceanogr. 2002. Vol. 58, Is. 1. P.35–44. doi: <https://doi.org/10.1023/A:1015820616384>.
185. Maraun D., Rust H.W., Osborn T.J. The annual cycle of heavy precipitation across the United Kingdom: a model based on extreme value statistics // International Journal of Climatology. 2009. Vol. 29, № 12. P. 1731–1744.
186. Mariotti A., Struglia M.V., Zeng N. [et al.] The hydrological cycle in the Mediterranean region and implications for the water budget of the Mediterranean sea // J. Climate. 2002. Vol. 15(13). P. 1674–1690.
187. McCabe G.J., Palecki M.A., Betancourt J.L. Pacific and Atlantic ocean influences on multidecadal drought frequency in the United States // Proceedings of the National Academy of Sciences. 2004. Vol. 101, № 12. P. 4136–4141.
188. Menne M.J., Williams C.N. Homogenization of temperature series via pairwise comparisons // Journal of Climate. 2009. Vol. 22 (7). P. 1700–1717.
189. Minobe S. A 50–70 year climatic oscillation over the North Pacific and North America // Geophysical Research Letters. 1997. Vol. 24, № 6. P. 683–686.

190. Moberg A., Jones P.D., Lister D. [et al.] Indices for daily temperature and precipitation extremes in Europe analyzed for the period 1901 – 2000 // *Journal of Geophysical Research*. 2006. Vol. 111. P. D22106. doi: 10.1029/2006JD007103.
191. Mokhov I.I., Petukhov V.K., Senatorsky A.O. Sensitivity of storm track activity and blockings to global climatic changes: diagnostics and modeling // *Publications of the Academy Finland*. 1995. Vol. 6. P. 438–441.
192. Monthly Atmospheric and SST Indices [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices>. Дата обращения: 16.03.2014.
193. Murphy B.F., Power S.B., McGree S. The varied impacts of El Niño–Southern Oscillation on Pacific island climates // *J. Climate*. 2014. Vol. 27. P. 4015–4036. doi:10.1175/JCLI-D-13-00130.1
194. Murray R.J., Simmonds I. A numerical scheme for tracking cyclone centers from digital data. Part I: Development and operation of the scheme // *Aust. Meteor. Mag.* 1991. Vol. 39, № 3. P. 155–166.
195. National Climatic Data Center [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://www.ncdc.noaa.gov>. Дата обращения: 21.06.2015.
196. Navarra A. Regional assessment of climate change in the 20 Mediterranean. Volume 1: Air, sea and precipitation and water / A. Navarra, L. Tubiana. Springer, 2013. 338 pp.
197. NCEP/NCAR dataset reanalysis [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>. Дата обращения: 16.02.2014.

198. Neu U., Akperov M.G., Bellenbaum N. [et al.] IMILAST: A community effort to intercompare extratropical cyclone detection and tracking algorithms // Bull. Amer. Meteor. Soc. 2013. Vol. 94. P. 529–547. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00154.1>.
199. Newman M., Michael A., Ault T.R. The Pacific Decadal Oscillation, revisited // Journal of Climate. Vol. 29, № 12. P. 4399–4427. doi: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0508.1>.
200. Nicholls N., Alexander L. Has the climate become more variable or extreme? Progress 1992–2006 // Progress in Physical Geography. 2007. Vol. 31(1). P. 77–87.
201. NOAA/ESRL physical sciences division [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>. Дата обращения: 06.05.2014.
202. North Atlantic Oscillation [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/pna/nao.shtml>. Дата обращения: 18.09.2014.
203. O'Reilly C.H., Woollings T., Zanna L. The dynamical influence of the Atlantic Multidecadal Oscillation on continental climate // Journal of Climate. 2017. Vol. 30, № 18. P. 7213–7230. doi: [10.1175/JCLI-D-16-0345.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0345.1).
204. Oliver J.E. Encyclopedia of world climatology. Berlin: Springer. 2006. 843 pp.
205. Parker S.S., Hawes J.T., Colucci S.J. [et al.] Climatology of 500 mb cyclones and anticyclones, 1950–85 // Mon. Wea. Rev. 1989. Vol. 117, № 3. P. 558–571.

206. Parrish D.F., Derber J.C. The National Meteorological Center's spectral statistical-interpolation analysis system // *Mon. Wea. Rev.* 1992. Vol. 120, № 8. P. 1747–176.
207. Pekarova P., Miklanek P., Pekar J. Long-term trends and runoff fluctuations of European rivers // *Fifth FRIEND World Conference: proc.* 2006. P. 520–525.
208. Peterson T.C., Folland C., Gruza G. [et al.] Report on the activities of the working group on climate change detection and related rapporteurs 1998 – 2001 // *World Climate Data and Monitoring Programme.* 2001. Vol. 47. 143 p.
209. Pettersen S. *Weather analysis and forecasting.* McGraw-Hill, 1956. 428 pp.
210. Pfahl S., Wernli H. Quantifying the relevance of atmospheric blocking for co-located temperature extremes in the Northern Hemisphere on (sub-) daily time scales // *Geophys. Res. Lett.* 2012. Vol. 39, № 12. P. L12807. doi:10.1029/2012GL052261.
211. Pfahl S. Characterising the relationship between weather extremes in Europe and synoptic circulation features // *Nat. Hazards and Earth Syst. Sci.* 2014. Vol. 14, № 6. P.1461–1475. doi:10.5194/nhess-14-1461-2014.
212. Polonsky A.B., Voskresenskaya E.N. Manifestations of the ENSO events in the North Atlantic ocean and Europe // *Oceanic – Fronts and Related Phenomena / K.Fedorov Memorial Symposium, St.–Petersburg–Pushkin.* 1998. P. 176–188.
213. Polonsky A.B., Voskresenskaya E.N., Basharin D.V Coupled ocean – atmosphere system and its impacts on European climate. // *Minuteman Press.* 2003. P. 15–28.

214. Polonsky A.B., Voskresenskaya E.N. ENSO-induced climate variability over the Europe // *Studia Geograficzne*. 2003. Vol. 75, № 2532. P. 87–97.
215. Polonsky A.B., Bardin M.Yu., Voskresenskaya E.N. Statistical characteristics of cyclones and anticyclones over the Black Sea in the second half of the 20th century // *Physical Oceanography*. 2007. Vol. 17, № 6. P. 348–359. doi: 10.1007/s11110-008-9002-x.
216. Porebska M., Zdunek M. Analysis of extreme temperature events in Central Europe related to high pressure blocking situations in 2001–2011 // *Meteorologische Zeitschrift*. 2013. Vol. 22, № 5. P. 533–540. doi: 10.1127/0941-2948/2013/0455.
217. PSD gridded climate datasets [Электронный ресурс]. Режим доступа: <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded>. Дата обращения: 26.04.2014.
218. Quiroz R.S. The climate of the 1983/84 winter – A season of strong blocking and severe cold in North America // *Mon.Wea.Rev.* 1984. Vol. 112, № 9. P. 1894–1912.
219. Raicich F., Pinardi M., Navarra A. Teleconnections between Indian Monsoon and Sahel rainfall and the Mediterranean // *Int. J. Climatol.* 2003. Vol. 23, № 2. P. 173–186.
220. Rawson H.E. The anticyclonic belt of the Northern Hemisphere // *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 1909. Vol. 35, № 152. P. 233–248.
221. Reddaway J.M., Bigg G.R. Climatic change over the Mediterranean and links to the more general atmospheric circulation // *Int. J. Climatol.* 1996. Vol. 16, № 6. P. 651–661.

222. Rex D.F. Blocking action in the middle troposphere and its effect upon regional climate: I. An aerological study of blocking action // *Tellus*. 1950a. Vol. 2 (3). P. 196–211.
223. Rex D.F. Blocking action in the middle troposphere and its effect upon regional climate: II. The climatology of blocking action // *Tellus*. 1950b. Vol. 2 (4). P. 275–301.
224. Ribera P., García R., Díaz H.F. [et al.] Trends and interannual oscillations in the main sea–level pressure patterns over the Mediterranean, 1955–1990 // *Geophys. Res. Lett.* 2000. Vol. 27, № 8. P. 1143–1146.
225. Rambu N., Lohmann G. Winter and summer blocking variability in the North Atlantic region – evidence from long–term observational and proxy data from southwestern Greenland // *Clim. Past*. 2009. Vol. 7, № 2. P. 543–555.
226. Ropelewski C.F., Halpert M.S. Global and regional scale precipitation patterns associated with the Southern Oscillation // *Monthly Weather Review*. 1987. Vol. 115, № 8. P. 1606–1626.
227. Rust H.W., Maraun D., Osborn T.J. Modeling seasonality in extreme precipitation // *The European Physical Journal. Special Topics*. 2009. Vol. 174, № 1. P. 99–111.
228. Sahsamanoglou H.S., Makrogiannis T.J. Temperature trends over the Mediterranean region, 1950–88 // *Theoretical and Applied Climatology*. 1992. Vol. 45, № 3. P. 183–192.
229. Santos J., Corte–Real J. Temperature extremes in Europe and wintertime large–scale atmospheric circulation: HadCM3 future scenarios // *Climate Research*. 2006. Vol. 31, № 1. P. 3–18.
230. Serreze M.C. Climatological aspects of cyclone development and decay in the Arctic // *Atmos.–Ocean*. 1995. Vol. 33. P. 1–23.

231. Silmann J., Croci-Maspoli M. Present and future atmospheric blocking and its impact on European mean and extreme climate // *Geophys. Res. Lett.* 2009. Vol. 36. P. L10702. doi: 10.1020/2009GL038259.
232. Simmonds I., Burke C., Keay K. Arctic climate change as manifest in cyclone behavior // *J. Climate.* 2008. Vol. 21. P. 5777–5796.
233. Sinclair M.R. An objective cyclone climatology for the Southern Hemisphere // *Mon. Wea. Rev.* 1994. Vol. 122. P. 2239–2256.
234. Sinclair M.R. Objective identification of cyclones and their circulation intensity, and climatology // *Wea. Forecasting.* 1997. Vol. 12. P. 591–608.
235. Sousa P.M., Barriopedro D., Trigo R.M. [et al.] Impact of Euro–Atlantic blocking patterns in Iberia precipitation using a novel high resolution dataset // *Climate Dynamics.* 2016. Vol. 46, Is. 7–8. P. 2573–2591.
236. Stankunavicius G., Basharin D., Skorupskas R. [et al.] Euro–Atlantic blocking events and their impact on surface air temperature and precipitation over the European region in the 20th century // *Climate Research.* 2017. Vol. 71, № 3. P. 203–218.
237. Sutton R.T., Hodson D.L. Atlantic Ocean forcing of North American and European summer climate // *Science.* 2005. Vol. 309. P. 115–118.
238. Teegavarapu R.S.V., Goly A., Obeysekera J. Influences of Atlantic Multi–Decadal Oscillation on regional precipitation extremes // *Journal of Hydrology.* 2013. Vol. 495. P. 74–93.
239. The NOAA/ESRL physical sciences division [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://www.esrl.noaa.gov/psd>. Дата обращения: 24.04.2014

240. The Pacific Decadal Oscillation [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://research.jisao.washington.edu/pdo/>. Дата обращения: 21.02.2014
241. Thompson D.W.J., Wallace J. M. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields // *Geophys. Res. Lett.* 1998. Vol. 25. P. 1297–1300.
242. Trenberth K.E. Recent observed interdecadal climate changes in the Northern Hemisphere // *Bulletin of the American Meteorology Society.* 1990. Vol. 71. P. 988–993.
243. Trenberth K.E., Hurrell J.W. Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific // *Climate Dynamics.* 1994. Vol. 9. P. 303–319.
244. Trenberth K.E. The Definition of El-Nino // *BAMS.* 1997. Vol. 78. P. 2771–2777.
245. Trigo I.F., Davies T.D., Bigg G.R. Objective climatology of cyclones in the Mediterranean region // *J. Climate.* 1999. Vol. 12. P. 1685–1696. doi: 10.1175/1520-0442(1999)012<1685:OCOCIT.2.0.CO;2.
246. Trigo I.F., Davies T.D., Bigg G.R. Decline in Mediterranean rainfall caused by weakening of Mediterranean cyclones // *Geophysical Research Letters.* 2000. Vol. 27. P. 2913–2916.
247. Trigo R., Trigo I., DaCamara C. [et al.] Climate impact of the European winter blocking episodes from the NCEP/NCAR Reanalyses // *Climate Dynamics.* 2004. Vol. 23 (1). P. 17–28. doi: 10.1007/s00382-004-0410-4.
248. van Loon H., Rogers J. The seesaw in winter temperatures between Greenland and Northern Europe, Part I: general description // *Monthly Weather Review.* 1978. Vol. 106. P. 296–310.

249. Voskresenskaya E., Bardin M., Maslova V. Variability of the cyclonic activity in the Mediterranean and Black Sea region // *Journal of Environmental Protection and Ecology*. 2010. Vol. 11 (4). P. 1366–1372.
250. Voskresenskaya E., Bardin M., Kovalenko O. Climate variability of winter anticyclones in the Mediterranean-Black sea region // *Quaternary International*. 2016. Vol. 409 (A). P. 70–74. doi: 10.1016/j.quaint.2015.09.096.
251. Voskresenskaya E.N., Maslova V.N., Kovalenko O.Yu. Interannual–interdecadal variability of cyclones and anticyclones in the Mediterranean–Black Sea region // *The book of abstract of MedCLIVAR Conference «The climate of the Mediterranean region: understanding its evolution and effects on environment and societies»*. 2014. P. 60–61.
252. Voskresenskaya E.N., Maslova V.N. Winter–spring cyclonic variability in the Mediterranean–Black Sea region associated with global processes in the ocean–atmosphere system // *Adv. Sci. Res.* 2011. Vol. 6. P. 237–243.
253. Vyshkvarkova E.V., Voskresenskaya E.N. Precipitation inequality over Ukraine // *Journal of Scientific Research and Reports*. 2014. Vol. 3, Is. 2. P. 384–396.
254. Walker G.T. Correlation in seasonal variation of weather, IX. // *Mem. Indian Meteor. Dep.* 1924. Vol. 24. P. 275–332.
255. Wallace J.M., Zhang Y., Bajuk L. Interpretation of interdecadal trends in Northern Hemisphere surface air temperature // *J. Climate*. 1996. Vol. 9. P. 249–259.
256. Wang J., Yang B., Ljungqvist F.C. [et al.] The relationship between the Atlantic Multidecadal Oscillation and temperature variability in

China during the last millennium // J. Quat. Sci. 2013. Vol. 28. P. 653–658.
doi: <https://doi.org/10.1002/jqs.2658>.

257. Wang S., Huang J., He Y. [et al.] Combined effects of the Pacific Decadal Oscillation and El Nino–Southern Oscillation on global land dry–wet changes // Scientific Reports. 2014. Vol. 4. P. 6651.
doi: 10.1038/srep06651.

258. Weng H., Behera S.K., Yamagata T. Anomalous winter climate conditions in the Pacific Rim during recent El Nino Modoki and El Nino events // Climate Dynamics. 2009. Vol. 32. P. 663–674.

259. Wiedenmann J., Lupo A., Mokhov I. The climatology of blocking anticyclones for the Northern and Southern Hemispheres: block intensity as a diagnostic // Journal of Climate. 2002. Vol. 15. P. 3459–3473.

260. Wilks D. Statistical methods in the atmospheric sciences. Amsterdam: Academic Press. 2006. 648 p.

261. WMO no. 966 (press-relize). Record arctic sea ice melt, multiple extremes and high temperatures [Электронный ресурс]. Режим доступа: <https://public.wmo.int/en/media/press-release/no-966-2012-record-arctic-sea-ice-melt-multiple-extremes-and-high-temperatures>. Дата обращения: 20.02.2016

262. Wyatt M.G., Kravtsov S., Tsonis A.A Atlantic Multidecadal Oscillation and Northern Hemisphere's climate variability // Climate Dynamics. 2012. Vol. 38 (5–6). P. 929–949.

263. Xu J., Chan G.C.L. The role of the Asian–Australian monsoon system in the onset time of El–Nino Events // Journal of Climate. 2001. Vol. 14. P.418–433.

264. Yan Z., Jones P.D., Davies T.D. Trends of extreme temperatures in Europe and China based on daily observations // *Clim. Change*. 2002. Vol. 53 (1–3). P.355–392.
265. Yiou P., Nogaj M. Extreme climatic events and weather regimes over the North Atlantic: when and where // *Geophysical Research Letters*. 2004. Vol. 31. P. L07202. doi:10.1029/2003GL019119.
266. Yiou P., Goubanova K., Li Z.X. [et al.] Weather regime dependence of extreme value statistics for summer temperature and precipitation // *Nonlinear Processes in Geophysics*. 2008. Vol. 15. P. 365–378.
267. Yu J.Y., Kim S.T. Identifying the types of major El Nino events since 1870 // *International Journal of Climatology*. 2012. Vol. 33, Is. 8. P. 2105–2112. doi: 10.1002/joc.3575.
268. Zarrin A., Ghaemi H., Azadic M. [et al.] The spatial pattern of summertime subtropical anticyclones over Asia and Africa: A climatological review // *International Journal of Climatology*. 2010. Vol. 30. P. 159–173.
269. Zebiak S.E., Orlove B., Munoz A.G. [et al.] Investigating El Niño–Southern Oscillation and society relationships // *WIREs Clim Change*. 2015. Vol. 6. P. 17–34. doi: 10.1002/wcc.294.
270. Zhang X., Alexander L., Hegerl G.C. [et al.] Indices for monitoring changes in extremes based on daily temperature and precipitation data // *Climate Change*. 2011. Vol.2, Is. 6. P. 851–870.
271. Zhang X., Lu C., Guan Z. Weakened cyclones, intensified anticyclones and recent extreme cold winter weather events in Eurasia // *Environ. Res. Lett.* 2012. Vol. 7. P. 044044. doi:10.1088/1748–9326/7/4/044044.

272. Zhang Y., Wallace J.M., Battisti D.S. ENSO-like interdecadal variability: 1990 – 96`s // Journal of Climate. 1997. Vol. 10 (218). P. 1004–1020.
273. Zhang Z., Chan J.C.L., Ding Y.Characteristics, evolution and mechanisms of the summer monsoon onset over Southeast Asia // Int. J. Climatol. 2004. Vol. 24. P.1461–1482.
274. Zishka K.M., Smith P.J. The climatology of cyclones and anticyclones over North America and surrounding ocean environs for January and July 1950–77 // Mon. Weather Rev. 1980. Vol. 108. P. 387–401.
275. Zveryaev I.I. Seasonality in precipitation variability over Europe // J. Geophys. Res. 2004. Vol. 109. P. D05103. doi: 10.1029/2003JD003668.
276. Zveryaev I.I. Climatology and long-term variability of the annual cycle of air temperature over Europe // Russian meteorology and hydrology. 2007. Vol. 32, № 7. P. 426–430. doi: 10.3103/S1068373907070023.
277. Zyulyaeva Y.A., Zveryaev I.I., Koltermann K.P. Observations-based analysis of the summer temperature extremes in Moscow // Int. J. Climatol. 2016. Vol. 36, Is. 2. P. 607–617. doi: 10.1002/joc.4370.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Приложение А. Климатические характеристики параметров антициклонов в Черноморско-Средиземноморском регионе и тенденции их изменений, а также тенденции изменений экстремальной температуры воздуха по месяцам

Таблица А.1.

Среднемноголетняя частота антициклонов / среднеквадратическое отклонение ($\times 10^{-6} \text{ км}^{-2}$) в Черноморско-Средиземноморском регионе за период 1951 – 2014 гг.

Месяц	Черноморский регион	Восточная часть Средиземноморья	Западная часть Средиземноморья
I	0,09 / 0,048	0,032 / 0,019	0,042 / 0,029
II	0,077 / 0,052	0,05 / 0,026	0,036 / 0,030
III	0,079 / 0,036	0,081 / 0,03	0,044 / 0,028
IV	0,086 / 0,035	0,127 / 0,037	0,047 / 0,018
V	0,096 / 0,037	0,126 / 0,036	0,072 / 0,031
VI	0,119 / 0,05	0,109 / 0,038	0,077 / 0,028
VII	0,112 / 0,056	0,074 / 0,028	0,078 / 0,033
VIII	0,101 / 0,053	0,07 / 0,031	0,08 / 0,044
IX	0,102 / 0,045	0,073 / 0,029	0,067 / 0,033
X	0,097 / 0,043	0,061 / 0,034	0,05 / 0,029
XI	0,091 / 0,046	0,046 / 0,033	0,04 / 0,03
XII	0,097 / 0,055	0,03 / 0,017	0,042 / 0,032

Таблица А.2.

Средненоголетняя высота антициклонов / среднеквадратическое отклонение (гПа) в Черноморско-Средиземноморском регионе за период 1951 – 2014 гг.

Месяц	Черноморский регион	Восточная часть Средиземноморья	Западная часть Средиземноморья
I	3,452 / 1,053	2,276 / 0,796	4,457 / 2,071
II	2,986 / 1,168	2,177 / 0,570	3,384 / 1,900
III	3,562 / 1,262	2,379 / 0,496	3,328 / 1,726
IV	2,897 / 0,988	2,442 / 0,434	2,42 / 0,904
V	2,598 / 0,866	2,272 / 0,453	2,064 / 0,482
VI	2,51 / 0,646	2,13 / 0,365	1,956 / 0,424
VII	2,341 / 0,572	1,915 / 0,44	1,816 / 0,441
VIII	2,588 / 0,767	1,703 / 0,32	1,742 / 0,385
IX	3,576 / 1,253	1,721 / 0,276	2,015 / 0,592
X	4,135 / 1,508	1,903 / 0,448	3,041 / 1,592
XI	3,93 / 1,451	2,074 / 0,732	3,92 / 2,086
XII	3,503 / 1,348	2,181 / 0,724	4,55 / 2,608

Таблица А.3.

Среднемноголетняя площадь антициклонов / среднеквадратическое отклонение ($\times 10^6 \text{ км}^2$) в Черноморско-Средиземноморском регионе за период 1951 – 2014 гг.

Месяц	Черноморский регион	Восточная часть Средиземноморья	Западная часть Средиземноморья
I	1,33 / 0,576	1,373 / 0,859	3,21 / 2,063
II	1,124 / 0,758	1,224 / 0,524	2,428 / 1,811
III	1,541 / 0,808	1,272 / 0,419	2,084 / 1,295
IV	1,147 / 0,796	1,168 / 0,303	1,279 / 0,791
V	0,992 / 0,503	1,077 / 0,284	1,039 / 0,43
VI	0,935 / 0,415	0,956 / 0,273	0,945 / 0,405
VII	0,874 / 0,403	0,76 / 0,292	0,828 / 0,383
VIII	1,02 / 0,491	0,629 / 0,167	0,761 / 0,336
IX	1,781 / 0,917	0,806 / 0,221	1,225 / 0,935
X	2,12 / 1,086	1,127 / 0,492	2,206 / 1,646
XI	1,797 / 0,963	1,304 / 0,667	3,061 / 2,277
XII	1,439 / 0,74	1,34 / 0,737	3,334 / 2,423

Таблица А.4.

Коэффициенты линейных трендов частоты антициклонов ($\times 10^{-6}$ км⁻²/год) и их значимость в Черноморско-Средиземноморском регионе за период 1951 – 2014 гг. Величины тренда, значимые на уровнях 80, 90, 95 и 99%, обозначены одной, двумя, тремя и четырьмя звездочками, соответственно.

Месяц	Черноморский регион	Восточная часть Средиземноморья	Западная часть Средиземноморья
I	0,0012*****	-0,0001	0,0003*
II	0,0013*****	-0,0005*****	0,0003*
III	0,0004*	-0,0004**	0,0002
IV	0,0004**	-0,0009*****	-0,0001
V	-0,0001	-0,0008*****	-0,0006*****
VI	-0,0003	-0,0011*****	-0,0005***
VII	-0,0012*****	-0,0007*****	-0,0008*****
VIII	-0,0013*****	-0,0009*****	-0,0017*****
IX	-0,0010*****	-0,0006*****	-0,0010*****
X	-0,0003	-0,0004*	-0,0002
XI	0,0011*****	-0,0008*****	0,0001
XII	0,0012*****	-0,0002*	0,0001

Таблица А.5.

Коэффициенты линейных трендов высоты антициклонов (гПа / год) и их значимость в Черноморско-Средиземноморском регионе за период 1951 – 2014 гг. Величины тренда, значимые на уровнях 80, 90, 95 и 99%, обозначены одной, двумя, тремя и четырьмя звездочками, соответственно.

Месяц	Черноморский регион	Восточная часть Средиземноморья	Западная часть Средиземноморья
I	0,0003	-0,0098**	0,0035
II	0,0083	0,0016	0,014
III	-0,0057	-0,0008	0,0044
IV	0,0100*	-0,0023	0,001
V	0,001	-0,0112*****	-0,0016
VI	0,0056	-0,003	0,0004
VII	-0,0081***	-0,0091*****	-0,0005
VIII	-0,0111***	-0,0117*****	-0,0095*****
IX	-0,0165**	-0,0056*****	0,0023
X	-0,0143*	0,0018	0,0137
XI	0	0,005	0,0084
XII	0,0108	0,0068*	0,0363***

Таблица А.6.

Коэффициенты линейных трендов площади антициклонов ($\times 10^6$ км²/год) и их значимость в Черноморско-Средиземноморском регионе за период 1951 – 2014 гг. Величины тренда, значимые на уровнях 80, 90, 95 и 99%, обозначены одной, двумя, тремя и четырьмя звездочками, соответственно.

Месяц	Черноморский регион	восточная часть Средиземноморья	западная часть Средиземноморья
I	-0,0027	-0,0137***	0,0065
II	0,0009	0,0011	0,0098
III	-0,0022	0,0057**	0,0042
IV	0,0103**	0,0013	0,0069
V	0,0022	-0,0032*	0,0036
VI	0,0048*	0,0051*****	0,0083*****
VII	-0,0002	-0,002	0,0047**
VIII	-0,0015	-0,0037*****	-0,0009
IX	-0,0001	-0,0006	0,0090*
X	-0,0063	0,0060**	0,0151*
XI	-0,0019	0,0055	0,0074
XII	0,0013	0,0024	0,0262*

Таблица А.7.

Коэффициенты линейных трендов (×дней/10лет) количества дней с температурой воздуха ниже 5-го перцентиля в Черноморском регионе за период 1950 – 2014 гг. Величины тренда, значимые на уровнях 80, 90, 95 и 99%, обозначены одной, двумя, тремя и четырьмя звездочками, соответственно.

Станции	Зима	Весна	Лето	Осень
Анапа	-0,38	-0,49*	-0,51*	-0,48*
Армавир	-0,68***	-0,42**	-0,66***	-0,68***
Геленджик	-0,38	-0,73***	-0,85****	-0,57*
Геническ	-0,62*	-0,86**	-0,79****	-0,57**
Измаил	-0,28*	-0,73***	-0,75***	-0,42*
Керчь	-0,55*	-0,41	-0,6***	-0,2
Краснодар	-0,78***	-0,67***	-0,67****	-0,82***
Одесса	-0,62*	-0,69**	-0,6***	-0,46
Ростов-на-дону	-0,59*	-0,63**	-0,56***	-0,56*
Симферополь	-0,19	-0,35	-0,7****	-0,58*
Сочи	-0,16	0,04	-0,35	-0,53**
Туапсе	0,12	0,07	-0,45*	-0,27
Феодосия	-0,62*	-0,69**	-0,6***	-0,46

Таблица А.8.

Коэффициенты линейных трендов (×дней/10лет) количества дней с температурой воздуха выше 95-го перцентиля в Черноморском регионе за период 1950 – 2014 гг. Значимые величины тренда на 80, 90, 95 и 99%, обозначены одной, двумя, тремя и четырьмя звездочками, соответственно.

Станции	Зима	Весна	Лето	Осень
Анапа	0,06	0,48**	1,70****	0,77***
Армавир	0,39*	0,66***	0,90***	0,48**
Геленджик	0,31	1,16****	1,59****	0,50**
Геническ	0,27	1,19****	1,54****	0,29
Измаил	-0,17	0,39*	1,82****	0,24
Керчь	0,20	0,76****	1,24****	0,19
Краснодар	0,08	1,13****	1,86****	1,03****
Одесса	-0,13	0,70***	1,59****	0,42
Ростов-на-Дону	0,20	0,33	0,79***	0,19
Симферополь	-0,19	0,20	1,60****	0,33
Сочи	-0,19	0,29	1,56****	0,23
Туапсе	0,18	0,75****	2,06****	0,93***
Феодосия	-0,13	0,70***	1,59****	0,42

**Приложение Б. Таблицы коэффициентов корреляции индекса
Североатлантического колебания с параметрами антициклонов в
Черноморско-Средиземноморском регионе по месяцам**

Таблица Б.1.

**Коэффициенты корреляции индекса САК с параметрами антициклонов
в Черноморском регионе по месяцам**

Месяцы	Частота	Высота	Площадь
I	0,377****	-0,123	-0,142
II	0,419****	0,098	0,136
III	0,987	0,022	0,091
IV	-0,136	0,096	0,112
V	0,667	-0,171*	-0,174*
VI	-0,836	-0,292***	-0,264***
VII	-0,216	-0,095	-0,104
VIII	-0,188*	-0,171*	-0,091
IX	-0,464	0,071	0,018
X	-0,142	0,226**	0,299***
XI	0,129	0,233**	0,357****
XII	0,183*	-0,300***	-0,257***

* – 80%, ** – 90%, *** – 95%, **** – 99% уровни значимости

Таблица Б.2.

**Коэффициенты корреляции индекса САК с параметрами антициклонов
в восточной части Средиземноморья по месяцам**

Месяцы	Частота	Высота	Площадь
I	-0,360****	-0,204*	-0,248**
II	-0,455****	-0,073	0,068
III	-0,393****	-0,105	0,072
IV	-0,178*	-0,133	-0,109
V	0,021	-0,118	-0,216**
VI	-0,047	-0,195*	-0,306***
VII	0,044	-0,164	-0,227**
VIII	-0,022	-0,235**	-0,177*
IX	-0,034	0,006	0,033
X	-0,255***	-0,047	-0,140
XI	-0,425****	-0,190*	-0,146
XII	0,052	-0,019	0,028

* – 80%, ** – 90%, *** – 95%, **** – 99% уровни значимости

Таблица Б.3.

**Коэффициенты корреляции индекса САК с параметрами антициклонов
в западной части Средиземноморья по месяцам**

Месяцы	Частота	Высота	Площадь
I	0,359****	0,305***	0,330****
II	0,253***	0,124	0,192*
III	0,169*	0,234**	0,235**
IV	-0,207*	0,016	0,126
V	-0,112	-0,253***	-0,249**
VI	0,067	-0,140	-0,198*
VII	-0,091	-0,230**	-0,285****
VIII	-0,292***	-0,298****	-0,109
IX	-0,108	-0,012	-0,097
X	-0,301***	0,067	-0,007
XI	0,125	-0,069	-0,015
XII	0,404****	0,309***	0,385****

* – 80%, ** – 90%, *** – 95%, **** – 99% уровни значимости

СОДЕРЖАНИЕ

ГЛАВА 1. АНТИЦИКЛОНЫ И ЭКСТРЕМАЛЬНАЯ ТЕМПЕРАТУРА ВОЗДУХА В АТЛАНТИКО-ЕВРОПЕЙСКОМ РЕГИОНЕ: ИЗМЕНЕНИЯ И ИЗМЕНЧИВОСТЬ	8
1.1. Географические особенности Черноморско- Средиземноморского региона.....	8
1.2. Антициклоны.....	14
1.4. Экстремальная температура воздуха	25
ГЛАВА 2. ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ	36
2.1. Используемые данные и их верификация	36
2.1.1. Данные реанализа NCEP/NCAR о геопотенциальной высоте на поверхности 1000 гПа.....	36
2.1.2. Данные наблюдений за температурой воздуха	40
2.1.3. Климатические индексы.....	47
2.2. Методы идентификации антициклонов и экстремальной температуры воздуха	48
2.2.1 Методика выделения антициклонов и их параметров	48
2.2.3. Методика определения экстремальной температуры воздуха и ее параметров	51

ГЛАВА 3. КЛИМАТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПАРАМЕТРОВ АНТИЦИКЛОНОВ И ЭКСТРЕМАЛЬНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА В ЧЕРНОМОРСКО-СРЕДИЗЕМНОМОРСКОМ РЕГИОНЕ 55

3.1. Климатические величины параметров антициклонов и экстремальной температуры воздуха.....55

3.2. Тенденции изменений параметров антициклонов и экстремальной температуры воздуха.....68

ГЛАВА 4. МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПАРАМЕТРОВ АНТИЦИКЛОНОВ И ЭКСТРЕМАЛЬНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА В ЧЕРНОМОРСКО-СРЕДИЗЕМНОМОРСКОМ РЕГИОНЕ 75

4.1. Проявления Североатлантического колебания в межгодовой изменчивости параметров антициклонов и экстремальной температуры воздуха76

4.2. Особенности проявления событий Эль-Ниньо разных типов в изменчивости параметров антициклонов и экстремальной температуры воздуха91

ГЛАВА 5. ДЕСЯТИЛЕТНИЕ-МЕЖДЕСЯТИЛЕТНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ АНТИЦИКЛОНОВ И ЭКСТРЕМАЛЬНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА В ЧЕРНОМОРСКО-СРЕДИЗЕМНОМОРСКОМ РЕГИОНЕ 105

5.1. Особенности проявления Тихоокеанской декадной осцилляции в изменении параметров антициклонов и экстремальной температуры воздуха106

5.2. Проявления Атлантической мультideкадной осцилляции в изменении параметров антициклонов и экстремальной температуры воздуха	115
---	-----

ЗАКЛЮЧЕНИЕ	122
-------------------	------------

ЛИТЕРАТУРА	125
-------------------	------------

ПРИЛОЖЕНИЯ	160
-------------------	------------

Приложение А. Климатические характеристики параметров антициклонов в Черноморско-Средиземноморском регионе и тенденции их изменений, а также тенденции изменений экстремальной температуры воздуха по месяцам	160
---	-----

Приложение Б. Таблицы коэффициентов корреляции индекса Североатлантического колебания с параметрами антициклонов в Черноморско-Средиземноморском регионе по месяцам	168
---	-----