

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ НАУЧНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
«ИНСТИТУТ ПРИРОДНО-ТЕХНИЧЕСКИХ СИСТЕМ»

На правах рукописи



КОВАЛЕНКО ОЛЬГА ЮРЬЕВНА

**АНТИЦИКЛОНИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ И ЭКСТРЕМАЛЬНАЯ
ТЕМПЕРАТУРА ВОЗДУХА В ЧЕРНОМОРСКО-СРЕДИЗЕМНОМОРСКОМ
РЕГИОНЕ В СВЯЗИ С ГЛОБАЛЬНЫМИ ПРОЦЕССАМИ
В СИСТЕМЕ ОКЕАН-АТМОСФЕРА**

Специальность 25.00.30 – Метеорология, климатология, агрометеорология

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата географических наук

Научный руководитель
Воскресенская Елена Николаевна
доктор географический наук, профессор

Севастополь – 2018

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
ГЛАВА 1. АНТИЦИКЛОНИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ И ЭКСТРЕМАЛЬНАЯ ТЕМПЕРАТУРА ВОЗДУХА В АТЛАНТИКО-ЕВРОПЕЙСКОМ РЕГИОНЕ: ИЗМЕНЕНИЯ И ИЗМЕНЧИВОСТЬ.....	17
1.1. Географические особенности Черноморско-Средиземноморского региона и атмосферной циркуляции в нем	20
1.2. Антициклоны.....	25
1.3. Блокирующие антициклоны	33
1.4. Экстремальная температура воздуха.....	42
1.5. Выводы к Главе 1	50
ГЛАВА 2. ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ	52
2.1. Используемые данные и их верификация	52
2.1.1. Данные реанализа NCEP/NCAR о геопотенциальной высоте на поверхностях 1000 и 500 гПа.....	52
2.1.2. Данные наблюдений среднесуточной температуры воздуха	55
2.1.3. Данные климатической модели GFDL-CM3 о среднесуточной температуре воздуха	61
2.1.4. Климатические индексы.....	63
2.2. Методы идентификации характеристик антициклонической активности и экстремальной температуры воздуха	64
2.2.1 Методика выделения параметров антициклонов.....	64
2.2.2. Методика выделения блокирующих антициклонов	67
2.2.3. Методика определения экстремальной температуры воздуха и ее параметров	68
2.3. Выводы к Главе 2	71
ГЛАВА 3. КЛИМАТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АНТИЦИКЛОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ И ЭКСТРЕМАЛЬНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА В ЧЕРНОМОРСКО-СРЕДИЗЕМНОМОРСКОМ РЕГИОНЕ	72

3.1. Средние условия антициклонической активности и экстремальной температуры воздуха	72
3.2. Тенденции изменений параметров антициклонической активности и экстремальной температуры воздуха	85
3.2.1. Проекция будущих изменений экстремальной температуры воздуха в XXI веке	91
3.3. Выводы к Главе 3	97
ГЛАВА 4. МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ АНТИЦИКЛОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ И ЭКСТРЕМАЛЬНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА В ЧЕРНОМОРСКО-СРЕДИЗЕМНОМОРСКОМ РЕГИОНЕ	99
4.1. Проявления Североатлантического колебания в межгодовой изменчивости характеристик антициклонической активности и экстремальной температуры воздуха	99
4.2. Особенности проявления событий Эль-Ниньо разных типов в изменчивости характеристик антициклонической активности и экстремальной температуры воздуха	113
4.3. Выводы к Главе 4	126
ГЛАВА 5. ДЕСЯТИЛЕТНИЕ-МЕЖДЕСЯТИЛЕТНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК АНТИЦИКЛОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ И ЭКСТРЕМАЛЬНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА В ЧЕРНОМОРСКО-СРЕДИЗЕМНОМОРСКОМ РЕГИОНЕ	128
5.1. Особенности проявления Тихоокеанской декадной осцилляции в изменении характеристик антициклонической активности и экстремальной температуры воздуха	129
5.2. Проявления Атлантической мультидекадной осцилляции в изменении характеристик антициклонической активности и экстремальной температуры воздуха	137
5.3. Выводы к Главе 5	143
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	145
СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ	147

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ	149
ПРИЛОЖЕНИЯ.....	187
Приложение А. Климатические характеристики параметров антициклонов в Черноморско-Средиземноморском регионе и тенденции их изменений, а также тенденции изменений экстремальной температуры воздуха по месяцам.....	187
Приложение Б. Таблицы коэффициентов корреляции индекса Североатлантического колебания с параметрами антициклонов в Черноморско-Средиземноморском регионе по месяцам	191
Приложение В. Композиты параметров антициклонов в Черноморско-Средиземноморском регионе в разные фазы Североатлантического колебания по месяцам	193
Приложение Г. Средние величины параметров антициклонов и количества дней с экстремальной температурой воздуха в положительную и отрицательную фазы Тихоокеанской декадной осцилляции по сезонам и месяцам	195

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность. Внетропические антициклоны являются интегральными характеристиками как глобального, так и регионального климата. Исследованию антициклонической активности в Черноморско-Средиземноморском регионе (ЧСР) в XX – начале XXI вв. посвящено недостаточно большое количество работ, в отличие от изучения циклонической активности. Однако именно с антициклонами связаны наступление экстремальных температурных условий и дефицит осадков. Ярким примером служат аномальные погодные условия летом 2017 года на юге России, включая Черноморское побережье. При этом норма температуры воздуха была превышена на 2 – 3°C. Такие температурные аномалии обусловлены интенсификацией Азорского антициклона. Во многих странах Европы эти аномалии сопровождались человеческими жертвами, а также увеличением числа и площади природных пожаров [<https://wwis.meteoinfo.ru/novosti/>].

В последние десятилетия отмечаются значительные изменения средних и экстремальных гидрометеорологических величин [IPCC, 2007, 2013; Оценочный доклад, 2008, 2014], которые связаны с влиянием крупномасштабных климатических процессов в системе океан-атмосфера. Среди них чаще рассматривают Североатлантическое колебание (САК), Эль-Ниньо – Южное колебание (ЭНЮК), Тихоокеанскую декадную (ТДО) и Атлантическую мультидекадную (АМО) осцилляции. Влияние САК на межгодовую изменчивость отдельных климатических характеристик Европейского региона к настоящему времени исследовано многими авторами [например, Воскресенская и Полонский, 1992; Zverev and Gulev, 2009; Нестеров, 2013]. Что касается ЭНЮК, то в течение последних десятилетий в научных кругах продолжаются дискуссии относительно его проявлений в Европейском регионе в связи с неоднозначностью выводов разных авторов [Polonsky and Voskresenskaya, 1998; Mariotti et al., 2002; Horii and Hanava, 2004; Rodriguez-Fonseca et al, 2016]. Исследования проявлений ТДО и АМО в изменениях атмосферных образований относятся в большей степени к параметрам циклонов [Mokhov et al., 1995; Полонский, 2008;

Voskresenskaya and Maslova, 2011]. В то же время до сих пор не получены комплексные оценки закономерностей межгодовых-междесятилетних изменений антициклонической активности и экстремальной температуры воздуха (ЭТВ) в ЧСР в связи с крупномасштабными процессами в системе океан-атмосфера.

Объект исследования – антициклон, блокирующий антициклон, экстремальная температура воздуха.

Предмет исследования – климатическая характеристика антициклонической активности и ЭТВ в ЧСР и межгодовая-междесятилетняя их изменчивость, обусловленная глобальными процессами.

Целью диссертационной работы является комплексное исследование закономерностей изменения характеристик антициклонической активности и экстремальной температуры воздуха в Черноморско-Средиземноморском регионе, обусловленных глобальными процессами в системе океан-атмосфера.

Задачи исследования:

- изучить типичные характеристики параметров антициклонической активности и ЭТВ, их линейные тренды в исследуемом регионе, а также оценить будущие изменения параметров ЭТВ на средне- и долгосрочную перспективу XXI века по сезонам и месяцам;
- установить закономерности межгодовых изменений параметров антициклонической активности и ЭТВ в ЧСР по сезонам и месяцам под влиянием САК и событий Эль-Ниньо с учетом их классификации;
- выявить особенности десятилетних-междесятилетних изменений параметров антициклонической активности и ЭТВ в исследуемом регионе по сезонам и месяцам, обусловленных влиянием ТДО и АМО.

Научная новизна:

- Впервые на основе данных наблюдений и реанализа NCEP/NCAR проведено комплексное исследование климатических характеристик параметров антициклонической активности и ЭТВ, а также их линейных трендов в период с середины XX по начало XXI века. Изучены особенности их распределения с учетом сезонов и месяцев. Выявлено, что частота антициклонов в Черноморском

регионе и западной части Средиземноморья характеризуется положительными линейными трендами в зимний сезон и отрицательными в летний. Показано, что линейные тренды частоты барических систем высокого давления в восточной части Средиземноморья отрицательны во все сезоны. Линейные тренды частоты блокирующих антициклонов на севере Черноморского региона отрицательны зимой и летом. Величины 95-го перцентиля внутрисезонных аномалий температуры воздуха и количество дней с ЭТВ в летний сезон характеризуются положительными трендами на протяжении всего анализируемого периода. Оценки проекций характеристик ЭТВ в Черноморском регионе в XXI в. показали, что к середине и к концу XXI века пороговые величины ЭТВ и повторяемость экстремумов заметно возрастут.

– Впервые исследована связь параметров антициклонической активности и ЭТВ в ЧСР с климатическими процессами межгодового масштаба. Показано, что влияние САК на параметры антициклонов и блокирующих антициклонов в ЧСР наиболее ярко выражено в зимний сезон. Получено, что корреляционная связь этого климатического процесса с характеристиками ЭТВ в Черноморском регионе зимой отрицательна. Установлено, что события Эль-Ниньо сопровождаются значимыми аномалиями антициклонической активности и температуры воздуха в ЧСР по сравнению с неаномальными годами. При этом проявления событий Эль-Ниньо разных типов в холодный период года различаются как по знаку аномалий параметров антициклонов, так и по количеству блокирующих антициклонов и величинам 5-го перцентиля внутрисезонных аномалий температуры воздуха.

– Впервые количественно оценены проявления климатических процессов десятилетнего-междесятилетнего масштаба в параметрах антициклонической активности и ЭТВ. Выявлено, что положительная фаза ТДО в холодный период года характеризуется увеличением частоты антициклонов в Черноморском регионе и числа дней с условиями блокирования над югом Европы, а также уменьшением частоты экстремально низких температур воздуха преимущественно во всем Черноморском регионе. Установлено, что положительная фаза АМО в зимний сезон характеризуется увеличением частоты

антициклонов в восточной части Средиземноморья и повторяемости экстремально низкой температуры в Черноморском регионе.

Используемые данные и методы исследования, степень достоверности результатов. В работе для анализа привлекались 4-х срочные (00, 06, 12, 18 UTC) и среднесуточные данные реанализов NCEP/NCAR и 20CR о геопотенциальной высоте на поверхностях 1000 и 500 гПа, среднесуточные данные наблюдений за температурой воздуха, массивы среднемесячных индексов САК, ТДО и АМО в период с середины XX по начало XXI века, а также данные глобальной климатической модели GFDL-CM3 о среднесуточной температуре воздуха в XX – XXI вв.

Параметры антициклонов (частота, высота и площадь) в ЧСР выделялись с помощью методики М.Ю. Бардина [Бардин, 1995]. Идентификация блокирующих антициклонов и расчет их параметров (частота, число дней с условиями блокирования, количество блокингов) основана на использовании индекса Тибалди-Молтени, модифицированного в работе [Scherrer et al., 2006]. Для определения характеристик ЭТВ привлекались индексы, основанные на оценке уровня процентильных порогов: величины 5-го и 95-го перцентиля внутрисезонных аномалий среднесуточной температуры воздуха [Бардин и Платова, 2013] и количество дней с экстремальной температурой воздуха [<http://etccdi.pacificclimate.org/>].

Изучение изменений и изменчивости антициклонической активности и ЭТВ в ЧСР проводилось с помощью хорошо известных, неоднократно апробированных методов статистического анализа пространственно-временных рядов, включая дисперсионный, корреляционный, регрессионный и композитный.

Достоверность полученных результатов обеспечивалась использованием данных за достаточно длительный период времени, применением надежных статистических методов и оценкой статистической значимости, а также путем сопоставления их с выводами других авторов.

Теоретическое и практическое значение полученных результатов. В диссертационной работе получены новые фундаментальные результаты и

уточнены имеющиеся знания о характеристиках антициклонической активности и ЭТВ в ЧСР, которые могут стать основой для совершенствования теории климата, долгосрочных прогнозов погоды и современного климатического описания исследуемого района.

Полученные в диссертационной работе оценки типичных параметров антициклонической активности и ЭТВ в ЧСР, их тенденции и закономерности изменения на межгодовом, десятилетнем и междесятилетнем масштабах могут быть использованы для решения многих прикладных задач. В частности, они важны при перспективном планировании деятельности заинтересованных министерств и ведомств, в том числе, и для устойчивого развития аграрного комплекса Юга России и рекреационного потенциала Черного и Средиземного морей. Результаты диссертационной работы будут применены для усовершенствования учебных курсов географического и гидрометеорологического профиля в ВУЗах России.

Теоретическая и практическая значимость работы подтверждается и тем, что диссертационные результаты были получены в рамках выполнения государственных научных программ, тем НАН Украины и РАН, а также ряда **национальных исследовательских и прикладных проектов:**

– ГР № 0113U001324 «Проведение пространственной оценки степени благоприятности будущих климатических условий для продуктивности основных зерновых культур и лесных насаждений» (2013 г.);

– № Н/24-2013 «Изменчивость параметров взаимодействия океана и атмосферы, и океанографических характеристик Южного океана, включая прибрежные районы Антарктики в связи с глобальными климатическими процессами» (2013 г.);

научных грантов РФФИ:

– № 14-45-01517 p_юг_a «Исследование закономерностей формирования погодно-климатических аномалий в прибрежных районах западного Крыма, включая Севастопольский регион, под влиянием глобальных процессов в системе океан-атмосфера десятилетнего-междесятилетнего масштабов» (2014 г.);

- № 14-45-01579 р_юг_а «Создание научно-обоснованной концепции для разработки модели перспективного планирования размещения виноградных насаждений в Западном предгорно-приморском районе Крыма в условиях изменяющегося климата» (2014 г.);
- № 16-05-00231 А «События Эль-Ниньо и Ла-Нинья: классификация, особенности и проявления в погодно-климатических аномалиях в Черноморском регионе» (2016 – 2018 г.);
- № 16-35-00186 мол_а «Исследование климатических условий Черноморского побережья России в связи с событиями Эль-Ниньо и Ла-Нинья» (2016 – 2017 гг.);
- № 16-35-50044 мол_нр «Исследование изменения характеристик экстремальной температуры воздуха в Причерноморском регионе России» (2016 г.);

гранта, поддержанного РГО:

- № 04/2015-Р «Комплексный анализ природно-климатического потенциала и его будущих изменений на территории Крыма и в прибрежной зоне Черного моря для перспективного планирования устойчивого развития региона» (2015 г.).

Положения, выносимые на защиту:

- Повторяемость антициклонов в Черноморском регионе и западной части Средиземноморья, начиная с середины XX века, увеличивается в зимний сезон и уменьшается в летний. При этом повторяемость блокирующих антициклонов на юге Европейского региона уменьшается. Величины 5-го и 95-го перцентилей внутрисезонных аномалий температуры воздуха в летний сезон на большей части Черноморского региона возрастают.
- Положительная фаза САК в зимний сезон сопровождается увеличением повторяемости не только антициклонов и блокирующих антициклонов на юге Европы, но и величин 5-го перцентиля внутрисезонных аномалий температуры воздуха в Черноморском регионе. Региональные проявления событий Эль-Ниньо разных типов в холодный период года характеризуется противоположными по знаку аномалиями параметров антициклонов, различиями в количестве

блокирующих антициклонов и величинах 5-го перцентиля аномалий температуры воздуха.

– Положительной фазе ТДО в холодный период года соответствует увеличение повторяемости антициклонов в Черноморском регионе, повторяемости блокирующих антициклонов на юге Европы, величин 5-го перцентиля внутрисезонных аномалий температуры воздуха в Черноморском регионе. Положительная фаза АМО в зимний сезон сопровождается увеличением частоты антициклонов в восточной части Средиземноморья и повторяемости экстремально низких температур воздуха в Черноморском регионе.

Личный вклад автора.

В ходе выполнения диссертационной работы автор участвовал в формулировке цели и постановке задач, обсуждении и интерпретации полученных результатов, формулировке выводов, подготовке публикаций в рецензируемых научных изданиях. Автором самостоятельно проводились обработка и анализ данных реанализов и наблюдений с использованием статистических методов. При непосредственном участии автора были оценены климатические характеристики параметров антициклонической активности и экстремальной температуры воздуха, их линейные тренды, а также были установлены основные закономерности изменения изучаемых характеристик под влиянием процессов взаимодействия в системе океан-атмосфера. Полученные результаты исследований лично автором представлялись на многочисленных всероссийских и международных конференциях.

Апробация.

Результаты диссертационной работы докладывались на семинарах Отдела взаимодействия атмосферы и океана МГИ НАН Украины в 2012 – 2014 гг., на Общеинститутском научном семинаре ИПТС и семинарах Лаборатории крупномасштабного взаимодействия атмосферы и океана и изменений климата ИПТС в 2015 – 2017 гг. Кроме этого, полученные результаты были представлены на следующих международных конференциях: международной научной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов»

(Севастополь, 2013 – 2016 гг.); международной конференции «Актуальные проблемы гидрометеорологии и экологии» (Тбилиси, Грузия, 2013 г.); 13th EMS Annual Meeting & 11th European Conference on Applications of Meteorology (Reading, United Kingdom, 2013); международной научной конференции «Интегрированная система мониторинга Черного и Азовского морей» (Севастополь, 2013 г.); международной школе-конференции молодых ученых «Изменения климата и окружающей среды Северной Евразии: анализ, прогноз, адаптация» (Кисловодск, 2014 г.); I – IV научно – практической молодежной конференции «Экобиологические проблемы Азово-Черноморского региона и комплексное управление прибрежной зоной» (Севастополь, 2014 – 2017 гг.); IGCP 610 “From the Caspian to Mediterranean: Environmental Change and Human Response during the Quaternary” (Baku, Azerbaijan, 2014 – 2015); международной научной конференции «Современное состояние и перспективы наращивания морского ресурсного потенциала юга России» (Кацивели, Крым, 2014 г.); MedCLIVAR2014 Conference (Ankara, Turkey, 2014); международной научной конференции молодых ученых «Современная гидрометеорология: актуальные проблемы и пути их решения» (Одесса, Украина, 2014 г.); International geographical union regional conference: geography, culture and society for our future earth (Moscow, 2015); 19-ой международной школе конференции «САТЕП-2015» (Шепси, Краснодарский край, 2015 г.); международной научно-технической конференции «Системы контроля окружающей среды» (Севастополь, 2015 – 2017 гг.); международной научной конференции и молодежной научной конференции «Окружающая среда и человек. Современные проблемы генетики, селекции и биотехнологии (Ростов-на-Дону, 2016 г.); XXVII международной междисциплинарной школе-конференции «Человек и природа: Проблемы социоестественных исследований» (Ялта, 2017 г.); III международной конференции «Окружающая среда и устойчивое развитие регионов: экологические вызовы XXI века» (Казань, 2017 г.).

Публикации по теме диссертации.

По теме диссертационной работы опубликовано 17 статей, из них:

- 4 статьи в ведущих рецензируемых журналах, рекомендованных ВАК при Минобрнауки России;
- 2 статьи, входящие в наукометрические базы Scopus и Web of Science;
- 4 статьи в изданиях из списка журналов ВАК Украины, которые соответствуют требованиям ВАК Минобрнауки России, согласно п.10 Постановления Правительства РФ от 30 июля 2014 г. № 723 «Об особенностях присуждения ученых степеней и присвоения ученых званий лицам, признанным гражданами Российской Федерации в связи с принятием в Российскую Федерацию Республики Крым и образованием в составе Российской Федерации новых субъектов – Республики Крым и города федерального значения Севастополя»;
- 7 статей, входящие в наукометрическую базу РИНЦ.

Кроме этого опубликовано 24 тезиса докладов, представленных на конференциях разных уровней.

Статьи, опубликованные в изданиях из перечня ВАК:

1. **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.
2. 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.
3. 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
4. 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.

Статьи, входящие в наукометрическую базы Scopus и Web of Science:

1. Voskresenskaya E.N., Bardin M.Yu., **Kovalenko O.Yu.** 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.
2. **Kovalenko O.Yu.**, Voskresenskaya E.N. Interannual variability of anticyclone activity and temperature extremes in the Black sea region // *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science*. – 2018. – Vol. 107. – P. 012034. doi :10.1088/1755-1315/107/1/012034.

Статьи, опубликованные в других изданиях:

1. **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.
2. Воскресенская Е.Н., **Коваленко О.Ю.** Оценка изменений экстремальной температуры воздуха на территории юга России в XXI веке по модельным расчетам // *Системы контроля окружающей среды*. – 2016. – Вып. 4(24). – С. 90–94.
3. **Коваленко О.Ю.**, Воскресенская Е.Н. Аномалии частоты антициклонов над Черноморско-Средиземноморским регионом // *Системы контроля окружающей среды*. – 2016. – Вып. 5(25). – С. 90–93.
4. Воскресенская Е.Н., **Коваленко О.Ю.** Межгодовая изменчивость антициклонической активности Черноморско-Средиземноморского региона, обусловленная глобальными процессами в системе океан – атмосфера // *Системы контроля окружающей среды*. – 2015. – Вып 1(21). – С. 73–76.
5. Борисенко М.Н., Рыбалко Е.А., Баранова Н.В., Ткаченко О.В., Твардовская Л.Б., Иванченко В.И., Воскресенская Е.Н., Вышкваркова Е.В., **Коваленко О.Ю.**, Маслова В.Н., Новиков А.А. Научно обоснованная концепция для разработки модели перспективного планирования размещения виноградных насаждений в

западном предгорно-приморском районе Крыма в условиях изменяющегося климата // Виноградарство и виноделие. – 2015. – Т. 45. – С. 25–29.

6. Рыбалко Е.А., Иванченко В.И., Воскресенская Е.Н., Вышкваркова Е.В., **Коваленко О.Ю.** Микроклиматическое районирование западного предгорно-приморского района Крыма для развития виноградарства // Системы контроля окружающей среды. – 2015. – Вып. 2(22). – С. 97–101.

7. Воскресенская Е.Н., Бардин М.Ю., **Коваленко О.Ю.** Антициклоническая активность в Черноморско-Средиземноморском регионе по данным реанализа NCEP/NCAR // Системы контроля окружающей среды. – 2014. – Вып. 20. – С. 102–106.

8. Воскресенская Е.Н., **Коваленко О.Ю.** Проявления глобальных климатических сигналов в антициклонической активности в Черноморско-Средиземноморском регионе в зимний сезон // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – 2014. – № 29. – С. 101–106.

9. Баянкина Т.М., Воскресенская Е.Н., **Коваленко О.Ю.**, Маслова В.Н. Циклоны и антициклоны в Черноморско-Средиземноморском регионе // Труды института гидрометеорологии грузинского технического университета. – 2013. – Т. 119. – С. 22–27.

10. Воскресенская Е.Н., **Коваленко О.Ю.** Параметры антициклонов в Черноморско-Средиземноморском регионе и их климатические изменения// Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – 2013. – № 27. – С. 195–200.

11. Воскресенская Е.Н., Юровский А.В., **Коваленко О.Ю.** Оценка изменений экстремальной температуры воздуха на территории Украины// Системы контроля окружающей среды. – 2013. – Вып. 19. – С. 111–115.

Структура и объем диссертации.

Диссертационная работа состоит из списка сокращений, введения, 5 глав, заключения, списка литературы из 355 наименований работ отечественных и зарубежных авторов, 4 приложений, и содержит 199 страниц, включая 57

иллюстраций и 13 таблиц в основном тексте, а также 5 иллюстраций и 14 таблиц в приложениях.

Во **Введении** обосновывается актуальность исследования, сформулированы цель и задачи исследования; перечислены основные этапы исследования и результаты; приведены основные положения, выносимые на защиту, научная и практическая значимость, личный вклад автора и апробация результатов исследования. В **Главе 1** представлены описание особенностей географических и циркуляционных условий в ЧСР, общие сведения об антициклонической активности и ЭТВ в Атлантико-Европейском регионе, дан обзор существующих методов идентификации изучаемых климатических параметров, приведены результаты по исследованию межгодовых-междесятилетних изменений антициклонической активности и ЭТВ, обусловленных влиянием климатических процессов в системе океан-атмосфера. В **Главе 2** описываются используемые массивы данных реанализов и наблюдений, приведен контроль их качества. Рассматриваются методы выделения параметров антициклонов, блокирующих антициклонов и ЭТВ. В **Главе 3** приводится анализ климатических характеристик параметров антициклонической активности и ЭТВ, и их тренды в исследуемом регионе. Описываются будущие изменения ЭТВ по результатам численных климатических расчетов. **Глава 4** посвящена результатам исследования межгодовой изменчивости параметров антициклонической активности и ЭТВ в ЧСР, обусловленных влиянием САК и событий Эль-Ниньо разных типов. В **Главе 5** приведена оценка десятилетних-междесятилетних изменений параметров антициклонической активности и ЭТВ в анализируемом регионе, обусловленных влиянием АМО и ТДО. В **Заключении** сформулированы основные выводы диссертационной работы.

Благодарности. Автор выражает глубокую признательность и искреннюю благодарность своему научному руководителю доктору географических наук, профессору Е.Н. Воскресенской, к.ф.-м.н. М.Ю. Бардину за многочисленные конструктивные консультации, сотрудникам Лаборатории крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы и изменений климата за плодотворное сотрудничество и обсуждение результатов работы.

ГЛАВА 1. АНТИЦИКЛОНИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ И ЭКСТРЕМАЛЬНАЯ ТЕМПЕРАТУРА ВОЗДУХА В АТЛАНТИКО-ЕВРОПЕЙСКОМ РЕГИОНЕ: ИЗМЕНЕНИЯ И ИЗМЕНЧИВОСТЬ

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 непосредственно влияют на экономику, 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 под «климатом»? В узком смысле, климат – это многолетний режим погоды, определяющийся статистическим описанием средних значений и изменчивости соответствующих количественных показателей. Более полное определение сформулировано А.С. Мониным: «Климат определяется как статистический ансамбль состояний, который проходит сложная система взаимодействия атмосферы, гидросферы и земной коры за периоды времени порядка десятилетий» [Монин, 1979]. 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, 1979]. Согласно рекомендациям ВМО, период для оценки изменений климата составляет 30 лет.

На сегодняшний день ученые всего мира объясняют наблюдаемые изменения климата, в основном, двумя причинами. К первой относится увеличение антропогенных выбросов углекислого газа, которое приводит к росту температуры. Такой вывод получен на основе экспериментов с климатическими моделями [IPCC, 2007, 2013]. В соответствии с отчетом Межправительственной

группы экспертов по изменению климата (МГЭИК), среднегодовая глобальная температура воздуха за период 1906 – 2005 гг. увеличилась на $0,74 \pm 0,18^\circ\text{C}$, что и отображено на рис. 1.1. 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]. Как видно из рис. 1.1, увеличение температуры происходит неравномерно. На протяжении приведенного временного отрезка наблюдаются как периоды роста, так и уменьшения. 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.

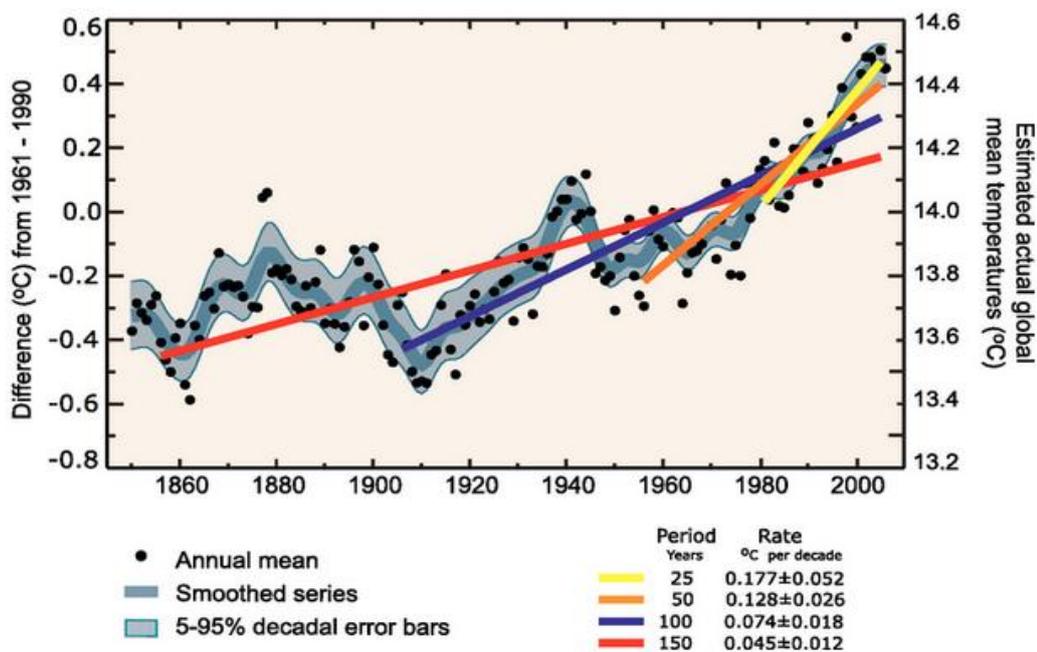


Рисунок 1.1 – Среднегодовая глобальная температура воздуха (черные точки).

Левая ось показывает аномалии относительно среднего значения с 1961 по 1990 г., а правая ось – расчетную фактическую температуру ($^\circ\text{C}$) 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].

Однако изменения средней температуры воздуха не несут таких катастрофических последствий, как изменения 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], 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 ЧСР. А ведь именно блокирующие антициклоны способствуют формированию экстремумов и, как следствие, опасных 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 [Bolle, 2003].

Летом 2003 года интенсивная жара, обусловленная блокирующим антициклоном, в Европе обусловила гибель 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. Потери оценивались около 14 млрд. долларов [например, Nicholls and Alexander, 2007]. Блокирующий антициклон летом 2010 года был одним из наиболее интенсивных за последнее время. Согласно [Ревич и Малеев, 2011], за июль–август 2010г, по сравнению тем же периодом 2009 г., смертность от сердечнососудистых заболеваний в Москве возросла на 58,8% [Смирнова и др., 2016]. Именно поэтому актуальность изучения закономерностей изменений антициклонической активности и ЭТВ не вызывает сомнений.

1.1. Географические особенности Черноморско-Средиземноморского региона и атмосферной циркуляции в нем

Черноморско-Средиземноморский регион (ЧСР), карта которого представлена на рис. 1.1.1, характеризуется уникальными географическими условиями.



Рисунок 1.1.1 – 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 изменение 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 характеристик 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 формировании 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 $40 - 50^\circ$ с.ш., $27,5 - 45^\circ$ в.д. Графическое отображение границ ЧСР представлено на рис.1.1.2.

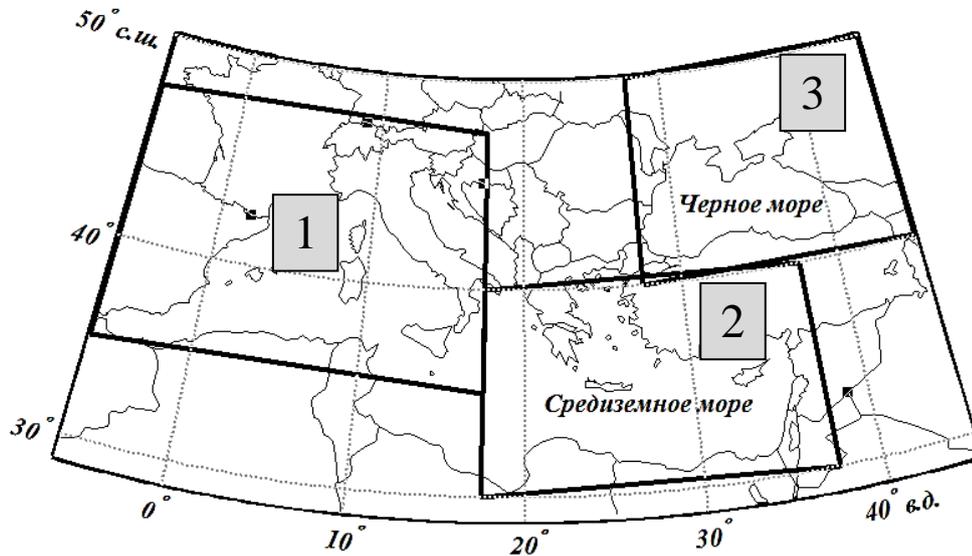


Рисунок 1.1.2 – Схематическое изображение границ Черноземно-Средиземноморского региона: (1) – западная часть Средиземноморского региона, (2) – восточная часть Средиземноморского региона, (3) – Черноморский регион

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 настоящей работе, 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, особенностями атмосферной циркуляции. Однако, исследования, посвященные оценке изменений антициклонической активности и ЭТВ в ЧСР, достаточно фрагментарны. Приведем обобщенное описание отдельно для антициклонов, блокирующих антициклонов и ЭТВ по имеющимся публикациям.

1.2. Антициклоны

Традиционно под антициклоном понимают область повышенного атмосферного давления с замкнутыми концентрическими 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. 1.2.1).

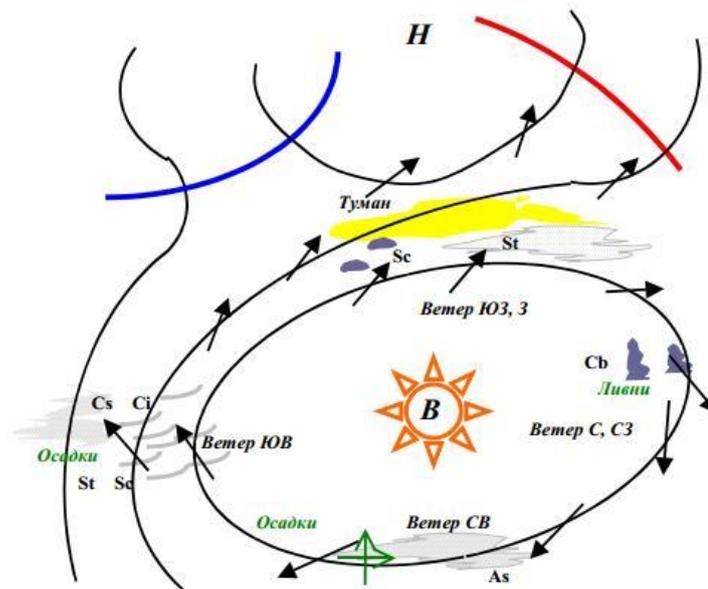


Рисунок 1.2.1 – Погода в антициклоне из [Дашко, 2005]

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. 1.2.1). 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].

Таблица 1.2.1. 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

Атмосферные характеристики, приведенные в табл. 1.2.1, 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.

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 [Мультиановский, 1933]. В приведенной работе установлены типичные траектории (или так называемые «оси») движения антициклонов, входящих на территорию Европы с различных районов (рис. 1.2.2): азорские оси (движение антициклонов со стороны

Атлантики), нормальные полярные (движение с северо-запада) и ультраполярные (движение с севера и северо-востока).

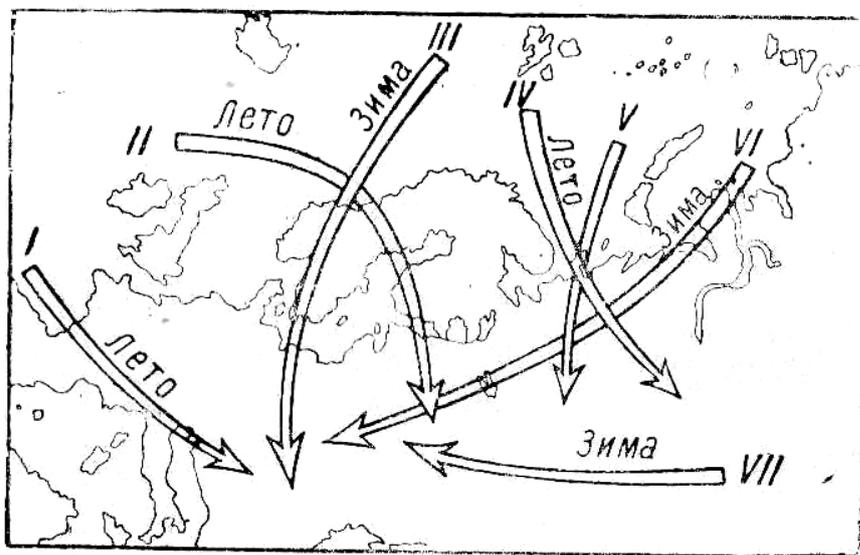


Рисунок 1.2.2 – Обобщенные траектории распространения антициклонов над территорией Европы по [Кричак, 1956]. Траектории I и II соответствуют азорским осям, III, IV – нормальным полярным осям, V – полярным и ультраполярным осям, VI, VII – ультраполярным осям

Остановимся более подробно на особенностях траекторий антициклонов по сезонам в регионах Черного и Средиземного морей. В СМР обнаруживается 2 основных направления перемещения антициклонов: к северной и южной границам Средиземноморья [Makrogiannis and Giles, 1980; Katsoulis et al., 1998; Hatzaki et al., 2014].

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. В [Hatzaki et al., 2014] обобщены траектории зимних антициклонов, которые представлены на рис. 1.2.3:

- 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.

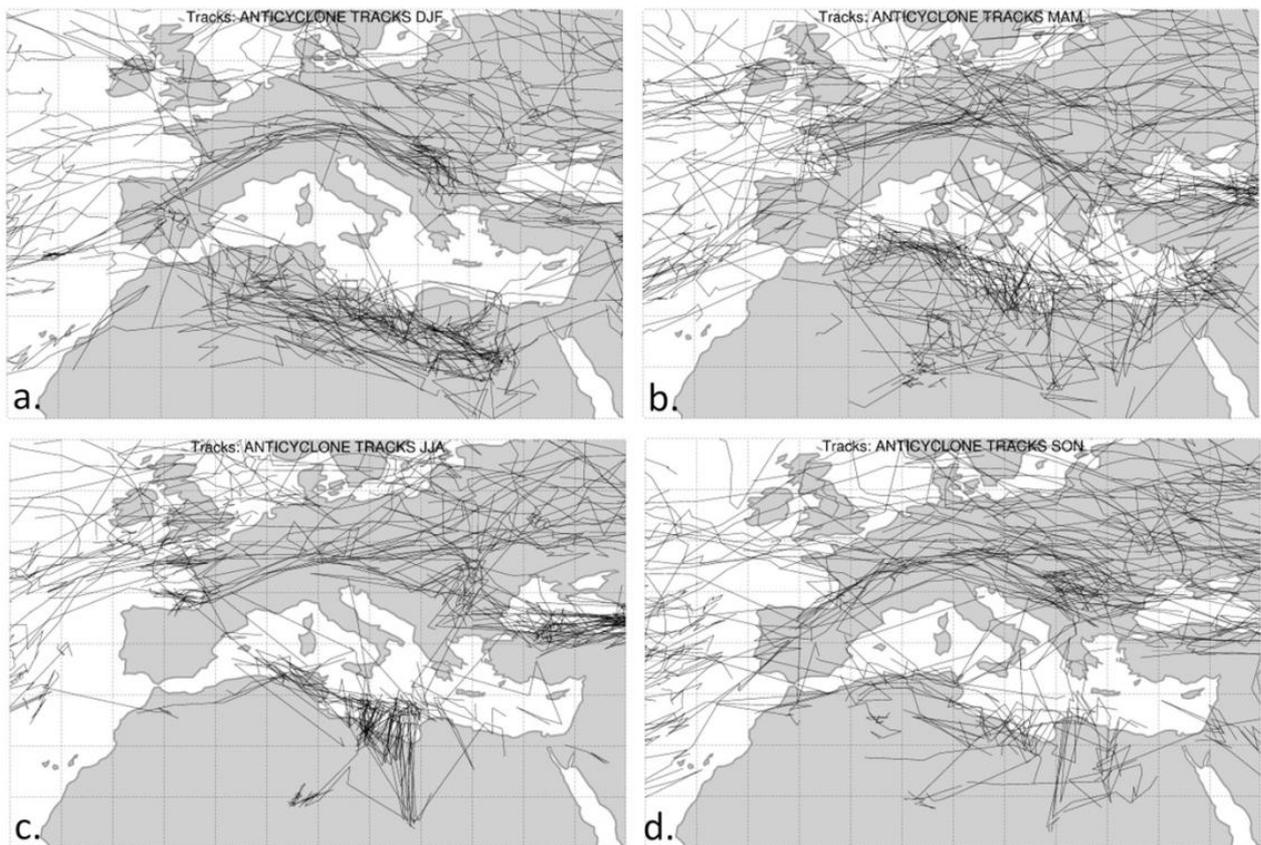


Рисунок 1.2.3 – Траектории антициклонов в зимний (a), весенний (b), летний (c) и осенний (d) сезоны из [Hatzaki et al., 2014]

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. 1.2.3, в ЧСР наибольшая плотность траектории 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. 1.2.3 [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. Но в то же время, в соответствии с результатами работы [Polonsky et al., 2007], повторяемость антициклонов в ЧР увеличилась с конца 1960-ых по конец 1980-ых гг. во все сезоны, но 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. В этой связи обосновывается важность выполнения такого анализа в рамках настоящей работы.

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 появились в работе Г.Т. Уокера (1924). Однако до сих пор продолжают 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 более детальное исследование, которое и будет выполнено в настоящей работе

Не менее важный вклад в изменчивость барических систем в ЧСР имеет явление ЭН, характеризующиеся 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 это явление 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. Такой анализ будет выполнен в диссертации.

Исследования региональных проявлений десятилетних-междесятилетних процессов, а именно АМО и ТДО, представляющих собой аномалии в системе 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.

1.3. Блокирующие антициклоны

Частным случаем антициклона является «блокирующий антициклон» (или блокинг [Garriot, 1904]), который вызывает постоянный интерес научного сообщества [Хромов и др., 1974]. Дело в том, что с ним связаны неблагоприятные

устойчивые погодные условия: устойчивые морозы в зимний сезон и продолжительные засухи в летний. Более того, зимой низкие температуры воздуха и отсутствие снежного покрова способствуют вымерзанию озимых. При этом антициклоническая циркуляция с южной и восточной сторон от блокинга приносит арктический воздух из более высоких широт и приводит к снежным бурям [Davini et al., 2012]. Весной же на периферии блокирующего антициклона нередко возникают суховейные ветры, которые снижают урожайность сельскохозяйственных культур [Ковриго и Феськов, 2013].

Одним из первых исследований блокингов является работа [Namias, 1947], где блокинг описан, как погодное явление, связанное с уменьшением зонального потока в ограниченном секторе Северного полушария. Он почти неподвижен и сохраняется в течение нескольких дней (иногда даже недель). Позже были обнаружены сильная меридиональная циркуляция [Elliott and Smith, 1949] и расщепление зонального потока на две ветви [Berggren and Bolin, 1949], связанные с блокингом.

В работах [Rex, 1950a, 1950b] впервые дано более полное определение явления блокирующего антициклона. Так, под блокингом понимается квазистационарная баротропная погодная система, которая сохраняется в течение нескольких дней или недель, и изменяет западный поток, блокируя (или отклоняя) движение циклонов на восток. Основная особенность этого явления – наличие квазистационарного теплого гребня или антициклона ниже места препятствования нормального западного потока, который сохраняется в течение 10 дней. Различают два типа блокирующих антициклонов, которые впервые были отмечены в работе [Sumner, 1954]. Первый тип обычно определяется как *Rex*-блок. Он характеризуется меридионально расположенным диполем высокого и низкого давления (рис.1.3.1а) и зачастую формируется в Атлантико-Европейском регионе. Второй тип определяется как меридиональный блокинг (или Ω -блок) и типичен для восточной части Тихого океана. Как видно из рис. 1.3.1б, ему свойственны две области низкого давления по обе стороны от области высокого давления.

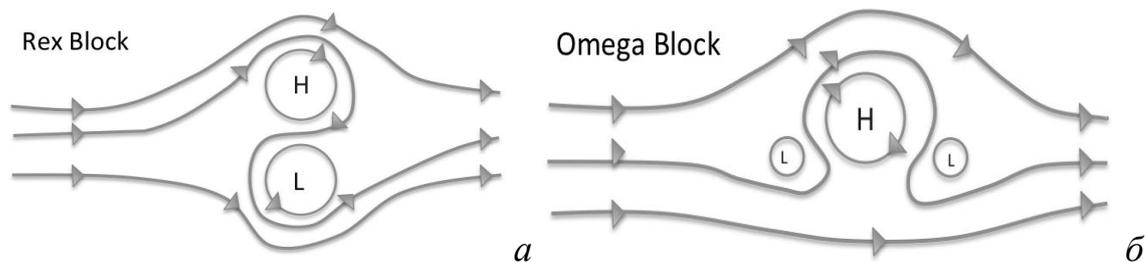


Рисунок 1.3.1 – Схематическое изображение зонального потока в средней тропосфере (на поверхности 500 гПа) при Rex- (а) и Ω - (б) блоках из [Davini, 2013]

Авторы работ [Barriopedro et al., 2010; Davini, 2013] обобщили существующие методы обнаружения блокирующего антициклона (рис. 1.3.1) и установили следующее. Основными из них являются визуальный (субъективный подход) и автоматический (объективный подход) методы.

Наиболее часто используемым атмосферным полем для идентификации барического объекта является поле геопотенциальной высоты на поверхности 500 гПа [например, Tibaldi and Molteni, 1990]. Реже для выделения блокингов привлекают меридиональную компоненту ветра [Kaas and Branstator, 1993], вертикально усредненную потенциальную завихренность [Schwierz et al., 2004], потенциальную температуру в динамической тропопаузе [Pelly and Hoskins, 2003]. Кроме этого индексы блокирования условно подразделяются на 4 группы:

- индексы, основанные на изменении меридионального градиента метеорологического поля [например, Lejenas and Okland, 1983; Tibaldi and Molteni, 1990; Pelly and Hoskins, 2003; Barriopedro et al., 2006; Diao et al., 2006];
- индексы, основанные на аномалиях метеорологического поля [например, Dole and Gordon, 1983; Shukla and Mo, 1983; Sausen et al. 1995; Schwierz et al. 2004];
- индексы, основанные на вихревых полях, которые определяются как области, ограниченные с южной (северной) стороны восходящими или нисходящими потоками относительно основного потока [Kaas and Branstator,

1993] или как области, в которых поле геопотенциальной высоты сильно превышает зональное среднее окружающего сектора [например, Hartmann and Ghan, 1980].

– объективные структуры атмосферной циркуляции, полученные статистическими многопараметрическими методами классификации режимов погоды [Vautard, 1990; Michelangeli et al., 1995] или нейронными сетями [Verdecchia et al., 1996].

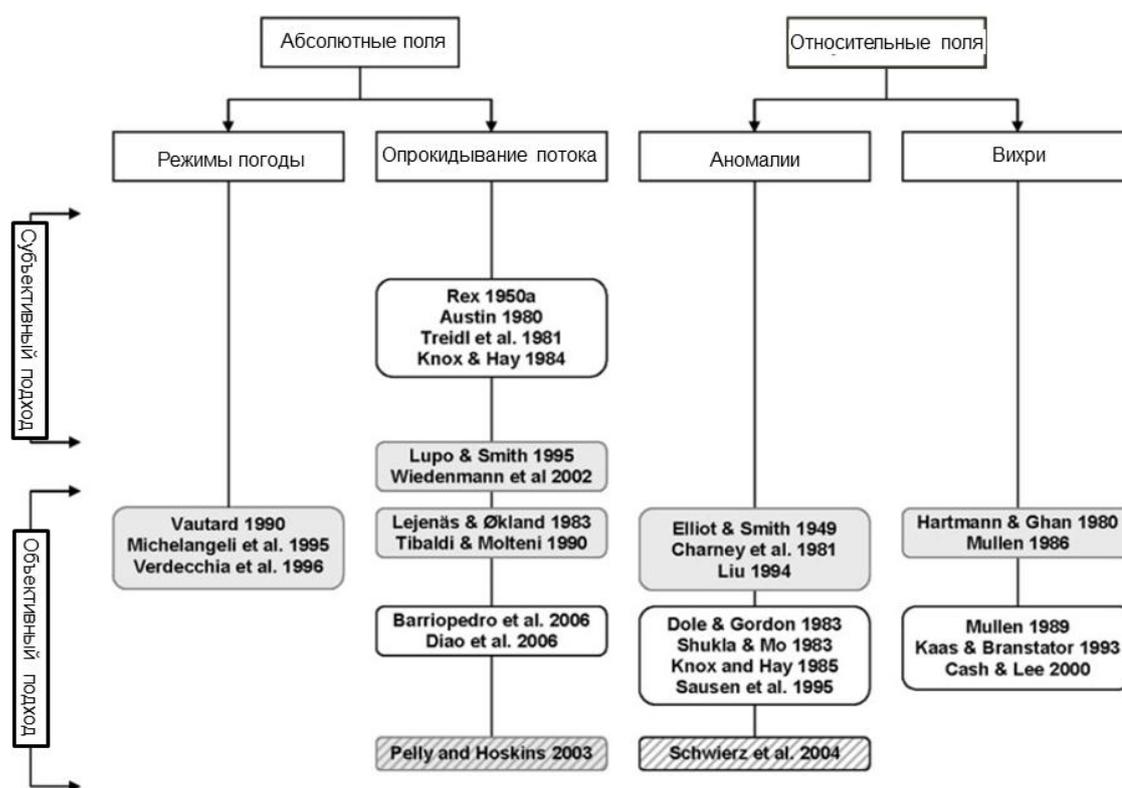


Рисунок 1.3.2 – Обзор методик определения блокирующих антициклонов. Боксы с серой заливкой (без заливки) обозначают методики, обеспечивающие одномерное (двумерное) отображение блокирующего антициклона. Заштрихованные (незаштрихованные) боксы – методы, основанные на динамических (изобарических) переменных по [Barriopedro et al., 2010]

Что касается критериев по пространству и времени, то одни авторы [Lejenas and Okland, 1983] используют фиксированную широту – 60° с.ш. Дополнительные

поправки к этой широте ($60 \pm 4^\circ$ с.ш.) были введены в [Tibaldi and Molteni, 1990]. Другими, например, [Pelly and Hoskins, 2003], предложено использовать не фиксированную широту, а ту на которой находится максимум среднегодовой кинетической энергии высокочастотных нестационарных вихрей. Наряду с критериями по широте, существуют вариации по долготе: минимальное число последовательных градусов долготы без какого-либо смещения блокирующего антициклона во времени [Tibaldi and Molteni, 1990], или минимальное количество долгот с небольшим смещением [Pelly and Hoskins, 2003]. В отношении временного ограничения в научном сообществе была достигнута следующая договоренность: под блокирующими антициклонами понимаются те, которые подолгаются не менее 4 – 5 последовательных дней [Treichl et al., 1981; Tibaldi and Molteni, 1990; D'Andrea et al., 1998].

На основе перечисленных индексов, полученных по однородным данным из массивов реанализов NCEP/NCAR [Wiedenmann et al., 2002; Davini et al., 2014; Sousa et al., 2016], ERA-40 и ERA-Interim [Lupo et al., 2007; Ioannidou and Yau, 2008; Rimbu and Lohmann, 2009; Porebska and Zdunek, 2013; Davini and D'Andrea, 2016], были рассчитаны некоторые характеристики блокирующих антициклонов:

- частота и продолжительность [Treichl et al., 1981; Lejenas and Okland, 1983; Груза и Коровкина, 1991а, б; Wiedenmann et al., 2002];
- основное место возникновения [Lupo and Smith, 1995; Wiedenmann et al., 2002];
- интенсивность [Lupo and Smith, 1995; Wiedenmann et al., 2002];
- площадь [Lupo and Smith, 1995; Barriopedro et al., 2006; Barriopedro et al., 2010];
- время распада [Lupo et al., 2007].

Эти характеристики позволили сформировать представление о среднемноголетнем распределении блокирующих антициклонов и их изменениях, как во всем Северном полушарии [Rex 1950; Lupo and Smith 1995; Wiedenmann et al., 2002; Barriopedro et al., 2006; Berrisford et al., 2007; Barnes et al., 2012 и др.], так и в Атлантико-Европейском регионе [Tibaldi and Molteni, 1990; Scherrer et al.,

2006; Rimbu and Lohmann, 2009; Cheung et al., 2013; Stankunavicius et al., 2017 и др.].

В целом установлено, что одним из регионов активного блокирования на 60° с.ш. является Европейский регион, особенно в регионе от пролива Девиса/Лабрадорского моря до Скандинавии, а также от Азорских островов до юга Скандинавии [Pettersen, 1956; Dole and Gordon, 1983; Груза и др., 2003; Scherrer et al., 2006; Diao et al., 2006; Оценочный доклад, 2008, 2014]. В соответствии с [Barriopedro et al., 2006] среднегодовое количество блокирующих антициклонов в этом регионе за период 1948 – 2005 гг. составляет ~11 блокирующих событий за год, а их средняя продолжительность – ~9 дней. При этом блокинги зачастую располагаются в окрестности $\sim 29^{\circ}$ долготы. Характеристики блокирующих антициклонов подвержены заметному годовому ходу. В [Pettersen, 1956] показано, что повторяемость блокингов в Атлантическом регионе максимальна в апреле и минимальна в августе. При этом в [Pelly and Hoskins, 2003] отмечено, что над Европой максимум интенсивности блокирующих ситуаций типичен для зимнего и осеннего сезонов. Однако в работах [Груза и Коровкина, 1991а; Wiedenmann et al., 2002; Diao et al., 2006; Barriopedro et al., 2006] описан и летний максимум частоты блокингов, сконцентрированный над Восточной Европой около 30° в.д. В [Бардин, 2005] отмечено, что блокирующие антициклоны в Черноморском регионе наиболее интенсивны в весенний и зимний сезоны. Летом же Черноморский регион оказывается на периферии действия блокирующих антициклонов.

Распределение блокирующих антициклонов характеризуется не только ярко выраженным годовым ходом, но и подвержено сезонным пространственным смещениям. В [Груза, 1991а, б] отмечено, что область активного блокирования от зимы к лету ослабевает и смещается в восточном направлении, достигая центральных районов Европейской территории России.

И если в приведенных публикациях отмечается некоторая согласованность результатов по определению областей с максимальными величинами характеристик блокирующих антициклонов, то оценки линейных тенденций

различаются по данным разных авторов, в зависимости от методики определения блокирующих ситуаций, территории, сезонов и других факторов [Оценочный доклад, 2014].

Для всего Северного полушария значимых тенденций изменений среднегодовых характеристик блокирующих антициклонов по данным реанализа NCEP/NCAR за период 1948 – 2002 гг. не обнаружено [Barriopedro et al., 2006]. При этом в работе [Мохов и Петухов, 1997] по данным наблюдений была отмечена тенденция к увеличению характерного времени жизни блокингов, что авторы объясняют полушарным потеплением. В работе [Мохов и др., 2013] по модельным расчетам проекта CMIP3 показано, что общая продолжительность блокингов в Северном полушарии, оцененная по полям геопотенциальной высоты на поверхности 500 гПа, за период 1969 – 2011 гг. увеличивается как в среднем за год, так и по сезонам. При этом для Евро-Атлантического региона характерно значимое увеличение общей продолжительности событий блокирования до 2 месяцев для весенне-летних и зимних месяцев при прогнозируемом потеплении.

В то же время во многих работах отмечено уменьшение зимней блокирующей активности в течение последних 50 лет над Северной Америкой, Гренландией и Евразией [Luo and Wan, 2005; Barriopedro et al., 2006; Croci-Maspoli et al., 2007b; Оценочный доклад, 2008]. Проекция будущего климата, полученные на основе модели общей атмосферной циркуляции в [Matsueda et al., 2009], свидетельствуют об уменьшении зимней блокирующей активности, которое будет продолжаться и в следующем столетии. По результатам моделирования в период 1960 – 2010 гг., проведенного в [Mokhov et al., 2011], число дней с блокингами в Атлантико-Европейском секторе летом увеличивается. В [Бардин, 2007] также отмечено увеличение летней повторяемости антициклонической квазистационарной циркуляции над Европейским сектором. В [Оценочный доклад, 2008] отмечены незначительные изменения суммарной продолжительности блокирования в переходные сезоны в рассматриваемом Атлантико-Европейском секторе. Таким образом, оценки изменений линейных

тенденций характеристик блокирующих антициклонов в Атлантико-Европейском регионе противоречивы и разрознены как по пространству, так и по времени.

Временным рядам характеристик квазистационарных областей высокого давления свойственны низкочастотные колебания, которые обусловлены внешним воздействием или естественной изменчивостью климатической системы. Существуют работы, в которых исследовалась модуляция изменчивости блокирования с привлечением для анализа солнечного цикла [Barriopedro et al., 2008], состояния снежного покрова [Garcia-Herrera and Barriopedro, 2006] и др. Однако их вклад в изменчивость блокирующих антициклонов значительно меньше, чем естественных колебаний климатической системы. Так, в [Hurrell et al., 2003] период 1901 – 1930 гг. описан как период усиления западных ветров и циклоничности над средними широтами Северной Атлантики. Сильная зональная циркуляция в период 1920 – 1930 гг. отмечена в [Makrogiannis et al., 1982]. При этом 1920-е годы характеризуются повышенной циклонической активностью в Северной Атлантике, за исключением некоторого увеличения блокирующей активности [Slonosky et al., 2000]. Авторами работы [Shabbar et al., 2001] показаны изменения частоты и местонахождения блокирующих антициклонов в Северной Атлантике в периоды 1960 – 1970 гг. и 1980 – 1990 гг. В [Rimbu and Lohmann, 2009] отмечено, что индекс блокирования имеет четко выраженные десятилетние изменения в период 1908 – 2005 гг.: низкая активность блокингов отмечалась с 1908 по 1935 гг. с небольшим периодом относительно высокой их частоты в 1916 году.

Описанная временная изменчивость антициклонической активности обусловлена крупномасштабными климатическими процессами в системе океан-атмосфера. В [Scherrer et al., 2006] показано, что 30% дисперсии зимних блокирующих антициклонов в Северной Атлантике обусловлено САК. В [Hurrell and van Loon, 1997] отмечено, что с начала 1970-х годов отрицательная фаза САК сменилась на противоположную, что привело к меньшему количеству блокирующих антициклонов над Северной Атлантикой. В [Rogers, 1984; Wanner et al., 2001] обнаружено, что низкая активность блокингов соответствует

преимущественно положительной фазе САК. Подобный результат показан в [Scherrer et al., 2006], где частота зимних блокингов над территорией Европы при положительной фазе уменьшается на 75%. Также авторы отметили изменения продолжительности блокирования в связи с фазами САК. При положительной фазе САК продолжительность блокирующих антициклонов составляет $\sim 5 - 6$ дней, а при отрицательной фазе она в среднем достигает 11 дней. В то же время в ряде работ в ходе статистического анализа [Pavan et al., 2000; Stein, 2000; Shabbar et al., 2001] обнаружена отрицательная корреляция индекса САК с характеристиками блокирующих антициклонов в регионе Северной Атлантики. Исследование взаимосвязи между САК и блокингом над Гренландией, выполненное в [Woollings et al., 2008], показало, что САК можно рассматривать как колебание между отрицательной «блокирующей» фазой и положительной неблокирующей фазой. Однако есть и противоположное мнение, когда предполагается обратная связь, т.е. частота блокингов влияет на фазы САК [Crosi-Maspoli et al., 2007a]. Однако вопрос о влиянии САК на блокирующие антициклоны в Атлантико-Европейском регионе, включая ЧСР, до сих пор остается открытым и требует уточнения.

Влияние ЭНЮК на изменения поля давления в западной части Тихого океана отмечено в ряде работ [Renwick and Wallace, 1996; Wiedenmann et al., 2002; Мохов, 2006; Barriopedro et al., 2006]. Напомним, что под этим колебанием понимается крупномасштабный процесс, протекающий как в океане, так и в атмосфере, и оно состоит из теплой (Эль-Ниньо) и холодной (Ла-Нинья) фаз. Так как одной из задач диссертационной работы является изучение проявлений именно ЭН, то основное внимание при оценке опубликованных материалов сосредоточено на таких событиях. В [Renwick and Wallace, 1996] обнаружено, что активность блокирующих антициклонов в холодный период года в северной части Тихого океана в годы ЭН снижена. Однако, авторы работы [Watson and Colucci, 1999], которые исследовали изменения блокингов Северного полушария только для холодного периода, получили противоположный результат: активность блокингов увеличивается (уменьшается) в Тихом океане (Северной Атлантике) в

годы ЭН. Подобный вывод получен в [Renwick and Wallace, 1996; Wiedenmann et al., 2002; Barriopedro et al., 2006]. В работах [Mokhov and Tikhonova, 2000; Мохов, 2006] отмечено увеличение общей длительности блокингов в Атлантико-Европейском секторе в годы ЭН, относительно обычных лет. Расхождения между приведенными исследованиями могут быть связаны с различиями определения блокирующей ситуации или ЭН, а также из-за длины холодного периода года или зимнего сезона, например [Mokhov and Tikhonova, 2000]. В связи с ограниченными сведениями в литературных источниках об откликах событий ЭН на антициклоническую активность в Атлантико-Европейском регионе, включая ЧСР, возникает необходимость более детального исследования этого вопроса, что будет выполнено в настоящей диссертационной работе.

На изменения характеристик блокирующих антициклонов также оказывают влияние междесятилетние крупномасштабные климатические процессы, к которым относятся ТДО и АМО. Эти процессы изменяют структуру аномалий ТПО в Северном полушарии, модулируя частоту и положение блокирующих антициклонов на межгодовом и десятилетнем масштабах [Shabbar et al., 2001; Barriopedro et al., 2006]. В работе [Luo and Wan, 2005] десятилетняя изменчивость блокингов при базовом состоянии бароклинности связана с крупномасштабным взаимодействием в системе океан-атмосфера в средних широтах. Однако ранее проявления этих климатических процессов в антициклонической активности для территории Европы не исследовались.

Таким образом, анализ существующих работ показал недостаточную изученность изменений характеристик блокирующих антициклонов, а также изменчивости, обусловленной межгодовыми и междесятилетними колебаниями в системе океан-атмосфера, в Атлантико-Европейском регионе, включая ЧСР.

1.4. Экстремальная температура воздуха

Антициклоническая активность и, в частности, блокирующие антициклоны, обуславливают значительные температурные аномалии в Атлантико-Европейском регионе [Silman and Croci-Maspoli, 2009; Silman et al., 2011; Pfahl and Wernli,

2012; Andrade et al., 2012; Pfahl, 2014; Sousa et al., 2016; Zyulyaeva et al., 2016]. В работах [Trigo et al., 2004; Porebska and Zdunek, 2013; Davini, 2013] отмечено, что изменения продолжительности и интенсивности блокингов могут изменить распределение и частоту ЭТВ. Именно поэтому необходимо рассматривать не только изменения блокингов, но и ЭТВ.

Уточним, что под ЭТВ 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, которая для температуры воздуха имеет форму «гауссовой» кривой (рис. 1.4.1). Повышение частоты одного экстремума (например, количества дней с экстремально высокой температурой) часто сопровождается снижением частоты противоположного экстремума (в данном случае – количества дней с экстремально низкой температурой). Экстремальные явления погоды обладают меньшей повторяемостью в отличие от средних состояний погоды, однако они обладают большей изменчивостью [например, Yan et al., 2002].

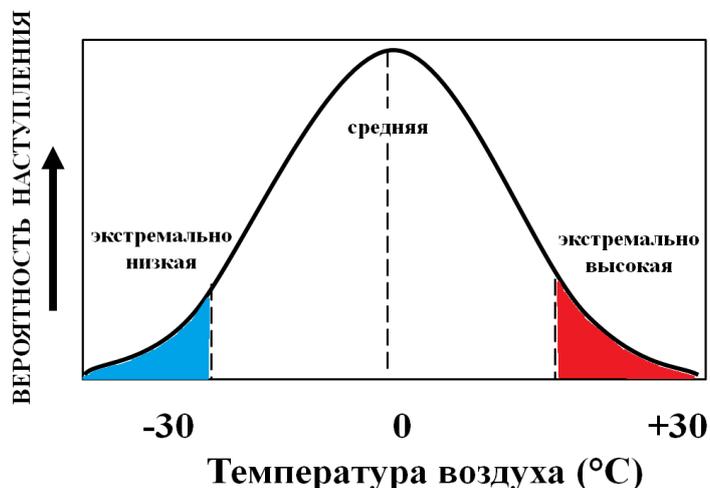


Рисунок 1.4.1 – Схематическое изображение нормального распределения средней температуры воздуха

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 будут ненадежными. Распределения могут изменяться вместе с климатическими изменениями, например, если распределение подогнано под период с трендом, 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 (значительно ниже средней величины), 25 (ниже средней величины), 50 (близко к средней величине), 75 (выше средней величины) и 95 (значительно выше средней величины) процентиля. Изменения порогов происходят в соответствии с локальными характеристиками данных, поэтому такой анализ может быть выполнен для большой территории. Результаты его использования менее чувствительны к основному распределению, чем методы, в основе которых лежит специфическое распределение для подгонки всех данных. В соответствии с [Смирнов, 1970; Coles, 2001; Wilks, 2006], в случае коротких рядов данных оценка периода повторяемости не будет надежной. Тем не менее, наименьшее количество допущений (т.е. лучший подбор кривой распределения, включающей экстремальные области) необходимо для анализа с использованием метода процентилей. Преимуществом данного метода является возможность проведения пространственного сравнения, поскольку выбрана одна и та же часть вероятностного распределения температуры в каждой точке.

Пороговый метод является наиболее понятным для понимания, хотя в этом случае получают самые большие ограничения по масштабам. Этот метод хорошо подходит для анализа экстремальных величин в одной точке или на небольшой территории. При рассмотрении больших территорий одно и то же пороговое значение может быть нерепрезентативным для разных областей.

В современных отечественных и зарубежных научных исследованиях для оценки изменений ЭТВ используют комплексный набор климатических индексов экстремальности. Наиболее полный список климатических индексов экстремальных явлений (27 индексов из них 17 описывают ЭТВ) представлен экспертной группой по обнаружению климатических изменений, мониторингу и индексам при Комиссии по климатологии ВМО. Эти индексы удобны в применении, и их легко интерпретировать. Они предназначены для обеспечения текущего мониторинга изменений в частоте и/или интенсивности «умеренных» экстремальных событий, сосредоточив внимание на явлениях 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 исследователям 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].

Зачастую 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 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

уменьшении 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 [Бардин, 2005; Wallace et al., 1996; Thompson and Wallace, 1998; Крыжов, 2004; 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 [Зверьяев и Гулев, 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 нет четких закономерностей изменений характеристик ЭТВ в ЧСР, обусловленных влиянием этого процесса.

Влияние ЭН на гидрометеорологические характеристики, в частности на аномалии температуры воздуха, в Атлантико-Европейском регионе до сих пор остается дискуссионным вопросом. В некоторых работах, например, [Hori 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 Дальневосточных районах моря 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, 1950b]; июль, 1976 г. [Green, 1977]; 1987–1988 гг. [Груза и Коровкина, 1991a]; 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. Именно такое исследование будет выполнено в диссертационной работе.

1.5. Выводы к Главе 1

1. Анализ литературных источников показал наличие нескольких методов, пригодных для выделения и описания параметров антициклонической активности и ЭТВ. Их особенности состоят в использовании разных атмосферных полей, типов данных, пространственно-временных критериев.
2. Для исследования антициклонической активности и ЭТВ многие ученые привлекают массивы разной продолжительности глобальных и региональных реанализов, а также данные наблюдений. С одной стороны, это повышает достоверность полученных результатов, а с другой – вызывает сложность их сопоставления и установления закономерностей изменений. Наиболее широко используемым массивом данных для идентификации антициклонов и блокирующих антициклонов является реанализ NCEP/NCAR. Достоверный источник данных для определения ЭТВ – это данные наблюдений.

3. Опубликованные к настоящему времени сведения об антициклонической активности, ЭТВ и их изменениях в Атлантико-Европейском регионе носят преимущественно фрагментарный характер, комплексного климатического исследования указанных параметров данного региона не проводилась.
4. Результаты отечественных и зарубежных публикаций выявили ограниченную изученность проявлений межгодовых-междесятилетних климатических процессов системы океан-атмосфера в антициклонической активности и ЭТВ в ЧСР.

ГЛАВА 2. ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В настоящей главе представлена информация об используемых массивах данных, о методиках выделения областей высокого давления, ЭТВ и расчета их параметров.

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 диссертационная работа основана на данных, существенно превышающих такой период. Для анализа изменений и изменчивости антициклонической активности, под которой понимаются параметры антициклонов и блокингов, привлекались данные реанализа. При исследовании ЭТВ использовались данные наблюдений.

2.1.1. Данные реанализа NCEP/NCAR о геопотенциальной высоте на поверхностях 1000 и 500 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 настоящей работе. 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; Barriopedro et al., 2010; Davini et al., 2014; Sousa et al., 2016 и др.].

Данные этого реанализа с пространственным разрешением $2,5^\circ$ широты $\times 2,5^\circ$ долготы и с разной временной дискретностью в диссертационной работе привлекались:

для идентификации антициклонов в ЧСР

– 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>];

для выделения блокирующих антициклонов в Европейском регионе

– среднесуточные данные о геопотенциальной высоте на поверхности 500 гПа за период 1948 – 2014 гг. [<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>].

Необходимо отметить, что блокирующие антициклоны выделялись в больших границах ($40 - 75^\circ$ с.ш., $0 - 60^\circ$ в.д.), по сравнению с ЧСР. Так как квазистационарные барические системы характеризуются большей площадью.

Одним из важных этапов любого исследования является контроль качества исходных данных. В настоящей работе данные NCEP/NCAR сопоставлялись с одним из современных реанализов, содержащий 4-х срочные и среднесуточные данные, и охватывающий 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 $\times 2^\circ$ широты (рис. 2.1.1.1).

Контроль качества геопотенциальной высоты на поверхностях 1000 и 500 гПа выполнялся путем корреляционного анализа для периода 1948 – 2014 гг. Для общих узлов сетки, представленных на рис. 2.1.1.1, 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. 2.1.1.1).

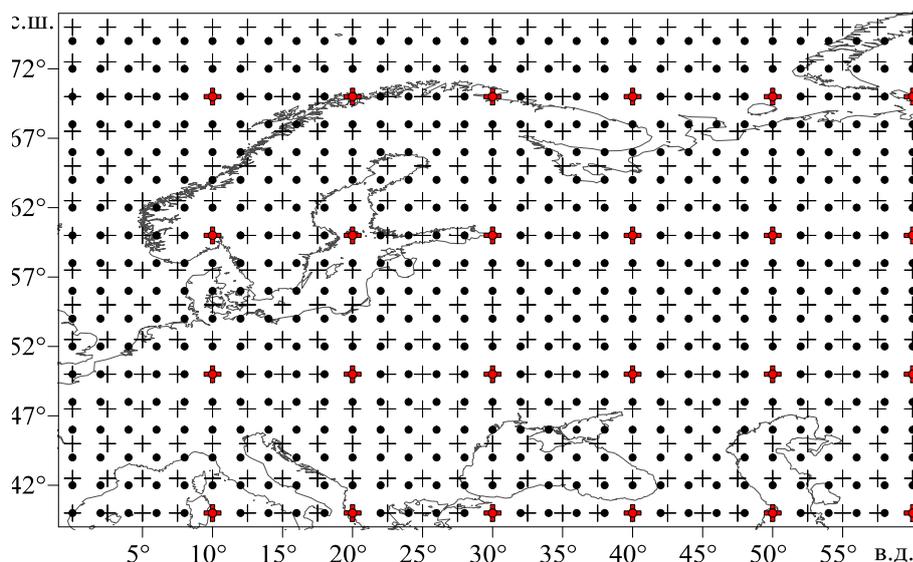


Рисунок 2.1.1.1 – Пространственная сетка массивов реанализа NCEP/NCAR (плюс) и 20CR (круг) для Европейского региона. Красным цветом выделены совпадающие по двум реанализам узлы сетки

Таблица 2.1.1.1. Коэффициенты корреляции среднегодовых величин геопотенциальной высоты на поверхности 1000 гПа между массивами данных NCEP/NCAR и 20CR в узлах сетки. Значимые на 95% уровне и более величины выделены жирным шрифтом.

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

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, событие блокирующего антициклона 2010 года, представленное на рис. 2.1.1.2, качественно отображается как по NCEP/NCAR, так и по 20CR.

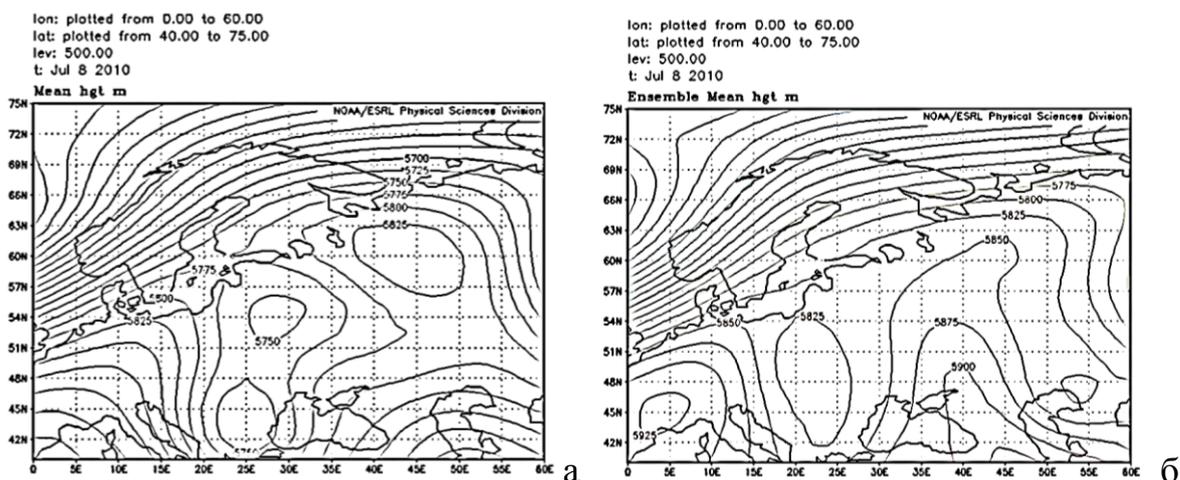


Рисунок 2.1.1.2 – Поле геопотенциальной высоты на поверхности 500 гПа за 8 июля 2010 г. по данным массива NCEP/NCAR (а) и 20CR (б), полученное с помощью онлайн-сервиса [<https://www.esrl.noaa.gov>]

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 изменения и изменчивость антициклонической активности.

2.1.2. Данные наблюдений среднесуточной температуры 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), доступного 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 станций 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>] представляется информация о прогнозах погоды на ближайшие шесть суток и о фактической погоде, наблюдаемой на наземных станциях. Прогнозы подготавливаются Мет. 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. В диссертационной работе 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.

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. 2.1.2.1. Как видно из табл. 2.1.2.1 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. 2.1.2.1 приведен график временного хода этого параметра в Черноморском регионе за 1995 г., подтверждающий, что данные могут быть использованы для решения поставленных в диссертационной работе задач.

Таблица 2.1.2.1. Количество пропусков (в %) во временных рядах среднесуточной температуры воздуха для станций Черноморско-Средиземноморского региона за период 1950 – 2014 гг.

	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	
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

	Станция	Широта, с.ш.	Долгота, в.д.	Высота над уровнем моря, м	NCDC	ECA&D
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

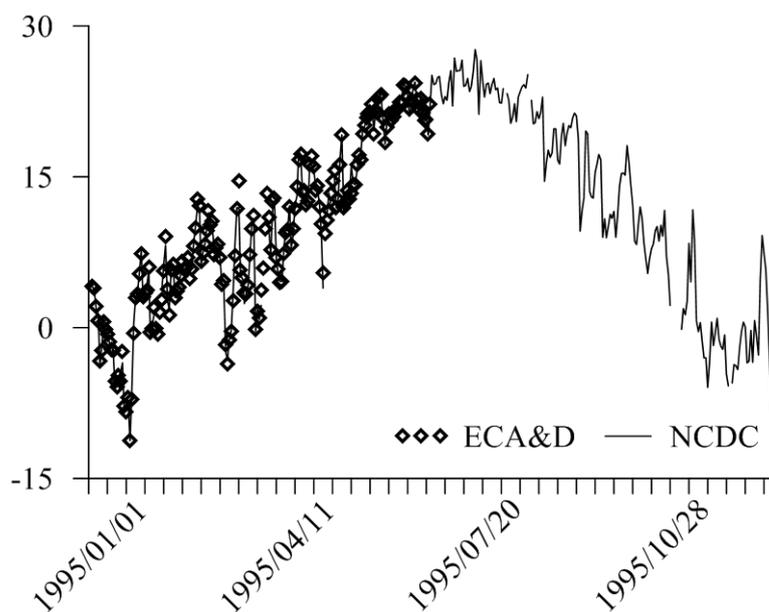


Рисунок 2.1.2.1 – Временной ряд среднесуточной температуры воздуха на станции Измаил по данным ECA&D и NCDC за период 01.01.1995 – 31.12.1995 г.

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. 2.1.2.2), и временной ряд температуры может быть продлен до 2014 г.

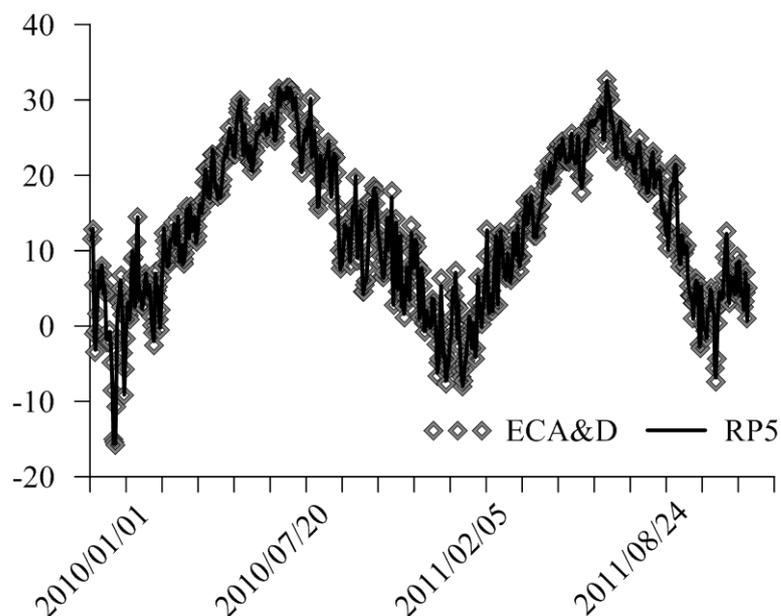


Рисунок 2.1.2.2 – Временной ряд температуры воздуха на станции Краснодар по данным ECA&D и RP5 за период 01/01/2010 – 31/12/2011 гг.

В силу ограниченного объема диссертационной работы при анализе изменений и изменчивости ЭТВ основное внимание сосредоточено только на станциях Черноморского региона. Полученные в диссертационной работе результаты имеют важное прикладное значение для перспективного планирования регионального развития Российской Федерации, а также для снижения рисков от экстремальных погодных условий.

Проанализируем более подробно данные станций Черноморского региона. Обнаружено, что временные ряды станций Геленджик, Джанкой, Евпатория, Севастополь имеют более 50% пропусков по данным архива NCDC, как это видно из табл. 2.1.2.1. 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, качество данных 13 станций ЧР пригодны для решения поставленных в диссертационной работе задач.

2.1.3. Данные климатической модели GFDL-CM3 о среднесуточной температуре воздуха

В настоящее время для оценки будущих изменений климатических параметров привлекаются климатические модели. В рамках проекта CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project) были выполнены численные расчеты климатических моделей и их сопоставление с данными реанализа и наблюдений [Оценочный доклад, 2014]. Этот проект охватывает более 30 моделей со всего мира. В диссертационной работе для получения сценарных оценок возможных изменений ЭТВ в регионе Черного моря на среднесрочную и долгосрочную перспективу из моделей проекта CMIP5 в результате тщательного анализа прогностических расчетов на период с 1951 по 2005 гг. с данными наблюдений гидрометслужбы была выбрана модель GFDL-CM3 (США). Условия для отбора из 35 других моделей, которые используются в рамках международного проекта по сравнению результатов расчетов по совместным моделям климатической системы CMIP5 – наилучшее воспроизведение характера изменений гидрометеорологической характеристики в анализируемом регионе. Подробное описание выбора моделей приведено в [Отчет..., 2013].

Модель GFDL-CM3 (США) разработана в Лаборатории геофизической гидродинамики. Горизонтальное разрешение атмосферных компонентов модели CM3 составляет 2° широты \times $2,5^\circ$ долготы. Динамическое ядро CM3 использует новое ядро конечных объемов, сформулированное на сферической сетке [Putman and Lin, 2007], которое значительно улучшает вычислительную эффективность и качество моделирования в полярной области. Атмосферная модель имеет 48 вертикальных уровней. Такое разрешение по вертикали позволяют более детально

описывать стратосферные химические и динамические процессы. Динамическое ядро, физическая параметризация и характеристики моделирования подробно описаны в [Donner et al., 2011].

Среднесуточные данные о температуре воздуха из массива климатической модели GFDL-CM3 за период 1950 – 2100 гг. привлекались для анализа проекций ЭТВ при климатическом изменении концентрации углекислого газа RCP 4.5, при так называемом «умеренном» сценарии без значительного роста концентрации парниковых газов. Уточним, что такое RCP характеризует заданное в модели возможное радиационное воздействие на уровне $4,5 \text{ Вт/м}^2$ и описывает величину роста концентрации углекислого газа.

Одним из этапов выбора моделей для получения проекций было сопоставление модельных данных с наблюдаемыми на метеостанциях значениями температуры воздуха. Анализ заключался в расчете линейных трендов и их параметров. Считается, что климатическая модель правильно воспроизводит тренд любой атмосферной характеристики, если совпадает знак тренда, при этом величина коэффициента может не совпадать [Brands et al., 2013]. Были выбраны среднесуточные данные о температуре воздуха за период 1950 – 2005 гг. по двум станциям (Симферополь, Керчь) и модельные величины в ближайших узлах сетки (45° с.ш., $33,75^\circ$ в.д. и 45° с.ш., $36,25^\circ$ в.д.) к соответствующим координатам этих станций (рис. 2.1.3.1).

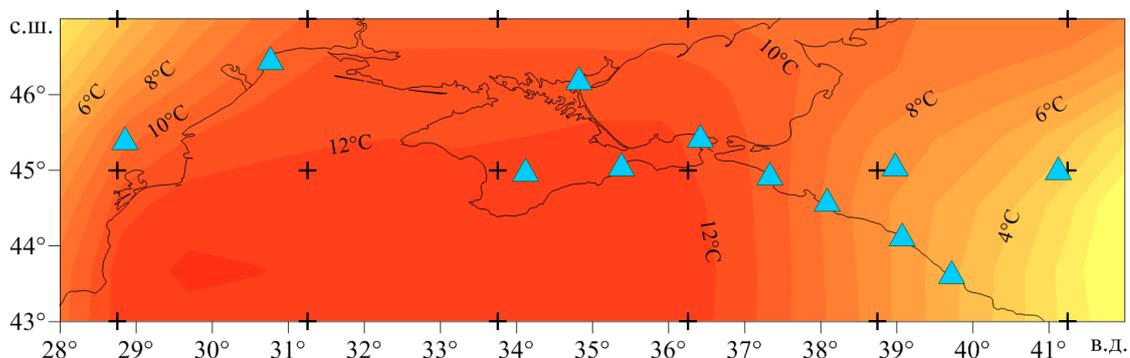


Рисунок 2.1.3.1 – Среднемноголетняя температура воздуха по расчетам модели GFDL-CM3 за период 1950 – 2005 гг. Треугольники – исследуемые станции региона. Знаком плюс обозначены узлы регулярной сетки модели

В целом за период 1950 – 2005 гг. анализ линейных трендов стационарных и модельных величин температуры воздуха в среднем по Черноморскому региону показал положительные тренды, однако они преимущественно не значимы (например, рис. 2.1.3.2). В то же время средняя величина температуры воздуха по GFDL-CM3 за анализируемый период выше стационарных данных в 1,2 раза.

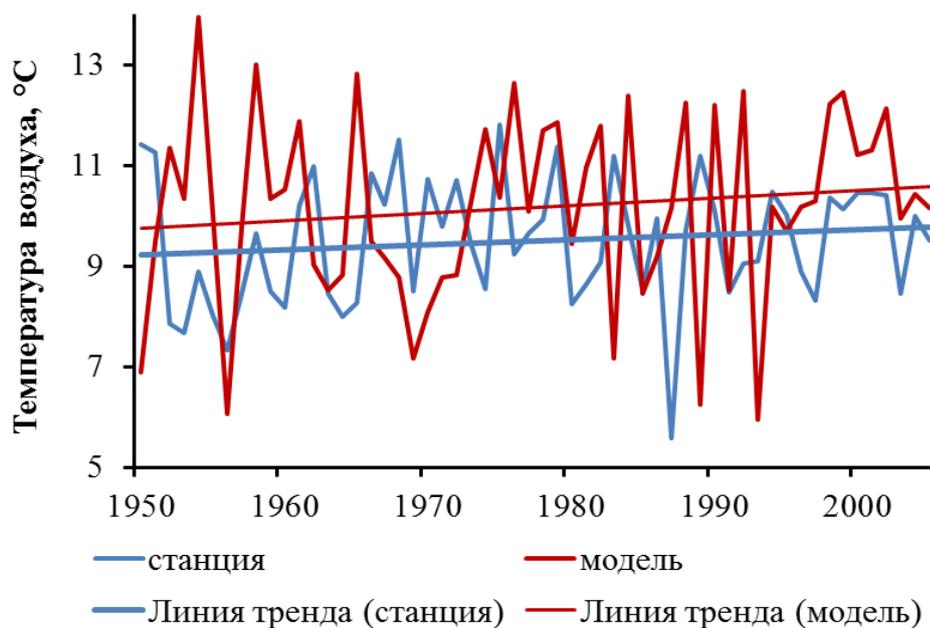


Рисунок 2.1.3.2 – Средняя температура воздуха на ст. Симферополь по модельным и стационарным данным для весеннего сезона

Итак, при использовании данных модели для оценки среднеклиматических условий необходимо учитывать, что модельные значения превышают реальные. Однако для получения проекций изменений ЭТВ к середине и концу XXI века, относительно исторического периода, истинные величины модельных рядов не столь важны и обнаруженное превышение данных можно не принимать в рассмотрение.

2.1.4. Климатические индексы

Одной из задач диссертационной работы является оценка изменений антициклонической активности и ЭТВ в связи с влиянием таких крупномасштабных

процессов в системе океан-атмосфера, как САК, АМО, ТДО. Для оценки влияния перечисленных процессов в работе использованы среднемесячные климатические индексы за период 1948 – 2014 гг.

Индекс САК в настоящей работе привлекался с сайта [<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/>], методика расчета которого основана на анализе главных компонент [Barnston and Livezey, 1987].

Индекс ТДО 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 [<http://research.jisao.washington.edu/pdo/>].

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

2.2. Методы идентификации характеристик антициклонической активности и экстремальной температуры воздуха

В диссертационной работе идентификация антициклонических вихрей и экстремальных температур воздуха выполнялась путем привлечения современных, хорошо апробированных методик.

2.2.1 Методика выделения параметров антициклонов

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]. 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], 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. 2.2.1.1). 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 (2.2.1.1) и (2.2.1.2):

$$f_h = \int_{x \in S_i} f(x) ds, \quad (2.2.1.1)$$

$$l_h = \int_{x \in S_i} l(x) ds, \quad (2.2.1.2)$$

где f_h, l_h – соответственно, широта и долгота центра антициклона (рис. 2.2.1.1); 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 км^2 . Т.е. единица измерения частоты антициклонов – км^{-2} .

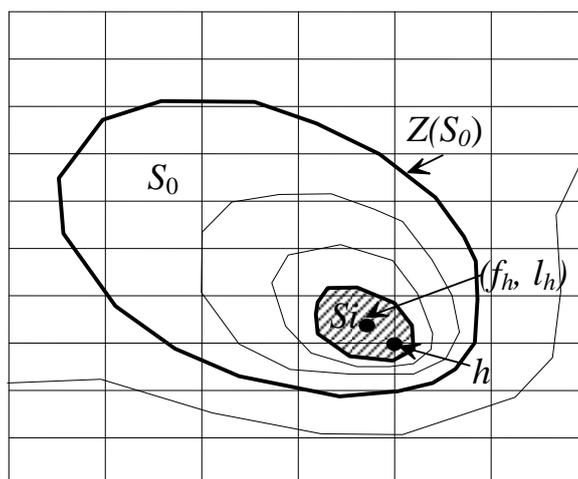


Рисунок 2.2.1.1 – Схематическая структура антициклона: h – значение геопотенциальной высоты в узле сетки; $Z(S_0)$ – значение внешней ограничивающей изогипсы; S_0 – область, занятая антициклоном; S_i – область внутри ближайшей к центру изогипсы; f_h, l_h – координаты центра антициклона (максимум высоты)

Высота антициклона, или термин «глубина» в соответствии с авторской методикой М.Ю. Бардина, (D , гм) – это абсолютная величина разности геопотенциальной высоты между его центром и последней замкнутой изогипсой по формуле (2.2.1.3). Высота кратна 10, т.к. изогипсы брались через 10 гпм.

$$D = |h - Z(S_0)|, \quad (2.2.1.3)$$

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 (2.2.1.4):

$$\Delta p = - \frac{\Delta H}{Q(p, T)}, \quad (2.2.1.4)$$

где Δp – изменение давления в гПа (искомая высота антициклона в гПа); ΔH – изменение высоты в метрах (или D в формуле (2.2.1.3)); $Q(p, T)$ – величина

барометрической ступени, м (гПа)^{-1} ; p – давление в месте измерения, гПа; T – температура, $^{\circ}\text{C}$.

Значение барометрической ступени принимается равным 8 м (гПа)^{-1} для $p = 1000 \text{ гПа}$ и $T = 0 \text{ }^{\circ}\text{C}$.

Площадь (A , млн. кв. км) антициклона определялась по поверхности, ограниченной последней замкнутой изобарой, по формуле (2.2.1.5):

$$A = \int_{x \in S_0} ds. \quad (2.2.1.5)$$

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

2.2.2. Методика выделения блокирующих антициклонов

Для идентификации блокингов в диссертационной работе был выбран индекс *Тибалди и Молтени* [Tibaldi and Molteni, 1990], который является одним из наиболее известных и неоднократно апробированных индексов блокирования [Shabbar et al., 2001; Trigo et al., 2004; Barriopedro et al., 2006; Scherrer et al., 2006; Barnes et al., 2012; Cheung, 2013 и др.]. При этом данный индекс характеризуется относительной вычислительной простотой. Однако оригинальная версия этого индекса [Tibaldi and Molteni, 1990] имеет ограничения по пространству, и поэтому обеспечивает одномерное описание блокирующего антициклона. В связи с этим в настоящей работе использована модификация данного индекса [Scherrer et al., 2006], предоставляющая двумерное отображение блокирующих антициклонов. Рассмотрим более подробно этот индекс.

Основная конструкция индекса Тибалди и Молтени заключается в использовании двух градиентов высоты, формулы (2.2.2.1) и (2.2.2.2) которых приведены ниже:

$$GHGS = \frac{Z(\varphi_0) - Z(\varphi_S)}{\varphi_0 - \varphi_S} \quad (2.2.2.1)$$

$$GHGN = \frac{Z(\varphi_N) - Z(\varphi_0)}{\varphi_N - \varphi_0} \quad (2.2.2.2)$$

где Z – геопотенциальная высота на поверхности 500 гПа, φ_0 – центральная широта, φ_N – северная широта, φ_S – южная широта.

Градиент GHGS является мерой интенсивности зонального потока в каждой точке долготы, при этом градиент GHGN исключает неблокирующие потоки [Barriopedro et al., 2006]. Оба градиента рассчитывались в каждом узле сетки в диапазоне 40 – 75° с.ш. Каждая широта принималась центральной, разность между ней и северной (южной) широтой составляет 15° широты.

За блокирующий антициклон принимались события, при которых в течение 5 дней и более в пределах не менее 3 последовательных долгот сохранялись следующие условия: $GHGS > 0$ и $GHGN < -10$ м/° широты.

Используя приведенную методику, были рассчитаны число дней с условиями блокирования, продолжительность и количество блокирующих антициклонов, а также их частота в каждом узле пространственной сетки за период 1948 – 2014 гг. Под частотой понимается отношение суммарного количества блокирующих дней в заданном узле сетки к общему количеству рассмотренных дней. Данная величина является безразмерной.

2.2.3. Методика определения экстремальной температуры воздуха и ее параметров

В диссертационной работе анализ изменений и изменчивости ЭТВ выполнен для 13 станций Черноморского региона, пространственное распределение которых представлено на рис. 2.2.3.1.

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

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

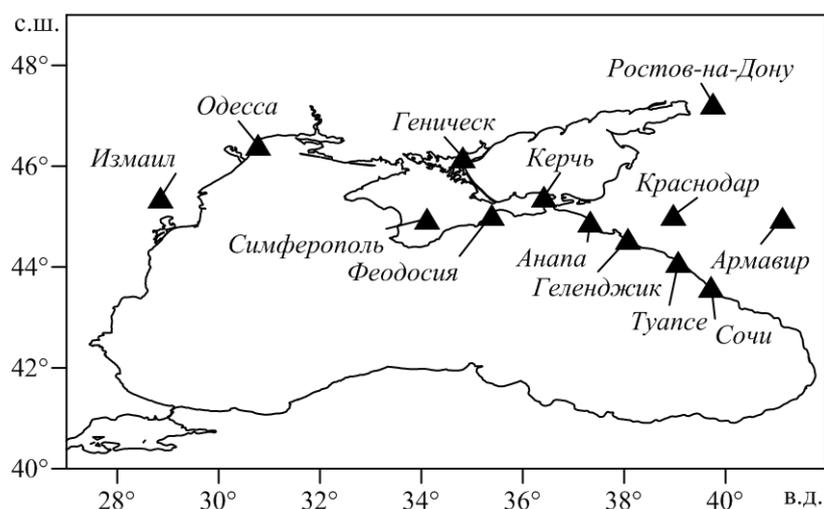


Рисунок 2.2.3.1 – Пространственное расположение гидрометеостанций Черноморского региона

Величины 5-го и 95-го перцентиля 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 цитированных 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. 2.2.3.2 представлен годовой ход средней температуры воздуха и сглаживающая кривая для станции Симферополь. По полученным временным рядам аномалий температуры воздуха были выделены перцентили 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 перцентиля. Данная характеристика отображает

аномалии локального климата и позволяет проводить пространственное сравнение, поскольку выбрана одна и та же часть вероятностного распределения температуры в каждой точке.

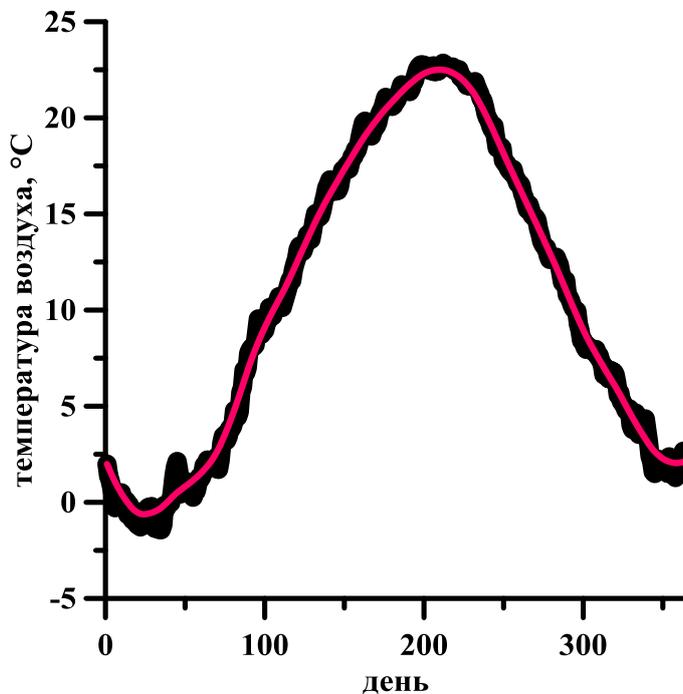


Рисунок 2.2.3.2 – Годовой ход среднесуточной температуры воздуха (черная линия) для станции Симферополь. Красной линией обозначена сглаживающая кривая

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 перцентиля.

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

2.3. Выводы к Главе 2

1. Данные наблюдений из проектов ECA&D, NCDC, «Расписание погоды», а также реанализа NCEP/NCAR, прошедшие контроль качества, за период с середины XX по начало XXI века, и данные расчетов климатической модели GFDL-CM3 за период XX – XXI вв. пригодны для решения поставленных в диссертационной работе задач.
2. Методы, привлеченные для идентификации антициклонов и блокирующих антициклонов (методика Бардина М.Ю., индекс Тибалди-Молтени), позволяют рассчитать и сформировать массивы параметров исследуемых характеристик: частота, высота и площадь антициклонов в ЧСР; число дней с условиями блокирования, количество блокирующих антициклонов и их частота в Европейском регионе.
3. Метод, основанный на оценке перцентильных порогов, позволяет получить такие характеристики ЭТВ в Черноморском регионе, как 5-ый и 95-ый перцентили внутрисезонных аномалий среднесуточной температуры воздуха и количество дней с ЭТВ.
4. Сформированные массивы климатических характеристик дают возможность исследовать закономерности изменений антициклонической активности и ЭТВ в ЧСР.

ГЛАВА 3. КЛИМАТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АНТИЦИКЛОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ И ЭКСТРЕМАЛЬНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА В ЧЕРНОМОРСКО-СРЕДИЗЕМНОМОРСКОМ РЕГИОНЕ

Конечной целью настоящей работы является изучение закономерностей формирования погодно-климатических аномалий антициклонической активности и ЭТВ, обусловленных влиянием климатических процессов в системе океан-атмосфера. При этом понятно, что аномалии оцениваются относительно средних климатических условий и наблюдаются на фоне линейных трендов. Поэтому на первом этапе следует изучить и оценить типичные условия и их долговременные изменения, что и будет выполнено в настоящей Главе.

3.1. Средние условия антициклонической активности и экстремальной температуры воздуха

Средние величины параметров антициклонов в ЧСР, в рамках условного разделения на ЧР, ВСМР и ЗСМР (см. рис. 1.1.2), и их среднеквадратические отклонения (СКО) по сезонам, оценивались в настоящей работе за период 1951 – 2014 гг. Полученные результаты приведены в табл. 3.1.1 – 3.1.3.

Таблица 3.1.1. Среднемноголетняя величина / СКО частоты антициклонов ($\times 10^{-6}$ 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. 3.1.1). 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. 3.1.1). 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, что подтверждает полученные в работе результаты. **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 весной до 0,041 зимой (табл. 3.1.1).

Оценка среднемноголетних 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. 3.1.2 и 3.1.3). 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 ($1,53 \times 10^6 \text{ км}^2$). **Летом** величина высоты антициклонов в ЧР (2,5 гПа) в

1,3 раза выше, чем в обеих частях Средиземноморья (табл. 3.1.2). При этом 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. 3.1.2). 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 3.1.2. Среднегодовое значение / 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 3.1.3. Среднегодовое значение / СКО площади антициклонов ($\times 10^6$ км²) 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 [Natzaki et al., 2014]. Среднеквадратическое отклонение высоты антициклонов и их площади характеризуется следующим распределением по сезонам. Во все сезоны, кроме летнего, величина СКО высоты антициклонов

максимальна в ЗСМР и составляет от 0,7 весной до 1,3 в зимний сезон. При этом летом максимум СКО характерен для ЧР и составляет 0,37. Что касается СКО площади антициклонов, то зимой максимум отмечается в ВСМР (0,41), весной и осенью – в ЗСМР (0,55 и 1,2), а летом – в ЧР (0,23) (табл. 3.1.3).

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 диссертационной работе. Полученные в настоящей работе оценки за период 1951 – 2014 гг. уточняют, что величина среднемноголетней частоты и высоты антициклонов во все сезоны выше в ~1,2 раза, чем оценки из [Polonsky et al., 2007]. При этом с изменением длины ряда величина площади антициклонов лишь незначительно увеличилась. Сезоны максимальных величин параметров антициклонов, полученные в диссертации, 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. 3.1.1 а–в) и их СКО по месяцам. В связи с ограниченным объемом диссертационной работы таблицы, содержащие величины СКО исследуемых параметров, вынесены в таблицы А.1 – А.3 приложения А.

Из рис. 3.1.1а 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 среднееголетние 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: среднееголетняя 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 (~ 4 гПа), а минимальная – в июне-августе ($\sim 2,4$ гПа). Такое распределение характерно и для годового хода СКО этого параметра антициклонов в этом регионе. В соответствии с рис. 3.1.1б, 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 ($\sim 2,4$ гПа), а в ЗСМР – для ноября-декабря ($\sim 4,6$ гПа). Минимум высоты антициклонов в обеих частях Средиземноморья отмечается в августе ($\sim 1,7$ гПа). Годовой ход его СКО в ВСМР и ЗСМР имеет такое же характер, как и у самого параметра антициклонов. Наименьшее СКО высоты антициклонов в ВСМР отмечается в августе-сентябре ($\sim 0,3$ гПа), а в ЗСМР – в июне-августе ($\sim 0,4$ гПа). При этом максимальные величины СКО в обеих частях Средиземноморья наблюдаются в зимние месяцы.

Перейдем к анализу среднемесячных величин **площади антициклонов**, представленных на рис. 3.1.1в, и их СКО в ЧСР. 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. 3.1.1в и табл. А.3 приложения А). Годовой ход площади антициклонов в этом регионе характеризуется плавным переходом от минимальных в июле-августе к максимальным величинам в ноябре-марте: от около 750 тыс. кв. км до 2,1 ÷ 3,3 млн. кв. км. Это касается и СКО площади антициклонов: от ~0,3 млн. кв. км до 1,2 ÷ 2,4 млн. кв. км.

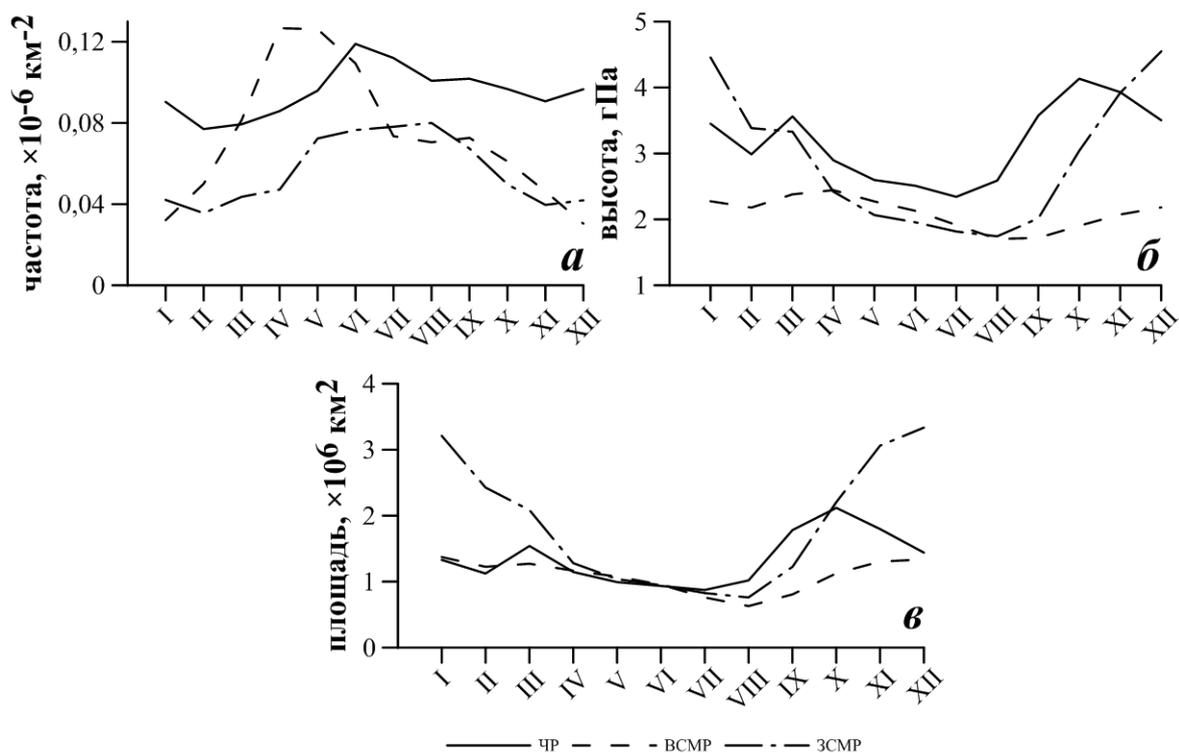


Рисунок 3.1.1 – Среднемесячные величины частоты антициклонов (а), высоты (б) и площади (в) в Черноморском регионе (ЧР), западной (ЗСМР) и восточной (ВСМР) частях Средиземного моря

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 анализу типичных характеристик блокирующих антициклонов над Европейским регионом, включая ЧСР. Выбор большего по площади региона обусловлен большей площадью блокирующих антициклонов.

Рассмотрим вначале усредненные по пространству типичные климатические величины характеристик блокирующих антициклонов в Европейском регионе. В соответствии с рис. 3.1.2а, суммарное за анализируемый период количество блокингов находится в пределах от 213 случаев осенью до 271 летом.

Средняя продолжительность блокирования максимальна весной (~6,2 сут), а минимальна осенью (5,4 сут) (рис. 3.1.2б). Этот результат согласуется с работой [Barriopedro et al., 2006] и, вероятно, связан с тем, что возникновению блокирующей ситуации предшествует интенсивный циклогенез, который максимален именно в этом сезоне [Pettersen, 1956].

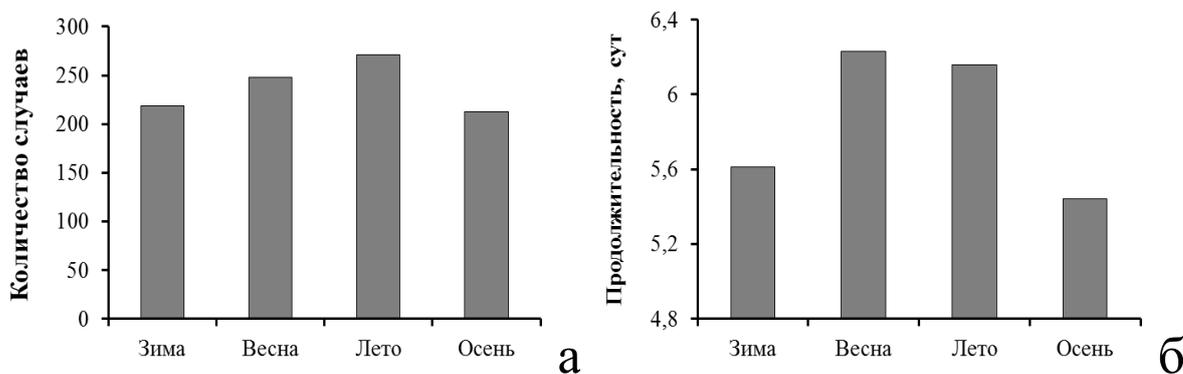


Рисунок 3.1.2 – Суммарное количество блокирующих антициклонов (а) и их средняя продолжительность в сутках (б) в Европейском регионе по сезонам за период 1948 – 2014 гг.

Средняя частота блокингов достигает своей максимальной величины летом (0,02), при этом ее минимум характерен для осеннего сезона (0,01). Полученное

сезонное распределение параметров блокирующих антициклонов, усредненных по пространству, согласуется с результатами более ранних исследований для Атлантико-Европейского региона [Груза и Коровкина, 1991а, б; Vardin, 2005; Wiedenmann et al., 2002; Barriopedro et al., 2006], где также выделен максимум в зимне-весенний период, но есть количественные различия. Так, в [Barriopedro et al., 2006] по 55-летним данным реанализа NCEP/NCAR средняя продолжительность рассматриваемых явлений в Европейском регионе изменяется от 8,3 летом до 10,2 суток зимой, а в [Wiedenmann et al., 2002] по 40-летним данным реанализа NCEP/NCAR – от 9 летом до 17 суток весной.

Усредненные по пространству параметры блокирующих антициклонов не дают полной картины их сезонной изменчивости. Во внутригодовом ходе (от зимнего сезона к летнему) границы областей с максимальной частотой исследуемых квазистационарных областей высокого давления над Европейским регионом смещаются в восточном направлении (рис. 3.1.3).

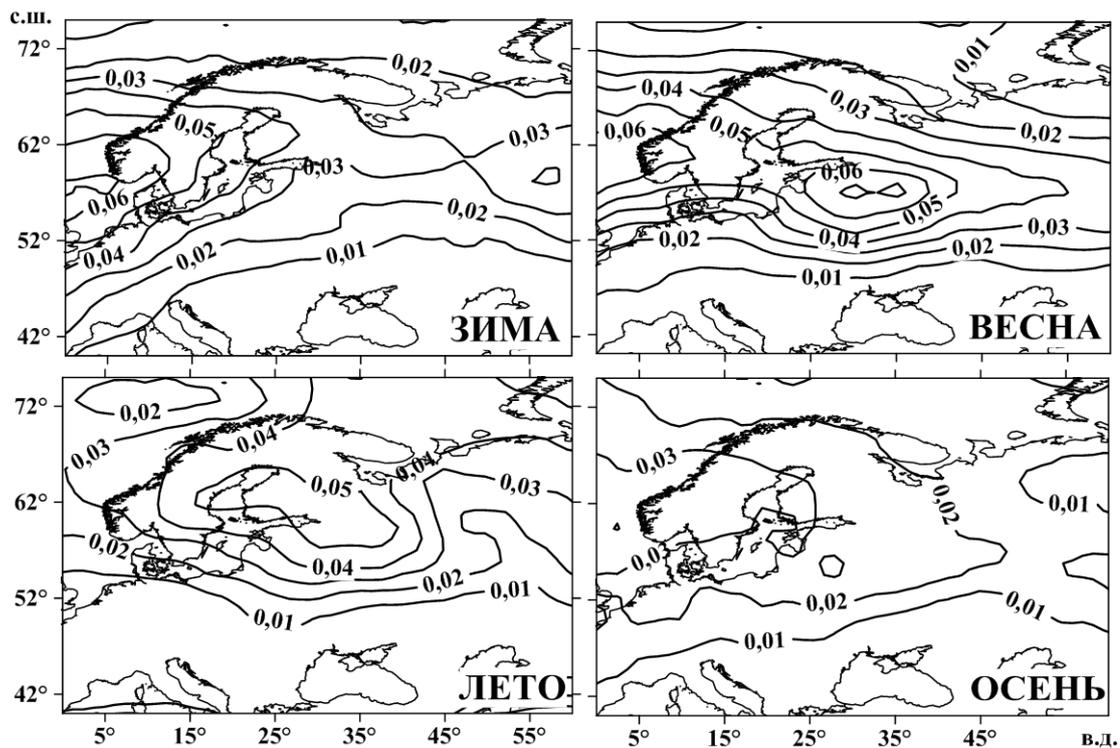


Рисунок 3.1.3 – Средняя частота блокирующих антициклонов в Европейском регионе по сезонам за период 1948 – 2014 гг.

Зимой область максимальной частоты блокингов, достигающая 0,07, приурочена к области Скандинавского полуострова, при этом минимальные величины характерны для центра и восточной части Европейского. Подобный результат согласуется с [Scherrer et al., 2006], где по 45-летним данным обнаружен зимний максимум частоты блокирующих антициклонов над югом Скандинавии. Весной область максимума частоты смещается к центру Европы и достигает 0,08. Летом и осенью значения максимальных частот блокингов уменьшаются до величин 0,06 и 0,04, при этом их положение локализуется в северных и северо-восточных районах. Подобное смещение областей максимальных величин для суммарной продолжительности блокирующих явлений по сезонам за период 1951 – 1980 гг. отмечалось в [Бардин, 2005]. Полученные результаты также согласуются с [Pelly and Hoskins, 2001], где отмечается, что летом и осенью центры блокингов расположены над Европой около 20° в.д., при этом зимой область максимальной активности расширяется и весной она смещается на Атлантику до $\sim 15^\circ$ з.д.

В ходе пространственного анализа характеристик блокирующих антициклонов, выполненного в диссертационной работе, обнаружено, что области с максимальной частотой блокингов совпадают с районами их максимальной продолжительности и количества (рисунки не приведены), что согласуется с результатами работы [Груза и Коровкина, 1991а, б].

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

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 г. 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 г. и достигал $-14,4^{\circ}\text{C}$. При этом временные ряды $P5$ характеризуются выраженными квазипериодическими колебаниями, которые наглядно видны на рис.3.1.4.

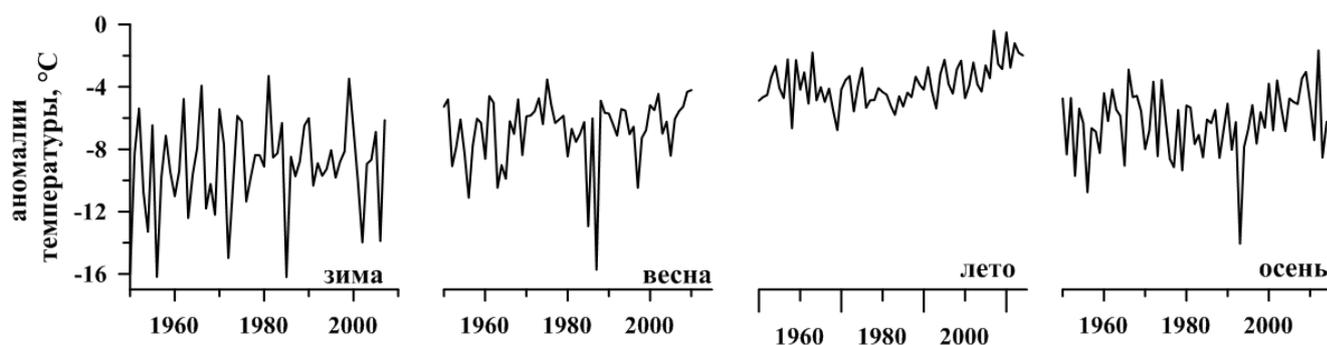


Рисунок 3.1.4 – Величины 5-го процентиля внутрисезонных аномалий среднесуточной температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$) в Черноморском регионе (Симферополь) по сезонам за период 1950 – 2014 гг.

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 г. 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 г. ($10,3^{\circ}\text{C}$). 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 (см., рис. 3.1.5), которые, вероятно, связаны с глобальными процессами в системе океан-атмосфера.

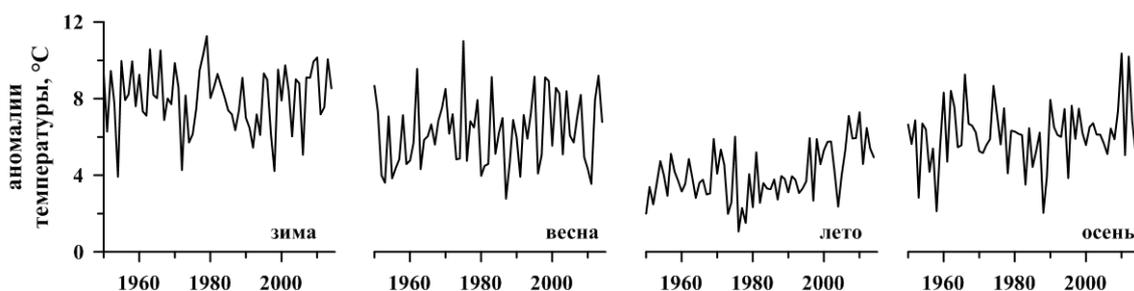


Рисунок 3.1.5 – Величины 95-го перцентиля внутрисезонных аномалий среднесуточной температуры воздуха в Черноморском регионе (Симферополь) по сезонам за период 1950 – 2014 гг.

В среднем за 65 исследуемых зим число дней с температурой воздуха ниже 5-го перцентиля (т.е. $Q5$) в ЧР составляет 4,5 дня в год. При этом максимальные величины $Q5$, характерные для большинства станций отмечались **зимой** 1954 г. (35 дней) и зимой 1985 г. и 2002 г. (20 – 25 дней), что и видно на рис. 3.1.6. Такой рекорд экстремумов в 1954 г. 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, $Q5$ 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 $Q5$ 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.

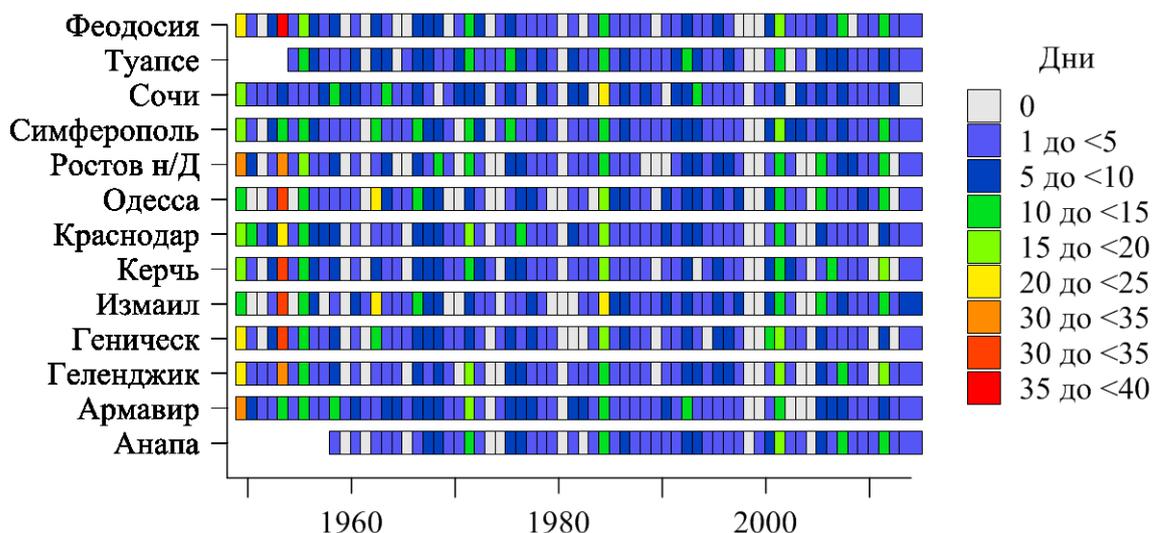


Рисунок 3.1.6 – Количество дней с температурой воздуха ниже 5-го перцентиля (в днях) на станциях Черноморского региона для зимнего сезона за период 1950 – 2014 гг.

В то же время за период 1950 – 2014 гг. абсолютный максимум количества дней с температурой воздуха выше 95-го перцентиля (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. 3.1.7). 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.

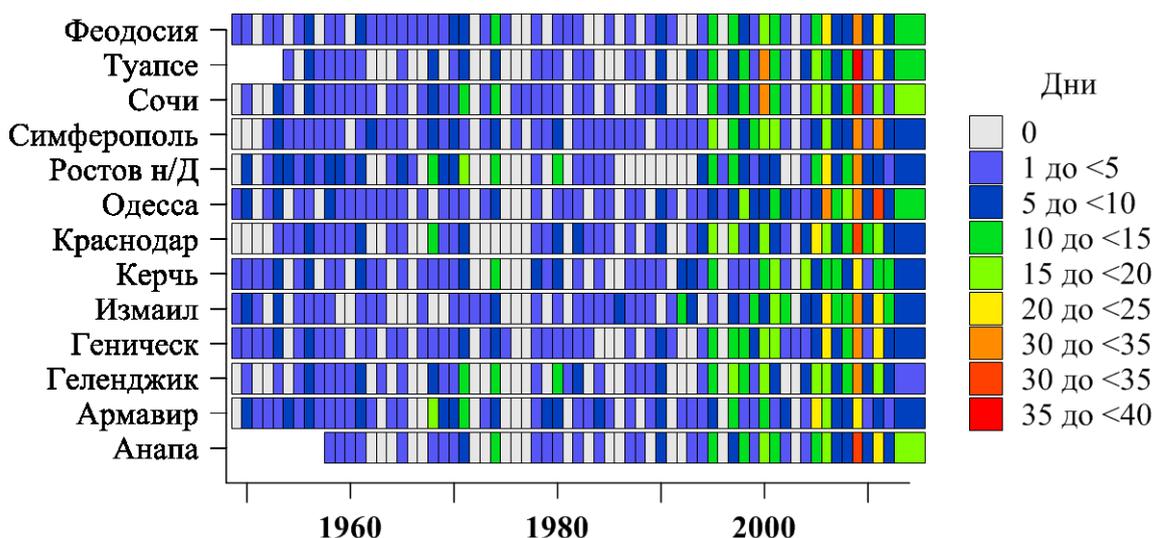


Рисунок 3.1.7 – Количество дней с температурой воздуха выше 95-го перцентиля (в днях) на станциях Черноморского региона для летнего сезона за период 1950 – 2014 гг.

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. В то же время максимальная частота блокирующих антициклонов в Европейском регионе отмечается в зимний сезон, а минимальная – осенью. Абсолютные максимумы и минимумы анализируемых в настоящей работе характеристик ЭТВ зачастую связаны с блокирующими антициклонами. 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 антициклонической активности и экстремальной температуры воздуха

Для выявления долгопериодных изменений характеристик антициклонической активности, а также ЭТВ, в диссертационной работе рассчитывались коэффициенты линейного тренда из уравнения линейной регрессии по следующей формуле (3.2.1):

$$Y = a + bx, \quad (3.2.1)$$

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 формуле (3.2.2), приведенной ниже:

$$t = \frac{r\sqrt{N-1}}{\sqrt{1-r^2}}, \quad (3.2.2)$$

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

Анализ коэффициентов линейных трендов параметров антициклонов, приведенных в табл. 3.2.1, 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 $14,8 \times 10^{-4}$ км²/10 лет и $4,1 \times 10^{-4}$ км²/10 лет, соответственно. При этом зимой в этом же регионе 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 $\sim 0,9 \times 10^{-9}$ км²/10лет, 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 $12,5 \times 10^{-9}$ км²/10 лет зимой и уменьшения на $9,3 \times 10^{-9}$ км²/10 лет летом. Для высоты антициклонов в этой области ЧСР в летне-осенний период характерны значимые отрицательные линейные тренды.

Таблица 3.2.1. Коэффициенты линейных трендов параметров антициклонов и их значимость в Черноморско-Средиземноморском регионе по сезонам за период 1951 – 2014 гг.

Регион	Сезон	Частота, 1×10^{-9} км ² /год	Высота 1×10^{-3} гПа/год	Площадь, 1×10^{-3} км ² /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.

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 ° 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 диссертационной работе трендов параметров антициклонов может быть объяснено использованием короткого временного ряда и влиянием квазипериодических колебаний в системе океан-атмосфера.

Перейдем к анализу тенденций изменений параметров блокирующих антициклонов, а именно частоты блокингов, над Европейским регионом. Для **зимнего сезона** характерны статистически значимые (на 95% уровне) положительные линейные тренды частоты блокирующих антициклонов, достигающие $1,2 \times 10^{-3}$ /год на севере Европейского региона, за исключением небольших областей значимых отрицательных трендов на юго-западе и юго-востоке региона (рис. 3.2.1а). Это согласуется с результатами отдельных авторов. В статье [Crosi-Maspoli et al., 2007b] выделены значимые положительные линейные тренды частоты блокингов в зимний сезон над Скандинавским полуостровом и менее выраженные тренды осенью над Атлантико-Европейским регионом. В модельном исследовании [Mokhov et al., 2014] также обнаружены положительные тренды зимней частоты анализируемых явлений в Атлантико-Европейском регионе. Вместе с тем в работах [Wiedenmann et al., 2002; Barriopedro et al., 2006] линейные тренды числа дней с блокингами для Европейского региона незначимы во все сезоны. В **весенний сезон** положительные тренды частоты блокингов отмечаются на юго-востоке

исследуемого региона, их величины колеблются от $0,4 \times 10^{-3}$ /год до $0,9 \times 10^{-3}$ /год, а отрицательные тренды – на севере и юго-западе и составляют $0,8 \times 10^{-3}$ /год (рис. 3.2.1б). Для **летнего сезона** типичны отрицательные тренды частоты блокирующих антициклонов на большей части Европейского региона с величинами в его центральной части, достигающими $-0,8 \times 10^{-3}$ /год (рис. 3.2.1в). **Осенью** в поле линейных трендов частоты блокировок отмечается лишь небольшое количество значимых величин коэффициентов, в частности, на северо-востоке и юго-востоке Европы наблюдаются положительные значения трендов порядка $0,5 \times 10^{-3}$ /год, а в Арктическом секторе – отрицательные, достигающие $-0,5 \times 10^{-3}$ /год (рис. 3.2.1г).

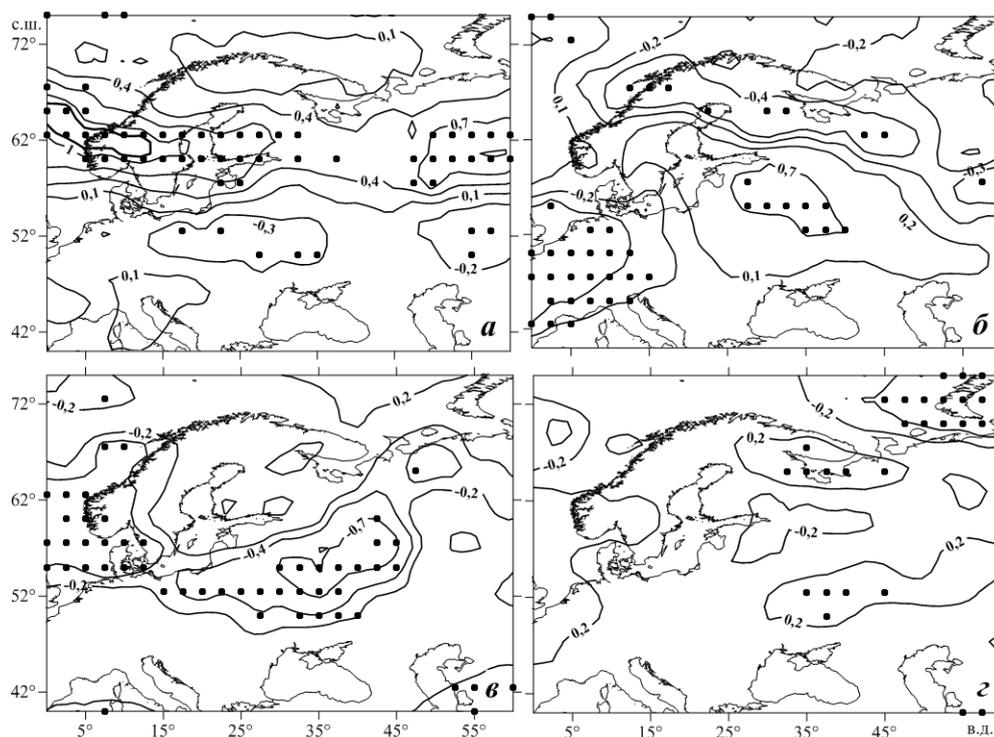


Рисунок 3.2.1 – Коэффициенты линейных трендов частоты блокирующих антициклонов ($\times 10^{-3}$ /год) для зимы (а), весны (б), лета (в) и осени (г) за период 1948 – 2014 гг. Точками выделены узлы сетки со значимыми величинами на 95% и выше уровнях

Следствием такого увеличения активности блокировок в зимне-весенний период на севере Европейского региона может являться рост числа

экстремальных температур [IPCC, 2013] и сокращение площади морских льдов в Арктике [Cohen et al., 2014]. При этом авторами работы [Francis and Vavrus, 2012; Screen, 2013] по 34-летним данным отмечено уменьшение площади морского льда, связанное с ослаблением зонального переноса в зимний период. В ходе модельных исследований, выполненных в [Petoukhov and Semenov, 2010; Семенов и др., 2012], проанализировано влияние сокращения площади морских льдов на климат и обнаружен рост частоты блокингов зимой к югу от Баренцева моря.

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 ($P95$) перцентилей внутрисезонных аномалий температуры для всех сезонов показано на рис. 3.2.2. Величины трендов количества дней с ЭТВ представлены в табл. А.4, а также в А.5 приложения А.

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. $Q95$) 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 $P5$ и $P95$ за период 1950 – 2014 гг. значимо увеличиваются во всем регионе. **Весной** тренды $P5$ и $P95$ статистически значимы не более чем на половине станций. **Осенью же** тренды $P5$ статистически незначимы на 95% доверительном уровне. В то же время обнаружены значимые тренды $P95$ на некоторых станциях: Армавир, Геленджик, Краснодар и Одесса.

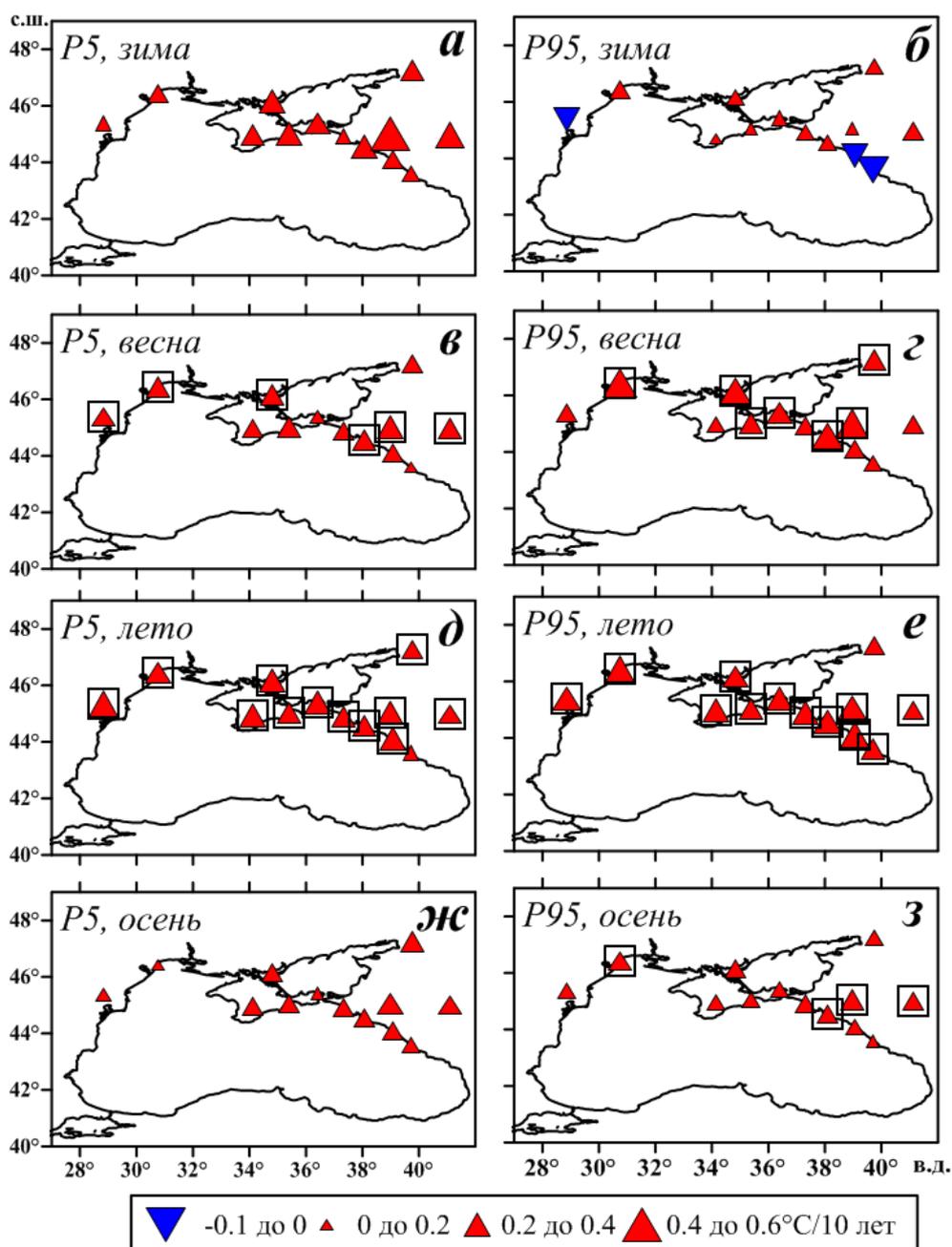


Рисунок 3.2.2 – Коэффициенты линейных трендов величин 5-го (а, в, д, ж) и 95-го (б, г, е, з) перцентилей внутрисезонных аномалий температуры воздуха за период 1950 – 2014 гг.: зима (а, б), весна (в, г), лето (д, е), осень (ж, з). Квадратом выделены станции, где величина тренда значима на 95% доверительном уровне

Величины $Q5$ 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 прослеживаемой географической локализации). Отсутствие значимых трендов характерно и для $Q95$ 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 значительно возрастают почти во всем ЧР. Диапазон значимых скоростей роста составляет от 0,7 дней/10 лет весной и 1,2 дней/10 лет.

Итак, антициклоническая активность в Европейском регионе, включая 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 растут; 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.

3.2.1. Проекция будущих изменений экстремальной температуры воздуха в XXI веке

Проекция изменений ЭТВ в ЧР в XXI вв. в диссертационной работе были получены и анализировались на основе результатов численных расчетов климатической модели GFDL-CM3. Эта модель входит в проект CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project) по анализу расчетов климата с помощью глобальных климатических моделей и отображена как модель, наилучшим образом описывающая изменения в современный период (1950 – 2005 гг.). Процедура выбора модели описана в Главе 2.

Оценка возможных изменений ЭТВ в настоящей работе выполнена в соответствии с рекомендациями МГЭИК для трех временных отрезков:

современного климатического периода (1986 – 2005 гг.), а также двух периодов на среднесрочную (2046 – 2065 гг.) и долгосрочную (2081 – 2100 гг.) перспективы.

Рассмотрим последовательно изменения пороговых величин экстремально низких, а затем экстремально высоких температур в ЧР к середине и к концу XXI века относительно современного исторического периода 1986 – 2005 гг. Под изменениями в данном случае понимается разность температур между будущим и историческим периодом. Отметим, что величины 5-го и 95-го перцентиля рассчитывались по среднесуточным величинам температуры воздуха, а не по аномалиям. Далее величина 5-го перцентиля температуры воздуха обозначена как пороговая величина экстремально низкой температуры воздуха (ЭНТВ), а величина 95-го перцентиля – как пороговая величина экстремально высокой температуры (ЭВТВ).

Анализ распределения вероятных будущих изменений пороговой величины ЭНТВ, рассчитанных по данным GFDL-CM3, в ЧР в XXI веке (рис. 3.2.1.1.) показал следующее.

Полученные модельные оценки на период с 2046 по 2065 год демонстрируют, что в **зимний сезон** к середине века можно ожидать повышение пороговой величины ЭНТВ на 4 – 5,5°C. В **весенний сезон** также предполагается увеличение анализируемой характеристики ЭТВ на 1 – 2,5°C. Оценка изменений пороговой величины ЭНТВ в **летний сезон** показывает увеличение температуры на 3 – 4°C. В **осенний период** в среднесрочной перспективе можно ожидать, что рассматриваемая характеристика в ЧР повысится до 3,5°C.

В период 2081 – 2100 гг., относительно 1986 – 2005 гг., рост пороговой величины ЭНТВ усилится, разность величин составит 4,8 – 6°C. Т.е. после незначительного роста к середине XXI века, ЭНТВ будет снова увеличиваться, за исключением весеннего сезона. **Зимой** увеличение возможно на 5 – 6,5°C. В **весенний период** для пороговой величины ЭТВ вероятно увеличение всего на 1 – 1,5°C. В **летний период** 2081 – 2100 гг. возможно увеличение на 4,5°C во всем Черноморском регионе. **Осенью** эта же величина, вероятно, увеличится до 5°C.

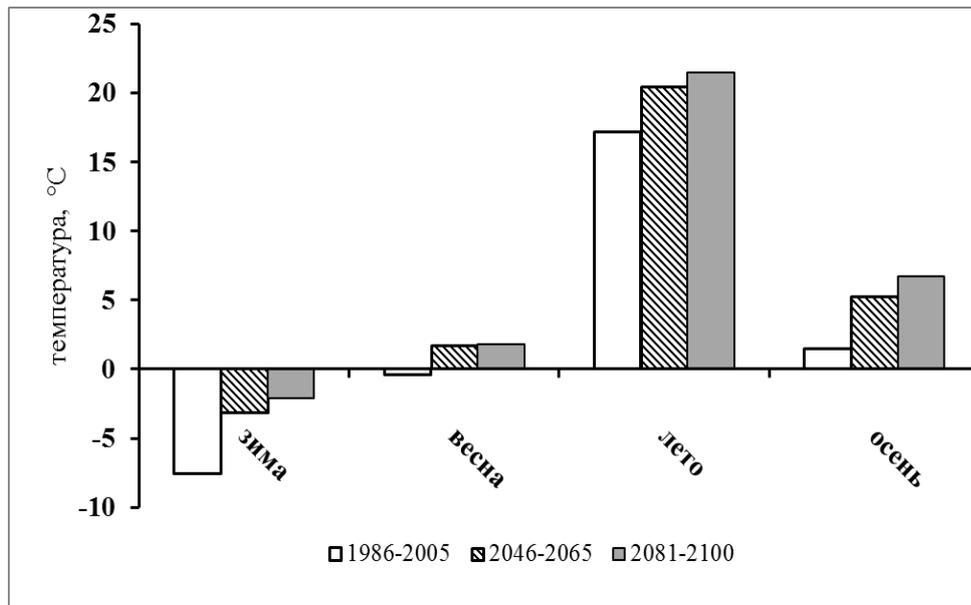


Рисунок 3.2.1.1 – Пороговые величины экстремально низкой температуры воздуха (°C) в 1986 – 2005 гг. (без заливки и штриховки), 2046 – 2065 гг. (с заштрихованные столбцы) и 2081 – 2100 гг. (столбцы с серой заливкой) в Черноморском регионе

Рассмотрим возможные будущие изменения пороговой величины ЭВТВ к середине и концу XXI века. В 2046 – 2065 гг. в рамках модельных расчетов вероятно увеличение их значений на 4,5°C относительно современного периода. Разность композитов в **зимний период** 2046 – 2065 гг., относительно 1986 – 2005 гг., находится в пределах от 1,5 до 2°C. **Весной** пороговая величина увеличится на 1 – 2°C. **Летний и осенний периоды** в середине XXI века, относительно исторического периода, будут характеризоваться ростом пороговых величин до 5°C. Однако на востоке ЧР увеличение пороговых величин ЭВТВ в эти сезоны незначительно, всего на 2°C (рис. 3.2.1.2).

В 2081 – 2100 гг., относительно 1986 – 2005 гг., пороговая величина ЭВТВ вероятно увеличится до 5°C. В **зимний сезон** в ЧР увеличение составит 2°C. **Весной** разность температур колеблется от 2 до 4°C. Как показано на рис. 3.2.1.2, в **летний сезон** ожидается увеличение на 3 – 5°C. Для **осенних месяцев** возможен рост пороговых величин на 4 – 5,5°C.

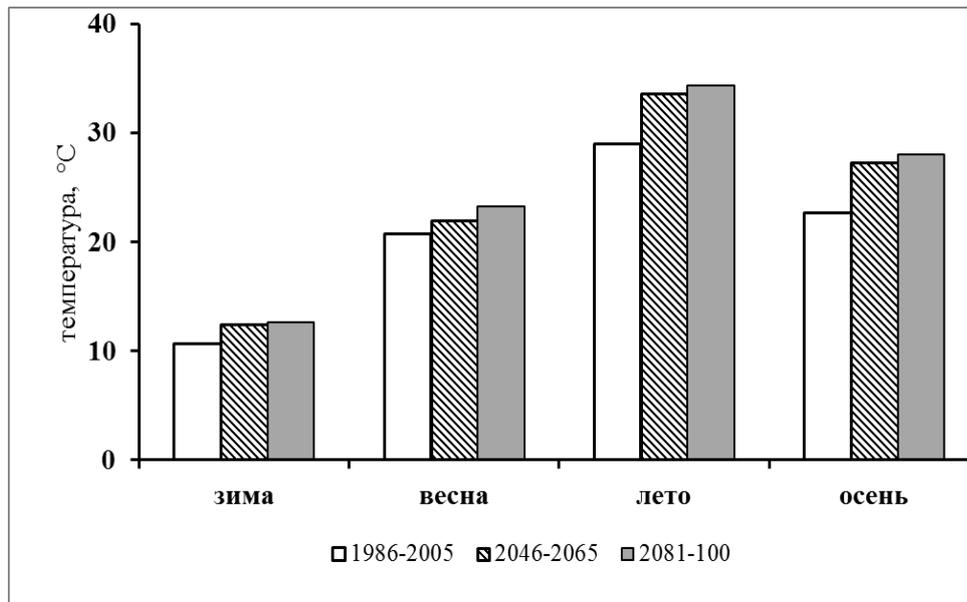


Рисунок 3.2.1.2 – Пороговые величины экстремально высокой температуры воздуха (°C) в 1986 – 2005 гг. (без заливки и штриховки), 2046 – 2065 гг. (с заштрихованными столбцами) и 2081 – 2100 гг. (столбцы с серой заливкой) в Черноморском регионе

Обобщая проведенный выше анализ возможных будущих изменений пороговых величин ЭТВ по данным GFDL-CM3 можно сделать вывод, что по сравнению с современным периодом, к середине XXI века можно ожидать увеличение пороговых величин экстремально низких и высоких температур на величины до 3°C и до 5°C, соответственно. При этом к концу XXI во всем ЧР пороговая величина как экстремально низкой, так и экстремально высокой температуры воздуха увеличится на 4 – 5°C.

Перейдем к анализу возможных изменений повторяемости ЭТВ на протяжении XXI века, рассчитанных по данным модели GFDL-CM3. Согласно оценкам Второго оценочного доклада (2014), в XXI веке следует ожидать заметное смягчение температурного режима в холодное время года, в основном из-за повышения наиболее холодной температуры воздуха на севере Европейской части России, а в конце XXI в. — и на ее юге, где зимы станут бесснежными. В ЧР, вероятно, произойдет снижение экстремальности температурного режима. Справедливость этого можно показать на основании оценок изменений

повторяемости ЭТВ на средне- и долгосрочную перспективы по данным модели GFDL-CM3. При этом количество ЭТВ на два будущих периода рассчитывалось по пороговым величинам, полученным за базовый исторический период 1986 – 2005 гг. Таким образом, на основе численных расчетов модели GFDL-CM3 получены временные ряды количества дней с экстремально низкой (ЭНТВ) и высокой (ЭВТВ) температурой воздуха, характеризующие повторяемость ЭТВ.

Относительно исторического периода, в 2046 – 2065 гг. в зимний сезон количество дней с ЭНТВ в ЧР к 2065 году, вероятно, уменьшится до 7 дней в год (рис. 3.2.1.3). Подобное уменьшение также вероятно и для весны. Исключение в этот период составит 2061 год, когда число дней составит 18 дней. Летом и осенью рассматриваемая характеристика ЭТВ к 2065 году, вероятно, будет увеличиваться. При этом осенью число дней с ЭНТВ воздуха, возможно, составит до 15 случаев в год.

За период 2081 – 2100 гг. модель прогнозирует, что количество дней с ЭНТВ в зимний сезон, вероятно, не будет превышать 10 дней в год (рис. 3.2.1.3). В то же время весной оно возрастет. А вот в летний сезон после 2086 года вероятно незначительное уменьшение количества событий, однако к 2100 году количество дней с ЭНТВ снова возрастет. Осенью в это период ожидается снижение количества дней, которое сохранится до конца XXI века

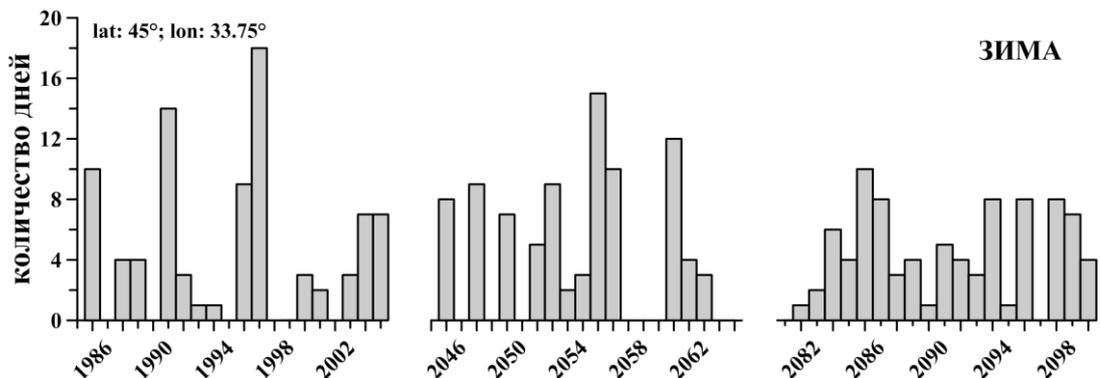


Рисунок 3.2.1.3 – Количество дней с экстремально низкой температурой воздуха в Черноморском регионе для зимних периодов 1986 – 2005 гг., 2046 – 2065 гг. и 2081 – 2100 гг.

Перейдем к анализу изменений количества дней с ЭВТВ. В целом период 2046 – 2065 гг. характеризуется вероятным увеличением повторяемости. При этом во все сезоны, кроме летнего, величина указанной характеристики ЭТВ возрастет до 15 дней в год. В летний сезон максимальное количество дней, вероятно, составит 24 дня (рис. 3.2.1.4).

Периоду 2081 – 2100 гг. по результатам расчетов климатической модели GFDL-CM3 свойственно следующее распределение. Зимой вероятное количество дней с ЭВТВ составит 11 дней в год. Весной вероятное увеличение повторяемости достигнет максимума (26 дней). Летом число дней с ЭТВ возможно уменьшится в среднем до 7 дней в год (рис. 3.2.1.4). Осенью максимальное число случаев в год как в 2046 – 2065 гг., так и в 2081 – 2100 гг. составит 15 дней.

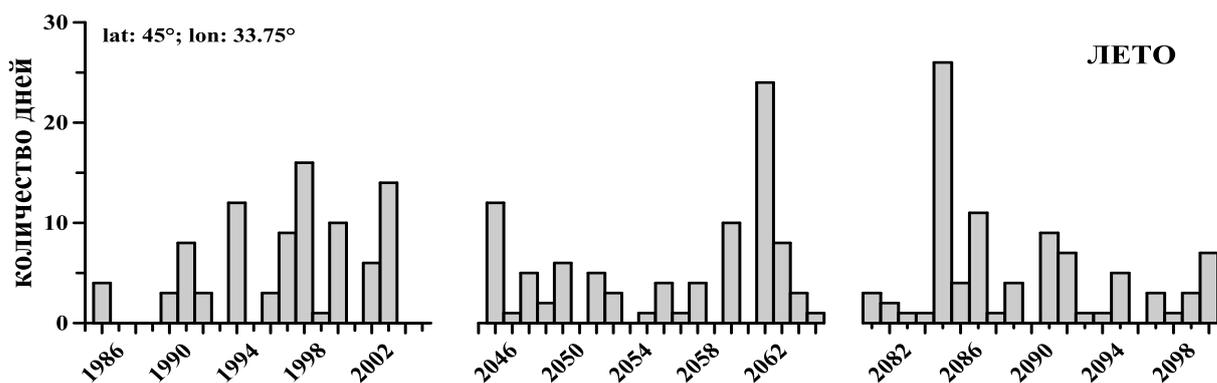


Рисунок 3.2.1.4 – Количество дней с экстремально высокой температурой воздуха в Черноморском регионе для летних периодов 1986 – 2005 гг., 2046 – 2065 гг. и 2081 – 2100 гг.

Обобщая вышесказанное, в среднем за каждый год в ЧР повторяемость ЭТВ воздуха в период 2046 – 2065 гг. увеличится в ~1,2 раза, а в 2081 – 2100 гг. – в ~1,4 раза.

Таким образом, современные модельные расчеты показывают вероятное увеличение пороговых величин ЭТВ. Следует обратить внимание на определенную асимметрию скорости роста обеих пороговых величин, рассчитанных по данным наблюдений в отдельные сезоны, свидетельствующую об изменении внутрисезонной изменчивости суточных температур: рост летом и

убывание зимой. В основном это, по-видимому, связано с колебаниями средних сезонных температур и характеристик атмосферной циркуляции зимой, обусловленными долгопериодными флуктуациями крупномасштабных климатических мод, преимущественно с САК и Скандинавской моды [Bardin and Polonsky, 2005; Бардин и др., 2015].

3.3. Выводы к Главе 3

1. Получено, что максимальные величины годового хода частоты антициклонов в Черноморско-Средиземноморском регионе приходятся преимущественно на весенне-летние месяцы, при этом максимумы высоты и площади – на зимне-осенние месяцы.
2. Подтверждено, что повторяемость блокирующих антициклонов в Европейском регионе, захватывающем Черноморско-Средиземноморский регион, максимальна в зимне-весенний период.
3. Впервые для Черноморского региона выделены по сезонам абсолютные максимумы и минимумы величин 5-го и 95-го перцентилей внутрисезонных аномалий температуры воздуха, которые зачастую обусловлены стационарированием антициклона.
4. Показано, что линейные тренды частоты антициклонов, приведенных к 1 км^2 , в Черноморском регионе и западной части Средиземноморья различаются по знаку в зимний (положительный тренд: $1,3 \times 10^{-9}$ и $0,3 \times 10^{-9} \text{ км}^{-2}/\text{год}$) и летний (отрицательный тренд: $-0,9 \times 10^{-9}$ и $-1 \times 10^{-9} \text{ км}^{-2}/\text{год}$) сезоны. При этом в восточной части Средиземноморья они отрицательны во все сезоны с максимумом летом ($-0,9 \times 10^{-9} \text{ км}^{-2}/\text{год}$).
5. Обнаружено, что значимые линейные тренды повторяемости блокирующих антициклонов на севере Черноморского региона отрицательны в зимний и летний сезоны, и достигают $-0,2 \times 10^{-3}/\text{год}$.
6. Установлено, что тренды величин 5-го и 95-го перцентилей внутрисезонных аномалий температуры воздуха составляют около $0,42^\circ\text{C}/10$ лет в летний сезон.

При этом тренды количества дней с ЭТВ в этот же сезон достигают до 2 дней/10лет.

7. Обнаружено, что во временных рядах параметров антициклонов, блокирующих антициклонов и ЭТВ отмечается квазипериодическая изменчивость межгодового-междесятилетнего масштаба.

8. На основе расчетов климатической модели GFDL-CM3 получено, что к середине XXI века и к концу XXI века во всем Черноморском регионе можно ожидать увеличение пороговых величин ЭТВ на $\sim 5^{\circ}\text{C}$. При этом распределение повторяемости экстремальных событий будет более равномерным при неизменной их средней повторяемости

Результаты данного раздела опубликованы в работах: Баянкина и др. (2013), Воскресенская и Коваленко (2013), Воскресенская и др. (2013), Воскресенская и др. (2014), Воскресенская и Коваленко (2016), Voskresenskaya et al. (2016), Коваленко и др. (2017).

ГЛАВА 4. МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ АНТИЦИКЛОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ 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; Shabbar, 1996; 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]. 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 характеристик антициклонической активности 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].

В диссертационной работе проявления САК в антициклонической активности и ЭТВ анализировались с помощью корреляционного и композитного анализа. Для корреляционного анализа связи САК и характеристик ЭТВ привлекался среднемесячный индекс САК.

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. 4.1.1). 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.

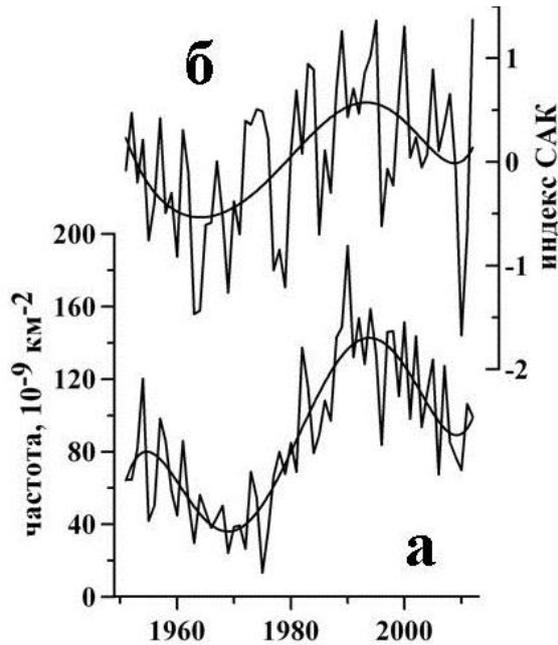


Рисунок 4.1.1 – Динамика частоты антициклонов (*a*) и индекса САК (*б*) в Черноморском регионе в зимний сезон. Сглаженные кривые на (*a*), (*б*) – аппроксимационные полиномы 6-й степени

Выполненный в настоящей работе корреляционный анализ индекса САК с параметрами антициклонов (табл. 4.1.1 по сезонам и табл. Б.1 – Б.3 приложения Б по месяцам), блокирующих антициклонов, а также и 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. 4.1.1). 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. 4.1.1). 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. 4.1.1, САК значимо проявляется в 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.

Таблица 4.1.1. 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

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 ~ 20 % дисперсии частоты антициклонов в январе, до 10 % дисперсии высоты в декабре и ~ 13 % дисперсии площади антициклонов в ноябре. В ВСМР этот климатический

процесс отвечает за ~20 % дисперсии частоты антициклонов в феврале, ~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%.

Что касается блокирующих антициклонов, то величины коэффициентов корреляции индекса САК с числом дней с условиями блокирования находятся в пределах от -0,3 до 0,25 в осенне-зимние месяцы. В остальные месяцы они не превышают $\pm 0,2$. В качестве примера на рис. 4.1.2 приведены пространственные карты корреляций для февраля и октября, когда область с максимальными положительными величинами охватывает юг Европы, включая ЧР.

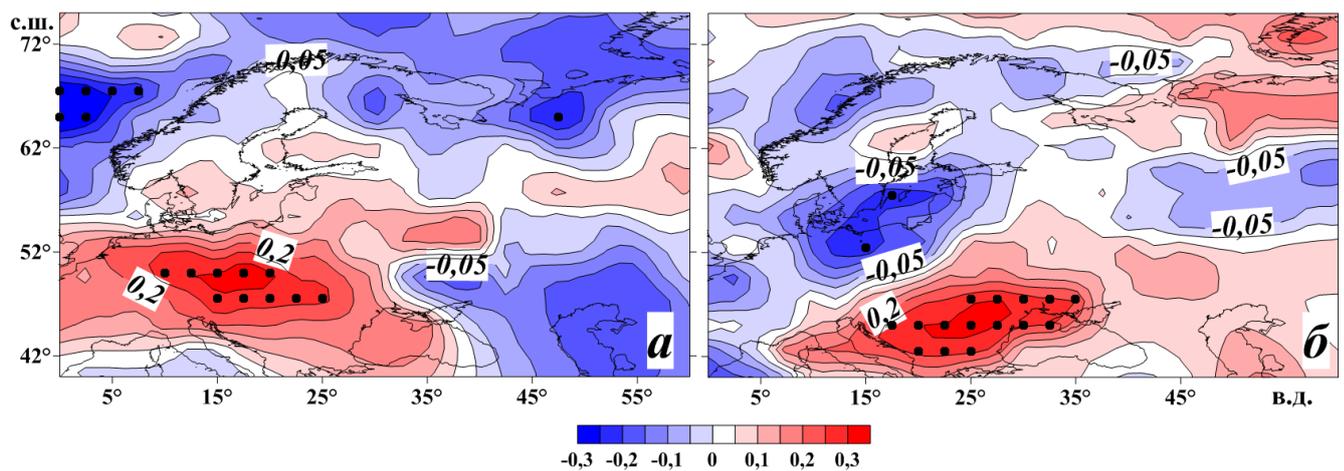


Рисунок 4.1.2 – Пространственное распределение коэффициентов корреляции индекса САК с числом дней с условиями блокирования в Европейском регионе в феврале (а) и октябре (б). Точками обозначены значимые на 95% уровне величины

Такое распределение согласуется с работами [Scherrer et al., 2006; Barriopedro et al. 2006; Croci-Maspoli et al., 2007a, b], в которых авторы обнаружили значимые положительные корреляции между блокирующими антициклонами и САК над западной частью Европы. В [Stankunavicius et al., 2017]

отмечено, что положительные корреляции в Европейском регионе (5°з.д. – 45°в.д.) указывают на наличие блокингов в положительную фазу САК.

Наиболее интенсивное влияние САК на количество дней с условиями блокирования на юге Европы отмечается в январе, когда вклад климатического процесса в дисперсию параметра составляет ~12%.

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. 4.1.2). При этом в апреле-мае и ноябре коэффициенты корреляции рассматриваемых временных рядов преимущественно во всем ЧР достигают 0,5 (табл. 4.1.2).

Таблица 4.1.2. 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	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Анапа	-	-	-	0,32	0,28	-	0,18	-	-	0,22	0,45	-0,21
Армавир	-	-	-	0,23	0,32	0,24	-	-	-	0,27	0,5	-0,18
Геленджик	-	-	-0,17	0,24	0,25	-	-	-	-	0,21	0,42	-0,18
Геническ	-	-	-	0,25	0,23	-	0,18	-	-	0,18	0,22	-0,23
Измаил	-	-	-0,26	-	-	-	0,17	-0,24	-	-	-	-0,2
Керчь	-	-	-	0,27	0,22	0,17	0,19	-0,18	-	-	0,17	-0,3
Краснодар	-	-	-0,18	0,31	0,25	0,2	0,23	-0,16	-	0,26	0,44	-0,22
Одесса	-	-	-0,18	0,17	-	-	-	-	-	-	0,25	-0,39
Ростов-на-Дону	-	-	-0,23	0,24	0,38	0,2	-	-0,21	-	-	0,38	-
Симферополь	-	-	-	0,18	0,17	-	-	-	-	0,17	0,33	-0,27
Сочи	-	-	-	0,34	-	-	-	-	0,19	0,28	0,36	-
Туапсе	-	-	-	0,25	0,28	0,18	-	-	0,17	-	0,44	-
Феодосия	-	-	-	0,26	0,17	-	-	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. 4.1.2). 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. 4.1.3). 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.

Таблица 4.1.3. 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	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Анапа	-0,4	-0,18	-0,17	-	-	-0,3	-	-0,28	-0,25	-0,31	-0,29	-0,3
Армавир	-0,19	-0,2	-	-	-0,19	-0,22	-	-0,3	-0,31	-0,3	-0,28	-
Геленджик	-0,17	-	-	-0,21	-	-0,2	-0,17	-0,25	-	-0,26	-0,3	-0,19
Геническ	-	-	-0,28	-0,21	-0,19	-0,21	-	-0,3	-	-0,29	-0,23	-
Измаил	-	-	-0,17	-0,22	-	-0,17	-0,4	-0,25	-	-0,5	-	-
Керчь	-0,18	-0,18	-	-0,24	-	-	-	-	-	-0,28	-0,27	-
Краснодар	-0,21	-0,2	-	-	-0,17	-0,3	-	-0,3	-0,21	-0,4	-0,4	-0,23
Одесса	-	-	-0,38	-	-0,18	-0,19	-0,24	-0,22	-	-0,35	-0,22	-
Ростов-на-Дону	-	-0,17	-	-	-0,22	-	-	-0,28	-0,29	-0,32	-0,43	-
Симферополь	-0,3	-0,31	-	-	-	-0,23	-	-0,29	-0,17	-0,35	-0,28	-0,26
Сочи	-0,5	-0,29	-0,3	-	-0,17	-0,3	-	-0,25	-0,36	-0,29	-0,31	-0,29
Туапсе	-0,4	-0,24	-0,23	-0,2	-	-0,3	-	-0,17	-0,25	-0,3	-0,2	-0,29
Феодосия	-0,26	-0,25	-	-	-0,21	-	-	-0,31	-0,16	-0,39	-0,32	-0,3

Таким образом, полученные оценки указывают на тесную связь САК с антициклонической активностью, а также 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.

Для оценки степени влияния положительной и отрицательной фаз САК и других рассматриваемых в диссертационной работе 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 перцентилей внутрисезонных аномалий температуры воздуха в разные фазы САК оценивалась с помощью *t*-критерия Стьюдента [Bardin and Polonsky, 2005]. При этом оценка значимости различия частоты блокирующих антициклонов и повторяемости 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. 4.1.3). При этом проявления САК в частоте антициклонов в ВСМР не выражены.

Результаты уточненных оценок влияния фаз САК на параметры антициклонов по месяцам приведены на рис. В.1 – В.3 приложения В. 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+.

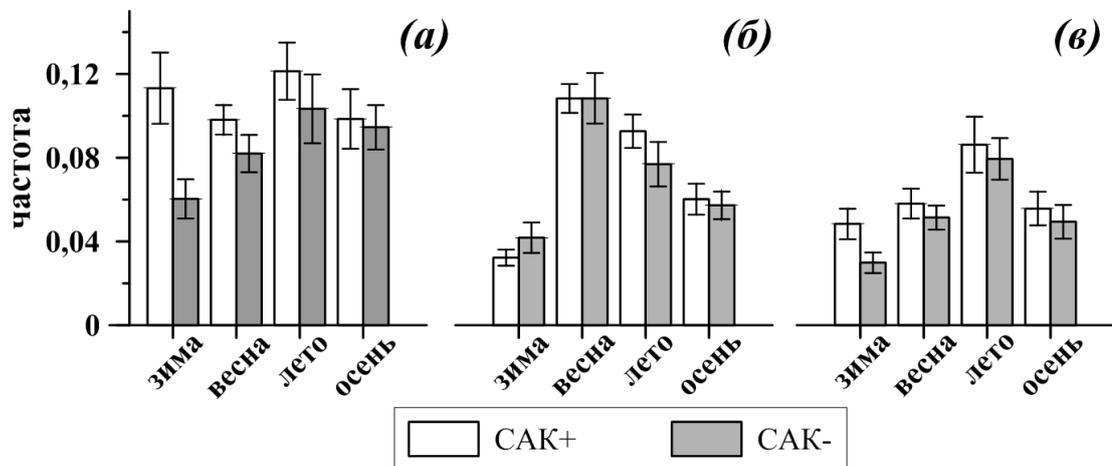


Рисунок 4.1.3 – Частота антициклонов в положительную (САК+) и отрицательную (САК-) фазы САК в Черноморском регионе (а), восточной (б) и западной (в) частях Средиземноморья. Планки погрешностей соответствуют 95% уровню значимости

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

Перейдем к анализу влияния САК на блокирующие антициклоны в Европейском регионе, включая ЧСР. Обнаружено, что наиболее значимые его проявления характерны для зимнего сезона. Поэтому далее в диссертационной работе приведены оценки изменений повторяемости блокирующих антициклонов

в разные фазы САК именно для этого периода года (рис. 4.1.4). Уточним, что под частотой (или повторяемостью) понимается сумма дней с условиями блокирования за сезон, т.е. для месяцев, входящих в выборку соответствующего композита САК+ или САК-, деленная на число дней с данными индекса блокирования в эти месяцы.

Обобщая полученные результаты, отметим, что при САК- зимняя повторяемость блокингов увеличивается на севере Европы, северо-востоке Черноморского региона, и при этом уменьшается над севером Средиземноморья. Эти выводы согласуются с другими работами [например, Scherrer et al., 2006; Stankunavicius et al., 2017].

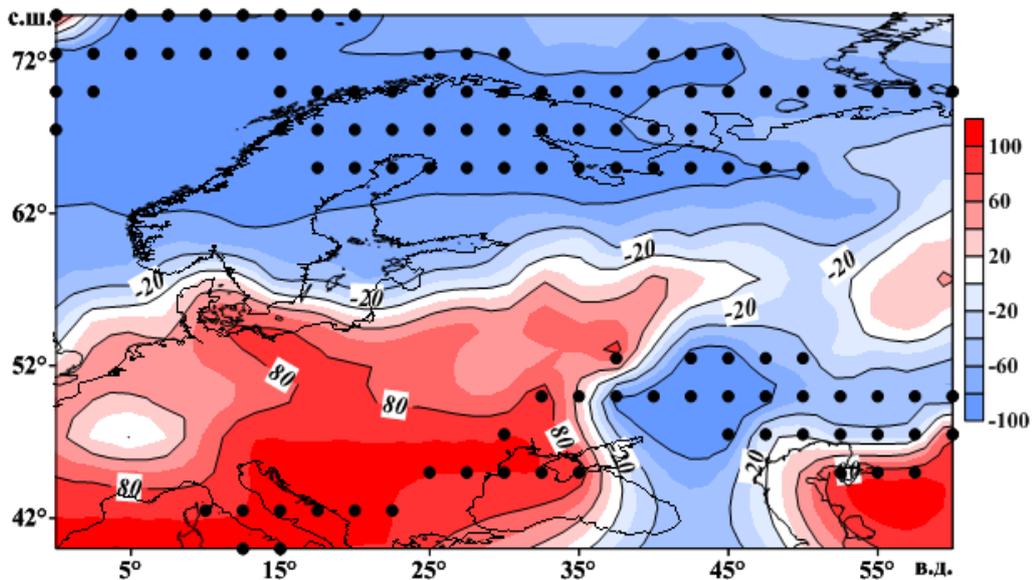


Рисунок 4.1.4 – Разность (в %) величин частоты блокирующих антициклонов в положительную и отрицательную фазы САК в зимний сезон. Точками обозначены узлы регулярной сетки, в которых различия между композитами значимы на 80% и более уровнях

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 Q_5 , Q_{95} , т.е. числа дней за месяц порога (для месяцев, входящих в выборку соответствующего композита САК+ или 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.

В САК+ зимняя величина P_5 увеличивается до 8°C во всем ЧР, что и видно на рис. 4.1.5а. Весной и летом статистически значимых изменений P_5 в разные фазы САК не обнаружено. Осенью величина P_5 при САК+ уменьшается до $2,7^\circ\text{C}$, но значимо только на востоке ЧР (рис. 4.1.5б). Следует обратить внимание, что положительная разность величин P_5 , и отрицательная разность величин P_{95} означают меньшую по модулю пороговую величину при САК+, по сравнению с САК-. Так, например, на станции Краснодар величина композита P_5 при САК+ равна -2.9°C , а при САК- – -10.7°C . При этом величина P_{95} на этой же станции при САК+ составляет $+2.9^\circ\text{C}$, при САК- – $+9^\circ\text{C}$.

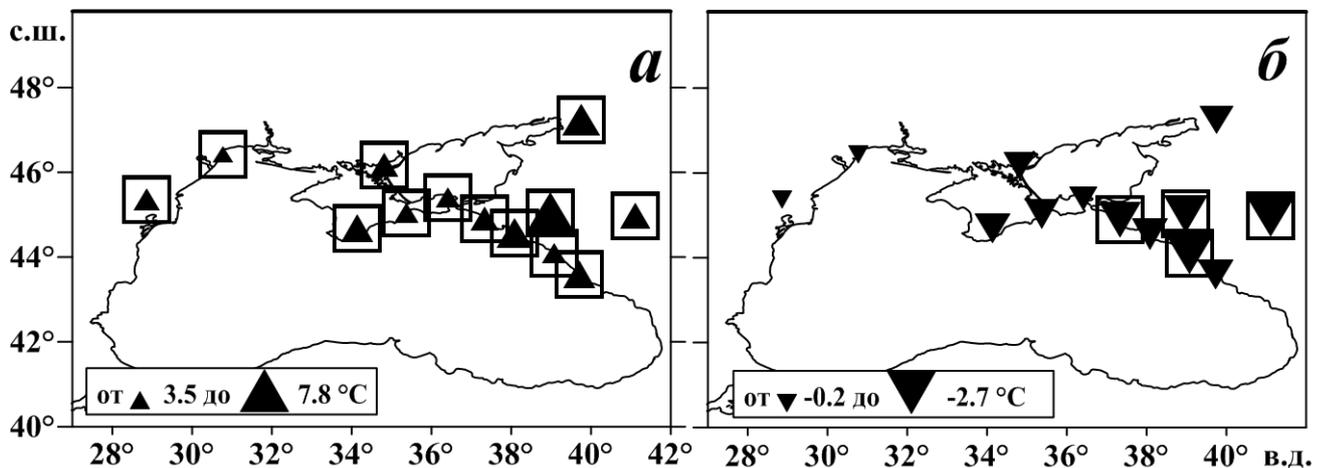


Рисунок 4.1.5 – Разность величин 5-го перцентиля внутрисезонных аномалий температуры воздуха ($^\circ\text{C}$) в Черноморском регионе в фазы САК (САК+ минус САК-) в зимний (а) и осенний (б) сезоны. Квадратом обозначена значимая на 90% уровне разность

Зимние величины $P95$ при САК+ статистически значимо уменьшаются до $6,5^{\circ}\text{C}$ во всем ЧР (рис. 4.1.6). В весенний сезон значимых изменений исследуемой величины в 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. 4.1.6).

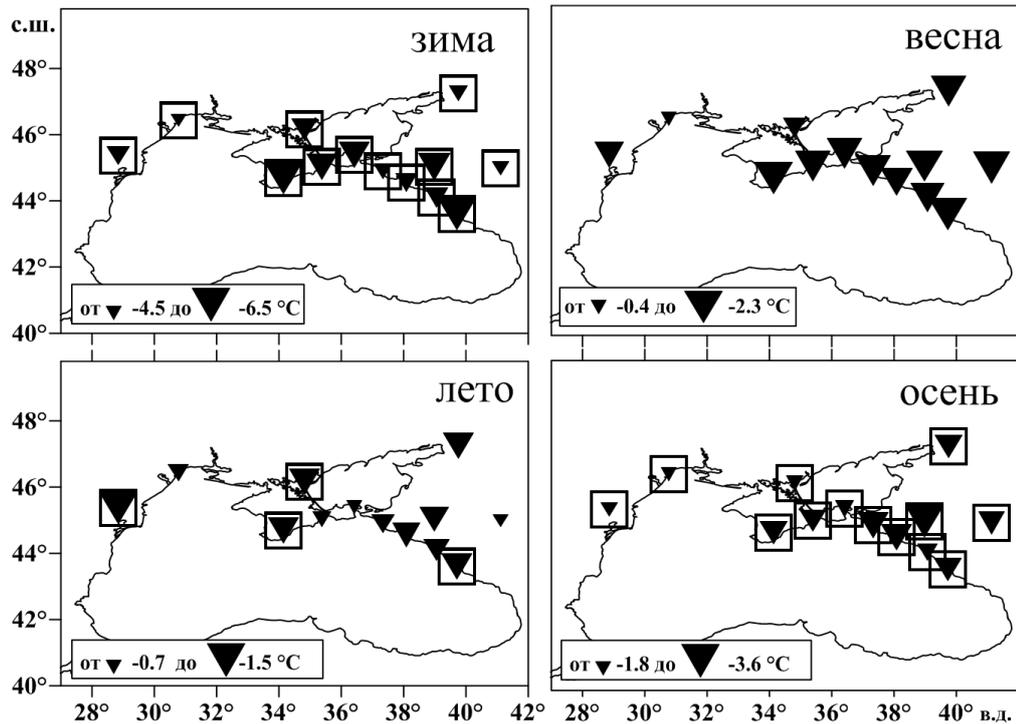


Рисунок 4.1.6 – Разность величин 95-го перцентиля внутрисезонных аномалий температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$) в Черноморском регионе в фазы САК (САК+ минус САК-) по сезонам. Квадратом обозначена значимая на 90% уровне разность

Далее проанализируем изменения частот экстремально низких ($F5$) и высоких ($F95$) температур воздуха в фазы САК. Результаты расчетов приведены в табл. 4.1.4 и 4.1.5. Значимые изменения $F5$ в 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 4.1.4. Разность частоты дней с температурой воздуха ниже 5-го перцентиля (в %) в Черноморском регионе в фазы САК (САК+ минус САК-). Значимые на 95% уровне величины разности композитов обозначены звездочкой. Положительная величина разности означает, что величина частоты в САК- меньше, чем в САК+. Отрицательная величина разности – величина частоты в САК- выше, чем в 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. 4.1.5, 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 4.1.5. 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 САК- меньше, чем в САК+. Отрицательная величина разности – величина частоты в САК- выше, чем в 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, в работе 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 и уточнены изменения частоты блокирующих антициклонов в Европейском регионе для зимнего сезона. Впервые оценена связь САК с характеристиками ЭТВ в ЧР.

4.2. Особенности проявления событий Эль-Ниньо разных типов в изменчивости характеристик антициклонической активности 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, ослабляются 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; Mariotty et al., 2002 и др.], на территории России – например, [Груза и др., 1999], до сих пор сохраняются дебаты относительно влияния ЭН на Европейский регион. Например, в [Fraedrich and Muller, 1992; Horii and Hanava, 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 и 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 в диссертационной работе 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 настоящей работе 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 рассматриваются 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 [Horii 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; Мо, 2010; Железнова и Гущина, 2015; Воскресенская и Коваленко, 2016]. 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 диссертационной работе исследование проявлений событий ЭН разных типов в характеристиках антициклонической активности и ЭТВ выполнено 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 ЮК (нормированная разность приземного атмосферного давления между о-вом Таити и п-овом Дарвин, Австралия). Проведенная

классификация разделила события ЭН на три типа, различающиеся по сезону начала, интенсивности и продолжительности событий. Основные характеристики событий ЭН разных типов обобщены в табл. 4.2.1.

Таблица 4.2.1. 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 $0,5^{\circ}\text{C}$, наблюдаются сначала у побережья Южной Америки, а затем в центре Тихого океана. Максимальная аномалия ТПО в районе Nino-3.4 в среднем составляет $+1,85^{\circ}\text{C}$. 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 Черномоского региона в годы, соответствующие разным типам событий ЭН, обнаружены по данным вековых наблюдений в [Воскресенская и Михайлова, 2010]. В настоящей работе рассмотрены проявления в ЧСР выделенных этими авторами типов ЭН в параметрах антициклонов, блокирующих 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 мы ограничились рассмотрением откликов только двух типов событий.

Проявление событий ЭН в диссертационной работе исследовалось методом композитного анализа, подобно представленным выше исследованиям проявлений фаз САК. При этом здесь будут рассмотрены не только изменения параметров антициклонов, блокингов 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. 4.2.1 – 4.2.3. 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. 4.2.1 – 4.2.3). Это подтверждает тот факт, что при рассмотрении ЭН без типизации простая статистическая оценка выявляет слабые отклики в антициклонической активности, как и в других характеристиках.

В то же время видно, что отклики параметров антициклонов на разные типы ЭН характеризуются сильной внутрисезонной изменчивостью и свидетельствует о важности изучения проявлений ЭН для каждого календарного месяца.

Обратим внимание на то, что наиболее высокие значения частоты антициклонов в годы ЭН обоих типов наблюдаются в ВСМР (рис. 4.2.1б). При этом ЭН ЛОК типа сопровождается преимущественно отрицательными аномалиями частоты антициклонов в обеих частях Средиземноморья, а ВЕС тип – положительными (рис. 4.2.1б, в). Что касается высоты антициклонов, то противоположные по знаку отклики высоты на два типа ЭН, характерные для всех анализируемых областей ЧСР, отмечаются в апреле и ноябре (рис. 4.2.2а–в). Наибольшие различия между композитами площади антициклонов в годы ЭН обоих типов наблюдаются в октябре (рис. 4.2.3).

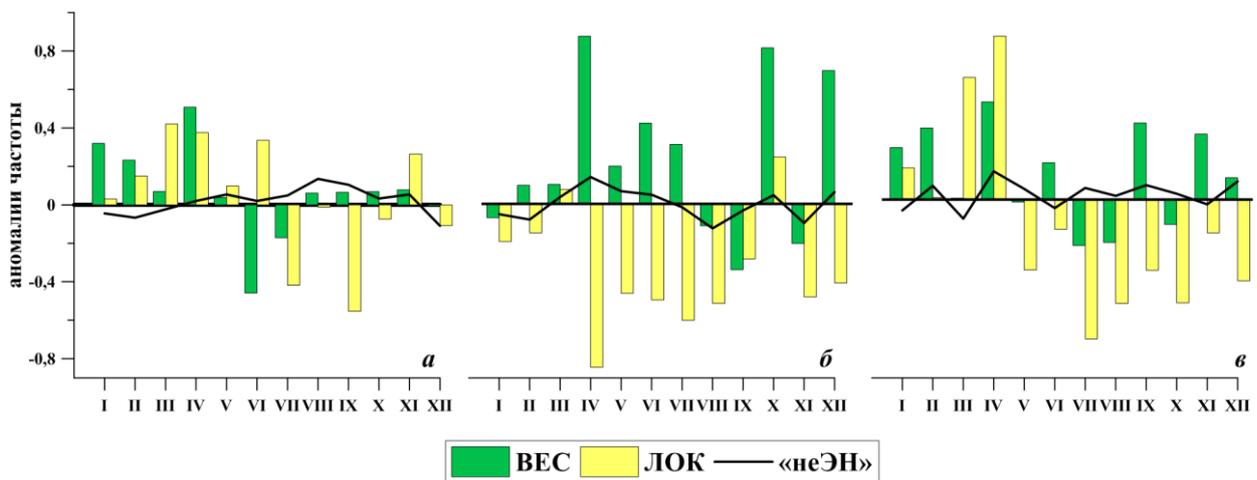


Рисунок 4.2.1 – Аномалии частоты антициклонов в «+1» год ЭН весеннего типа (ВЕС), летне-осеннего короткоживущего (ЛОК) и в годы без учета типов ЭН («не-ЭН») для Черноморского региона (а), восточной части Средиземноморья (б) и западной части Средиземноморья (в)

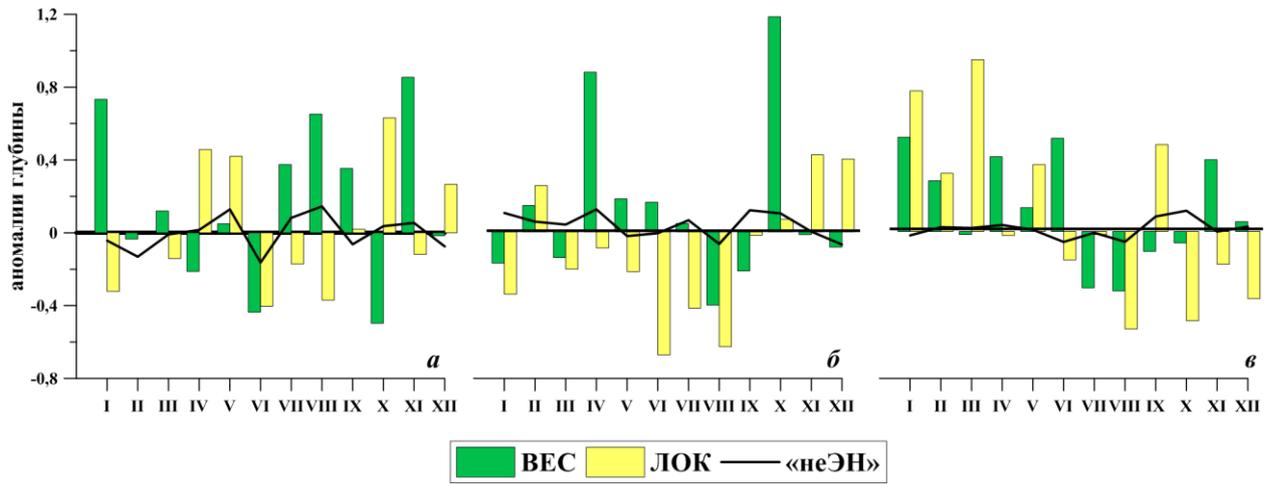


Рисунок 4.2.2 – Аномалии высоты антициклонов в «+1» год ЭН весеннего типа (ВЕС), летне-осеннего короткоживущего (ЛОК) и в годы без учетов типов ЭН («не-ЭН») для Черноморского региона (а), восточной части Средиземноморья (б) и западной части Средиземноморья (в)

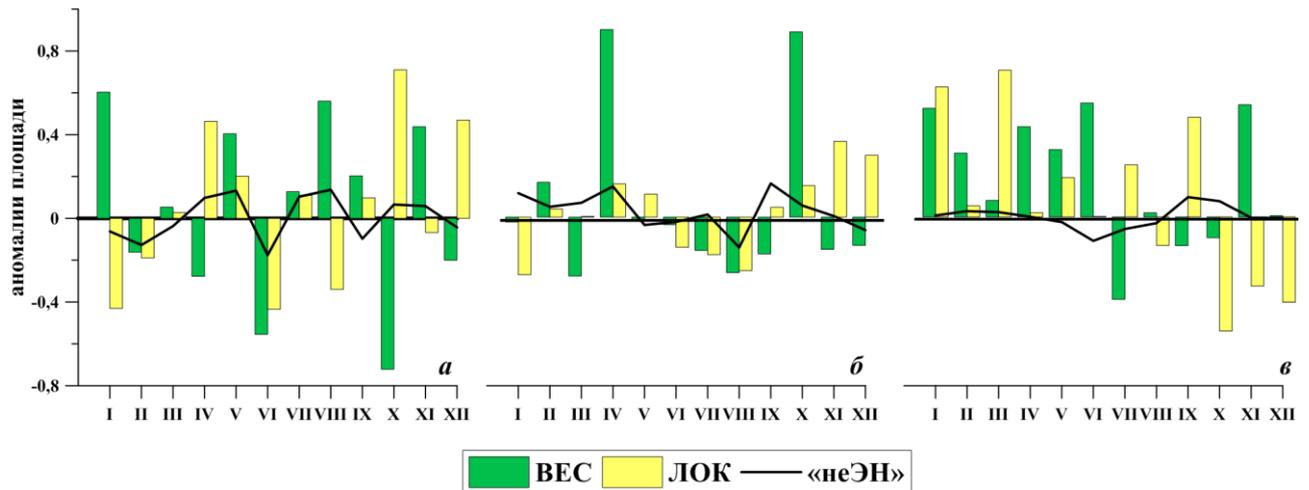


Рисунок 4.2.3 – Аномалии площади антициклонов в «+1» год ЭН весеннего типа (ВЕС), летне-осеннего короткоживущего (ЛОК) и в годы без учетов типов ЭН («не-ЭН») для Черноморского региона (а), восточной части Средиземноморья (б) и западной части Средиземноморья (в)

Проанализируем проявления событий ЭН разных типов в параметрах блокирующих антициклонов. Анализ долгодно-временных диаграмм, приведенных на рис. 4.2.4, показал, что как в год наступления ЭН ВЕС и ЛОК

типов, так и на следующий год после их интенсификации отмечается повышенное число дней с условиями блокирования.

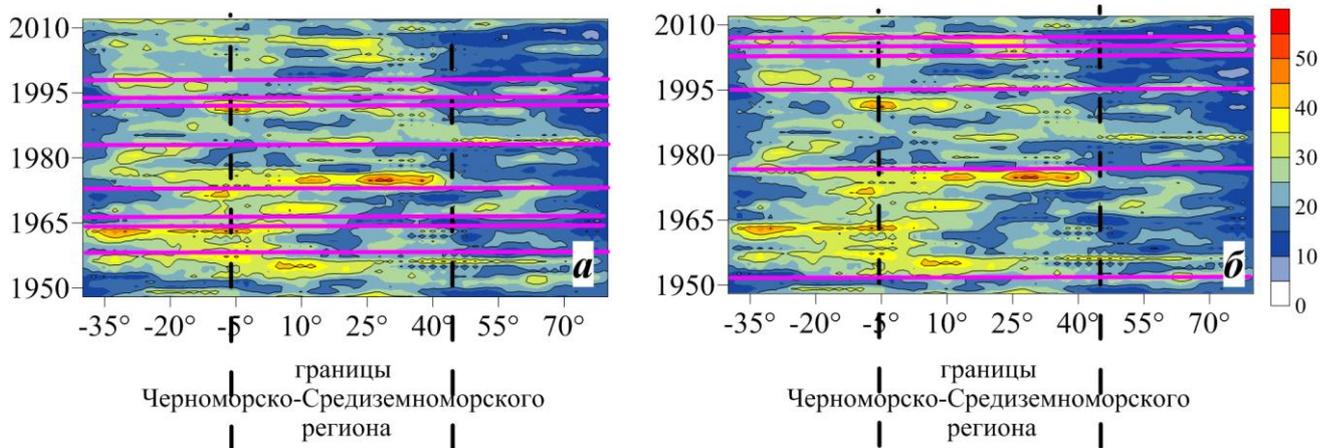


Рисунок 4.2.4 – Долготно-временная диаграмма числа дней с условиями блокирования за каждый календарный год для Атлантико-Европейского региона за период 1948 – 2014 гг. Горизонтальными розовыми линиями выделены годы следующие после наступления события Эль-Ниньо весеннего (а) и летне-осеннего короткоживущего (б) типов

В ходе композитного анализа параметров блокирующих антициклонов в годы ЭН разных типов обнаружено, что статистически значимые различия композитов характерны лишь для количества блокингов (рис. 4.2.5).

Напомним, что ВЕС тип анализировался относительно ЛОК типа в «+1» год, а оба типа ЭН сопоставлялись с годами, не относящимися к событиям ЭН (т.е. «не-ЭН»). Установлено, что ЭН ВЕС типа характеризуется увеличением на 25% количества блокирующих антициклонов в зимний сезон и их уменьшением на 23% осенью по сравнению с ЛОК типом. В то же время из рис. 4.2.5 видно, что рассматриваемый параметр в годы «не-ЭН» имеет большую величину в зимний и летний сезоны, чем при обоих типах ЭН.

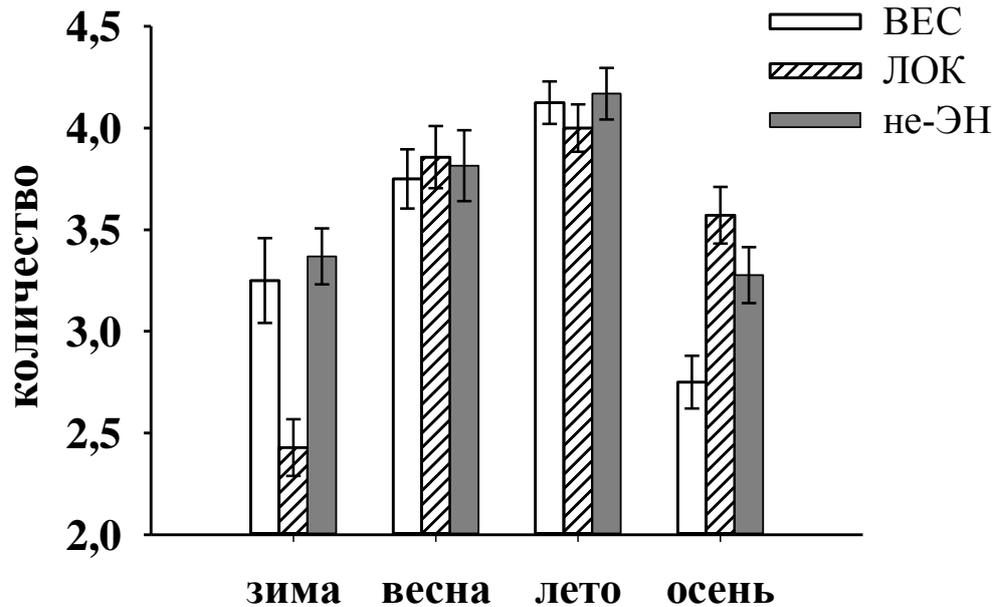


Рисунок 4.2.5 – Количество блокирующих антициклонов в Европейском регионе в «+1» годы весеннего (ВЕС) и летне-осеннего короткоживущего (ЛОК) типов ЭН и в годы без учета типов ЭН («не-ЭН»). Планки погрешностей соответствуют 90% уровню значимости

Подтверждение статистически значимых проявлений анализируемых типов событий ЭН в характеристиках антициклонической активности, включая блокирующие антициклоны, 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.

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. 4.2.6. 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.

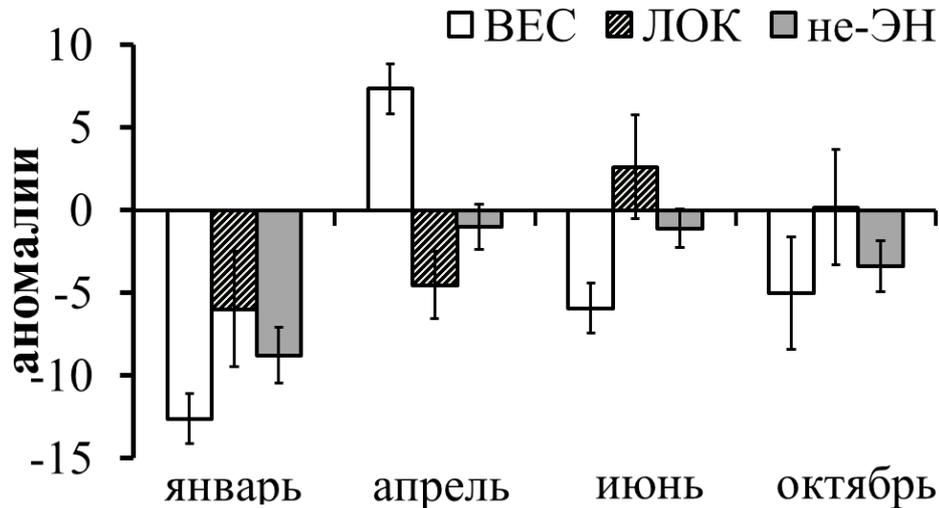


Рисунок 4.2.6 – Аномалии температуры воздуха (°C) в Черноморском регионе в «+1» год событий Эль-Ниньо весеннего (ВЕС) и летне-осеннего короткоживущего (ЛОК) типов и в годы, не относящиеся к событиям ЭН («не-ЭН»). Планки погрешностей соответствуют 90% уровню значимости

Рассмотрим более подробно особенности проявлений типов ЭН в характеристиках ЭТВ в ЧР. Для этого был привлечен определенный вариант «композитного 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 проценти́ли $P5$ 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 перцентиля внутрисезонных аномалий температуры воздуха, то уделим внимание только этой характеристике.

С помощью рис. 4.2.7 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. 4.2.7б). 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.

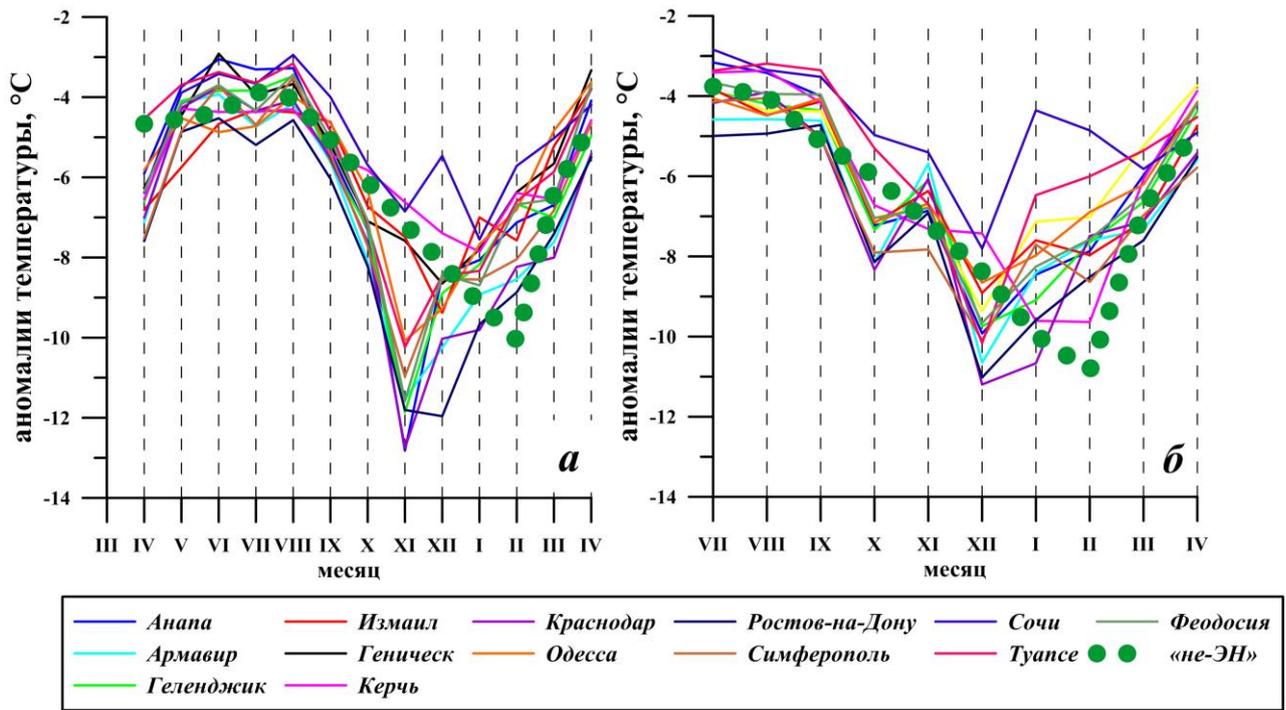


Рисунок 4.2.7 – Величины 5-го перцентиля аномалий температуры воздуха в годы событий Эль-Ниньо весеннего (а), летне-осеннего короткоживущего (б) типов и в годы, не относящиеся к событию Эль-Ниньо, т.е. «не-ЭН», в Черноморском регионе

Результаты сравнения пространственных композитов только для этих величин в указанное время года обсудим с привлечением рис. 4.2.8. 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» – $-7,7^{\circ}\text{C}$).

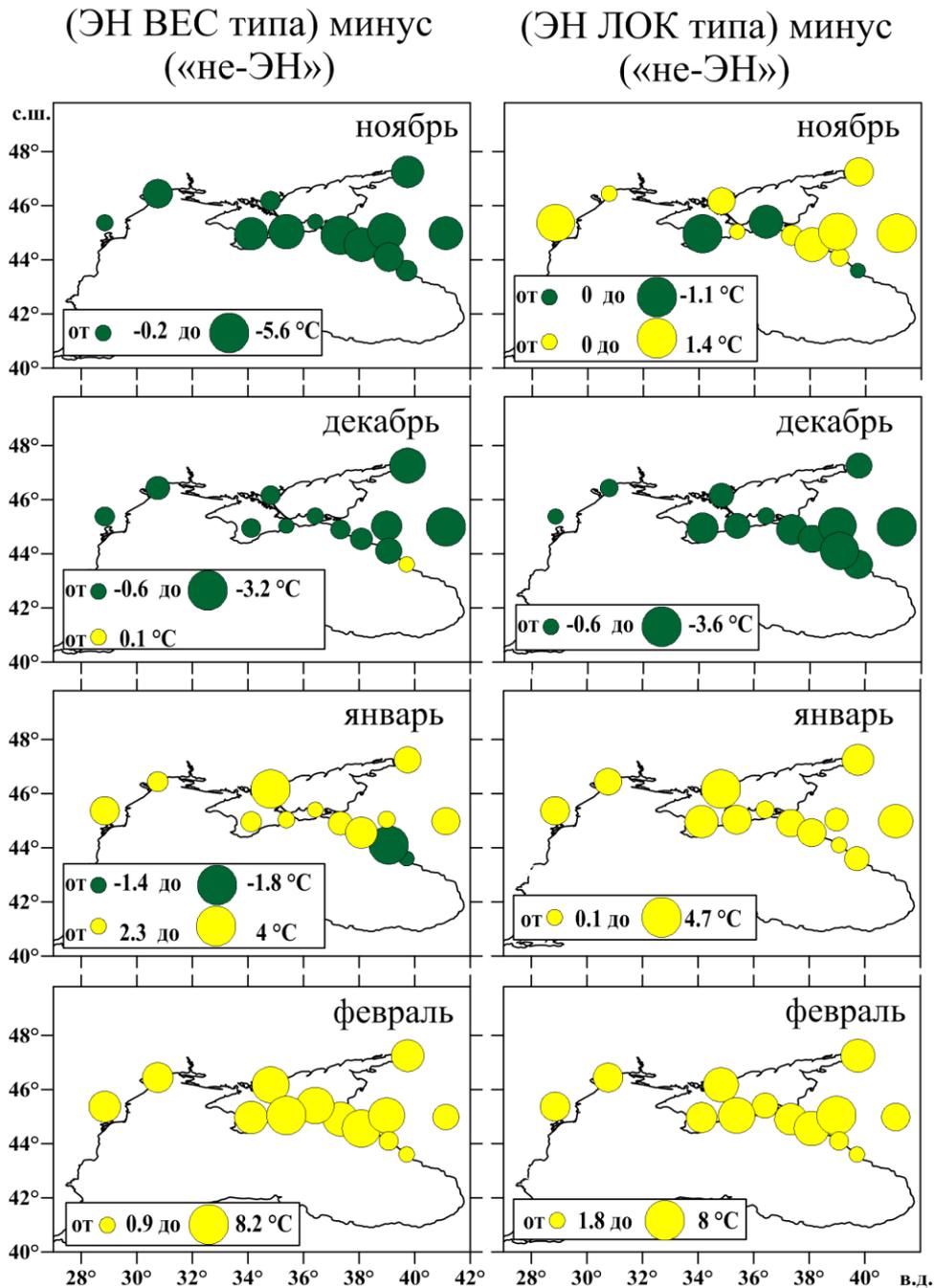


Рисунок 4.2.8 – Карты разности величин 5-го percentиля аномалий температуры воздуха в годы Эль-Ниньо весеннего (ВЕС) и летне-осеннего короткоживущего (ЛОК) типов, относительно лет, не относящихся к эпизодам Эль-Ниньо («не-ЭН»). Положительная разность (желтый круг) означает, что исследуемая величина по 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

В то же время $\Delta P5$ 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** $\Delta P5$ 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 $\Delta P5$ 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.

4.3. Выводы к Главе 4

1. Получено, что влияние САК на параметры антициклонов и блокирующих антициклонов наиболее интенсивно в зимний сезон, а на характеристики ЭТВ – в осенне-зимний период. САК обуславливает до 20% изменчивости аномалий частоты антициклонов и до 15% изменчивости количества дней с экстремально низкой температурой в Черноморском регионе.

Положительная фаза САК, по сравнению с отрицательной фазой, по результатам композитного анализа, в зимний период сопровождается статистически значимым (до 40%) увеличением частоты антициклонов в Черноморском регионе и западной части Средиземноморья, а также ростом высоты антициклонов на 35% и их площади на 42% в западной части Средиземноморья. Наряду с этим отмечается увеличение до 80% частоты блокирующих антициклонов на юге Европейского региона. При этом пороговая величина экстремально низких аномалий температуры по модулю уменьшается на

8°C в зимний сезон и на 3°C увеличивается в осенний, а повторяемость экстремально низких температур увеличивается до 80% в осенний сезон в Черноморском регионе.

2. Показано, что события ЭН характеризуются более значимыми изменениями параметров антициклонической активности и ЭТВ по сравнению с неаномальными годами.

3. Выявлено, что проявления разных типов ЭН существенно различаются по величине, в том числе и по знаку, для аномалий параметров антициклонов в Черноморско-Средиземноморском регионе, для количества блокирующих антициклонов и для величин 5-го перцентиля аномалий температуры воздуха.

Обнаружен рост на 25% количества блокирующих антициклонов в зимний сезон и их уменьшение на 23% осенью при одном типе ЭН, относительно второго. При этом минимум годового хода величин 5-го перцентиля аномалий температуры воздуха при одном типе ЭН смещен относительно второго на один месяц: ноябрь (до -13°C) и декабрь (до -11°C).

Результаты данного раздела опубликованы в работах: Воскресенская и Коваленко (2014), Воскресенская и Коваленко (2015), Борисенко и др. (2015), Рыбалко и др. (2015), Коваленко и Воскресенская (2016), Воскресенская и Коваленко (2016), Маслова и др. (2016), Voskresenskaya et al. (2016), Коваленко и др. (2017), Kovalenko and Voskresenskaya (2018).

ГЛАВА 5. ДЕСЯТИЛЕТНИЕ-МЕЖДЕСЯТИЛЕТНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК АНТИЦИКЛОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ 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, установлено, что основными климатически значимыми сигналами десятилетнего-междесятилетнего масштабов являются Атлантическая мультидекадная осцилляция (АМО) и Тихоокеанская декадная осцилляция (ТДО) [Enfield et al., 2001; Воскресенская, 2005; Полонский, 2008; D'Aleo and 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 антициклонической активности и ЭТВ в ЧСР в связи с ТДО и АМО еще не проводились.

5.1. Особенности проявления Тихоокеанской декадной осцилляции в изменении характеристик антициклонической активности 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 температуры поверхности океана 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]. Наибольший всплеск исследований сигнала ТДО и его проявлений произошел в конце 1990-х годов. Ряд исследований посвящался изучению смены режима климата в 1977 г., так называемый «глобальный климатический сдвиг», который обусловлен сменой фазы этого сигнала [например, Trenberth, 1990]. 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 антициклонической активности и ЭТВ. Это пробел будет восполнен в данной главе диссертационной работы.

Рассмотрим особенности изменений антициклонической активности 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. 5.1.1. Из этого рисунка видно, что в период с середины 70-х годов XX века, когда произошла смена фазы ТДО, отрицательные аномалии частоты антициклонов сменились на

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

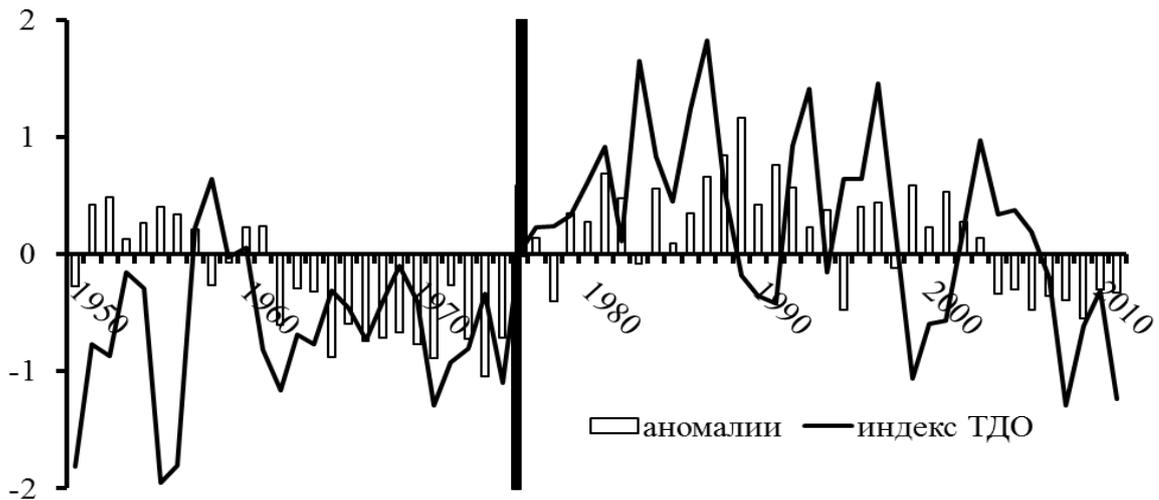


Рисунок 5.1.1 – Среднегодовые величины аномалий частоты антициклонов в Черноморском регионе (столбцы) и индекс ТДО (сплошная линия). Вертикальной линией выделен 1976 г., так называемый «климатический сдвиг»

Для выделения откликов ТДО в антициклонической активности 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. 5.1.2). Анализ полученных результатов показал, что во время положительной фазы ТДО наблюдается более высокая повторяемость антициклонов в ЧР.

Однако сезонные оценки сглаживают внутрисезонные аномалии. Для возможности проведения более подробного анализа были получены величины исследуемых композитов по месяцам для двух фаз ТДО, представленные в табл. Г.1 – Г.3 приложения Г. 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. 5.1.2). 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 ~28%. В соответствии с табл. Г.1 приложения Г, частота антициклонов в этом регионе в мае, августе и сентябре значительно уменьшается ~ 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.

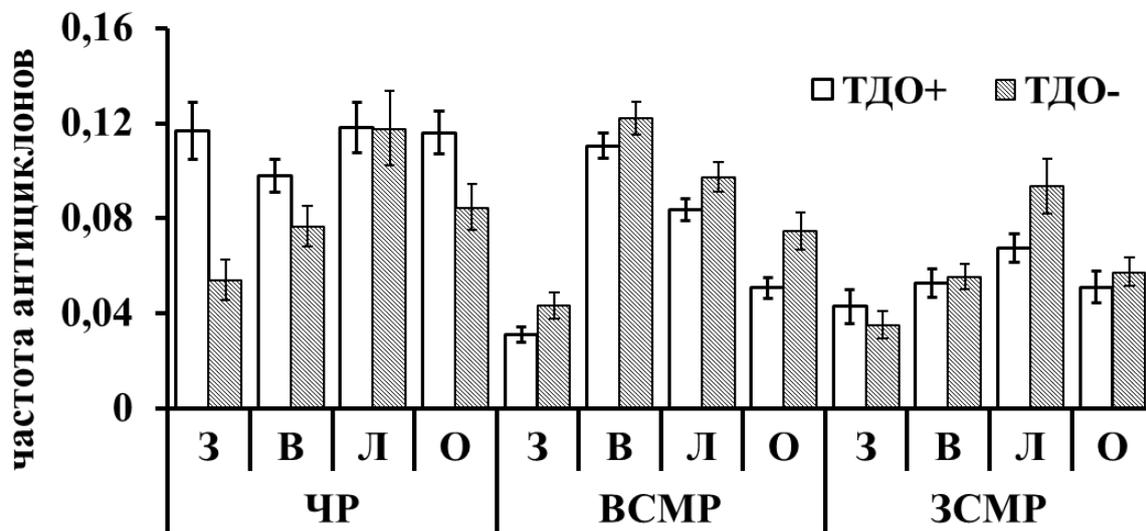


Рисунок 5.1.2 – Частота антициклонов ($\times 10^{-6} \text{ км}^{-2}$) в положительную (ТДО+) и отрицательные (ТДО-) фазы ТДО в Черноморском регионе (ЧР), восточной (ВСМР) и западной (ЗСМР) частях Средиземноморья по сезонам. Планки погрешностей соответствуют 90% уровню значимости

Перейдем к анализу проявлений ТДО в изменении параметров блокирующих антициклонов. Как видно из рис. 5.1.3, над большей частью Атлантико-Европейского региона, включая ЧСР, число дней с условиями

блокирования за каждую зиму после 1976 г. увеличилось в ~ 2 раза. Наиболее заметные изменения в числе дней с условиями блокирования, связанные со сменой фаз ТДО, отмечаются в осенне-зимний период (рисунки не приведены).

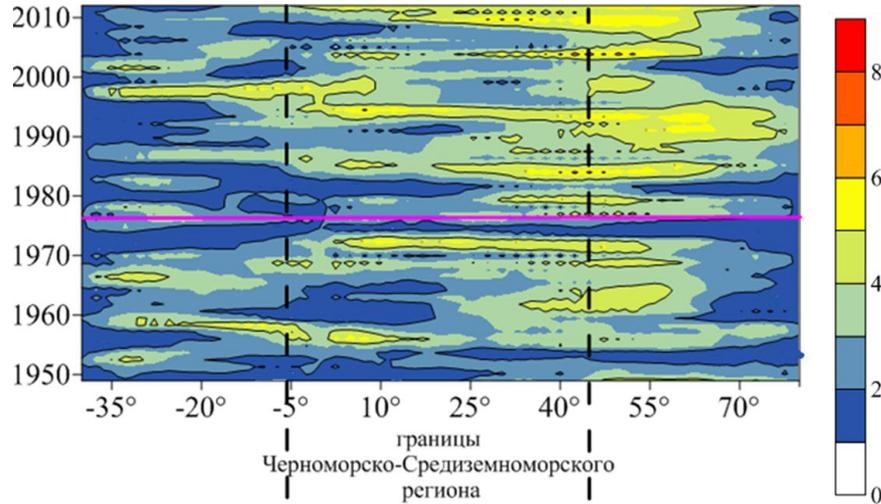


Рисунок 5.1.3 – Долготно-временная диаграмма числа дней с условиями блокирования за каждую зиму за период 1948 – 2014 гг. для Атлантико-Европейского региона. Сплошной горизонтальной линией отмечен 1976 год; пунктирными вертикальными линиями обозначены границы Черноморско-Средиземноморского региона

Рассмотрим более подробно, как изменяется число дней с условиями блокирования над Атлантико-Европейским регионом в зависимости от фазы ТДО в теплый и холодный периоды года. Под теплым понимается период с апреля по сентябрь, а под холодным – с октября по март. Обнаружено, что в положительную фазу ТДО число дней с условиями блокирования в холодный период года увеличивается над югом Европы до 3 дней и примерно на столько же уменьшается в теплый период (рис. 5.1.4).

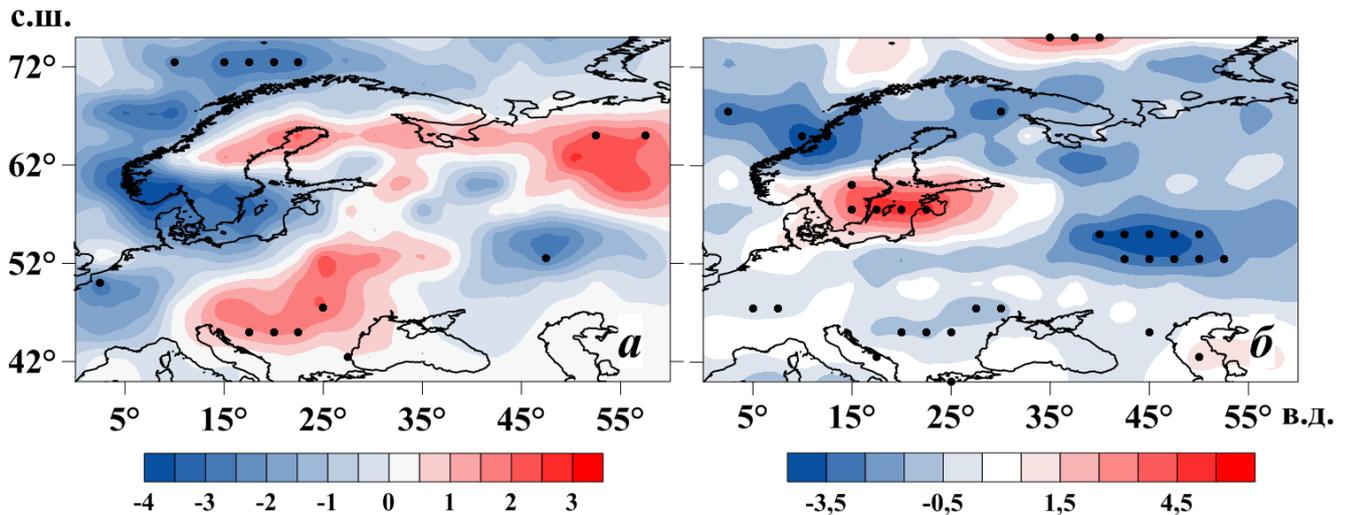


Рисунок 5.1.4 – Поля разности числа дней с условиями блокирования в положительную (ТДО+) и отрицательную (ТДО-) фазу ТДО для холодного (а) и теплого (б) периода года. Точками обозначены значимые на 95% уровне величины разности

Но как же изменяются характеристики ЭТВ в зависимости от фазы ТДО? В соответствии с рис. 5.1.5, 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. 5.1.5). 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 для разных фазы ТДО. Напомним, что частота (F) рассчитывалась как сумма дней с температурой воздуха ниже 5-го и выше 95-го перцентиля 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 – 458 и 364 дней, соответственно.

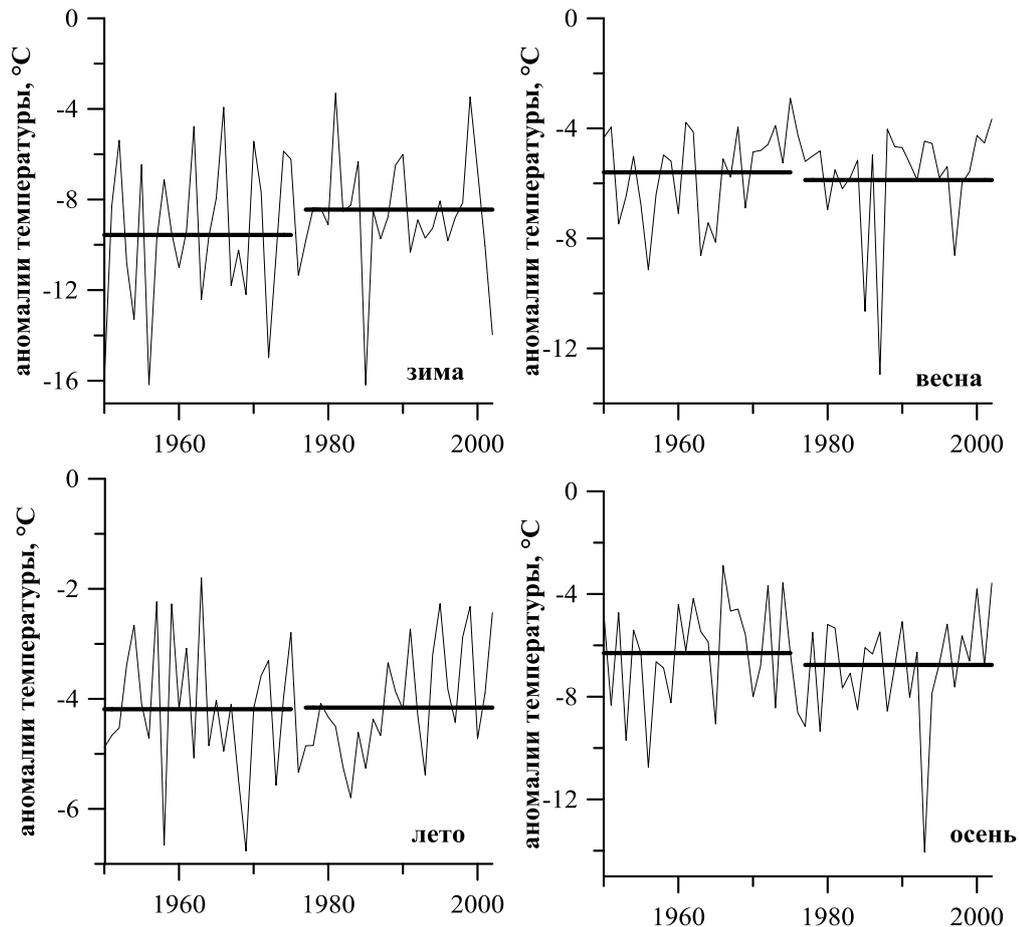


Рисунок 5.1.5 – Величины 5-го перцентиля внутрисезонных аномалий температуры воздуха (°C) в Черноморском регионе (Симферополь) по сезонам за период 1951 – 2002 гг. Сплошными горизонтальными линиями обозначены средние величины за периоды положительной (1977 – 2002 гг.) и отрицательной (1951 – 1976 гг.) фаз ТДО

Обнаружено, что ТДО+ сопровождается значимым уменьшением более чем в 2 раза $F5$ в зимний сезон (рис. 5.1.6) и $F95$ в летний сезон (рис. 5.1.7) 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. Величины количества дней с ЭТВ и их разность в фазы ТДО для всех сезонов представлены в рис. Г.1 и Г.2 приложения Г.

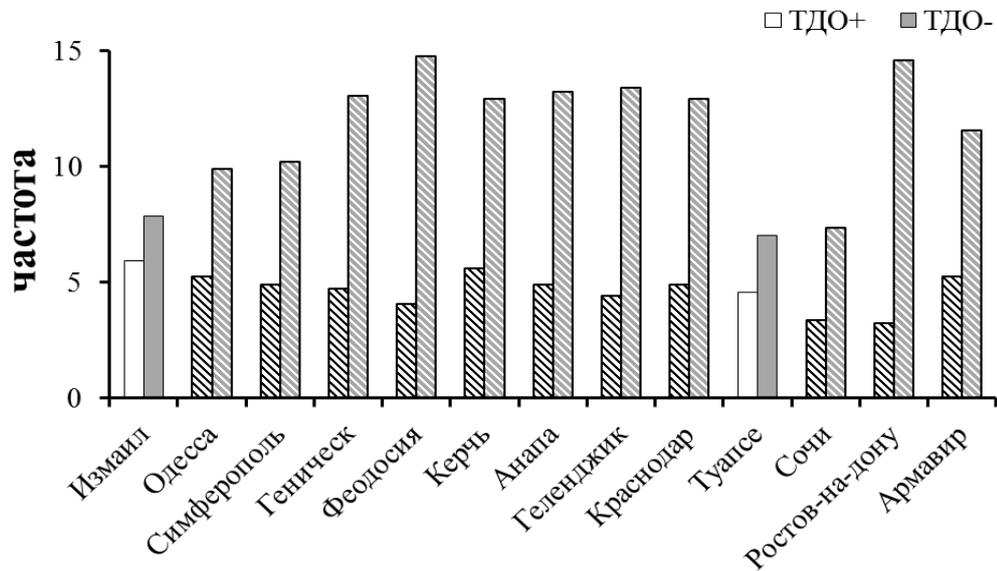


Рисунок 5.1.6 – Частота (в %) дней с температурой воздуха ниже 5-го перцентиля в положительную (ТДО+) и отрицательную (ТДО-) фазы ТДО в зимний сезон. Последовательность станций приведена с привязкой по долготам. Заштрихованные столбцы обозначают значимые на 95% уровне изменения.

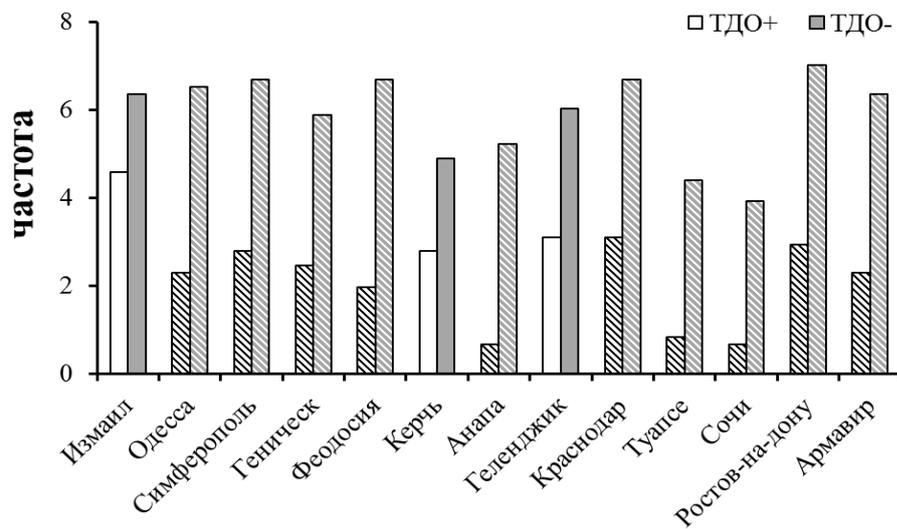


Рисунок 5.1.7 – Частота (в %) дней с температурой воздуха выше 95-го перцентиля в положительную (ТДО+) и отрицательную (ТДО-) фазы ТДО в летний сезон. Последовательность станций приведена с привязкой по долготам. Заштрихованные столбцы обозначают значимые на 95% уровне изменения.

Таким образом, 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, а также увеличением числа дней с условиями блокирования над югом Европы в холодный период года. 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 мультидекадной осцилляции в изменении характеристик антициклонической активности и экстремальной температуры воздуха

В соответствии с обзорной работой [Полонский, 2008], под АМО понимаются квазипериодические изменения температуры поверхности океана 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° 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] и. В [Biondi et al., 1997] отмечается, что АМО и ТДО оказывают влияние на температуру воздуха в 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 связано с аномалиями температуры в Северной Америке и Европе [Enfield, 1999] и с повторяемостью ураганов в

Северной Атлантике [Kerr, 2005]. В [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]. В целом установлено, что в регионе Северной Атлантики и прилегающих материковых регионах увеличение приземной температуры в последней трети XX века преимущественно связано АМО, которая в настоящее время находится в фазе роста [Семенов и др., 2014]. Связь АМО с изменениями интенсивности атмосферных осадков исследована в [Enfield et al., 2001, 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 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 не были изучены.

В диссертационной работе для выявления изменений исследуемых климатических характеристик в фазы АМО 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. 5.2.1. При этом она в положительную фазу АМО (АМО+) максимально увеличивается на ~36% в январе в ВСМР, относительно противоположной фазы (рис. 5.2.1б). В других рассматриваемых регионах значимых на 80% и более уровнях различий между величинами не обнаружено.

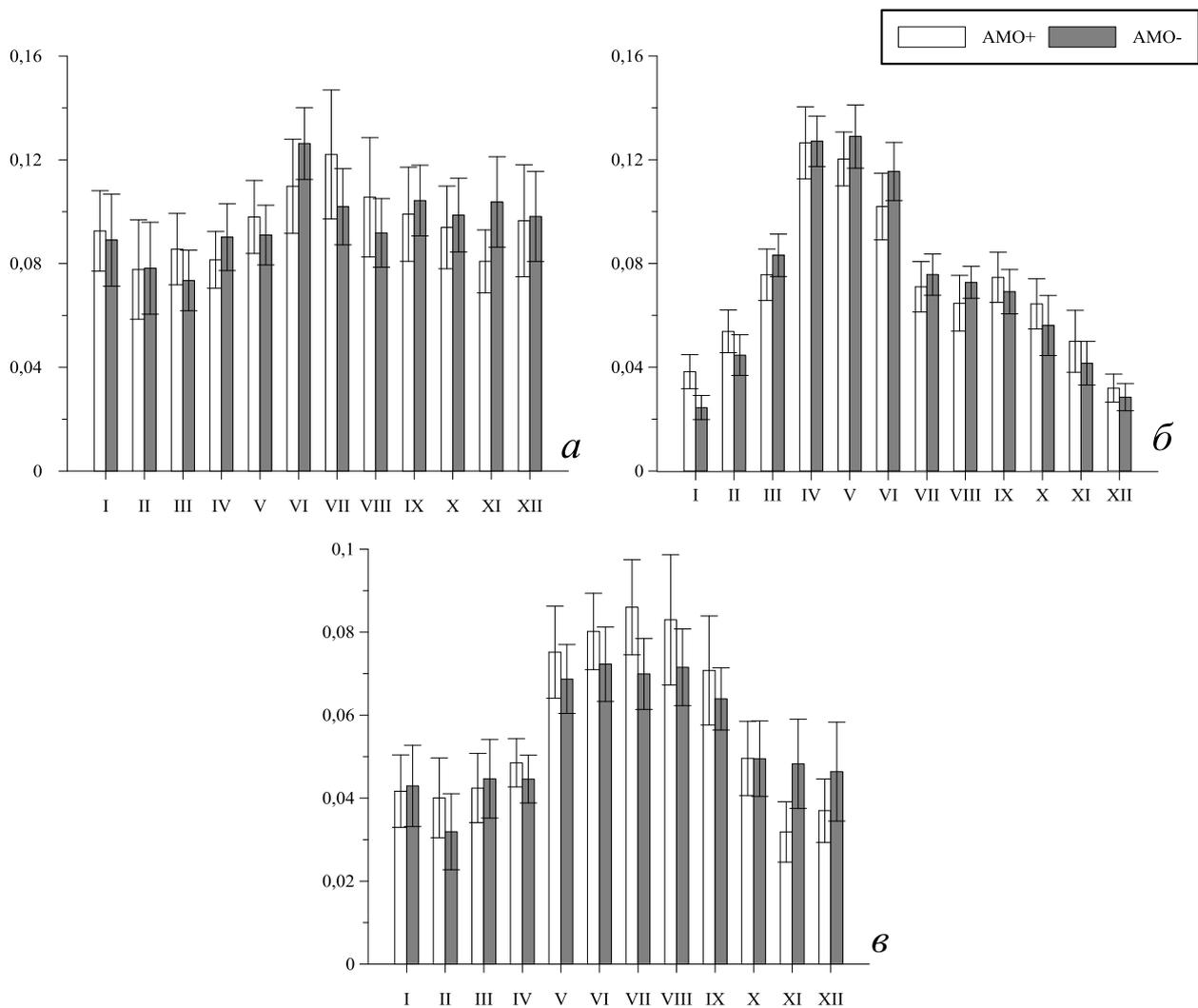


Рисунок 5.2.1 – Частота антициклонов в Черноморском регионе (а), в восточной (б) и западной (в) частях Средиземноморья в положительную (АМО+) и отрицательную (АМО-) фазы АМО. Планки погрешностей соответствуют 90% уровню значимости

Перейдем к анализу проявлений АМО в числе дней с условиями блокирования. При АМО+ максимум исследуемой величины (~500 дней) отмечается над Северной Атлантикой вблизи Скандинавского полуострова и Великобритании, а также над юго-восточной частью Гренландии (рис. 5.2.2а). Меньший максимум (~250 дней) наблюдается над областью, ограниченной координатами 60 – 70° с.ш., 55 – 75° в.д. Область с наибольшими величинами числа дней с условиями блокирования (~600 дней) при АМО- обнаруживается над Скандинавией. При этом над ЧСР как при АМО+, так и при АМО- отмечается наименьшее число дней с условиями блокирования: в пределах от 0 до 50 дней.

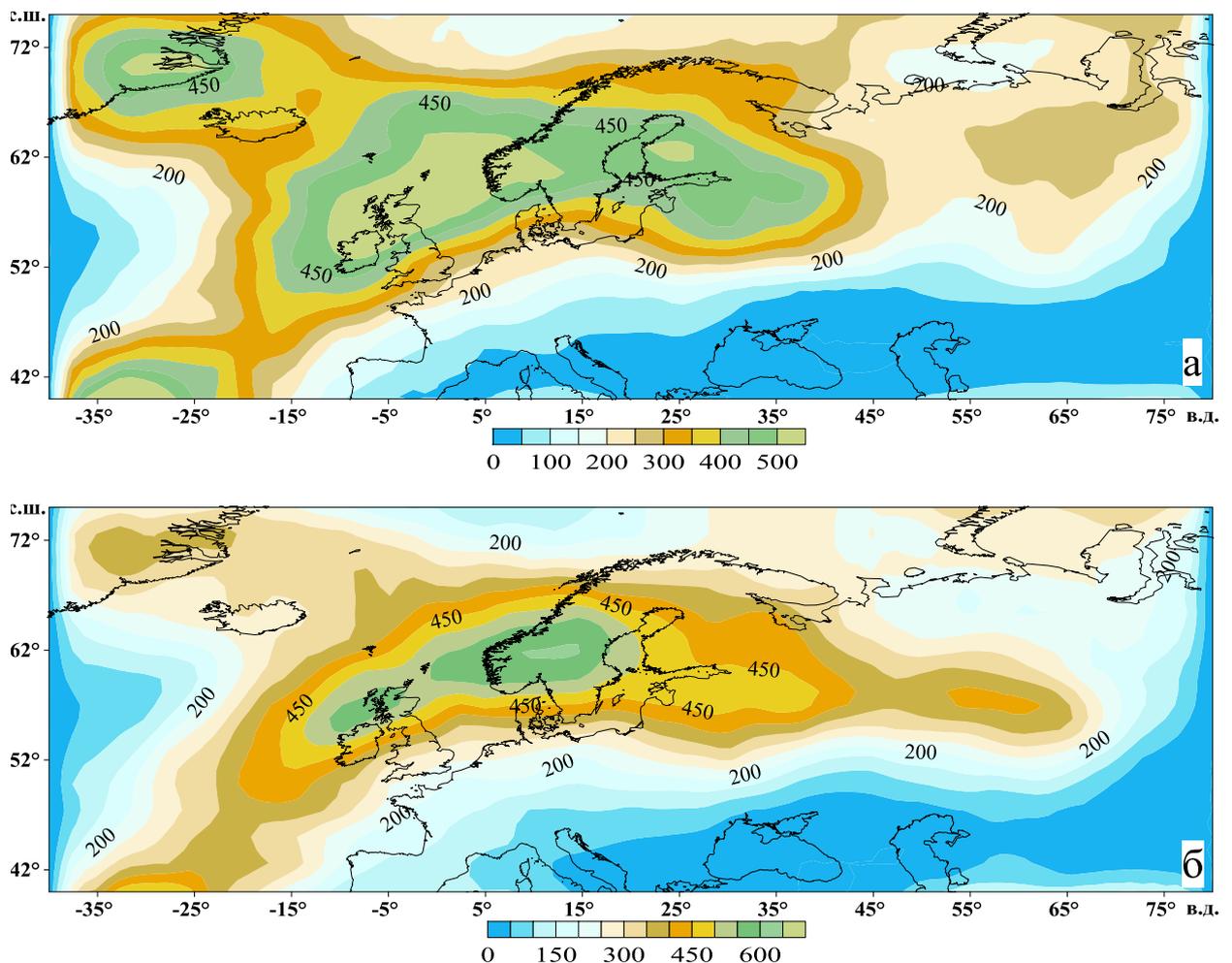


Рисунок 5.2.2 – Суммарное количество дней с условиями блокирования, соответствующие положительной (а) и отрицательной (б) фазам АМО

Рассмотрим изменения характеристик ЭТВ в связи с фазами АМО. В качестве примера на рис. 5.2.3 представлены величины аномалий температуры воздуха в ЧР и индекса АМО за период 1886 – 2006 гг. Как видим из рис. 5.2.3, АМО+ сопровождается преимущественно отрицательными аномалиями температуры воздуха, тогда как АМО- – положительными аномалиями.

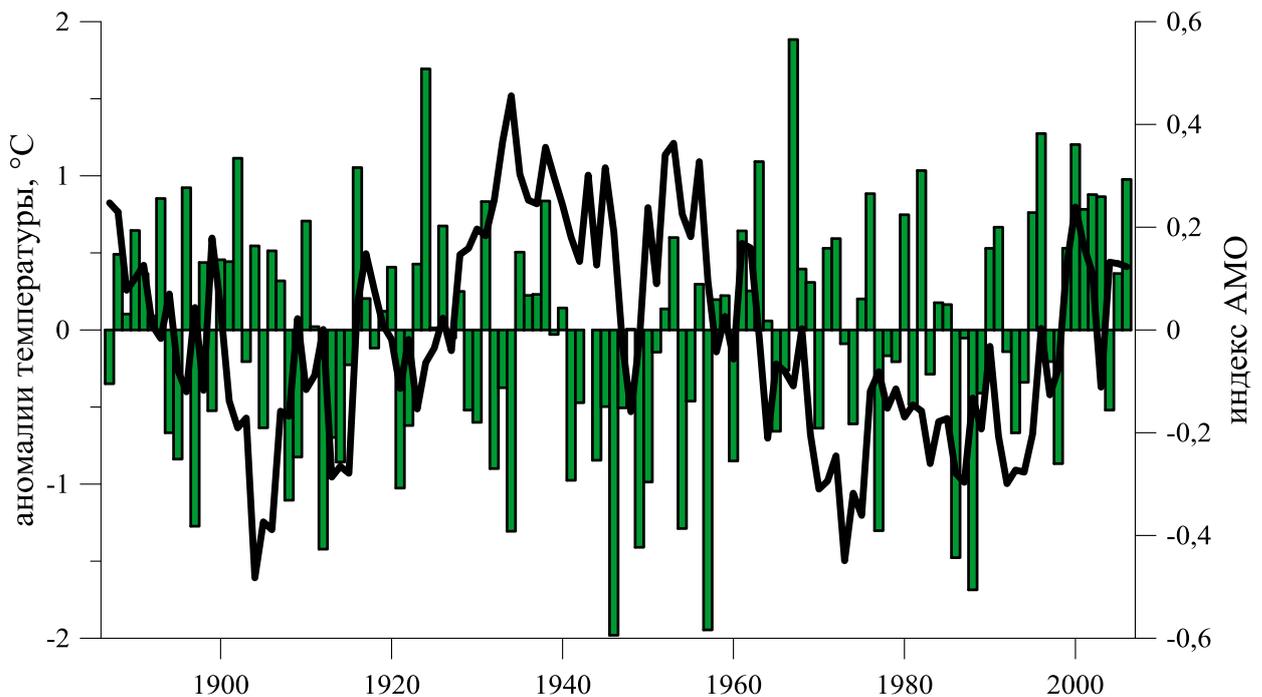


Рисунок 5.2.3 – Динамика аномалий температуры воздуха (стоблики) в Черноморском регионе (Симферополь) и величины индекса АМО (черная сплошная линия) за период 1886 – 2006 гг.

Обнаружено, что частота экстремально низких температур воздуха ($F5$) при АМО+ увеличивается более чем в 2 раза, чем при противоположной фазе (рис. 5.2.4). Весной и осенью проявления АМО в $F5$ незначительны и на большинстве станций незначимы. Необходимо отметить, что в летний сезон различия анализируемых величин отрицательны, однако они преимущественно незначимы (рис. 5.2.4). Напомним, что частота экстремумов в фазы АМО рассчитывалась по аналогии с анализом, выполненным для ТДО.

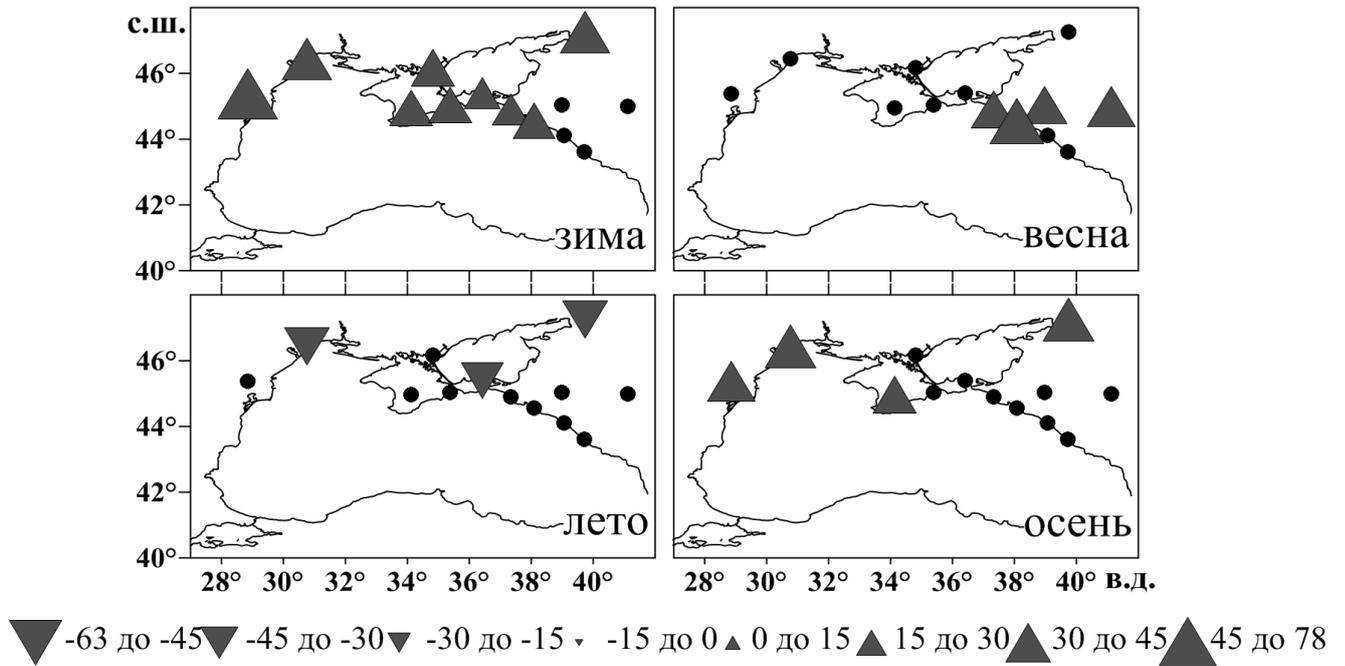


Рисунок 5.2.4 – Разность частоты экстремально низких температур воздуха (в %) между положительной и отрицательной фазами АМО в Черноморском регионе по сезонам. Оценка значимости выполнена 95% доверительном уровне. Точками обозначены незначимые величины

Что касается частоты экстремально высоких температур воздуха (F_{95}), то при АМО+ она больше во все сезоны, кроме зимнего, относительно АМО-. При этом значения разности достигают ~ 66% (рис. 5.2.5). В зимний сезон разности F_{95} отрицательны, однако преимущественно не значимы во всем ЧР. Полученные результаты косвенно подтверждаются работой [Doderovic and Buric, 2015] 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.

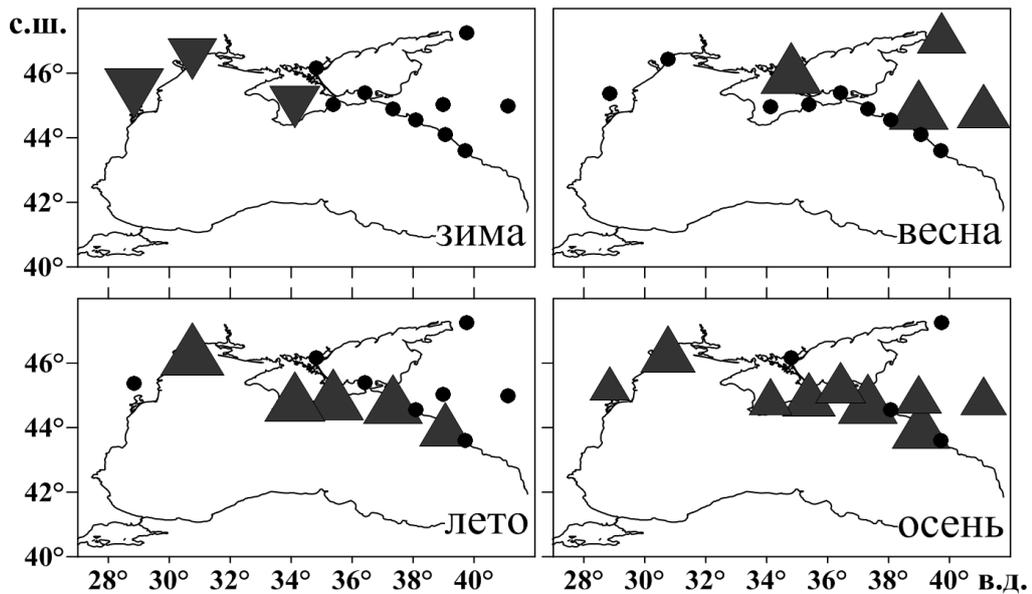


Рисунок 5.2.5 – Разность частоты экстремально высоких температур воздуха (в %) между положительной и отрицательной фазами АМО в Черноморском регионе по сезонам. Оценка значимости выполнена 95% доверительном уровне. Точками обозначены незначимые величины

Таким образом, положительная фаза АМО (АМО+) сопровождается увеличением повторяемости антициклонов в отдельных регионах Средиземного моря и частоты экстремально низких температур воздуха в ЧР в зимние месяцы по сравнению с АМО-. АМО+ соответствует увеличению частоты экстремально низких температур в ЧР в зимний сезон и экстремально высоких в летний сезон. Фазы АМО характеризуются разным пространственным расположением областей максимальных величин числа дней с условиями блокирования.

5.3. Выводы к Главе 5

1. Впервые установлено, что в положительную фазу ТДО частота антициклонов увеличивается до 60% зимой в Черноморском регионе, уменьшается до 55% осенью в восточной части Средиземноморья и до 41% летом в западной части Средиземноморья. При положительной фазе ТДО отмечается увеличение числа дней с условиями блокирования на 3 дня над югом Европы в

холодный период года, а также уменьшение частоты экстремальных температур воздуха в 2 раза преимущественно во всем Черноморском регионе в зимний и летний сезоны.

2. Впервые получено, смена фаз АМО наиболее ярко выражена в изменениях частоты барических систем в восточной части Средиземноморья в зимний сезон, особенно в январе. Причем в положительную фазу АМО частота зимних антициклонов увеличивается на 36% по сравнению с противоположной фазой. Значимых изменений суммарного количества дней с условиями блокирования в Черноморском регионе и Средиземноморье не обнаружено. При этом частота экстремально низких температур воздуха увеличивается до 78% в зимний сезон в Черноморском регионе.

Результаты данного раздела опубликованы в работах: Воскресенская и Коваленко (2013), Воскресенская и Коваленко (2014а, б), Voskresenskaya et al. (2014), Борисенко и др. (2015).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексное исследование закономерностей изменений характеристик антициклонической активности и экстремальной температуры воздуха в Черноморско-Средиземноморском регионе, обусловленных климатическими процессами системы океан-атмосфера по сезонам и месяцам, выполненное в рамках диссертационной работы, позволило получить результаты, которые могут быть применены в усовершенствовании теории климата, разработки 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, а максимумы их высоты и площади отмечаются в зимние и осенние месяцы. При этом максимальная повторяемость блокирующих антициклонов в Европейском регионе, включающем Черноморско-Средиземноморский регион, отмечается в зимне-весенний период.

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, тренды частоты антициклонических вихрей в восточной части Средиземноморья отрицательны во все сезоны. Линейные тренды повторяемости блокирующих антициклонов на севере Черноморского региона отрицательны в зимний и летний сезоны.

Впервые для Черноморского региона получено, что наиболее заметные изменения характеристик ЭТВ за более чем 60-летний период свойственны как величинам 95-го перцентиля 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.

Получено, что к середине и к концу XXI века пороговые величины экстремальной температуры воздуха могут максимально возрасти на $\sim 5^{\circ}\text{C}$, а распределение повторяемости экстремумов станет более равномерным.

2. Впервые показано, что САК 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 САК сопровождается статистически значимым увеличением частоты антициклонов в Черноморском регионе и западной части Средиземноморья, а также высоты антициклонов и их площади в западной части Средиземноморья. При этом наблюдается увеличение частоты блокирующих антициклонов на юге Европейского региона и частоты экстремально низких температур воздуха в Черноморском регионе.

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

4. Впервые показано, что положительная фаза ТДО в холодный период года сопровождается увеличением ~в 2 раза частоты антициклонов в Черноморском регионе и числа дней с условиями блокирования над югом Европы. При этом частота экстремально низких температур воздуха в Черноморском регионе уменьшается примерно на ту же величину.

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

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

CLIVAR	Climate variability & predictability research program (Международная программа по изучению изменчивости климата)
CMIP5	Coupled model intercomparison project – Phase 5 (Международный проект по сравнению моделей)
ECA&D	проект European Climate Assessment & Dataset
GFDL	Geophysical fluid dynamics laboratory (Лаборатория динамики геофизических жидкостей)
IPCC	Intergovernmental panel on climate change (Международная программа по изучению изменений климата)
NCDC	National climatic data center (Национальный центр климатических данных)
NCEP/NCAR	National centers for environmental prediction / National center for atmospheric research (Национальный центр прогнозов состояния окружающей среды / Национальный центр атмосферных исследований США)
RCP	Representative concentration pathways (Репрезентативные сценарии изменения концентрации углекислого газа)
RP5	проект «Расписание Погоды»
UTC	Coordinated universal time (Всемирное координированное время)
АМО	Атлантическая мультидекадная осцилляция
АМО-	отрицательная фаза АМО
АМО+	положительная фаза АМО
ВМО	Всемирная метеорологическая организация
МГЭИК	Межправительственная группа экспертов по изменению климата
ПТВ	поверхностная температура воздуха
САК	Североатлантическое колебание
САК-	отрицательная фаза САК

САК+	положительная фаза САК
СКО	среднеквадратическое отклонение
СМР	Средиземноморский регион
ВСМР	восточная часть Средиземноморского региона
ЗСМР	западная часть Средиземноморского региона
ТДО	Тихоокеанская декадная осцилляция
ТДО-	отрицательная фаза ТДО
ТДО+	положительная фаза ТДО
ТПО	температура поверхности океана
ЦДА	центры действия атмосферы
ЧСР	Черноморско-Средиземноморский регион
ЧР	Черноморский регион
ЭНЮК	Эль-Ниньо – Южное колебание
ЭН	Эль-Ниньо
ЛН	Ла-Нинья
ЭТВ	экстремальная температура воздуха
ЭВТВ	экстремально высокая температура воздуха
ЭНТВ	экстремально низкая температура воздуха
ЮК	Южное колебание

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Акперов М.Г. Сравнительный анализ методов идентификации внетропических циклонов / М.Г. Акперов, И.И. Мохов // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2010. – Т.46, № 5. – С. 620–637.
2. Артамонов Ю.В. Низкочастотная изменчивость гидрометеорологических и гидрофизических характеристик Тропической и Субтропической Атлантики в связи с глобальными вариациями типа Эль-Ниньо-Южные Осцилляции / Ю.В. Артамонов, Е.Н. Воскресенская, Г.Ф. Джиганшин [и др.] / Под ред. Полонского А.Б. Сизова // Деп. рук. № 4560 В-91.– М: ВИНТИ, 1991.– 247 с.
3. Бабиченко В.Н. Стихийные метеорологические явления на Украине и в Молдавии / В.Н. Бабиченко. – Л.: Гидрометиздат, 1991. – 223 с.
4. Бардин М.Ю. Изменчивость характеристик циклоничности в средней тропосфере умеренных широт Северного полушария / М.Ю. Бардин // 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 / М.Ю. Бардин // 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 / М.Ю. Бардин // Метеорология и гидрология. – 2007. – № 2. – С. 5–18.
7. Бардин М.Ю. Тихоокеанская декадная осцилляция и европейские климатические аномалии / М.Ю. Бардин, Е.Н. Воскресенская // 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 / М.Ю. Бардин // Метеорология и гидрология. – 2011. – № 4. – С. 5–20.

9. Бардин М.Ю. Изменения порогов экстремальных значений температур и осадков на территории России в период глобального потепления / М.Ю. Бардин, Т.В. Платова // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. – 2013а. – Т. XXV. – С. 71–93.

10. Бардин М.Ю. Изменения экстремальных квантилей распределения основных климатических переменных в Европейской части СНГ / М.Ю. Бардин, Т.В. Платова // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – 2013б. – № 27. – С. 83–91.

11. Бардин М.Ю. Особенности наблюдаемых изменений климата на территории Северной Евразии по данным регулярного мониторинга и возможные их факторы / М.Ю. Бардин, Т.В. Платова, О.Ф. Самохина // Труды Гидрометцентра России. – 2015. – Вып. 358. – С. 13–35.

12. Башарин Д.В. Глобальные и региональные проявления Эль-Ниньо в полях приземного давления и температуры воздуха в зимний период / Д.В. Башарин, Е.Н. Воскресенская, Н.В. Михайлова [и др.] // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – 2001. – С. 48–60.

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

14. Баянкина Т.М. Циклоны и антициклоны в Черноморско–Средиземноморском регионе / Т.М. Баянкина, Е.Н. Воскресенская, О.Ю. Коваленко [и др.] // Труды института гидрометеорологии грузинского технического университета. – 2013. – Т. 119. – С. 22–27.

15. Борисенко М.Н. Научно обоснованная концепция для разработки модели перспективного планирования размещения виноградных насаждений в западном предгорно–приморском районе Крыма в условиях изменяющегося

климата / М.Н. Борисенко, Е.А. Рыбалко, Н.В. Баранова [и др.] // Виноградарство и виноделие. – 2015. – № 45. – С. 25–29.

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

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

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

19. Воскресенская Е.Н. Эль–Ниньо 1991–92 годов и его проявление в тропической Атлантике / Е.Н. Воскресенская, А.А. Зеленко, А.Б. Полонский // 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 / Воскресенская Елена Николаевна. – Севастополь, 2005. – 323с.

21. Воскресенская Е.Н. Эль–Ниньо разных типов и особенности их проявления в Атлантико–Европейском регионе / Е.Н. Воскресенская, Н.В. Михайлова // Системы контроля окружающей среды. – 2006. – С. 307–310.

22. Воскресенская Е.Н. Классификация событий Эль–Ниньо и погодно–климатические аномалии в Черноморском регионе / Е.Н. Воскресенская, Н.В. Михайлова // Доповіді НАН України. – 2010. – № 3. – С. 120–124.

23. Воскресенская Е.Н. Пространственная изменчивость параметров зимних циклонов в Черноморско–Средиземноморском регионе / Е.Н. Воскресенская, В.Н. Маслова, А.В. Юровский // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – 2011. – Вып. 24. – С. 163–172.

24. Воскресенская Е.Н. Оценка изменений экстремальной температуры воздуха на территории Украины /Е.Н. Воскресенская, А.В. Юровский,

О.Ю. Коваленко // Системы контроля окружающей среды. – 2013. – Вып. 19. – С.111–115.

25. Воскресенская Е.Н. Параметры антициклонов в Черноморско–Средиземноморском регионе и их климатические изменения / Е.Н. Воскресенская, О.Ю. Коваленко // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – 2013. – № 27. – С.195–200.

26. Воскресенская Е.Н. Глобальные и региональные изменения температуры воздуха и атмосферного давления при смене фазы Тихоокеанской декадной осцилляции / Е.Н. Воскресенская, А.В. Юровский // Системы контроля окружающей среды. – 2014. – № 20. – С. 118–122.

27. Воскресенская Е.Н. Антициклоническая активность в Черноморско–Средиземноморском регионе по данным реанализа NCEP/NCAR / Е.Н. Воскресенская, М.Ю. Бардин, О.Ю. Коваленко // Системы контроля окружающей среды. – 2014. – Вып. 20. – С. 102–106.

28. Воскресенская Е.Н. Проявления глобальных климатических сигналов в антициклонической активности в Черноморско–Средиземноморском регионе в зимний сезон / Е.Н. Воскресенская, О.Ю. Коваленко // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – 2014а. – № 29. – С. 101–106.

29. Воскресенская Е.Н. Изменчивость параметров антициклонов в Черноморско–Средиземноморском регионе под влиянием декадных колебаний в системе океан – атмосфера / Е.Н. Воскресенская, О.Ю. Коваленко // Материалы международной научной конференции молодых ученых «Современная гидрометеорология: актуальные проблемы и пути их решения». – 2014б. – С. 172–173.

30. Воскресенская Е.Н. Межгодовая изменчивость антициклонической активности Черноморско–Средиземноморского региона, обусловленная глобальными процессами в системе океан – атмосфера / Е.Н. Воскресенская, О.Ю. Коваленко // Системы контроля окружающей среды. – 2015. – Вып. 1(21). – С. 73–76.

31. Воскресенская Е.Н. Блокирующие антициклоны в Европейском регионе и их изменения обусловленные Эль-Ниньо / Е.Н. Воскресенская, О.Ю. Коваленко // Известия РАН. Серия Географическая. – 2016. – № 1. – С. 49–57. doi:10.15356/0373–2444–2016–1–49–57.
32. Воскресенская Е.Н. Оценка изменений экстремальной температуры воздуха на территории юга России в XXI веке по модельным расчетам / Е.Н. Воскресенская, О.Ю. Коваленко // Системы контроля окружающей среды. – 2016. – Вып. 4(24). – С. 90–94.
33. 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.
34. Вылканов А. Черное море / А. Вылканов, Х. Данов, Х. Маринов [и др.]. – Л.: Гидрометеиздат., 1983. – 408 с.
35. Вышкваркова Е.В. Аномалии температуры воздуха и осадков на юге России / Е.В. Вышкваркова, О.Ю. Коваленко // Использование и охрана природных ресурсов. – 2017. – №4 (152). – С. 64–68.
36. Голицын Г.С. Оценки гидрометеорологических рисков и функций распределения вероятности атмосферных вихрей по данным реанализа и моделям климата / Г.С. Голицын, И.И. Мохов, М.Г. Акперов [и др.] // Проблемы анализа риска. – 2007. – Т. 4, № 1. – С. 27–37.
37. Груза Г.В. Климатический мониторинг процессов блокирования западного переноса в Северном полушарии / Г.В. Груза, Л.В. Коровкина // Метеорология и гидрология. – 1991а. – № 8. – С. 11–18.
38. Груза Г.В. Сезонные особенности пространственного распределения индексов блокирования в Северном полушарии / Г.В. Груза, Л.В. Коровкина // Метеорология и гидрология. – 1991б. – № 3. – С. 108–110.
39. Груза Г.В. О связи климатических аномалий на территории России с явлением Эль-Ниньо – Южное колебание / Г.В. Груза, Э.Я. Ранькова, Л.К. Клещенко [и др.] // Метеорология и гидрология. – 1999. – № 5. – С. 32–51.

40. Груза Г.В. Статистический анализ сезонных индексов блокирования в Северном полушарии / Г.В. Груза, Э.Я. Ранькова, Л.К. Клещенко [и др.] // Труды ВНИИГМИ–МЦД. – 2003. – Вып. 171. – С. 127–150.

41. Дашко Н.А. Курс лекций по синоптической метеорологии / Н.А. Дашко. – Владивосток: ДВГУ, 2005. – 523 с.

42. Железнова И.В. Отклик глобальной циркуляции атмосферы на два типа Эль-Ниньо / И.В. Железнова, Д.Ю. Гущина // Метеорология и гидрология. – 2015. – № 3. – С. 36–50.

43. Заключительный отчет о НИР «Проведение пространственной оценки степени благоприятности будущих климатических условий для продуктивности основных зерновых культур и лесных насаждений». – Севастополь. – 2013. – 364с.

44. Зверьяев И.И. Сезонность и нестационарность изменчивости европейского климата в двадцатом веке / И.И. Зверьяев, С.К. Гулёв // Доклады академии наук. – 2007. – Т. 416, № 5. – С. 676–679.

45. Иванова А.Р. Сравнение динамических характеристик блокирующего антициклона лета 2010 г. с более ранними эпизодами / А.Р. Иванова, Н.П. Шакина, Е.Н. Скриптунова [и др.] // Анализ условий аномальной погоды на территории России летом 2010 г. – 2011. – С. 65–71.

46. Коваленко О.Ю. Аномалии частоты антициклонов над Черноморско–Средиземноморским регионом / О.Ю. Коваленко, Е.Н. Воскресенская // Системы контроля окружающей среды. – 2016. – Вып. 5(25). – С. 90–93.

47. Коваленко О.Ю. Экстремальные температурные аномалии в Черноморском регионе, обусловленные событиями Эль-Ниньо и Ла-Нинья с учетом их классификации / О.Ю. Коваленко, Е.Н. Воскресенская // Системы контроля окружающей среды. – 2017. – Вып. 9 (29). – С. 89–94.

48. Коваленко О.Ю. Изменения характеристик экстремальной температуры воздуха в Причерноморском регионе и их связь с крупномасштабными климатическими процессами / О.Ю. Коваленко, М.Ю. Бардин, Е.Н. Воскресенская // Фундаментальная и прикладная климатология – 2017. – Т. 2. – С. 42–62.

49. Ковриго П.А. Антициклоническая деятельность и ее влияние на погодно–климатические аномалии территории Беларуси / П.А. Ковриго, Е.А. Феськов // Вестник БГУ. – 2013. – Сер. 2, № 1. – С. 114–120.

50. Кричак О.Г. Синоптическая метеорология :учебник для техникумов. / О.Г. Кричак – М.:Гидрометиздат, 1956. – 531с.

51. Крыжов В.Н. Связь средней годовой температуры воздуха в Северо–Западной Евразии с арктическим колебанием / В.Н. Крыжов // Метеорология и гидрология. – 2004. – № 1. – С. 5–14.

52. Логвинов К.Т. Климат и опасные гидрометеорологические явления Крыма / К.Т. Логвинов, М.Б. Барабаш. – Л.: Гидрометеиздат, 1982. – 318 с.

53. Маслова В.Н. Климатические особенности на побережье Черного моря и их изменения в связи с событиями Эль–Ниньо / В.Н. Маслова, Е.В. Вышкваркова, О.Ю. Коваленко // Использование и охрана природных ресурсов. – 2016. – №3 (147). – С. 67–72.

54. Маслова В.Н. Циклоническая активность в Черноморско–Средиземноморском регионе: дисс. ... канд. геогр. наук: 11.00.09 / Маслова Вероника Николаевна. – Севастополь, 2010. – 183 с.

55. Метеорологический словарь / [авт.–сост. Хромов С. П., Мамонтова Л. И., ред. В. И. Кузьменко]. – Л: Гидрометеиздат, 1974 – 568 с.

56. Монин А.С. История климата / А.С. Монин, Ю.А. Шишков. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 406 с.

57. Мохов И.И. Блокинги и их тенденции изменения / И.И. Мохов, В.К. Петухов // ДАН. РАН. – 1997. – Т. 337, № 5. – С. 687–689.

58. Мохов И.И. Действие как интегральная характеристика климатических структур: оценки для атмосферных блокингов / И.И. Мохов // ДАН. – 2006. – Т. 409, № 3. – С. 403–406.

59. Мохов И.И. Аномальное лето 2010 г. в контексте общих изменений климата и его аномалий / И.И. Мохов // В: Анализ условий аномальной погоды на территории России летом 2010 года. – М.: Триада, лтд. 2011. – С.41–47.

60. Мохов И.И. Блокинг в Северном полушарии и Евро–Атлантическом регионе: оценки изменений по данным реанализа и модельным расчётам / И.И. Мохов, М.Г. Акперов, М.А. Прокофьева [и др.] // ДАН. – 2013. – Т. 449, № 5. – С. 582–586.
61. Мохов И.И. Климатические аномалии в регионах Евразии: эффекты явлений Эль-Ниньо/Ла-Нинья / И.И. Мохов, А.В. Тимажев // Доклады академии наук. – 2013. – Т. 453, № 2. – С. 211–214.
62. Мохов И.И. Оценки связи вариаций Атлантической долгопериодной осцилляции и Эль-Ниньо – Южного колебания / И.И. Мохов, Д.А. Смирнов // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2015. – Т. 51, № 5. – С. 1–10.
63. Мохов И.И. Взаимосвязь вариаций глобальной приповерхностной температуры с процессами Эль-Ниньо/Ла-Нинья и Атлантическим долгопериодным колебанием / И.И. Мохов, Д.А. Смирнов // Доклады академии наук. – 2016. – Т. 467, № 5. – С. 580–584. doi: 10.7868/S0869565216110190.
64. Мультиановский Б.П. Основные положения синоптического метода долгосрочных прогнозов погоды / Б.П. Мультиановский. – М.: ЦУЕГМС, 1933. – 144 с.
65. Нестеров Е.С. Изменчивость характеристик атмосферы и океана в атлантико–европейском регионе в годы событий Эль-Ниньо и Ла-Нинья / Е.С. Нестеров // Метеорология и гидрология. – 2000. – № 8. – С. 74–83.
66. Нестеров Е.С. О фазах североатлантического колебания / Е.С. Нестеров // Метеорология и гидрология. – 2003. – № 1. – С. 64–74.
67. Нестеров Е.С. Североатлантическое колебание: атмосфера и океан / Е.С. Нестеров. – М.: Триада, 2013. – 144 с.
68. Нестеров Е.С. Об экстремальных зимах в Европе в 2009–2012 годах / Е.С. Нестеров // Труды гидрометцентра. – 2017. – № 364. – С. 65–80.
69. Нестеров Е.С. Экстремальные циклоны в Атлантико-Европейском регионе / Е.С. Нестеров. – М.: Гидрометцентр, 2018. – 104 с.
70. Новости Гидрометцентра России [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <https://wwis.meteoinfo.ru/novosti/>. – Дата обращения: 12.09.2017.

71. Обухов А.М. Динамические условия возникновения засух и других крупномасштабных погодных аномалий / А.М. Обухов, М.В. Курганский, М.С. Татарская // Метеорология и гидрология. – 1984. – № 10. – С. 5–13.

72. Основы линейной регрессии [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.statistica.ru/theory/osnovy-lineynoy-regressii/>. – Дата обращения 05.07.2016

73. Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Том I. Изменения климата / А.И. Бедрицкий, В.Г. Блинов, Д.А. Гершиноква [и др.]. – М.: Росгидромет, 2008. – 227 с.

74. Петросянц М.А. Об определении явлений Эль-Ниньо и Ла-Нинья / М.А. Петросянц, Д.Ю. Гущина // Метеорология и гидрология. – 2002. – № 8. – С. 24–35.

75. Погосян Х.П. Атмосфера земли / Х.П. Погосян, З.Л. Туркетти. – Л.: Просвещение, 1970.

76. Погосян Х.П. Циклоны / Х.П. Погосян. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 148 с.

77. Поднебесных Н.В. Характеристики циклонов и антициклонов над Сибирью в конце XX в. – начале XXI в / Н.В. Поднебесных, И.И. Ипполитов // Метеорология и гидрология. – 2017. – № 4. – С. 27–37.

78. Полонский А.Б. Глобальные и региональные проявления Эль-Ниньо в полях приземного давления и температуры в весенний период / А.Б. Полонский, Е.Н. Воскресенская, Д.В. Башарин [и др.] // Морской гидрофизический журнал. – 2003. – № 3. – С.50–62.

79. Полонский А.Б. Североатлантическое (арктическое) колебание: описание, механизмы и влияние на климат Евразии / А.Б. Полонский, Д.В. Башарин, Е.Н. Воскресенская [и др.] // Морской гидрофизический журнал. – 2004. – № 2. – С. 42–59.

80. Полонский А.Б. Роль океана в изменениях климата / А.Б. Полонский. – Киев: Наукова Думка, 2008. – 183 с.

81. Полонский А.Б. Атлантическая мультидекадная осцилляция и ее проявления в Атлантико–Европейском регионе / А.Б. Полонский // Морской гидрофизический журнал. – 2008. – № 4. – С. 47–58.

82. Полонский А.Б. Межгодовая изменчивость циркуляции атмосферы и аномалии температуры Восточной Европы в зимний период / А.Б. Полонский, И.А. Кибальчич // Доповіді Національної академії наук України. – 2014. – № 6. – С. 100–107.

83. Попова В.В. Циркуляционные механизмы крупномасштабных аномалий температуры воздуха зимой в Северной Евразии в конце XX столетия / В.В. Попова, А.Б. Шмакин // Метеорология и гидрология. – 2006. – № 12. – С. 15–25.

84. 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.

85. Расписание погоды [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://gr5.ru>. – Дата обращения – 05.06.2015 г.

86. Ревич Б.А. Изменения климата и здоровье населения России: анализ ситуации и прогнозные оценки / Б.А. Ревич, В.В. Малеев. – М.: ЛЕНАНД, 2011. – 208 с.

87. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Ч. II. – Л.: Гидрометеиздат, 1987. – Вып. 1. – 298 с.

88. Рыбалко Е.А. Микроклиматическое районирование западного предгорно–приморского района Крыма для развития виноградарства / Е.А. Рыбалко, И.И. Иванченко, Е.Н. Воскресенская [и др.] // Системы контроля окружающей среды. – 2015. – № 2(22). – С. 97–101.

89. Семенов В.А. Влияние температуры поверхности океана и границ морского льда на изменение регионального климата в Евразии за последние десятилетия / В.А. Семенов, И.И. Мохов, М. Латиф // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 2012. – Т. 48, № 4. – С. 403–421.

90. Семенов В.А. Моделирование влияния естественной долгопериодной изменчивости в Северной Атлантике на формирование аномалий климата / В.А. Семенов, И.И. Мохов, А.Б. Полонский // Морской гидрофизический журнал. – 2014. – № 4. – С. 14–27.

91. Семенов В.А. Влияние Атлантического долгопериодного колебания на формирование засух в Северной Евразии / В.А. Семенов, А.В. Чернокульский, О.Н. Соломина // Доклады академии наук. – 2016. – Т. 471, № 3. – С. 354–357. doi: 10.7868/S0869565216330227.

92. Сергиенко А.Б. Цифровая обработка сигналов / А.Б. Сергиенко. – СПб.: Питер, 2002. – 608 с.

93. Смирнов Н.В. Теория вероятностей и математическая статистика / Н.В. Смирнов. – М.: Наука, 1970. – 270 с.

94. Смирнова М.Д. Прогностические факторы развития сердечно – сосудистых осложнений во время аномальной жары 2010 г. (когортное наблюдательное исследование) / М.Д. Смирнова, Т.В. Фофанова, Е.Б. Яровая [и др.] // Кардиологический вестник. – 2016. – Т. XI, № 1. – С. 43–51.

95. Сорокина А.И. Справочник по климату Черного моря / А.И. Сорокина. – Л: Гидрометеиздат, 1974. – 407 с.

96. Стерин А.М. Исследование статистических связей между аномалиями приземного климата в восточных районах России и явлением Эль-Ниньо/Южное колебание / А.М. Стерин, Л.К. Клещенко, Л.Н. Аристова // Труды ВНИИГМИ-МЦД. – 2000. – Вып. 167. – С. 68–88.

97. Федоренко А.В. Исследование связи между атмосферными процессами над Скандинавским полуостровом и ледовыми условиями на Азовском море / А.В. Федоренко // Труды гидрометеорологического научно-исследовательского центра РФ. – 2011. – № 345. – С. 94–104.

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

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

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

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

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

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

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

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

106. Akperov M.G. Probability distributions for cyclones and anticyclones from the NCEP/NCAR reanalysis data and the INM RAS climate model / M.G. Akperov, M.Yu. Bardin, M.E. Volodin [et al.] // Izv. Atmos. Oceanic Phys. – 2007. – Vol. 43, № 6. – P. 705–712.

107. Alexander L.V. Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation / L.V. Alexander, X. Zhang, T.C. Peterson [et al.] // Journal of Geophysical Research–Atmospheres. – 2006. – Vol. 111, Is. D5. – P. D05109. doi: 10.1029/2005JD006290.

108. Andrade C. Temperature extremes in Europe: overview of their driving atmospheric patterns / C. Andrade, M. Leite, J.A. Santos // *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* – 2012. – Vol. 12, № 5. – P. 1671–1691.
109. Ashok K. El Nino Modoki and its possible teleconnection / K. Ashok, S.K. Behera, S.A. Rao [et al.] // *Geophysical research letters.* – 2007. – Vol. 112, № C11. – P. C11007. doi: 10.1029/2006JC003798.
110. Banholzer S. The influence of different El Nino types on global average temperature / S. Banholzer, S. Donner // *Geophysical Research Letters.* – 2014. – Vol. 41, Is. 6. – P. 2093–2099. doi: 10.1002/2014GL059520.
111. Bardin M.Yu. North Atlantic oscillation and synoptic variability in the European–Atlantic region in winter / M.Yu. Bardin, A.B. Polonsky // *Izv. Atmos. Oceanic Phys.* – 2005. – Vol. 41, № 2. – P. 127–136.
112. Barnes E.A. A methodology for the comparison of blocking climatologies across indices, models and climate scenarios / E.A. Barnes, J. Slingo, T. Woollings // *Climate dynamics.* – 2012. – Vol. 38, № 11–12. – P. 2467–2481.
113. Barnett T.P. Origins of the midlatitude Pacific decadal variability / T.P. Barnett, D.W. Pierce, R. Saravanan [et al.] // *Geophysical Research Letters.* – 1999. – Vol. 26, № 10. – P. 1453–1456.
114. Barnston A.G. Classification, seasonality and persistence of low–frequency atmospheric circulation patterns / A.G. Barnston, R.E. Livezey // *Monthly weather review.* – 1987. – Vol. 115, № 6. – P. 1083–1126.
115. Barriopedro D. A climatology of Northern Hemisphere blocking / D. Barriopedro, R. Garcia–Herrera, A. Lupo [et al.] // *Journal of Climate.* – 2006. – Vol. 19, № 6. – P. 1042–1063.
116. Barriopedro D. Solar modulation of Northern Hemisphere winter blocking / D. Barriopedro, R. Garcia–Herrera, R. Huth // *Journal of Geophysical Research.* – 2008. – Vol. 113, № D14. – P. D14118. doi: <https://doi.org/10.1029/2008JD009789>.
117. Barriopedro D. Application of blocking diagnosis methods to General Circulation Models. Part I: A novel detection scheme / D. Barriopedro, R. García-

Herrera, R.M. Trigo // *Clim. Dyn.* – 2010. – Vol. 35, № 7–8. – P. 1373–1391. doi:10.1007/s00382-010-0767-5.

118. Bell G.D. A 15-year climatology of Northern Hemisphere 500 mb closed cyclone and anticyclone centers / G.D. Bell, L.F. Bosart // *Mon. Wea. Rev.* – 1989. – Vol. 117, № 10. – P. 2142–2163.

119. Benedict J.J. Synoptic view of the North Atlantic oscillation. / J.J. Benedict, S. Lee, S.B. Feldstein // *Journal of the Atmospheric Sciences.* – 2004. – Vol. 61, № 2. – P. 121–144.

120. Berggren R. An aerological study of zonal motion, its perturbations and break-down / R. Berggren, B. Bolin, C.G. Rossby // *Tellus.* – 1949. – Vol. 1, № 2. – P. 14–37.

121. Berrisford P. Blocking and Rossby wave breaking on the dynamical tropopause in the Southern Hemisphere / P. Berrisford, B. Hoskins, E. Tyrlis // *Journal of the Atmospheric Science.* – 2007. – Vol. 64, № 8. – P. 2881–2898.

122. Biondi F. Inter-decadal signals during the last millennium (AD 1117–1992) in the Varve record of Santa Barbara Basin, California / F. Biondi, C.B. Lange, M.K. Hughes [et al.] // *Geophysical Research Letters.* – 1997. – Vol. 24, № 2. – P. 193–196.

123. Bitan A. The horizontal and vertical extension of the Persian Gulf pressure trough / A. Bitan, H. Saaroni // *Int. J. Climatol.* – 1992. – Vol. 12, № 7. – P. 733–747. doi:10.1002/joc.3370120706.

124. Bjerknes J. A possible response of the atmospheric Hadley circulation to anomalies of ocean temperature / J. Bjerknes // *Tellus.* – 1966. – Vol. 18, № 4. – P. 820–829.

125. Brands S. How well do CMIP5 Earth System Models simulate present climate conditions in Europe and Africa? / S. Brands, S. Herrera, J. Fernandez [et al.] // *Climate Dynamics.* – 2013. – Vol. 41, № 3–4. – P. 803–817.

126. Campins J. Climatology of Mediterranean cyclones using the ERA-40 dataset / J. Campins, A. Genoves, M.A. Picornell [et al.] // *Int. J. Climatol.* – 2011. – Vol. 31, № 11. – P. 1596–1614. doi:10.1002/joc.2183.

127. 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.

128. Cheung H.N. Observational climatology and characteristics of wintertime atmospheric blocking over Ural–Siberia / H.N. Cheung, W. Zhou, Y. Shao [et al.] // *Climate Dynamics*. – 2013. – Vol. 41, Is. 1. – P. 63–79.

129. *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.

130. *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.

131. Cohen J. Recent Arctic amplification and extreme mid–latitude weather / J. Cohen, J.A. Screen, J.C. Furtado [et al.] // *Nature Geoscience*. – 2014. – Vol. 7, № 9. – P. 627–637. doi:10.1038/ngeo2234.

132. Coles S. *An introduction to statistical modeling of extreme values* / S. Coles. – Verlag London: Springer, 2001. – 211 p. doi: 10.1007/978-1-4471-3675-0.

133. Coles S. Anticipating catastrophes through extreme value modeling / S. Coles, L. Pericchi // *Applied Statistics–Journal of the Royal Statistical Society Series C*. – 2003. – Vol. 52. – P.405–416.

134. Compo G.P. Changes of Subseasonal variability associated with El Nino / G.P. Compo, P.D. Sardeshmukh, C. Penland // *Journal of Climate*. – 2001. – Vol. 14, Is. 16. – P. 3356–3374.

135. Compo G.P. The twentieth century reanalysis project / G.P. Compo, J.S. Whitaker, P.D. Sardeshmukh [et al.] // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. – 2011. – Vol. 137, № 654. – P. 1–28. doi:10.1002/qj.776.

136. Cook J. Quantifying the consensus on anthropogenic global warming in the scientific literature / J. Cook, D. Nuccitelli, S.A. Green [et al.] // *Environmental Research Letters*. – 2013. – Vol. 8, № 2. – P. 024024.

137. Corte-Real J. Large-scale circulation regimes and surface climatic anomalies over the Mediterranean / J. Corte-Real, X. Zhang, X. Wang // *Int. J. Climatol.* – 1995. – Vol. 15, № 10. – P. 1135–1150.

138. Croci-Maspoli M. A multifaceted climatology of atmospheric blocking and its recent linear trend / M. Croci-Maspoli, C. Schwierz, H.C. Davies // *Journal of Climate*. – 2007a. – Vol. 20, Is. 4. – P. 633–649.

139. Croci-Maspoli M. Atmospheric blocking: spacetime links to the NAO and PNA / M. Croci-Maspoli, C. Schwierz, H.C. Davies // *Clim. Dyn.* – 2007b. – Vol. 29, № 7–8. – P. 713–725. doi:10.1007/s00382-007-0259-4.

140. Curtis S. The Atlantic Multidecadal Oscillation and extreme daily precipitation over the US and Mexico during the hurricane season / S. Curtis // *Clim. Dyn.* – 2008. – Vol. 30, № 4. – P. 343–351.

141. D'Aleo J. Multi-decadal tendencies in ENSO and global temperatures related to multi-decadal oscillations / J. D'Aleo, D. Easterbrook // *Energy & Environment*. – 2010. – Vol. 21, Is. 5. – P. 437–460.

142. D'Andrea F. Northern Hemisphere atmospheric blocking as simulated by 15 atmospheric general circulation models in the period 1979–1988 / F. D'Andrea, S. Tibaldi, M. Blackburn [et al.] // *Climate Dynamics*. – 1998. – Vol. 14, № 6. – P. 385–407.

143. Davini P. Bidimensional diagnostics, variability, and trends of Northern Hemisphere blocking / P. Davini, C. Cagnazzo, S. Gualdi [et al.] // *J. Clim.* – 2012. – Vol. 25, № 19. – P. 6496–6509.

144. Davini P. Atmospheric blocking and winter mid-latitude climate variability / P. Davini. – M.: Universita Ca' Foscari, 2013. – 141 p.

145. Davini P. European blocking and Atlantic jet stream variability in the NCEP/NCAR reanalysis and the CMCC-CMS climate model / P. Davini, C. Cagnazzo,

P.G. Fogli [et al.] // *Climate Dyn.* – 2014. – Vol. 43, № 1–2. – P. 71–85. doi: <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1873-y>.

146. Davini P. Northern Hemisphere atmospheric blocking representation in global climate models: Twenty years of improvements? / P. Davini, F. D’Andrea // *Journal of Climate.* – 2016. – Vol. 29, № 24. – P. 8823–8840.

147. Diao Y. A new blocking index and its application: blocking action in the Northern Hemisphere / Y. Diao, J. Li, D. Luo // *Journal of Climate.* – 2006. – Vol. 19, № 19. – P. 4819–4839.

148. Doderovic M.M. Atlantic Multidecadal Oscillation and changes of summer air temperature in Montenegro / M.M. Doderovic, D.B. Buric // *Thermal Science.* – 2015. – Vol. 19. – P. S405–S414. doi: [10.2298/TSCI150430115D](https://doi.org/10.2298/TSCI150430115D).

149. Dole R. Persistent anomalies of the extratropical Northern Hemisphere wintertime circulation: Geographical distribution and regional persistence characteristics / R. Dole, N. Gordon // *Monthly weather review.* – 1983. – Vol. 111, № 8. – P. 1567–1586.

150. Domonkos P. Variability of extreme temperature events in south–central Europe during the 20th century and its relationship with large scale circulation / P. Domonkos, J. Kysely, K. Piotrowicz // *International journal of climatology.* – 2003. – Vol. 23, № 9. – P. 987–1010.

151. Dong B.-W. Predictable winter climate in the North Atlantic sector during the 1997–1999 ENSO cycle / B.-W. Dong, R.T. Sutton, S.P. Jewson [et al.] // *Geophys. Res. Lett.* – 2000. – Vol. 27, № 7. – P. 985–988.

152. Donner L.J. The dynamical core, physical parameterizations, and basic simulation characteristics of the atmospheric component AM3 of the GFDL Global Coupled Model CM3 / L.J. Donner, B.L. Wyman, R.S Hemler [et al.] // *Journal of Climate.* – 2011. – Vol. 24, № 13. – P. 3484–3519.

153. Elliott R. D. A study of the effects of large blocking highs on the general circulation in the Northern Hemisphere westerlies / R.D. Elliott, T.B. Smith // *Journal of Meteorology.* – 1949. – Vol. 6, № 2. – P. 67–85. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469\(1949\)006<0068:ASOTEO>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(1949)006<0068:ASOTEO>2.0.CO;2)

154. Enfield D.B. Multiscale variability in global SST and their relationships with tropospheric climate patterns / D.B. Enfield, A.M. Mestas–Nunez // *Journal of Climate*. – 1999. – Vol.12, Is. 9. – P. 2719–2733.
155. Enfield D.B. The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental US / D.B. Enfield, A.M. Mestas–Nuñez, P.J. Trimble // *Geophysical Research Letters*. – 2001. – Vol. 28, № 10. – P.2077–2080.
156. ETCCDI/CRD Climate change indices [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://etccdi.pacificclimate.org/>. – Дата обращения: 01.04.2014.
157. European Climate Assessment & Dataset project [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://eca.knmi.nl/>. – Дата обращения: 15.11.2013.
158. Favre A. Extratropical cyclonic/anticyclonic activity in North–Eastern Pacific and air temperature extremes in Western North America / A. Favre, A. Gershunov // *Climate Dynamics*. – 2006. – Vol. 26, № 6. – P. 617–629. doi: 10.1007/s00382–005–0101–9.
159. Feldstein S.B. Teleconnections and ENSO: The timescale, power spectra, and climate noise properties / S.B. Feldstein // *Journal of Climate*. – 2000. – Vol. 13. – P. 4430–4440.
160. Feng S. Modeling annual extreme precipitation in China using the generalized extreme value distribution / S. Feng, S. Nadarajan, Q. Hu // *Journal of the Meteorological Society of Japan* – 2007. – Vol. 85, № 5. – P. 599–613.
161. Flocas H.A. A 40–year climatological study of relative vorticity distribution over the Mediterranean / H.A. Flocas, P. Maheras, T.S. Karacostas [et al.] // *Int. J. Climatol*. – 2001. – Vol. 21, № 14. – P. 1759–1778. doi:10.1002/joc.705.
162. Fraedrich K. Climate anomalies in Europe associated with ENSO extremes / K. Fraedrich and K. Muller // *Int. J. Climatol*. – 1992. – Vol. 12. № 1. – P. 25–31.
163. Francis J.A. Evidence linking Arctic amplification to extreme weather in mid–latitudes / J.A. Francis, S.J. Vavrus // *Geophysical Research Letters*. – 2012. – Vol. 39, № 6. – P. L06801. doi: 10.1029/2012GL051000.

164. Frich P. Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century / P. Frich, L.V. Alexander, P.M. Della-Marta [et al.] // *Climate Res.* – 2002. – Vol. 19, № 3. – P. 193–212.
165. Garcia-Herrera R. Northern hemisphere snow cover and atmospheric blocking variability / R. Garcia-Herrera, D. Barriopedro // *Journal of Geophysical Research.* – 2006. – Vol. 111 (D21). – P. 21104.
166. Garriot E. Long range weather forecasts / E. Garriot. – Washington: Government Printing Office, 1904. – 35 pp.
167. Gershunov A. Interdecadal modulation of ENSO teleconnections / A. Gershunov, T. Barnett // *Bulletin of American Meteorology Society.* – 1999. – Vol.79, Is. 12. – P. 2715–2725.
168. Glisan J. Two cases of extreme blocking events over Europe and North America / J. Glisan, A.R. Lupo // *Materials of Seventh Annual AMS Student Conference.* – 2008. – P. 1–12.
169. Godev N. Anticyclonic activity over south Europe and its relationship to orography / N. Godev // *J. Appl. Meteor.* – 1971. – Vol. 10, № 6. – P. 1097–1102. doi:10.1175/1520-0450(1971)010,1097:AAOSEA.2.0.CO;2.
170. Google map [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <https://www.google.ru/maps>. – Дата обращения: 15.04.2017.
171. Green J. The weather during July 1976: some dynamical considerations of the drought / J. Green // *Weather.* – 1977. – Vol. 32 (4). – P. 120–126.
172. Hakkinen S. Atmospheric blocking and Atlantic multidecadal ocean variability / S. Hakkinen, P.B. Rhines, D.L. Worthen // *Science.* – 2011. – Vol. 334, № 6056. – P. 655–659. doi: 10.1126/science.1205683.
173. Hare S.R. Climate change and salmon production in the North-East Pacific Ocean / S.R. Hare, R.C. Francis // *Canadian Special Publication of Fisheries and Aquatic Sciences.* – 1995. – Vol. 121. – P.357–372.
174. Hare S.R. Low frequency climate variability and salmon production: Ph.D. Dissertation / S.R. Hare. – Seattle: Univ. of Washington, 1996. – 306 pp.

175. Harman J.R. Mean monthly North American anticyclone frequencies, 1950–79 / J.R. Harman // *Mon. Wea. Rev.* – 1987. – Vol. 115 (11). – P. 2840–2848. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1987\)115<2840:MMNAAF>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1987)115<2840:MMNAAF>2.0.CO;2).
176. Hartmann D.L. A statistical study of the dynamics of blocking / D.L. Hartmann, S.J. Ghan // *Monthly Weather Review.* – 1980. – Vol. 108. – P. 1144–1159.
177. Hatzaki M. Seasonal aspects of an objective climatology of anticyclones affecting the Mediterranean / M. Hatzaki, H.A. Flocas, I. Simmonds [et al.] // *Journal of Climate.* – 2014. – Vol. 27 (24). – P. 9272–9289. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00186.1>
178. Haylock M.R. A European daily high-resolution gridded dataset of surface temperature and precipitation for 1950–2006 / M.R. Haylock, N. Hofstra, A.M.G. Klein-Tank [et al.] // *J. Geophys. Res (Atmospheres).* – 2008. – Vol. 113. – P. D20119. doi: [10.1029/2008JD10201](https://doi.org/10.1029/2008JD10201).
179. Hodgkins G.A. Climate-driven variability in the occurrence of major floods across North America and Europe / G.A. Hodgkins, P.H. Whitfield, D.H. Burn [et al.] // *J. Hydrol.* – 2017. – Vol. 552. – P. 704–717.
180. Horii T. A relationship between timing of El Nino onset and subsequent evolution / T. Horii, K. Hanawa // *Geophys. Res. Let.* – 2004. – Vol. 31 (6). – P. 1634–1648.
181. Horton D.E. Contribution of changes in atmospheric circulation patterns to extreme temperature trends / D.E. Horton, N.C. Johnson, D. Singh [et al.] // *Nature.* – 2015. – Vol. 522 (7557). – P. 465–469. doi: [10.1038/nature14550](https://doi.org/10.1038/nature14550).
182. Houze R.A. Orographic effects on precipitating clouds / R.A. Houze // *Rev. Geophys.* – 2012. – Vol. 50 (1). – P. RG1001. doi: [10.1029/2011RG000365](https://doi.org/10.1029/2011RG000365).
183. Hurrell J.W. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitations / J.W. Hurrell // *Science.* – 1995. – Vol. 269 (5224). – P. 676–679.

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

185. Hurrell J.W. An overview of the North Atlantic Oscillation / J.W. Hurrell, Y. Kushnir, G. Ottersen [et al.] // *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.

186. Ioannidou L. A climatology of the Northern Hemisphere winter anticyclones / L. Ioannidou, M.K. Yau // *J. Geophys. Res.* – 2008. – Vol. 113. – P. D08119. doi:10.1029/2007JD008409.

187. James R.W. The latitude dependence of intensity in cyclones and anticyclones / R.W. James // *Journal of Meteorology*. – 1952. – Vol. 9, № 4. – P. 243–251.

188. Jones P.D. The use of indices to identify changes in climatic extremes / P.D. Jones, E.B. Horton, C.K. Folland [et al.] // *Climatic Change*. – 1999. – Vol. 42, № 1. – P. 131–149.

189. Kaas E. The relationship between a zonal index and blocking activity / E. Kaas, G. Branstator // *J. Atmos. Sci.* – 1993. – Vol. 50, № 18. – P. 3061–3077.

190. Kalnay E. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project / E. Kalnay, M. Kanamitsu, R. Kistler [et al.] // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* – 1996. – Vol. 77, № 3. – P. 437–471.

191. Kao H.Y. Contrasting eastern–Pacific and central–Pacific types of ENSO / H.Y. Kao, J.Y. Yu // *Journal of Climate*. – 2009. – Vol. 22 (3). – P. 615–632. doi:10.1175/2008JCLI2309.1.

192. Katsoulis B.D. Monthly anticyclonicity in southern Europe and the Mediterranean region / B.D. Katsoulis, T.J. Makrogiannis, Y.A. Goutsidou // *Theor. Appl. Climatol.* – 1998. – Vol. 59 (1–2). – P. 51–59. doi:10.1007/s007040050012.

193. Kerr R.A. Atlantic climate pacemaker for millennia past, decades hence? / R.A. Kerr // *Science*. – 2005. – Vol. 309, No. 5731. – P. 41–43.

194. Kiktev D. Comparison of modeled and observed trends in indices of daily climate extremes / D. Kiktev, D.M.H. Sexton, L. Alexander [et al.] // *J. Clim.* – 2003. – Vol. 16, № 22. – P. 3560–3571.
195. Kistler R. The NCEP 50 year reanalysis: monthly means CDROM and documentation / R. Kistler, E. Kalnay, W. Collins [et al.] // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* – 2001. – Vol. 82, №. 2. – P. 247–267.
196. 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.
197. Klein-Tank A.M.G. Daily data set of 20th-century surface air temperature and precipitation series for the European climate assessment / A.M.G. Klein-Tank, J.B. Wijngaard, G.P. Konnen, R. Bohm [et al.] // *Int. J. Climatol.* – 2002. – Vol. 22 (12). – P. 1441–1453. doi: <https://doi.org/10.1002/joc.773>.
198. Klein-Tank A.M.G. Trends in indices of daily temperature and precipitation extremes in Europe, 1946–1999 / A.M.G. Klein-Tank, G.P. Konnen // *Journal of Climate.* – 2003. – Vol. 16 (22). – P. 3665–3680.
199. Knight J.R. Climate impacts of the Atlantic Multidecadal Oscillation / J.R Knight, C.K. Folland, A.A. Scaife // *Geophysical Research Letters.* – 2006. – Vol. 33, Is. 17. – P. L17706. doi: [10.1029/2006GL026242](https://doi.org/10.1029/2006GL026242).
200. KNMI Climate Explorer [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <https://climexp.knmi.nl>. – Дата обращения: 14.08.2016
201. Kostopoulou E. Assessment of climate extremes in the Eastern Mediterranean / E. Kostopoulou, P.D. Jones // *Meteorology and Atmospheric Physics.* – 2005. – Vol. 89, № 1–4. – P. 69–85.
202. Kostopoulou E. Comprehensive analysis of the climate variability in the Eastern Mediterranean. Part I: map-pattern classification / E. Kostopoulou, P.D. Jones // *Int. J. Climatol.* – 2007. – Vol. 27 (9). – P. 1189–1214. doi: <https://doi.org/10.1002/joc.1467>.
203. Kovalenko O.Yu. Interannual variability of anticyclone activity and temperature extremes in the Black sea region / O.Yu. Kovalenko, E.N. Voskresenskaya

// IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science. – 2018. – Vol. 107. – P. 012034. doi :10.1088/1755-1315/107/1/012034.

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

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

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

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

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

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

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

211. Lejenas H. Characteristics of Northern Hemisphere blocking as determined from a long time series of observational data / H. Lejenas, H. Okland // Tellus. Series A. – 1983. – Vol. 35, № 5. – P. 350–362.

212. Lionello P. Mediterranean climate variability. – (Developments in earth & environmental sciences) / P. Lionello, P. Malanotte–Rizzoli, R. Boscolo. – Elsevier, 2006. – 421 p.

213. Luo D. Decadal variability of wintertime North Atlantic and Pacific blockings: A possible cause / D. Luo, H. Wan // *Geophys. Res. Lett.* – 2005. – Vol. 32, № 23. – P. L23810. doi: 10.1029/2005GL024329.

214. Luo D. Decadal relationship between European blocking and the North Atlantic Oscillation during 1978 – 2011. Part I: Atlantic conditions / D. Luo, Y. Yao, A. Dai // *Journal of the atmospheric sciences.* – 2015. – Vol. 72, № 3. – P. 1152–1173. doi: 10.1175/JAS–D–14–0039.1.

215. Lupo A.R. Climatological features of blocking anticyclones in the Northern Hemisphere / A.R. Lupo, P.J. Smith // *Tellus. Series A.* – 1995. – Vol. 47 (4). – P. 439–456.

216. Lupo A.R. Interannual and interdecadal variability in the predominant Pacific region SST anomaly patterns and their impact on climate in the mid-Mississippi valley region / A.R. Lupo, E.P. Kelsey, D.K. Weitlich [et al.] // *Atmosfera.* – 2007. – Vol. 20, № 2. – P. 147–170.

217. Luterbacher J. 500–year winter temperature and precipitation variability over the Mediterranean area and its connection to the large–scale atmospheric circulation / J. Luterbacher, E. Xoplaki // *Mediterranean Climate – Variability and Trends: monography* / H.J. Bolle. – Berlin–Heidelberg: Springer, 2003. – P. 133–153.

218. Maheras P. Automatic classification of circulation types in Greece: methodology, description, frequency, variability and trend analysis / P. Maheras, I. Patrikas, T.H. Karacostas [et al.] // *Theoretical and Applied Climatology.* – 2000. – Vol. 67, № 3–4. – P. 205–223.

219. Maheras P. A 40 year objective climatology of surface cyclones in the Mediterranean region: spatial and temporal distribution / P. Maheras, H.A. Flocas, I. Patrikas [et al.] // *International Journal of Climatology.* – 2001. – Vol. 21. – P. 109–130.

220. Maheras P. Circulation types and extreme temperature changes in Greece / P. Maheras, H.A. Flocas, K. Tolika [et al.] // *Climate Research.* – 2006. – Vol. 30(2). – P. 161–174.

221. Makrogiannis T.J. Frequencies, individual, and mean tracks of moving anticyclones over south–east Europe / T.J. Makrogiannis, B.D. Giles // *J. Meteor.* – 1980. – Vol. 5, № 24. – P. 240–248.
222. Makrogiannis T.J. Zonal index and circulation change in the North Atlantic area, 1873–1972 / T.J. Makrogiannis, A.A. Bloutsos, B.D. Giles // *Journal of Climatology.* – 1982. – Vol. 2. – P. 159–169.
223. Mantua N.J. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production / N.J. Mantua, S.R. Hare, Y. Zhang [et al.] // *BAMS.* – 1997. – Vol. 78, № 6. – P. 1069–1080.
224. Mantua N.J. The Pacific decadal oscillation / N.J. Mantua, S.R. Hare // *J. Oceanogr.* – 2002. – Vol. 58, Is. 1. – P.35–44. doi: <https://doi.org/10.1023/A:1015820616384>.
225. Maraun D. The annual cycle of heavy precipitation across the United Kingdom: a model based on extreme value statistics / D. Maraun, H.W. Rust, T.J. Osborn // *International Journal of Climatology.* – 2009. – Vol. 29, № 12. – P. 1731–1744.
226. Mariotti A. The hydrological cycle in the Mediterranean region and implications for the water budget of the Mediterranean sea / A. Mariotti, M.V. Struglia, N. Zeng [et al.] // *J. Climate.* – 2002. – Vol. 15(13). – P. 1674–1690.
227. Mariotti A. Euro-Mediterranean rainfall and ENSO – a seasonally varying relationship / A. Mariotti, N. Zeng, K.M. Lau // *Geophysical Research Letters* – 2002. – Vol. 29, № 12. – P. 59-1–59-4. doi: <https://doi.org/10.1029/2001GL014248>.
231. Matsueda M. Future change in wintertime atmospheric blocking simulated using a 20–km–mesh atmospheric global circulation model / M. Matsueda, R. Mizuta, S. Kusunoki // *Journal of Geophysical Research.* – 2009. – Vol. 114. – P. D12114.
232. McCabe G.J. Pacific and Atlantic ocean influences on multidecadal drought frequency in the United States / G.J. McCabe, M.A. Palecki, J.L. Betancourt // *Proceedings of the National Academy of Sciences.* – 2004. – Vol. 101, № 12. – P. 4136–4141.

233. Menne M.J. Homogenization of temperature series via pairwise comparisons / M.J. Menne, C.N. Williams // *Journal of Climate*. – 2009. – Vol. 22 (7). – P. 1700–1717.

234. Michelangeli P.A. Weather regimes: recurrence and quasistationarity / P.A. Michelangeli, R. Vautard, B. Legras // *Journal of the atmospheric sciences*. – 1995. – Vol. 52 (8). – P. 1237–1256.

235. Minobe S. A 50–70 year climatic oscillation over the North Pacific and North America / S. Minobe // *Geophysical Research Letters*. – 1997. – Vol. 24, № 6. – P. 683–686.

236. Mo K.C. Interdecadal modulation of the impact of ENSO on precipitation and temperature over the United States / K.C. Mo // *Journal of Climate*. – 2010. – Vol. 23, № 13. – P. 3639–3656. doi: 10.1175/2010JCLI3553.1.

237. Moberg A. Indices for daily temperature and precipitation extremes in Europe analyzed for the period 1901 – 2000 / A. Moberg, P.D. Jones, D. Lister [et al.] // *Journal of Geophysical Research*. – 2006. – Vol. 111. – P. D22106. doi: 10.1029/2006JD007103.

238. Mokhov I.I. Sensitivity of storm track activity and blockings to global climatic changes: diagnostics and modeling / I.I. Mokhov, V.K. Petukhov, A.O. Senatorsky // *Publications of the Academy Finland*. – 1995. – Vol. 6. – P. 438–441.

239. Mokhov I.I. Atmospheric blocking characteristics in the Northern Hemisphere: diagnostics of changes / I.I. Mokhov, E.A. Tikhonova // *Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling*. – 2000. – P. 2.20–2.21.

240. Mokhov I.I. Russian heat wave and blockings activity changes / I.I. Mokhov, M.G. Akperov, A.A. Vetrova // *Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling*. – 2011. – Rep.41. – S.7. – P. 13–14.

241. Mokhov I.I. Changes in atmospheric blocking characteristics within Euro–Atlantic region and Northern Hemisphere as a whole in the 21st century from model simulations using RCP anthropogenic scenarios / I.I. Mokhov, A.V. Timazhev, A.R. Lupo // *Global and Planetary Change*. – 2014. – Vol. 122. – P. 265–270.

242. Monthly Atmospheric and SST Indices [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices>. – Дата обращения: 16.03.2014.
243. Murphy B.F. The varied impacts of El Niño–Southern Oscillation on Pacific island climates / B.F. Murphy, S.B. Power, S. McGree // *J. Climate*. – 2014. – Vol. 27. – P. 4015–4036. doi:10.1175/JCLI-D-13-00130.1
244. Murray R.J. A numerical scheme for tracking cyclone centers from digital data. Part I: Development and operation of the scheme / R.J. Murray, I. Simmonds // *Aust. Meteor. Mag.* – 1991. – Vol. 39, № 3. – P. 155–166.
245. Namias J. Characteristics of the general circulation over the Northern Hemisphere during the abnormal winter 1946–47 / J. Namias // *Monthly Weather Review*. – 1947. – Vol. 75 (8). – P. 145–152. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1947\)075<0145:COTGCO>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1947)075<0145:COTGCO>2.0.CO;2)
246. National Climatic Data Center [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.ncdc.noaa.gov>. – Дата обращения: 21.06.2015.
247. 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.
248. 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.
249. Neu U. IMILAST: A community effort to intercompare extratropical cyclone detection and tracking algorithms / U. Neu, M.G. Akperov, N. Bellenbaum [et al.] // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* – 2013. – Vol. 94. – P. 529–547. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00154.1>.
250. Newman M. The Pacific Decadal Oscillation, revisited / M. Newman, A. Michael, T.R. Ault // *Journal of Climate*. – Vol. 29, № 12. – P. 4399–4427. doi:<https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0508.1>.
251. Nicholls N. Has the climate become more variable or extreme? Progress 1992–2006 / N. Nicholls, L. Alexander // *Progress in Physical Geography*. – 2007. – 31(1). – P. 77–87.

252. NOAA/ESRL physical sciences division [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>. – Дата обращения: 06.05.2014.
253. North Atlantic Oscillation [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/pna/nao.shtml>. – Дата обращения: 18.09.2014.
254. O'Reilly C.H. The dynamical influence of the Atlantic Multidecadal Oscillation on continental climate / C.H. O'Reilly, T. Woollings, L. Zanna // *Journal of Climate*. – 2017. – Vol. 30, № 18. – P. 7213–7230. doi: 10.1175/JCLI-D-16-0345.1.
255. Oliver J.E. *Encyclopedia of world climatology* / J.E. Oliver. – Berlin: Springer, 2006 – 843 pp.
256. Parker S.S. Climatology of 500 mb cyclones and anticyclones, 1950–85 / S.S. Parker, J.T. Hawes, S.J. Colucci [et al.] // *Mon. Wea. Rev.* – 1989. – Vol. 117, № 3. – P. 558–571.
257. Parrish D.F. The National Meteorological Center's spectral statistical-interpolation analysis system / D.F. Parrish, J.C. Derber // *Mon. Wea. Rev.* – 1992. – Vol. 120, № 8. – P. 1747–176.
258. Pavan V. Seasonal prediction of blocking frequency: Results from winter ensemble experiments / V. Pavan, S. Tibaldi, C. Brankovic // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. – 2000. – Vol. 126, № 567. – P. 2125–2142.
259. Pekarova P. Long-term trends and runoff fluctuations of European rivers / P. Pekarova, P. Miklanek, J. Pekar // *Fifth FRIEND World Conference: proc.* – 2006. – P. 520–525.
260. Pelly J.L. A New perspective on blocking / J.L. Pelly, B.J. Hoskins // *Journal of the Atmospheric Science*. – 2003. – Vol. 60, № 5. – P. 743–755.
261. Peterson T.C. Report on the activities of the working group on climate change detection and related rapporteurs 1998 – 2001 / T.C. Peterson, C. Folland, G. Gruza [et al.] // *World Climate Data and Monitoring Programme*. – 2001. – Vol. 47. – 143 p.

262. Petoukhov V. A link between reduced Barents–Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents / V. Petoukhov, V.A. Semenov // *Journal of Geophysical Research*. – 2010. – Vol. 115. – P. D21111. doi: 10.1029/2009JD013568.

263. Pettersen S. *Weather analysis and forecasting* / S. Pettersen. – McGraw-Hill, 1956. – 428 pp.

264. Pfahl S. Quantifying the relevance of atmospheric blocking for co-located temperature extremes in the Northern Hemisphere on (sub-) daily time scales / S. Pfahl, H. Wernli // *Geophys. Res. Lett.* – 2012. – Vol. 39, № 12. – P. L12807. doi:10.1029/2012GL052261.

265. Pfahl S. Characterising the relationship between weather extremes in Europe and synoptic circulation features / S. Pfahl // *Nat. Hazards and Earth Syst. Sci.* – 2014. – Vol. 14, № 6. – P.1461–1475. doi:10.5194/nhess-14-1461-2014.

266. Polonsky A.B., Voskresenskaya E.N. Manifestations of the ENSO events in the North Atlantic ocean and Europe / A.B. Polonsky, E.N. Voskresenskaya // *Oceanic – Fronts and Related Phenomena* / K.Fedorov Memorial Symposium, St.–Petersburg–Pushkin, 1998. – P. 176–188.

267. Polonsky A.B. Coupled ocean – atmosphere system and its impacts on European climate / A.B. Polonsky, E.N. Voskresenskaya, D.V. Basharin // *Minuteman Press*. – 2003. – P. 15–28.

268. Polonsky A.B., Voskresenskaya E.N. ENSO-induced climate variability over the Europe / A.B. Polonsky, E.N. Voskresenskaya // *Studia Geograficzne*. – 2003. – Vol. 75, № 2532. – P. 87–97.

269. Polonsky A.B. Statistical characteristics of cyclones and anticyclones over the Black Sea in the second half of the 20th century / A.B. Polonsky, M.Yu. Bardin, E.N. Voskresenskaya // *Physical Oceanography*. – 2007. – Vol. 17, № 6. – P. 348–359. doi: 10.1007/s11110-008-9002-x.

270. Porebska M. Analysis of extreme temperature events in Central Europe related to high pressure blocking situations in 2001–2011 / M. Porebska, M. Zdunek // *Meteorologische Zeitschrift*. – 2013. – Vol. 22, № 5. – P. 533–540. doi: 10.1127/0941-2948/2013/0455.

271. PSD gridded climate datasets [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded>. – Дата обращения: 26.04.2014.
272. Putman W.M. Finite volume transport on various cubed-sphere grids / W.M. Putman, S.J. Lin // *Journal of Computational Physics*. – 2007. – Vol. 227 (1). – P. 55–78. doi: 10.1016/j.jcp.2007.07.022.
273. Quiroz R.S. The climate of the 1983/84 winter – A season of strong blocking and severe cold in North America / R.S. Quiroz // *Mon. Wea. Rev.* – 1984. – Vol. 112, № 9. – P. 1894–1912.
274. Raicich F. Teleconnections between Indian Monsoon and Sahel rainfall and the Mediterranean / F. Raicich, M. Pinardi, A. Navarra // *Int. J. Climatol.* – 2003. – Vol. 23, № 2. – P. 173–186.
275. Rawson H.E. The anticyclonic belt of the Northern Hemisphere / H.E. Rawson // *Quart. J. Roy. Met. Soc.* – 1909. – Vol. 35, № 152. – P. 233–248.
276. Reddaway J.M. Climatic change over the Mediterranean and links to the more general atmospheric circulation / J.M. Reddaway, G.R. Bigg // *Int. J. Climatol.* – 1996. – Vol. 16, № 6. – P. 651–661.
277. Renwick J.A. Relationships between North Pacific wintertime blocking, El Niño, and the PNA pattern / J.A. Renwick, J.M. Wallace // *Monthly weather review*. – 1996. – Vol. 124 (9). – P. 2071–2076.
278. Rex D.F. Blocking action in the middle troposphere and its effect upon regional climate: I. An aerological study of blocking action / F.D. Rex // *Tellus*. – 1950a. – Vol. 2 (3). – P. 196–211.
279. Rex D.F. Blocking action in the middle troposphere and its effect upon regional climate: II. The climatology of blocking action / D.F. Rex // *Tellus*. – 1950b. – Vol. 2 (4). – P. 275–301.
280. Ribera P. Trends and interannual oscillations in the main sea-level pressure patterns over the Mediterranean, 1955–1990 / P. Ribera, R. García, H.F. Díaz [et al.] // *Geophys. Res. Lett.* – 2000. – Vol. 27, № 8. – P. 1143–1146.

281. Rimbu N. Winter and summer blocking variability in the North Atlantic region – evidence from long-term observational and proxy data from southwestern Greenland / N. Rimbu, G. Lohmann // *Clim. Past.* – 2009. – Vol. 7, № 2. – P. 543–555.
282. Rodriguez-Fonseca B. A review of ENSO influence on the North Atlantic. A Non-stationary signal / B. Rodriguez-Fonseca, R. Suarez-Moreno, B. Ayarzagüena [et al.] // *Atmosphere.* – 2016. – Vol. 7 (7). – P. 87. doi: 10.3390/atmos7070087.
283. Rogers J.C. The Association between the North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation in the Northern Hemisphere / J.C. Rogers // *Mon. Wea. Rev.* – 1984. – Vol. 112, № 10. – P. 1999–2015.
284. Ropelewski C.F. Global and regional scale precipitation patterns associated with the Southern Oscillation / C.F. Ropelewski, M.S. Halpert // *Monthly weather review.* – 1987. – Vol. 115, № 8. – P. 1606–1626.
285. Rust H.W. Modeling seasonality in extreme precipitation / H.W. Rust, D. Maraun, T.J. Osborn // *The European Physical Journal. Special Topics.* – 2009. – Vol. 174, № 1. – P. 99–111.
286. Sahsamanoglou H.S. Temperature trends over the Mediterranean region, 1950–88 / H.S. Sahsamanoglou, T.J. Makrogiannis // *Theoretical and Applied Climatology.* – 1992. – Vol. 45, № 3. – P. 183–192.
287. Santos J. Temperature extremes in Europe and wintertime large-scale atmospheric circulation: HadCM3 future scenarios / J. Santos, J. Corte-Real // *Climate Research.* – 2006. – Vol. 31, № 1. – P. 3–18.
288. Sausen R. Analysis of blocking events from observations and ECHAM model simulations / R. Sausen, W. König, F. Sielmann // *Tellus.* – 1995. – Vol. 47, № 4. – P. 421–438.
289. Scherrer S.C. Two-dimensional indices of atmospheric blocking and their statistical relationship with winter climate patterns in the Euro-Atlantic region / S.C. Scherrer, M. Croci-Maspol, C. Schwierz [et al.] // *International Journal of Climatology.* – 2006. – Vol. 26, № 2. – P. 233–249.

290. Schwierz C. Perspicacious indicators of atmospheric blocking / C. Schwierz, M. Croci-Maspoli, H.C. Davies // *Geophysical Research Letters*. – 2004. – Vol. 31. – P. L06125. doi: 10.1029/2003GL019341.
291. Screen J.A. Influence of Arctic sea ice on European summer precipitation / J.A. Screen // *Environmental Research Letters*. – 2013. – Vol. 8. – P. 044015. doi:10.1088/1748-9326/8/4/044015.
292. Serreze M.C. Climatological aspects of cyclone development and decay in the Arctic / M.C. Serreze // *Atmos.–Ocean*. – 1995. – Vol. 33. – P. 1–23.
293. Shabbar A. The relationship between the wintertime North Atlantic Oscillation and blocking episodes in the Northern Atlantic / A. Shabbar, J. Huang, K. Higuchi // *International Journal of Climatology*. – 2001. – No. 21. – P. 355–369.
294. Shukla J. Seasonal and geographical variation of blocking / J. Shukla, K.C. Mo // *Mon. Wea. Rev.* – 1983. – 111. – P. 388–402. doi: 10.1175/1520-0493(1983)111,0388:SAGVOB.2.0.CO;2.
295. Sillmann J. Extreme cold winter temperatures in Europe under the influence of North Atlantic atmospheric blocking / J. Sillmann, M. Croci-Maspoli, M. Kallache [et al.] // *Journal of Climate*. – 2011. – Vol. 24 (22). – P. 5899–5913. doi: 10.1175/2011JCLI4075.1.
296. Sillmann J. Present and future atmospheric blocking and its impact on European mean and extreme climate / J. Sillmann, M. Croci-Maspoli // *Geophys. Res. Lett.* – 2009. – Vol. 36. – P. L10702. doi: 10.1020/2009GL038259.
297. Simmonds I. Arctic climate change as manifest in cyclone behavior / I. Simmonds, C. Burke, K. Keay // *J. Climate*. – 2008. – Vol. 21. – P. 5777–5796.
298. Sinclair M.R. An objective cyclone climatology for the Southern Hemisphere / M.R. Sinclair // *Mon. Wea. Rev.* – 1994. – Vol. 122. – P. 2239–2256.
299. Sinclair M.R. Objective identification of cyclones and their circulation intensity, and climatology / M.R. Sinclair // *Wea. Forecasting*. – 1997. – Vol. 12. – P. 591–608.

300. Slonosky V.C. Variability of the surface atmospheric circulation over Europe, 1774–1995 / V.C. Slonosky, P.D. Jones, T.A. Davies // *Int. J. Climatol.* – 2000. – 20. – P. 1875–1897.

301. Sobel A.H. Northern hemisphere tropical cyclones during the quasi–El Niño of late 2014 / A.H. Sobel, S.J. Camargo, A.G. Barnston [et al.] // *Natural Hazards.* – 2016. – Vol. 83, Is. 3. – P. 1717–1729. doi: <https://doi.org/10.1007/s11069-016-2389-7>.

302. Sousa P.M. Impact of Euro–Atlantic blocking patterns in Iberia precipitation using a novel high resolution dataset / P.M. Sousa, D. Barriopedro, R.M. Trigo [et al.] // *Climate Dynamics.* – 2016. – Vol. 46, Is. 7–8. – P. 2573–2591.

303. Stankunavicius G. Euro–Atlantic blocking events and their impact on surface air temperature and precipitation over the European region in the 20th century / G. Stankunavicius, D. Basharin, R. Skorupskas [et al.] // *Climate Research.* – 2017. – Vol. 71, № 3. – P. 203–218.

304. Stein O. The variability of Atlantic–European blocking as derived from long SLP time series / O. Stein // *Tellus. Series A.* – 2000. – Vol. 52. – P. 225–236.

305. Sumner E. A study of blocking in the Atlantic–European of the Northern Hemisphere / E. Sumner // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society.* – 1954. – Vol. 80 (345). – P. 402–416.

306. Sutton R.T. Atlantic Ocean forcing of North American and European summer climate / R.T. Sutton, D.L. Hodson // *Science.* – 2005. – Vol. 309. – P. 115–118.

307. Teegavarapu R.S.V. Influences of Atlantic Multi–Decadal Oscillation on regional precipitation extremes / R.S.V. Teegavarapu, A. Goly, J. Obeysekera // *Journal of Hydrology.* – 2013. – Vol. 495. – P. 74–93.

308. The NOAA/ESRL physical sciences division [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.esrl.noaa.gov/psd>. – Дата обращения: 24.04.2014

309. The Pacific Decadal Oscillation [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://research.jisao.washington.edu/pdo/>. – Дата обращения: 21.02.2014

310. Thompson D.W.J. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields / D.W.J. Thompson, J. M. Wallace // *Geophys. Res. Lett.* – 1998. – Vol. 25. – P. 1297–1300.
311. Tibaldi S. On the operational predictability of blocking / S. Tibaldi, F. Molteni // *Tellus. Series A.* – 1990. – Vol. 42. – P. 343–365.
312. Treidl R.A. Blocking action in the Northern Hemisphere: A climatological study / R.A. Treidl, E.C. Birch, P. Sajecki // *Atmos.–Ocean.* – 1981. – Vol. 19. – P.1–23.
313. Trenberth K.E. Recent observed interdecadal climate changes in the Northern Hemisphere / K.E. Trenberth // *Bulletin of the American Meteorology Society.* – 1990. – Vol. 71. – P. 988–993.
314. Trenberth K.E. Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific / K.E. Trenberth, J.W. Hurrell // *Climate Dynamics.* – 1994. – Vol. 9. – P. 303–319.
315. Trenberth K.E. The Definition of El-Nino / K.E. Trenberth // *BAMS.* – 1997. – Vol. 78. – P. 2771–2777.
316. Trigo I.F. Objective climatology of cyclones in the Mediterranean region / I.F. Trigo, T.D. Davies, G.R. Bigg // *J. Climate.* – 1999. – Vol. 12. – P. 1685–1696. doi: 10.1175/1520-0442(1999)012<1685:OCOCIT.2.0.CO;2.
317. Trigo I.F. Decline in Mediterranean rainfall caused by weakening of Mediterranean cyclones / I.F. Trigo, T.D. Davies, G.R. Bigg // *Geophysical Research Letters.* – 2000. – Vol. 27. – P. 2913–2916.
318. Trigo R. Climate impact of the European winter blocking episodes from the NCEP/NCAR Reanalyses / R. Trigo, I. Trigo, C. DaCamara [et al.] // *Climate Dynamics.* – 2004. – Vol. 23 (1). –P. 17–28. doi: 10.1007/s00382-004-0410-4.
319. van Loon H. The seesaw in winter temperatures between Greenland and Northern Europe, Part I: general description / H. van Loon, J. Rogers // *Monthly Weather Review.* – 1978. – Vol. 106. – P. 296–310.
320. Vautard R. Multiple weather regimes over the North Atlantic: analysis of precursors and successors / R. Vautard // *Monthly Weather Review.* – 1990. – Vol. 118 (10). – P. 2056–2081.

321. Verdecchia M. A neural network approach for blocking recognition / M. Verdecchia, G. Visconti, F. d'Andrea [et al.] // *Geophys. Res. Lett.* – 1996. – Vol. 23. – P. 2081–2084.
322. Voskresenskaya E. Variability of the cyclonic activity in the Mediterranean and Black Sea region / E. Voskresenskaya, M. Bardin, V. Maslova // *Journal of Environmental Protection and Ecology.* – 2010. – Vol. 11 (4). – P. 1366–1372.
323. Voskresenskaya E. Climate variability of winter anticyclones in the Mediterranean-Black sea region / E. Voskresenskaya, M. Bardin, O. Kovalenko // *Quaternary International.* – 2016. – Vol. 409 (A). – P. 70–74. doi: 10.1016/j.quaint.2015.09.096.
324. Voskresenskaya E.N. Interannual–interdecadal variability of cyclones and anticyclones in the Mediterranean–Black Sea region / E.N. Voskresenskaya, V.N. Maslova, O.Yu. Kovalenko // *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.
325. Voskresenskaya E.N. Winter–spring cyclonic variability in the Mediterranean–Black Sea region associated with global processes in the ocean–atmosphere system / E.N. Voskresenskaya, V.N. Maslova // *Adv. Sci. Res.* – 2011. – Vol. 6. – P. 237–243.
326. Vyshkvarkova E.V. Precipitation inequality over Ukraine / E.V. Vyshkvarkova, E.N Voskresenskaya // *Journal of Scientific Research and Reports.* – 2014. – Vol. 3, Is. 2. – P. 384–396.
327. Walker G.T. Correlation in seasonal variation of weather, IX. / G.T. Walker // *Mem. Indian Meteor. Dep.* – 1924. – 24. – P. 275–332.
328. Wallace J.M. Interpretation of interdecadal trends in Northern Hemisphere surface air temperature / J.M. Wallace, Y. Zhang, L. Bajuk // *J. Climate.* – 1996. – Vol. 9. – P. 249–259.
329. Wang J. The relationship between the Atlantic Multidecadal Oscillation and temperature variability in China during the last millennium / J. Wang, B. Yang,

F.C. Ljungqvist [et al.] // *J. Quat. Sci.* – 2013. – Vol. 28. – P. 653–658.
doi: <https://doi.org/10.1002/jqs.2658>.

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

331. Wanner H. North Atlantic Oscillation – concepts and studies / H. Wanner, S. Bronnimann, C. Casty // *Surveys in Geophysics.* – 2001. – Vol. 22(4). – P. 321–382.

332. Watson J.S. Is there a connection between Northern Hemisphere blocking and ENSO? / J.S. Watson, S.J. Colucci // *Preprints. Eighth Conf. on Climate Variations. Amer. Meteor. Soc.* – 1999. – P. 30–33.

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

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

335. Wilks D. *Statistical methods in the atmospheric sciences* / D. Wilks. – Amsterdam: Academic Press, 2006. – 648 p.

336. Wilks D.S. Comparison of three–parameter probability distributions for representing annual extreme and partial duration precipitation series / D.S. Wilks // *Water Resources Research.* – 1993. – Vol. 29, Is. 10. – P. 3543 – 3549. doi: 10.1029/93WR01710.

337. WMO no. 966 (press-release). 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

338. Woollings T. A new Rossby wave-breaking interpretation of the North Atlantic Oscillation / T. Woollings, B. Hoskins, M. Blackburn [et al.] // *J. Atmos. Sci.* – 2008. – 65. – P. 609–626.

339. Wyatt M.G. Atlantic Multidecadal Oscillation and Northern Hemisphere's climate variability / M.G. Wyatt, S. Kravtsov, A.A. Tsonis // *Climate Dynamics*. – 2012. – Vol. 38 (5–6). – P. 929–949.
340. Xu J. The role of the Asian–Australian monsoon system in the onset time of El–Nino Events / J. Xu, G.C.L. Chan // *Journal of Climate*. – 2001. – Vol. 14. – P.418–433.
341. Yan Z. Trends of extreme temperatures in Europe and China based on daily observations / Z. Yan, P.D. Jones, T.D. Davies // *Clim. Change*. – 2002. – Vol. 53 (1–3). – P.355–392.
342. Yiou P. Extreme climatic events and weather regimes over the North Atlantic: when and where / P. Yiou, M. Nogaj // *Geophysical Research Letters*. – 2004. – Vol. 31. – P. L07202. doi:10.1029/2003GL019119.
343. Yiou P. Weather regime dependence of extreme value statistics for summer temperature and precipitation / P. Yiou, K. Goubanova, Z.X.Li [et al.] // *Nonlinear processes in geophysics*. – 2008. – Vol. 15. – P. 365–378.
344. Yu J.Y. Identifying the types of major El Nino events since 1870 / J.Y. Yu, S.T. Kim // *International journal of climatology*. – 2012. – Vol. 33, Is. 8. – P. 2105–2112. doi: 10.1002/joc.3575.
345. Zarrin A. The spatial pattern of summertime subtropical anticyclones over Asia and Africa: A climatological review / A. Zarrin, H. Ghaemi, M. Azadic [et al.] // *International Journal of Climatology*. – 2010. – Vol. 30. – P. 159–173.
346. Zebiak S.E. Investigating El Niño–Southern Oscillation and society relationships / S.E. Zebiak, B. Orlove, A.G. Munoz [et al.] // *WIREs Clim Change*. – 2015. – Vol. 6. – P. 17–34. doi: 10.1002/wcc.294.
347. Zhang X. Indices for monitoring changes in extremes based on daily temperature and precipitation data / X. Zhang, L. Alexander, G.C. Hegerl [et al.] // *Climate Change*. – 2011. – Vol.2, Is. 6. – P. 851–870.
348. Zhang X. Weakened cyclones, intensified anticyclones and recent extreme cold winter weather events in Eurasia / X. Zhang, C. Lu, Z. Guan // *Environ. Res. Lett.* – 2012. – Vol. 7. – P. 044044. doi:10.1088/1748–9326/7/4/044044.

349. Zhang Y. ENSO-like interdecadal variability: 1990 – 96`s / Y. Zhang, J.M. Wallace, D.S. Battisti // *Journal of Climate*. – 1997. – Vol. 10 (218). – P. 1004–1020.
350. Zhang Z. Characteristics, evolution and mechanisms of the summer monsoon onset over Southeast Asia / Z. Zhang, J.C.L. Chan, Y. Ding // *Int. J. Climatol.* – 2004. – Vol. 24. – P.1461–1482.
351. Zishka K.M. The climatology of cyclones and anticyclones over North America and surrounding ocean environs for January and July 1950–77 / K.M. Zishka, P.J. Smith // *Mon. Weather Rev.* – 1980. – Vol. 108. – P. 387–401. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1980\)108<0387:TCOCOA>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1980)108<0387:TCOCOA>2.0.CO;2).
352. Zveryaev I.I. Seasonality in precipitation variability over Europe / I.I. Zveryaev // *J. Geophys. Res.* – 2004. – Vol. 109. – P. D05103. doi: [10.1029/2003JD003668](https://doi.org/10.1029/2003JD003668).
353. Zveryaev I.I. Climatology and long-term variability of the annual cycle of air temperature over Europe / I.I. Zveryaev // *Russian meteorology and hydrology*. – 2007. – Vol. 32, № 7. – P. 426–430. doi: [10.3103/S1068373907070023](https://doi.org/10.3103/S1068373907070023).
354. Zveryaev I.I. Seasonality in secular changes and interannual variability of European air temperature during the twentieth century / I.I. Zveryaev, S.K. Gulev // *Journal of geophysical research*. – 2009. – Vol. 114. – P. D02110. doi:[10.1029/2008JD010624](https://doi.org/10.1029/2008JD010624).
355. Zyulyaeva Y.A. Observations-based analysis of the summer temperature extremes in Moscow / Y.A. Zyulyaeva, I.I. Zveryaev, K.P. Koltermann// *Int. J. Climatol.* – 2016. – Vol. 36, Is. 2. – P. 607–617. doi: [10.1002/joc.4370](https://doi.org/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. Среднегодовое количество антициклонов / среднеквадратическое отклонение ($\times 10^{-6}$ 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 / 0,03
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. Среднегодовое количество 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 / 0,57	3,384 / 1,9
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 ($\times 10^6$ км²) 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.

площадь	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

Приложение В. Композиты параметров антициклонов в Черноморско-Средиземноморском регионе в разные фазы Североатлантического колебания по месяцам

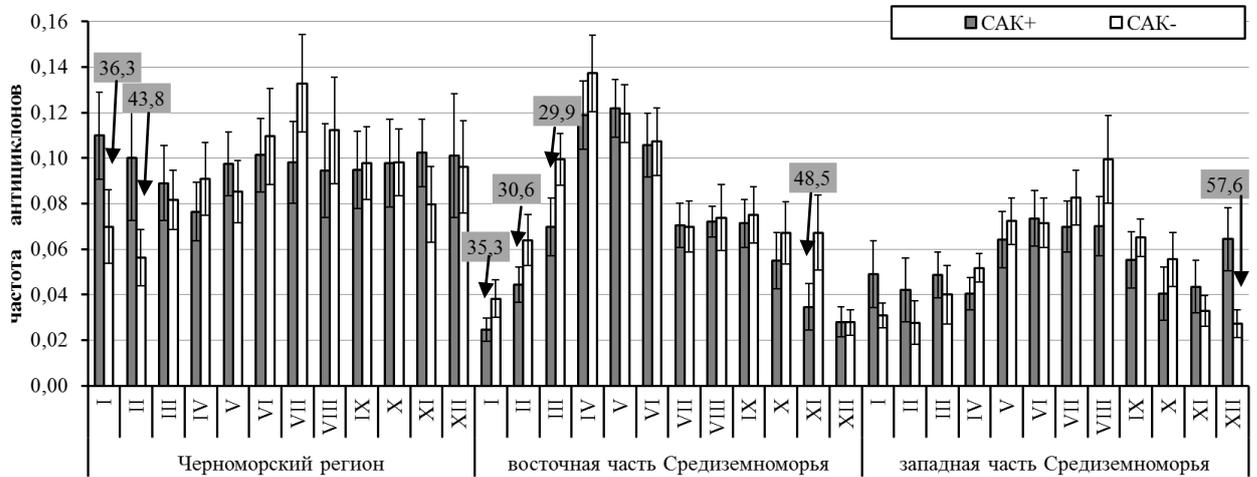


Рисунок В.1 – Композиты частоты антициклонов (10^{-6} км^{-2}) в Черноморско-Средиземноморском регионе в положительную (САК+) и отрицательную (САК-) фазы САК. Планки погрешностей соответствуют 90% уровню значимости. Цифрами обозначены статистически значимые величины разности между композитами (в %)

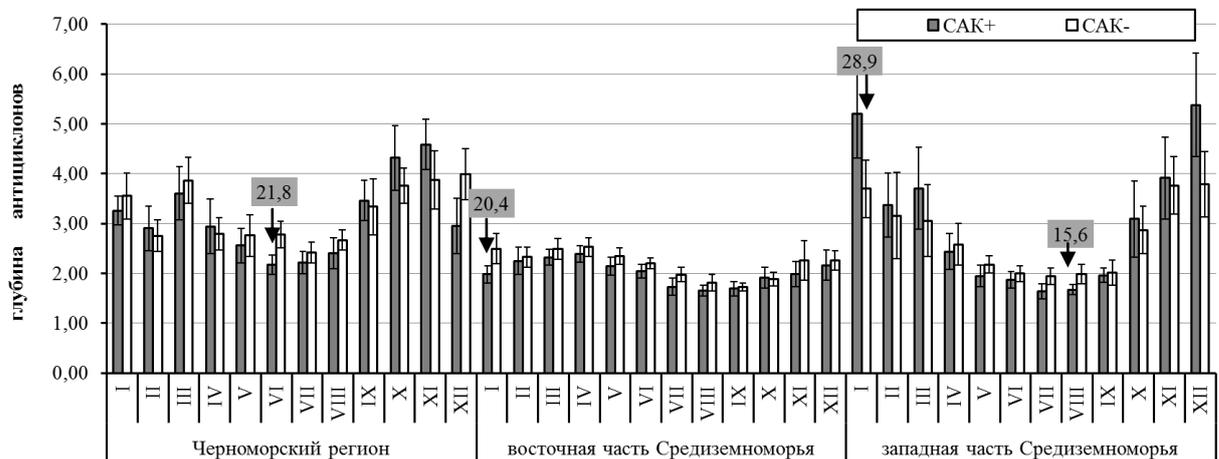


Рисунок В.2 – Композиты высоты антициклонов (гПа) в Черноморско-Средиземноморском регионе в положительную (САК+) и отрицательную (САК-) фазы САК. Планки погрешностей соответствуют 90% уровню значимости. Цифрами обозначены статистически значимые величины разности между композитами (в %)

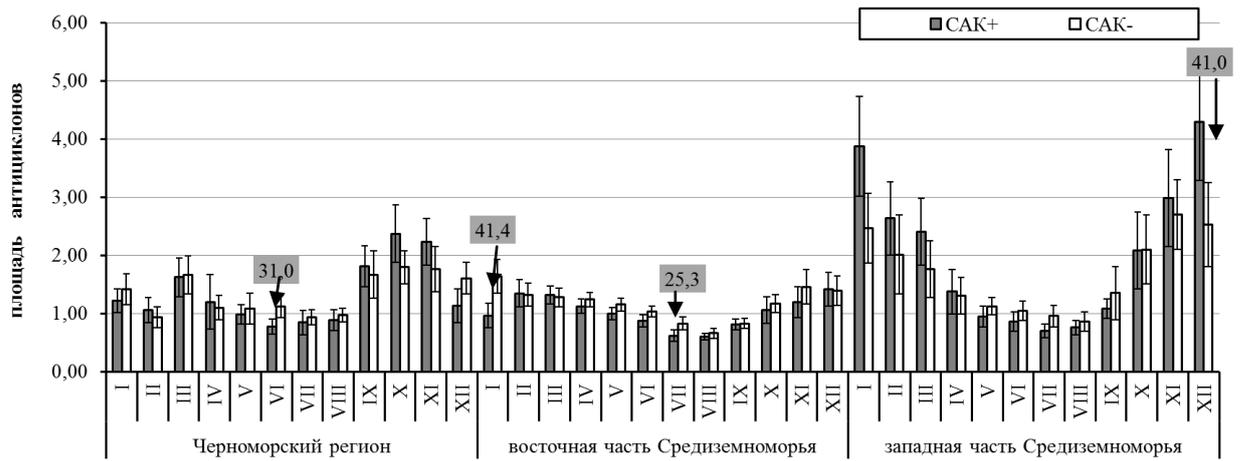


Рисунок В.3 – Композиты площади антициклонов (10^6 км^2) в Черноморско-Средиземноморском регионе в положительную (САК+) и отрицательную (САК-) фазы САК. Планки погрешностей соответствуют 90% уровню значимости. Цифрами обозначены статистически значимые величины разности между композитами (в %)

Приложение Г. Средние величины параметров антициклонов и количества дней с экстремальной температурой воздуха в положительную и отрицательную фазы Тихоокеанской декадной осцилляции по сезонам и месяцам

Таблица Г.1. Величины частоты антициклонов ($\times 10^{-6}$ км⁻²) в положительную (ТДО+) и отрицательную (ТДО-) фазы ТДО, а также величины разности между ними в Черноморском регионе (ЧР), восточной (ВСМР) и западной частях Средиземноморья (ЗСМР) по месяцам. Приведена только значимая на 90% уровне разность

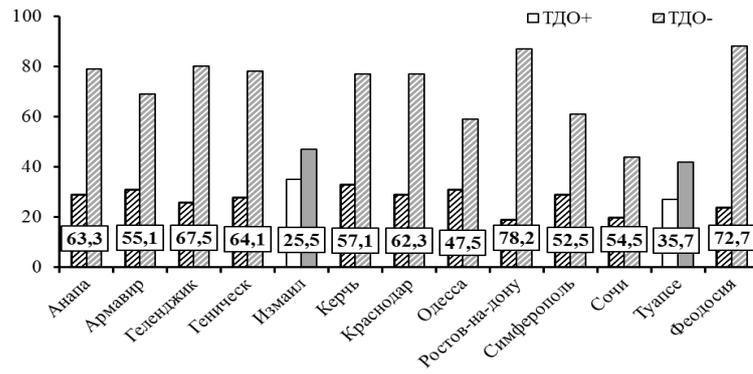
Месяц	ЧР			ВСМР			ЗСМР		
	ТДО+	ТДО-	разность (ТДО+) – (ТДО-), %	ТДО+	ТДО-	разность (ТДО+) – (ТДО-), %	ТДО+	ТДО-	разность (ТДО+) – (ТДО-), %
I	0,12	0,06	49,1	0,03	0,04	---	0,04	0,04	---
II	0,11	0,04	63,5	0,04	0,06	-33,7	0,04	0,03	---
III	0,09	0,07	---	0,08	0,09	---	0,05	0,03	---
IV	0,10	0,07	32,8	0,13	0,14	---	0,05	0,05	---
V	0,10	0,09	---	0,13	0,14	---	0,06	0,09	-29,5
VI	0,14	0,12	---	0,11	0,13	---	0,07	0,08	---
VII	0,11	0,13	---	0,07	0,08	---	0,07	0,09	---
VIII	0,11	0,11	---	0,07	0,08	---	0,06	0,11	-40,9
IX	0,11	0,11	---	0,07	0,09	---	0,06	0,08	-29,3
X	0,11	0,09	---	0,05	0,07	---	0,04	0,06	---
XI	0,12	0,06	52,1	0,03	0,07	-55,4	0,05	0,03	---
XII	0,13	0,06	50,9	0,03	0,03	---	0,05	0,04	---

Таблица Г.2. Величины высоты антициклонов (гПа) в положительную (ТДО+) и отрицательную (ТДО-) фазы ТДО, а также величины разности между ними в Черноморском регионе (ЧР), восточной (ВСМР) и западной (ЗСМР) частях Средиземноморья по месяцам. Приведена только значимая на 90% уровне доверия разность

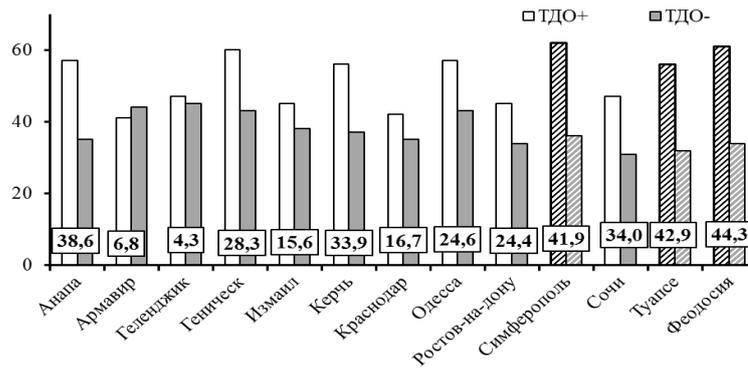
Месяц	ЧР			ВСМР			ЗСМР		
	ТДО+	ТДО-	разность (ТДО+) – (ТДО-), %	ТДО+	ТДО-	разность (ТДО+) – (ТДО-), %	ТДО+	ТДО-	разность (ТДО+) – (ТДО-), %
I	3,38	3,59	---	2,16	2,44	---	4,59	4,25	---
II	3,10	2,84	---	2,16	2,18	---	3,58	3,21	---
III	3,40	3,66	---	2,31	2,40	---	3,09	3,23	---
IV	2,85	2,72	---	2,40	2,53	---	2,53	2,32	---
V	2,64	2,51	---	2,22	2,45	---	1,92	2,12	---
VI	2,51	2,45	---	2,01	2,21	---	1,86	1,95	---
VII	2,26	2,48	---	1,91	2,05	---	1,84	1,80	---
VIII	2,48	2,84	---	1,60	1,90	-15,9	1,58	1,94	-18,5
IX	3,22	3,87	---	1,71	1,81	---	2,01	1,97	---
X	4,21	4,11	---	1,95	1,91	---	3,25	2,81	---
XI	3,99	3,89	---	1,97	2,07	---	4,43	3,73	---
XII	3,60	3,27	---	2,24	1,97	---	5,21	3,56	31,7

Таблица Г.3. Величины площади антициклонов ($\times 10^6$ км²) в положительную (ТДО+) и отрицательную (ТДО-) фазы ТДО, а также величины разности между ними в Черноморском регионе (ЧР), восточной (ВСМР) и западной (ЗСМР) частях Средиземноморья по месяцам. Приведена только значимая на 90% уровне доверия разность

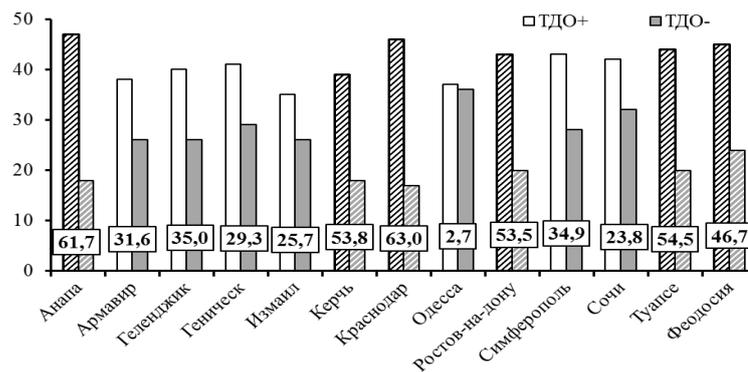
Месяц	ЧР			ВСМР			ЗСМР		
	ТДО+	ТДО-	разность (ТДО+) – (ТДО-), %	ТДО+	ТДО-	разность (ТДО+) – (ТДО-), %	ТДО+	ТДО-	разность (ТДО+) – (ТДО-), %
I	1,37	1,36	---	1,30	1,60	---	3,29	2,98	---
II	1,19	1,08	---	1,34	1,16	---	2,76	2,22	---
III	1,50	1,54	---	1,30	1,17	---	2,07	1,91	---
IV	1,07	0,98	---	1,22	1,14	---	1,42	1,10	---
V	1,10	0,92	---	1,07	1,14	---	0,99	1,00	---
VI	0,93	0,88	---	0,90	0,90	---	0,93	0,81	---
VII	0,87	0,87	---	0,74	0,80	---	0,84	0,76	---
VIII	0,99	1,08	---	0,60	0,68	---	0,73	0,80	---
IX	1,55	1,78	---	0,83	0,81	---	1,32	1,02	---
X	2,14	2,06	---	1,23	1,06	---	2,27	2,05	---
XI	1,79	1,75	---	1,18	1,29	---	3,53	2,93	---
XII	1,34	1,46	---	1,50	1,16	---	3,90	2,68	---



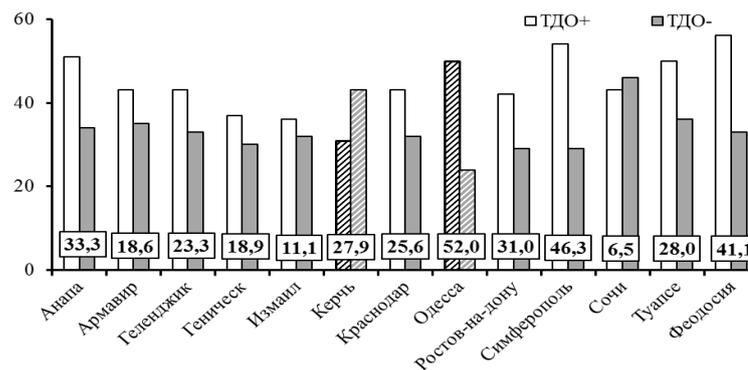
а



б

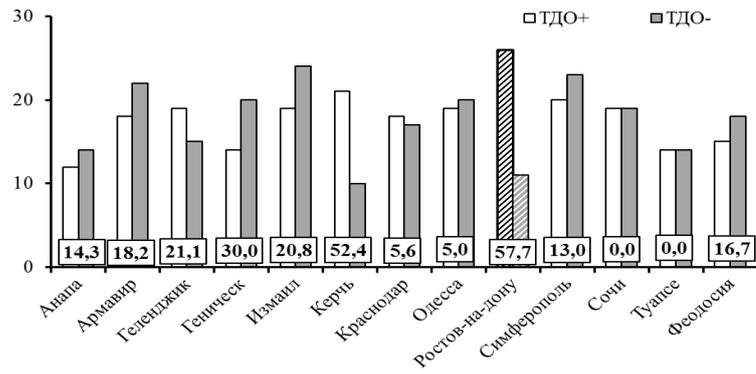


в

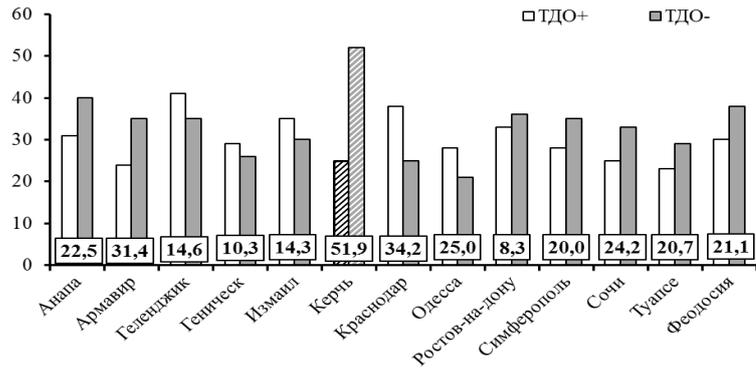


г

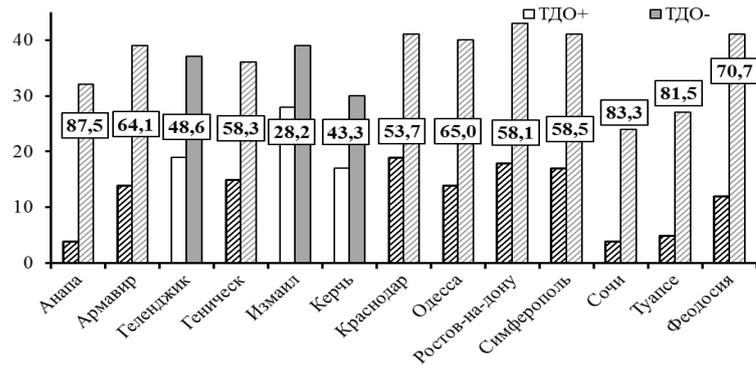
Рисунок Г.1 – Количество дней с экстремально низкой температурой воздуха в Черноморском регионе в фазы ТДО по сезонам: зима (а), весна (б), лето (в), осень (г). Заштрихованные столбцы означают значимые на 95% уровне различия между величинами. Цифрами в прямоугольнике обозначена разница (в %) между исследуемыми величинами



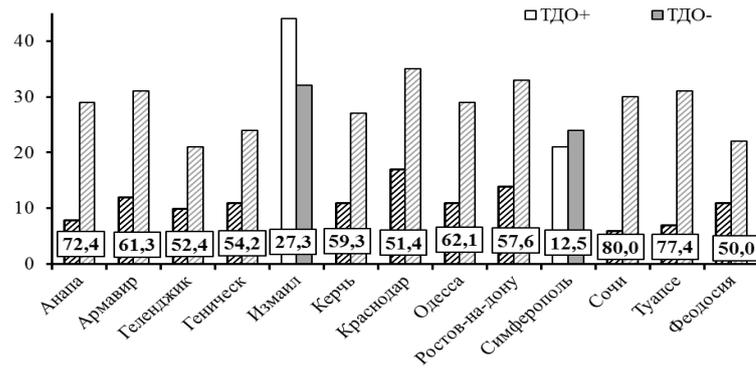
а



б



в



г

Рисунок Г.2 – Количество дней с экстремально высокой температурой воздуха в Черноморском регионе в фазы ТДО по сезонам: зима (а), весна (б), лето (в), осень (г). Заштрихованные столбцы означают значимые на 95% уровне различия между величинами. Цифрами в прямоугольнике обозначена разность (в %) между исследуемыми величинами