

Министерство образования Российской Федерации
РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ

Смирнов Н.П. • Воробьев В.Н.

СЕВЕРО-ТИХООКЕАНСКОЕ КОЛЕБАНИЕ
И ДИНАМИКА КЛИМАТА В СЕВЕРНОЙ
ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА



Санкт-Петербург
2002

УДК 551.465.7:551.58 (265)

Смирнов Н.П. • Воробьев В.Н. Северо-Тихоокеанское колебание и динамика климата в северной части Тихого океана – СПб. РГГМУ, 2002. 122 с.

ISBN 5-86813-039-1

Рассмотрены сезонные и многолетние изменения интенсивности и положения алеутского минимума и гонолульского максимума давления, определяющие интенсивность циркуляции атмосферы над северной частью Тихого океана. По аналогии с Северо-Атлантическим колебанием (NAO) определены значения индекса Северо-Тихоокеанского колебания (NPO). Анализируются различные представления индекса Северо-Тихоокеанского колебания. Даны рекомендации о предпочтительности использования того или иного варианта индекса NPO. Выполнен сравнительный анализ динамики характеристик центров действия и индексов циркуляции атмосферы в северной части Тихого океана и Северной Атлантике. Рассмотрена связь изменений индекса NPO с колебаниями различных климатических характеристик (температура воздуха, осадки, температура воды, уровень моря) северной части Тихого океана и прилегающих территорий. Представлен анализ связи индекса NPO с Южным колебанием и некоторыми другими индексами атмосферной циркуляции.

Предназначена для специалистов в области исследования климата, метеорологии и океанологии.

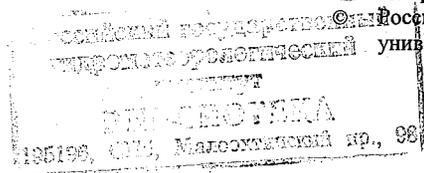
The book considers the seasonal and multiyear variations in the intensity and position of the Aleutian Low and Honolulu High controlling the atmospheric circulation intensity over the North Pacific Ocean. The Index values of the North Pacific Oscillation (NPO) are defined by analogy with the North Atlantic Oscillation (NAO). Various presentations of the NPO Index are analysed. Recommendations for preferable use of one or another NPO Index variant are offered. A comparative analysis of dynamics of the characteristics of the atmospheric action centres and the atmospheric circulation indexes in the North Pacific and North Atlantic is performed. The relation between NPO Index variations and fluctuations of various climatic characteristics (air temperature, precipitation, water temperature, sea level) in the North Pacific and the adjacent regions is considered. An analysis of the connection of the NPO Index and the Southern Oscillation and some other Atmospheric circulation indexes is presented.

The book is intended for specialists in the field of climate studies, meteorology and oceanography.

ISBN 5-86813-039-1

© Смирнов Н.П., Воробьев В.Н., 2002

Федеральное государственное учреждение «Всероссийский государственный гидрометеорологический университет (РГГМУ), 2002



2002

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемая вниманию читателей работа выполнена по тематическому плану научно-исследовательских работ Минобразования России в Российском государственном гидрометеорологическом университете и Государственном научном центре Российской Федерации – Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт в рамках научного проекта «Крупномасштабная динамика атмосферных процессов над Северной Атлантикой и формирование климатических аномалий на Европейской территории России». Данная монография является продолжением исследований, результаты которых были опубликованы в работе авторов "Северо-Атлантическое колебание и климат" в 1998 г.

Авторы считают своим приятным долгом выразить благодарность профессорам Г.В. Алексееву, Л.Н. Карлину и Э.И. Саруханяну за поддержку при работе над книгой.

ВВЕДЕНИЕ

Исследование изменения климата Земли, в ее отдельных крупных регионах стало в последние годы одним из самых главных приоритетов гидрометеорологической науки. На фоне многочисленных публикаций по поводу «глобального потепления климата» вследствие «парникового эффекта» в последнее время формируется и направление, в котором придается большое значение изучению закономерностей и причин динамики квазистационарных барических центров действия атмосферы и индексов интенсивности циркуляции атмосферы, таких как Северо-Атлантическое колебание (NAO), Южное колебание (SO) и др. [2, 10, 22, 24, 31, 37]. Как оказалось, большая часть колебаний климата в различных регионах Земли определяется именно выраженностью центров действия атмосферы и интенсивностью зональных и меридиональных переносов в атмосфере с ними связанных.

Это направление нашло свое отражение и в международной исследовательской программе по изучению динамики климата CLIVAR [18], в которой в отдельные разделы выделены исследования по Южному колебанию и Северо-Атлантическому. По не совсем понятным причинам, северной части Тихого океана в этой программе уделено значительно меньше внимания и этот крупнейший океанический регион вошел в раздел «Индо-Тихоокеанская десятилетняя изменчивость (Д 4)». Тем не менее, в структуре циркуляции атмосферы над северной частью Тихого океана очень много общего с североатлантическим регионом, и это прежде всего наличие системы двух хорошо выраженных в течение всего года центров действия атмосферы: алеутского минимума давления и гонолульского максимума. Наличие этих центров неизбежно должно приводить к сходным особенностям циркуляции атмосферы и океана в этих регионах, что на самом деле и наблюдается.

Наряду с этим существуют и заметные отличия между этими регионами, связанные с тем, что циркуляция и атмосферы и океана в тихоокеанском регионе более замкнута особенно на северных границах. Это происходит вследствие практически полного отсутствия связи Тихого океана с Северным Ледовитым океаном и контурности тихоокеанского региона горными массивами почти по всему периметру и особенно с восточной и северной стороны. Эти

отличия интересны с точки зрения их влияния на особенности динамики центров действия атмосферы, интенсивности циркуляции атмосферы в северотихоокеанском регионе и ее влияния на динамику климата в океанических областях и прилегающих континентальных территориях. Эти вопросы мы попытались отразить в предлагаемой работе.

Было так же интересно проанализировать и такой широко обсуждаемый в настоящее время в научной литературе вопрос, насколько велико влияние Эль-Ниньо и Южного колебания (ENSO) на динамику климата тихоокеанского региона. В ряде работ динамике Эль-Ниньо и Южного колебания приписывается определяющая роль в изменчивости климата не только тихоокеанского региона, но и Земли в целом [2, 31, 36, 37 и др.], несмотря на то, что в большинстве работ, основанных на анализе натуральных наблюдений, этот вывод не подтверждается [20, 38].

Предлагаемая монография является в определенной степени продолжением тех исследований, результаты которых были опубликованы нами ранее [10]. Мы надеемся, что приведенные в книге результаты исследований будут способствовать лучшему пониманию особенностей динамики циркуляции атмосферы и климата на Земле, причин изменений климата, что в конечном счете может открыть возможность прогнозировать тенденции изменений климата на ближайшую перспективу в отдельных крупных регионах Земли.

Глава 1. ЦЕНТРЫ ДЕЙСТВИЯ АТМОСФЕРЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Погоду и климат северной части Тихого океана и прилегающих областей Североамериканского и Азиатского континентов в значительной мере определяет атмосферная циркуляция над океаном, которая, как и в Северной Атлантике, представлена системой, состоящей из областей низкого и высокого давления (рис. 1.1). Центр циклонической системы низкого давления расположен в среднем за год на юге Берингова моря, севернее Алеутских островов, поэтому он и получил название алеутского минимума давления, или алеутской депрессии. Средняя долгота центра близка к 180° в.д. Южнее, в районе Гавайских островов, расположен центр антициклонической системы высокого давления, называемый северотихоокеанским, а чаще гонолульским максимумом давления, поскольку его среднее за год положение находится вблизи административного центра Гавайских островов – Гонолулу.

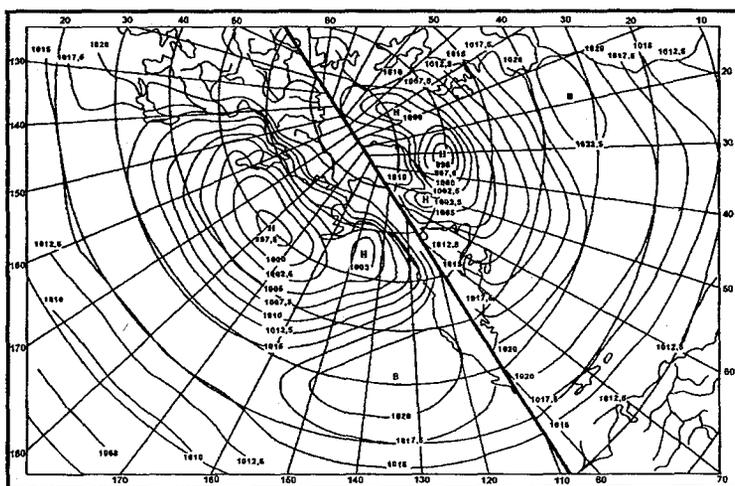


Рис. 1.1. Схема распределения приземного давления над северной частью Тихого океана и Северной Атлантикой в зимний период.

Система северотихоокеанских центров действия атмосферы аналогична североатлантической, которая была нами подробно рассмотрена ранее [10].

Поэтому в дальнейшем мы будем анализировать основные характеристики северотихоокеанских центров действия атмосферы и их динамику в сравнении с соответствующими характеристиками и закономерностями изменчивости центров действий атмосферы Северной Атлантики.

1.1. Сезонная динамика

Сезонная динамика центров действия атмосферы в северной части Тихого океана ранее уже рассматривалась в ряде работ [11, 13, 14]. Однако анализ в этих работах ограничивался в основном самыми общими соображениями относительно изменений интенсивности и положения центров в течение года. И хотя нами использовалась несколько иная методика определения положения центров действия и значительно более длинный ряд наблюдений, мы сочли целесообразным в начале выполнить сравнительный анализ наших данных с данными, приведенными в указанных выше работах. В табл. 1.1 и 1.2 представлены средние многолетние значения давления в центре и координат центров действия атмосферы по нашим данным (РГГМУ), и данным, полученным Д.И. Стехновским [13], А.И. Соркиной [11] и Д.И. Стехновским и А.П. Цветковой [14].

При анализе табл. 1.1 и 1.2 обращает на себя внимание прежде всего то, что по нашим данным давление в центре алеутской депрессии немного ниже, чем по данным других авторов, а в центре гонолульского максимума – выше. Такой характер отличий между данными наблюдается для обоих центров практически в течение всего года. Этот результат с учетом того, что интерполяция в узлы сеточной области всегда связана с некоторым сглаживанием характеристик, вселяет уверенность, что полученные нами значения характеристик центров действия достаточно хорошо отражают их реальные значения. Средние за год значения координат центров действия атмосферы у разных авторов близки между собой, хотя по нашим данным, алеутская депрессия расположена немного южнее, а гонолульский максимум несколько севернее и западнее по сравнению с данными других авторов.

Если рассматривать изменения характеристик центров действия атмосферы за каждый месяц, то результаты сравнения оказываются несколько хуже, особенно для алеутской депрессии (табл. 1.3.). Отличное совпадение в сезонном ходе между нашими

Таблица 1.1

Средние многолетние значения давления P и координат алуэского минимума давления.
По данным различных источников

Месяцы	P гПа			φ° с.ш.			λ° в.д.					
	[11]	[13]	[14]	РГГМУ	[11]	[13]	[14]	РГГМУ	[11]	[13]	[14]	РГГМУ
Январь	998,4	996,6	997	995,5	50	49	50,5	51,3	181	178	182,5	183,4
Февраль	999,3	998,6	998	996,3	49	51	50	51,1	181	180	180	185,5
Март	1002,3	1004,0	1002,8	1001,3	51	50	50	53,1	173	172	168	185,7
Апрель	1004,9	1007,5	1006,5	1004,4	54	55	54,5	55,1	181	187	166,5	186,5
Май	1007,6	1007,8	1006,8	1005,7	54	54	54,5	53,4	181	172	188	178,0
Июнь	1010,8	1011,5	1011,2	1006,8	59	54	58	51,7	191	171	180	168,6
Июль	(1010,4)	(1009,0)	1008,9	1006,5	(60)	(56)	59	51,0	(183)	(169)	173	154,7
Август	1010,0	1006,5	1008,7	1006,9	61	58	59	55,3	175	166	173	167,0
Сентябрь	1006,2	1000,8	1007,6	1005,3	58	57	59	58,1	184	167	197	193,4
Октябрь	1002,3	999,4	1002,1	1000,5	57	55	58	57,5	187	156	204	201,3
Ноябрь	1000,4	1000,6	998,8	998,4	54	56	55,5	55,6	183	168	207	193,0
Декабрь	999,4	998,6	999,1	996,0	52	58	52,5	53,1	186	181	176,5	185,7
Среднее	1004,3	1003,4	1004,0	1002,0	54,9	54,4	55,0	53,9	182,2	172,2	183,0	181,9

Средние многолетние значения давления Р
и координаты гонолульского максимума давления.
По данным различных источников

Месяцы	Р гПа				φ° с.ш.				λ° в.д.			
	[11]	[13]	[14]	РГГМУ	[11]	[13]	[14]	РГГМУ	[11]	[13]	[14]	РГГМУ
Январь	1021,3	1021,4	1022,2	1023,3	30	31	32,5	34,0	210	226	230	224,7
Февраль	1021,5	1021,6	1021,0	1022,3	29	31	32	32,6	214	225	227	216,5
Март	1022,3	1023,2	1023,2	1023,9	34	32	32,5	33,0	218	226	221	211,0
Апрель	1021,1	1021,4	1023,5	1024,5	34	31	32,5	33,2	215	209	217	205,7
Май	1020,9	1023,1	1023,5	1024,1	35	32	33	33,9	216	212	216	212,2
Июнь	1023,3	1023,5	1024,2	1024,3	36	34	34	35,2	218	216	214	215,3
Июль	1025,8	1027,2	1027,5	1026,5	39	37	37,5	38,3	213	210	213	209,2
Август	1024,2	1026,6	1026,0	1025,4	38	37	38	38,3	214	215	214	209,3
Сентябрь	1022,0	1023,7	1022,0	1023,1	37	37	36	36,9	216	216	216	212,9
Октябрь	1020,3	1022,0	1021,5	1022,0	34	32	32,5	34,7	214	222	219	206,4
Ноябрь	1020,4	1021,6	1022,3	1022,7	32	32	31,5	33,7	218	226	222	216,6
Декабрь	1021,4	1021,2	1022,5	1023,5	31	29	31	34,8	218	227	225	224,4
Среднее	1022,0	1023,0	1023,3	1023,8	34,1	32,9	33,6	34,9	215,3	219,2	219,5	213,7

Таблица 1.3

Корреляционные матрицы сезонного хода характеристик северотихоокеанских центров действия, определенных различными авторами (r 95% = ± 0.53)

	Алеутский минимум				Гонолульский максимум			
	Р гПа							
	[11]	[13]	[14]	РГГМУ	[11]	[13]	[14]	РГГМУ
[11]	1	0,89	0,97	0,97	1	0,90	0,88	0,84
[13]		1	0,88	0,87		1	0,87	0,79
[14]			1	0,98			1	0,97
φ°								
[11]	1	0,67	0,97	0,35	1	0,86	0,86	0,80
[13]		1	0,73	0,52		1	0,95	0,85
[14]			1	0,49			1	0,91
λ°								
[11]	1	-0,13	0,43	0,09	1	0,13	-0,24	-0,01
[13]		1	-0,60	-0,06		1	0,82	0,65
[14]			1	0,57			1	0,73

данными и данными других авторов, также как и их данных между собой, наблюдается только для изменения давления в центрах действия атмосферы. При этом наши данные наиболее близки к данным Д.И. Стехновского и А.П. Цветковой [14]. Неплохо совпадает и сезонная динамика положения гонолульского максимума давления по нашим данным и данным вышеупомянутых авторов. В то же время динамика положения алеутского минимума давления плохо согласуется между собой у всех авторов, особенно по долготе. Тем не менее, наши данные имеют значимую корреляцию с данными Д.И. Стехновского и А.П. Цветковой [14]. Наибольшие отличия от других в положении центров действия атмосферы имеют данные А.И. Соркиной [11]. Возможные причины этого обсуждались нами в [10].

С учетом того, что данные РГГМУ более четко отражают минимальное давление в алеутской депрессии и максимальное – в гонолульском антициклоне, достаточно близкими к данным Д.И. Стехновского и А.П. Цветковой, заслуживающим наибольшего доверия, а также определены за более длительный период осреднения, есть все основания считать полученные нами характеристики центров действия атмосферы в северной части Тихого океана близки к реальным и их можно использовать в дальнейших исследованиях.

На рис. 1.2 приведены значения давления в центрах и их координаты для каждого месяца года. Из рисунка следует, что

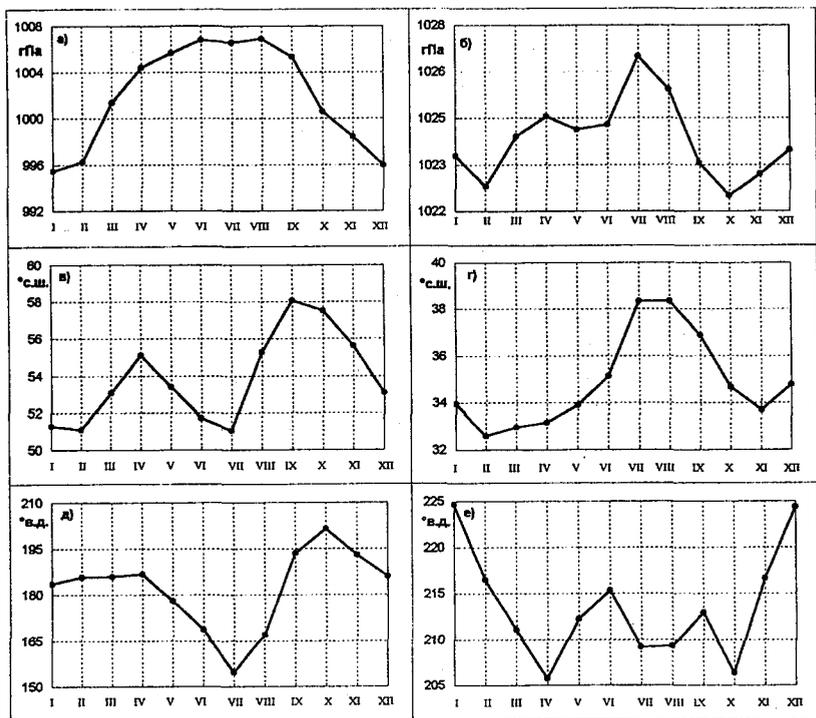


Рис. 1.2. Сезонные изменения давления в центрах, широты и долготы центров действия атмосферы в северной части Тихого океана.
(а, в, д) – алеутская депрессия; (б, г, е) – гонолульский максимум.

минимальное давление в алеутской депрессии наблюдается зимой (декабрь – февраль), а максимально высокое – летом (июнь – август). Таким образом, имеет место полное соответствие в ходе изменения давления в течение года в алеутской и исландской депрессиях, тогда как размах колебаний давления от зимы к лету в исландской депрессии больше (15 гПа) по сравнению с алеутским минимумом (11.4 гПа) [10]. В гонолульском антициклоне минимум давления наблюдается в феврале и октябре, а максимум – в июле. Второй, более слабый максимум в изменениях давления в центре гонолульского антициклона наблюдается в декабре. Очень похожий сезонный ход изменений давления имеет место и в азорском антициклоне. Там минимумы наблюдаются в апреле и октябре, а максимумы

мы – в июле и декабре – январе. При этом различия в давлении между максимумом и минимумом в обоих антициклональных центрах действия атмосферы равны между собой (≈ 4.5 гПа), но значительно уступают по величине размаху изменений давления в сезонном ходе в исландской и алеутской депрессиях.

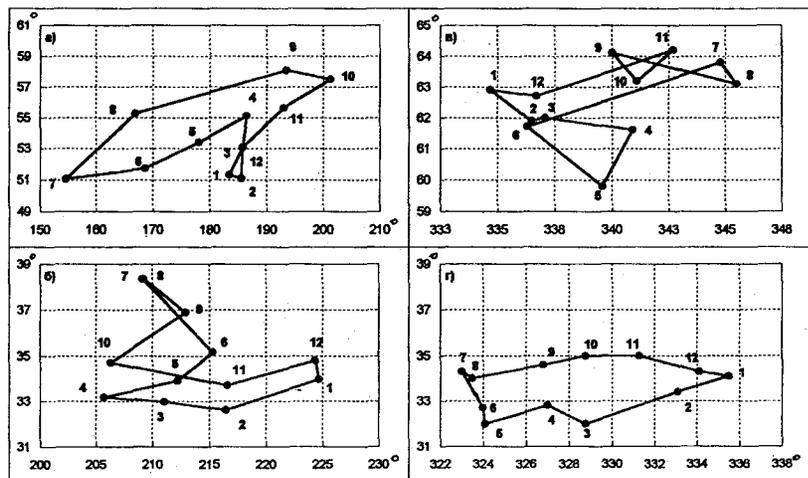


Рис. 1.3. Траектории движения центров действия атмосферы в течение года:
 (а) – алеутский минимум, (б) – гонолульский максимум,
 (в) – исландский минимум, (г) – азорский максимум.

Рассматривая изменения в положении центров действия атмосферы, которые для лучшей наглядности приведены на рис. 1.3, можно отметить, что самое северное положение алеутская депрессия занимает в осенний период (сентябрь – октябрь), а наиболее южное зимой (январь – февраль) и летом (июнь – июль). На том же рис. 1.3 для сравнения приведена и сезонная динамика положения центров действия в Северной Атлантике. Изменение положения центра исландской депрессии в течении года заметно отличается от изменений положения алеутской депрессии, однако самое северное положение обе депрессии занимают осенью. В отличие от алеутской, самое южное положение исландская депрессия занимает не в январе – феврале, а в мае – июне. В изменениях положения циклонических центров по долготе различия еще большие. Алеутская де-

прессия самое западное положение занимает летом, а самое восточное – осенью. Исландский же минимум давления в летний период занимает, наоборот, самое восточное положение и сохраняет его осенью, а самое западное – в зимний период. Самое восточное положение гонолульский максимум давления, как и азорский, занимает зимой (декабрь – январь). Но в самом западном положении северотихоокеанский антициклон находится в переходные периоды (апрель и октябрь), а азорский максимум в летний период (июль – август).

Среди отличий можно отметить значительно более южное среднее положение алеутской депрессии по сравнению с исландской, что связано с более северным положением фронтальной зоны в Северной Атлантике по сравнению с северной частью Тихого океана. Причины этого лежат в том, что Северная Атлантика достаточно свободно связана с Арктикой как в отношении водообмена, так и в большей свободе переноса воздушных масс. Необходимо указать на значительно большие по величине пространственные миграции обоих северотихоокеанских центров действия атмосферы по сравнению с североатлантическими. Амплитуды сезонных колебаний центров действия атмосферы на севере Тихого океана заметно больше (рис. 1.3) как по широте, так особенно по долготе. Это связано, по-видимому, со значительно большими пространственными масштабами северной части Тихого океана по сравнению с Северной Атлантикой. Наконец, следует отметить и то, что гонолульский антициклон расположен заметно восточнее алеутского минимума давления, а азорский антициклон располагается, наоборот, западнее исландского минимума давления. В Северной Атлантике оба центра действия в зимний период располагаются практически на одном меридиане, а затем расходятся в разные стороны. В северной части Тихого океана центр гонолульского максимума всегда расположен заметно восточнее центра алеутской депрессии, а на наиболее близких к друг другу меридианах эти центры действия атмосферы располагаются в октябре и в апреле.

Обращает на себя внимание и то, что в сезонных изменениях характеристик центров действия атмосферы в северной части Тихого океана (см. рис. 1.2) наряду с годовой составляющей очень заметна полугодовая волна. В табл. 1.4 приведены значения амплитуд и фаз годовой и полугодовой волн в характеристиках центров действия атмосферы и рассчитанные значения первой и второй гармоник

Таблица 1.4

Результаты гармонического анализа сезонного хода центров действия атмосферы Тихого океана

Хар-ка	Алеутский минимум						Гондольский максимум					
	Р ГПа		φ°		λ°		Р ГПа		φ°		λ°	
№ гармоник	1-я	2-я	1-я	2-я	1-я	2-я	1-я	2-я	1-я	2-я	1-я	2-я
Амплитуда	6,0	1,0	2,0	2,5	11,9	11,9	1,3	0,7	2,3	1,1	5,3	5,4
Фаза, ... °	199	214	283	227	2	236	185	61	242	84	17	30
Январь	-5,86	-0,88	-0,6	-2,5	10,5	-11,9	-1,1	0,7	-1,9	1,0	5,1	4,7
Февраль	-4,51	-0,08	-1,5	-0,8	6,3	-5,2	-0,7	0,4	-2,3	0,9	3,9	0,0
Март	-1,94	0,80	-1,9	1,7	0,4	6,7	-0,1	-0,3	-2,0	-0,1	1,5	-4,7
Апрель	1,14	0,88	-1,9	2,5	-5,6	11,9	0,5	-0,7	-1,2	-1,0	-1,2	-4,7
Май	3,92	0,08	-1,4	0,8	-10,1	5,2	1,0	-0,4	-0,1	-0,9	-3,6	0,0
Июнь	5,65	-0,80	-0,4	-1,7	-11,9	-6,7	1,3	0,3	1,1	0,1	-5,0	4,7
Июль	5,86	-0,88	0,6	-2,5	-10,5	-11,9	1,1	0,7	1,9	1,0	-5,1	4,7
Август	4,51	-0,08	1,5	-0,8	-6,3	-5,2	0,7	0,4	2,3	0,9	-3,9	0,0
Сентябрь	1,94	0,80	1,9	1,7	-0,4	6,7	0,1	-0,3	2,0	-0,1	-1,5	-4,7
Октябрь	-1,14	0,88	1,9	2,5	5,6	11,9	-0,5	-0,7	1,2	-1,0	-1,2	-4,7
Ноябрь	-3,92	0,08	1,4	0,8	10,1	5,2	-1,0	-0,4	0,1	-0,9	3,6	0,0
Декабрь	-5,65	-0,80	0,4	-1,7	11,9	-6,7	-1,3	0,3	0,8	-1,1	5,0	4,7

на каждый месяц. Как следует из табл. 1.4, у гонолульского максимума давления амплитуда полугодовой гармонике близка к годовой, а у алеутской депрессии она превосходит амплитуду годовой гармонике. В сезонных изменениях давления в центрах полугодовая вариация выражена слабее, особенно у алеутского минимума давления. Интересно было сопоставить эллипсы движения тихоокеанских и североатлантических центров действия атмосферы (рис. 1.4 и 1.5).

368430

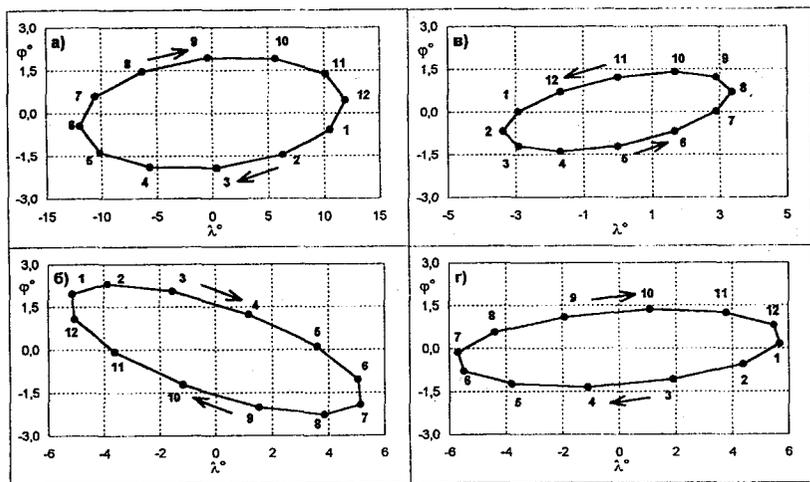


Рис. 1.4. Эллипсы движения центров действия атмосферы в годовой волне в северной части Тихого океана и Северной Атлантике: (а) – алеутский минимум, (б) – гонолульский максимум, (в) – исландский минимум, (г) – азорский максимум.

Наряду с отмеченными нами ранее масштабами перемещения, которые заметно больше у тихоокеанских центров действия, обращает на себя внимание разнонаправленное движение алеутского и исландского минимумов давления. В отличие от трех других центров действия атмосферы исландская депрессия в годовой волне перемещается против часовой стрелки. Интересно также то, что в годовой волне центры действия атмосферы как в северной части Тихого океана, так и в Северной Атлантике стремятся максимально сблизить свои положения в зимний период, т.е. оказаться в это время на наиболее близких друг другу меридианах. В летний же период они наиболее удалены друг от друга. Возможно именно с этим связан и

обратный характер движения в годовой волне у исландской депрессии, которая в отличие от алеутской расположена восточнее своего максимума давления. В полугодовой волне перемещение депрессий в обоих океанах происходит по часовой стрелке, а антициклонов – против часовой стрелки. При этом в своем движении по орбитам в полугодовой волне исландский минимум давления несколько опережает алеутский, а гонолульский максимум давления несколько опережает азорский (рис. 1.5).

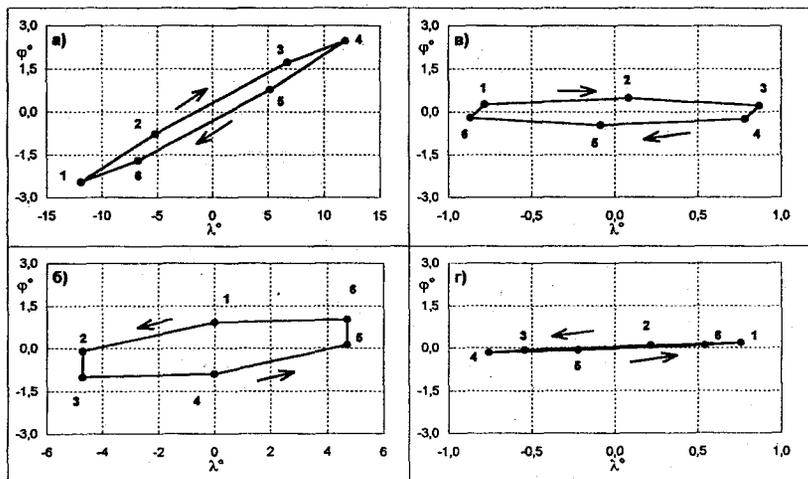


Рис. 1.5. Эллипсы движения центров действия атмосферы в полугодовой волне в северной части Тихого океана и Северной Атлантике:
 (а) – алеутский минимум, (б) – гонолульский максимум,
 (в) – исландский минимум, (г) – азорский максимум.

Сезонные изменения разности давления между центрами алеутской депрессии и гонолульского антициклона очень близко совпадают с соответствующими изменениями разности давления между центрами действия в Северной Атлантике (рис. 1.6). Максимальна эта разность в декабре–феврале и минимальна – в мае–июне. В июле в обоих океанах отмечается второй слабый максимум разности давления между центрами действия атмосферы. Таким образом, как и в Северной Атлантике, наиболее выраженные меридиональные градиенты давления в умеренных широтах северной части Тихого океана наблюдаются зимой, в декабре–феврале. Однако с учетом меньшей

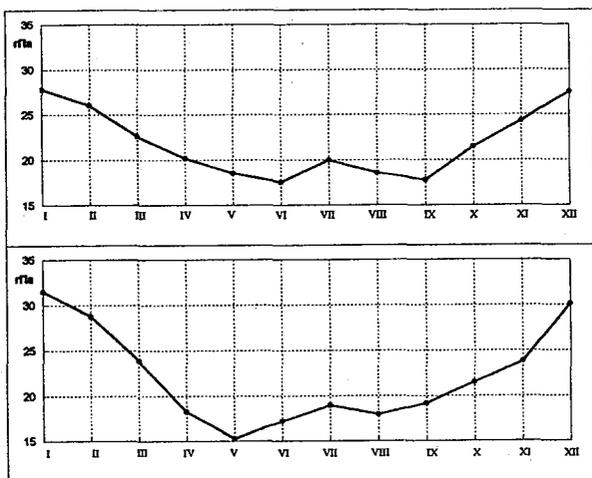


Рис. 1.6. Сезонные изменения разности давления между центрами действия атмосферы в северной части Тихого океана (а) и в Северной Атлантике (б).

величины разности давления между центрами действия атмосферы и больших расстояний между ними, меридиональный градиент давления в северной части Тихого океана меньше, чем в Северной Атлантике. Это позволяет говорить о менее интенсивном западном переносе воздушных масс в северной части Тихого океана по сравнению с Северной Атлантикой.

1.2. Многолетняя динамика

В табл. 1.5 приведены некоторые статистические характеристики центров действия атмосферы в северной части Тихого океана в сопоставлении с такими же характеристиками центров действия атмосферы в Северной Атлантике для одного и того же периода (1900 – 1995 гг.). Обращает на себя внимание близость средних значений давления в среднем за год и за отдельные сезоны как в циклональных, так и антициклональных центрах. Между алеутской и исландской депрессиями максимальное различие в 2 гПа наблюдается в зимний период. Между гонолульским максимумом и азорским наибольшее отличие в 1.6 гПа наблюдается также в зимний период. При этом азорский антициклон, как и исландская депрессия более выражены по сравнению с тихоокеанскими центрами действия атмосферы.

Некоторые статистические характеристики многолетней динамики центров действия атмосферы в северной части Тихого океана и Северной Атлантике (1901–1995 гг.)

Сезоны	Алеутская депрессия						Исландская депрессия								
	Давление			Давление			Давление			Давление					
	среднее	мин.	макс.	std.dev.	размах	среднее	мин.	макс.	std.dev.	размах	среднее	мин.	макс.	std.dev.	размах
Год	1001,5	998,3	1004,7	1,5	6,4	1001,8	997,7	1005,8	1,6	8,1	1001,8	997,7	1005,8	1,6	8,1
Зима	995,8	988,3	1005,4	4,0	16,0	994,7	982,7	1007,1	4,4	24,4	994,7	982,7	1007,1	4,4	24,4
Весна	1003,2	991,7	1008,6	2,8	17,0	1004,4	998,4	1009,7	2,6	11,3	1004,4	998,4	1009,7	2,6	11,3
Лето	1006,7	1002,3	1008,9	1,3	6,6	1007,1	1002,9	1010,9	1,7	8,0	1007,1	1002,9	1010,9	1,7	8,0
Осень	1001,2	996,6	1009,7	2,3	13,1	1000,9	994,9	1006,7	2,6	11,8	1000,9	994,9	1006,7	2,6	11,8
Широта															
Год	53,8	48,8	55,8	1,5	7,1	62,6	57,5	68,3	2,0	10,8	62,6	57,5	68,3	2,0	10,8
Зима	51,9	45,0	56,7	2,7	11,7	62,5	55,0	71,7	3,8	16,7	62,5	55,0	71,7	3,8	16,7
Весна	53,8	48,3	60,0	2,0	11,7	61,1	55,0	73,3	3,4	18,3	61,1	55,0	73,3	3,4	18,3
Лето	52,4	40,0	58,3	3,7	18,3	62,9	56,7	71,7	3,5	15,0	62,9	56,7	71,7	3,5	15,0
Осень	57,2	51,7	60,0	2,0	8,3	63,8	56,7	73,3	3,4	16,7	63,8	56,7	73,3	3,4	16,7
Долгота															
Год	180,8	165,0	196,7	6,7	31,7	-20,3	-34,2	-3,3	5,6	30,8	-20,3	-34,2	-3,3	5,6	30,8
Зима	184,4	166,7	206,7	8,9	40,0	-23,9	-40,0	3,3	10,4	43,3	-23,9	-40,0	3,3	10,4	43,3
Весна	182,3	150,0	210,0	13,2	60,0	-20,8	-40,0	10,0	10,8	50,0	-20,8	-40,0	10,0	10,8	50,0
Лето	161,5	140,0	200,0	17,2	60,0	-17,8	-40,0	10,0	10,9	50,0	-17,8	-40,0	10,0	10,9	50,0
Осень	194,7	160,0	210,0	9,6	50,0	-18,7	-40,0	10,0	11,0	50,0	-18,7	-40,0	10,0	11,0	50,0

По широте алеутский минимум давления всегда расположен южнее исландской депрессии и это наиболее заметно зимой и летом. Положение по широте гонолульского и азорского максимумов давления практически совпадают в осенне-зимний период. Несколько севернее относительно азорского гонолульский максимум давления расположен весной и летом.

Анализируя средние долготы положения центров действия атмосферы, можно отметить, что алеутский минимум самое западное положение занимает зимой, а исландский минимум – летом. Тогда как оба антициклона самое западное положение занимают весной и летом.

Размах колебаний давления в среднем за год в рассматриваемый период времени и стандартное отклонение у всех четырех центров близки между собой. В отдельные сезоны различия более существенны. Максимальные значения стандартного отклонения и размаха колебаний в давлении наблюдаются у атлантических центров действия в зимний период, а у тихоокеанских – в весенний период. Минимальные значения этих характеристик у всех четырех центров наблюдается летом. Интересно, что максимальный размах в давлении в центрах в зимне-весенний период больше у исландского минимума давления по сравнению с алеутским и у гонолульского максимума давления по сравнению с азорским.

Более динамичными по широте являются атлантические центры действия атмосферы во все сезоны года, а по долготе – тихоокеанские. Последнее, скорее всего, связано с большей пространственной протяженностью Тихого океана в зональном направлении, а Атлантического – в меридиональном. Можно еще раз отметить постоянно более восточное положение гонолульского максимума давления относительно алеутской депрессии. Долготное смещение между центрами максимально летом и зимой, а осенью и весной оно уменьшается. Однако, в отличие от североатлантических центров действия, алеутская депрессия и гонолульский максимум давления никогда не располагаются на близких меридианах. По широте северо-тихоокеанские центры действия расположены заметно ближе друг к другу, чем североатлантические, особенно в зимний и летний периоды. Таким образом, расстояние между северо-тихоокеанскими центрами действия атмосферы в различные сезоны остается близким к среднему за год значению. Напомним, что в Северной Атлантике наиболее близко друг к другу центры действия атмосферы рас-

положены зимой и максимально отдалены друг от друга летом. Однако с учетом того, что разность давления между североазиатскими центрами, как и североатлантическими, максимальна в зимний период и превосходит разность давлений между центрами в другие сезоны в 1,3 – 1,5 раза, зимний сезон на севере Тихого океана также характеризуется наиболее обостренными меридиональными градиентами давления. Поэтому в дальнейшем наибольшее внимание уделяется анализу динамики центров атмосферы в зимний период, аналогично тому, как это было сделано для Северной Атлантики [10].

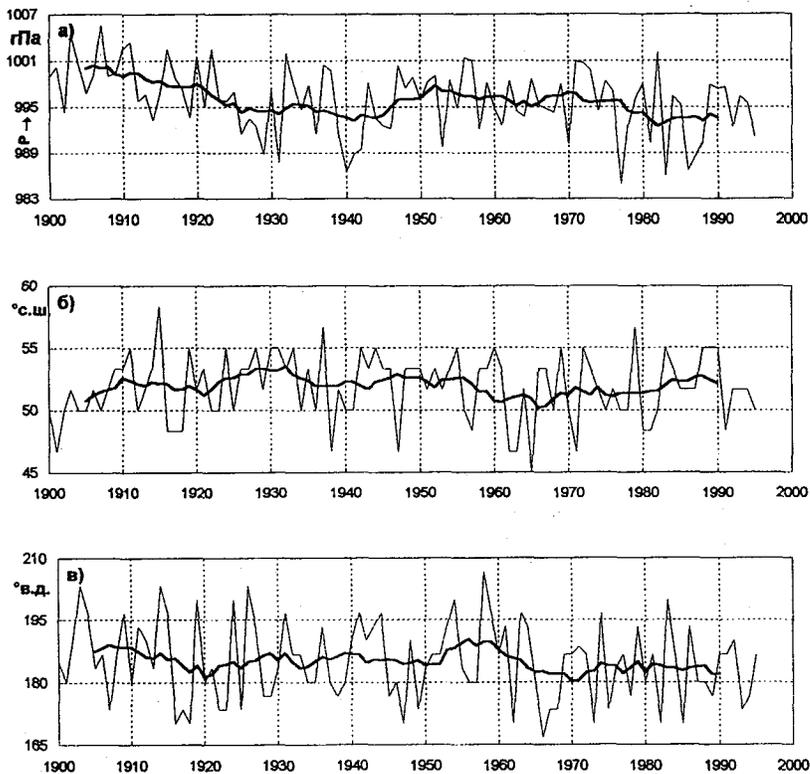


Рис. 1.7. Изменения давления в центре (а), широты (б) и долготы (в) алеутского минимума в среднем за зиму (декабрь – февраль) и их 11-летние скользящие средние (жирная линия).

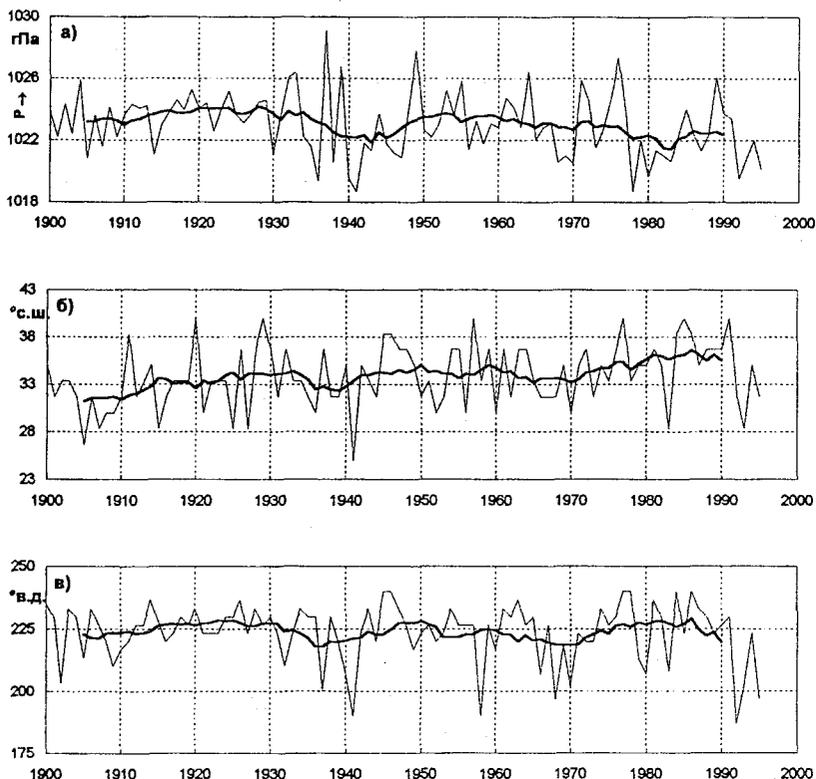


Рис. 1.8. Изменения давления в центре (а), широты (б) и долготы (в) гонолульского максимума в среднем за зиму (декабрь – февраль) и их 11-летние средние скользящие (жирная линия).

На рис. 1.7 и 1.8 приведены значения давления и координат центров алеутской депрессии и гонолульского максимума за зимний период, а в табл. 1.6 даны средние за 10-летия значения этих характеристик в сравнении с североатлантическими центрами действия атмосферы. Обращают на себя внимание высокие значения давления в алеутском минимуме и гонолульском максимуме в начале века и в 50-е годы и заметно более низкие значения давления во второй половине 30-х – первой половине 40-х годов и особенно в 80-е годы. При этом заметна тенденция к смещению центров действия атмосферы к северу в периоды уменьшения давления и к югу

при повышении давления в них. Со смещениями по долготе наличие какой-либо связи у изменений давления в центрах, судя по рис. 1.7 и 1.8, не очевидно. Действительно, корреляция сглаженных по 11-летиям значений зимнего давления в двух центрах достаточно высока ($r = 0,65$). А изменения давления и широты связаны между собой отрицательной связью: для алеутского минимума $-r = -0,33$ и гонолульского максимума $-r = -0,42$. Связь изменений давления с изменениями долготы отсутствует.

Таблица 1.6

Средние за 10-летия значения давления и координат центров действия атмосферы в северной части Тихого океана и в Северной Атлантике зимой

Годы	Центры действия атмосферы					
	Северотихоокеанские					
	алеутский минимум			гонолульский максимум		
	Р гПа	φ° с.ш.	λ° в.д.	Р гПа	φ° с.ш.	λ° в.д.
1901-1910	1000.0	50.9	187.7	1023.2	30.9	221.6
1911-1920	998.2	51.9	185.9	1024.2	33.7	222.7
1921-1930	995.6	52.6	183.5	1023.4	33.6	227.9
1931-1940	997.1	52.2	185.1	1023.5	33.3	220.6
1941-1950	995.1	52.5	185.0	1022.7	34.2	224.6
1951-1960	996.9	52.4	188.2	1023.1	33.9	221.8
1961-1970	996.5	50.5	182.0	1022.7	33.7	216.8
1971-1980	996.8	51.4	182.7	1023.5	35.2	225.3
1981-1990	993.5	52.7	183.1	1022.4	36.2	230.5
1991-1995	996.0	50.8	182.8	1022.9	33.4	202.8
Годы	Североатлантические					
	исландский минимум			азорский максимум		
	Р гПа	φ° с.ш.	λ° в.д.	Р гПа	φ° с.ш.	λ° в.д.
1901-1910	994.6	63.7	-25.7	1025.8	32.7	-26.7
1911-1920	994.5	61.3	-26.7	1025.8	31.0	-28.3
1921-1930	992.4	62.7	-29.3	1026.0	33.0	-25.7
1931-1940	995.4	64.3	-20.3	1024.7	33.7	-26.0
1941-1950	994.4	62.3	-24.0	1025.2	34.8	-24.3
1951-1960	996.4	62.7	-19.0	1023.9	35.5	-21.4
1961-1970	998.9	60.4	-26.4	1023.5	33.8	-24.0
1971-1980	992.9	61.3	-25.3	1024.4	32.3	-28.4
1981-1990	992.7	62.3	-26.0	1025.5	34.4	-28.0
1991-1995	990.4	66.7	-12.7	1026.9	38.3	-22.5

Таблица 1.6 подтверждает данные выводы. Можно также отметить, что самое высокое давление в обоих центрах имело место в начале века, а самое низкое в 80-е годы. Восьмидесятые годы были для состояния атмосферы северной части Тихого океана наиболее

аномальными в XX столетии. Гонолульский максимум занимал в эти годы самое северо-восточное положение и в его центре наблюдалось самое низкое давление за все столетие. Алеутский минимум также занимал крайнее северное за столетие положение и в нем наблюдалось самое низкое давление. Шестидесятые и первая половина 90-х годов, столь аномальны по всем показателям и особенно по давлению для североатлантических центров действия (см. табл. 1.6), в северной части Тихого океана отмечены только тем, что как алеутский минимум, так и гонолульский максимум в эти годы занимали крайнее юго-западное положение, давление в алеутской депрессии было заметно повышено, а в гонолульском максимуме значительно понижено. Другими словами, центры действия атмосферы в северной части Тихого океана были в эти периоды слабо выражены. На севере Атлантики 60-е годы характеризовались самой слабой выраженностью центров действия атмосферы за все столетие и их смещением к юго-западу, но в первой половине 90-х годов наблюдалось наибольшая за столетие интенсификация центров действия при их крайнем северо-восточном положении. Таким образом, на лицо весьма заметные различия в многолетней динамике центров действия атмосферы в северных частях Тихого и Атлантического океанов.

Средние за зиму колебания давления и других характеристик северотихоокеанских центров действия атмосферы в целом неплохо отражают и изменения среднегодовых параметров, о чем свидетельствуют данные табл. 1.7. Как и в северной Атлантике, слабая связь между зимними и среднегодовыми значениями наблюдается в изменениях долготы алеутской депрессии и она незначима. Для других характеристик обоих центров действия атмосферы эта связь достаточно высока.

Таблица 1.7

Коэффициенты корреляции между зимними и среднегодовыми значениями характеристик северотихоокеанских центров действия атмосферы 1900 – 1995 гг. ($r_{99\%} = \pm 0.26$)

Характеристика	Алеутский минимум	Гонолульский максимум
$P_{гПа}$	0,67	0,41
φ°	0,37	0,62
λ°	0,20	0,61

В табл. 1.8 приведены значения коэффициентов корреляции между соответствующими характеристиками алеутского минимума и гонолульского максимума давления. Данные табл. 1.8 свидетельствуют, что связь между динамикой центров действия атмосферы в северной части Тихого океана значительно слабее, чем в Северной Атлантике [10]. Только в низкочастотной полосе изменчивости (11-летние скользящие средние) наблюдается заметная связь между изменениями давления в центрах действия атмосферы как зимой, так и в среднем за год. Для значений давления за каждый год связь значимая, но низкая. Связь в изменении координат центров между алеутской депрессией и гонолульским максимумом отсутствует. Можно предположить, что динамика северотихоокеанских центров действия атмосферы формируется во многом под влиянием различных причин, в отличие от североатлантических центров, и только в изменениях давления в низкочастотной полосе проявляются общие глобальные закономерности изменчивости. Эта связь противоположна по знаку той связи, которая имеет место между исландским минимумом и азорским максимумом давления, когда одновременно интенсивность центров действия атмосферы растет или ослабевает. В северной части Тихого океана, когда обостряется алеутский минимум давления, ослабевает гонолульский максимум, и наоборот. И это является основной закономерностью. Таким образом, закономерности изменения давления в центрах действия атмосферы северотихоокеанского региона носят принципиально отличный от Северной Атлантики характер.

Таблица 1.8

Коэффициенты корреляции между значениями соответствующих характеристик алеутского минимума и гонолульского максимума давления 1900–1995 гг. ($r_{99\%} = \pm 0.26$)

Период	Характеристики		
	P	Ф	λ
Значения за каждый год			
Зима	0.28	0.06	-0.11
Среднее за год	0.35	0.16	0.13
11-летние скользящие средние			
Зима	0.65	0.11	0.12
Среднее за год	0.71	0.05	0.59

Подтверждаются различия и при оценке связи колебаний давления в центре и динамикой координат северотихоокеанских центров

действия атмосферы (табл. 1.9). Связь между изменениями давления и широты в зимний период у обоих центров слабая, но значимая. Более четко она проявляется в низкочастотной полосе изменчивости. Между среднегодовыми значениями давления и широты связь значима только в низкочастотной полосе изменчивости. При этом у алеутского минимума с увеличением широты давление падает независимо от того, рассматриваем ли мы значения характеристик за каждый год или 11-летние скользящие средние. У гонолульского максимума при рассмотрении значений характеристик за каждый год знак связи положительный, т.е. с увеличением широты центра давление в нем растет. В этом случае наблюдается закономерность, характерная и более ярко выраженная для азорского максимума давления. Однако при рассмотрении только низкочастотной полосы изменчивости характеристик знак связи между ними меняется на противоположный и связь незначима.

Связь изменений давления с изменениями долготы еще слабее. У гонолульского максимума она вообще отсутствует. У алеутского минимума имеет место слабая связь давления с долготой в зимний период. Давление имеет слабую тенденцию понижаться при смещении центра на восток. Однако у среднегодовых значений характеристик в низкочастотной полосе изменчивости эта закономерность меняется на обратную.

Таблица 1.9

Коэффициенты корреляции между изменениями давления в центре и координатами центров действия атмосферы в северной части Тихого океана 1900 – 1995 гг. ($r_{99\%} = \pm 0.26$)

Центр	Зима		Среднее за год	
	ϕ	λ	ϕ	λ
Значения за каждый год				
Алеутский	-0.27	-0.29	-0.11	0.0
Гонолульский	0.27	0.06	-0.21	0.11
11-летние скользящие средние				
Алеутский	-0.33	0.19	-0.26	0.37
Гонолульский	-0.42	0.23	-0.67	0.38

Сравнивая полученные результаты с теми, которые ранее были получены для центров действия атмосферы в Северной Атлантике [10], можно отметить определенное совпадение между ними. В обоих случаях связь между изменениями давления в центрах и их координатами низка. Однако в Северной Атлантике это объяснялось тем, что максимумы и минимумы давления смещены во времени относительно

соответствующих экстремумов в изменениях координат центров. В северной части Тихого океана причины этого кроются, по-видимому, в другом. Дело в том, что природа изменчивости северо-тихоокеанских центров, во многом различна. В формировании их многолетней изменчивости сказывается влияние многих и разных причин.

1.3. Динамика центров действия как единой системы

В свете сказанного в конце предыдущего раздела, трудно предполагать, что в северной части Тихого океана алеутская депрессия и гонолульский антициклон представляют собой единую динамическую систему. Тем не менее это все таки система, отражающая закономерности циркуляции атмосферы в обширном регионе Северного полушария. Как и при исследовании центров действия атмосферы в Северной Атлантике, для северо-тихоокеанской системы барических центров было выполнено разложение их характеристик (давление в центрах и координат) на естественные ортогональные функции (ЕОФ) с 1900 по 1995 г. за зимний период. Сходимость результатов разложения представлена в табл. 1.10.

Таблица 1.10

Сходимости разложения на ЕОФ рядов давления и координат центров действия атмосферы в зимний период в северной части Тихого океана и Северной Атлантике

Компонента	Северная часть Тихого океана		Северная Атлантика	
	Давление	Координаты	Давление	Координаты
ГК1	58%	37%	74%	53%
ГК2	42	33	26	24

Из таблицы наглядно видно, что если в Северной Атлантике первая главная компонента описывает по динамике давления три четверти общей дисперсии, а по динамике координат – две трети, и они в целом способны описать основные закономерности системы североатлантических центров, то в северной части Тихого океана картина значительно сложнее. Для описания основных закономерностей изменчивости как давления в центрах, так и их координат необходимы две главные компоненты разложения.

Интересным оказалось и сопоставление значений вкладов в первую и вторую главные компоненты изменчивости давления и пространственных координат центров действия атмосферы в рассматриваемых регионах (табл. 1.11). Как оказалось, в Северной Ат-

лантике определяющую роль в динамике центров действия атмосферы играет та компонента, которая в Тихом океане находится только на втором месте.

Таблица 1.11

Значения вкладов в первую и вторую главные компоненты разложения на ЕОФ многолетней изменчивости давления и пространственных центров действия атмосферы в северной части Тихого океана и Северной Атлантике

Характеристика	Северная часть Тихого океана		Северная Атлантика	
	1 ГК	2 ГК	1 ГК	2 ГК
Р в депрессии	0.71	0.71	0.71	0.71
Р в антициклоне	0.71	-0.71	-0.71	0.71
φ депрессии	-0.39	0.60	0.55	-0.32
φ антициклона	0.54	0.48	0.44	0.37
λ депрессии	-0.38	0.57	0.54	-0.65
λ антициклона	0.64	0.30	0.46	0.58

У этой компоненты знаки вкладов изменений давления в центрах противоположны, а вклады пространственных координат имеют один и тот же знак. Это означает, что происходит одновременная акцентация алеутского и гонолульского центров действия (давление в депрессии падает, а в антициклоне растет, и наоборот), и их перемещения осуществляются в направлении с юго-запада на северо-восток и в обратном направлении. В Северной Атлантике акцентация центров действия атмосферы происходит при их движении на северо-восток, а максимальные значения давления в исландском минимуме и минимальные в азорском максимуме наблюдаются, когда центры перемещаются в юго-западном направлении.

Для северной части Тихого океана эта закономерность, с учетом знаков вкладов (табл. 1.11), должна выполняться в случае, если имеет место значимая отрицательная связь между вторыми главными компонентами разложения на ЕОФ изменений давления и координат центров. Анализ показал, что коэффициент корреляции между компонентами равен $r = -0.35$, при $r_{99\%} = \pm 0.26$. Таким образом, связь оказалась отрицательной и значимой. Следовательно, в северотихоокеанском секторе второй по значимости закономерностью динамики центров действия атмосферы является акцентация давления в центрах при их движении на северо-восток и деакцентация при их перемещении на юго-запад. Этот вывод хорошо подтверждает рис. 1.9.

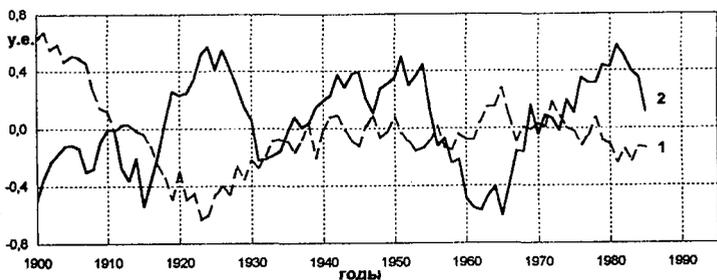


Рис. 1.9. 11-летние средние скользящие значения вторых главных компонент разложения на ЕОФ изменений давления в центрах (1) и координат центров (2) алеутского минимума и гонолульского максимума.

Однако более заметной закономерностью динамики северитиоокеанских центров действия атмосферы является однозначное повышение или понижение давления в обоих центрах, которое описывается первой главной компонентой разложения. Она отражает общее повышение или понижение давления над северной частью Тихого океана. Подтверждением этому служит высокая корреляция ($r = 0.74$) между первыми главными компонентами разложения на ЕОФ давления в центрах и всего поля давления над северной частью Тихого океана (рис. 1.10). При этом, как оказалось, первая главная компонента разложения давления в центрах действия атмосферы не коррелирует с первой главной компонентой разложения на ЕОФ координат центров. Это может свидетельствовать о том, что их изменчивость определяется разными причинами.

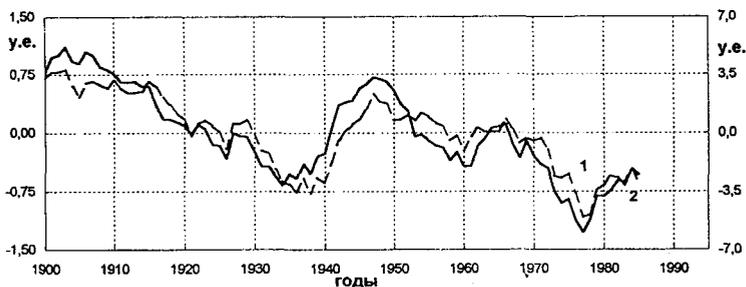


Рис. 1.10. Сопоставление 1ГК разложения на ЕОФ давления в алеутском минимуме и гонолульском максимуме (1) и 1ГК разложения поля давления над северной частью Тихого океана в узлах сеточной области (2).

В табл. 1.12 приведены средние за 10-летия значения первой и второй главных компонент разложения на ЕОФ давления и координат северотихоокеанских центров действия. Из приведенных данных следует, что наиболее заметно в северотихоокеанском регионе выделяются начало XX в. и 80-е годы. В соответствии с изменениями значений первой главной компоненты разложения на ЕОФ давления в центрах и координат центров можно считать, что основной тенденцией в северотихоокеанском регионе являлось понижение давления в центрах действия атмосферы с начала века к 80-м годам с несколькими промежуточными минимумами. При этом второй по величине минимум был достигнут в 40-е годы. В этот период наблюдалось и закономерное смещение алеутской депрессии с северо-востока на юго-запад, а гонолульского максимума давления в противоположном направлении.

Таблица 1.12

Средние за 10-летия значения первой и второй главных компонент разложения на ЕОФ давления и координат северотихоокеанских центров действия атмосферы

Годы	Давление		Координаты	
	ГК1	ГК2	ГК1	ГК2
1901–1910	0.58	0.54	-0.51	-0.48
1911–1920	0.74	-0.04	-0.07	0.06
1921–1930	-0.07	-0.26	0.14	0.17
1931–1940	0.05	-0.22	-0.24	-0.02
1941–1950	-0.44	-0.07	0.08	0.25
1951–1960	0.05	0.08	-0.32	0.43
1961–1970	-0.20	0.18	0.03	-0.62
1971–1980	0.19	-0.10	0.50	0.02
1981–1990	-0.85	-0.23	0.69	0.60
1991–1995	-0.20	0	-0.37	-0.85

Однако это смещение не проходило синхронно с изменениями давления в центрах. Необходимо отметить также, что в первой половине 90-х годов наблюдался аномально высокий за все столетие рост давления в центрах и еще более аномальное смещение алеутского минимума на северо-восток, а гонолульского максимума давления на юго-запад.

Динамика второй главной координаты давления и координат центров близка по своему характеру тому, что наблюдалось в Северной Атлантике, с тем отличием, что в первую половину 90-х го-

дов наблюдалось не продолжающаяся акцентация центров действия атмосферы и их смещение на северо-восток, как это имело место в Северной Атлантике, а наоборот, аномально быстрое повышение давления в алеутской депрессии и понижение давления в гонолульском максимуме и еще более аномальное их смещение на юго-запад.

Таким образом, анализ динамики системы двух центров действия атмосферы в северной части Тихого океана позволяет говорить о более сложном ее характере, чем изменчивость центров действия в Северной Атлантике, а также отметить как наиболее аномальные в XX столетии в северной части Тихого океана начало века, 80-е годы и первую половину 90-х годов.

1.4. Структура многолетней изменчивости

В свете изложенного выше, представляется целесообразным рассмотреть структуру многолетних колебаний характеристик центров действия атмосферы во времени. На рис. 1.11 приведены спектры изменений давления в зимний период обоих центров действия. Спектры изменений давления в центрах не идентичны. В изменениях давления алеутского минимума четко прослеживаются четыре периода. Наиболее выражены периоды в 2.2 года, 48 лет и несколько менее выражены в 4.6 года и около 8–9 лет. Структура динамики гонолульского максимума более сложная. Наиболее четко определяются периоды около 14.0 и 4.6 года и менее выражены периоды в 19 лет, 48 лет и 2.2 года. Таким образом, общими для обоих центров являются колебания с периодами 2.2 года, 4.6 и 48 лет. При этом первый и последний периоды значительно лучше выражены в колебаниях давления алеутской депрессии, а второй период более характерен для изменений давления в центре гонолульского максимума. Структура изменений во времени широты и долготы центров еще более сложная и еще менее идентичная. На всех спектрах пространственных характеристик центров действия атмосферы выделяются колебания с периодами 2–3 года и 4–5 лет. В колебаниях широты алеутского минимума выделяется период около 19 лет, а долготы – около 11 лет. В колебаниях широты гонолульского максимума давления наиболее заметна вариация с периодом около 8–9 лет, а долготы – колебания с периодами около 11 и 14 лет.

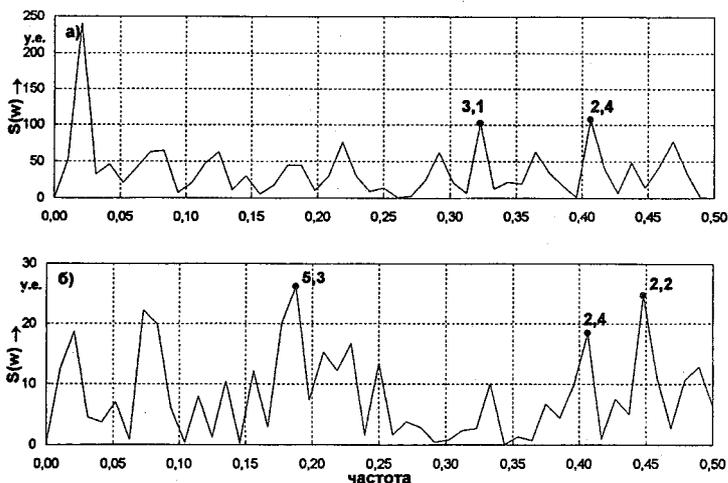


Рис. 1.11. Спектры изменений давления за зиму в центре алеутского минимума (а) и гонолульского максимума (б).

В изменениях во времени главных компонент разложения на ЕОФ давления в центрах действия атмосферы (рис. 1.12) выделяются для первой компоненты колебания с периодом 48 лет и 2–3 года, а для второй – с периодом 4–5 лет и также 2–3 года. В изменениях первой и второй главных компонент разложения на ЕОФ координат центров действия атмосферы (рис. 1.13) наиболее выражено колебание с периодом 2–3 года, а также для первой главной компоненты – с периодом около 8–9 лет, а для второй главной компоненты – с периодом 4–5 лет. Таким образом, по-видимому, наиболее достоверным является наличие в изменениях давления в Алеутском и Гонулульском центрах действия атмосферы колебаний с периодами 2–3 года, 4–5 лет и около 50 лет, а в изменениях координат центров колебаний с периодами 2–3 года, 4–5 лет и около 8–9 лет. Что же отличает структуру динамики центров действия в северной части Тихого океана от структуры изменчивости характеристик центров действия Северной Атлантики? Прежде всего это наличие колебания с периодом 4–5 лет и отсутствие четко выраженного колебания с периодом около 7–8 лет, являющегося наиболее характерным для динамики центров действия в Северной Атлантике. Заметим, что колебание с периодом 4.6 года отсутствует в динамике как давления

в центрах действия атмосферы в Северной Атлантике, так и их координат. В остальном структура изменчивости центров действия атмосферы в обоих океанах достаточно похожа.

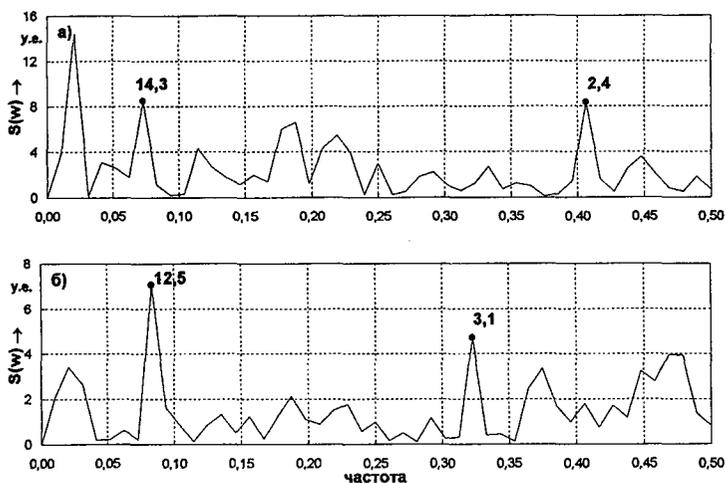


Рис. 1.12. Спектры изменений 1ГК (а) и 2ГК (б) разложения на ЕОФ давления за зиму в центрах алеутского минимума и гонолульского максимума.

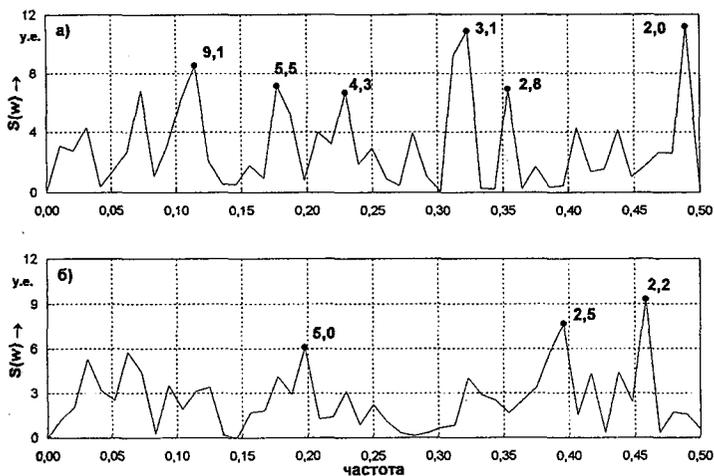


Рис. 1.13. Спектры изменений 1ГК (а) и 2ГК (б) разложения на ЕОФ координат центров алеутского минимума и гонолульского максимума.

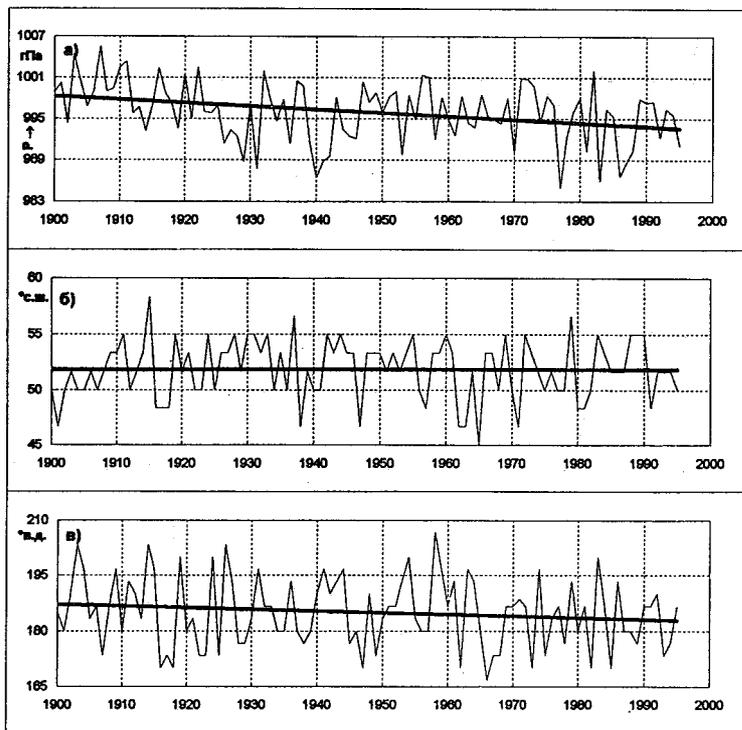


Рис. 1.14. Линейные тренды изменения давления в центре (а), широты (б) и долготы (в) алеутского минимума за зиму.

На рис. 1.14 и 1.15 приведены линейные тренды характеристик центров действия атмосферы с 1900 по 1995 г., а в табл. 1.13 линейные тренды за 100 лет и стандартные отклонения изменений каждой из характеристик. Рисунок и таблица свидетельствуют об отсутствии заметных трендов в изменениях характеристик центров действия атмосферы в северной части Тихого океана в XX столетии. Только в изменениях давления алеутской депрессии и широты гонолульского максимума можно говорить о некоторой тенденции понижения давления в первом случае и смещении к северу – во втором. Анализ средних за год значений характеристик подтверждает наличие тенденции к углублению с начала века алеутского минимума и некоторое смещение к северу гонолульского максимума.

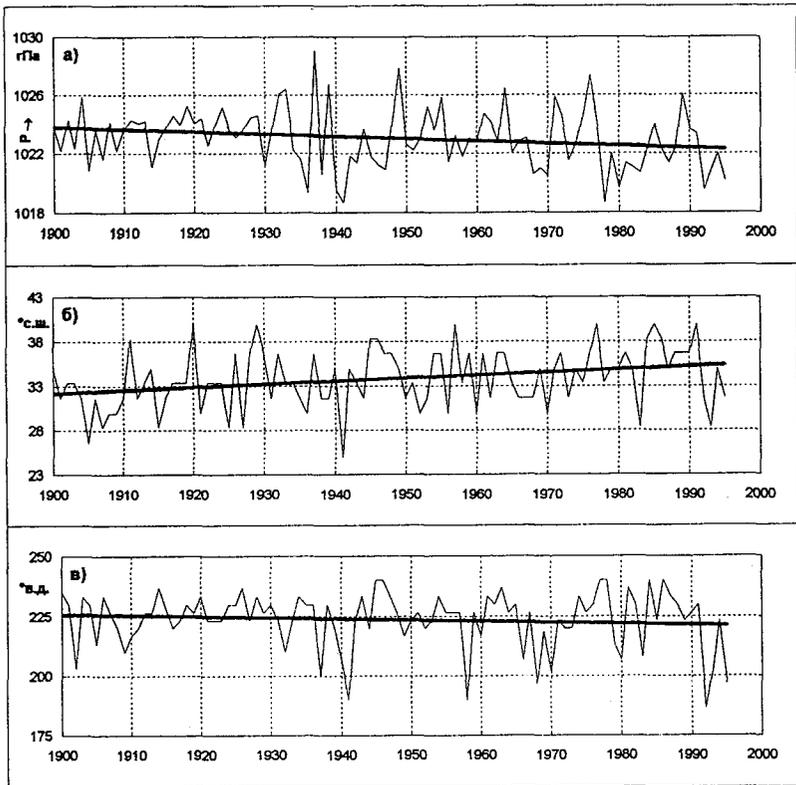


Рис. 1.15. Линейные тренды изменения давления в центре (а), широты (б) и долготы (в) гонолульского максимума за зиму.

Таблица 1.13

Линейные тренды и стандартные отклонения изменений характеристик центров действия атмосферы в северной части Тихого океана в зимний период

Характеристика	Алеутский минимум		Гонолульский максимум	
	Величина тренда за 100 лет	Стандартное отклонение	Величина тренда за 100 лет	Стандартное отклонение
P гПа	-4.3	4.0	-1.0	1.4
φ°	0	2.6	3.5	3.3
λ°	-4.8	9.5	-4.9	13.9

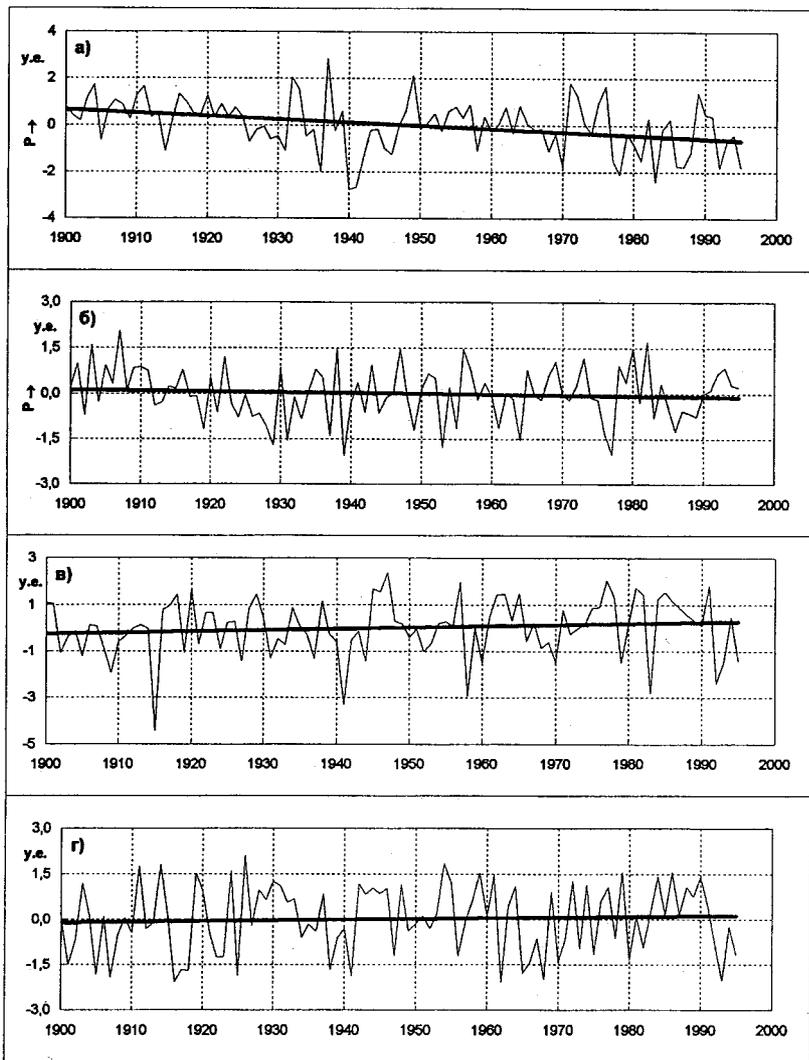


Рис. 1.16. Линейные тренды первой и второй главных компонент разложения на ЕОФ изменений давления в центрах (а) и (б) и координат центров (в) и (г) алеутского минимума и гонолульского максимума.

В целом результат оказался достаточно близким к тому, что мы получили при анализе североатлантических центров действия, характеристики которых также не выявили заметных трендов с конца прошлого столетия.

На рис. 1.16 приведены линейные тренды первых двух главных компонент разложения на ЕОФ изменений давления в центрах (а) и (б) и координат центров (в) и (г) алеутского минимума и гонолульского максимума давлений, а в табл. 1.14, соответственно, величины тренда и стандартные отклонения, изменения значений компонент за 100 лет.

Таблица 1.14

Линейные тренды и стандартные отклонения изменений первых двух главных компонент разложения на ЕОФ давления и координат северитихоокеанских центров действия атмосферы

Компонента	Величина тренда за 100 лет	Стандартное отклонение
ГК 1 Р	-1.2	1.1
ГК 2 Р	-0.4	0.9
ГК 1 φ, λ	0.5	1.2
ГК 2 φ, λ	0.1	1.2

Приведенные данные свидетельствуют об отсутствии трендов в обобщенных характеристиках динамики центров действия как единой системы в северной части Тихого океана. Исключение составляет лишь первая главная компонента, которая отражает общее понижение давления над северной частью Тихого океана и особенно в средних широтах с начала XX столетия.

Глава 2. СЕВЕРО-ТИХООКЕАНСКОЕ КОЛЕБАНИЕ КАК ИНДЕКС АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ НАД СЕВЕРНОЙ ЧАСТЬЮ ТИХОГО ОКЕАНА

Благодаря наличию центров действия атмосферы в умеренных широтах как над Северной Атлантикой, так и над северной частью Тихого океана постоянно осуществляется западно-восточный перенос воздушных масс. Интенсивность этого переноса в Северной Атлантике уже достаточно давно стали определять разностью давления на станциях, расположенных вблизи климатических центров действия атмосферы [19, 23, 34, 35], или, в последнее время, в точках координатной сетки на меридиане, наиболее близко расположенном к центрам действия [10]. Эту разность давления, определяемую обычно в среднем за три зимних месяца, и принято рассматривать в качестве индекса Северо-Атлантического колебания (NAO).

Несмотря на полную аналогию с Северной Атлантикой, подобный подход для оценки интенсивности циркуляции атмосферы в умеренных широтах северной части Тихого океана, по непонятным причинам, не использовался до самого последнего времени [6, 10]. Поэтому представляется целесообразным использовать его для определения индекса Северо-Тихоокеанского колебания, аналогичного Северо-Атлантическому колебанию.

2.1. Возможные варианты индекса Северо-Тихоокеанского колебания

Как уже указывалось, в Северной Атлантике в качестве индекса NAO наиболее часто использовалась разность давления между пунктами, наиболее близко расположенными к центрам действия атмосферы. Это Понта-Делгада на Азорских островах и Акюрейри в Исландии. Использовалась также разность давления между точками координатной сетки на меридиане 30° з.д., вблизи которого располагаются центры действия атмосферы в зимний период, и непосредственная разность давления между центрами действия атмосферы. Однако, как показал анализ, индексом наилучшим образом отражающим и динамику центров действия атмосферы, и давления в целом над Северной Атлантикой, и меридиональных переносов по обе стороны Атлантики явился индекс представляющий собой первую главную компоненту разложения на естественные ортогональные функ-

ции (ЕОФ) четырех различных представлений индекса NAO, названный нами обобщенным индексом – NAO_{об} [10].

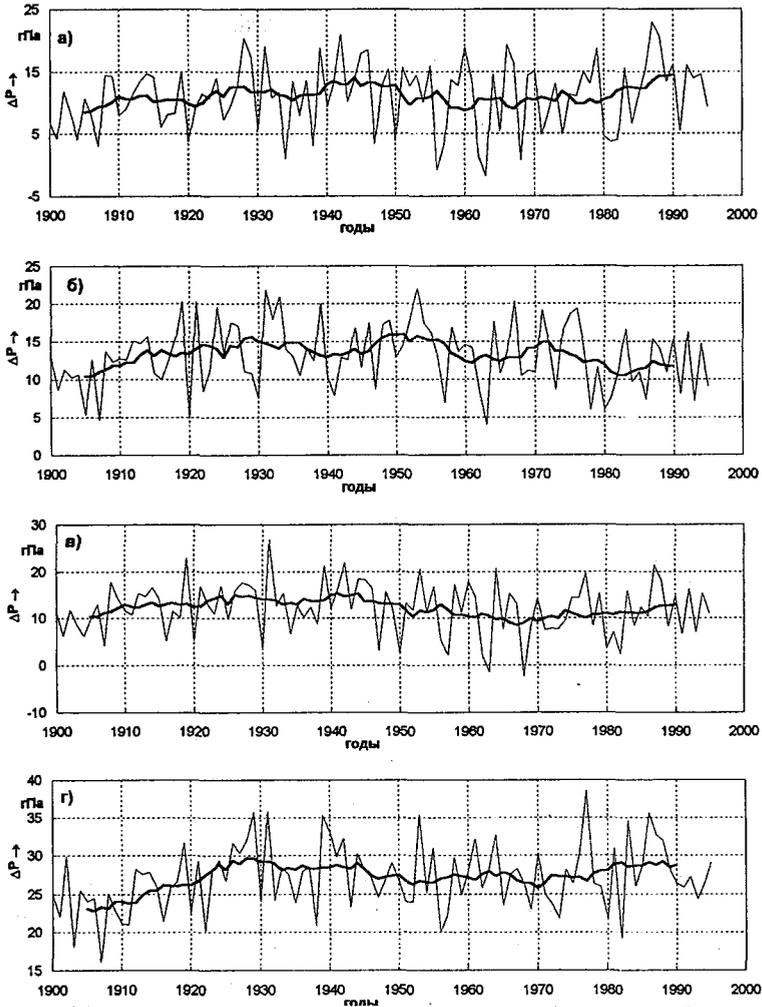


Рис. 2.1. Изменения во времени зимних разностей давления между точками на широтах 35° и 55° с.ш. и меридианах 180° (NPO 1) (а), 140° з.д. (NPO 2) (б), 160° з.д. (NPO 3) (в) и между центрами алеутской депрессии и гонолульского максимума (NPO 4) (г), а также их 11-летние скользящие средние (жирная линия).

В северной части Тихого океана оказалось трудным подобрать пункт с длинным рядом наблюдений близко расположенный к центру алеутской депрессии. Возможно это и являлось причиной, что до самого последнего времени для характеристики интенсивности циркуляции атмосферы в этом регионе не был предложен индекс Северо-Тихоокеанского колебания (NPO). Нами для анализа были использованы средние за зимний период разности давления между точками координатной сетки на широтах 35° и 55° с.ш. и меридианах 180°, 140° и 160° з.д. Первый из полученных таким образом индексов (NPO1) определялся на меридиане, наиболее близко расположенном к среднему меридиану положения алеутской депрессии, второй (NPO2) – на меридиане, наиболее близко расположенном к среднему меридиану гонолульского максимума давления, и третий (NPO3) – на меридиане, расположенном посередине между двумя указанными центрами действия. Наконец, в качестве четвертого индекса (NPO4) использовалась непосредственно разность давления за зимний период между центрами действия атмосферы. На рис. 2.1 приведены указанные индексы за каждый год и их 11-летние скользящие средние, а в табл. 2.1 приведена корреляционная матрица между изменениями значений четырех указанных индексов за 96 лет (с 1900 по 1995 г.).

Таблица 2.1

Корреляционная матрица между изменениями значений различных индексов NPO ($r_{95\%} = \pm 0.26$)

NPO1	NPO2	NPO3	NPO4	Индекс
1.00	0.42	0.83	0.54	NPO1
	1.00	0.66	0.42	NPO2
		1.00	0.64	NPO3
			1.00	NPO4

Из табл. 2.1 видно, что наибольшую связь со всеми остальными индексами имеет индекс NPO3 и, следовательно, можно полагать, что он лучше других индексов отражает в целом динамику интенсивности зонального переноса на громадной акватории северной части Тихого океана. По-видимому, это объясняется тем, что меридиональные разности давления в этом случае определялись на меридиане, находящимся на равных расстояниях между средними меридианами алеутской депрессии и гонолульского максимума давления.

По аналогии с Северной Атлантикой [10], было выполнено разложение на естественные ортогональные функции (ЕОФ) значений всех четырех указанных представлений индекса NPO. В табл. 2.2 приведена сходимость разложения, а в табл. 2.3 – вклады каждого индекса в формирование первой главной компоненты, описывающей почти 70% общей дисперсии четырех исходных рядов.

Таблица 2.2

Сходимости разложения на ЕОФ рядов четырех различных индексов NPO

Номер компоненты	Доля дисперсии описываемая компонентой, %	Накопленная дисперсия, %
1	68.9	68.9
2	15.4	84.3
3	12.6	96.9
4	3.1	100.0

Как видно из табл. 2.3, в полном соответствии с корреляционной матрицей наибольший вклад в первую главную компоненту вносят индексы NPO3 и NPO1, а наименьший NPO2.

Таблица 2.3

Вклад каждого индекса NPO в формирование первой главной компоненты разложения

Индекс	Вклад
NPO1	0.52
NPO2	0.44
NPO3	0.57
NPO4	0.46

Временные изменения первой главной компоненты разложения, которую можно рассматривать как обобщенный индекс Северо-Тихоокеанского колебания ($NPO_{об}$) представлены на рис. 2.2. Сравнение индексов между собой (рис. 2.1 и 2.2) показывает, что основные черты межгодовой изменчивости у них едины и хорошо отражены в изменениях $NPO_{об}$. Значения коэффициентов корреляции между изменениями значений $NPO_{об}$ и каждого индекса в отдельности (табл. 2.4) указывает, что $NPO_{об}$ наилучшим образом отражает динамику каждого отдельного из рассматриваемых индексов (см. табл. 2.1).

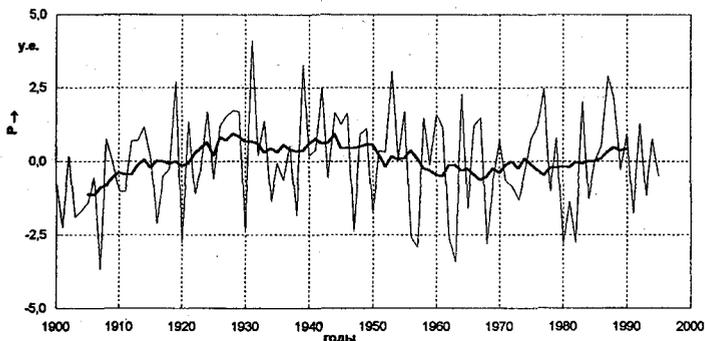


Рис. 2.2. Значения первой главной компоненты разложения на EOF изменений четырех представлений индекса NPO, в обобщенном виде характеризующей межгодовые изменения Северо-Тихоокеанского колебания (NPO_{об}) и их 11-летние скользящие средние (жирная линия).

Таблица 2.4

Значения коэффициентов корреляции между изменениями NPO и индексов, представляющих Северо-Тихоокеанское колебание

Индекс	r
NPO1	0.86
NPO2	0.73
NPO3	0.94
NPO4	0.77

Самый высокий коэффициент корреляции наблюдается между NPO_{об} и NPO3. Однако, если проанализировать рис. 2.1 и 2.2 видно, что изменения NPO_{об} в целом хорошо отражают основные закономерности межгодовых изменений и других представлений индекса NPO. Оценивая изменчивость значений индексов NPO можно отметить, что в начале века, в отличие от индекса NAO в Северной Атлантике, они были невысокими. Максимальных значений индексы достигли в 20–30-е годы, и для индексов NPO2, NPO3, NPO_{об} их значения в эти годы были самыми высокими за все столетие. В Северной Атлантике значения индекса NAO в 20-е годы также были высокими, однако более низкими, чем в первое 10-летие века.

В 40-е и, особенно, в 50-е годы наметился заметный спад в интенсивности зональной циркуляции над северной частью Тихого океана. Минимум значений всех представлений индекса NPO падает на 60-е годы, а у индекса NPO3 в эти годы он достигает абсолютного

минимума за все столетие. В этом отношении картина очень похожа на ту, что наблюдалась в Северной Атлантике, где 60-е годы также характеризуются абсолютным минимумом в интенсивности зональной циркуляции за последние 100 лет. Таким образом, 60-е годы были уникальными для всего Северного полушария Земли и характеризовались очень низкой интенсивностью циркуляции атмосферы на полушарии. Однако необходимо заметить, что в северной части Тихого океана это ослабление интенсивности атмосферной циркуляции было выражено слабее, чем в североатлантическом регионе.

После минимума 60-х годов интенсивность циркуляции атмосферы в северной части Тихого океана возрастает. Особенно заметно это в динамике индексов NPO1 и NPO4. Вновь максимальных значений индексы NPO достигают к концу 80-х годов. В эти же годы еще более заметно возрастала интенсивность атмосферной циркуляции в Северной Атлантике, где она достигла своего абсолютного максимума в первой половине 90-х годов, когда уже в северной части Тихого океана началось ослабление интенсивности циркуляции атмосферы.

Таблица 2.5

Средние за 10-летия значения индексов Северо-Тихоокеанского колебания и NAO_{об}

Годы	NPO1 гПа	NPO2 гПа	NPO3 гПа	NPO4 гПа	NPO _{об}	NAO _{об}
1901–1910	8.7	10.2	10.3	22.9	-1.1	0.7
1911–1920	10.4	13.2	12.6	25.9	-0.1	-0.1
1921–1930	11.8	13.7	13.8	28.7	0.5	0.9
1931–1940	10.9	15.6	13.9	28.6	0.5	-0.4
1941–1950	13.0	13.6	13.6	27.7	0.4	0.1
1951–1960	11.7	15.4	12.7	26.5	0.3	-0.6
1961–1970	9.9	12.2	9.2	24.8	-0.4	-2.0
1971–1980	10.6	13.5	10.7	29.8	-0.2	0.1
1981–1990	13.0	11.9	11.8	29.4	0.3	0.9
1991–1995	11.8	11.1	11.2	26.6	-0.1	1.7

В табл. 2.5 приведены средние за 10-летия значения различных индексов NPO и обобщенного индекса NAO. Данные табл. 2.5 подтверждают все сказанное выше. Следует обратить внимание на значительно большие величины различий в изменениях индекса NAO_{об}, отражающего интенсивность циркуляции атмосферы от одного десятилетия к другому в Северной Атлантике, по сравнению с

индексом NPO_{06} . Амплитуда колебаний индекса NAO_{06} от одного десятилетия к другому в 2 раза с лишним больше, чем у индекса NAO_{06} . Между тем дисперсия ряда у NAO_{06} лишь в 1.2 раза превышает дисперсию ряда NAO_{06} . Это свидетельствует о том, что долгопериодная изменчивость (с периодами более 10 лет) в циркуляции атмосферы над Северной Атлантикой была выражена значительно сильнее, чем в северной части Тихого океана. И в целом динамика интенсивности циркуляции атмосферы в северной части Тихого океана выражена слабее, чем в Северной Атлантике, тогда как ее временной ход имеет похожие с североатлантическим регионом черты за исключением начала и конца изучаемого периода.

Таблица 2.6

Коэффициенты корреляции между изменениями различных индексов Северо-Тихоокеанского колебания и характеристиками центров действия атмосферы
($r_{99\%} = \pm 0.26$, $r_{95\%} = \pm 0.20$)

Характеристика центров	$NPO1$	$NPO2$	$NPO3$	$NPO4$	NPO_{06}
АМД, давление	-0.50	-0.22	-0.51	-0.77	-0.60
ГМД, давление	-0.03	0.29	0.05	0.11	0.11
АМД, широта	0.64	0.41	0.52	0.26	0.56
ГМД, широта	0.02	-0.04	-0.05	0.15	0.02
АМД, долгота	0.15	0.27	0.35	0.30	0.32
ГМД, долгота	-0.17	0.06	-0.05	0.02	-0.05
ГК1, давление	-0.35	0.05	-0.31	-0.44	-0.32
ГК2, давление	-0.37	-0.39	-0.43	-0.68	-0.56
ГК1, координаты	-0.33	-0.20	-0.32	-0.10	-0.29
ГК2, координаты	0.37	0.34	0.41	0.35	0.45

Примечание: АМД – алеутский минимум давления
ГМД – гонолульский максимум давления
ГК1 и ГК2 – первая и вторая главные компоненты разложения на ЕОФ

Чтобы оценить уровень связи индекса Северо-Тихоокеанского колебания с характеристиками алеутского и гонолульского центров действия атмосферы, был выполнен корреляционный анализ между изменениями всех пяти представлений индекса NPO и давления в центрах, широты и долготы указанных выше центров действия атмосферы, а также обобщенных характеристик системы северотихоокеанских центров действия атмосферы с 1900 по 1995 г. (табл. 2.6). Из таблицы видно, что наиболее тесная связь с изменениями давления в алеутской депрессии наблюдается у индексов $NPO4$ и NPO_{06} .

С изменениями давления в гонолульском антициклоне значимая, но низкая связь имеет место только у индекса NPO2. С изменениями широты алеутского минимума наибольшая связь у индексов NPO1 и NPO₀₆. С изменениями широты гонолульского максимума давления ни у одного из индексов значимой связи нет.

С изменениями долготы алеутской депрессии лучше других связаны NPO3 и NPO₀₆, однако связь не очень высокая. Изменения долготы гонолульского максимума никак не связаны с индексами NPO.

С межгодовыми изменениями двух компонент разложения на ЕОФ давления в центрах действия атмосферы наиболее высокая связь у индексов NPO4 и NPO₀₆, при этом связь со второй компонентной заметно выше. У главных компонент разложения на ЕОФ координат центров действия атмосферы наиболее высокая связь с динамикой индексов NPO₀₆ и NPO3. При этом, как и в случае с давлением, связь со второй главной компонентой заметно выше.

Таким образом, индекс Северо-Тихоокеанского колебания NPO₀₆ оказался наиболее тесно связанным с изменениями характеристик системы северотихоокеанских центров действия атмосферы. Из других индексов, достаточно хорошо связанными с характеристиками системы центров, являются индексы NPO3 и NPO4, которые как и NPO₀₆ на три четверти или более определяются динамикой этих характеристик.

Наиболее высокая связь у индекса NPO₀₆ с динамикой вторых главных компонент разложения на ЕОФ давления и координат центров (рис. 2.3) свидетельствует о том, что, как и в Северной Атлантике, интенсивность циркуляции атмосферы в северной части Тихого океана определяется в первую очередь разнонаправленными изменениями давления в центрах действия атмосферы при их смещении в направлении с юго-запада на северо-восток и обратно [3]. Изменения давления в целом в регионе, описываемые первой главной компонентой, так же, по-видимому, оказывают влияние на динамику интенсивности циркуляции атмосферы в силу того, что эти изменения на севере (в районе алеутской депрессии) больше по амплитуде, чем на юге (в районе гонолульского максимума). Но это влияние в многолетних изменениях Северо-Тихоокеанского колебания проявляется значительно слабее.

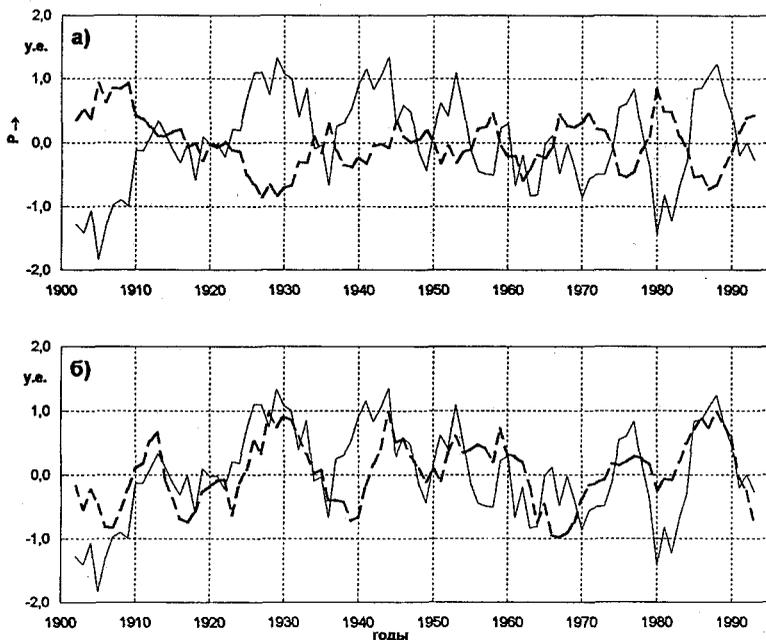


Рис. 2.3. Сопоставление 5-летних средних скользящих значений индекса NPO_{06} и второй главной компоненты разложения на EOF давления в центрах (а) и координат центров действия атмосферы (б).

В заключение этого раздела рассмотрим, насколько индекс NPO_{06} , определяемый за зиму, отражает условия циркуляции атмосферы над северной частью Тихого океана в другие сезоны и в среднем за год. Анализ показывает, что NPO_{06} наилучшим образом отражает динамику интенсивности атмосферной циркуляции в зимне-весенний период ($r = 0.82$) и наиболее плохо летом ($r = 0.29$). В среднем за год основные закономерности изменений интенсивности атмосферной циркуляции описываются индексом NPO_{06} неплохо ($r = 0.50$), однако хуже по сравнению с тем, что наблюдается в Северной Атлантике [10]. Близкие к этому результаты получены и для индекса NPO_3 .

Таким образом, можно заключить, что в северной части Тихого океана, обобщенный индекс Северо-Тихоокеанского колебания NPO_{06} , представляющий собой первую главную компоненту раз-

ложения на ЕОФ изменений четырех различных представлений го индекса, наиболее полно отражает изменения интенсивности циркуляции атмосферы как в зимне-весенний период года, так и в среднем за год. Наряду с ним можно с полным основанием использовать и индекс NPO3, который, напомним, представляет собой среднюю разность давлений между точками с координатами 35° с.ш., 160° з.д. и 55° с.ш., 160° з.д. за зиму.

2.2. Северо-Тихоокеанское колебание и динамика барического поля над северной частью Тихого океана

Чтобы ответить на вопрос, как и насколько индекс Северо-Тихоокеанского колебания отражает динамику барического поля в целом над северной частью Тихого океана, было выполнено разложение поля давления в зимний период в 65 узлах координатной сетки, равномерно расположенных в области от 25° с.ш. до 60° с.ш., за 1900–1995 гг. Анализировались две первые главные компоненты, которые в сумме описывают 68% исходной дисперсии. Первая главная компонента описывает 46% дисперсии и вторая – 22%.

В отличие от Северной Атлантики в северной части Тихого океана первая главная компонента, как и следовало ожидать, по результатам, представленным в предыдущем разделе, описывает однородные колебания барического поля над всей акваторией к северу от 25° с.ш. (табл. 2.7). Только вторая главная компонента разложения на ЕОФ описывает разнонаправленные колебания давления к северу и югу от 35° с.ш., которые и приводят к акцентации алеутского и гонолульского центров действия атмосферы, меридиональных градиентов давления и усилению зонального потока. Отметим, что в Северной Атлантике разнонаправленные колебания давления описывали 45% исходной дисперсии поля и представляли собой первую главную компоненту разложения поля давления на ЕОФ.

В табл. 2.8 приведены коэффициенты корреляции между значениями индексов NPO и главными компонентами, которые характеризуют две основные закономерности изменений поля давления над северной частью Тихого океана. В этой же таблице приведены коэффициенты корреляции и между индексами NPO и зональными разностями давления на западе и востоке по обе стороны океана.

Таблица 2.7

Вклады каждой из точек в формирование первой и второй главных компонент разложения на EOF многолетних изменений поля давления в зимний период в северной части Тихого океана

Широта	Долгота	Вклады в ГК		Широта	Долгота	Вклады в ГК	
		1-я	2-я			1-я	2-я
60	170	0,032	0,168	40	160	0,142	-0,082
60	180	0,052	0,206	40	170	0,159	-0,048
60	-170	0,075	0,216	40	180	0,167	-0,031
60	-160	0,090	0,210	35	140	0,096	-0,134
60	-150	0,085	0,185	35	150	0,123	-0,135
60	-140	0,064	0,163	35	160	0,135	-0,123
55	160	0,059	0,124	35	170	0,152	-0,106
55	170	0,078	0,169	35	180	0,156	-0,097
55	180	0,093	0,195	35	-170	0,166	-0,075
55	-170	0,104	0,200	35	-160	0,168	-0,050
55	-160	0,117	0,188	35	-150	0,159	-0,029
55	-150	0,117	0,172	35	-140	0,134	-0,002
55	-140	0,084	0,149	35	-130	0,094	0,006
50	150	0,095	0,009	30	140	0,056	-0,147
50	160	0,111	0,094	30	150	0,094	-0,160
50	170	0,122	0,130	30	160	0,120	-0,150
50	180	0,133	0,141	30	170	0,134	-0,149
50	-170	0,140	0,142	30	180	0,130	-0,157
50	-160	0,146	0,135	30	-170	0,137	-0,144
50	-150	0,141	0,125	30	-160	0,145	-0,114
50	-140	0,112	0,109	30	-150	0,141	-0,068
45	150	0,113	-0,050	30	-140	0,122	-0,023
45	160	0,144	-0,009	30	-130	0,095	-0,008
45	170	0,157	0,033	25	150	0,066	-0,164
45	180	0,162	0,056	25	160	0,092	-0,163
45	-170	0,165	0,068	25	170	0,099	-0,173
45	-160	0,167	0,071	25	180	0,087	-0,185
45	-150	0,158	0,071	25	-170	0,087	-0,179
45	-140	0,133	0,068	25	-160	0,099	-0,149
40	-170	0,172	-0,007	25	-150	0,108	-0,094
40	-160	0,173	0,007	25	-140	0,105	-0,047
40	-150	0,164	0,019	25	-130	0,088	-0,022
40	-140	0,136	0,032				

Таблица 2.8

Коэффициенты корреляции между значениями индексов NPO и индексами, характеризующими основные закономерности изменений поля давления и меридиональных переносов над северной частью Тихого океана ($r_{99\%} = \pm 0.26$)

Индексы	NPO1	NPO2	NPO3	NPO4	NPO _{об}
ГК1 Pa	0.08	0.21	0.01	-0.48	-0.05
ГК2 Pa	-0.89	-0.56	-0.90	-0.59	-0.89
АО	0.47	0.16	0.64	0.60	0.49
КО	-0.51	0.08	-0.55	-0.65	-0.58

Из табл. 2.8 видно, что индексы NPO1, NPO3 и NPO_{об} одинаково хорошо отражают динамику второй главной компоненты разложения на ЕОФ поля давления над северной частью Тихого океана. Это наглядно демонстрирует и рис. 2.4. Первая главная компонента разложения поля давления имеет единственный значимый коэффициент корреляции с индексом NPO4, который определяется по разности давления в центрах гонолульского максимума и алеутского минимума давлений.

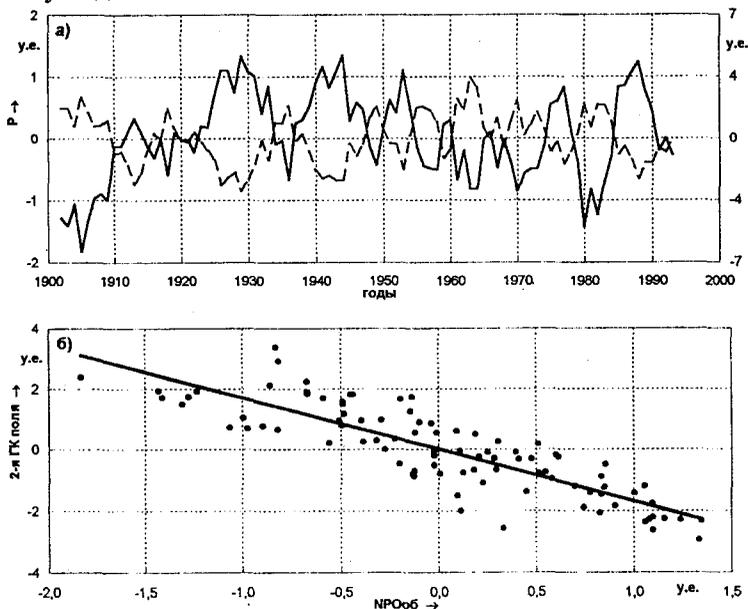


Рис. 2.4. Сопоставление значений индекса NPO_{об} и второй главной компоненты разложения поля давления над северной частью Тихого океана (а) и их график связи (б).

Чтобы ответить на вопрос, насколько эффективно индексы NPO отражают меридиональные переносы воздушных масс к западу и востоку от области расположения алеутского минимума давления, в качестве характеристик таких переносов, по аналогии с Северной Атлантикой [10], были приняты средние разности давления по параллели 55° с.ш. Интенсивность меридиональных переносов в районе Аляски определялась как средняя за зиму разность давления между точками с координатами 55° с.ш. 140° з.д. и 55° с.ш. и 160° з.д.

Определенный таким образом индекс был назван Аляскинским колебанием (АО). К западу от алеутского центра действия атмосферы (район Камчатского п-ова) интенсивность меридиональных переносов определялась как средняя за зиму разность давления между точками с координатами 55° с.ш. 180° в.д. и 55° с.ш. 160° в.д. Этот индекс получил название Камчатское колебание (КО).

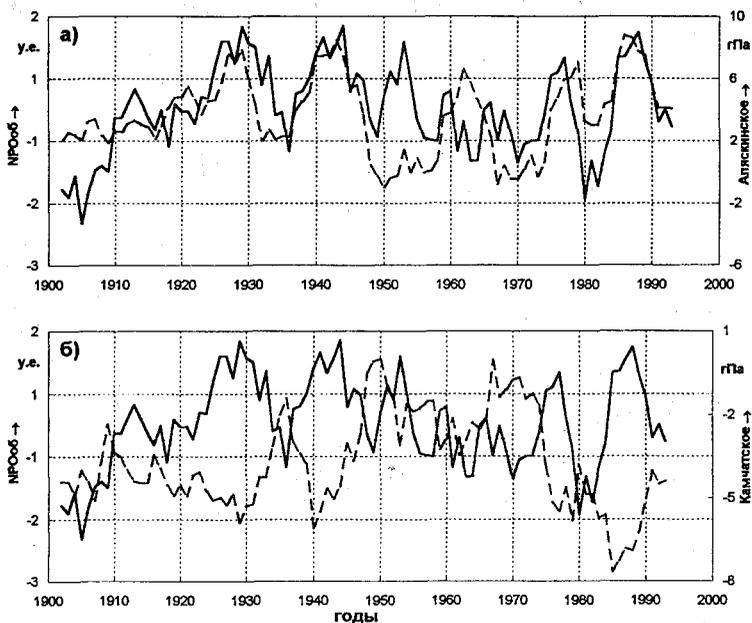


Рис. 2.5. Сопоставление значений индекса NPO 3 с индексами АО (а) и КО (б), характеризующими меридиональные переносы в районе Аляски и Камчатки.

Табл. 2.8 и рис. 2.5 демонстрируют достаточно хорошую связь динамики индекса Северо-Тихоокеанского колебания и интенсивности меридиональных переносов по обе стороны Тихого океана. Увеличению индекса NPO соответствуют рост положительных значений индекса АО и отрицательных значений индекса КО, т.е. увеличение переноса воздушных масс с юга на север в восточной части Тихого океана и с севера на юг в его западной части.

Таким образом, при увеличении индекса Северо-Тихоокеанского колебания происходит усиление всего гигантского циклонического вихря в северной части Тихого океана.

Непосредственная связь между индексами АО и КО, отражающими интенсивность меридиональных переносов на северо-западе и северо-востоке Тихого океана, достаточно высокая ($r = -0.78$) и даже выше, чем это имело место для Северной Атлантики между соответствующими индексами ЕСО и НЕО ($r = -0.51$). Рис. 2.6 демонстрирует эту связь достаточно убедительно.

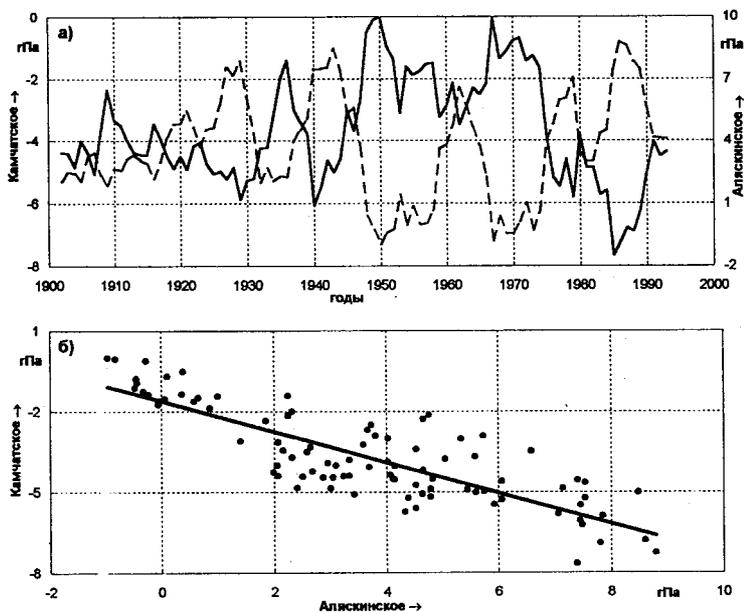


Рис. 2.6. Сопоставление значений индексов АО и КО за 1900–1995 гг. (а) и их график связи (б).

В табл. 2.9, где приведены средние за 10-летия значения индексов АО и КО, обращает на себя внимание то, что 50-е и 60-е годы XX столетия характеризуются наиболее низкими по абсолютной величине разностями давления как на западе, так и на востоке северной части Тихого океана. В эти годы меридиональные переносы воздушных масс к северу на востоке и к югу на западе океана были ослаблены до минимума. Напротив, 80-е годы характеризовались наиболее сильными меридиональными переносами по обе стороны океана за все XX столетие. Такое усиление меридиональных переносов, по видимому, связано с тем, что именно в 80-е годы гонолульский максимум занимал крайнее за все столетие северо-восточное положение (см. табл. 1.6) и меридиональная составляющая циркуляции атмосферы в этом регионе должна была усилиться.

Таблица 2.9

Средние за 10-летия значения индексов Аляскинского (АО) и Камчатского (КО) колебаний

Годы	АО	КО
1901–1910	2.4	-4.1
1911–1920	3.7	-4.5
1921–1930	5.4	-4.5
1931–1940	3.6	-3.8
1941–1950	4.4	-2.8
1951–1960	1.2	-2.3
1961–1970	3.0	-2.1
1971–1980	2.9	-2.9
1981–1990	6.1	-6.3
1991–1995	4.1	-4.4

В заключение этого раздела можно констатировать, что индексы NPO_{03} и NPO_{06} хорошо отражают динамику барического поля в северной части Тихого океана и меридиональные переносы воздушных масс по обе стороны океана. Это позволяет с учетом результатов предыдущего раздела отдать предпочтение именно этим двум индексам и особенно индексу NPO_{03} , как наиболее просто определяемому.

2.3. Временные закономерности межгодовой изменчивости Северо-Тихоокеанского колебания

Для выявления временных закономерностей межгодовой изменчивости Северо-Тихоокеанского колебания был выполнен спектральный анализ индексов NPO_{O3} и NPO_{O6} , которые, как было показано ранее, наилучшим образом отражают многолетние изменения интенсивности зональной и меридиональной циркуляции атмосферы над Северной частью Тихого океана. Спектры индексов NPO_{O3} и NPO_{O6} представлены на рис. 2.7.

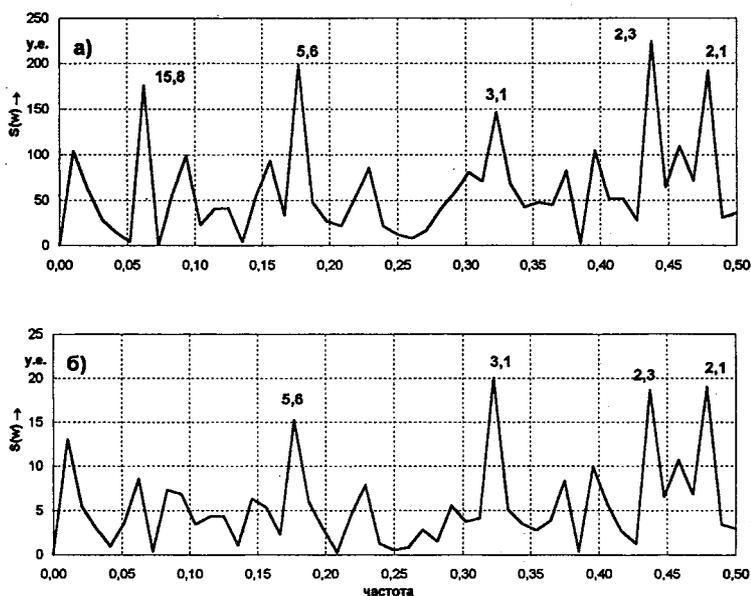


Рис. 2.7. Спектры рядов NPO_{O3} (а) и NPO_{O6} (б).

Приведенные спектры не совсем идентичны, но на обоих самыми заметными являются пики на периодах 2–3 года, 5.6 года и около 16-и лет. Если сравнить полученные результаты с закономерностями изменчивости Северо-Атлантического колебания, то можно заметить, что изменения с периодом 2–3 года характерны для обоих индексов NPO и NAO . В динамике обоих индексов наблюдается и вариация с периодом 16–19 лет. Главное отличие временной структуры NPO и

NAO состоит в том, что в Северо-Атлантическом колебании основной, преобладающей над другими, является периодичность в 7.8 года, а в Северо-Тихоокеанском колебании основная периодичность 5.6 года. Еще более ярко, чем в NPO, вариация с периодом в 5.6 года выражена в динамике Камчатского колебания (рис. 2.8).

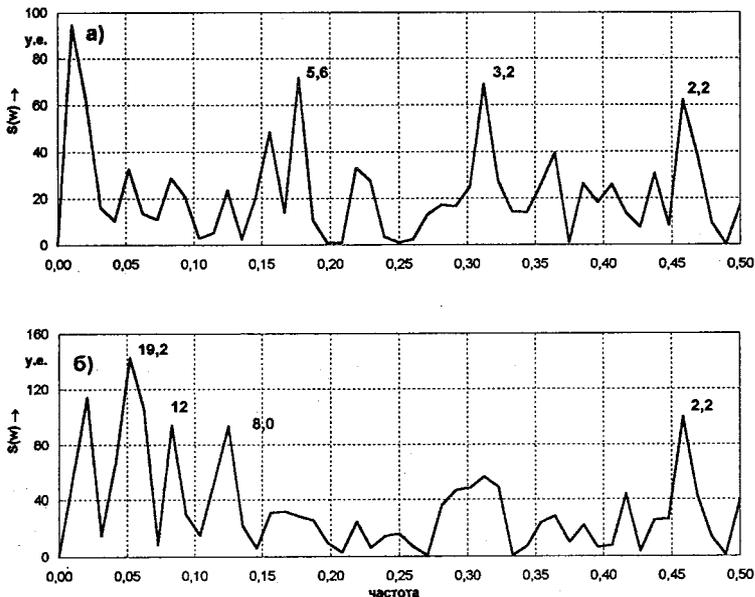


Рис. 2.8. Спектры рядов КО (а) и АО (б).

В зональных градиентах давления в восточном секторе Северо-Тихоокеанского бассейна она отсутствует вообще, здесь проявляется изменчивость с периодом около 8 лет, более свойственная Северо-Атлантическому и Арктическому регионам.

Столь заметное проявление в динамике индекса Северо-Тихоокеанского колебания именно периодичность 5–6 лет, по видимому, является следствием того, что она вообще свойственна динамике атмосферы Тихоокеанского региона Земли. Так в изменениях Южного колебания (SOI) эта периодичность является основной и полностью преобладает над другими значимыми частотами спектра (рис. 2.9).

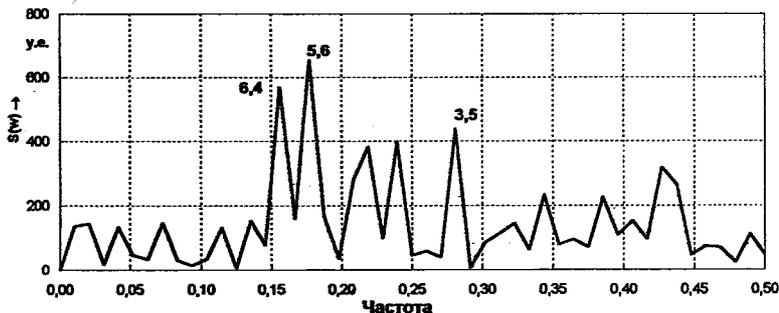


Рис. 2.9. Спектр ряда индекса Южного колебания – SOI (январь).

Возникновение колебания с периодом 7–8 лет в Северной Атлантике, как было показано нами [10], связано с наличием автоколебания в системе циркуляции атмосферы и океана в Северной Атлантике и Арктическом бассейне и во многом определяется изменениями объемов выноса льда из Северного Ледовитого океана в Северо-Европейский бассейн через пролив Фрама. Северная часть Тихого океана не имеет такой открытой связи с Северным Ледовитым океаном, как Северная Атлантика, и поэтому структура изменчивости циркуляции ее атмосферы и вод океана полностью формируется в результате взаимодействия океана и атмосферы во фронтальных зонах непосредственно в самом Северо-Тихоокеанском регионе.

Тенденции в многолетней изменчивости циркуляции атмосферы над северной частью Тихого океана в виде линейных трендов изменений индексов NPO_3 , $NPO_{об}$, а также Камчатского и Аляскинского колебаний представлены на рис. 2.10, а в табл. 2.10 приведены значения величины трендов и стандартные отклонения изменений рассматриваемых индексов за 96 лет. И рисунок, и данные таблицы свидетельствуют об отсутствии линейного тренда в динамике циркуляции атмосферы в северной части Тихого океана в XX столетии. Этот результат соответствует тому, что было получено нами ранее при анализе трендов интенсивности циркуляции атмосферы в Северной Атлантике примерно за тот же период [10]. Это позволяет утверждать, что в изменениях интенсивности циркуляции атмосферы в целом в северном полушарии в XX столетии отсутствовал какой-либо выраженный линейный тренд.

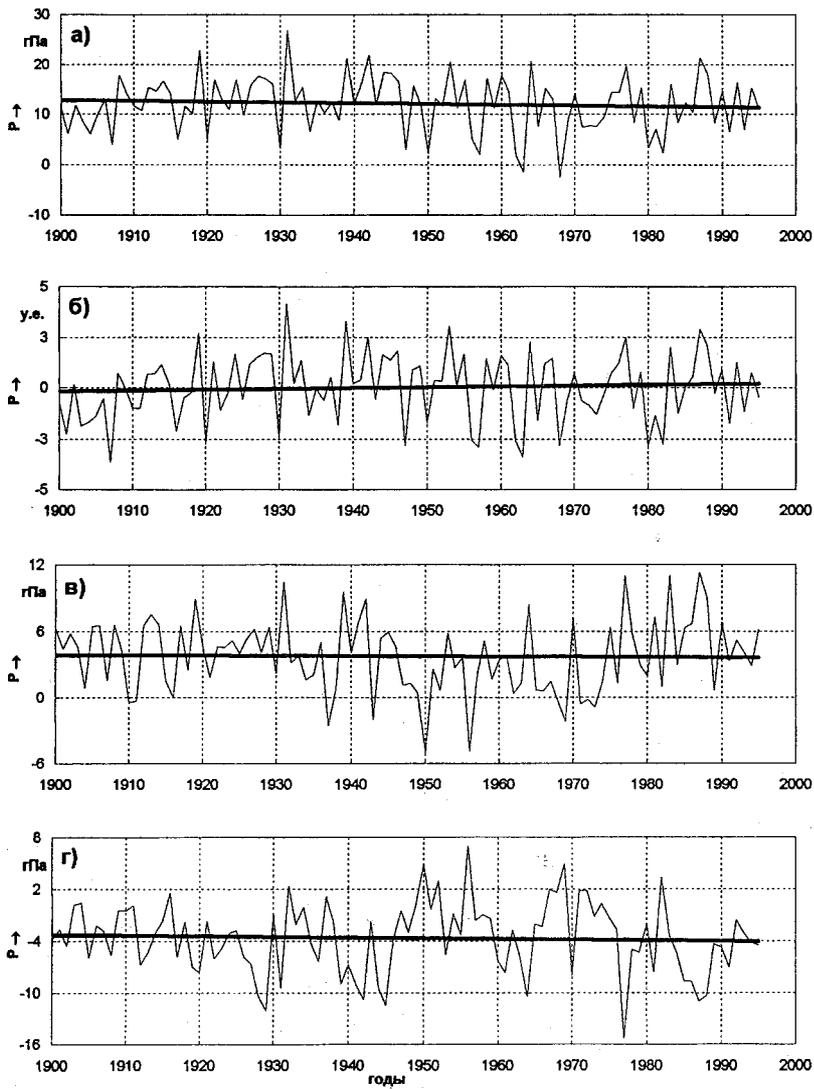


Рис. 2.10. Линейные тренды рядов NPO_3 (а), $NPO_{об}$ (б), КО (в) и АО (г).

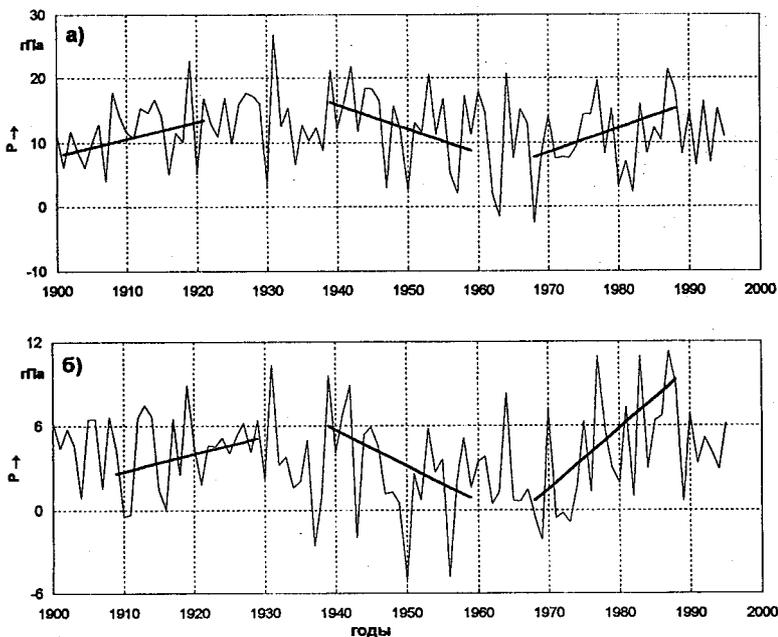


Рис. 2.11. Значения индексов NPO3 (а) и КО (б) с выделенными на них экстремальными трендами за 21-летний промежуток времени в XX столетии.

Таблица 2.10

Средние значения, стандартные отклонения и величины линейных трендов индексов NPO3, NPO_{об}, КО, АО за период 1900–1995 гг.

Индекс	Среднее	Стандартное Отклонение	Тренд за 96 лет
NPO3 гПа	12.0	5.6	1.3
NPO _{об} у.е.	0	1.7	0.4
КО гПа	-3.8	3.3	0.2
АО гПа	3.7	4.1	0.8

Однако, если рассматривать более короткие временные промежутки, то можно отметить четко выраженную тенденцию в увеличении индекса Северо-Тихоокеанского колебания с начала XX в. к 20–30-м годам. С начала 40-х годов и вплоть до конца 60-х годов наблюдалась выраженная тенденция снижения интенсивности циркуляции атмосферы, после чего в 70-е годы тренд вновь изменил

свой знак. Если рассматривать отдельные временные промежутки длительностью 21 год, то максимальный положительный тренд в изменениях интенсивности циркуляции атмосферы над северной частью Тихого океана наблюдался в начале века, с 1901 по 1921 г. В середине века, с 1939 по 1959 г. наблюдался максимальный отрицательный тренд, который в самом конце 60-х годов вновь стал положительным. На рис. 2.11 приведены значения NPO3 и КО с выделенными 21-летними отрезками времени с максимальными положительными и отрицательными трендами в текущем столетии. Полученные результаты позволяют предполагать наличие в изменениях интенсивности циркуляции над северной частью Тихого океана долгопериодного колебания длительностью около 60–70 лет. Кстати, анализ самого длинного по времени индекса Северо-Атлантического колебания NAO (132 года) также выявил наличие колебания с периодом около 60 лет. Поэтому можно с достаточной долей уверенности предполагать, что в изменениях интенсивности циркуляции атмосферы северного полушария Земли существует вариация с периодом около 60 лет.

В заключение можно еще раз отметить, что структуры изменчивости индексов Северо-Тихоокеанского и Северо-Атлантического колебаний близки между собой, за исключением одного главного отличия: в Северо-Атлантическом колебании превалирует вариация с периодом в 7.8 года, а в Северо-Тихоокеанском в 5.6 года.

Глава 3. СЕВЕРО-ТИХООКЕАНСКОЕ КОЛЕБАНИЕ И ДИНАМИКА КЛИМАТА В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Северо-Тихоокеанский регион не столь климатически динамичен как Северная Атлантика, что определяется двумя существенными отличиями между ними. Первым отличием от Атлантики является наличие мощной гряды Кордильер на востоке региона, которая препятствует западно-восточному переносу воздушных масс, а также наличие достаточно высоких хребтов на восточном побережье Азии и севере региона (Аляскинский хребет и хребет Брука на Аляске и Корякское и Чукотское нагорье на Чукотке). Другим отличием является то, что в зимний период над восточной Сибирью, Арктическим бассейном и Канадой образуются стационарные антициклоны, которые существенно влияют на интенсивность меридиональных потоков вдоль как западного, так и восточного побережий океана и их межгодовую динамику. Поэтому вряд ли можно ожидать, что индекс Северо-Тихоокеанского колебания, рассчитанный нами по аналогии с Северо-Атлантическим, будет столь же показателен с точки зрения формирования пространственных и временных закономерностей климатических аномалий в северотихоокеанском регионе в XX столетии.

3.1. Температура воздуха, осадки, речной сток

Данные по температуре воздуха, которыми мы располагали, позволяют проследить их многолетнюю динамику практически за все последнее столетие от Камчатки до южного тихоокеанского побережья США. В табл. 3.1 приведены средние за 10-летия значения среднегодовой температуры воздуха, осредненные по отдельным районам Камчатки, Чукотки и Аляски, рассчитанные в Арктическом и Антарктическом научно-исследовательском институте, а также отдельно по северной и южной частям побережья Канады и США [33]. Длительность рядов составляла от 60 лет по районам Чукотки и Аляски и до 92 лет для районов по побережью Северной Америки. На рис. 3.1 приведен ход значений температуры воздуха для трех районов: Чукотки, северной части побережья Канады и северной части побережья США.

Таблица 3.1.
Средние за 10-летия значения температуры воздуха (°С) для различных районов северной части Тихого океана

Годы	Камчатка	Чукотка	Аляска	Северное побережье Канады	Южное побережье Канады	Северное побережье США	Южное побережье США
1901-1910	-	-	-	-0.33	-0.16	-0.14	-0.13
1911-1920	-	-	-	-0.05	-0.18	-0.41	-0.44
1921-1930	1.1	-	-	0.22	0.05	-0.31	-0.22
1931-1940	0.5	-10.0	-4.1	0.04	0.46	0.05	0.10
1941-1950	0.5	-10.6	-4.6	0.78	0.05	-0.10	-0.31
1951-1960	0.6	-10.5	-5.0	0.15	0.03	0.02	-0.08
1961-1970	1.3	-10.8	-5.1	-0.16	0.16	0.11	0.06
1971-1980	1.2	-10.9	-4.8	0.01	-0.19	0.11	0.23
1981-1990	2.2	-10.3	-4.0	0.94	0.44	0.44	0.54
1991-1900	-	-10.1	-3.8	-	-	-	-

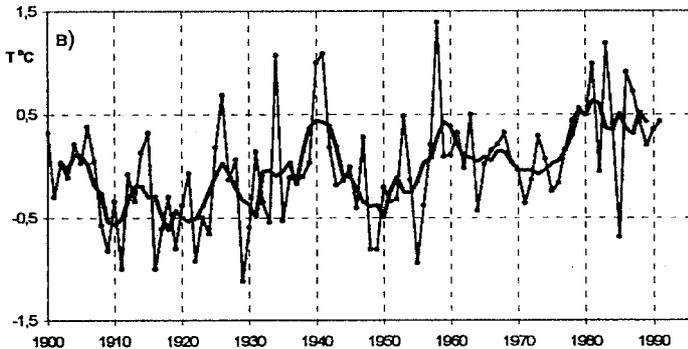
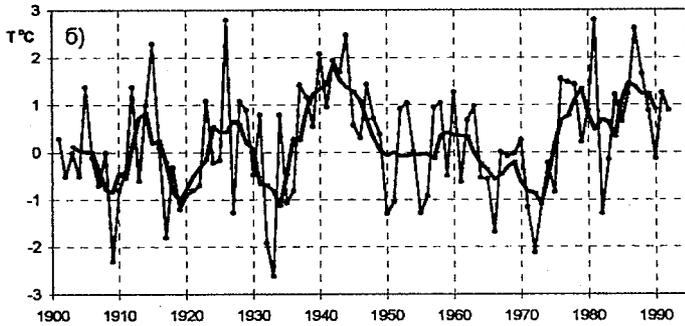
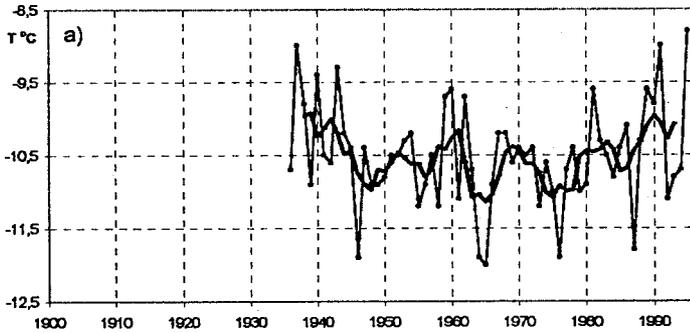


Рис. 3.1. Изменения температуры воздуха для трех районов северной части Тихого океана: Чукотки (а), северной части побережья Канады (б), Северной части побережья США (в) (жирной линией показаны 5-летние скользящие средние).

Практически во всех рассматриваемых районах температура воздуха незначительно росла с начала XX в. вплоть до 90-х годов. В 30–40-е годы во всех рассматриваемых районах, за исключением Камчатки, наблюдался первый максимум температуры. После него, в 60–70-е годы имело место снижение температуры воздуха. На Камчатке же в 30–40-е годы наблюдался минимум температуры и ее рост во все последующие десятилетия. Второй максимум температуры воздуха был достигнут в последние два десятилетия XX века.

Таким образом, в отличие от Северной Атлантики на севере Тихого океана не наблюдается сколько-нибудь заметная западно-восточная оппозиция в многолетних изменениях температуры воздуха. Только для Камчатки в 30–40-е годы наблюдалась некоторая оппозиция с остальными районами северной части Тихого океана. Температура воздуха в целом для северотихоокеанского региона имеет многолетний ход, достаточно схожий с тем, что и на северо-востоке Северной Атлантики (рис. 3.2), но изменяющийся в противофазе. По-видимому, отсутствие оппозиции связано с тем, что на циркуляцию атмосферы и гидросферы в этом регионе не оказывают столь заметного влияния водные и воздушные массы с Северного Ледовитого океана, существенно влияющие на формирование циркуляции вод и атмосферы в Северной Атлантике и создающие, давно замеченную там, западно-восточную оппозицию в характеристиках климата.

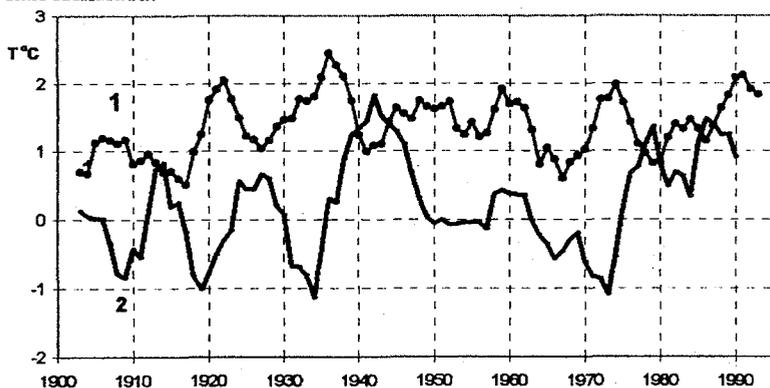


Рис. 3.2. Сопоставление изменений 5-летних скользящих средних значений температуры воздуха на ст. Варде (северная Норвегия) (1) и северном тихоокеанском побережье Канады (2).

Скорее всего по той же самой причине и трендовые составляющие в изменениях температуры воздуха на севере Тихого океана выражены значительно слабее. Так, на Чукотке тренд в изменениях температуры воздуха за последние 60 лет отсутствует (рис. 3.3а). На Аляске за те же годы он составил $+0.7^{\circ}\text{C}$. На северном побережье Канады за 90 лет он равен $+0.8^{\circ}\text{C}$, а за последние 60 лет отсутствует (рис. 3.3б). То же мы наблюдаем и на южном побережье Канады. На северном и южном побережьях США за 90 лет тренд составил $+0.7^{\circ}\text{C}$, а за последние 60 лет он был в 1.5 раза меньше (рис. 3.3в). И во всех случаях эти величины трендов заметно ниже стандартных отклонений изменчивости температуры воздуха за рассматриваемый промежуток времени.

Только для района Камчатки можно говорить о значимой положительной величине тренда в изменениях температуры воздуха. Такие результаты соответствуют и отсутствию сколько-нибудь заметных трендов в изменениях индексов циркуляции атмосферы в северной части Тихого океана в XX столетии.

Чтобы оценить, насколько связаны климатические изменения температуры воздуха с индексами, характеризующими атмосферную циркуляцию в северотихоокеанском регионе, обратимся к табл. 3.2, где приведены коэффициенты корреляции между изменениями индексов циркуляции и температуры воздуха, рассмотренных ранее районов. Результаты таблицы оказались во многом неожиданными. Прежде всего обращает на себя внимание отсутствие связи между изменениями температуры воздуха и индексами NPO_3 и NPO_{06} . Наиболее высокая связь изменений температуры воздуха на всем побережье Северной Америки наблюдается непосредственно с изменениями давления в центре алеутской депрессии, в меньшей степени с изменениями давления в центре гонолульского максимума давления и динамикой Камчатского и Алеутского колебаний.

В связи с тем, что индексы Камчатского и Алеутского колебаний оказались более информативными с точки зрения динамики температуры воздуха, был рассчитан дополнительный индекс $\text{NPO}_{06}2$, который представляет собой первую главную компоненту разложения изменений индексов NPO_3 , KO и AO . Однако и он оказался менее информативным для динамики температуры воздуха по сравнению с давлением в центре алеутской депрессии.

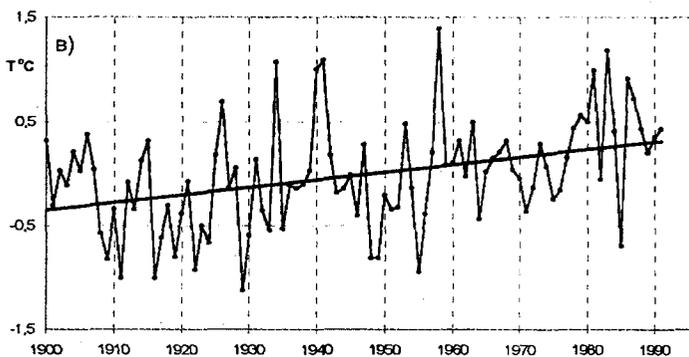
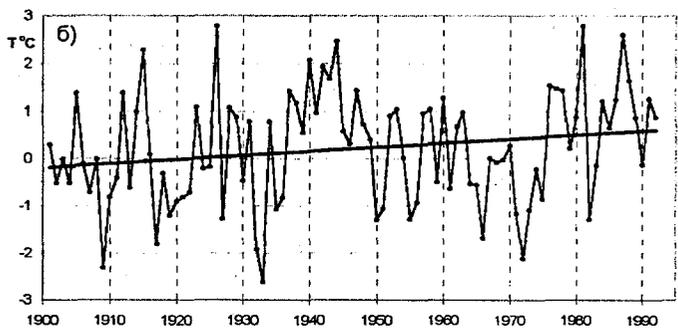
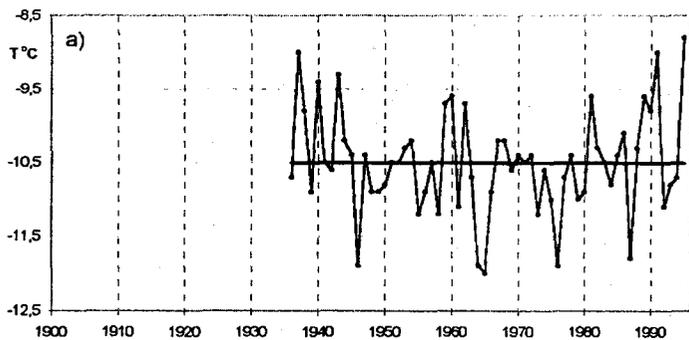


Рис. 3.3. Линейные тренды изменений среднегодовой температуры воздуха: на Чукотке (а), северной части побережья Канады (б), северной части побережья США (в).

Коэффициенты корреляции между различными индексами циркуляции атмосферы в северной части Тихого океана и среднегодовой температурой воздуха в среднем по отдельным районам

Район, длина ряда	Давление в центре алеутской депрессии	Давление в центре гонолульского максимума давления	NP03	NP06	KO	AO	NP06 2
Камчатка, 66 лет	-0.06	-0.13	-0.06	0.22	0.15	0.10	
Чукотка, 60 лет	0.10	0.04	-0.24	0.15	-0.03	-0.16	
Аляска, 60 лет	-0.01	0.13	-0.14	-0.21	0.20	0.11	
Север Тихоокеанского побережья Канады, 92 г.	-0.38**	-0.12	0.14	-0.26*	0.42***	0.31**	
Юг Тихоокеанского побережья Канады, 92 г.	-0.38**	-0.20*	0.15	0.18	-0.33**	0.31**	
Север Тихоокеанского побережья США, 92 г.	-0.30**	-0.25*	-0.05	0.01	-0.20*	0.12	
Юг Тихоокеанского побережья США, 92 г.	-0.32**	-0.34**	-0.14	-0.06	-0.17	0.07	
Сглаженные по 5-летиям значения							
Камчатка	0.0	-0.07	-0.19	-0.17	-0.28*	0.23	0.16
Чукотка	-0.33**	-0.08	0.19	0.07	-0.35**	0.25*	0.30*
Аляска	-0.58***	-0.46***	0.23	0.12	-0.69***	0.53***	0.57***
Север Тихоокеанского побережья Канады	-0.73***	-0.46***	0.45***	0.43***	-0.53***	0.68***	0.65***
Юг Тихоокеанского побережья Канады	-0.61***	-0.34***	0.28**	0.31**	-0.49***	0.62***	0.55***
Север Тихоокеанского побережья США	-0.54***	-0.56***	0.13	0	-0.29**	0.31**	0.21*
Юг Тихоокеанского побережья США	-0.52***	-0.54***	-0.13	-0.04	-0.37***	0.30**	0.22*

Примечание: Знак «*» — уровень обеспеченности 95%, «**» — 99%, «***» — 99,9%

С учетом того, что в динамике алеутской депрессии и, как следствие, в многолетней изменчивости Северо-Тихоокеанского колебания преобладают долгопериодные составляющие с периодами более 5–6 лет, были рассчитаны коэффициенты корреляции между 5-летними скользящими средними значениями индексов циркуляции и температуры воздуха (табл. 3.2). В этом случае ситуация заметно изменилась. Практически во всех районах, за исключением Камчатки, изменения температуры воздуха оказались значимо связанными с индексами циркуляции $NPO_{об2}$, КО, АО и давлением в центре алеутской депрессии. При этом знак связи температуры воздуха для всех районов с изменениями давления в центре алеутского минимума отрицательный. Это свидетельствует о том, что с углублением минимума давления и увеличением индекса циркуляции температура воздуха растет на всем побережье Северной Америки и Чукотки. На рис. 3.4 приведено

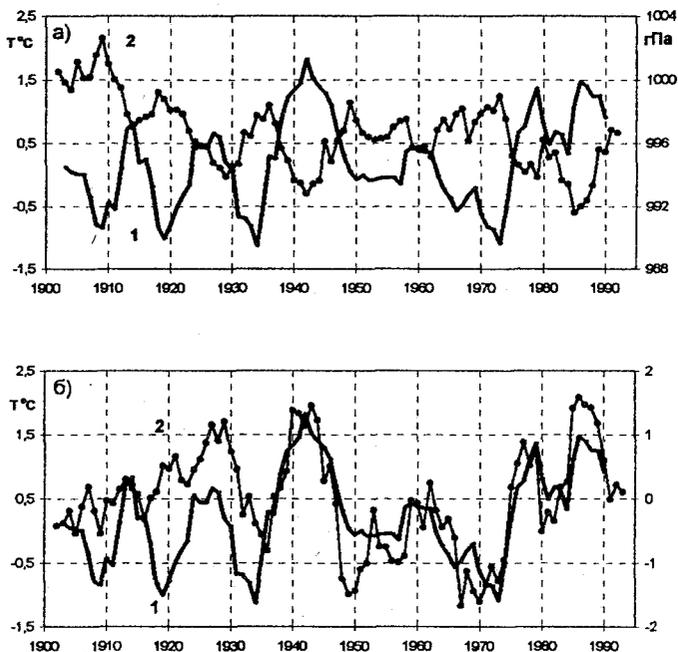


Рис. 3.4. Сопоставление 5-летних скользящих средних значений среднегодовой температуры воздуха на севере тихоокеанского побережья Канады (1) с изменениями давления – (2) в центре Алеутской депрессии (а) и с изменениями индекса $NPO_{об2}$ (б).

сопоставление изменений температуры воздуха на севере тихоокеанского побережья Канады с изменениями давления в центре алеутской депрессии и индекса NPO_{062} , которое наглядно подтверждает сказанное выше. Наиболее тесная связь между изменениями индексов циркуляции атмосферы и температуры воздуха имеет место для Аляски и побережья Канады. Физически это понятно, ибо усиление циркуляции атмосферы над северной частью Тихого океана приводит к увеличению выноса теплых воздушных масс на Чукотку, Аляску и побережье Северной Америки. Камчатка же, по-видимому, находится в зависимости от других процессов, таких, например, как интенсивность муссонной циркуляции. Не исключено влияние на динамику температуры воздуха на Камчатке, особенно в холодную половину года, Сибирского максимума давления.

Интересно было также проанализировать, как изменения температуры воздуха рассматриваемого региона связаны с Южным колебанием. Однако результаты расчетов показали, что вычисленные коэффициенты корреляции между изменениями индекса $SOI_{янв}$ и значений температуры воздуха во всех случаях оказались значительно меньше 95%-уровня значимости. Таким образом, можно прийти к заключению, что на формирование температуры воздуха на севере и северо-востоке северной части Тихого океана основное воздействие оказывает интенсивность циркуляции атмосферы в этом регионе и в первую очередь интенсивность алеутской депрессии. Выраженность алеутской депрессии, по-видимому, является важнейшим индексом атмосферной циркуляции на большей территории рассматриваемого региона, поскольку температура воздуха даже в Гонолулу, т.е. непосредственно вблизи расположения гонолульского максимума давления, значимо связана именно с давлением в центре алеутской депрессии и изменяется в противофазе с изменениями ее интенсивности (рис. 3.5). С изменениями давления в центре гонолульского антициклона она связана заметно слабее.

В табл. 3.3 приведены коэффициенты корреляции между различными индексами циркуляции атмосферы и осадками по отдельным районам Северной Америки [33] и суммарным стоком рек с трех территорий, примыкающих к северной части Тихого океана. Коэффициенты корреляции приведены сразу для 5-летних

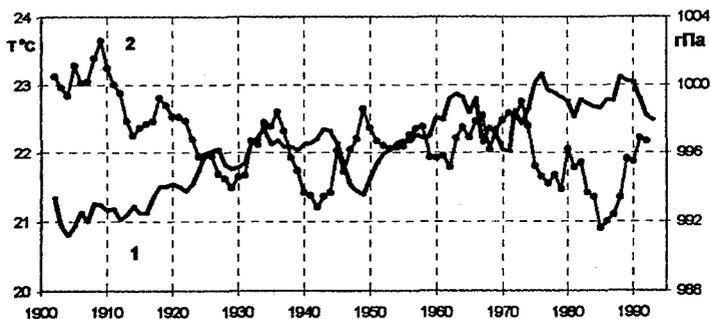


Рис. 3.5. Сопоставление 5-летних скользящих средних значений среднегодовой температуры воздуха на ст. Гонолулу (1) и давления в центре алеутской депрессии (2).

скользящих средних. Результаты таблицы указывают на заметную связь осадков с индексами циркуляции. Однако, в отличие от температуры воздуха осадки оказались более тесно связаны с индексами, характеризующими переносы воздушных масс, и в частности с индексом NPO_{062} . Интересно также, что в отличие от температуры воздуха в динамике осадков наблюдается противофазность в направлении север–юг. Если на Аляске с увеличением индекса Северо-Тихоокеанского колебания количество осадков растет, то на южном побережье Канады и всем побережье США оно уменьшается (рис. 3.6). Сток же в целом с территории Северной Америки в Тихий океан с увеличением индекса Северо-Тихоокеанского колебания уменьшается, что связано, как показали наши расчеты, с уменьшением стока таких рек, как Фрейзер, Колумбия, Колорадо и др. Наоборот, сток рек с территории Китая в Тихий океан растет с увеличением индекса Северо-Тихоокеанского колебания, хотя эта связь выражена заметно слабее.

Таким образом, осадки, в отличие от температуры воздуха, имеют пространственные закономерности, сходные с теми, которые так четко проявляются в регионе Северной Атлантике, а именно: асинфазность в направлении север–юг и восток–запад.

Коэффициенты корреляции между различными индексами циркуляции атмосферы и осадками по отдельным районам северо-тихоокеанского региона (пятилетние скользящие средние)

Район, Длина ряда	Давление в центре алеутской депрессии	Давление в центре гонолульского максимума давления	НРОЗ	НРО ₀₆	КО	АО	НРО ₀₂
Аляска, 41 год	-0.60***	-0.16	0.37*	0.29	-0.72***	0.67***	0.71***
Север Тихоокеанского побережья Канады, 54 г.	-0.25	0.01	0.04	0.03	-0.30	0.35*	0.28
Юг Тихоокеанского побережья Канады, 82 г.	0.05	-0.07	-0.59***	-0.45***	0.15	-0.29**	-0.35***
Север Тихоокеанского побережья США, 92 г.	0.19	-0.03	-0.55***	-0.34***	0.50***	-0.57***	-0.61***
Юг Тихоокеанского побережья США, 92 г.	0.23*	-0.38***	-0.09	-0.43***	-0.24*	-0.01	0.07
Сток							
С территории Северной Америки в Тихий океан, 65 л	0.48***	0.34***	-0.43***	-0.43***	0.42***	-0.34**	-0.44***
С территории Азии в Тихий океан, 65 л	0.23	0.40***	0.32**	0.25*	0.03	-0.03	0.07
С территории Китая в Тихий океан, 65 л	0.33**	0.25*	-0.02	-0.02	0.27*	-0.30*	-0.24*

Примечание: Знак «*» – уровень обеспеченности 95%, «**» – 99%, «***» – 99,9%

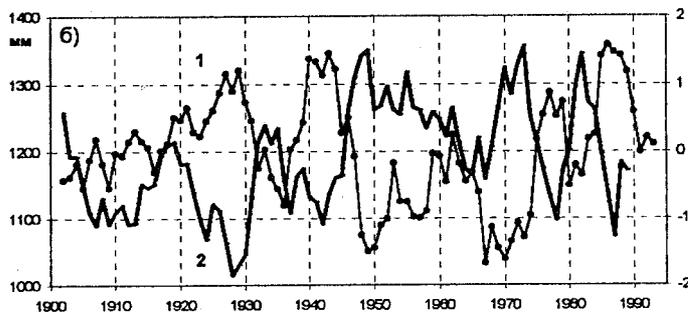
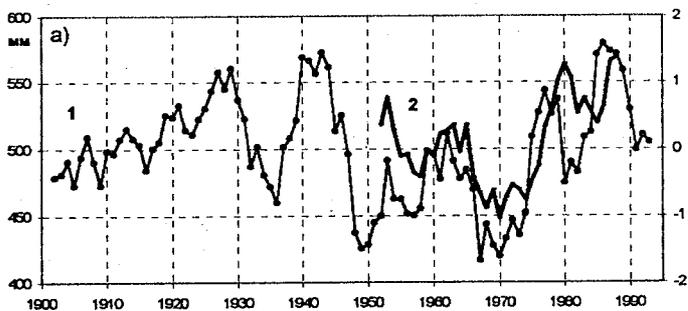


Рис. 3.6. Сопоставление 5-летних скользящих средних значений индекса Северо-Тихоокеанского колебания (1), годовых сумм осадков (2) на Аляске – (а) и северной части тихоокеанского побережья США – (б).

3.2. Гидрологические характеристики (температура воды, ледовитость)

Длительность рядов по температуре воды в северной части Тихого океана ограничивается в основном последним 50-летием XX века. Мы имели в своем распоряжении ряды по температуре воды за зимний период по трем зонам Тихого океана [26]: в зоне субарктического фронта (34° – 48° с.ш., 150° – 180° в.д.), зоне субтропического фронта (22° – 36° с.ш., 180° – 210° в.д.), тропической зоне (14° ю.ш.– 14° с.ш., 170° – 250° в.д.). Кроме того, мы располагали данными по гидрометеорологической станции Холмск на о. Сахалин (прибрежный район) и данными по температуре воды к западу от о. Ванкувер (юг Канады) [30].

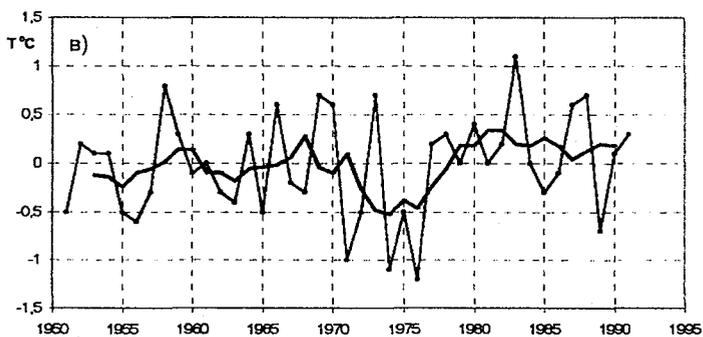
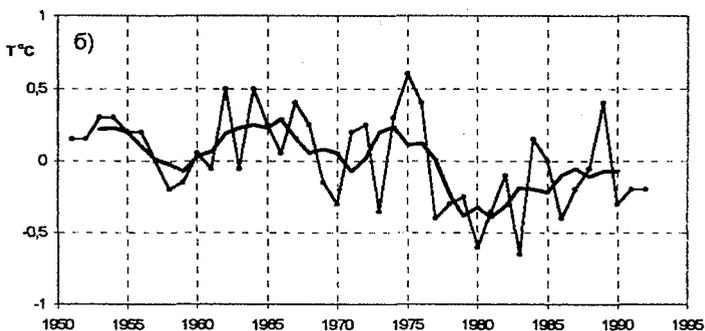
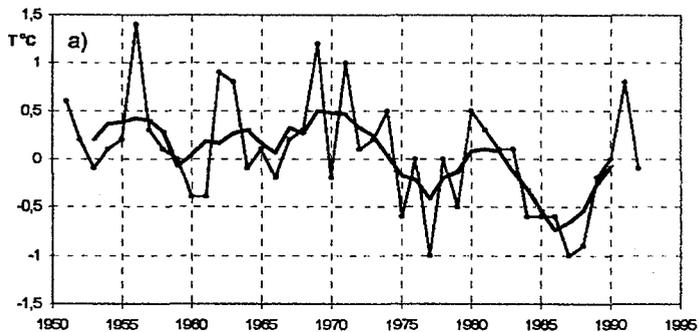


Рис. 3.7. Изменения температуры воды (аномалии) в трех зонах северной части Тихого океана: зоне субарктического фронта (а), зоне субтропического фронта (б), тропической зоне (в) (жирной линией показаны 5-летние скользящие средние значения).

На рис. 3.7 приведены изменения температуры воды (аномалии) для трех зон северной части Тихого океана, а в табл. 3.4 средние за 10-летия значения аномалий температуры по трем зонам и двум указанным выше пунктам. Обращает на себя внимание заметные отличия в динамике температуры воды в различных зонах. Между первой и второй зоной связь колебаний температуры воды невысока, но тем не менее имеет положительный знак. Между колебаниями температуры воды в первых двух зонах и в третьей зоне, наоборот, связь достаточно высокая и имеет обратный знак, о чем свидетельствует и рис. 3.8 а, на котором приведено сопоставление

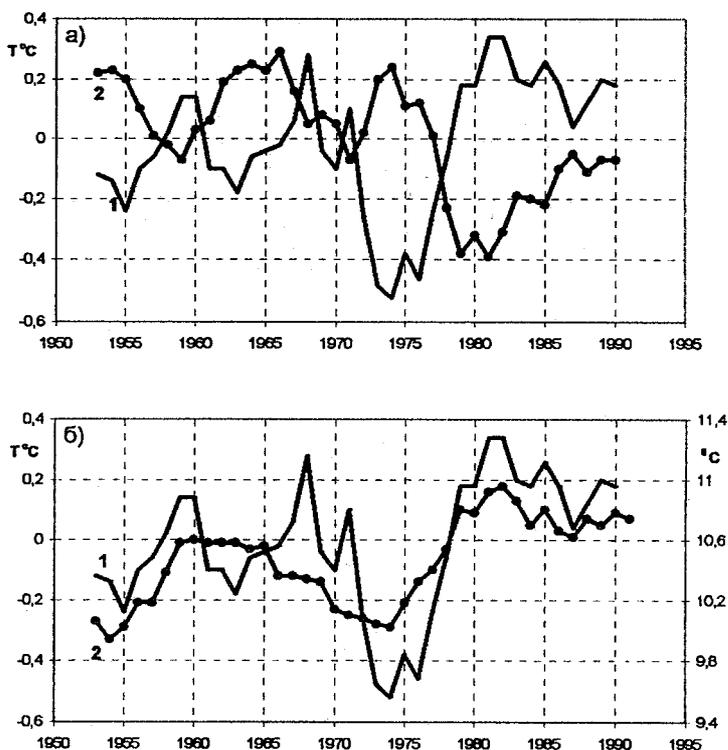


Рис. 3.8. Сопоставление 5-летних скользящих средних значений аномалий температуры воды в тропической зоне (1) и зоне субтропического фронта (2) – (а); у берегов юга Канады – (б).

5-летних скользящих средних значений температуры воды в зоне субтропического фронта и тропической зоне ($r = -0.64$). Изменения температуры воды у берегов о. Сахалин ближе к колебаниям температуры воды в зоне субарктического фронта, а у берегов юга Канады имеют хорошую связь с колебаниями температуры воды в тропической зоне (рис. 3.8 б).

Максимальных значений температура воды за рассматриваемый период времени в зонах субарктического и субтропического фронтов достигала в 60-е годы (табл. 3.4). В тропической зоне и у южных берегов Канады максимум температуры наблюдался в 80-е годы, когда в зонах субарктического и арктического фронтов имели место наиболее низкие значения температуры воды за весь рассматриваемый период времени. Интересно, что, как и в случае с температурой воздуха, наблюдается определенная связь между изменениями температуры воды в Северной Атлантике и в северной части Тихого океана. На рис. 3.9 приведено сопоставление 5-летних скользящих средних значений температуры воды в субарктической зоне Тихого океана и Большой банке у восточных берегов Канады. Значимая связь наблюдается и между долгопериодными колебаниями температуры воды у берегов Сахалина и на разрезе по Кольскому меридиану. Все это свидетельствует о существовании глобальных причин, формирующих динамику климата в Северной Атлантике и северной части Тихого океана.

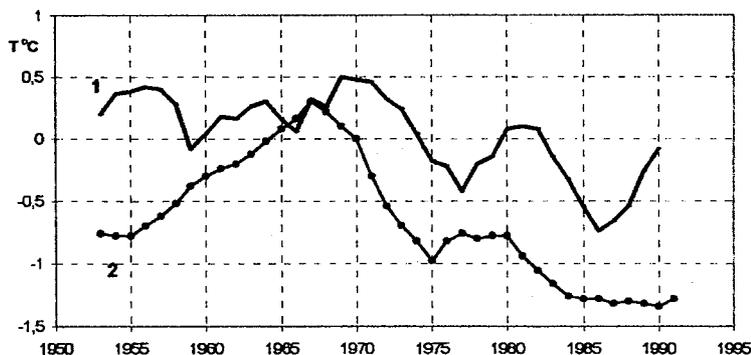


Рис. 3.9. Сопоставление 5-летних скользящих средних значений температуры воды в субарктической зоне Тихого океана (1), Большой банке у восточных берегов Канады (2).

Таблица 3.4

Средние за 10-летия значения аномалий температуры воды (°С)
в различных районах северной части Тихого океана

Г о д ы	Зона суб- арктиче- ского фронта	Зона суб- тропиче- ского фронта	Тропиче- ская зона	Прибреж- ный район у п. Холмск (Сахалин)	К западу от п. Ванкувер
1941–1950	–	–	–	–	–0.21
1951–1960	0.24	0.10	–0.05	0.05	–0.17
1961–1970	0.26	0.14	0.05	+0.10	0.07
1971–1980	0.02	–0.02	–0.27	–0.31	–0.10
1981–1990	–0.34	–0.24	0.16	0.18	0.41

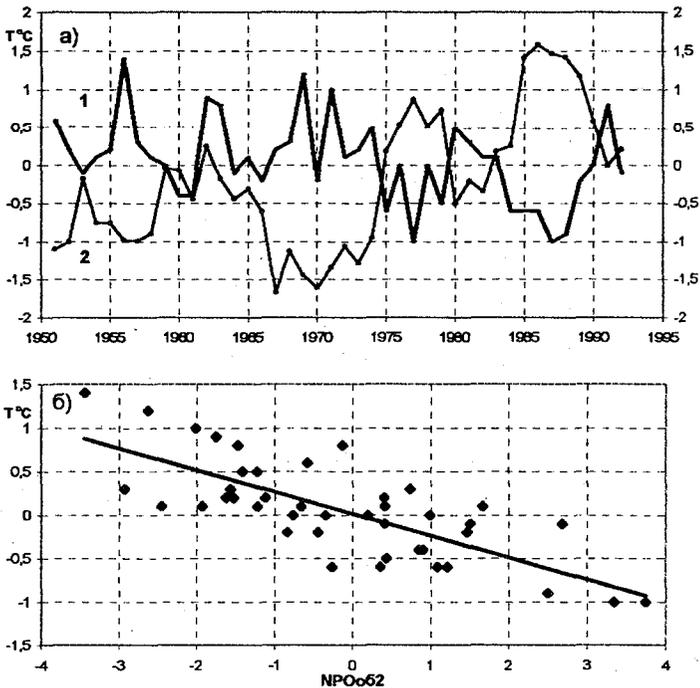


Рис. 3.10. Сопоставление аномалий температуры воды в субарктической зоне Тихого океана (1) с обобщенным индексом атмосферной циркуляции NPO_{062} (2) – (а) и их график связи – (б).

В табл. 3.5 приведены значения коэффициентов корреляции между изменениями индексов атмосферной циркуляции и температуры воды. Эти значения оказались в целом высокими, что свидетельствует о том, что между интенсивностью атмосферной циркуляции и динамикой температуры воды существует тесная функциональная связь. Это хорошо видно, например, из рис. 3.10 и 3.11. Особенно тесная связь наблюдается между динамикой температуры воды в зоне субарктического фронта и практически всеми индексами, характеризующими интенсивность циркуляции атмосферы в северотихоокеанском регионе.

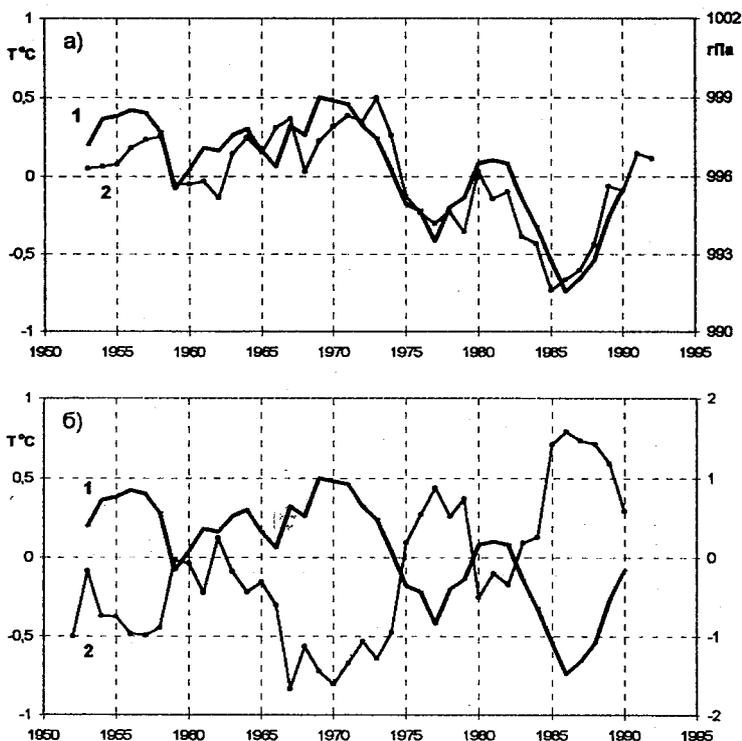


Рис. 3.11. Сопоставление 5-летних скользящих средних значений аномалий температуры воды (1) в зоне субарктического фронта с изменениями давления в центре алеутской депрессии (2) – (а) и значениями индекса Северо-Тихоокеанского колебания $NPO_{06} 2$ – (б).

Таблица 3.5
 Коэффициенты корреляции между различными индексами циркуляции атмосферы в северной части Тихого океана и температурой воды в различных районах северной части Тихого океана

Район, Длина ряда	Давление в центре алеутской депрессии	Давление в центре гонолульского максимума давления	NPO3	NPO _{об}	KO	AO	NPO _{об} 2	SOI _{инв.}
Зона субарктического фронта, 42 г	0.62***	-0.02	-0.61***	-0.61***	0.69***	-0.67***	-0.75***	0.28
Зона субтропического фронта, 42 г.	0.33*	0.45**	-0.04	-0.01	0.39**	-0.30*	-0.29	0.47**
Тропическая зона, 42 г.	-0.33*	-0.45**	0.32*	0.28	-0.44**	0.24	0.38**	-0.70***
Холмск, 42 г.	0.31*	0	-0.38**	-0.36*	0.17	-0.10	-0.25*	0.19
Ванкувер, 59 л.	-0.48***	-0.21	0.11	0.10	-0.55***	0.41***	0.42***	-0.32*
Сглаженные по 5-летиям значения								
Зона субарктического фронта	0.87***	0.02	-0.47**	-0.44**	0.84***	-0.80***	-0.82***	-
Зона субтропического фронта	0.51***	0.50***	0.08	0.18	0.50***	-0.30*	-0.30*	-
Тропическая зона	-0.44**	-0.49***	0.01	0.04	-0.33*	0.23	0.24	-
Холмск	0.32*	0.31*	-0.22	-0.25	0.23	-0.09	-0.20	-
Ванкувер	-0.58***	-0.43***	-0.13	-0.19	-0.60***	0.59***	0.45***	-

Примечание: Знак « * » – уровень обеспеченности 95%, « ** » – 99%, « *** » – 99,9%.

Данные табл. 3.5 свидетельствуют так же о том, что Южное колебание (SOI), которому приписывается в последнее время определяющее влияние на динамику климата в регионе Тихого океана и не только в этом регионе [2, 31, 37], никак не связано с изменениями температуры воды в зоне субарктического фронта. По мере смещения к югу связь между колебаниями индекса $SOI_{\text{явн.}}$ и температурой воды возрастает, и в тропической зоне можно считать, что колебания температуры воды и индекса $SOI_{\text{явн.}}$ идентичны. Но даже у берегов южной Канады колебания температуры воды более тесно связаны с такими индексами атмосферной циркуляции, как давление в центре алеутской депрессии, КО, АО и NPO_{062} . Поэтому наши результаты подтверждают выводы тех авторов, которые считают, что аномалии температуры воды в северной части Тихого океана линейно не зависят от SOI (ENSO) [20, 38].

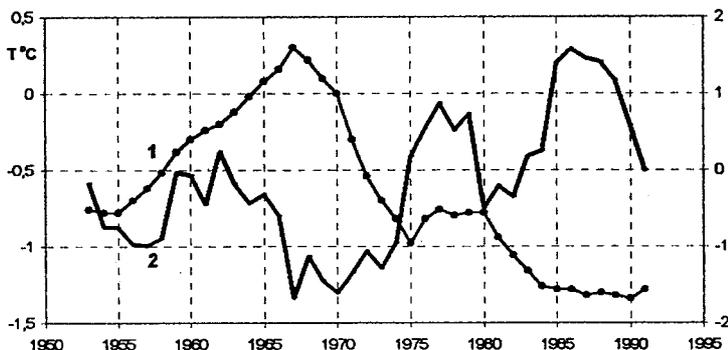


Рис. 3.12. Сопоставление 5-летних скользящих средних значений температуры воды на Большой банке у восточных берегов Канады (1) и индекса Северо-Тихоокеанского колебания NPO_{062} (2).

Было бы важно попытаться ответить на вопрос, что является причиной, а что следствием в долгопериодной изменчивости характеристик океана и атмосферы в этом регионе. Однако, на основании имеющихся в нашем распоряжении данных ответить на этот вопрос невозможно. Можно только указать на результаты исследований в Северной Атлантике [8, 12, 15, 25], в которых показано, что динамика температурного режима в области фронтальных зон в океане может играть определяющую роль в формировании многолетней изменчивости интенсивности и характера атмосферной циркуляции.

Наверное, здесь уместно указать и на тот факт, что связь изменений температуры воды на Большой банке у восточных берегов Канады с динамикой индексов циркуляции атмосферы в умеренных широтах северной части Тихого океана достаточно высока и вряд ли ее можно объяснить простым совпадением (табл. 3.6, рис. 3.12). При этом наблюдается запаздывание в один год в динамике индексов циркуляции атмосферы относительно динамики температуры воды.

В заключение этого раздела рассмотрим динамику ледовитости Охотского и Берингова морей (рис. 3.13). К сожалению, длительность рядов по ледовитости составляла всего 32 и 31 год соответственно, что не позволяет выполнить достаточно полный анализ динамики ледовых условий в рассматриваемом регионе.

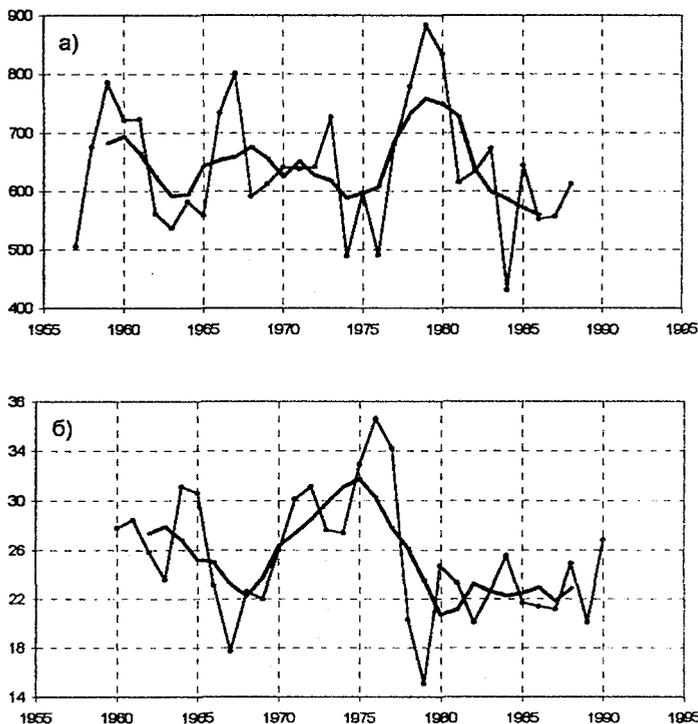


Рис. 3.13. Изменения ледовых условий в Охотском (а) и Баренцевом морях (б) (жирной линией показаны 5-летние скользящие средние).

Таблица 3.6

Коэффициенты корреляции между индексами циркуляции атмосферы в северной части Тихого океана и температурой воды на Большой банке у восточных берегов Канады

Характеристика, длина ряда	КО	АО	НПО _{об2}
Температура воды, Большая банка, 42 г.	0.46**	-0.37*	-0.43**
Сглаженные по 5-летиям значения			
Температура воды, Большая банка	0.79***	-0.64***	-0.75***
<i>Примечание.</i> Знак «*» – уровень обеспеченности 95%, «**» – 99%, «***» – 99,9%.			

Результаты сопоставления ледовых условий в двух морях свидетельствуют об определенной противофазности в ходе ледовитости ($r = -0.40$). Однако средние значения за каждое из трех десятилетий (с 1961 по 1990 г.) показывают, что в обоих морях наиболее суровыми в ледовом отношении были 70-е годы, а наиболее малоледовитыми – 80-е годы. Значения коэффициентов корреляции между ледовитостью и всеми индексами циркуляции атмосферы, в том числе и индексом $SOI_{янв.}$, за одним исключением, незначимы. Исключением является лишь давление в центре гонолульского антициклона. Величины корреляции здесь равны соответственно $r = -0.31$ и $r = -0.53$ для Охотского и Берингова морей. Действительно, связь между ледовыми условиями, особенно Берингова моря, и изменениями давления в центре гонолульского максимума давления выражена достаточно четко (рис. 3.14 а).

Анализ связи ледовитости с гидрологическими характеристиками в регионе показал, что наиболее тесно с динамикой ледовитости Берингова моря связаны изменения температуры воды в тропической зоне Тихого океана ($r = -0.41$) (рис. 3.14 б), а ледовитость Охотского моря с изменениями температуры воды в субтропической зоне ($r = -0.42$).

Оба полученных результата оказались достаточно неожиданными, особенно с учетом того, что между динамикой ледовитости и индексом $SOI_{янв.}$ связь отсутствует. В то же время известно, что между изменениями температуры воды в тропической зоне и индекса $SOI_{янв.}$ связь достаточно высокая ($r = -0.70$). Это может означать только одно, что высокая связь между $SOI_{янв.}$ и температурой воды в тропической зоне имеет место в высокочастотной области спектра (с периодами 5–6 лет и менее), а в низкочастотной области спектра (с периодами более 5–6 лет) температура воды в тропической зоне

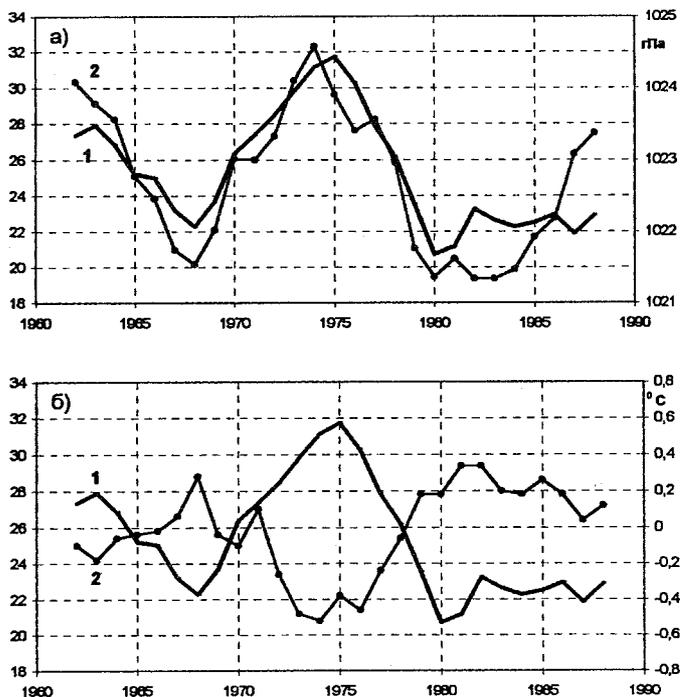


Рис. 3.14. Сопоставление 5-летних скользящих средних значений ледовитости в Беринговом море (1) с изменениями давления в центре гонолульского максимума давления (2) – (а) и температуры воды (2) в тропической зоне Тихого океана – (б).

Тихого океана и в зоне субтропического фронта определяется другими процессами, которые определяют и ледовые условия в Беринговом и Охотском морях. Что это за процессы, сейчас сказать трудно. Можно предполагать, что, например, на ледовитость Охотского моря может существенно влиять динамика интенсивности арктического и сибирского антициклонов, на что косвенно указывает достаточно высокая связь колебаний ледовитости в Охотском и Чукотском морях ($r = -0.51$). На ледовитость Берингова моря может влиять интенсивность водообмена Берингова моря с открытым океаном, которая ослабевает при увеличении давления в центре гонолульского антициклона, что совпадает с общим ростом давления над северной частью Тихого океана и приводит к повышению температуры поверхностных вод в тропической зоне.

Очевидно, что эти вопросы требуют более детальной проработки и можно предполагать, что они будут решаться в рамках международной исследовательской программы “Climate Variability and Prediction for the 21 st Century (CLIVAR)”, в четвертом пункте раздела «Исследования климатической изменчивости в масштабах времени от десятилетия до столетия» [18].

3.3. Уровень океана

Обычно уровень океана с точки зрения изменений климата рассматривался только в связи с развитием или отступлением ледников на Земле, т.е. в связи с глобальными потеплениями или похолоданиями. Но уровень океана является характеристикой, хорошо отражающей динамическое состояние океана [3, 6], и поэтому может служить индексом динамики интенсивности циркуляции океана и атмосферы в отдельных крупных океанических регионах в масштабах времени от нескольких до десятков лет.

Таблица 3.7

Список станций, данные по уровню которых были использованы в данном исследовании

№ п/п	Станция	Страна	Годы начала и конца наблюдений	Широта		Долгота	
1	М е р а	Япония	1931–1993	34°	55′	139°	50′
2	Южно-Курильск	Россия	1948–1994	44°	01′	145°	52′
3	Петропавловск-Камчатский	Россия	1957–1995	52°	59′	158°	39′
4	А д а к	Канада	1943–1994	51°	52′	-176°	38′
5	Уналяска	С Ш А	1955–1994	53°	53′	-166°	32′
6	С и т к а	С Ш А	1938–1994	57°	03′	-135°	20′
7	Принц Руперт	Канада	1939–1991	54°	19′	-130°	20′
8	Т о ф и н о	Канада	1940–1991	49°	09′	-125°	20′
9	Сан-Франциско	С Ш А	1854–1994	37°	48′	-122°	28′
10	Ла Йолла	С Ш А	1924–1994	32°	52′	-117°	15′
11	Хило Гавайи	Гавайи	1946–1994	19°	44′	-155°	04′
12	Уэйк Айленд	Маршаловы острова	1950–1994	19°	17′	166°	37′

Данные по среднемесячным значениям уровня в пунктах тихоокеанского региона были взяты из архива уровней Глобальной системы наблюдений за морским уровнем (GLOSS), координируемой

Международной океанографической комиссией. Станций наблюдений за уровнем на берегах Тихого океана много, однако число станций наблюдений с длиной ряда 40 лет и более оказалось в указанном архиве весьма ограничено. В результате были выбраны 12 станций, которые кольцом охватывают рассматриваемый нами регион, от 20° с.ш. почти до 60° с.ш. и от 140° в.д. до 120° з.д. (табл. 3.7). Самый длинный ряд наблюдений в Сан-Франциско – 96 лет.

Для дальнейшего анализа были рассчитаны средние значения уровня за три зимних месяца (декабрь–февраль). На рис. 3.15 приведены зимние значения уровня, характерные для северной части региона (п. Адак, Алеутские о-ва), юго-западной (п. Мера, Япония) и юго-восточной части (п. Сан-Франциско, США). Как видно из приведенного рисунка, многолетние изменения уровня в этих трех районах заметно отличаются друг от друга.

На севере региона (п. Адак) самые высокие значения уровня наблюдались в конце 50-х, первой половине 60-х годов. Более слабый максимум наблюдался в первой половине 80-х годов. Низкие значения уровня имели место в конце 40-х - начале 50-х годов, а также в первой половине 70-х и 90-х годов. Тренд в изменениях уровня за период наблюдений практически отсутствует.

На юго-западе региона (п. Мера) основной особенностью динамики уровня является его заметный рост, начиная с 30-х (годов) и до 70-х годов. Однако в 70-е годы рост уровня прекратился и даже сменился понижением.

Наконец, на юго-востоке региона (п. Сан-Франциско) основной максимум в изменениях уровня наблюдался в первой половине 80-х годов. Два других имели место в начале 40-х и второй половине 60-х годов. Минимумы наблюдались в конце 40-х, середине 70-х и в конце 80-х годов. От 30-х к 90-м годам в изменениях уровня заметно наличие положительного тренда.

В табл. 3.8 приведены коэффициенты корреляции между различными индексами, характеризующими интенсивность атмосферной циркуляции в рассматриваемом регионе и динамикой уровня океана, и ее данные подтверждают, отмеченный нами ранее, различный характер многолетних колебаний уровня в трех указанных выше областях региона.

Первая область включает в себя все юго-восточное побережье Азиатского континента, начиная от о. Сахалин на севере, в том числе все прилегающие острова вплоть до 160° в.д. В этой области на колебания уровня океана не оказывает заметного воздействия ни

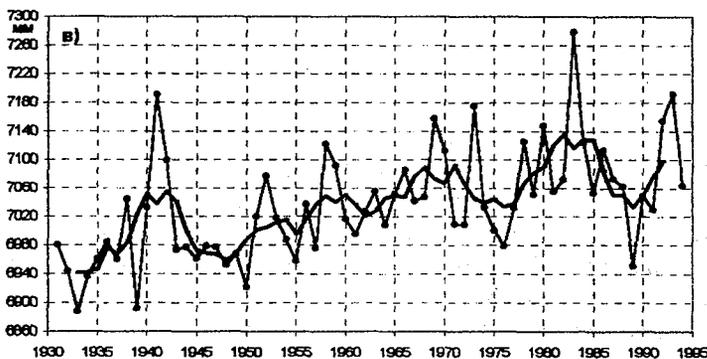
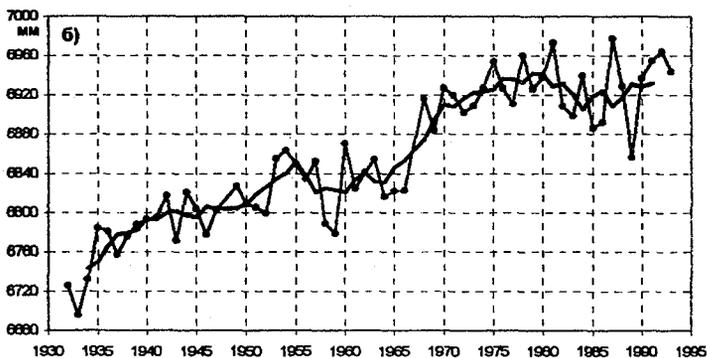
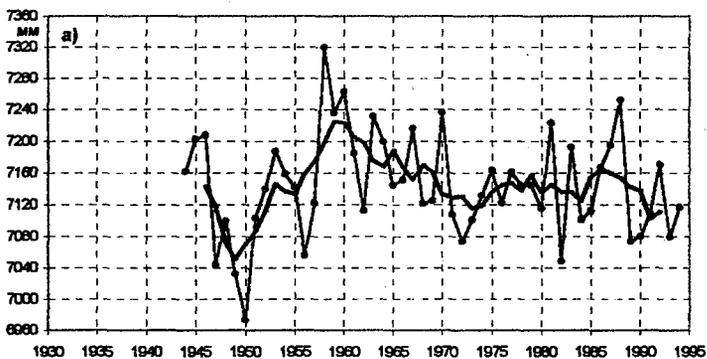


Рис. 3.15. Изменения уровня моря в пунктах Адак (а), Мера (б), Сан-Франциско (в) (жирной линией показаны 5-летние скользящие средние).

Северо-Тихоокеанское колебание, ни Южное колебание. По-видимому, во многом характер колебаний уровня моря здесь определяется динамикой муссонной циркуляции, характерной для побережья юго-восточной Азии.

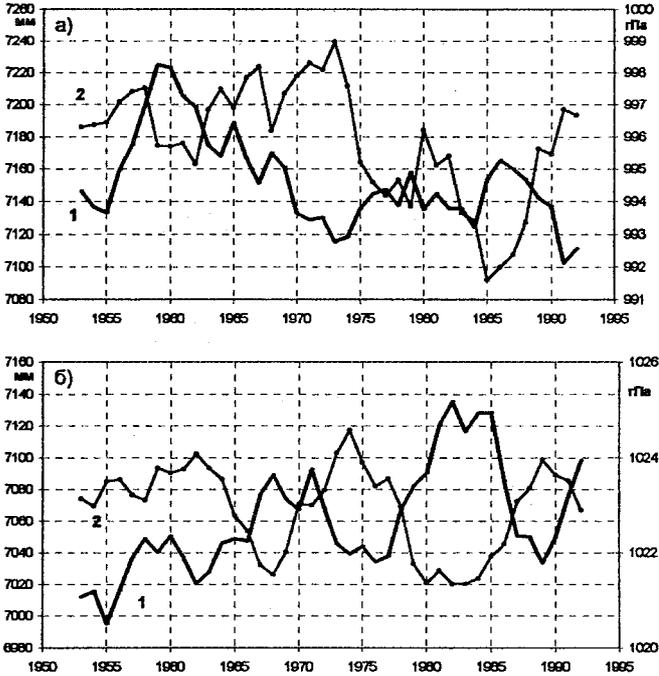


Рис. 3.16. Сопоставление 5-летних скользящих средних значений уровня за зимний период в – п. Адак (1) давления в центре алеутской депрессии (2) – (а), уровня в п. Сан-Франциско (1), давления в центре гонолульского максимума давления (2) – (б).

На колебания уровня всей северной части региона, начиная с Камчатки и включая Алеутские о-ва, Аляску и северную часть побережья Канады, заметно влияет динамика интенсивности алеутской депрессии и Северо-Тихоокеанское колебание (рис. 3.16 а).

Наконец, на колебания уровня в юго-восточной части региона, включающей южную часть побережья Канады, побережье США и акваторию до Гавайских островов, значительно более заметное влияние оказывает динамика давления в центре гонолульского максимума (рис. 3.16 б) и Южного колебания (SOI).

Коэффициенты корреляции между индексом циркуляции атмосферы в северной части Тихого океана и колебаниями уровня в различных пунктах на побережье

Район, длина ряда	Давление в центре алеутской депрессии	Давление в центре гонолульского максимума давления	НРОЗ	НРО _{об}	KO	AO	SOI _{явн.}
Мера, 63 г.	-0.12	-0.20	-0.15	-0.11	0.19	-0.13	-0.10
Южно-Курильск, 47 л.	-0.27	-0.13	-0.11	-0.08	0.23	-0.34*	0.14
Петропавловск-Камчатский, 39 л.	-0.46**	-0.33**	0.22	0.23	0.47**	-0.32*	-0.13
Адак, 52 г.	-0.57**	-0.08	0.49**	0.47**	0.58**	-0.52**	-0.25
Унаяска, 40 л.	-0.45**	-0.09	0.32*	0.32*	0.30*	-0.27	-0.26
Ситка, 57 л.	-0.55**	-0.29*	0.52**	0.48**	0.36**	-0.22	-0.45**
Принц Руперт, 53 г.	-0.54**	-0.44**	0.33*	0.32*	0.44**	-0.16	-0.53**
Тофино, 52 г.	-0.34*	-0.58**	0.17	0.14	0.08	0.16	-0.46**
Сан-Франциско, 96 л.	-0.35**	-0.57**	-0.05	0.01	0.05	-0.01	-0.42**
Ла Йолла, 71 г.	-0.32**	-0.38**	0.09	0.09	0.35**	-0.22	-0.53**
Хило Гавайи, 49 л.	-0.35*	-0.46**	0.04	0.02	0.47**	-0.36**	-0.24
Уэйк Айленд, 45 л.	0.02	0	-0.03	-0.06	0.04	-0.13	0.10

Примечание: Знак «*» – уровень обеспеченности 95%, «**» – 99%

Таким образом, картина зависимости колебаний уровня от интенсивности и характера циркуляции атмосферы в северной части Тихого океана заметно отличается от той, что мы имели для Северной Атлантики [10]. Это прежде всего однородный характер связи колебаний уровня с динамикой давления в центрах действия атмосферы и другими индексами циркуляции атмосферы по всей Северной части Тихого океана (табл. 3.8). Такой результат объясняется коренным отличием динамики атмосферного давления в рассматриваемом регионе от Северной Атлантики.

В Северной Атлантике основной закономерностью в изменениях давления является одновременная акцентация или деакцентация центров действия атмосферы [10], что приводит к одновременному усилению или ослаблению циклонического и антициклонического круговоротов в атмосфере и в океане. Последние, в свою очередь, приводят к разнонаправленному динамическому эффекту в изменениях уровня на севере и юге региона.

В северной части Тихого океана, в силу увеличения или уменьшения давления в целом во всем регионе, при усилении антициклонического круговорота наблюдается ослабление циклонического, и наоборот. Следствием этого являются однонаправленные изменения уровня на перифериях круговоротов. При этом, очевидно, что в зоне расположения алеутской депрессии уровень океана более тесно связан с давлением в ее центре, а в зоне расположения гонолульского максимума давления с изменениями давления в центре антициклона.

Ситуация с многолетней динамикой уровня океана в северной части Тихого океана во многом напоминает ту, которая наблюдается на побережье и островах Северного Ледовитого океана.

Там также при усилении циклонического круговорота в западном секторе океана ослабевает антициклонический круговорот в восточном секторе, и наоборот [3]. Отсюда и однонаправленный характер динамики уровня, включая длительные циклы, которые при ограниченных рядах наблюдений можно принять за наличие определенных трендов.

В заключение можно сделать один, на наш взгляд, важный вывод. Многолетняя динамика уровня на северных, северо-восточных и северо-западных границах северной части Тихого океана во многом определяется изменениями интенсивности алеутского минимума давления и Северо-Тихоокеанским колебанием.

Глава 4. СЕВЕРО-ТИХООКЕАНСКОЕ КОЛЕБАНИЕ И ЕГО СВЯЗЬ С ДРУГИМИ ИНДЕКСАМИ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ

При анализе динамики интенсивности и положения центров действия атмосферы в северной части Тихого океана и Северо-Тихоокеанского колебания мы неоднократно проводили сравнение их с динамикой соответствующих характеристик центров действия атмосферы в Северной Атлантике и Северо-Атлантического колебания. Это делалось при анализе конкретных вопросов и в целом у читателя вряд ли сложилось общее впечатление, насколько связаны между собой индексы NPO и NAO. С другими индексами циркуляции атмосферы сравнений вообще не проводилось.

В работе авторов [10], при анализе Северо-Атлантического колебания и его связи с другими индексами атмосферной циркуляции, был уже сделан вывод о том, что, существует определенная, хотя и слабо выраженная, связь между Северо-Атлантическим колебанием и динамикой интенсивности циркуляции атмосферы в Северо-Тихоокеанском регионе. Также было высказано предположение, что основные закономерности динамики интенсивности циркуляции атмосферы определяются процессами взаимодействия океана и атмосферы в каждом из океанов непосредственно. В связи с тем, что были получены более полные и более объективные данные по Северо-Тихоокеанскому колебанию, целесообразно еще раз вернуться к этому вопросу.

Важно также проанализировать, насколько тесно связаны между собой Южное и Северо-Тихоокеанское колебания, особенно с учетом того, что в последние годы Южному колебанию приписываются, чуть ли не любые погодные и климатические аномалии в любом районе планеты [2, 31, 36, 37].

Представляет интерес и сопоставление Северо-Тихоокеанского колебания с некоторыми другими индексами, которые используются в научных исследованиях при анализе многолетних колебаний атмосферной циркуляции.

4.1. Связь Северо-Тихоокеанского колебания с Северо-Атлантическим

На основе анализа динамики интенсивности и положения центров действия атмосферы в Северной Атлантике и северной части Тихого океана уже можно предполагать о наличии слабой связи между Северо-Тихоокеанским и Северо-Атлантическим колебаниями. Прежде всего это выражается в совпадении времени, когда наблюдался абсолютный за XX столетие минимум интенсивности циркуляции в 60-е годы (рис. 4.1) и ее рост в последующие два десятилетия. Вообще, начиная с 20-х годов заметна общая тенденция в изменениях средних за 10-летия значений индексов NPO и NAO не плохо совпадающих

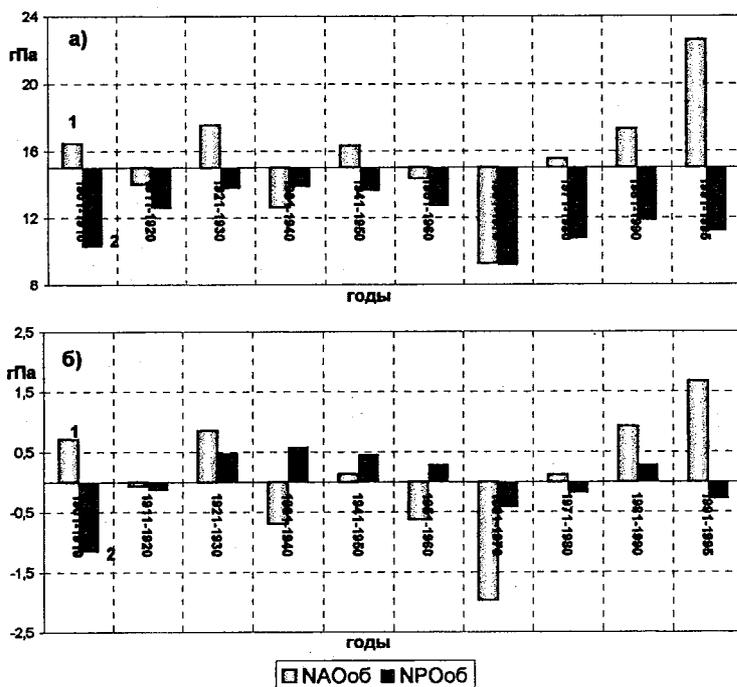


Рис. 4.1. Сопоставление средних за 10-летие значений индексов NPO3 (темные столбики) и NAO4 (светлые столбики) (а) и NPO₀₆ и NAO₀₆ (б).

между собой. Однако наблюдаются и очень заметные отличия. Это, в первую очередь, противоположный характер в динамике NAO и NPO в первое и последнее 10-летие века. Максимальных значений индекс NPO достигал в 30-е годы, а NAO – в 90-е годы. И, наконец, амплитуда изменений средних за 10-летия значений индекса Северо-Атлантического колебания значительно больше по величине (более, чем в 2 раза), чем у индекса Северо-Тихоокеанского колебания.

Поэтому коэффициенты корреляции между ежегодными значениями NAO и значениями индексов NPO3, NPO_{об}, КО и АО (табл. 4.1) хотя и оказались значимыми на уровне обеспеченности 95%, тем не менее они малы (первый столбец таблицы). При этом экстремумы индексов циркуляции в северной части Тихого океана запаздывают на три года относительно соответствующих экстремумов Северо-Атлантического колебания.

Таблица 4.1

Коэффициенты корреляции между значениями индексов циркуляции в северной части Тихого океана и Северной Атлантики

Индексы	NAO _{об}	11-летние скользящие NAO _{об}
NPO3	0.25*	0.50**
NPO _{об}	0.22*	0.27**
КО	-0.29**	-0.58**
АО	0.23*	0.29**

Примечание: Знак "*" указывает на 95%-ный уровень обеспеченности, "**" – на 99%-ный.

Если убрать высокочастотную часть спектра изменчивости в обоих индексах, то уровень связи заметно возрастает, о чем свидетельствует и непосредственное сопоставление 11-летних скользящих средних значений NAO_{об} с NPO3 и КО, представленное на рис. 4.2.

Таким образом, можно предполагать, что связь между изменениями интенсивности атмосферной циркуляции в Северо-Тихоокеанском и Северо-Атлантическом регионах существует и, судя по запаздыванию экстремумов NPO относительно экстремумов NAO и значительно большей амплитуде изменчивости индекса NAO, можно говорить о влиянии динамики интенсивности циркуляции атмосферы в Северной Атлантике на динамику атмосферной циркуляции в северной части Тихого океана. И это, видимо, закономерно, учитывая заметное влияние Северо-Атлантического коле-

бания на динамику атмосферы и гидросферы в Арктическом бассейне, в том числе и в восточном секторе Арктики, непосредственно примыкающем к северной части Тихого океана [3, 6].

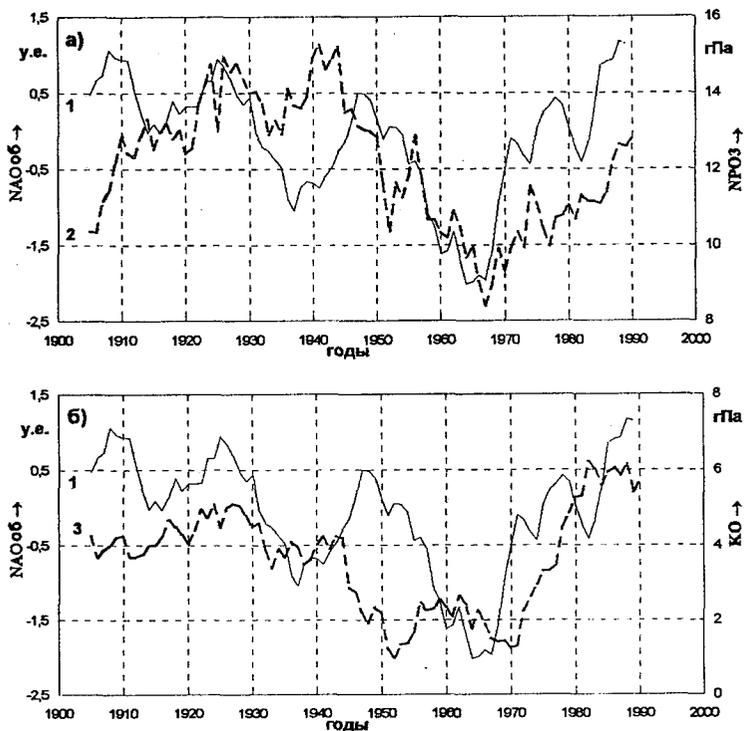


Рис. 4.2. Сопоставление 11-летних скользящих средних значений NAO_{06} (1) и $ГК1Р_{06}$ (2) (а), NAO_{06} (1) и $ГК2Р_{06}$ (2) (б).

А вот как осуществляется это влияние, пока не совсем ясно. Можно высказать лишь некоторые предположения. Так, анализ связи NAO_{06} с изменениями первой ($ГК1Р_{06}$) и второй ($ГК2Р_{06}$) главных компонент разложения на ЕОФ поля давления над всей северной частью Тихого океана показал, что существует слабая, но значимая связь между ними (табл. 4.2). При этом связь на низких частотах более выражена со второй главной компонентой, которая

Таблица 4.2

Коэффициенты корреляции между значениями индекса циркуляции NAO и главными компонентами разложения поля давления на ЕОФ в целом над северо-тихоокеанским регионом (ГК1Р_{об} и ГК2Р_{об}) и отдельно для областей Алеутского минимума и гонолульского максимума (ГК1 Р_{Ал} и ГК1 Р_{Гон})

Характеристики	NAO	11-летние скользящие NAO
ГК1 Р _{об}	0.30**	0.27**
ГК2 Р _{об}	-0.22*	-0.53**
ГК1 Р _{Ал}	0.24*	0.14
ГК1 Р _{Гон}	0.31**	0.40**
<i>Примечание:</i> Знак "*" указывает на 95%-ный уровень обеспеченности, "**" – на 99%-ный.		

как раз и отражает акцентацию центров действия атмосферы в тихоокеанском регионе при увеличении индекса NAO (рис. 4.3). Так же создается впечатление, что эта акцентация более свойственна гонолульскому максимуму давления, чем Алеутской депрессии, ибо коэффициент корреляции между изменениями индекса NAO_{об} и изменениями давления в области гонолульского максимума выше. Это, возможно, объясняется тем, что при увеличении индекса NAO вследствие увеличения переноса воздушных масс на восток происходит одновременное общее повышение давления во всем северо-тихоокеанском регионе (см. табл. 4.2), что снижает эффект акцентации алеутского минимума давления и усиливает акцентацию гонолульского максимума давления. Анализ автокорреляционных функций показывает, что связь между изменениями индекса NAO_{об} и значений NPO, а также главных компонент разложения на ЕОФ полей давления как в целом над регионом северной части Тихого океана, так и отдельно в областях расположения алеутской депрессии и гонолульского максимума, осуществляется на частотах, соответствующих периодам 8–9 лет, 20 лет и около 50–60 лет.

Таким образом, связь между Северо-Атлантическим и Северо-Тихоокеанским колебаниями существует, но она относительно слабая, и проявляется в акцентации центров действия атмосферы в Северо-Тихоокеанском регионе при увеличении индекса NAO с запаздыванием в 2–3 года.

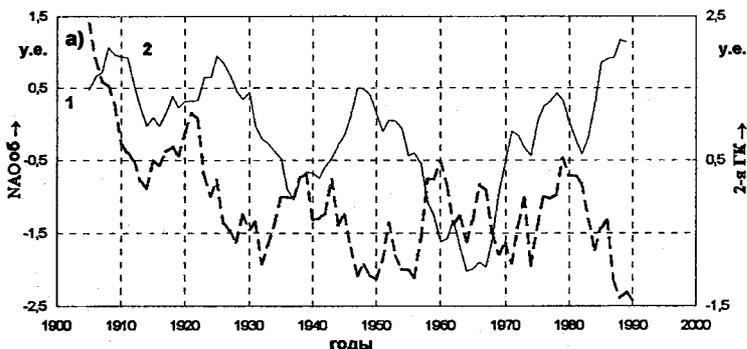


Рис. 4.3. Сопоставление 11-летних скользящих средних значений $NAO_{об}$ (1) и второй главной компоненты разложения на EOF поля давления за зимний период над северо-тихоокеанским регионом (2).

4.2. Связь Северо-Тихоокеанского колебания с Южным колебанием

В качестве индекса Южного колебания (SOI) использовались январские разности давления между пунктами наблюдений на о.Таити и Дарвиным (Австралия), полученные Метеорологическим бюро Австралии. В табл. 4.3 приведены значения коэффициентов корреляции между изменениями индекса $SOI_{январь}$ и индексами, характеризующими изменения интенсивности атмосферной циркуляции в северной части Тихого океана.

Таблица 4.3

Коэффициенты корреляции между индексами циркуляции в северной части Тихого океана и индексом Южного колебания

Индексы	$SOI_{январь}$	$SOI_{январь}$
NPO_3	-0.37**	-0.46**
$NPO_{об}$	-0.30**	-0.41**
КО	0.34**	0.45**
АО	-0.13	-0.27**

Примечание: Во втором столбце приведены значения r между рядами после их фильтрации низкочастотным фильтром. Знак "***" указывает на 99% уровень обеспеченности.

Из табл. 4.3 следует (данные первого столбца), что связь динамики индекса SOI с динамикой индексов, характеризующих интенсивность атмосферной циркуляции в северо-тихоокеанском регионе,

значима и выше, чем с Северо-Атлантическим колебанием. При этом связь между SOI и NPO, в отличие от NAO и NPO, наблюдается в высокочастотной области спектра, о чем свидетельствуют результаты, приведенные во втором столбце табл. 4.3. Они были получены при корреляции рядов, из которых исключены все низкочастотные колебания с периодами 9 лет и более путем вычитания из исходных значений 9-летних скользящих средних. Коэффициенты корреляции при этом во всех случаях не только не уменьшились, но и заметно увеличились. Это свидетельствует, что SOI действительно связано с Северо-Тихоокеанским колебанием на частоте соответствующей изменчивости SOI с периодом 5–6 лет. При этом с возрастанием индекса SOI, т.е. усилением интенсивности циркуляции южнее экватора, ослабевают интенсивность циркуляции в северной части Тихого океана и, наоборот, при уменьшении индекса SOI интенсивность циркуляции на севере Тихого океана возрастает (рис. 4.4).

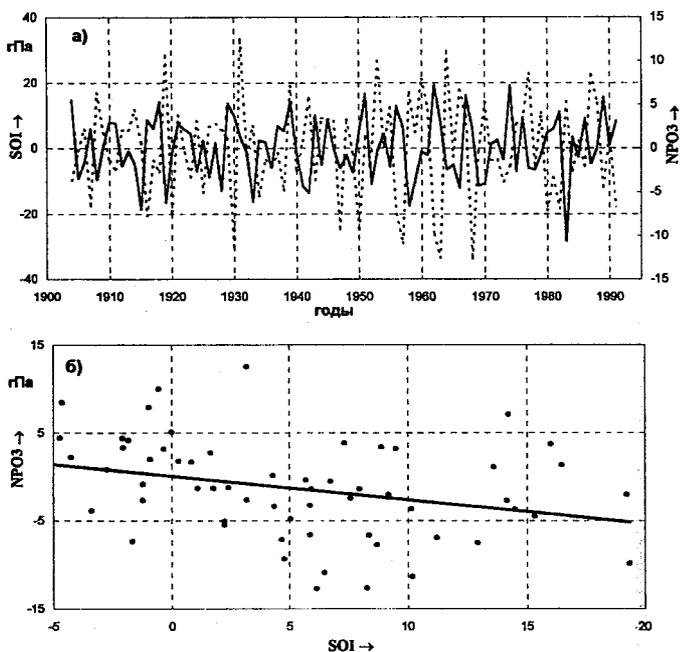


Рис. 4.4. Сопоставление значений индекса $SOI_{\text{январь}}$ (1) и индекса NPO3 (2) после фильтрации их низкочастотным фильтром.

По-видимому, это влияние осуществляется через изменение поля давления над северной частью Тихого океана в зависимости от индекса SOI. Действительно сопоставление $SOI_{\text{январь}}$ с изменениями второй главной компоненты разложения на ЕОФ поля давления над северной частью Тихого океана показывает заметную связь между ними (табл. 4.4 и рис. 4.5).

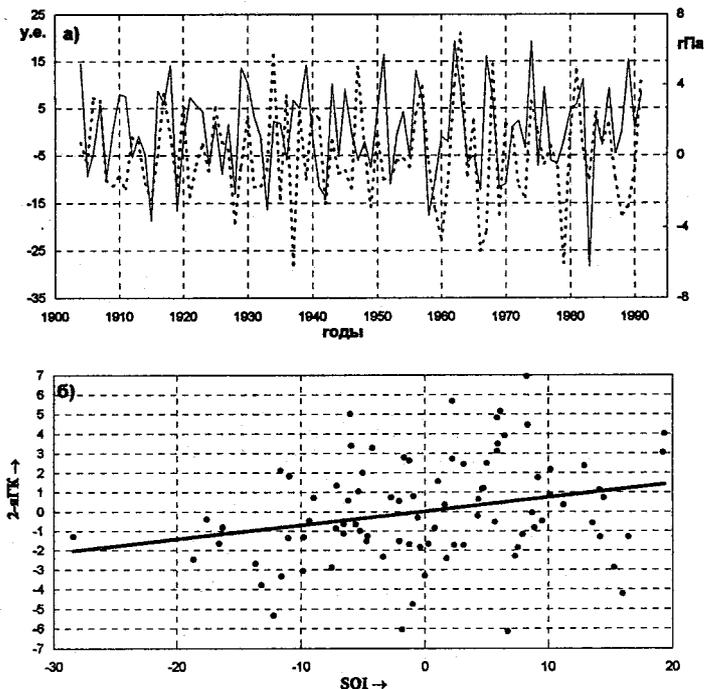


Рис. 4.5. Сопоставление значений индекса $SOI_{\text{январь}}$ (1) и второй главной компоненты разложения на ЕОФ полей давления над северной частью Тихого океана (2) после фильтрации их низкочастотным фильтром.

Напомним, что именно эта компонента разложения поля давления определяет динамику Северо-Тихоокеанского колебания. Коэффициент корреляции между изменениями $SOI_{\text{январь}}$ и $ГК2P_{об}$ составляет $r = 0.47$ при непосредственном сопоставлении и увеличивается до $r = 0.57$ после фильтрации рядов низкочастотным фильтром, т.е. после вычитания из исходных рядов 9-летних скользящих средних значений.

Таблица 4.4

Коэффициенты корреляции между значениями индекса $SOI_{январь}$ и главными компонентами разложения на EOF поля давления в зимний период над северной частью Тихого океана (ГК1 $P_{об}$ и ГК2 $P_{об}$), а также изменениями долготы центров алеутского минимума ($\lambda_{ал}$) и гонолульского максимума давления и ($\lambda_{гон}$)

Характеристики	$SOI_{январь}$	$SOI_{январь}$
ГК1 $P_{об}$	0.05	0.08
ГК2 $P_{об}$	0.47**	0.57**
$\lambda_{ал}$	-0.30**	-0.35**
$\lambda_{гон}$	0.36**	0.35**

Примечание: Во втором столбце приведены значения r между рядами после их фильтрации низкочастотным фильтром. Знак "**" указывает на 99% уровень обеспеченности.

Полученный результат свидетельствует, что при высоком индексе $SOI_{январь}$ давление в области алеутского минимума растет, а в области гонолульского максимума давления – падает (см. табл. 2.7). В результате этого происходит деакцентация центров действия атмосферы в регионе и, как следствие, ослабление интенсивности циркуляции атмосферы. Наоборот, при низких значениях индекса $SOI_{январь}$, центры действия атмосферы акцентируются, и интенсивность циркуляции атмосферы возрастает.

Возможно, что определенную роль в этом процессе играют и изменения в положении центров действия атмосферы. Так, если посмотреть на две последние строчки табл. 4.4 то видно, что при высоком значении индекса $SOI_{январь}$ центры действия атмосферы расходятся, алеутский минимум давления имеет тенденцию смещаться к западу, а гонолульский максимум давления – к востоку. Это неизбежно приводит к ослаблению интенсивности западного переноса. Наоборот, при низких значениях индекса $SOI_{январь}$ центры действия смещаются в обратных направлениях, что приводит к обострению меридиональных градиентов давления в северной части Тихого океана и, следовательно, увеличению индекса NPO.

Таким образом, Южное колебание оказывает заметно большее влияние на динамику интенсивности атмосферной циркуляции в северной части Тихого океана по сравнению с Северо-Атлантическим колебанием, особенно в высокочастотной области спектра. Однако, ни первое, ни второе не определяют в полной мере межгодовую изменчивость Северо-Тихоокеанского колебания. По-

видимому, наиболее крупномасштабные колебания в интенсивности циркуляции атмосферы как в Атлантическом, так и Тихоокеанском регионах северного полушария определяются общими причинами, однако проявление их зависит от конкретных условий взаимодействия океана и атмосферы в каждом из регионов, а также их связи с близлежащими регионами как в полярной, так и экваториальной областях Земли. Для Северной Атлантики большую роль играет воздухо- и водообмен с Северным Ледовитым океаном, а в северной части Тихого океана – с экваториальной областью.

4.3. Северо-Тихоокеанское колебание и повторяемость форм атмосферной циркуляции по Г.Я. Вангенгейму – А.А. Гирсу

Индексы повторяемости форм атмосферной циркуляции по Г.Я. Вангенгейму – А.А. Гирсу наиболее широко используются в практике долгосрочного прогнозирования атмосферных процессов [4, 5]. Повторяемость западной формы циркуляции W и двух меридиональных форм C и E для восточной части северного полушария и соответственно $З$, M_1 и M_2 – для западной части определяются на основе разработанной Г.Я. Вангенгеймом и А.А. Гирсом синоптической классификации атмосферных процессов по характеру развития циклонического циркумполярного вихря на поверхности АТ 500.

В табл. 4.5 приведены коэффициенты корреляции между значениями индексов Северо-Тихоокеанского колебания и повторяемостью форм атмосферной циркуляции. Для сравнения в той же таблице приведены коэффициенты корреляции между индексом Северо-Атлантического колебания и формами циркуляции. Значения коэффициентов корреляции между NPO и формами циркуляции, в отличие от NAO , во всех случаях незначимы. Это свидетельствует о том, что повторяемость форм циркуляции по Г.Я. Вангенгейму – А.А. Гирсу никак не связана с динамикой интенсивности зональной циркуляции атмосферы в Тихоокеанском регионе северного полушария. В то же время результаты, приведенные в двух последних столбцах табл. 4.5, свидетельствуют о том, что повторяемость этих форм отражает, хотя и относительно слабо, интенсивность меридиональных переносов как на западе, так и на востоке северной части Тихого океана. Когда повторяемость зональной циркуляции $З$ увеличивается, усиливаются приземные меридиональные переносы

Таблица 4.5

Коэффициенты корреляции между изменениями индексов NPO, NAO, KO, AO и значениями повторяемости форм циркуляции по Г.Я. Вангенгейму – А.А. Гирсу

Индексы	NPO3	NPOоб	NAOоб	KO	AO
W	0.12	0.02	0.26**	–	–
C	0.01	0.0	-0.33**	–	–
E	-0.09	0.0	0.02	–	–
З	0.05	0.04	0.13	-0.35**	0.22*
M1	-0.09	-0.12	0.03	0.24*	-0.27**
M2	-0.03	0.0	-0.15	0.25*	-0.10

Примечание: Знак "*" показывает на 95%-ный уровень обеспеченности, "**" на 99%-ный.

на север на востоке и на юг на западе океана, и наоборот. Этот результат, возможно, свидетельствует о том, что на севере Тихого океана зональный перенос выражен более слабо, чем в Северной Атлантике. И связано это со значительно большим меридиональным смещением северотихоокеанских центров действия атмосферы относительно друг друга. В результате меридиональная составляющая циркуляции здесь выражена значительно сильнее, чем в Северной Атлантике.

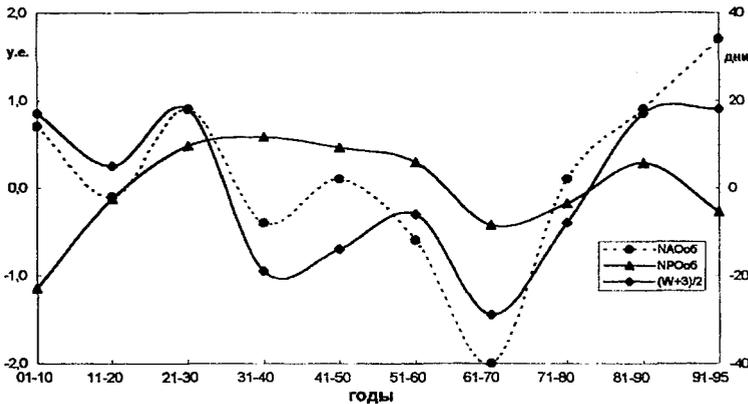


Рис. 4.6. Сопоставление средних за 10-летия значений индексов

$$NAO_{об}, NPO_{об} \text{ и } \frac{W+3}{2}.$$

Однако в целом тенденции в изменениях индекса NPO_{06} и повторяемости зональной (западной) формы циркуляции в среднем по всему северному полушарию достаточно близки (рис. 4.6), хотя и заметно хуже, чем для Северо-Атлантического колебания. Это еще раз подтверждает сделанный нами ранее вывод о том, что атмосферные процессы именно в Северной Атлантике способны определять общий фон циркуляции атмосферы в умеренных широтах всего северного полушария [10].

4.4. Северо-Тихоокеанское колебание и северотихоокеанский индекс

В заключение этой главы необходимо хотя бы кратко проанализировать связь индекса Северо-Тихоокеанского колебания с так называемым северо-тихоокеанским индексом (NP Index), который был определен ранее [32], как стандартизированные аномалии от среднего значения атмосферного давления в зоне 30° с.ш. – 65° с.ш., 160° в.д. – 140° з.д. за зимний период. Этот индекс уже по определению отличается от рассматриваемого нами индекса Северо-Тихоокеанского колебания. Тем не менее, отражая характерные для региона одновременные изменения давления во всей зоне 30° с.ш. – 65° с.ш., он несомненно должен быть связан с рассмотренными в этой работе различными представлениями индекса NPO . В табл. 4.6 приведены значения коэффициентов корреляции NP индекса с различными индексами NPO .

Таблица 4.6

Связь индекса NP с различными представлениями индекса NPO ($r_{99\%} = 0.30$)

Индекс	NPO_3	NPO_{06}	KO	AO	$NPO_{06}2$	P, алеутский минимум	P, гонолульский максимум	SO1 _{явн.}
NP	-0.26	-0.25	0.65	-0.59	-0.58	0.60	0.37	0.29

Как видно из результатов приведенных в таблице, изменения индекса NP наиболее тесно связаны с изменениями давления в центре алеутской депрессии и индексом $NPO_{06}2$, характеризующего динамику интенсивности циклонического вихря над северной частью Тихого океана. На рис. 4.7 приведено сопоставление значений NP индекса и $NPO_{06}2$. Можно считать, что долгопериодная изменчивость обоих индексов достаточно близка.

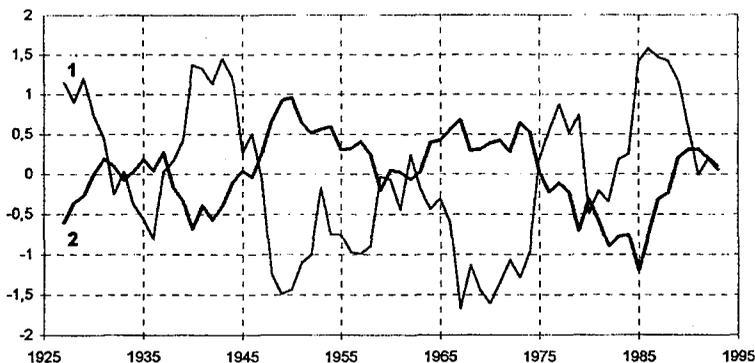


Рис. 4.7. Сопоставление 5-летних скользящих средних значений $NP_{\text{индекса}}$ и индекса $NPO_{\text{об 2}}$.

Естественно задать вопрос, какой из индексов лучше отражает особенности динамики атмосферной циркуляции и климата рассматриваемого региона. Для того чтобы ответить на этот вопрос однозначно, необходимо провести полное сравнительное исследование этих двух индексов.

Некоторые предварительные результаты свидетельствуют, что в одних случаях более предпочтительным является индекс $NPO_{\text{об}}$ или $NPO_{\text{об 2}}$, в других – NP . Так, динамику алеутского минимума давления заметно лучше описывает индекс Северо-Тихоокеанского колебания, в то время как гонолульского максимума – индекс NP . Сравнение этих двух индексов с климатическими характеристиками в регионе показывает, что многолетние изменения температуры воздуха на североамериканском побережье Тихого океана лучше описываются NP индексом, а осадки – индексами NPO . Гидрологические характеристики более тесно связаны с индексами NPO , особенно изменения температуры воды в зоне субарктического фронта.

Таким образом, в настоящее время трудно отдать твердое предпочтение одному из этих индексов. Нам представляется, что физически более обосновано применение индекса Северо-Тихоокеанского колебания. Опыт использования подобно определяемого индекса в Северной Атлантике показал его перспективность для исследования очень широкого круга задач, связанных с динамикой климата и определяемой климатом изменчивостью различных элементов как наземной, так и морской биоты [8–10, 22, 24, 29].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате сравнительного анализа динамики центров действия атмосферы в северной части Тихого океана и Северо-Тихоокеанского колебания с динамикой центров действия атмосферы в Северной Атлантике и Северо-Атлантического колебания можно сделать следующие выводы.

1. Основные черты циркуляции атмосферы в северной части Тихого океана аналогичны тем, которые характерны для Северной Атлантики. Главное отличие связано с отсутствием у алеутской депрессии отрога низкого давления, протягивающегося далеко на северо-восток, как это имеет место в Северной Атлантике. Вследствие этого в северной части Тихого океана наблюдается лишь один стационарный циклонический круговорот к северу от субарктического фронта как в атмосфере, так и в океане. В результате влияние динамики северо-тихоокеанских центров действия атмосферы ограничивается только тихоокеанским регионом. Причины этого объясняются особенностями орографии северной и восточной границы океана.

2. Северо-Тихоокеанское колебание, рассчитанное аналогично Северо-Атлантическому, полностью определяется изменениями давления в центрах действия атмосферы и динамикой их положения в северной части Тихого океана. Основное отличие состоит в том, что роль алеутского минимума давления в формировании динамики Северо-Тихоокеанского колебания является преобладающей.

3. Сезонная изменчивость давления в центре алеутской депрессии аналогична той, что имеет место и в центре исландской депрессии. Отличие заключается в том, что размах сезонной изменчивости давления в центре алеутской депрессии приблизительно в 1.5 раза меньше, чем в исландской. В то же время пространственная динамика положения центров действия атмосферы в течение года в северной части Тихого океана значительно превышает динамику североатлантических центров действия.

4. Изменения разности давления между центрами алеутской депрессии и гонолульского антициклона в течение года очень близко совпадают с изменениями разности давления между центрами действия атмосферы в Северной Атлантике, исландским минимумом и азорским максимумом. Однако, меридиональные градиенты давления вследствие меньшей разности давления между центрами и

большими расстояниями между ними в северной части Тихого океана меньше, чем в Северной Атлантике. Это позволяет говорить о менее интенсивном в среднем западном переносе воздушных масс в северной части Тихого океана по сравнению с Северной Атлантикой.

5. Многолетние колебания давления в центрах действия атмосферы северной части Тихого океана, в отличие от Северной Атлантики, происходят не по закону одновременной акцентации или деакцентации центров. Здесь превалирует закономерность, когда при акцентации одного центра происходит деакцентация другого и наоборот. Однако, это превалирование не столь велико. На общие однонаправленные изменения давления на всей территории северной части Тихого океана накладываются заметные противоположные по знаку колебания давления в субтропических и средних широтах, которые и определяют в первую очередь динамику Северо-Тихоокеанского колебания аналогично Северо-Атлантическому.

6. Самое высокое давление в обоих северотихоокеанских центрах действия атмосферы наблюдалось в начале века, а самое низкое в 80-е годы. Восьмидесятые годы были для состояния атмосферы северной части Тихого океана наиболее аномальными. Алеутский минимум в эти годы занимал крайнее северное положение и в нем наблюдалось самое низкое за все столетие давление. Это же характерно и для гонолульского антициклона, только размах давления в нем заметно меньше по сравнению с алеутской депрессией. Шестидесятые и девяностые годы, столь характерные для динамики североатлантических центров действия атмосферы, особенно не выделяются в динамике центров действия северной части Тихого океана.

В структуре многолетней изменчивости интенсивности центров действия атмосферы северотихоокеанского региона необходимо отметить присутствие колебания с периодом 4–5 лет и отсутствие четко выраженного колебания с периодом 7–8 лет, являющегося наиболее характерным для динамики центров действия в Северной Атлантике. Как и в Северной Атлантике, сколько-нибудь заметные тренды в характеристиках северотихоокеанских центров действия атмосферы отсутствуют.

7. Аналогично с Северной Атлантикой были рассмотрены четыре различные представления индекса Северо-Тихоокеанского колебания. Из рассмотренных индексов наилучшим образом динамику характеристик центров действия атмосферы в тихоокеанском

регионе, динамику барического поля над северной частью Тихого океана и многолетнюю изменчивость меридиональных переносов воздушных масс на западе и востоке региона, отражает индекс NPO, определяемый как средняя за три зимних месяца (декабрь–февраль) разность давления между точками регулярной сетки с координатами 35° с.ш. 160° з.д. и 55° с.ш. 160° з.д. Наряду с этим индексом можно отдать предпочтение двум обобщенным индексам, представляющим первую главную компоненту разложения на ЕОФ четырех рассматриваемых в работе индексов NPO и разностей давления по меридиану 160° з.д. и по параллели 55° с.ш. на западе и востоке региона. Последний из индексов наилучшим образом отражает динамику характеристик климата в регионе.

Однако, в отличие от Северной Атлантики, индекс Северо-Тихоокеанского колебания хорошо описывает не первую, а вторую главную компоненту разложения на ЕОФ поля давления над северной частью Тихого океана, которая представляет разнонаправленные колебания давления к северу и югу от 35° с.ш. В результате в целом Северо-Тихоокеанское колебание хуже описывает динамику барического поля над северной частью Тихого океана, чем Северо-Атлантическое колебание динамику барического поля над Северной Атлантикой.

8. Временные закономерности динамики Северо-Тихоокеанского колебания отражают закономерности, свойственные изменчивости северотихоокеанских центров действия атмосферы. В XX столетии в динамике NPO отсутствует сколько-нибудь заметный тренд, наиболее значимые колебания имеют период около 5 лет. Присутствуют в изменчивости NPO также колебания с периодом 16–19 лет, 2–3 года и, по видимому, колебания длительностью около 60 лет.

Низкие значения индекса NPO в начале века сменились максимальными значениями в 20–30-е годы, когда они были самыми высокими за все столетие. Минимальных значений индекс Северо-Тихоокеанского колебания достиг в 60-е годы, как и индекс Северо-Атлантического колебания. Таким образом, 60-е годы XX столетия характеризовались очень низкой интенсивностью циркуляции атмосферы в средних широтах в целом во всем северном полушарии Земли. Можно только отметить, что в северной части Тихого океана

это ослабление интенсивности атмосферной циркуляции было выражено в меньшей степени, чем в североатлантическом регионе. Нового своего максимума индекс NPO достиг в 80-е годы. В Северной Атлантике абсолютный за столетие максимум интенсивности атмосферной циркуляции наблюдался в первой половине 90-х годов, когда в северной части Тихого океана началось уже заметное ослабление интенсивности циркуляции атмосферы.

9. Анализ динамики характеристик климата в северной части Тихого океана показал, что температура воздуха в регионе в целом несколько росла с начала века. За 90 лет в большинстве прибрежных районов она увеличилась на 0.7–0.8 °С. Первый максимум температуры во всех районах, за исключением Камчатки, наблюдался в 30–40-е годы, а второй в последние два десятилетия XX века. В 60–70-е годы имело место снижение температуры воздуха.

Наиболее высокая связь изменений температуры воздуха на всем тихоокеанском побережье Северной Америки наблюдается непосредственно с изменениями давления в центре алеутской депрессии. При акцентации алеутского минимума давления температура на всем побережье Северной Америки и Чукотки растет.

В отличие от температуры, осадки оказались более тесно связаны именно с индексами, характеризующими интенсивность зональных и меридиональных переносов воздушных масс, и имеют тенденцию к асинфазности в направлении север-юг и восток-запад.

10. Исключительно высока связь динамики индексов Северо-Тихоокеанского колебания и давления в центре алеутской депрессии с изменениями температуры воды в зоне субарктического фронта. По видимому, именно динамика температурных условий в океане в районе субарктического фронта формирует долгопериодную многолетнюю изменчивость интенсивности циркуляции атмосферы в средних широтах северо-тихоокеанского региона.

Температура воды в тропической зоне северной части Тихого океана, как и следовало ожидать, более тесно связана с многолетними изменениями индекса Южного колебания.

11. Динамика уровня океана, являющегося достаточно четким индексом динамических процессов в океане, оказалась тесно связанной с изменениями давления в центрах действия атмосферы в рассматриваемом регионе. На многолетние колебания уровня всей северной части региона, начиная с Камчатки и до северной части

побережья Канады, заметно влияет динамика интенсивности алеутской депрессии и Северо-Тихоокеанского колебания. Уровень у побережья юго-восточной части региона формируется под влиянием динамики давления в центре гонолульского максимума и Южного колебания.

Характер связи колебаний уровня с индексами циркуляции атмосферы, в отличие от Северной Атлантики, однороден по всему региону. Это объясняется тем, что основной особенностью динамики давления в северной части Тихого океана, в отличие от Северной Атлантики, является одновременное уменьшение или увеличение давления во всем регионе. Следствием этого являются однонаправленные изменения уровня на перифериях циклонического и антициклонического круговоротов в океане, поскольку когда один из них интенсифицируется, другой ослабляется, и наоборот. В отличие от этого в Северной Атлантике происходит одновременное усиление или ослабление круговоротов.

Очевидно, что в зоне циклонического круговорота уровень океана более тесно связан с давлением в центре алеутской депрессии, а в зоне антициклонического круговорота с давлением в центре гонолульского максимума давления.

12. Анализ связи динамики индекса Северо-Тихоокеанского колебания с рядом других индексов показал, что с Северо-Атлантическим колебанием существует относительно слабая связь в долгопериодной части спектра изменчивости. Проявляется она в акцентации центров действия атмосферы в северотихоокеанском регионе при увеличении индекса NAO с запаздыванием в 2–3 года.

Южное колебание оказывает заметно большее влияние на динамику интенсивности атмосферной циркуляции в северной части Тихого океана по сравнению с Северо-Атлантическим колебанием. Это влияние сказывается преимущественно в высокочастотной области спектра изменчивости.

Однако ни первое, ни второе не определяет в полной мере межгодовые изменения Северо-Тихоокеанского колебания и характеристик центров действия атмосферы. По видимому, эта изменчивость в первую очередь формируется в результате взаимодействия океана и атмосферы непосредственно в северной части Тихого океана.

CONCLUSION

As a result of a comparative analysis of the dynamics of atmospheric action centres in the North Pacific Ocean and the North Pacific Oscillation with the dynamics of atmospheric action centres in the North Atlantic Ocean and the North Atlantic Oscillation it is possible to make the following conclusions.

1. The basic features of the atmospheric circulation in the North Pacific Ocean are similar to those characteristic of the North Atlantic. The principal difference is related to the absence in the Aleutian Low of a low-pressure wedge stretching far to the north-east, as is the case in the North Atlantic. Therefore, in the North Pacific there is only one stationary cyclonic circulation to the north of the Arctic front, both in the atmosphere and the ocean. As a result, the influence of the dynamics of the North Pacific atmospheric action centres is only limited to the Pacific region. This is explained by the orographic features of the northern and eastern boundaries of the ocean.

2. The North Pacific Oscillation, which is calculated by analogy with the North Atlantic Oscillation, is completely controlled by pressure variations in the atmospheric action centres and the dynamics of their position in the North Pacific. The basic difference is in that the role of the Aleutian Low in forming the dynamics of the North Pacific Oscillation is prevailing.

3. Seasonal pressure variability in the centre of the Aleutian Low is also similar to that which occurs in the centre of the Icelandic depression. The difference lies in that the peak-to-peak amplitude of seasonal pressure variability in the centre of the Aleutian Low is approximately 1.5 times smaller than that in the Icelandic depression. At the same time, the spatial dynamics of the atmospheric action centres position in the North Pacific within one year significantly exceeds the dynamics of the North Atlantic action centres.

4. Variations in pressure differences between the centres of the Aleutian Low and Honolulu High during a year agree very closely with those in pressure differences between the atmospheric action centres in the North Atlantic, Icelandic Low and Azores High. However, owing to a smaller pressure difference between the centres and large distances between them in the North Pacific, the meridional pressure gradients are smaller than in the North Atlantic. It may be inferred that the western air

mass transport is on average less intensive in the North Pacific in comparison with that in the North Atlantic.

5. The multiyear pressure oscillations in the atmospheric action centres of the North Pacific, unlike the North Atlantic, do not occur according to the law of simultaneous activation or deactivation of the centres. Here prevails a regularity when with activation of one centre there takes place deactivation of the other, and vice versa. However, this prevalence is not so great. Over the entire North Pacific, the general unidirectional pressure variations are superimposed by noticeable pressure fluctuations in the subtropical and middle latitudes with an opposite sign that mainly control the North Pacific Oscillation dynamics, as is the case with the North Atlantic Oscillation.

6. The highest pressure in both North Pacific atmospheric action centres was recorded at the beginning of the past century, and the lowest pressure, in the 1980's. The 80's were the most abnormal for the atmospheric conditions in the North Pacific. In those years, the Aleutian Low was located in the northernmost position, and the pressure registered in it was the lowest over the entire century. This is also characteristic of the Honolulu High, but the peak-to-peak pressure amplitude in it was noticeably smaller as compared to that of the Aleutian Low. The 60's and 90's, so characteristic for the dynamics of the North Atlantic atmospheric action centres, do not significantly stand out in the dynamics of the centres of the North Pacific Ocean.

In the structure of the multiyear intensity variability in the atmospheric action centres of the North Pacific region, it is necessary to note the presence of an oscillation with a period of 4–5 years and the absence of a clearly pronounced fluctuation with a period of 7–8 years, the latter being the most typical of the dynamics of the action centres in the North Atlantic. As in the North Atlantic, any noticeable trends in the characteristics of the atmospheric action centres are absent.

7. Four various presentations of the North Pacific Index were considered similarly to that of the North Atlantic. Of all reviewed indexes, it is the NPO Index that reflects in the best way the dynamics of the characteristics of atmospheric action centres in the Pacific region, dynamics of the pressure field over the North Pacific Ocean and multiyear variability in the meridional air mass transport in the west and east of the region; the NPO Index is defined as an averaged difference in the pressure between the regular grid points with coordinates 35°N, 160°W and 55°N,

160°W over three winter months (December – February). Alongside with this index, it is possible to prefer two generalized indexes presenting the first principal component of expansion into the natural orthogonal functions (NOF) for the four indexes considered in this work, i.e the NPO Indexes and of the pressure differences along the 160°W meridian and along the 55°N parallel in the west and east of the region. The latter of the indexes reflects the dynamics of the climatic characteristics in the region best of all.

However, unlike the North Atlantic, the NPO Index describes well not the first, but the second principal component of the NOF expansion of pressure field over the North Pacific Ocean which represents the differently directed pressure oscillations to the north and south of 35° N. As a result, on the whole the North Pacific Oscillation describes the dynamics of the pressure field over the North Pacific Ocean worse than the North Atlantic Oscillation does the dynamics of the baric field over the North Atlantic.

8. The temporal regularities of the NPO dynamics reveal the regularities which are characteristic of the variability of the North Pacific atmospheric action centres. In the 20th century there is no noticeable trend in the NPO dynamics; the most significant fluctuations have a period of about five years. Also present in the NPO variability are oscillations with a period of 16–19 years, 2–3 years and, probably, oscillations that are about 60 years long.

The low values of the NPO Index at the beginning of the 20th century were replaced by maximal values in the 20–30's, when they were the highest over the century. The NPO Index reached its minimum values in the 1960's, as well as the North Atlantic Oscillation Index. Thus, the 1960's were characterized by a very low-intensity atmospheric circulation in the middle latitudes as a whole in the entire North Hemisphere of the Earth. It is only possible to note that in the North Pacific Ocean this weakening of atmospheric circulation intensity manifested itself less than in the North Atlantic region. The NPO Index reached its new maximum in the 1980's. In the North Atlantic an absolute maximum of the atmospheric circulation intensity over the century was registered in the first half of the 90's, when a noticeable weakening of atmospheric circulation intensity already appeared in the North Pacific Ocean.

9. An analysis of the dynamics of climatic characteristics in the North Pacific Ocean showed that air temperature had been growing in

the region as a whole since the beginning of the 20th century. In most of the coastal areas it increased by 0.7 – 0.8° C over 90 years. The first temperature maximum in all regions, apart from Kamchatka, was recorded in the 1930–1940's, and the second one, during the last two decades of the 20th century. In the 60–70's, a drop of air temperature took place.

The strongest coupling of the air temperature variations over the entire Pacific coast of North America is directly observed with the pressure variations in the Aleutian Low centre. With activation of the Aleutian Low, the temperature on the entire coast of North America and Chukotka is growing.

Unlike the temperature, precipitation seems to be more intimately linked with the indexes describing intensity of the zonal and meridional air mass transports, and tends to be out of phase coincidence in the north-south and east-west directions.

10. The connection of the dynamics of the indexes of the NPO and pressure in the Aleutian Low centre with water temperature variations in the subarctic front zone is extremely close. It is the dynamics of ocean thermal conditions in the subarctic front zone that seems to form a long-period multiyear variability of atmospheric circulation intensity in the middle latitudes of the North Pacific region.

Temperature of water in the tropical zone of the North Pacific Ocean, as might be expected, is more intimately linked with multiyear variations of the Southern Oscillation Index.

11. Dynamics of the ocean-water level, being quite a well-defined index of dynamic processes in the ocean, proved to be intimately related to pressure variations in the atmospheric action centres in the considered region. The multiyear level fluctuations over the entire northern part of the region, starting in Kamchatka and ending in the northern part of the Canadian coast, are noticeably influenced by intensity dynamics of the Aleutian Low and the North Pacific Oscillation. The level at the coast of the southeast part of the region is formed under the effect of pressure dynamics in the centre of the Honolulu High and Southern Oscillation.

The pattern of the coupling between the level fluctuations and atmospheric circulation indexes is, unlike the North Atlantic, uniform over the entire region. This is explained by the fact that the basic feature of pressure dynamics in the North Pacific Ocean, unlike the North Atlantic, is a simultaneous decrease or increase in pressure over the entire region. As a consequence, the level fluctuations are unidirectional on rims of the

cyclonic and anticyclonic gyral in the ocean, as when one of them is intensified, the other is weakened, and vice versa. In contrast to this, in the North Atlantic there occurs a simultaneous strengthening or weakening of the gyral.

Apparently, in the zone of cyclonic circulation the ocean level is more intimately linked with the pressure in the Aleutian Low centre, and in the zone of anticyclonic circulation, with the pressure in the Honolulu High centre.

12. An analysis of the relation of the North Pacific Index dynamics with a number of other indexes shows that there is a relatively weak connection with the NPO in the long-term part of the variability spectrum. It manifests itself in activation of the atmospheric action centres in the North Pacific region as the NAO Index is increasing, with a time lag of about 2–3 years.

The Southern Oscillation renders a noticeably greater impact on intensity dynamics of the atmospheric circulation in the North Pacific Ocean, as compared to the North Atlantic Oscillation. This influence manifests itself mainly in the high-frequency part of the variability spectrum.

However, neither the former nor the latter fully controls the interannual variations of the North Pacific Oscillation and the characteristics of the atmospheric action centres. This variability appears to form mainly as a result of the ocean-atmosphere interaction directly in the northern part of the Pacific Ocean.

**Характеристики центров действия атмосферы в северной части
Тихого океана в среднем за год**

Го- ды	Алеутский минимум			Годы	Алеутский минимум		
	Р гПа	Широта Северная Градусы	Долгота Восточная Градусы		Р гПа	Широта Северная Градусы	Долгота Восточная Градусы
1900	1001,9	56,7	200,0	1948	1003,4	54,2	173,3
1901	1005,0	51,7	187,5	1949	1000,7	55,8	189,2
1902	1003,3	54,6	187,5	1950	1001,8	54,2	190,0
1903	1004,9	55,0	197,5	1951	1002,7	53,3	170,8
1904	1005,3	51,3	187,5	1952	1000,8	54,2	183,3
1905	1002,3	54,2	186,7	1953	999,9	54,6	185,0
1906	1005,5	50,0	176,7	1954	1003,3	55,4	189,2
1907	1006,2	52,5	181,7	1955	1002,7	54,6	179,2
1908	1003,7	55,0	178,3	1956	1003,2	52,5	186,7
1909	1005,8	55,4	189,2	1957	1002,2	52,5	179,2
1910	1004,0	54,2	188,3	1958	1000,6	54,6	188,3
1911	1004,5	53,3	180,8	1959	1003,3	52,9	177,5
1912	999,9	55,8	192,5	1960	1002,6	55,4	188,3
1913	1001,9	53,3	185,0	1961	1001,5	54,6	180,0
1914	1001,9	54,6	180,8	1962	1002,5	53,3	176,7
1915	1001,8	54,6	181,7	1963	1001,2	52,1	177,5
1916	1004,9	54,6	188,3	1964	1004,0	52,5	177,5
1917	1004,2	52,1	172,5	1965	1002,5	50,8	165,0
1918	1002,8	54,2	184,2	1966	1001,3	55,8	183,3
1919	1003,2	52,5	187,5	1967	1001,5	52,9	167,5
1920	1003,7	55,4	185,0	1968	1001,9	53,3	180,8
1921	1003,2	54,2	180,0	1969	999,8	53,3	171,7
1922	1003,0	52,9	178,3	1970	1002,0	55,4	180,7
1923	1001,1	53,8	172,5	1971	1003,6	53,3	187,5
1924	1001,5	54,6	185,0	1972	1003,9	55,0	176,7
1925	1000,8	54,6	183,3	1973	1002,1	54,2	175,8
1926	999,0	52,5	187,5	1974	1001,1	50,8	179,2
1927	1001,2	54,6	179,2	1975	1003,8	54,2	189,2
1928	1000,2	55,8	195,0	1976	1001,2	52,9	176,7
1929	999,9	53,8	171,7	1977	1000,2	55,8	178,3
1930	1001,9	55,4	184,2	1978	999,3	55,0	174,2
1931	1001,6	55,4	196,7	1979	1000,7	55,8	181,7
1932	1003,0	55,0	189,2	1980	1000,0	51,7	186,7
1933	1004,6	55,0	182,5	1981	1000,3	52,9	173,3
1934	1000,5	53,8	185,8	1982	1003,0	55,0	180,8
1935	1003,7	51,7	172,5	1983	998,9	55,0	188,3
1936	1000,8	52,5	172,5	1984	1001,8	54,2	191,7
1937	1002,6	54,2	180,0	1985	1001,5	55,8	180,0
1938	1000,9	54,2	182,5	1986	1000,3	53,3	182,5
1939	1000,6	55,0	185,8	1987	999,5	55,0	180,0
1940	998,3	54,2	187,5	1988	999,7	55,4	192,5
1941	1000,0	51,3	185,0	1989	1003,9	54,2	169,2
1942	1000,8	54,2	183,3	1990	1002,7	55,4	176,7
1943	1000,9	53,8	180,0	1991	1000,4	52,5	185,0
1944	1001,3	52,5	170,0	1992	1001,2	52,5	178,3
1945	1001,4	52,1	170,8	1993	1001,0	51,7	173,3
1946	1001,9	55,0	180,8	1994	1001,4	55,4	187,5
1947	1000,4	53,3	185,8	1995	1000,6	50,7	175,8

Продолжение приложения 1

Годы	Гонюльский максимум			Годы	Гонюльский максимум		
	Р гПа	Широта Северная Градусы	Долгота Восточная Градусы		Р гПа	Широта Северная Градусы	Долгота Восточная Градусы
1900	1023,4	34,6	223,3	1948	1025,8	36,7	211,7
1901	1024,1	32,1	221,7	1949	1025,2	35,0	208,3
1902	1023,8	33,8	207,5	1950	1022,4	33,3	219,2
1903	1024,4	34,6	215,8	1951	1023,8	34,2	217,5
1904	1024,7	31,7	212,5	1952	1024,7	34,6	209,2
1905	1023,6	32,5	215,8	1953	1024,6	34,6	212,5
1906	1023,0	30,0	215,8	1954	1023,6	36,3	219,2
1907	1024,4	32,9	217,5	1955	1025,6	35,8	213,3
1908	1025,0	32,9	216,7	1956	1024,5	35,4	210,8
1909	1025,1	31,7	215,8	1957	1022,6	34,2	209,2
1910	1024,5	32,9	215,8	1958	1023,2	35,4	209,2
1911	1025,2	35,8	214,2	1959	1024,0	35,4	214,2
1912	1024,5	32,1	215,0	1960	1023,9	33,8	218,3
1913	1024,2	32,9	220,8	1961	1024,4	35,8	215,8
1914	1023,4	33,3	212,5	1962	1024,0	35,8	210,8
1915	1024,6	33,8	208,3	1963	1023,8	35,8	215,8
1916	1025,8	33,3	217,5	1964	1025,2	35,0	214,2
1917	1025,9	35,8	219,2	1965	1023,4	37,1	212,5
1918	1024,7	33,3	214,2	1966	1023,2	35,4	218,3
1919	1024,5	35,0	219,2	1967	1024,6	35,8	214,2
1920	1024,6	34,2	215,8	1968	1022,5	33,8	209,2
1921	1024,3	32,9	217,5	1969	1023,0	34,2	209,9
1922	1024,7	33,3	211,7	1970	1024,7	35,8	205,8
1923	1024,2	34,6	215,8	1971	1025,3	35,8	216,7
1924	1024,8	35,0	217,5	1972	1023,8	35,8	218,3
1925	1024,2	33,8	214,2	1973	1024,4	34,2	210,8
1926	1023,2	32,1	209,2	1974	1023,4	35,8	217,5
1927	1024,2	33,3	215,8	1975	1025,9	36,3	218,3
1928	1024,1	35,4	223,3	1976	1024,1	35,8	215,8
1929	1023,9	37,1	217,5	1977	1023,1	38,3	213,3
1930	1023,6	36,3	214,2	1978	1023,3	36,3	215,8
1931	1023,8	33,3	209,2	1979	1022,8	36,3	205,0
1932	1024,4	34,6	216,7	1980	1023,8	36,7	210,0
1933	1025,1	33,8	219,2	1981	1022,2	35,8	216,7
1934	1023,7	34,6	212,5	1982	1022,6	35,4	203,3
1935	1022,8	34,6	220,8	1983	1022,7	33,8	212,9
1936	1023,6	34,6	211,7	1984	1022,6	38,3	217,5
1937	1024,3	34,6	211,7	1985	1024,1	39,6	212,5
1938	1023,6	32,9	208,3	1986	1022,2	37,5	220,8
1939	1025,0	36,3	215,8	1987	1022,5	35,0	206,7
1940	1021,6	34,2	200,0	1988	1023,6	37,1	214,2
1941	1022,6	33,3	209,2	1989	1024,4	37,1	211,7
1942	1022,5	34,6	217,5	1990	1023,5	36,3	213,3
1943	1023,1	35,0	219,2	1991	1023,1	36,7	216,7
1944	1024,7	36,3	215,8	1992	1021,3	34,6	205,8
1945	1021,5	38,8	216,7	1993	1022,2	33,3	207,3
1946	1021,8	39,2	217,0	1994	1023,8	35,0	212,5
1947	1024,5	35,0	212,5	1995	1022,7	33,8	207,5

**Характеристики центров действия атмосферы в северной части
Тихого океана в среднем за зиму (декабрь – февраль)**

Годы	Алеутский минимум			Годы	Алеутский минимум		
	Р гПа	Широта Северная Градусы	Долгота Восточная Градусы		Р гПа	Широта Северная Градусы	Долгота Восточная Градусы
1900	998,9	50,0	185,0	1948	997,4	53,3	190,0
1901	1000,2	46,7	180,0	1949	998,8	53,3	173,3
1902	994,3	50,0	190,0	1950	995,9	53,3	183,3
1903	1004,4	51,7	203,3	1951	998,2	51,7	186,7
1904	1000,4	50,0	196,7	1952	999,0	53,3	186,7
1905	996,8	50,0	183,3	1953	989,7	51,7	193,3
1906	999,1	51,7	186,7	1954	998,4	53,3	200,0
1907	1005,6	50,0	173,3	1955	994,8	55,0	183,3
1908	999,0	51,7	186,7	1956	1001,4	50,0	180,0
1909	999,3	53,3	196,7	1957	1001,0	48,3	180,0
1910	1002,5	53,3	180,0	1958	992,0	53,3	206,7
1911	1003,3	55,0	193,3	1959	998,1	53,3	196,7
1912	995,8	50,0	190,0	1960	994,8	55,0	186,7
1913	996,7	51,7	183,3	1961	992,5	53,3	193,3
1914	993,2	53,3	203,3	1962	998,3	46,7	170,0
1915	997,0	58,3	196,7	1963	994,4	46,7	196,7
1916	1002,4	48,3	170,0	1964	993,7	51,7	193,3
1917	998,7	48,3	173,3	1965	998,5	45,0	180,0
1918	997,3	48,3	170,0	1966	995,2	53,3	166,7
1919	993,6	55,0	200,0	1967	994,8	53,3	173,3
1920	1001,5	51,7	180,0	1968	994,3	50,0	173,3
1921	995,1	53,3	183,3	1969	998,0	55,0	186,7
1922	1002,4	50,0	173,3	1970	990,2	50,0	186,7
1923	996,0	50,0	173,3	1971	1000,9	46,7	188,6
1924	995,8	55,0	200,0	1972	1000,8	55,0	186,7
1925	996,9	50,0	173,3	1973	999,8	53,3	170,0
1926	991,4	53,3	203,3	1974	994,5	51,7	196,7
1927	993,3	53,3	193,3	1975	998,3	50,0	173,3
1928	992,4	55,0	176,7	1976	997,0	51,7	183,3
1929	988,8	51,7	176,7	1977	985,0	50,0	186,7
1930	997,1	55,0	183,3	1978	992,3	50,0	176,7
1931	987,8	55,0	196,7	1979	996,0	56,7	193,3
1932	1001,9	53,3	186,7	1980	998,0	48,3	180,0
1933	998,0	55,0	186,7	1981	990,3	48,3	186,7
1934	994,6	50,0	180,0	1982	1002,0	50,0	170,0
1935	997,8	53,3	180,0	1983	986,0	55,0	200,0
1936	991,4	50,0	193,3	1984	996,3	53,3	186,7
1937	1000,5	56,7	180,0	1985	995,3	51,7	170,0
1938	999,7	46,7	176,7	1986	986,7	51,7	193,3
1939	991,4	51,7	180,0	1987	988,7	51,7	180,0
1940	986,5	50,0	190,0	1988	990,3	55,0	180,0
1941	988,8	50,0	196,7	1989	997,9	55,0	176,7
1942	989,5	55,0	190,0	1990	997,3	55,0	186,7
1943	998,1	53,3	193,3	1991	997,5	48,3	186,7
1944	993,4	55,0	196,7	1992	992,3	51,7	190,0
1945	992,4	53,3	176,7	1993	996,4	51,7	173,3
1946	992,1	53,3	180,0	1994	995,5	51,7	176,7
1947	1000,4	46,7	170,0	1995	991,0	50,0	186,7

Продолжение приложения 2

Годы	Гонолульский максимум			Годы	Гонолульский максимум		
	Р гПа	Широта Северная Градусы	Долгота Восточная Градусы		Р гПа	Широта Северная Градусы	Долгота Восточная Градусы
1900	1023,8	35,0	235,0	1948	1024,1	36,7	226,7
1901	1022,2	31,7	230,0	1949	1027,8	35,0	216,7
1902	1024,3	33,3	203,3	1950	1022,6	31,7	223,3
1903	1022,4	33,3	233,3	1951	1022,2	33,3	226,7
1904	1025,9	31,7	230,0	1952	1023,0	30,0	220,0
1905	1020,8	26,7	213,3	1953	1025,2	31,7	223,3
1906	1023,6	31,7	233,3	1954	1023,6	36,7	233,3
1907	1021,6	28,3	226,7	1955	1025,8	36,7	226,7
1908	1024,1	30,0	220,0	1956	1021,4	30,0	226,7
1909	1022,2	30,0	210,0	1957	1023,2	40,0	226,7
1910	1023,6	31,7	216,7	1958	1021,8	33,3	190,0
1911	1024,3	38,3	220,0	1959	1023,0	36,7	226,7
1912	1024,1	31,7	226,7	1960	1022,8	30,0	216,7
1913	1024,2	33,3	226,7	1961	1024,7	36,7	233,3
1914	1021,1	35,0	236,7	1962	1024,1	31,7	230,0
1915	1023,0	28,3	183,3	1963	1022,8	36,7	236,7
1916	1023,8	31,7	220,0	1964	1026,4	36,7	226,7
1917	1024,6	33,3	223,3	1965	1022,0	33,3	230,0
1918	1023,9	33,3	230,0	1966	1022,8	31,7	206,7
1919	1025,3	33,3	226,7	1967	1023,1	31,7	226,7
1920	1024,1	40,0	233,3	1968	1020,6	31,7	196,7
1921	1024,4	30,0	223,3	1969	1021,0	35,0	218,7
1922	1022,6	33,3	223,3	1970	1020,5	30,0	201,7
1923	1024,0	33,3	223,3	1971	1025,9	35,0	223,3
1924	1025,2	33,3	230,0	1972	1024,5	36,7	220,0
1925	1023,6	28,3	230,0	1973	1021,5	31,7	220,0
1926	1023,1	36,7	236,7	1974	1022,7	35,0	233,3
1927	1023,7	28,3	223,3	1975	1024,7	33,3	226,7
1928	1024,5	36,7	233,3	1976	1027,3	36,7	230,0
1929	1024,6	40,0	226,7	1977	1023,7	40,0	240,0
1930	1021,1	36,7	230,0	1978	1018,7	33,3	240,0
1931	1023,7	31,7	223,3	1979	1022,0	35,0	213,3
1932	1026,1	36,7	210,0	1980	1019,7	35,0	206,7
1933	1026,4	33,3	223,3	1981	1021,3	36,7	236,7
1934	1022,2	33,3	233,3	1982	1021,0	35,0	230,0
1935	1021,6	31,7	230,0	1983	1020,7	28,3	208,0
1936	1019,4	30,0	230,0	1984	1022,3	38,3	240,0
1937	1029,1	36,7	200,0	1985	1024,0	40,0	223,3
1938	1020,6	31,7	230,0	1986	1022,3	38,3	240,0
1939	1026,8	31,7	220,0	1987	1021,3	35,0	233,3
1940	1019,5	35,0	206,7	1988	1022,3	36,7	230,0
1941	1018,7	25,0	190,0	1989	1026,1	36,7	223,3
1942	1021,8	35,0	223,3	1990	1023,7	36,7	226,7
1943	1021,3	33,3	233,3	1991	1023,4	40,0	230,0
1944	1023,7	31,7	220,0	1992	1019,5	31,7	186,7
1945	1021,8	38,3	240,0	1993	1020,8	28,3	202,7
1946	1021,2	38,3	240,0	1994	1022,0	35,0	223,3
1947	1020,9	36,7	233,3	1995	1020,1	31,7	196,7

Годы	NPO1, гПа	NPO2, гПа	NPO3, гПа	NPO4, гПа	NPO ₀₆ , у.е.	NPO ₀₆₂ , у.е.	КО, гПа	АО, гПа
1900	6,7	13,1	11,3	24,9	-0,73	0,42	-6,3	-3,8
1901	4,2	8,6	6,2	22,0	-2,26	-0,59	-4,4	-2,7
1902	11,9	11,4	11,8	30,0	0,18	0,49	-5,8	-4,6
1903	8,2	10,3	8,6	18,0	-1,89	-0,73	-4,6	0,2
1904	4,1	10,7	6,1	25,5	-1,69	-1,69	-0,9	0,5
1905	10,7	5,4	9,8	24,0	-1,40	0,62	-6,5	-6,0
1906	7,9	12,7	12,9	24,5	-0,54	0,38	-6,5	-2,2
1907	3,0	4,6	4,0	16,0	-3,65	-1,30	-1,6	-2,8
1908	14,4	13,7	17,7	25,1	0,73	1,38	-6,6	-5,7
1909	14,3	12,4	14,0	22,9	-0,02	-0,17	-4,2	-0,5
1910	8,1	12,7	11,6	21,1	-1,01	-1,24	0,4	-0,5
1911	9,1	12,7	10,7	21,0	-1,02	-1,39	0,3	0,1
1912	11,4	15,1	15,3	28,3	0,69	1,26	-6,5	-6,7
1913	13,4	14,7	14,6	27,6	0,70	1,19	-7,5	-5,4
1914	14,7	15,7	16,6	27,8	1,15	0,90	-6,7	-3,0
1915	14,2	10,9	14,1	26,0	0,16	-0,47	-1,5	-1,7
1916	6,1	10,0	5,1	21,4	-2,11	-2,09	-0,1	1,6
1917	8,3	12,4	11,6	25,9	-0,51	0,78	-6,5	-5,9
1918	8,3	15,4	10,1	26,7	-0,27	-0,67	-2,5	-1,8
1919	15,0	20,3	22,8	31,7	2,70	2,49	-8,9	-7,0
1920	3,7	4,8	5,1	22,5	-2,76	0,04	-4,6	-7,6
1921	9,4	20,3	16,9	29,3	1,31	-0,13	-1,9	-1,7
1922	11,4	8,4	13,1	20,1	-1,10	0,62	-4,6	-6,1
1923	10,7	11,2	11,0	27,9	-0,26	0,24	-4,6	-4,9
1924	14,0	19,6	16,9	29,4	1,69	0,67	-5,2	-3,1
1925	7,3	13,4	9,8	26,7	-0,60	-0,29	-4,0	-2,8
1926	9,4	17,6	15,8	31,7	1,18	0,98	-5,3	-5,9
1927	12,7	17,2	17,7	30,4	1,50	1,43	-6,2	-6,6
1928	20,4	11,1	17,2	32,0	1,72	1,55	-4,1	-10,4
1929	17,4	10,8	16,0	35,8	1,69	2,09	-6,4	-12,1
1930	5,4	7,5	3,2	24,0	-2,35	-1,55	-2,2	-0,8
1931	19,1	22,0	26,8	35,9	4,12	2,51	-10,4	-9,4
1932	10,8	18,0	12,5	24,2	0,22	-0,91	-3,2	2,4
1933	11,7	21,0	15,4	28,4	1,36	0,13	-3,8	-2,1
1934	1,1	14,0	6,6	27,6	-1,35	-1,43	-1,6	-0,1
1935	13,4	13,1	12,7	23,8	-0,07	-0,15	-2,1	-4,2
1936	8,1	10,5	10,3	28,0	-0,63	0,46	-5,0	-6,4
1937	13,6	14,1	12,3	28,6	0,53	-1,80	2,6	1,1
1938	3,1	12,5	8,8	20,8	-1,82	-1,11	-0,9	-1,7
1939	18,9	20,0	21,3	35,3	3,27	2,75	-9,6	-9,0
1940	9,4	10,4	12,1	33,1	0,21	0,53	-4,1	-6,8
1941	13,2	7,9	16,4	29,9	0,40	1,76	-6,8	-9,0
1942	21,1	12,9	21,9	32,3	2,48	2,94	-8,9	-10,8
1943	10,2	12,6	11,8	23,3	-0,57	-1,34	2,0	-1,7
1944	13,7	16,9	18,4	30,3	1,63	1,76	-5,4	-9,4
1945	18,0	11,6	18,3	29,3	1,37	2,14	-5,9	-11,5
1946	18,5	17,6	16,5	29,1	1,83	0,61	-4,6	-3,7
1947	3,3	8,7	3,0	20,5	-2,82	-1,80	-1,2	-0,5

Продолжение приложения 3

1948	12,7	17,3	15,6	26,7	0,90	-0,18	-1,3	-3,0
1949	15,5	17,9	11,9	29,0	1,10	-1,15	-0,5	0,2
1950	3,8	12,9	2,4	26,7	-1,73	-3,75	5,0	4,9
1951	15,7	14,5	13,1	24,0	0,36	-0,57	-2,6	-0,3
1952	12,7	18,3	11,7	24,0	0,32	-1,53	-0,7	3,0
1953	14,5	22,2	20,6	35,5	3,03	1,51	-5,8	-5,6
1954	10,1	17,5	11,3	25,2	0,08	-0,66	-2,7	-0,8
1955	16,0	16,2	16,8	31,0	1,68	0,40	-3,6	-3,3
1956	-0,8	13,2	5,2	20,1	-2,56	-3,44	4,8	7,0
1957	3,3	6,9	2,1	22,2	-2,91	-1,57	-2,1	-1,6
1958	13,7	16,9	17,3	29,7	1,45	0,41	-5,2	-1,0
1959	12,7	13,7	11,2	24,9	-0,11	-0,77	-1,7	-1,4
1960	18,9	14,6	17,9	28,0	1,58	0,90	-3,4	-6,3
1961	13,5	14,1	14,6	32,2	1,13	0,85	-3,8	-7,7
1962	1,4	8,5	1,8	25,8	-2,57	-1,75	-0,4	-2,7
1963	-1,8	4,0	-1,5	28,4	-3,40	-1,47	-1,3	-5,8
1964	14,7	17,7	20,7	32,7	2,29	2,69	-8,4	-10,5
1965	5,4	10,9	7,6	23,5	-1,60	-1,22	-0,7	-2,0
1966	19,3	13,7	15,2	27,6	1,21	-0,44	-0,6	-2,3
1967	16,4	20,3	12,9	28,3	1,46	-1,12	-1,5	2,0
1968	0,8	10,5	-2,5	26,3	-2,81	-2,93	0,4	1,6
1969	14,4	11,2	8,5	23,0	-0,68	-2,62	2,1	4,9
1970	15,0	11,0	14,2	30,3	0,71	1,47	-7,2	-8,0
1971	4,8	19,2	7,5	25,0	-0,65	-2,01	0,6	1,8
1972	8,8	14,6	7,7	23,7	-0,87	-1,93	0,2	1,9
1973	13,1	8,6	7,6	21,7	-1,31	-1,62	0,9	-1,2
1974	4,9	16,6	9,4	28,2	-0,37	-1,22	-1,6	0,4
1975	11,3	18,7	14,3	26,3	0,74	0,36	-6,3	-1,3
1976	11,0	19,3	14,3	30,3	1,20	-0,35	-1,3	-2,7
1977	15,0	14,0	19,7	38,7	2,48	3,74	-11,0	-15,3
1978	13,0	6,0	8,3	26,3	-1,02	0,18	-5,7	-5,0
1979	18,7	11,7	15,3	26,0	0,79	0,43	-3,0	-5,3
1980	4,7	6,0	3,3	21,7	-2,81	-1,41	-2,0	-2,0
1981	3,7	7,7	7,0	31,0	-1,36	0,73	-7,3	-7,7
1982	4,0	11,0	2,3	19,0	-2,74	-2,45	-1,0	3,3
1983	15,7	16,7	16,0	34,7	2,02	1,66	-11,0	-3,3
1984	6,7	9,7	8,3	26,0	-1,27	-0,26	-3,0	-5,3
1985	11,3	11,0	12,3	28,7	0,00	1,22	-6,3	-8,7
1986	15,3	7,3	10,3	35,7	0,54	1,09	-6,7	-8,7
1987	23,0	15,3	21,3	32,7	2,89	3,34	-11,3	-11,0
1988	20,7	14,0	18,0	32,0	2,13	2,50	-9,0	-10,3
1989	13,4	11,0	8,2	28,2	-0,27	-0,84	-0,6	-4,4
1990	16,2	15,4	14,7	26,4	0,92	0,99	-6,9	-4,7
1991	5,4	8,1	6,5	25,9	-1,75	-0,13	-3,3	-7,1
1992	16,0	16,3	16,4	27,3	1,26	0,41	-5,2	-1,6
1993	13,9	7,2	7,0	24,4	-1,15	-0,49	-4,2	-3,1
1994	14,6	14,7	15,3	26,5	0,76	0,26	-2,9	-4,2
1995	9,3	9,0	10,9	29,1	-0,50	0,46	-6,2	-4,5

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	5
Введение	6
Глава 1. Центры действия атмосферы северной части Тихого океана	8
1.1. Сезонная динамика	9
1.2. Многолетняя динамика	19
1.3. Динамика центров действия как единой системы	29
1.4. Структура многолетней изменчивости	33
Глава 2. Северо-Тихоокеанское колебание как индекс атмосферной циркуляции над северной частью Тихого океана	40
2.1. Возможные варианты индекса северо-тихоокеанского колебания ..	40
2.2. Северо-Тихоокеанское колебание и динамика барического поля над северной частью Тихого океана	49
2.3. Временные закономерности межгодовой изменчивости Северо-Тихоокеанского колебания	55
Глава 3. Северо-Тихоокеанское колебание и динамика климата в северной части Тихого океана	61
3.1. Температура воздуха, осадки, речной сток	61
3.2. Гидрологические характеристики (температура воды, ледовитость) ..	72
3.3. Уровень океана	83
Глава 4. Северо-Тихоокеанское колебание и его связь с другими индексами атмосферной циркуляции	89
4.1. Связь Северо-Тихоокеанского колебания с Северо-Атлантическим ..	90
4.2. Связь Северо-Тихоокеанского колебания с Южным колебанием ..	94
4.3. Северо-Тихоокеанское колебание и повторяемость форм атмосферной циркуляции по Г.Я. Вангенгейму – А.А. Гирсу	98
4.4. Северо-Тихоокеанское колебание и северо-тихоокеанский индекс ..	100
Заключение	102
Список литературы	112
Приложение 1	114
Приложение 2	116
Приложение 3	118

CONTENTS

Preface	5
Introduction	6
Chapter 1. The atmospheric action centres in the North Pacific Ocean	8
1.1. Seasonal dynamics	9
1.2. Multiyear dynamics	19
1.3. Dynamics of the action centres as a single system	29
1.4. Structure of multiyear variability	33
Chapter 2. The North Pacific Oscillation as an index of the atmospheric circulation over the North Pacific Ocean	40
2.2. The North Pacific Oscillation and the dynamics of the baric field over the North Pacific Ocean	49
2.3. Temporal regularities in the interannual variability of the North Pacific Oscillation	55
Chapter 3. The North Pacific Oscillation and climate dynamics in the North Pacific Ocean	61
3.1. Air temperature, precipitation, river runoff	61
3.2. Hydrological characteristics (water temperature, ice cover)	72
3.3. Ocean-water level	83
Chapter 4. The North Pacific Oscillation and its relation to other atmospheric circulation indexes	89
4.1. The relation between the North Pacific Oscillation and the North Atlantic Oscillation	90
4.2. The relation between the North Pacific Oscillation and the Southern Oscillation	94
4.3. The North Pacific Oscillation and recurrence of the Atmospheric circulation forms, according to G.Ya. Vangenheim and A.A. Girs	98
4.4. The North Pacific Oscillation and the North Pacific Index	100
Conclusion	107
References	112
Appendix 1	114
Appendix 2	116
Appendix 3	118

67-50

Научное издание

Николай Павлович Смирнов
Владимир Николаевич Воробьев

СЕВЕРО-ТИХООКЕАНСКОЕ КОЛЕБАНИЕ И ДИНАМИКА
КЛИМАТА В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Монография

Компьютерная верстка Н.И. Афанасьевой
Редактор И.Г. Максимова

ЛР № 020309 от 30.12.96.

Подписано в печать 30.10.02. Формат 60x90 1/16. Гарнитура Times New Roman.
Бумага офсетная. Печать офсетная. Усл.печ.л. 5,5. Уч.-изд.л. 5,3. Тираж 200 экз. Заказ № 107
РГГМУ, 195196, Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., 98.
ЗАО «Лека», 195112, Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., 68.
