

МНОГОЛЕТНЯЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ИНТЕНСИВНОСТИ ЦИРКУЛЯЦИИ ВОД СУБТРОПИЧЕСКИХ АНТИЦИКЛОНИЧЕСКИХ КРУГОВОРОТОВ ТИХОГО ОКЕАНА

По данным наблюдений на уровневых постах показана связь между атмосферными процессами, интенсивностью течений и колебаниями уровня в субтропических зонах Тихого океана. Получено, что изменения интенсивности течений в результате взаимодействия вод океана с атмосферой представляют собой циклический автоколебательный процесс с продолжительностью циклов от 3 до 8 лет. Ключевым моментом цикла (переключателем цикла) является достижение максимально возможного значения уровня в западных частях тропической зоны океана.

Ключевые слова: *Тихий океан, интенсивность циркуляции вод, аномалии температуры поверхности моря, субтропический круговорот, автоколебательный процесс.*

Введение. Субтропические антициклонические круговороты вод существуют в обоих полушариях Атлантического и Тихого океанов, а в Индийском – только в Южном полушарии, так как круговорот Северного полушария здесь меняет направление движения вод в зависимости от сезона года. Особенно хорошо оба субтропических круговорота выражены в Тихом океане. Границей раздела северного и южного круговоротов служит не экватор, а внутритропическая зона низкого атмосферного давления, расположенная в полосе примерно 4-8°с.ш. В этой узкой полосе течение меняет направление на обратное – Межпассатное противотечение, разделяющее Северное и Южное пассатные течения. Географический экватор проходит в Южном пассатном течении, которое оказывается более широким, чем Северное пассатное течение. Оба пассатные течения являются звеньями огромных круговоротов вод антициклонического направления. Достигая западных берегов океана пассатные течения поворачивают сначала в сторону полюсов, образуя западные пограничные течения: Куроисио в Северном и Восточно-Австралийское в Южном полушариях. В зоне западных ветров эти течения разветвляются и уже в виде отдельных ветвей пересекают океан в обратном направлении – с запада на восток. Вблизи восточных берегов океана часть вод этих течений направляется в сторону экватора – Калифорнийское и Перуанское течения. Приближаясь к 20° с. и ю. широты оба эти течения попадают в зону пассатов, замыкая таким образом циклонические круговороты [1-3].

Наличие пассатных ветров в тропической зоне приводит к сгону теплой воды верхнего слоя и, следовательно, к понижению уровня воды по сравнению с западной частью этой зоны, где наблюдается накопление теплой воды и повышение уровня. Температура воды на западе экваториальной зоны превышает 29°C, а ее распространение достигает почти 180° долготы. На востоке этой зоны температура воды обычно составляет 24-25°C. Однако при усилении пассата в этой части экваториальной зоны температура воды может опускаться до 19-20°C [4]. Ширина этой холодной полосы с температурой, не превышающей 25°C, достигает 150°з.д., т.е. примерно середины океана по экватору.

При хорошо развитом пассате такое распределение температуры воды поверхностного слоя является достаточно обычным явлением, но примерно через 3-5, иногда 6 или 7 лет пассат ослабевает (или даже прекращается на некоторый интервал времени). Тогда ослабевают пассатные течения, исчезает экваториальный апвеллинг и наблюдается потепление верхнего слоя воды у берегов Эквадора и Перу. Первоначально этому явлению моряками было дано название Кальяо-пэинтер, т.е.

художник Кальяо, так как резкое потепление в упомянутых районах приводит к гибели холодноводного планктона и образованию некоторого количества сероводорода в верхнем слое воды. Вследствие этого волны оставляют черные разводы на бортах судов, следующих в порт Кальяо. Впоследствии этому явлению было дано название Эль-Ниньо (El-Nino), которое сохранилось до настоящего времени. Изучением Эль-Ниньо занимались многие ученые [5-9]. В упомянутых работах процесс развития Эль-Ниньо описан достаточно подробно. Потепление верхнего слоя воды в восточной части экваториальной зоны оценивается индексом Эль-Ниньо, под которым понимается средняя аномалия температуры этого слоя между 5° ю.ш. и 5° с.ш. (чаще всего от 90° до 170° з.д., иногда рассматривается район 90° до 170° з.д.).

В настоящей работе мы не рассматриваем собственно Эль-Ниньо. Мы полагаем, однако, что колебания интенсивности Южного пассатного течения – это только часть (может быть наиболее заметная) общего явления – междугодичной (или многолетней) изменчивости интенсивности обоих антициклонических субтропических круговоротов вод, обусловленный взаимодействием океанических и атмосферных процессов.

Использованные материалы наблюдений. Для оценки изменчивости обширных антициклональных круговоротов необходимы глубоководные измерения течений на разрезах, пересекающих течения, или хотя бы измерения температуры и солености, позволяющие вычислить геострофические течения и расходы воды, переносимой этими течениями, каждый месяц или, в крайнем случае, каждый сезон на протяжении 20-30 лет. Таких измерений нет и не будет еще на протяжении по меньшей мере нескольких десятилетий. Наиболее интенсивно глубоководные измерения производились в 60-е – 80-е годы минувшего столетия. Однако эти измерения, выполнявшиеся в разных регионах Мирового океана, позволяют оценить интенсивность наиболее значительных течений только в среднем плане – т.е. средние расходы пассатных течений, западных (частично и восточных) пограничных течений, Кругового Антарктического течения, отдельных ветвей Северо- и Южно-Атлантических и Тихоокеанских течений и, пожалуй, еще средние расходы муссонных течений Индийского океана. Что же касается многолетних закономерностей колебания интенсивности этих течений, взаимодействия их с атмосферными процессами и реальной, доказанной наблюдениями, проверки таких закономерностей пока почти нет. Главная причина слабой изученности многолетней (или хотя бы междугодичной) изменчивости интенсивности основных круговоротов вод состоит в трудности выполнения регулярных глубоководных измерений не только течений, но даже температуры и солености, позволяющих рассчитывать геострофическую составляющую течений, а также огромной стоимости выполнения таких измерений. В связи с этим нам представляется целесообразным использовать стационарные наблюдения за уровнем океана, выбрав водомерные посты, расположенные по периметру обоих субтропических круговоротов, как на континентальных берегах, так и на островах, расположенных на пути течений. Предполагается, что после исключения сезонных колебаний уровня, его отклонения от нормы являются результатом междугодичной изменчивости интенсивности течений. Некоторую проверку такого предположения оказалось возможным осуществить, используя материалы глубоководных наблюдений на разрезе поперек Южного пассатного течения по 165° в.д. от 20° ю.ш. до 5° ю.ш. Измерения температуры и солености воды выполнялись в течение нескольких лет 4 раза в год, т.е. один раз в сезон, но в иные годы наблюдения выполнялись только 3 раза. Каждый год измерения вдоль разреза производились на 16-17 станциях до глубины не менее 1000 м (иногда некоторые станции пропускались). Так как пассатные течения не распространяются глубже 1000 м, то выбор отсчетной поверхности на глубине 1000 м можно считать вполне приемлемым. Расходы воды через разрез

изменяются в довольно больших пределах, поэтому были вычислены их средние годовые значения и выбраны максимальные значения в каждом году.

В качестве примера в табл.1 показаны расходы для 4 разных лет: в 1988 и 1989 гг. как максимальные, так и средние расходы были очень значительными, а в 1991 и в 1992 гг. почти вдвое меньшими. В соответствии с этим водомерные посты на западе океана показали положительные аномалии уровня, т.е. усиление нагонного эффекта, причем не только в зоне пассата, но и за его пределами (в Восточно-Австралийском течении). В 1991 и особенно в 1992 гг. нагонный эффект был гораздо более слабым и на тех же самых постах наблюдались отрицательные аномалии уровня. На востоке океана наоборот – в 1988 и 1989 гг. аномалии уровня были отрицательными, а в 1991 и 1992 гг. положительными.

Таблица 1 – Вычисленные расходы основной ветви Южного пассатного течения вдоль меридиана 165° в.д. от 5° ю.ш. до 20° ю.ш. и соответствующие им средние годовые аномалии уровня на западном и восточном берегах океана

Годы	Число измер. в течение года	Средний расход течения, Св	Максим. расход течения, Св	Индекс ЮК (средний за год)	Сред. годовые аномалии уровня, мм			
					Юз часть океана		Юв часть океана	
					Рабаул 4,2° ю.ш.	Брисбен 27,4° ю.ш.	Ла-Либертад 2,2° ю.ш.	Кальдера 27° ю.ш.
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1988	3	66,9	74,2	+1,15	46	68	-42	-48
1989	3	53,6	72,1	+0,93	89	49	-43	-74
1991	4	37,2	45,8	-1,55	-10	-10	12	7
1992	4	34,6	40,9	-2,00	-129	-16	34	57

В той же таблице в графе 5 показаны средние годовые значения индексов так называемого Южного колебания (ЮК) – характеристики интенсивности пассата Южного полушария. Индекс ЮК представляет собой нормированную разность атмосферного давления между о.Таити (17° ю.ш., 150° з.д.), примерно на среднем меридиане Тихого океана и портом Дарвин (12° ю.ш., 131° з.д.) – на границе между Тихим и Индийским океанами. Эта разность показывает зональный градиент атмосферного давления и характеризует усиление пассата в западной половине океан знаком плюс и ослабление – знаком минус. В дальнейшем мы еще вернемся к тому, что именно характеризует этот индекс.

Для анализа было выбрано более 30 постов с ежемесячными значениями уровня океана без пропусков и переносов мест наблюдения. Длина рядов наблюдений неодинакова. Наиболее продолжительные ряды составляют от 30 до 41 года. Таких постов 14, остальные ряды имеют более короткие ряды наблюдений – от 20 до 29 лет, и только на двух постах, расположенных близко к центральной части круговорота: Аварау (о-ва Кука) и Нукулаофа (о-ва Тонга), наблюдения производятся лишь последние 14 лет. На карте течений (рис.1) все посты показаны кружками, их координаты, названия и число ежемесячных значений уровня показаны в табл. 2-5.

По наблюдениям всех постов вычислены средние ежемесячные многолетние значения уровня. Эти средние месячные значения вычтены из ежемесячных значений каждого года, т.е. получены отклонения от годового хода, которые и считались аномалиями, обусловленными колебаниями интенсивности течений на разных участках круговоротов.

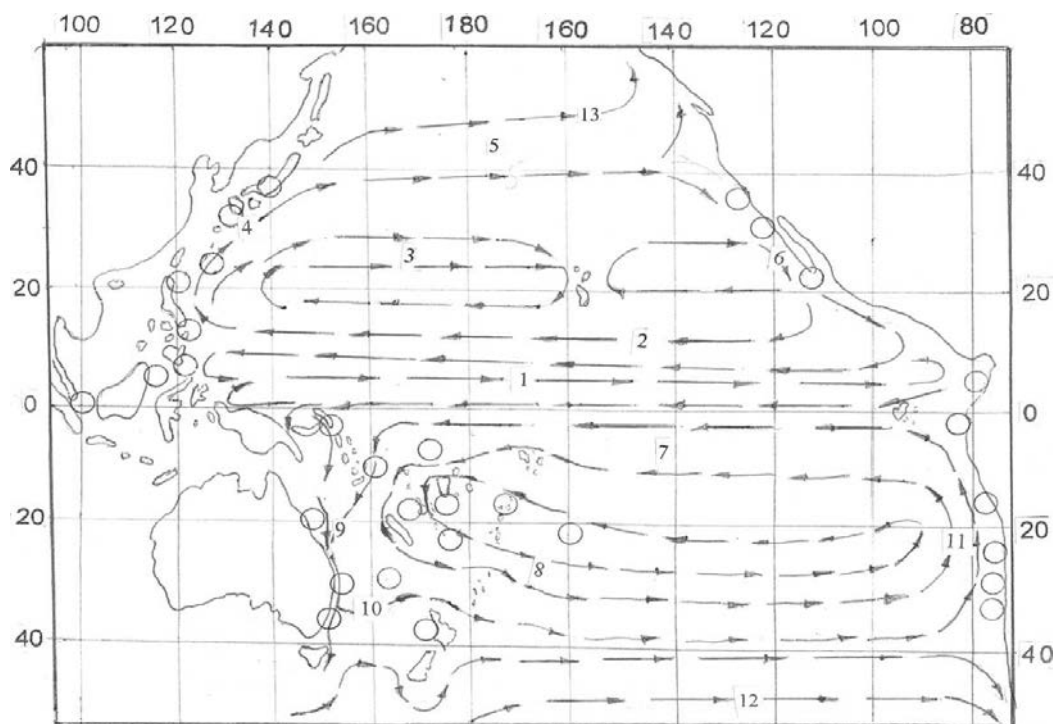


Рис.1 Схема течений тропической и субтропической части Тихого океана

1 – межпассатное противотечение; 2 – Северное пассатное течение; 3 – Северное субтропическое противопассатное течение; 4 – Куроисио; 5 – Северо-Тихоокеанское течение; 6 – Калифорнийское течение; 7 – Южное пассатное течение; 8 – Южное субтропическое противопассатное течение; 9 – Восточно-Австралийское течение; 10 – Тасманов фронт; 11 – Перуанское течение; 12 – течение Западного дрейфа; 13 – Северо-Тихоокеанское течение.

Кружками обозначено примерное положение водомерных постов, точные их координаты приведены в табл.2,3.

Антициклонические субтропические круговороты вод в Тихом океане и их междугодичная изменчивость. Субтропические круговороты вод в Тихом океане занимает огромную площадь. Вдоль среднего меридиана (примерно 160°в.д.) их северная и южная границы проходят вдоль субполярных фронтов по 40° северной и 40° южной широты. Их протяженность в широтном направлении еще больше: по границе их раздела (межпассатное противотечение) расстояние между восточным и западным краями круговоротов составляет около 130° (от 130°в.д. до 80°з.д.).

Нагон воды к западным берегам пассатными ветрами и подъем уровня у западных берегов океана приводит к частичному ее оттоку Межпассатным противотечением, а также подповерхностным противотечением Кромвелла вдоль экватора и слабым (по сравнению с упомянутыми выше) Южным экваториальным противотечением (также подповерхностным, как и течение Кромвелла, но местами выходящим на поверхность и примерно симметричным Межпассатному противотечению). Однако масса нагоняемой пассатами воды к западным берегам океана между 20°с. и 20°ю. широты не компенсируется ее оттоком на восток упомянутыми выше узкими течениями обратного направления. Основная масса воды уходит вдоль западных берегов на север в Северном полушарии и на юг – в Южном, образуя западные пограничные течения: Куроисио и Восточно-Австралийское. От северного края Северного пассатного течения около 20°с.ш. отделяется несильное, но все же достаточно хорошо выраженное противотечение, переносящее теплые воды между 20° и 28°с.ш. в обратном направлении (на восток). Это течение обнаружено давно и в Морском атласе [1]

названо субтропическим противотечением. Достигая Гавайских островов, это течение раздваивается – его южная часть поворачивает к югу, а северная огибает Гавайи с севера и продолжает двигаться на восток к побережью Калифорнийского полуострова. Основная же часть вод Северного пассатного течения, минуя северную оконечность Филиппинских островов, подходит к проливу между о. Тайвань и самой южной группой Японских островов (Сакусимо). Часть воды проходит через этот пролив и направляется к северу вдоль о-вов Рюкю с внутренней стороны (т.е. со стороны Восточно-Китайского моря), а другая часть проходит с океанской стороны вдоль тех же островов в сторону Японии. От течения, проходящего на север вдоль о-вов Рюкю со стороны Восточно-Китайского моря, отходят две ветви – одна в Желтое море (вдоль берегов Кореи), которое она обходит против часовой стрелки (теплое течение Желтого моря). Вторая ветвь, отходящая от Курисио – Цусимское течение. Входит в Японское море через Корейский пролив и следует к северу вдоль Японских о-вов. Основная часть вод этого течения выходит в океан через Сангарский пролив, а ее остаток – через пролив Лаперуза в Охотское море. Однако, как течение Желтого моря, так и Цусимское течение составляют лишь небольшую долю Курисио.

Оставшаяся часть воды ветви, проходящей вдоль архипелага Рюкю со стороны Восточно-Китайского моря выходит в океан южнее о-ва Кюсю. Соединяясь с внешней ветвью Курисио она превращается в мощное течение считающееся вторым после Гольфстрима, его расход достигает 40-50 Св, а по некоторым данным [2] в отдельных случаях даже 70 Св. Минуя подводный хребет Нампо, течение начинает постепенно отходить от японских берегов. Между ним и берегом вклинивается с севера холодная ветвь Курило-Камчатского течения (Ойясио). Около 40°с.ш. от Курисио отделяется Северо-Тихоокеанское течение, которое под воздействием западных ветров пересекает океан до побережья Северной Америки. У побережья Северной Америки Северо-Тихоокеанское течение разветвляется, южный его край поворачивает на юг, образуя Калифорнийское течение, которое, достигая примерно 20°с.ш. вливается в Северное Пассатное течение, замыкая с востока северный субтропический антициклонический круговорот. Северный край Северо-Тихоокеанского течения проходит в сторону Аляскинского залива (Аляскинское течение), но это уже часть субполярного циклонического круговорота, особенности которого в настоящей работе не рассматриваются.

Южное Пассатное течение является более широким, чем Северное и отличается от последнего более значительными скоростями, следовательно и более значительным расходом воды. В связи с этим можно было бы ожидать, что и западное пограничное течение Южного полушария окажется более сильным, чем Курисио. Однако это совсем не так. Восточно-Австралийское течение как по нашим, так и зарубежным данным является наиболее слабым из всех западных пограничных течений. Его средний расход около 30 Св. В периоды усиления может достигать 40 Св., а в периоды ослабления – существенно меньше 30 Св. Причиной этого являются особенности рельефа дна юго-западной части Тихого океана – наличие меридиональных подводных хребтов и Большого Барьерного рифа вдоль побережья Австралии. Самый южный край Южного Пассатного течения проходит севернее островов Фиджи примерно по 18°ю.ш., попадая в Северо-Фиджийскую котловину, затем перед поднятием о-вов Новые Гебриды поворачивает обратно и выходит на восток южнее о-вов Фиджи и Тонга около 21-22°ю.ш. Это первая ветвь субтропического противопассатного течения.

В Коралловое море может свободно входить часть вод Южного Пассатного течения около 10°ю.ш. через глубокий пролив между о-вами Санта-Крус и о.Кристоваль из группы Соломоновых о-вов. Более северная часть течения от 10° до 5°ю.ш. встречает преграду в виде Соломоновых о-вов, проливы между которыми очень

мелководны, течение может проходить только вдоль этих островов, а затем входить в Соломоново и Ново-Гвинейское моря между о-вами Бугенвиль, Новая Ирландия, Новая Британия, Адмиралтейства. Однако попадая из Соломонова моря в Коралловое, воды Южного Пассатного течения не могут образовать сильного пограничного течения, так как вдоль Австралии простирается широкий Большой Барьерный риф и острова Честерфилд, Белен, Новая Каледония, а от них на юг проходят подводные меридиональные хребты Норфолк и Лорд-Хау, между которыми расположена узкая глубокая Новокаледонская котловина, которая почти доходит до мелководья Северного острова Новой Зеландии. Собственно Восточно-Австралийское течение становится хорошо выраженным только южнее тропика, где Барьерный риф суживается, а затем исчезает.

Как по нашим материалам, так и по литературным источникам [10], наибольшей мощности течение достигает между 27° и $32-33^{\circ}$ ю.ш., именно здесь его расход в среднем достигает 30 Св. Далее на юг австралийский берег несколько отступает к западу, а вдоль юго-восточной окраины Австралии в сторону Сиднея дуют ветры с юго-запада, которые нагоняют в Тасманово море более холодные воды и отделяют от Восточно-Австралийского течения ветвь на восток, составляющую около $2/3$ его расхода. Эта ветвь теплого Восточно-Австралийского течения пересекает подводные хребты в их наиболее глубоких местах и в виде волнистой линии обходит с севера мыс Северный Новой Зеландии и выходит в океан. В иностранной литературе это течение получило название Тасманов фронт. Таким образом теплые воды, выходящие в океан примерно между $18-20^{\circ}$ и $32-33^{\circ}$ ю.ш. образуют субтропическое противопассатное течение Южного полушария. Более холодные воды, вошедшие с юга в Тасманово море восточнее оставшейся слабой ветви Восточно-Австралийского течения, доходящего до о.Тасмания, выходят в океан, огибая о.Южный вместе с поднятием Чатам. Около $40^{\circ}-41^{\circ}$ ю.ш. образуется субполярный фронт, простирающийся на восток. Однако по мере приближения к берегам Чили фронт становится мало заметным, однако именно на этой широте происходит разделение вод, проходящих на восток, на две ветви. Одна из них поворачивает на север вдоль берегов Чили, а затем Перу (Перуанское течение), которое вливается около 20° ю.ш. в Южное Пассатное течение. Вторая ветвь проходит к югу (в статье [11] мы назвали ее Чилийским течением), обходит Огненную Землю в виде самой северной ветви Кругового Антарктического течения (течения м.Горн).

На рис.1 субтропические круговороты обоих полушарий Тихого океана представлены несколько упрощенно, но положение основных их фрагментов показано довольно правильно. Как видно из рисунка (это указано и в тексте статьи) здесь нет в центрах субтропических зон «течений неопределенных или переменных направлений», которые отмечаются в аналогичных областях Атлантики [12]. В центральных областях обоих круговоротов между 20° и $30-32^{\circ}$ северной и южной широты проходят субтропические противопассатные течения (по нашей терминологии) или субтропические противотечения [13], которые начинаются в районе перехода пассатных течений в западные пограничные течения. Причиной такого различия между Тихим океаном и Атлантикой, по-видимому, являются очень сложные морфологические условия западной части Тихого океана: наличие многочисленных крупных и мелких островов, островных дуг, подводных хребтов и поднятий, запутанных проходов между ними, что приводит к отделению от края пассатных течений отдельных ветвей, которые уже в субтропической зоне поворачивают на восток.

Субтропические антициклонические круговороты испытывают междугодовые (или многолетние) колебания интенсивности течений на всех участках одновременно, включая как пассатные, так и западные и восточные пограничные течения, а также

противотечения (по отношению к пассатным течениям), пересекающие океан в направлении на восток между пассатными течениями и субполярными фронтами.

Для доказательства одновременного усиления или ослабления всех участков обоих субтропических круговоротов были вычислены коэффициенты корреляции между ежемесячными аномалиями уровня на водомерных постах, расположенных в разных полушариях, но на одной и той же широте в западной и восточной частях океана. Коэффициенты корреляции между аномалиями уровня в западной части независимо от того, северное это или южное полушарие, должны быть положительными, точно так же, как и между аномалиями уровня в восточной части. Результаты таких расчетов приведены в табл.2, где можно видеть, что эти коэффициенты оказались действительно положительными и даже довольно большими при том, что ряды аномалий уровня, а их длина составляет от 200 до 300 месяцев. Это означает, что при усилении течений всех участков круговорота на западной его стороне наблюдается нагон (положительные аномалии уровня в обоих полушариях), а при ослаблении круговоротов – отрицательные аномалии. На восточной стороне при усилении круговоротов происходит усиление сгонных явлений, т.е. отрицательные аномалии уровня на всех постах обоих полушарий.

Таблица 2 – Коэффициенты корреляции между аномалиями уровня на водомерных постах, расположенных в разных полушариях западной и восточной частей Тихого океана

№	Название постов	Части океана	Географические координаты	Коэфф. корреляции	Число месяцев
1	П.Армульяс Ла-Либертад	СВ ЮВ	8,3°с.ш. 79,6°з.д. 2,2°ю.ш. 80°з.д.	0,81	256
2	Ла-Либертад Лос-Анжелес	СВ ЮВ	2,2°ю.ш. 80°з.д. 33,4°с.ш. 118°з.д.	0,70	256
3	Сан-Лукас Антофагаста	СВ ЮВ	22,9°с.ш. 110°з.д. 23,6°ю.ш. 70,4°з.д.	0,54	288
4	Лос-Анжелес Вальпараисо	СВ ЮВ	33,4°с.ш. 118°з.д. 33,1°ю.ш. 73°з.д.	0,37	324
5	Легаспи Сува (о-ва Фиджи)	СЗ ЮЗ	13,2°с.ш. 123,8°в.д. 18,1°ю.ш. 178,4°в.д.	0,59	288
6	П.Айрин (о.Лусон) Таунсвилл	СЗ ЮЗ	18,4°с.ш. 122,1°в.д. 19,2°ю.ш. 146,8°в.д.	0,45	246
7	П.Айрин (о.Лусон) Сува (о-ва Фиджи)	СЗ ЮЗ	18,4°с.ш. 122,1°в.д. 18,1°ю.ш. 178,4°в.д.	0,38	246

В табл.3 показаны коэффициенты корреляции, рассчитанные между аномалиями уровня на постах, расположенных в разных частях океана (западной или восточной) и в разных полушариях. Они все оказались отрицательными, как исследовало ожидать, и также довольно значительными по абсолютной величине.

Результаты расчетов, приведенные в таблицах 2 и 3 показывают, что предварительное утверждение об одновременном усилении или ослаблении течений на всех участках круговоротов (а не только пассатных течений) является правомерным.

Одновременное усиление или ослабление течений на всех участках обоих субтропических антициклонических круговоротов возможно только при значительном одновременном и довольно длительном повышении или понижении атмосферного

давления в нижнем слое атмосферы центральных районов субтропических областей высокого давления (субтропических антициклонов).

Таблица 3 – Коэффициенты корреляции между аномалиями уровня на водомерных постах, расположенных в разных полушариях и разных частях Тихого океана

№	Название постов	Части океана	Географические координаты	Коэфф. корреляции	Число месяцев
1	Малакол П.Армульос	СЗ СВ	7,3°с.ш. 134,5°в.д. 8,3°с.ш. 80°з.д.	-0,58	256
2	Рабаул Ла-Либертад	ЮЗ ЮВ	4,2°ю.ш. 152,2°в.д. 2,2°ю.ш. 80°з.д.	-0,63	264
3	Таунсвилл Антофагаста	ЮЗ ЮВ	19,2°ю.ш. 146,8°в.д. 23,6°ю.ш. 70,4°з.д.	-0,42	288
4	Хониара Антофагаста	ЮЗ ЮВ	9,4°ю.ш. 160°в.д. 23,6°ю.ш. 70,4°з.д.	-0,41	288
5	Брисбен Кальдера	ЮЗ ЮВ	27,4°ю.ш. 153,8°в.д. 27,1°ю.ш. 70,4°з.д.	-0,34	264
6	Хониара П.Армульос	ЮЗ СВ	9,4°ю.ш. 160,1°в.д. 8,3°с.ш. 79,8°з.д.	-0,58	256
7	Хониара Сан Лукас	ЮЗ СВ	9,4°ю.ш. 160,1°в.д. 22,9°с.ш. 110,4°з.д.	-0,64	300
8	Таунсвилл Сан Лукас	ЮЗ СВ	19,2°ю.ш. 146,8°в.д. 22,9°с.ш. 110°з.д.	-0,37	280
9	Рабаул Лос-Анжелес	ЮЗ СВ	4,2°ю.ш. 152,2°в.д. 33,4°с.ш. 118°з.д.	-0,69	264

Для того, чтобы рассмотреть вопрос о возможности одновременного усиления или ослабления тропических областей высокого давления на межгодовом (многолетнем) масштабе, рассмотрим кратко процессы образования областей высокого давления (и субполярных областей низкого давления) на фоне западного переноса, так хорошо известные специалистам метеорологам и далеко не всегда – океанологам. Эти сведения будут необходимы при рассмотрении попеременного усиления и ослабления этих областей, так как от этих колебаний зависят и колебания интенсивности субтропических антициклонических круговоротов вод в океане.

Причины колебаний интенсивности антициклонических круговоротов вод в океане. Западный перенос воздуха возникает и поддерживается существованием барического градиента, направленного от экватора к полюсам. Возникающее движение воздуха отклоняется силой Кориолиса вправо в северном и влево в южном полушарии, поэтому поток воздуха направлен с запада на восток. Такое направление движения соответствует условиям геострофического равновесия и в этом случае изобары должны идти вдоль параллелей. Однако в действительности это не совсем так, условия геострофического движения не везде выполнимы даже над океаном. На одной и той же широте могут существовать тепловые различия (на границах суши и воды, при наличии в океане больших и малых островов, островных дуг, подводных хребтов, создающих движение воды по вертикали или обход наиболее высоких их вершин), что изменяет температуру поверхности, а это, в свою очередь, нарушает условия геострофического равновесия по крайней мере в нижнем слое атмосферы [14].

Несмотря на то, что отклонения от геострофических условий могут быть малы, они определяют перенос воздуха через параллели. Если геострофическое равновесие

нарушается, то в местах некоторого накопления воздуха возникает увеличение давления и сдвиг изобар в сторону более низкого давления, т.е. в сторону полюса. Изобары в этом случае очерчивают гребень повышенного давления, если же сдвиг происходит в сторону экватора, изобары формируют ложбину пониженного давления.

Возникшие гребни и ложбины перемещаются вместе с общим переносом с запада на восток. При увеличении скорости зонального переноса (в основном в умеренных широтах) они вытягиваются, изгибаются и могут образовывать замкнутые области повышенного и пониженного давления (замкнутые изобары). Внизу под зонами сходимости образуется антициклон, под зонами расходимости – циклон. Эти образования общим потоком воздуха переносятся на восток. В антициклоне движение воздуха в северном полушарии происходит по часовой стрелке, поэтому на частицы воздуха, находящиеся на стороне, обращенной к полюсу, сила Кориолиса будет больше, чем на стороне, обращенной к экватору (так как эта сила возрастает от экватора к полюсу по закону синуса широты места), следовательно, равнодействующая этой силы направлена к югу. Таким образом, антициклон будет двигаться не точно на восток, а одновременно смещаться к югу, однако такое смещение будет наблюдаться примерно до широты 25-30°. Ближе к экватору сила Кориолиса становится настолько малой, что эффект смещения к экватору прекращается и на широте 25-30° происходит скопление антициклонов. Соответственно на широте 60-65° будет скопление циклонов. В среднем в субтропиках будет хорошо выраженная область повышенного давления, а в субполярной - область пониженного давления.

Между обеими субтропическими областями высокого давления и внутритропической ложбиной образуется область пассатов – восточных ветров в тропической полосе, а в умеренных широтах (между 65 и 25-30°) – западные ветры. Вдоль западной границы океана – ветры от тропических широт в сторону умеренных, а вдоль восточной границы от умеренных широт в сторону тропических, т.е. ветры обходят субтропическую область высокого давления в северном полушарии по часовой стрелке, а в южном – против часовой стрелки [15].

Процесс попеременного усиления и ослабления субтропических антициклонов и развитие и ослабление субтропических круговоротов вод в океане происходят циклически, хотя продолжительность циклов неодинакова. Если выбрать началом цикла постепенное повышение атмосферного давления в субтропических областях, то почти одновременно с этим повышением давления (возможно с небольшим отставанием на 1-2 месяца) начинается и усиление течений, образующих круговороты обоих полушарий, причем наибольшее усиление наблюдается в пассатных течениях, как наиболее устойчивых по своему направлению, вследствие малой величины силы Кориолиса и малой ее изменчивости в пределах тропических зон [16]. В связи с усилением пассатных течений происходит подъем уровня у западных берегов и его падение у восточных. Одновременно с этим происходит усиление не только западных, но и восточных пограничных течений (Перуанского и Калифорнийского), увеличивающее сгон воды верхнего слоя на запад между 40°с. и 40°ю.ш. Особенно сильный сгон наблюдается в зоне Южного Пассатного течения, скорости и ширина которого больше, чем аналогичные величины Северного Пассатного течения. Постепенно ширина полосы сгона вдоль восточных берегов становится очень широкой, температура поверхности воды понижается до 20-21°С, а местами опускается до 19°С.

Большая разница в температуре между восточной и западной частями поверхности океана может вызвать воздухообмен между этими частями: холодный воздух с востока в нижнем слое атмосферы переносится с востока на запад, что усиливает сгонный эффект в океане, а теплый воздух с запада в качестве верхнего потока будет компенсировать его отток, что только увеличит ширину сгонной полосы

на востоке и еще больше понизит там температуру поверхностного слоя океана (Ла-Нинья) [17]. Однако такой процесс не может продолжаться особенно долго. Охлажденная поверхность воды в тропической зоне приведет к значительному уменьшению градиентов температуры между тропическими и полярными широтами и существенному понижению скорости западного переноса в умеренных широтах. Этот фактор уменьшит число случаев пересечения параллелей изобарами, т.е. характер переноса здесь станет ближе к геострофическому, сократится образование ложбин и гребней, антициклонических (как и циклонических) образований, уменьшится накопление антициклонов в зоне его обычного накопления (25-30°ш.) и произойдет ослабление субтропических круговоротов вод. Однако уменьшение скоростей течений на всех участках круговоротов, в особенности, ослабление пассатных течений, в свою очередь приведет к значительному повышению температуры воды в восточной части тропической, а также и субтропической (но в меньшей мере) зон океана (Эль-Ниньо).

Однако потепление воды во всей этой зоне повлечет за собой увеличение градиентов температуры воздуха между полярными и тропическими широтами, усилению западного переноса в умеренных широтах, интенсификации образования циклонических и антициклонических образований и накоплению антициклонов в полосе 25-30°ш., т.е. к повышению атмосферного давления в субтропической области и постепенному, но одновременному увеличению интенсивности течений на всех участках антициклонических круговоротов вод, т.е. начнется новый цикл.

Строгой закономерности в продолжительности всего цикла нет, как нет и закономерности в длительности каждой фазы цикла. Во всяком случае фаза постепенного восстановления субтропической области высокого давления до среднего ее состояния и восстановления средней скорости пассата и ветра на других участках круговоротов занимает 1,5-2, иногда и 3 года, а в редких случаях до 3,4-4 лет, а фаза Эль-Ниньо в среднем несколько меньше, но не менее одного-полутора лет. Вследствие необходимости сокращения объема статьи мы предполагаем рассмотреть этот вопрос в следующей статье.

Выполненные исследования позволяют сделать следующие выводы:

1. Изменения интенсивности течений на всех участках субтропических антициклонических круговоротов происходят почти одновременно, возможно со сдвигом на 1-2 месяца.
2. Упомянутые изменения происходят в результате взаимодействия вод океана с атмосферой в виде отдельных циклов, представляющих собой автоколебания с обратной связью. Продолжительность циклов меняется от 3 до 7-8 лет.
3. Прерывателем, который останавливает развитие процесса в направлении усиления интенсивности круговорота вод и поворачивает его в обратном направлении – ослабления его интенсивности, является достижение подъема максимальных значений уровня в западной части северной тропической зоны до 200-220 мм и до 280-420 мм в южной тропической зоне, а главное – образование широкой полосы холодной воды, распространяющейся на поверхности океана и существенно уменьшающей меридиональный градиент температуры воздуха между полярными и тропическими широтами
4. В связи с влиянием других процессов (сезонных или долгопериодных) продолжительность каждой фазы цикла может меняться, но, как правило, не бывает менее 1,5 лет.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас океанов: Тихий океан. – Л.: Издательство ГУНИО, 1974. – 302 с.
2. Бурков В.А. Общая циркуляция вод Тихого океана. – М.: Наука, 1972. – 196 с.
3. Бурков В.А. Общая циркуляция Мирового океана. –Л.:Гидрометиздат,1980.– 251с.
4. Суховой В.Ф. Основные черты гидрологического режима Атлантического и Тихого океанов. – Киев: УМКВО, 1992. – 217 с.
5. Bjerknes J. A large-scale disturbance of the atmospheric circulation presumably originating from the Equatorial Pacific//Динамика крупномасштабных атмосферных процессов.- М.:Наука, 1969.- P.257-260.
6. Wyrki K. El-Nino – the dynamic response of the Equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing// J.Phys.Oceanogr.- 1975.- 5.- P.572-584.
7. Rasmusson E.M., Carpenter T.N. Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with Southern Oscillation (El-Nino)// Monthly Weather Rev.- 1982.- 110.- P.354-384.
8. Полонский А.Б., Давыдов Г.И. Изменчивость системы океан-атмосфера в Австрало-Азиатском регионе в связи с Эль-Ниньо – Южное колебание// Изв.РАН. ФАО.- 1996- 32,- №3,- С.383-396.
9. Полонский А.Б., Давыдов Г.И. Сравнительная характеристика глобальных проявлений пяти Эль-Ниньо// Мор.гидрофиз.журн.- 1998- №1,- С.38-49.
10. Ganachaud A., Gravatte S., Gourdean . et al. Southern Pacific Ocean Circulation and Climate Experiment, Australia, 2005.- 19 p.
11. Суховой В. Ф., Рубан И. Г., Пятакова В. Ф. Циркуляция вод юго-восточной части Тихого океана//Вісник Одеського державного екологічного університету.-2006.-Вип. 3.- С. 201-209.
12. Полонский А.Б. Роль океана в изменениях климата.- Киев.: Наукова Думка, 2008,- 183 с.
13. Harrison D.E., Larkin N.K. El-Nino – Southern Oscillation sea surface temperature and wind anomalies – 1946-1993// Rev.Geophys.- 1998.- 36 - №3.- P.353-399.
14. Погосян Х.П. Общая циркуляция атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат,- 1959,- 365 с.
15. Бьеркнес Дж. Крупномасштабное взаимодействие океана и атмосферы// Основные проблемы океанологии. Пер.с англ.- М.: Наука, 1969.- С.7-19.
16. Bjerknes J. Atmospheric teleconnection from the Equatorial Pacific// Monthly Weather Rev.- 1969.- Vol.97, №3, P.163-172.
17. Horel J.D., Wallace J.M. Planetary-scale atmosphere phenomena associated with the Southern Oscillation// Monthly Weather Rev.- 1981.- Vol.109.- P.813-829.

Багаторічна мінливість інтенсивності циркуляції вод субтропічних антициклонічних кругообертів Тихого океану. Суховій В.Ф., Рубан І.Г.

За даними спостережень на рівневих постах показано зв'язок між атмосферними процесами, інтенсивністю течій та коливаннями рівня в субтропічних зонах Тихого океану. Отримано, що зміни інтенсивності течій в результаті взаємодії вод океану з атмосферою уявляє собою циклічний автоколиванняний процес тривалістю циклів від 3 до 8 років. Ключовим моментом циклу (перемикачем циклу) є досягнення максимально можливого рівня у західних частинах тропічної зони океану.

Ключові слова: Тихий океан, інтенсивність циркуляції вод, аномалії температури поверхні моря, субтропічний кругообіг, автоколиванняний процес.

Long-term variability in intensity of the Pacific subtropical anticyclones gears. Suhovey V.F., Ruban I.G.

The relation among atmospheric processes, current system intensity and ocean level in the subtropical Pacific area is shown with the use of a sea level network. It was found that changes in intensity of a current system occur as a auto-oscillation process with a cycle duration from three to eight years and is associated with atmosphere-ocean interactions. The key point (trigger) is the achievement of a maximum value of the ocean level in the western tropical

Keywords: Pacific ocean, ocean circulation intensity, sea surface temperature anomaly, subtropical gear, auto-oscillation process