

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ОКЕАНА И АТМОСФЕРЫ

Океан и атмосфера – фактически единая взаимосвязанная система, взаимодействие двух частей которой определяет их динамику и в целом их существование в условиях заданного поступления энергии от солнца. В океане это взаимодействие наиболее активно протекает в деятельном слое океана. Деятельный слой океана – поверхностный слой вод океана, находящийся в непосредственном взаимодействии с атмосферой, в котором заметна сезонная и годовая изменчивость океанологических характеристик. Толщина деятельного слоя обычно не превышает нескольких сотен метров, как правило – не более 200-300 метров.

Энергия поступает в систему океан-атмосферу в основном от Солнца, ее количество определяется солнечной постоянной: $s_0=1367\pm 14$ Вт/м² (поток энергии на внешней границе атмосферы).

Основные механизмы взаимодействия океана и атмосферы.

1. Поглощение теплового излучения и излучение тепловой энергии океаном.

Солнечная энергия, поступающая на поверхность океана, поглощается в тонком верхнем слое океана. В среднем 90% солнечной энергии поглощается в верхнем 100-метровом слое воды. При этом нагревание водной массы происходит значительно медленнее, чем воздуха. Это определяется очень высокой теплоемкостью воды. В расчете на единицу объема теплоемкость воды в 2970 раз больше теплоемкости воздуха: $C_{\text{воды}}/C_{\text{возд}}=2970$. Благодаря этому океан является основным терморегулятором планеты. Теплоемкость всего лишь 10-метрового слоя воды в 4 раза больше теплоемкости всей атмосферы. Поэтому небольшие изменения теплового состояния океана сильнейшим образом могут сказаться на атмосфере. Например, если 100-метровый слой воды охладится всего лишь на 0,1°C, то температура всей атмосферы повысится на 6°C.

Зависимость теплоемкости воды от температуры носит аномальный характер: теплоемкость воды имеет минимум в области температур 26-43°C, т.е. как раз в той области, в которой максимальна биологическая продуктивность на Земле (т.н. «зона жизни»).



Зависимость теплоемкости воды от температуры

2. Испарение воды и конденсация водяного пара.

Около 30-50% солнечной энергии, поступающей на поверхность океана, расходуется на испарение воды. Испарение и конденсация – это обмен не только тепловой энергией, но и веществом (водой) между океаном и атмосферой. Ежегодно с поверхности океана испаряется примерно $4 \cdot 10^{14}$ тонн воды, это соответствует испарению слоя воды толщиной примерно 1 м в год. В некоторых районах океана испарение происходит значительно активнее: наиболее интенсивное испарение наблюдается в тропиках и умеренных широтах (например, в районе Гольфстрима в среднем ежегодно испаряется слой воды толщиной 3,6 м).

Интенсивность испарения воды иллюстрируется распределением среднегодового потока пара в атмосфере над поверхностью океана:

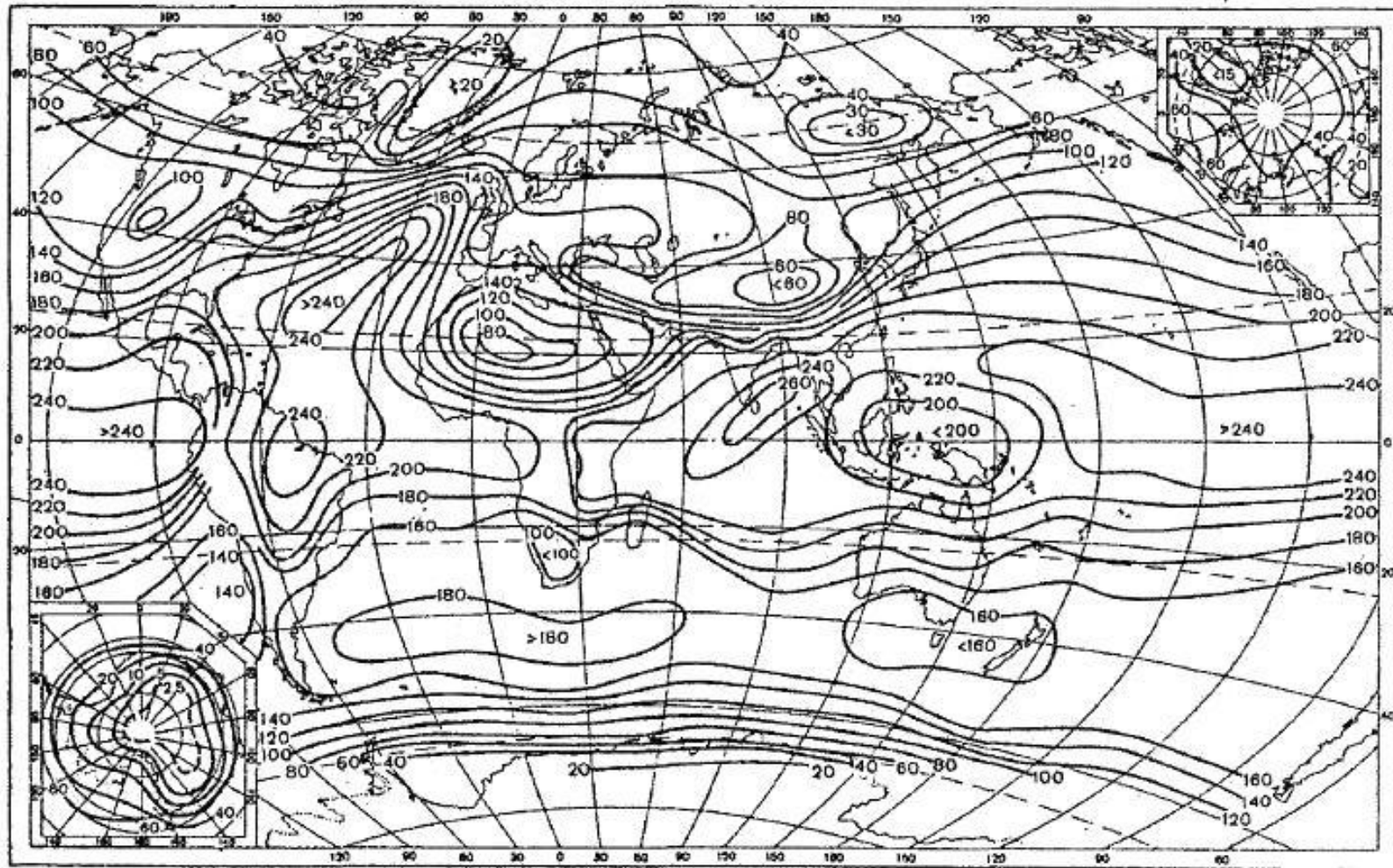
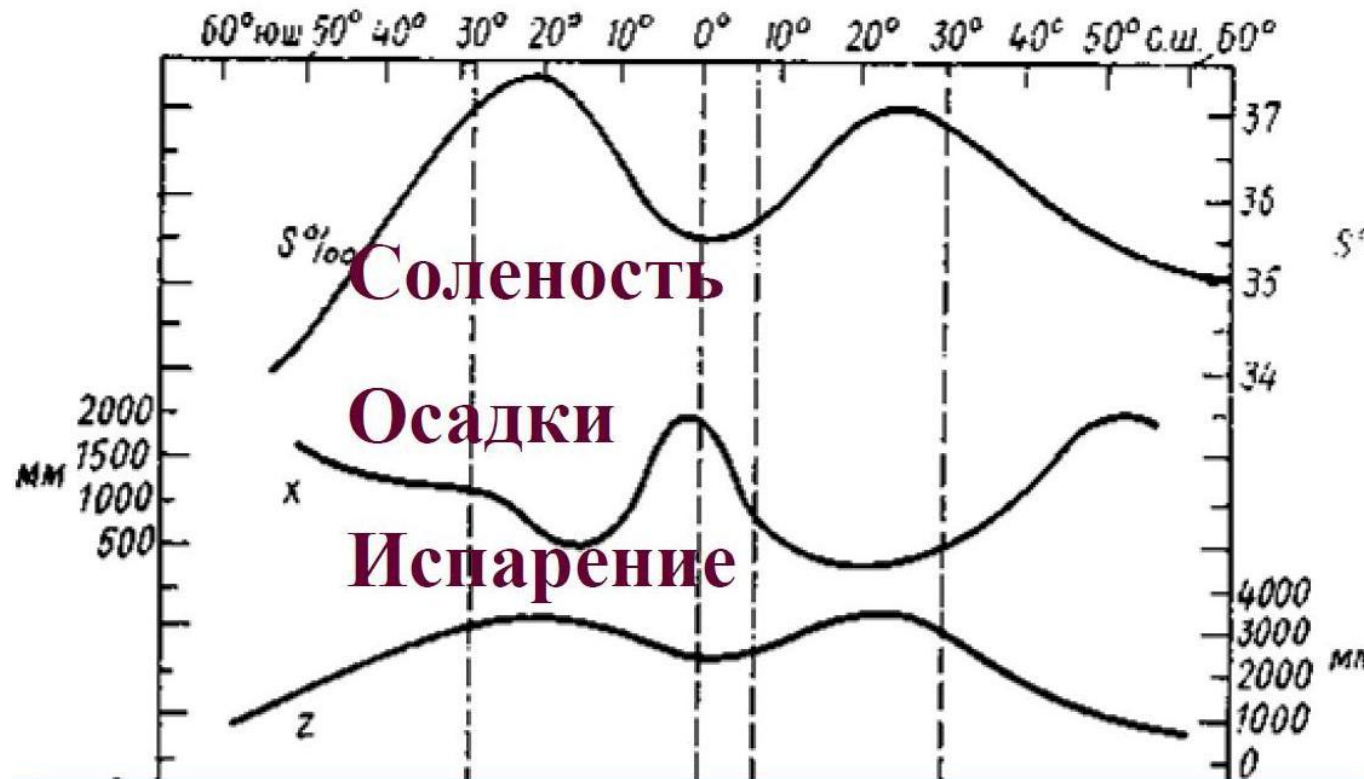


Рис. 3.4. Распределение среднегодового результирующего потока водяного пара в атмосфере над земным шаром (кг/(м · с)).

Испарение и осадки определяют особенности распределения солености в поверхностных слоях океана. Интенсивное испарение повышает, а осадки уменьшают соленость. Это подтверждается меридиональным распределением испарения, интенсивности осадков и солености в океане.



На меридиональном распределении хорошо выражены спад солености и испарения к полюсам, максимум в тропиках и локальный минимум в экваториальных районах. Меридиональное распределение интенсивности осадков имеет противоположный характер.

На испарение расходуется огромная энергия. Удельная теплота парообразования воды составляет $2254 \cdot 10^3$ Дж/кг. В сумме на испарение вод океана расходуется 10^{24} Дж в год. Чтобы лучше представить, какая энергия расходуется на испарение 1 кг воды (приблизительно 1 литра), сравним эту энергию с той, которая нужна для подъема 1 кг воды на высоту, например, 5 км: $mgh = 1 \cdot 10 \cdot 5 \cdot 10^3$ Дж = $50 \cdot 10^3$ Дж $\ll 2254 \cdot 10^3$ Дж (другими словами, на испарение 1 литра воды тратится энергия, равная той, которая требуется, чтобы поднять этот литр на высоту 225 км). Это означает, что в водяных парах в атмосфере сосредоточена огромная энергия, которая высвобождается в атмосфере при образовании облаков, т.е. при конденсации. Отсюда вытекает важный вывод: атмосфера получает большую долю энергии от океана не на поверхности океана, а на высоте – там, где образуются облака. Эта энергия затем частично трансформируется в кинетическую энергию атмосферы, приводя иногда к формированию штормовых ветров и тайфунов.

Водообмен в системе океан-атмосфера.

Области испарения	Площади (млн. км ²)	Количество воды (тыс. км ³)		
		Осадки	Испарение	Разница (сток)
Океан	361	412	442	-37
Суша	149	99	69	+37
Всего	510	511	511	0

Различают большой и малый круговороты воды. В малом круговороте воды, испарившаяся с поверхности океана и морей, выпадает в виде осадков в океан, т.е. возвращается в океан непосредственно. В большом круговороте оставшаяся часть воды переносится с облаками в области над сушей, выпадает в виде осадков на сушу и затем ее часть возвращается в океан в виде речного стока. Желтый маркер – малый круговорот, зеленый – большой. Объем общего круговорота – 511 тыс. км³ (не равен сумме малого и большого). Доля воды, принимающая участие в общем круговороте на Земле = $511 \cdot 10^3$ км³ / $1,37 \cdot 10^9$ км³ $\approx 0,0004 = 0,04\%$. Следует отметить роль растений в водообмене на суше (аспирация), площадь листьев растений примерно в 4 раза больше, чем площадь суши.

Средний период круговорота воды – около 2 недель, т.е. фактически атмосфера «помнит» начальные условия около 2-х недель. Интересно, что и более или менее надежные прогнозы погоды могут быть даны на период не более 2-х недель.

3. Образование и таяние льда.

При образовании и таянии льда также происходит обмен энергией и веществом между океаном и атмосферой. Удельная теплота плавления льда достаточно велика ($334 \cdot 10^3$ Дж/кг), хотя и меньше, чем теплота испарения воды. Кроме того, лёд на поверхности воды сильно влияет на другие пути взаимодействия океана и атмосферы (в частности, сильно уменьшая испарение). Лёд и особенно снег являются хорошими теплоизоляторами, поскольку имеют низкую теплопроводность.

Существенное значение имеет консервация воды и в материковых льдах (если бы материковые льды растаяли, уровень океана поднялся бы примерно на 60 м).

4. Газообмен. Наибольшее значение имеет обмен углекислым газом и кислородом (цифры приводились ранее: океан поставляет в атмосферу 5 млрд. тонн O_2 и поглощает около 100 млрд. тонн CO_2 ; это количество углекислого газа с несколько раз больше, чем образуется ежегодно при сжигании всех видов топлива). Имеются оценки, что за время существования Земли океан поглотил CO_2 примерно в 10 000 раз больше, чем его имеется сейчас в атмосфере. В водах океана углекислота вступает в химические реакции и в итоге осаждается, создавая известняковые донные отложения.

5. Контактный теплообмен (непосредственная передача тепла на поверхности океана) – незначителен по сравнению с теплообменом при конденсации и испарении.

6. Обмен кинетической энергией.

Наибольшее значение имеет ветер, приводящий в движение воду (дрейфовые течения, волны) и создающий турбулентные слои воздуха и воды вблизи поверхности океана. Кроме того, в процессе разрушения волн (барашки, срыв пены с гребней) происходит интенсивный обмен веществом (водой, воздухом) между океаном и атмосферой.

В волнах, генерируемых под воздействием ветра, сосредоточена большая механическая энергия: например, при высоте волн 5 м на площади всего 1 км² мощность волн составляет 1 млн. кВт.

Кроме того, интенсификация взаимодействия океана и атмосферы при волнении определяется тем, что площадь взаимодействия при волнении значительно возрастает.

Очень важно, что в турбулентных слоях воздуха и воды вблизи поверхности океана резко интенсифицируются все процессы обмена, т.к. коэффициенты турбулентного обмена на порядки выше, чем в ламинарных потоках, а толщины самих пограничных слоев резко возрастают. Например, порядок коэффициента диффузии в ламинарном подслое в воде $2 \cdot 10^{-5}$ см²/с, при вертикальном турбулентном перемешивании 10^1 – 10^2 см²/с (на 6-7 порядков больше), а при горизонтальном турбулентном перемешивании 10^7 – 10^8 см²/с (на 12-13 порядков больше). Аналогичная картина наблюдается и для коэффициента температуропроводности. Соответственно, толщины турбулентных погранслоев, определяемые корнем из соответствующего коэффициента обмена, растут также на порядки.

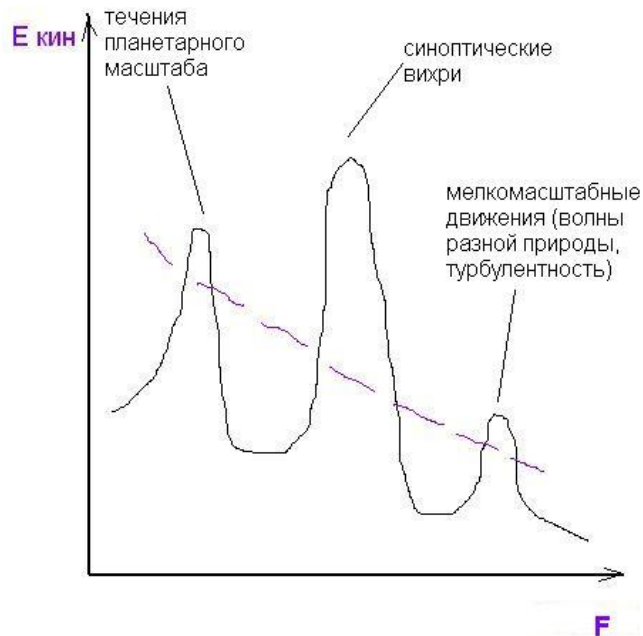
Из этого вытекает вывод о том, что области, где наблюдаются частые сильные ветры (т.е. штормовые зоны), являются областями интенсивного взаимодействия океана и атмосферы. Обычно такие зоны наблюдаются на границах водных и воздушных масс, в окрестностях атмосферных и океанических фронтов, в зонах конвергенции течений, чаще в тропиках и умеренных широтах (особенно около 40°). Зоны с частыми сильными ветрами и штормами получили названия энергоактивных зон океана (ЭАЗО).

Верхняя оценка к.п.д. океана как тепловой машины может быть дана из следующих соображений: пусть океан работает по циклу Карно и прогревается от поверхности до дна, тогда к.п.д. будет определяться по формуле $K = (T_n - T_x) / T_n$. Максимальные температуры вод океана достигают примерно +27°C, а минимальные минус 2°C, следовательно $K \approx (300 - 270) / 300 = 0,1$. То есть к.п.д. океана как тепловой машины в принципе не может превышать 10%. Если провести более точную оценку, то к.п.д. океана составит примерно 2% (океан – не слишком эффективная тепловая машина, что благоприятно для освоения и использования его человеком).

Изменчивость океана в целом характеризуется следующими основными масштабами.

1. Мелкомасштабные процессы – ветровые и акустические волны, турбулентность (масштаб: сантиметры, метры, сотни метров; период: секунды – десятки секунд).
2. Мезомасштабные процессы: приливы, бризы, инерционные колебания, внутренние волны (километры, часы).
3. Синоптические вихри (десятки – сотни км, недели).
4. Сезонные процессы, в т.ч. муссоны и вызванные ими течения, сезонные колебания слоя скачка (сотни-тысячи км, месяцы).
5. Междугодичные процессы: Эль-Ниньо (обсуждается ниже), автоколебания ветвей крупномасштабных течений и др. (тысячи км, раз в несколько лет).
6. Внутривековые процессы: крупномасштабные течения планетарного масштаба, периоды относительного потепления и похолодания (масштаб планеты, столетия).

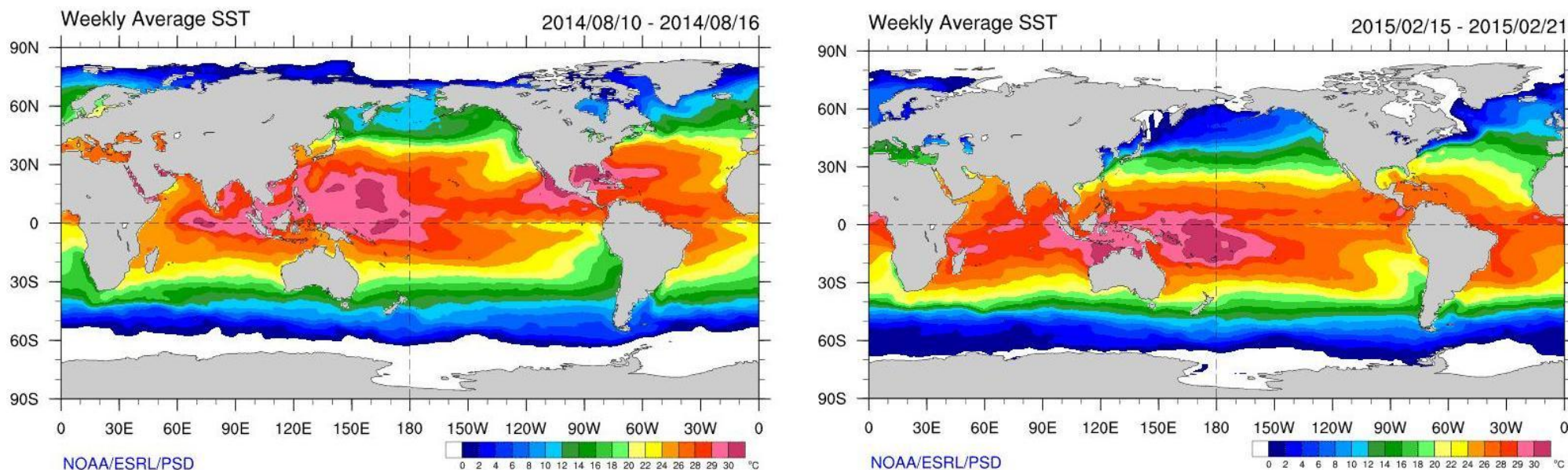
Кинетическая энергия океана рассредоточена по разным масштабам движения неравномерно, она концентрируется в 3-х основных масштабах: крупномасштабные течения планетарного масштаба (тысячи км), синоптические вихри (десятки-сотни км) и относительно мелкомасштабные процессы (приливы, ветровые и акустические волны, турбулентность). Движения других масштабов несут существенно меньшую энергию. Первоначально предполагалось, что движения бóльших масштабов несут бóльшую энергию, однако в 1970-80-х годах было показано, что основная энергия движения океана сосредоточена в синоптических масштабах (синоптические вихри струйных течений, вихри открытого океана, вихревые линзы). Некоторые оценки показывают, что в синоптических масштабах может быть сосредоточено до 90% кинетической энергии океана.



*Характер спектра кинетической энергии океана
(по оси абсцисс – характерная частота движений океана)*

Явление Эль-Ниньо

Явление значительного потепления воды в восточной части Тихого океана у берегов Перу и Чили. Наблюдается раз в несколько лет зимой (обычно с декабря по март), начинается чаще под Рождество, отсюда название *El Niño* (по-испански малыш-мальчик, т.е. младенец Иисус).

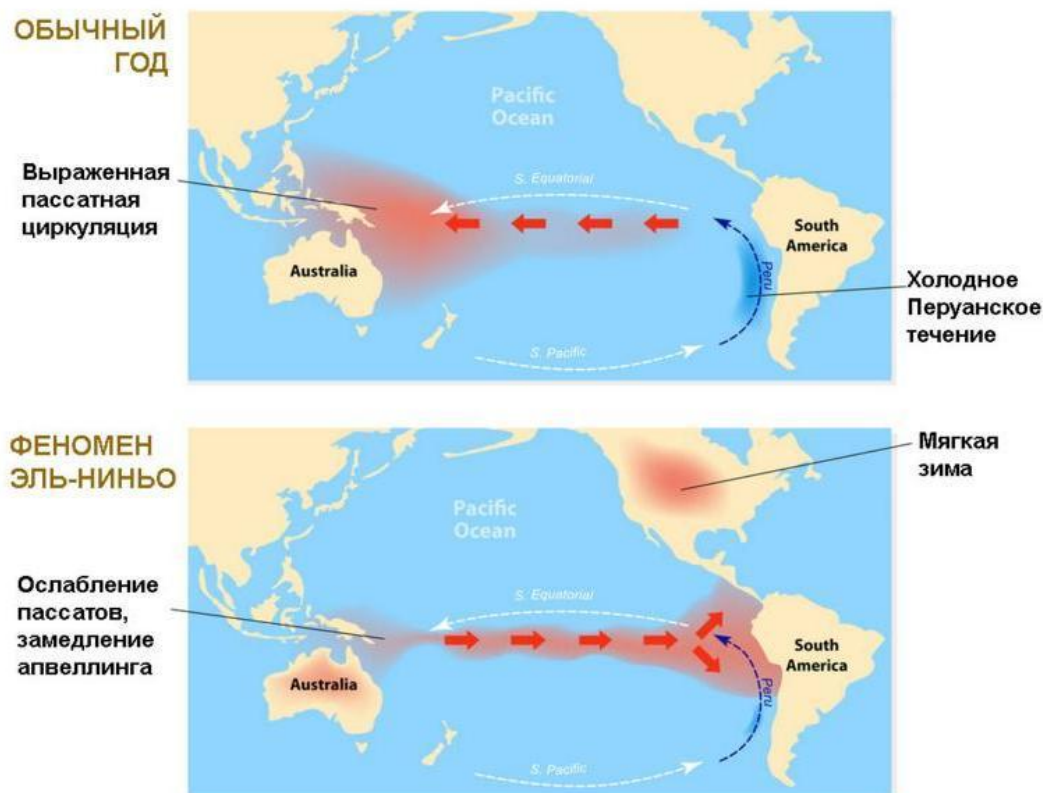


Распределение температуры на поверхности океана (ТПО, SST) осенью (слева) и зимой во время Эль-Ниньо (справа).

Летом и ранней осенью у берегов Перу и Чили наблюдаются прохладные температуры воды (левый рисунок), зимой же раз в несколько лет во время Эль-Ниньо температура воды значительно повышается (иногда на 7-9 градусов). Эль-Ниньо наблюдается раз в 3-7 лет и связано с ослаблением пассатного ветра (Южного пассата), дующего над океаном с востока на запад. Ослабление пассата замедляет Южно-Тихоокеанское пассатное течение и связанный с ним сгон воды от побережья Перу и Чили и тем самым ослабляет не только холодное Перуанское течение у берегов Южной Америки, но и Перуанский прибрежный апвеллинг, поднимающий на поверхность холодные глубинные воды, богатые

биогенными элементами. Из-за ослабления Южного пассата возникает и возвратный перенос теплой воды из западной части Тихого океана в его восточную часть. В результате теплые воды на поверхности у берегов Южной Америки оказываются обедненными не только биогенными элементами, но и растворенным в них кислородом (с повышением температуры газы растворяются в воде слабее), что резко снижает биологическую продуктивность района Перуанского апвеллинга. Экосистема апвеллинга претерпевает стресс и может даже не восстановиться после прекращения Эль-Ниньо (происойдет т.н. пертурбация экосистемы, т.е. переход ее в другое, новое устойчивое состояние, отличающееся от предыдущего по основным параметрам, например, суммарной биомассе и видам фауны). Так, после Эль-Ниньо 1973 года численность анчоуса у берегов Перу так и не восстановилась, составив около половины от исходной.

THE EL NIÑO PHENOMENON



Ослабление Южного пассата и Эль-Ниньо обусловлены т.н. Южным колебанием (Southern Oscillation) атмосферного давления, наблюдаемым раз в несколько лет и меняющим распределение давления над Тихим океаном (между Австралией и Южной Америкой). Повышение давления в районе Австралии вызывает ослабление Южного пассата и формирование Эль-Ниньо у берегов Южной Америки. Это сопровождается штормами и ливнями. Сильные Эль-Ниньо вызывают многочисленные последствия в жизни всего региона (экономические, социальные и даже политические).

Поскольку Южное колебание и Эль-Ниньо тесно связаны, их иногда обозначают аббревиатурой ENSO (El Niño/Southern Oscillation).

Фаза восстановления Южного пассата, Перуанского течения, Перуанского апвеллинга и похолодания вод у берегов Южной Америки получила название La Niña – Ла-Нинья (по-испански малышка-девочка).

Название Эль-Ниньо известно с конца XIX века, существование Южного колебания было установлено в XX веке (впервые его описал Гилберт Томас Уолкер в 1923 году), но систематическое их изучение началось лишь в 1960-70-е годы. Термин La Niña был введен Уолкером.

Физические причины возникновения Южного колебания и Эль-Ниньо в настоящее время еще не установлены. Предполагается, что по мере потепления климата интенсивность Эль-Ниньо будет увеличиваться.