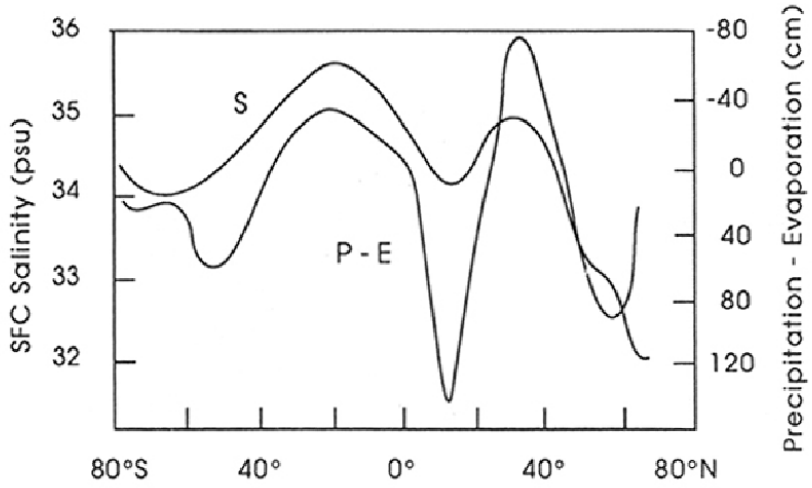
Oceanografia Física
MET-336-3

Balanço Oceânico de Calor, Sal e Água

Aulas 7 e 8

Dr. Luciano Ponzi Pezzi, luciano@cptec.inpe.br

Armazenamento Sazonal de Calor
Advecção de Calor
Balanço de Água e Sal
Gelo Marinho
Balanço Global de Calor
Variabilidade Climática Interanual:
ENOS, PDO, NAO, TAV



Balanço Oceânico de Calor, Sal e Água

O Estado Básico

Onde vai o calor que entra nos oceanos?

Globalmente a resposta é trivial: A conservação global do estado básico é

Calor que chega = Calor que sai, ou

$$\int_{globo} calor - chega = \int_{globo} calor - sai$$

Analogamente pode-se escrever o mesmo para o Sal ….,

$$\int_{globo} sal - chega = \int_{globo} sal - sai$$

e para a água

$$\int_{globo} água - chega = \int_{globo} água - sai$$

Balanço Oceânico de Calor

Se estas relações não forem válidas, haverá uma mudança no estado básico em função do tempo. Ou seja,

mudança= (calor que chega)-(calor que sai)

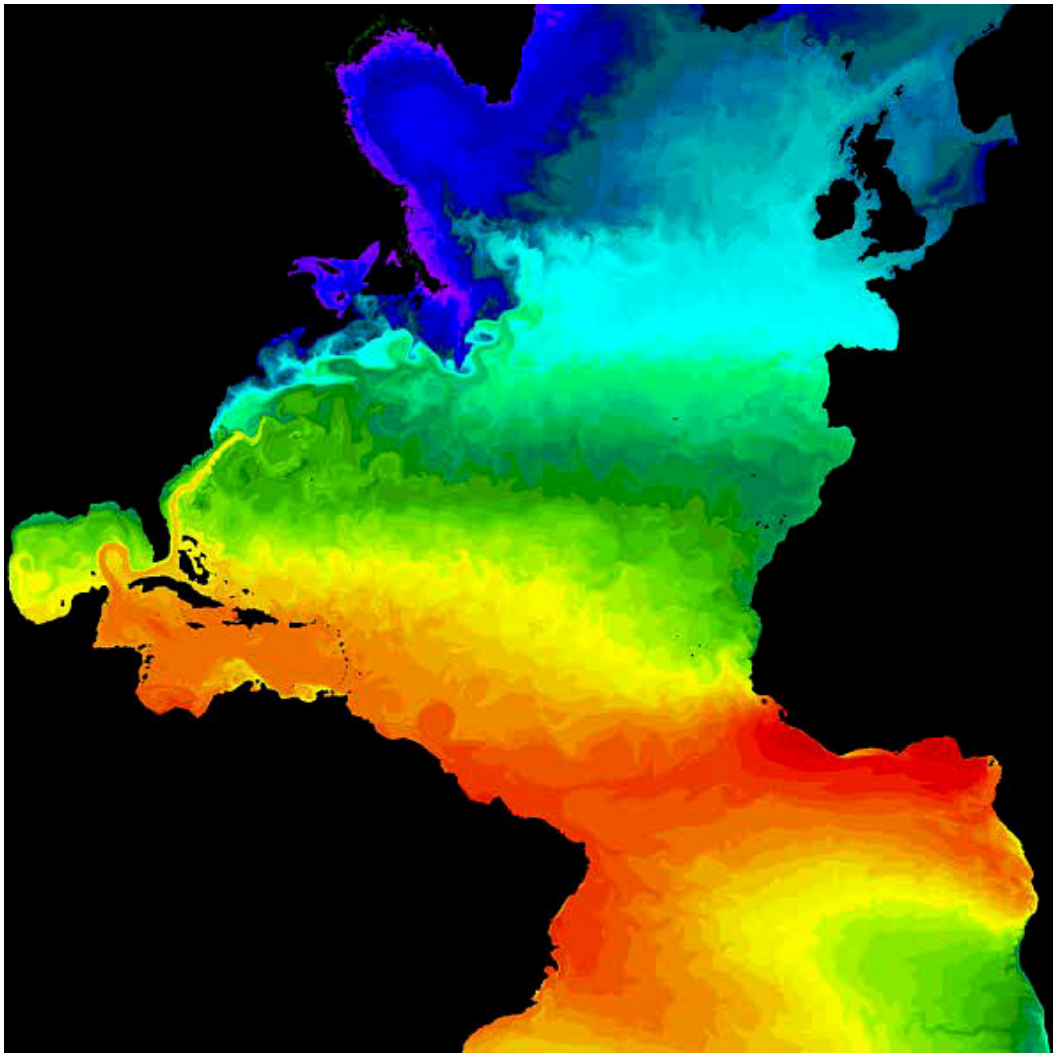
Voltando ao caso específico do calor (Q_s), nós temos a média global

$$Q_s = Q_b + Q_e + Q_h$$

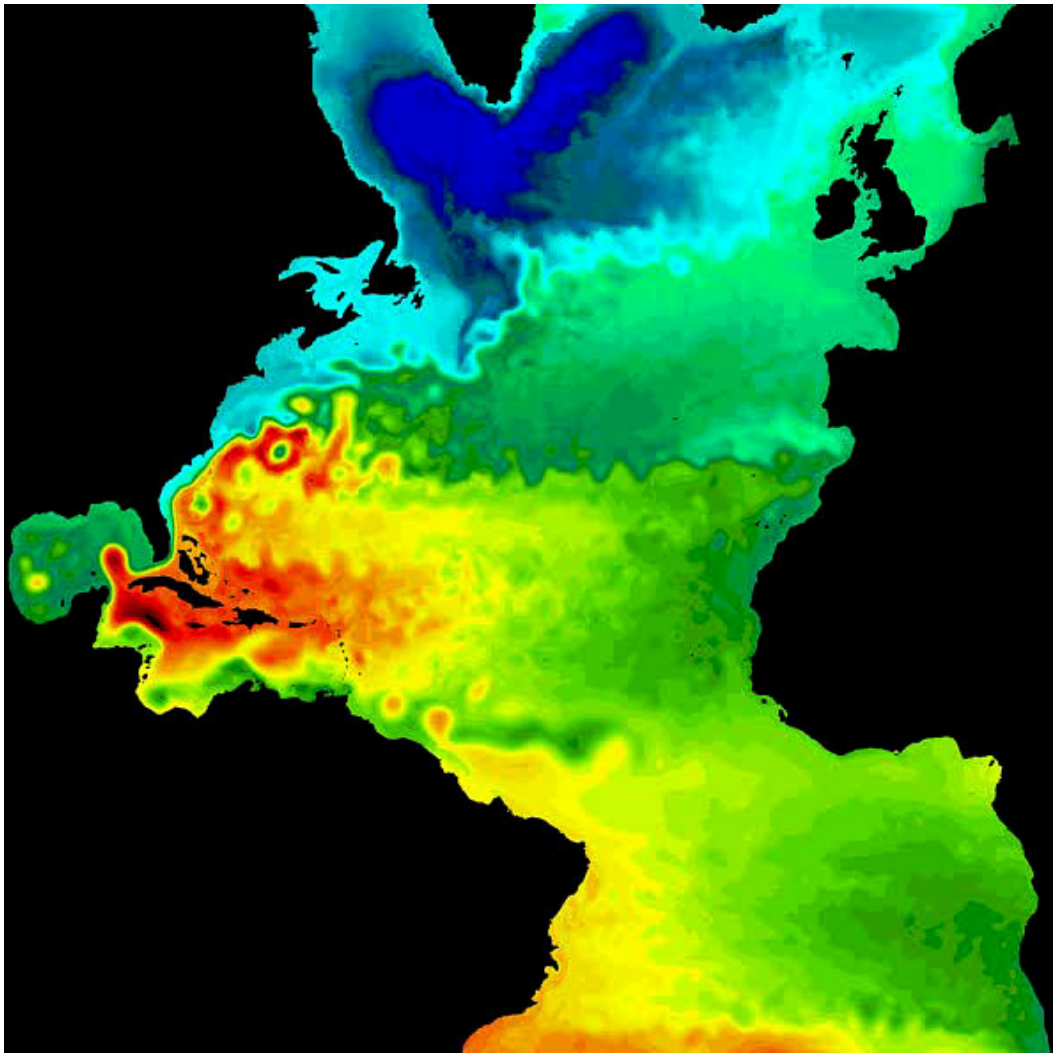
Esta relação é valida para toda a superfície oceânica, s, e pelo menos pelo período de um ano, t

$$\iint_{ts} \left(Q_s - Q_b - Q_e - Q_h\right) \mathrm{d}s\mathrm{d}t = 0$$

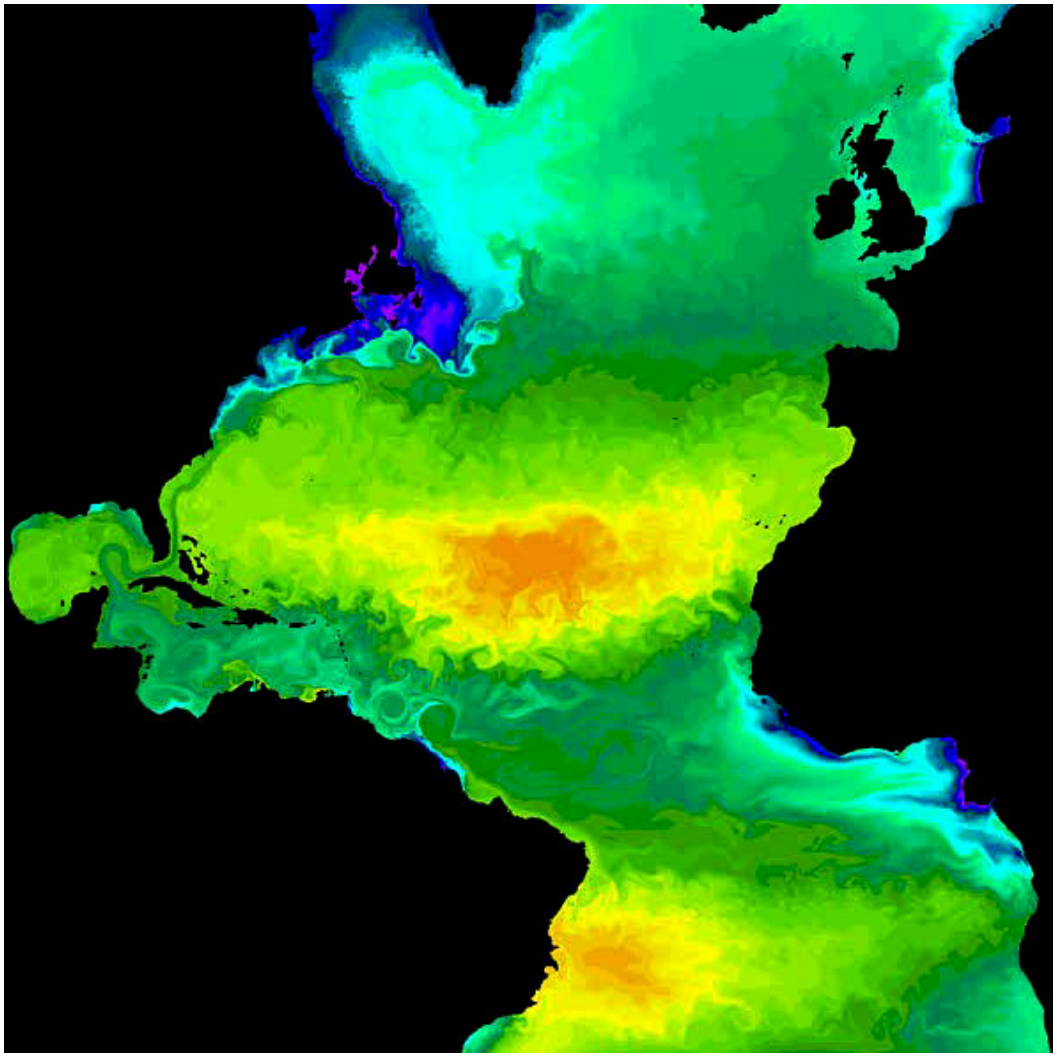
TSM - MICOM



SSH - MICOM



SAL - MICOM



Balanço Oceânico de Calor

Mas, localmente nós sabemos que o calor é:

transportado pelas correntes oceânicas
ganho em baixas latitudes
perdido em altas latitudes
armazenado na camada superficial durante o verão
liberado para a atmosfera no inverno

Então, para os processos oceânicos regionais (escala sinótica), é necessário acrescentar dois novos termos na equação do balanço de calor.

$$Q_s = Q_b + Q_e + Q_h + Q_T + Q_v$$

onde,

Q_T= calor armazenado no oceano (aquecimento ou resfriamento)
Q_v= calor transportado pelas correntes (advecção)

Armazenamento Sazonal de Calor

da Radiação solar que chega ao oceano mais de 50% é absorvida pela camada superficial (primeiros metros – camada de mistura)

Menos de 1% atinge 100 metros de profundidade, mesmo em água limpa

A camada superficial apresenta um ciclo sazonal muito acentuado devido a absorção da radiação

Então o calor disponível pode ser obtido por:

$$\int_0^t Q_T \, dt = \int_0^t (Q_s - Q_b - Q_e - Q_h - Q_v) dt$$

Integrando-se sobre uma determinada camada z e um dado intervalo de tempo t:

$$\int_0^t Q_T \, dt = \int_0^z c_p \rho \Delta T \, dz$$

onde c_p é o calor específico da água

ρ é a densidade da água na camada

ΔT é a variação da temperatura na camada

Armazenamento Sazonal de Calor

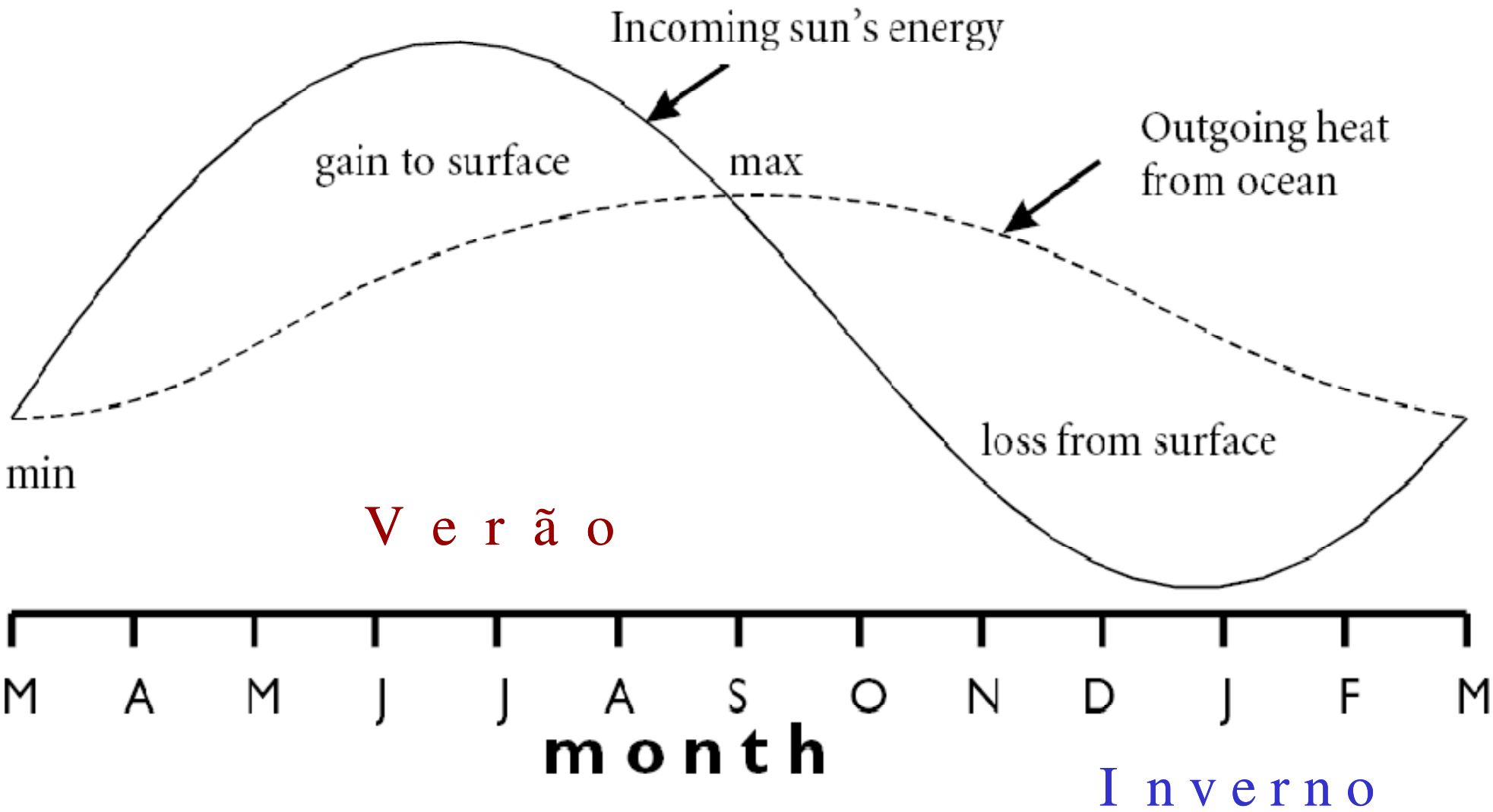
$$\int_0^t Q_T \, dt = \int_0^z c_p \rho \Delta T \, dz$$

Este não é um cálculo trivial!

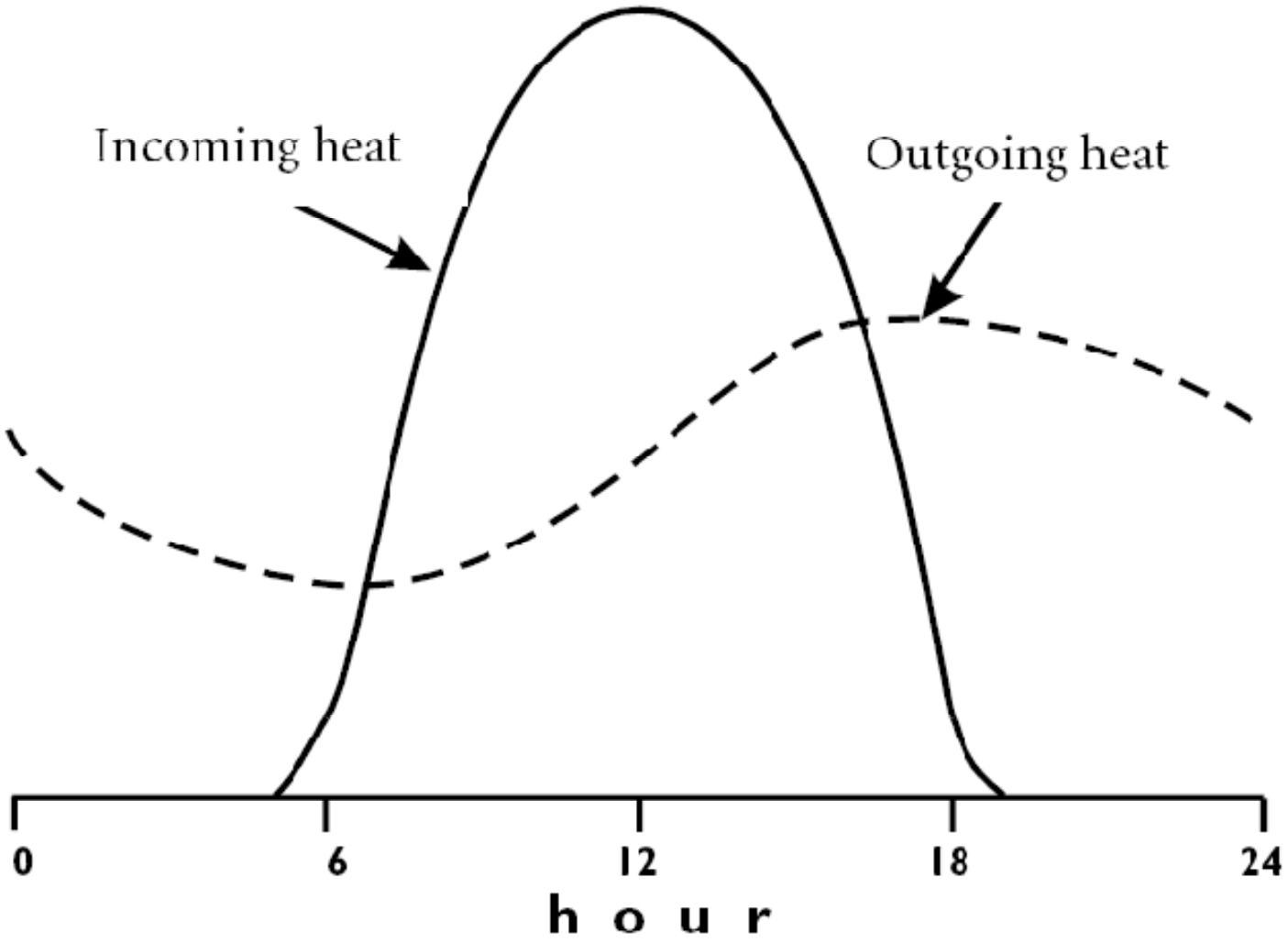
Os processos oceânicos (assim como os atmosféricos) são muito complexos, tornando difícil a determinação (cálculo, parametrização) exata de ΔT.

Devemos recorrer a observações ou modelos para obter ΔT

Ciclo anual do aquecimento superficial do oceano no Hemisfério Norte



Ciclo diário do aquecimento superficial do oceano



Armazenamento Sazonal de Calor

A radiação que chega a superfície do oceano é absorvida e concentra-se nos primeiros metros.

Existe uma perda liquida de calor para a atmosfera nos primeiros milímetros do oceano.

Os processos que controlam as perdas de calor ocorrem na pele superficial do oceano (ocean skin). Existe uma constante perda de calor para atmosfera nos primeiros milímetros do oceano (Stefann-Boltzman), que acarreta em um gradiente negativo de T de poucos décimos de grau

Existem diferenças entre as temperaturas medidas na pele do oceano (skin temperature) por satélites e a medida a poucos centímetros/metros por termômetros.

As T obtidas por radiômetros (satélites) são corrigidas para valores mais altos no sentido de se tornarem comparáreis com as séries históricas obtidas por termômetros.

Fig 3-6 do Knauss

Armazenamento Sazonal de Calor

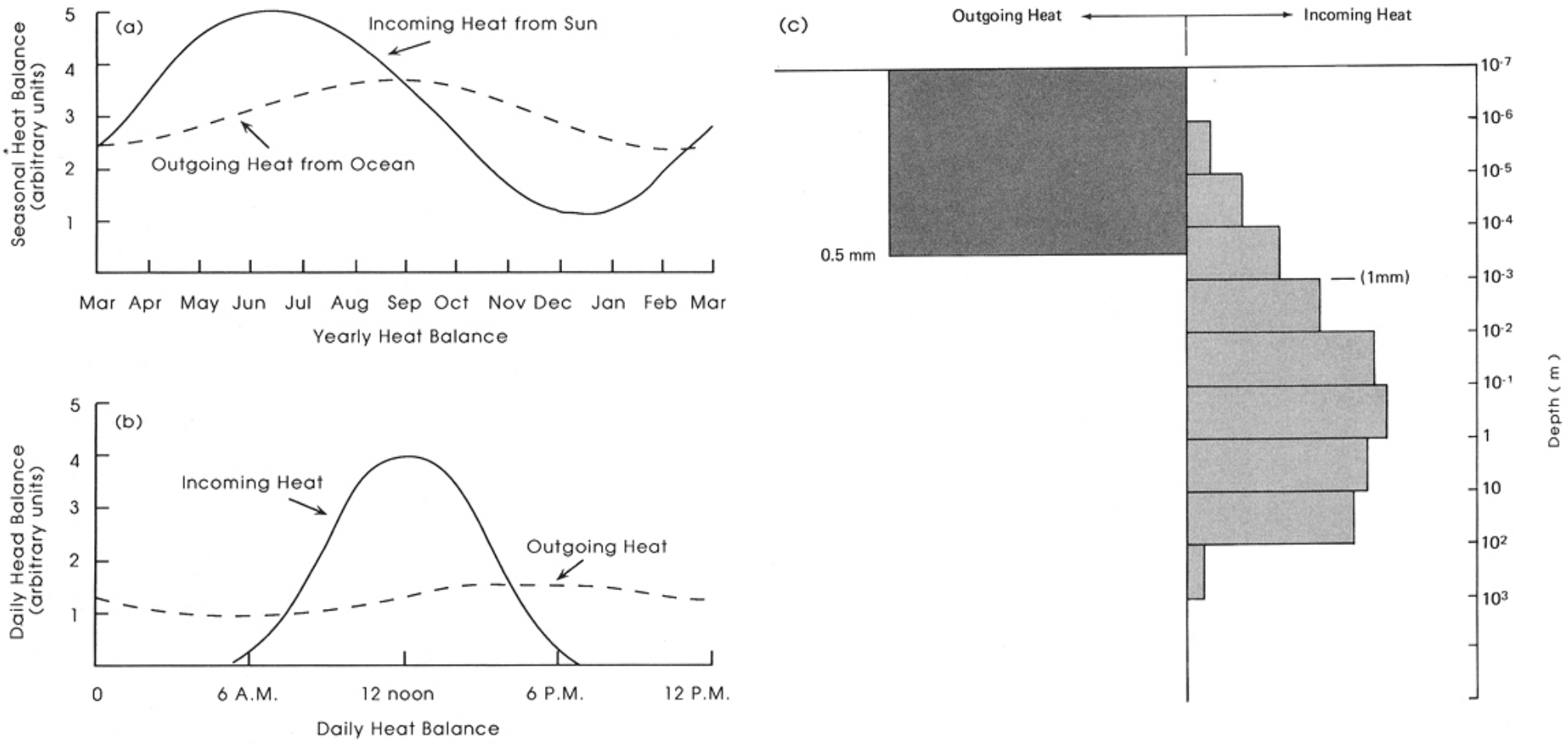


Figure 3.6 Schematic sketches of incoming heat energy from the sun and the heat loss from the ocean at a typical midlatitude site in the Northern Hemisphere. (a) There is a net gain of heat from March through August and a net loss during the rest of the year. (b) During any 24-h period, there is a relatively steady heat loss of heat from the ocean surface which is balanced by a heat gain from the sun during daylight hours. (c) Heat "sources" and "sinks" in the ocean surface layer. Note that the heat flux to the atmosphere is across the ocean/atmosphere boundary layer while the heat from the sun is absorbed in the upper 100 m. As a result there is a time-averaged net upward flux of heat in the top millimeter of the ocean.

Fig 3-6 do Knauss

A Sazonalidade da Termoclina:

Ela se desenvolve durante o verão.

A termoclina se mistura (para baixo) devido ao vento.

Quanto mais forte a termoclina mais estável ela é.

A medida em que o verão avança ela se torna mais rasa e mais forte.

A termoclina enfraquece no outono, devido a perda diária de radiação ser maior que o ganho.

A termoclina é aprofundada no outono. Ela se torna menos estável a medida em que os ventos aumentam.

Características gerais da Termoclina:

Verão	Inverno
profunda	rasa
forte (grande ΔT)	fraca (pequeno ΔT)
vento fraco	vento forte

A termoclina sazonal desaparece no final do inverno (no ex do HN é final de Fevereiro) e após o ciclo recomeça.

Qual a profundidade que a camada de mistura pode atingir?

geralmente ~100 metros de profundidade, podendo chegar a 200 metros

A profundidade irá depender da quantidade de radiação que chega a superfície do oceano, do vento que sopra acima da superfície e dos Processos de Mistura na camada superior do oceano desencadeados.

Características gerais do ciclo diurno da Termoclina

Desenvolve-se durante o dia
Pode misturar para baixo por poucos metros
Pode misturar e resfriar durante a noite
Pode permanecer por vários dias
Pode apresentar profundidades de ~10 a 20 metros

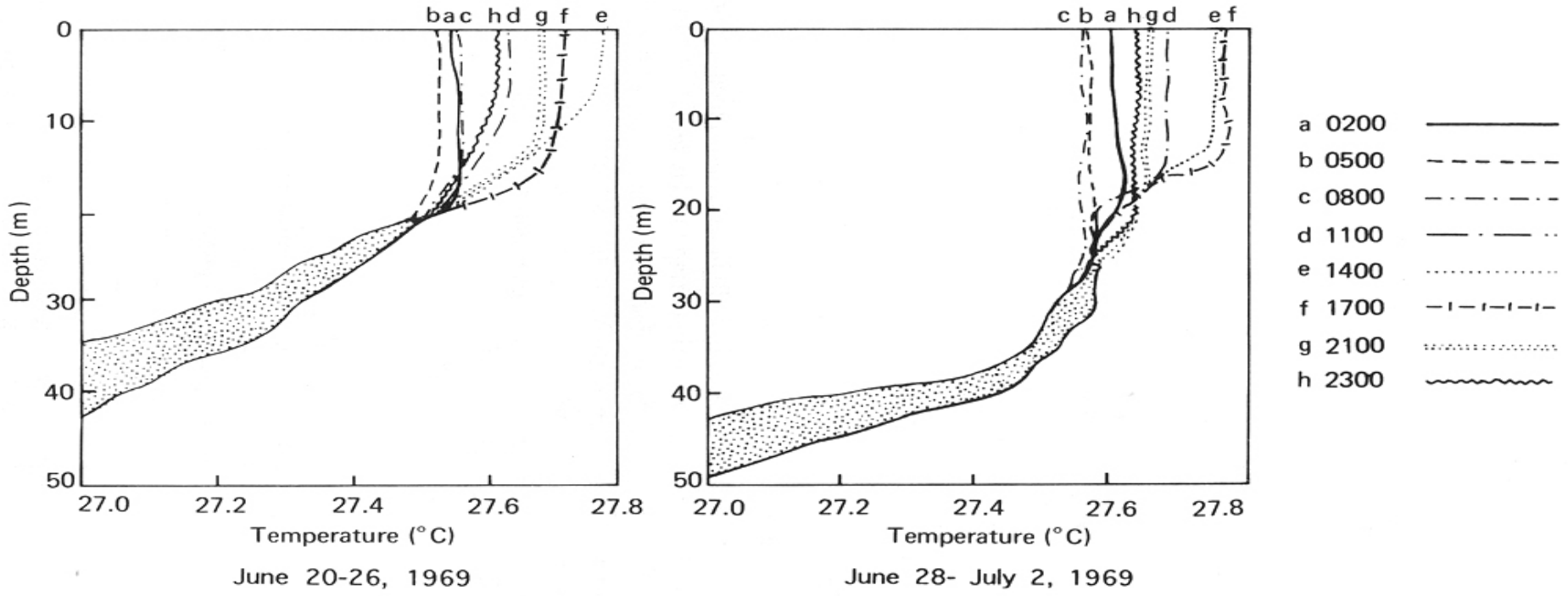


Figure 3.10 Growth and decay of a diurnal thermocline in spring. In a given 24-h period, nearly all the heat that is gained during the day is lost at night. However, there is generally a small net heat gain each day in spring. As a consequence, the average heat content of the second period is greater than that of the first period. (After Delnore, *J. Phys. Oceanog.*, 2, 1972.)

Características gerais do ciclo diurno da Termoclina

A superfície oceânica esfria por perda de radiação da fina camada superficial do oceano (*sea surface skin*)

O resfriamento superficial provoca o surgimento de um gradiente de temperatura (ΔT) de baixo para cima em direção a superfície. Isto aquece de baixo para cima a superfície (*skin*)

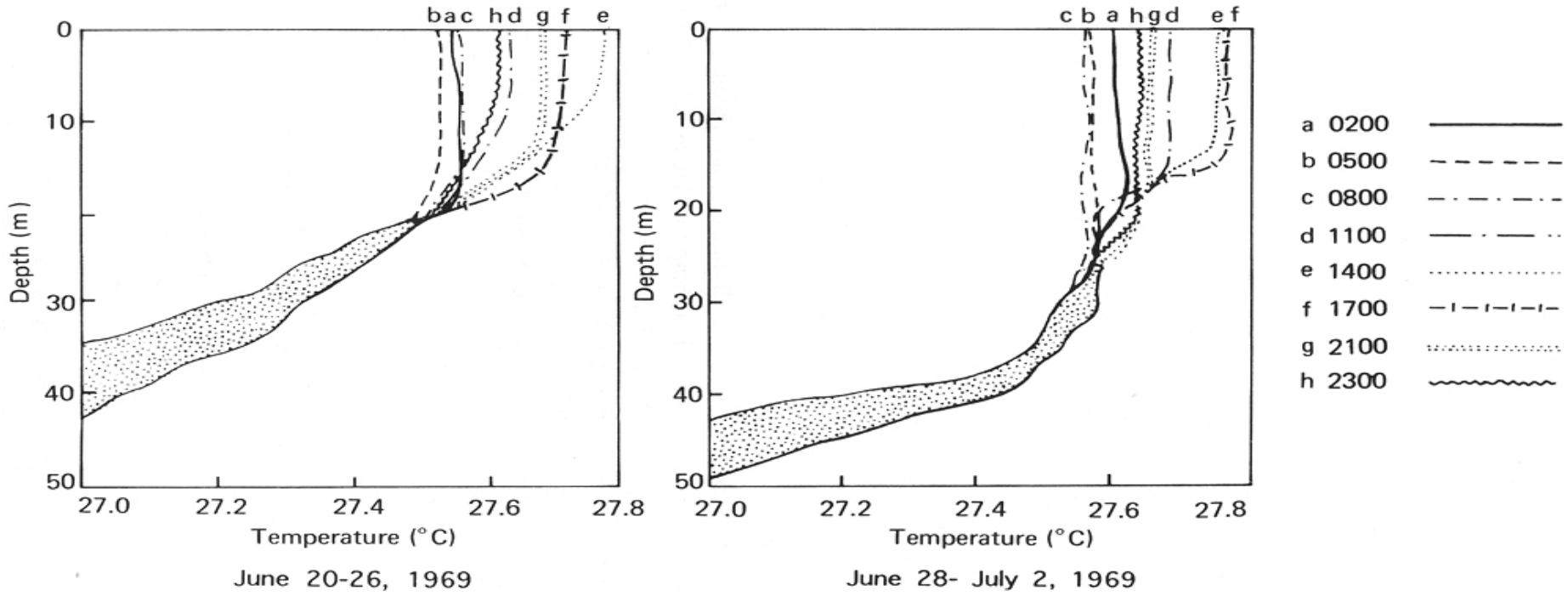


Figure 3.10 Growth and decay of a diurnal thermocline in spring. In a given 24-h period, nearly all the heat that is gained during the day is lost at night. However, there is generally a small net heat gain each day in spring. As a consequence, the average heat content of the second period is greater than that of the first period. (After Delnore, *J. Phys. Oceanog.*, 2, 1972.)

Advecção de Calor, Q_v

lembrando que.....existe um ganho de energia em baixas latitudes (abaixo de 40°N e S) e perdas em altas latitudes

Se não existir uma mudança de temperatura em um longo período de Tempo, deverá existir um transporte de calor dos trópicos para os pólos. Partindo da nossa Eq do Balanço

$$\int_0^t Q_T \, dt = \int_0^t (Q_s - Q_b - Q_e - Q_h - Q_v) dt \qquad \text{e assumindo que} \quad \frac{\partial Q_T}{\partial t} = 0 \quad \text{relativo}$$

a um longo período de tempo com respeito ao ciclo anual, nós podemos estimar a advecção de calor de acordo com a seguinte equação:

$$\int_0^t Q_v \, dt = \int_0^t (Q_s - Q_b - Q_e - Q_h) dt$$

Advecção de Calor, Q_v

Estimativas do Budyko (1974) de fluxos de calor a superfície oceânica para águas subjacentes.

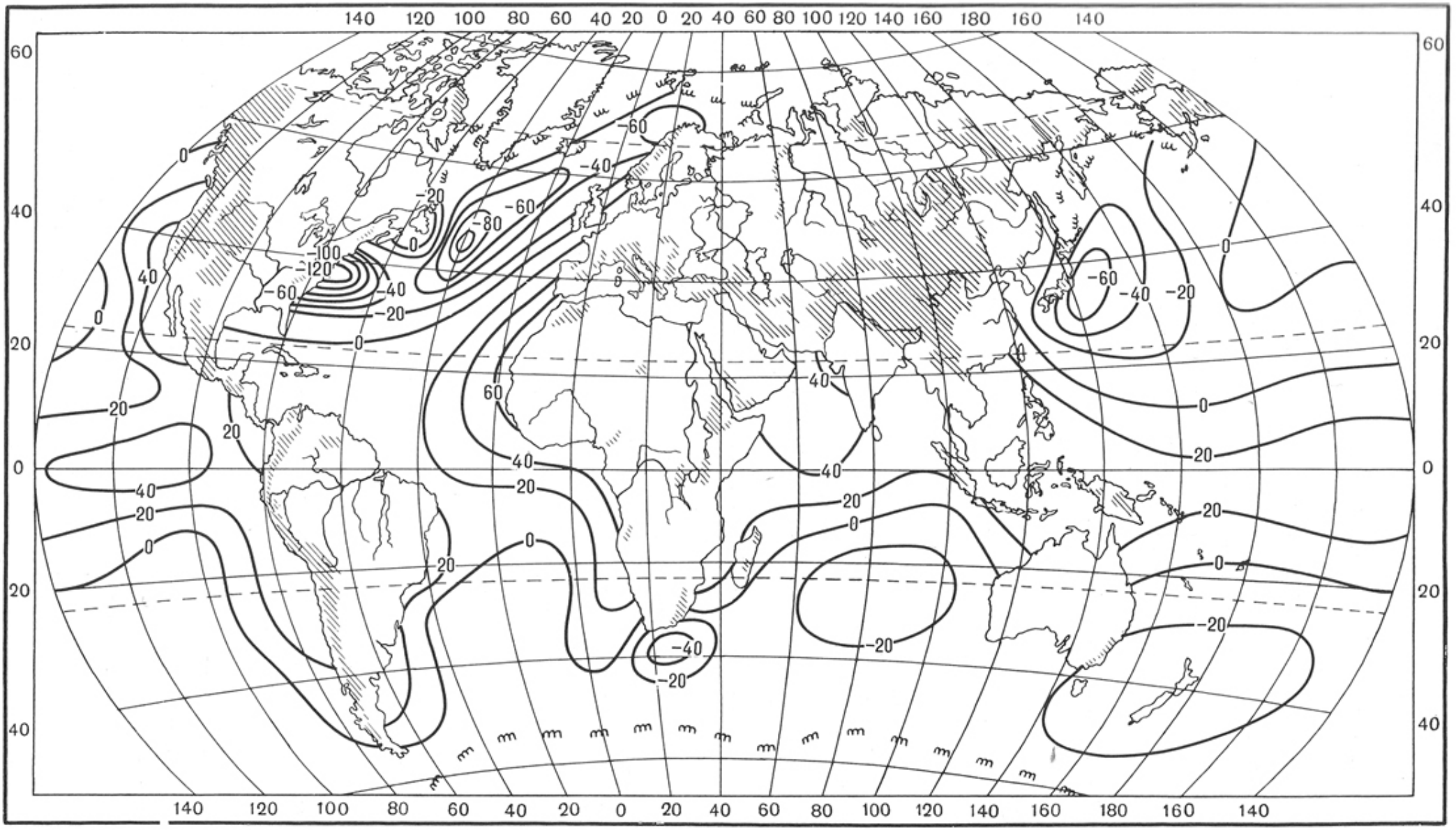
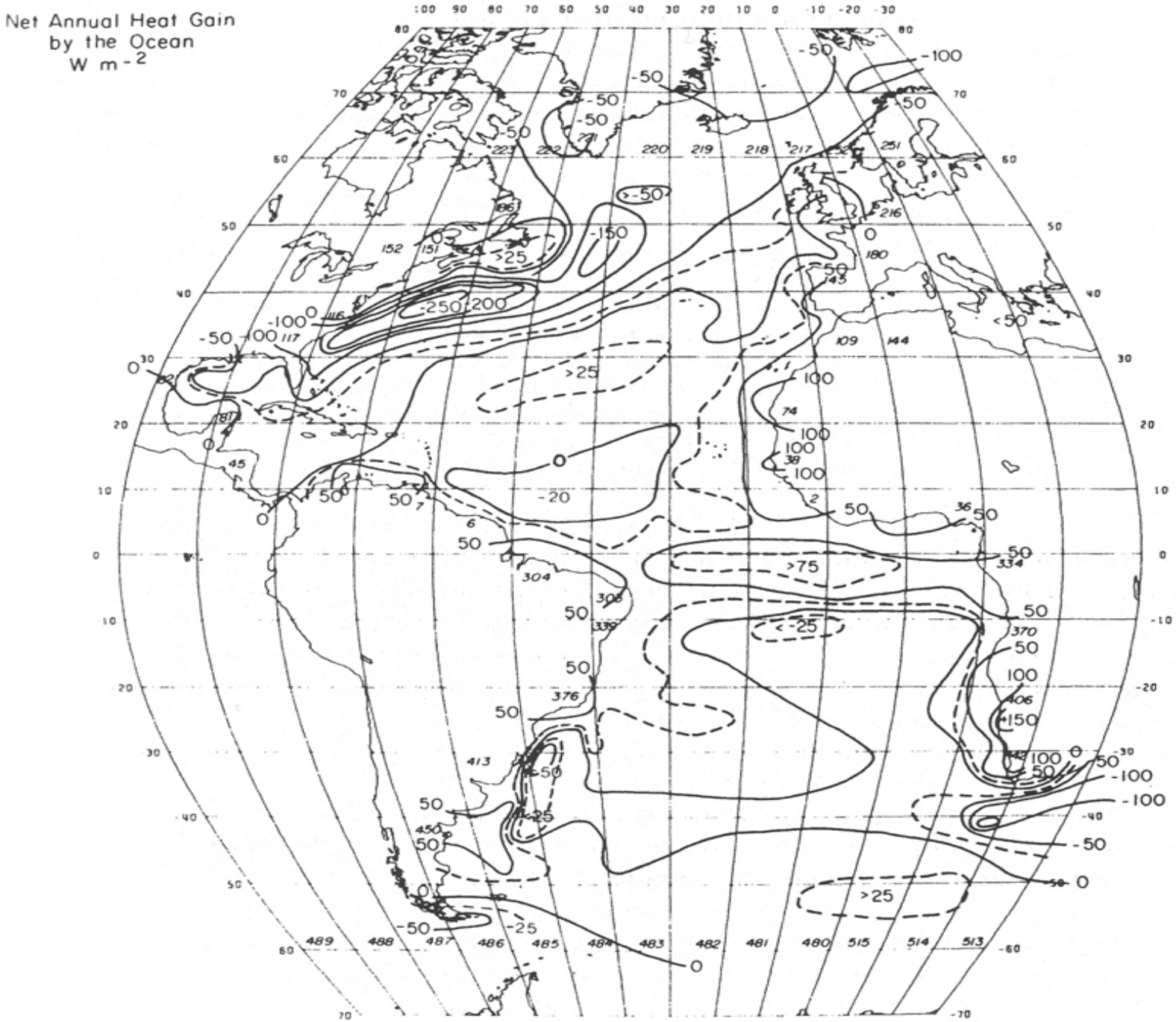


Fig. 35 Heat flux from the ocean surface to the underlying layers of water (kcal cm^{-2} yr^{-1}). Year.

Advecção de Calor, Q_v



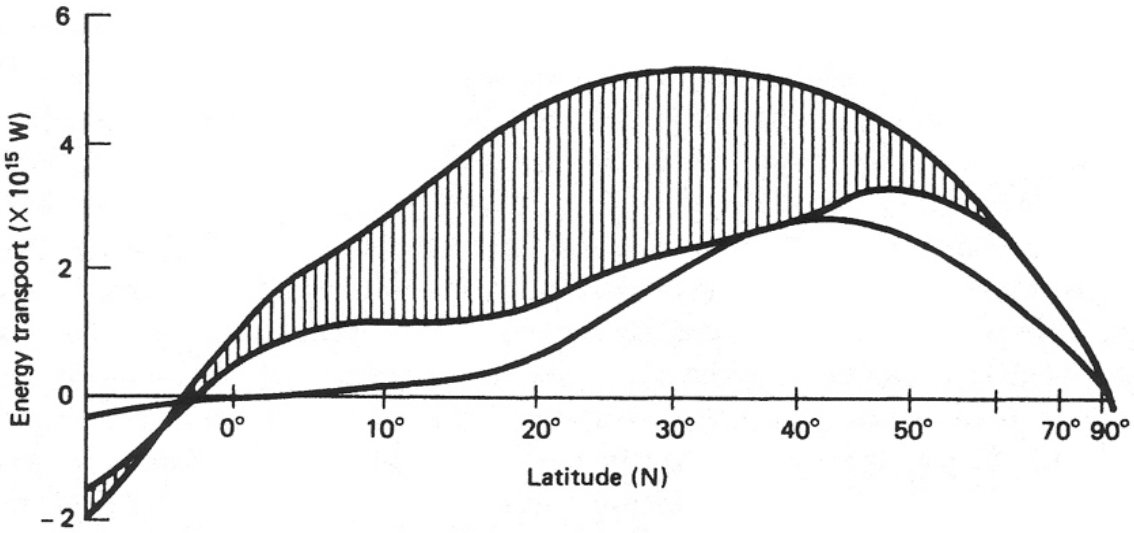
Advecção de Calor, Q_v

O Fluxo de calor da superfície do oceano subjacente é equivalente ao fluxo que entra e que sai de uma determinada região

Ao que corresponde então o Fluxo de Calor Q_v?
Corresponde as correntes, Por exemplo a corrente do Brasil (ou corrente do Golfo).

Em geral, existe um fluxo de calor superficial em direção aos pólos em todas as bacias oceânicas

Porque o transporte de energia é máximo próximo a 30°N?



(Gill, 1982) Figura 1.8

Balanço de Água e do Sal

O Sal e a Água são substancias conservativas

A Água

Quase toda a água disponível no Planeta Terra está nos Oceanos.
O restante é Gelo.
A água entra nos oceanos pela chuva e por escoamento dos rios.
A água sai dos Oceanos por evaporação.
Evaporação de 1.26 m yr^{-1} $\Longrightarrow$ 450×10^{12} m^3 yr^{-1} ou 0.03% do oceano
Esta evaporação e restituída aos oceanos pela precipitação (90%) e escoamento dos rios (10%)

Table 4.1 The Distribution of Water on the Earth

	Volume (km^3)	*%*
Oceans	1 348 000 000	97.39
Polar ice caps, icebergs, glaciers	227 820 000	2.01
Ground water, soil moisture	8 062 000	0.58
Lakes and rivers	225 000	0.02
Atmosphere	13 000	0.001
Sum	1 384 120 000	100.00
Fresh water	36 020 000	= 2.60%
Fresh water as a percent of its total		
Polar ice caps, icebergs, glaciers		77.23%
Ground water to 800 m depth		9.86%
Ground water from 800 to 4000 m depth		12.35%
Soil moisture		0.17%
Lakes (fresh water)		0.35%
Rivers		0.003%
Hydrated earth minerals		0.001%
Plants, animals, humans		0.003%
Atmosphere		0.04%
Sum		100.00%

After Baumgartner and Reichel, *The World Water Balance,* Elsevier, 1975.

Tabela 4.1 Knaus

Balanço de Água e do Sal

O Sal e a Água são substancias conservativas

O Sal

A água marinha evaporada deixa o sal no oceano, tornando assim a água marinha desta região mais salina.
A precipitação dilui a água salgada, tornando-a menos salina.
Regiões costeiras onde ocorrem descargas de rios também são menos salinas. ⟹
Os rios trazem $3x10^{12}$kg de sólidos dissolvidos por ano para o oceano.
Deste total 10^{-7} kg é Sal
Regiões com poucos rios e pouca precipitação apresentam alta salinidade (Mar Vermelho)

Balanço de Água e do Sal

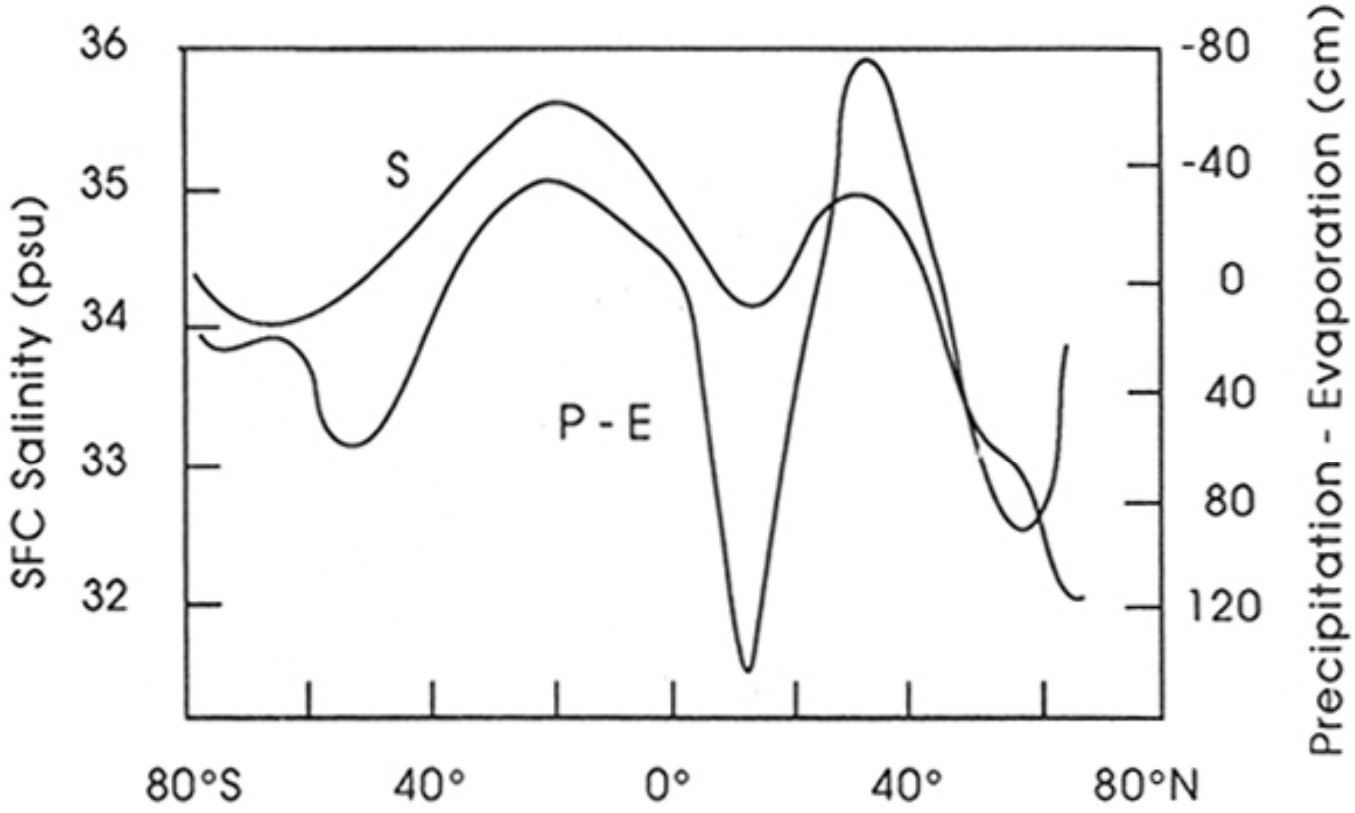


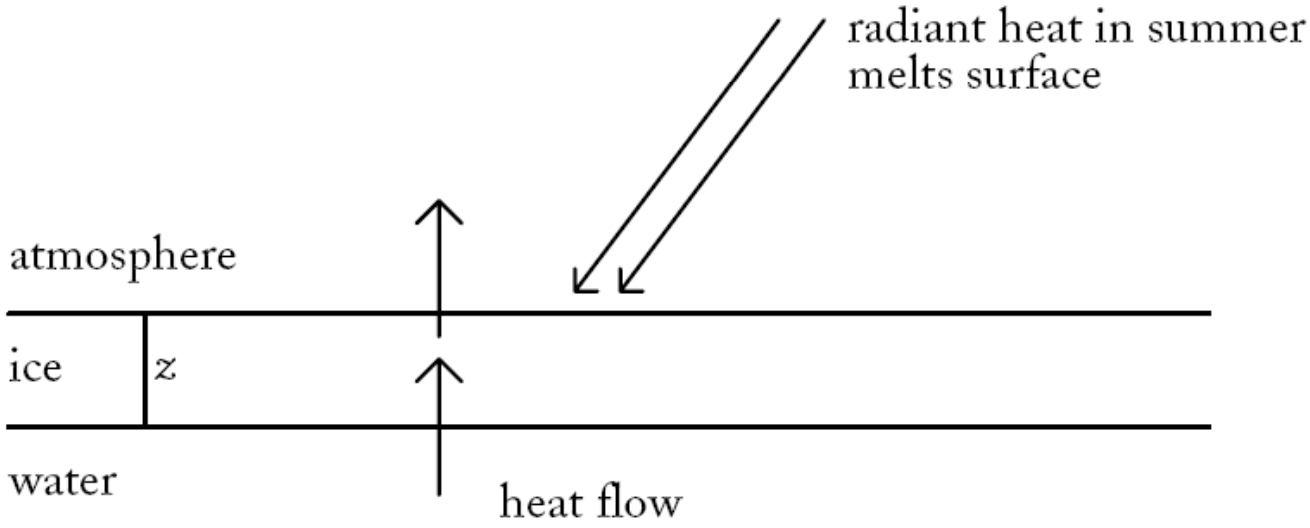
Figure 4.5 A comparison of surface salinity and precipitation minus evaporation for the Pacific Ocean. (Data from *Climatic Atlas of the World Ocean*, NOAA Professional Paper 13, 1982, and Baumgartner and Reichel, *The World Water Balance*, Elsevier, 1975.)

Figura 4.5 Knaus

Gelo Marinho

Gelo marinho cobre ~ de 6 a 8 % dos oceanos
Regiões onde ocorrem o gelo marinho tem um grande Albedo
O gelo marinho é uma grande barreira para a penetração da Radiação Solar
Parte desta radiação é absorvida nos primeiros milímetros desta superfície

Esquema do fluxo de calor através do gelo marinho



Como o gelo é sempre mais frio do que a água abaixo dele, a condução de Calor é sempre da água para o gelo.
O Calor pode penetrar no oceano abaixo do gelo?

Gelo Marinho

A espessura camada de gelo marinho aumenta no Inverno e diminui no Verão.

$$\frac{\partial z}{\partial t} = \frac{Q_h}{C_f \rho}$$ onde,

z é a espessura da camada de gelo

Q_h é a perda por calor sensível

C_f é o calor latente de congelamento (0.335×10^{-6} Jkg^{-1} a 0°C)

ρ é a densidade do gelo marinho (~ $917 kg.m^{-3}$)

e a perda por calor sensível é

$$Q_h = k_i \frac{\Delta T}{z}$$ onde,

K_i é a condutividade termal (~ 5.5x10-3 cal $grau^{-1}$ cm^{-1} s^{-1})

Gelo Marinho

Substituindo a equação de Q_h na equação $\frac{\partial z}{\partial t}$

$$\frac{\partial z}{\partial t} = \frac{k_i}{\rho\ C_f}\frac{\Delta T}{z}$$

Assumindo-se que a temperatura na parte inferior da camada de gelo é 0°C…. Nos podemos integrar a seguinte equação:

$$z \approx \left[\frac{2k_i}{\rho\ C_f}\int_t \Delta T\ dt\right]^{1/2}$$

fazendo, $\chi = \int_t \Delta T\ dt$

Obtemos a espessura do gelo pela seguinte expressão:

$$\boxed{z = 0.036\ \chi^{1/2}}$$

Observações mostram que esta fórmula tende a superestimar a espessura do gelo marinho !!!

Haloclina

É a camada sub-superficial onde a salinidade apresenta uma forte variação com a profundidade (similar a termoclina).

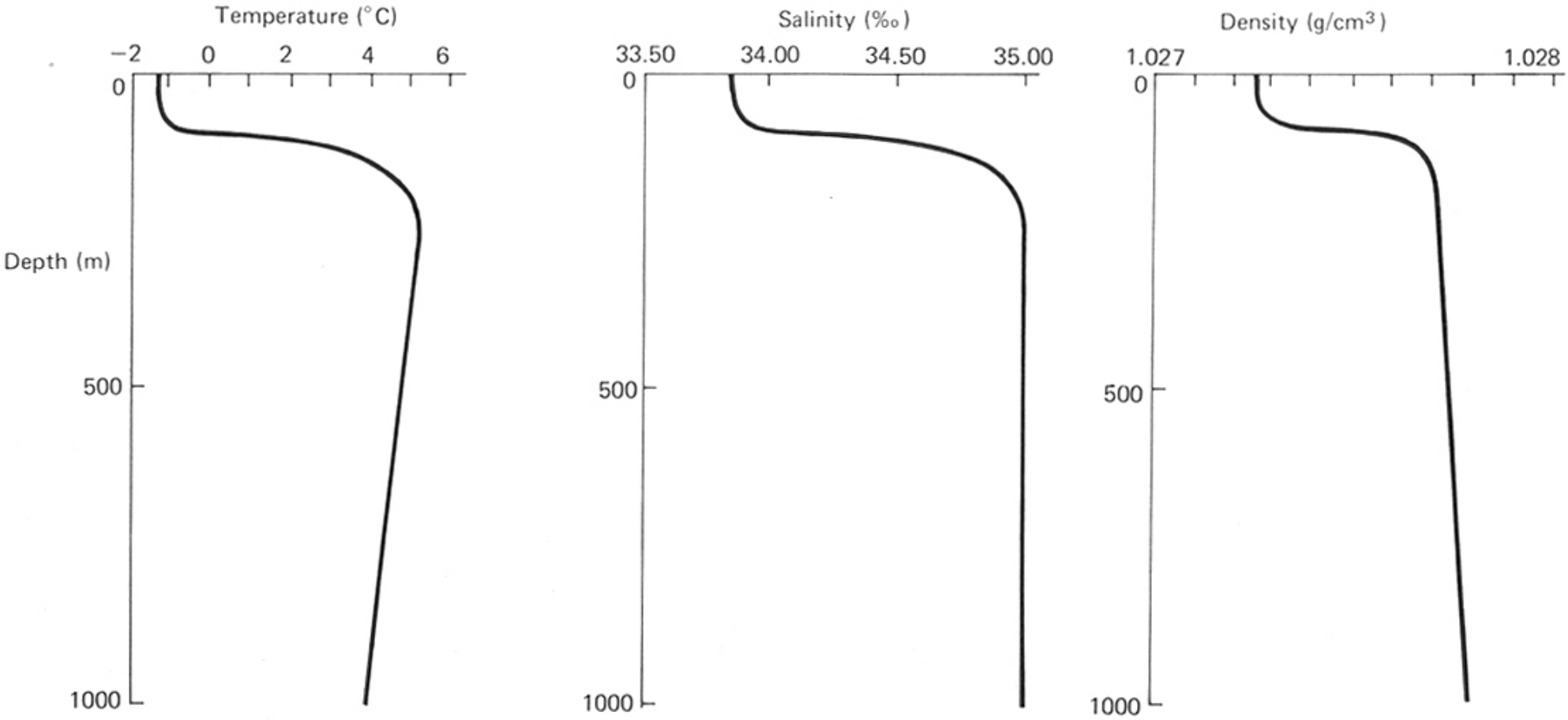


Figure 1.14. Typical salinity and density profiles in areas of ice formation. Note the temperature inversion and the very sharp pycnoline, whose shape is primarily determined controlled by the halocline.

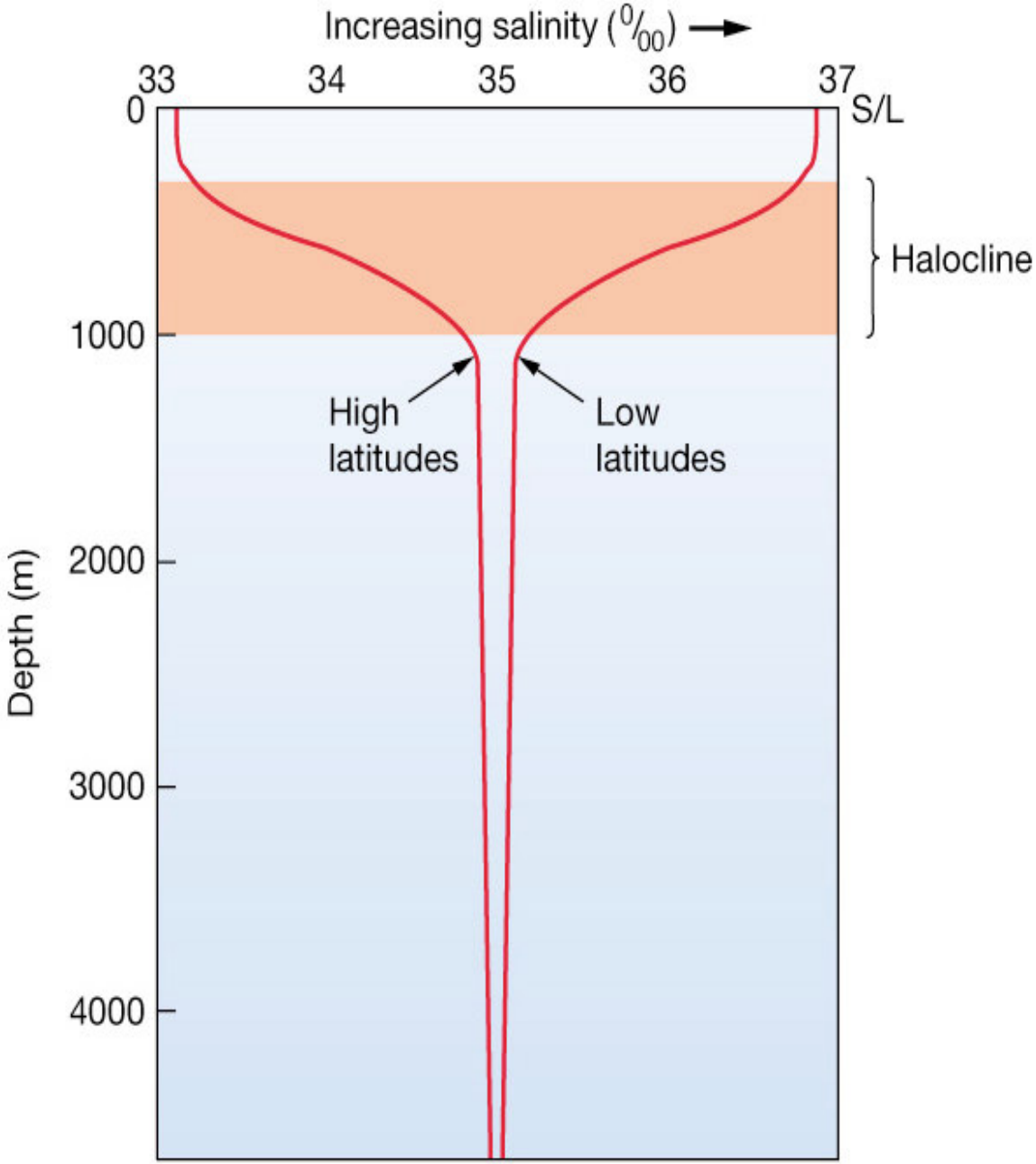
Haloclina

Dependendo da latitude a salinidade superficial apresenta valores diferenciados,

Baixas latitudes água mais salina

Altas latitudes água menos salina

Porém em águas profundas a saliniadade é praticamente uniforme.



Haloclina

Em regiões cobertas por gelo marinho a haloclina ocorre próxima a superfície (similar a termoclina), profundidade típica de 50 a 200 metros.

Por que toda a coluna d'água abaixo da superfície de gelo marinho não atinge o ponto de congelamento?

A coluna toda não congela porque uma camada d'água menos salina (mais leve), a haloclina, fica acima da água mais densa em regiões cobertas por gelo marinho. Esta camada congela sem ficar mais densa que a camada abaixo dela.

O gelo marinho é formado por água fresca (*fresh water*), deixando o sal de fora.

Então, a água enriquecida com sal, (parcela que não congela), afunda e mistura-se com a água abaixo da haloclina.

Haloclina

O sal abaixa a temperatura na qual a água congela e o derrete.

A água pura, H_2O congela (e derrete) a 0˚C

Porém a água quanto mais salgada for (ou seja mais elementos e conscentração na sua composição (tais como Na (sódio), Ca (cálcio), Cl (chlorido), e SO_4 (sulfato)) mais baixo será o ponto de congelamento da água salgada.

Por exemplo, água salgada, que tenha aproximadamente 3500 ppm de sal (incluindo Na, Ca, Cl, SO_4, Mg, K, and CO_3), irá congelar (derreter) a -2.2˚C.

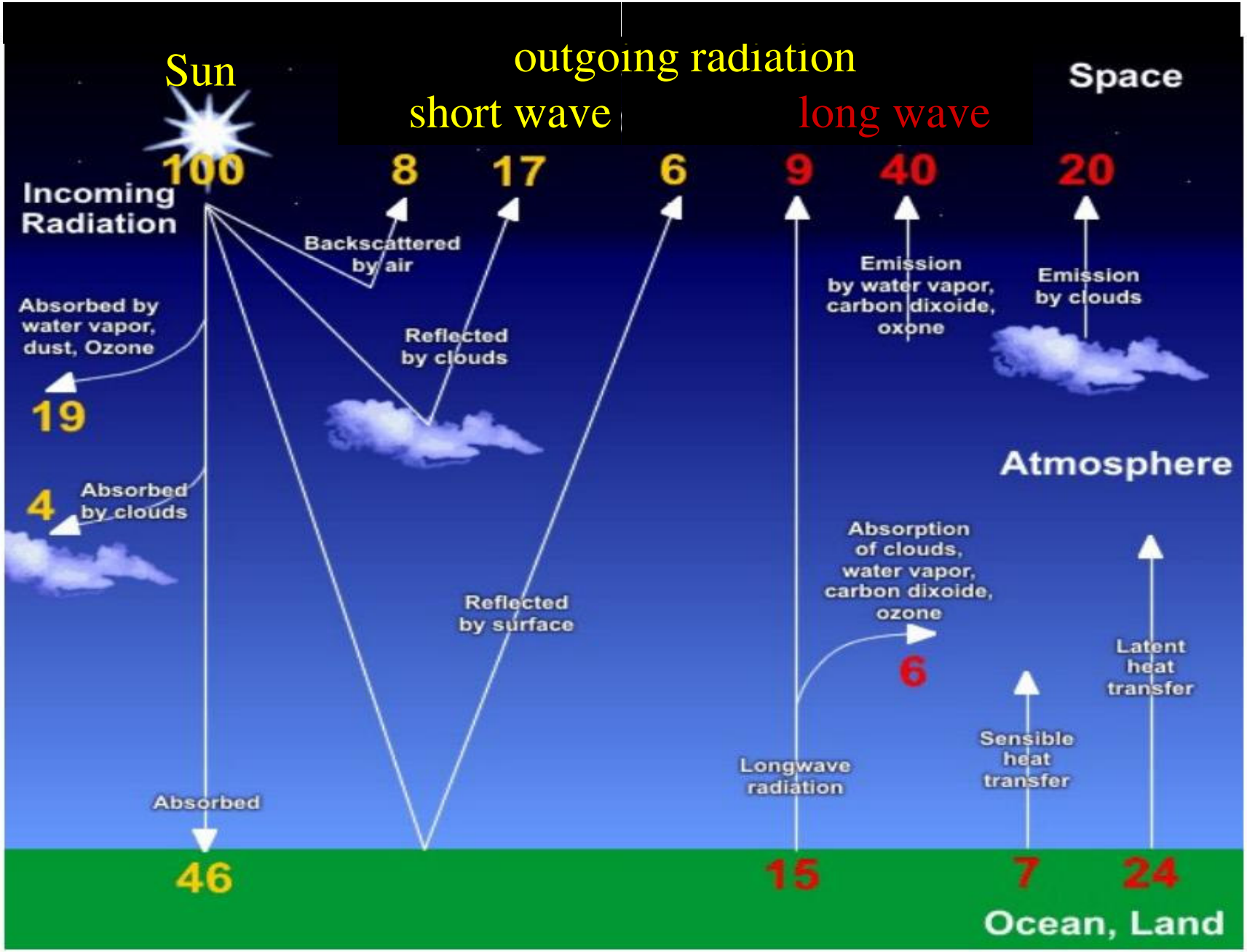
Água extremamente salina, ex o lago Death Valley (Vale Morto) com aproximadamente 300.000 ppm de sal irá congelar a temperaturas entre -20 a -30˚C aproximadamente.

Esta é a razão pela qual o sal e espalhado em rodovias durante o inverno de paises que tem inverno rigoroso (USA, Europa, etc)

A razão pela qual o sal abaixa o ponto de congelamento d'água é complexo de ser explicado sem se discutir química de uma forma mais complexa. Basicamente água pura, H_2O, é uma substancia diferente que água salgada (ex NaCl-H_2O).

O sal entra no meio das interações do H e O, dificultando tanto o H quanto o O congelarem.

Balanço de Calor Global



Partição arbitrária da radiação no Planeta

Source: NOAA

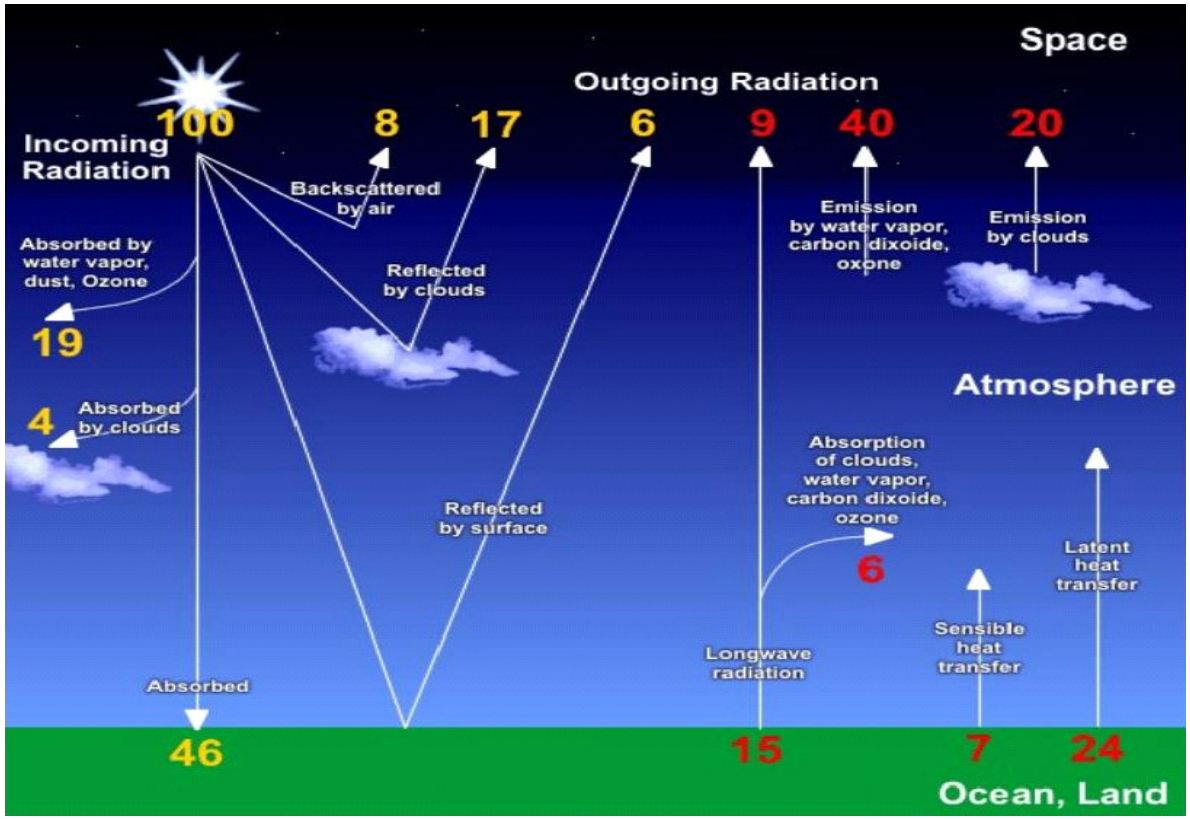
Balanço de Calor Global – Considerações Finais

46% da energia solar é absorvida pela superfície terrestre
Albedo da Terra é 31% (8%+ 17% +6%) , visto do espaço
O Albedo da Superfície terrestre é ~ 6%
A atmosfera (troposfera) é aquecida pela superfície terrestre não pelo Sol
23% é absorvido direto do Sol e 121% (15%+7%+24%+6%+9%+40%+20%) é pego da radiação terrestre
Na superfície terrestre a radiação terrestre excede a radiação solar
A Evaporação é o maior termo na transferência de calor na interface oceano-atmosfera

Estes resultados são baseados em médias globais. Significa que podem existir uma enorme variabilidade regional.

Estes cálculos assumem que o sistema oceano-atmosfera é estável e esta em equilibrio. Porém pode haver grande variabilidade temporal.

Variabilidade Climática e uma grande área de interesse e estudo (ENSO,PDO, NÃO)



Variabilidade Climática Interanual

$$\frac{\partial Q_T}{\partial t} \neq 0$$

Variabilidade Climática Interanual

O El Niño Oscilação Sul (ENOS) é o principal exemplo de variabilidade climática interanual.

O ENOS é um fenômeno acoplado da interação Oceano-Atmosfera:
- envolve armazenamento de calor na camada superior do oceano
- aquecimento anômalo no Pacifico Tropical Leste
- mudança no regime de circulação atmosférica
- impactos climáticos em escala global
- impactos econômicos e sociais em escala global

Estritamente falando, El Niño (EN) refere-se a um fenômeno oceânico que oscila com um fenômeno de sinal oposto La Niña (LN).

A contra-partida atmosférica do El Niño é a Oscilação do Sul (OS).

Entretanto em vários meios de comunicação vê-se referencia ao ENOS como El Niño.

Variabilidade Climática Interanual

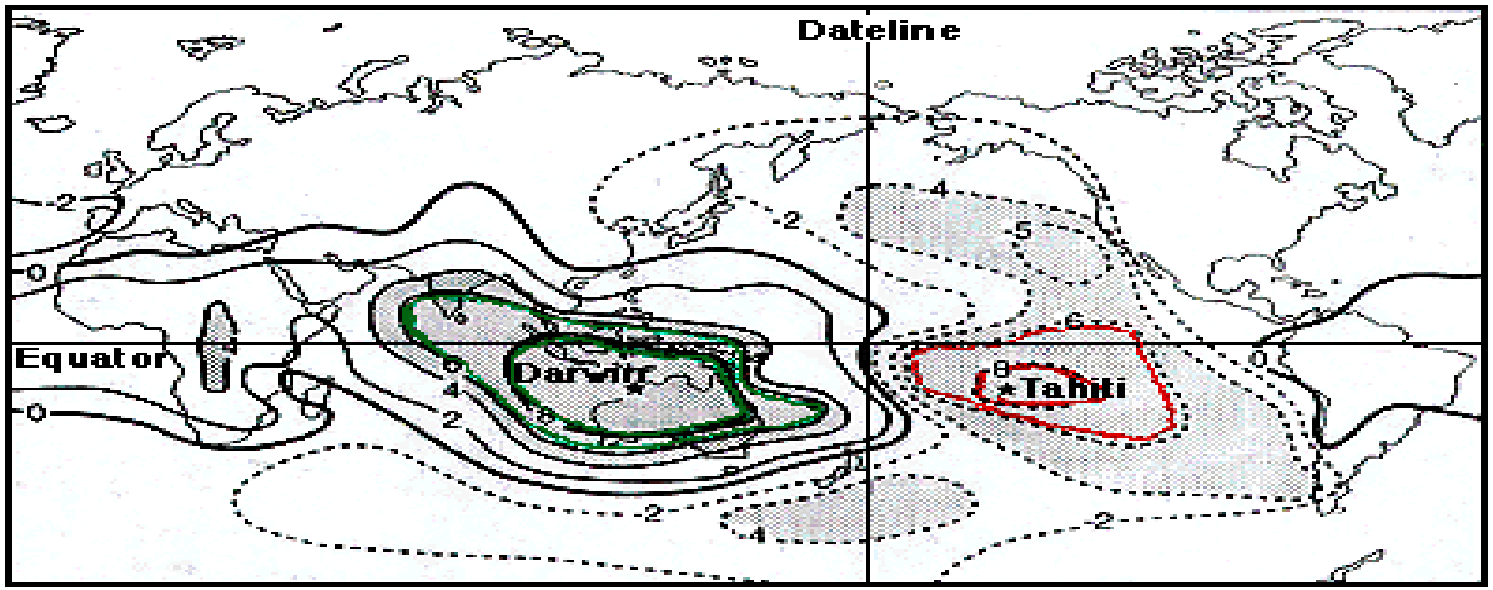
O ENOS é uma oscilação de massa centrada no Oceano Pacifico Equatorial

O ENOS pode ser detectado olhando-se as diferença no campo da Pressão ao Nível do Mar (PNM). Por exemploThaiti – Darwin (PNM).

Este índice é chamado na literatura de 'Indice de Oscilação do Sul' (IOS) que é negativo durante o El Niño e positivo durante La Niña.

Quando a pressão é elevada em Darwin é baixa no Tahiti e vice-versa.

SOI: Tahiti and Darwin as "centers of action",
mslp correlations between two locations



Tahiti and Darwin are at opposite ends of the Southern Oscillation's seesaw, and so the difference in pressure between them is used to measure the Southern Oscillation. The numbers represent a statistical measure called the correlation coefficient. The figure shows that the pressure variation at Tahiti is as closely related to Darwin as are locations near to Darwin, but with the opposite sign (i.e., if the Pressure is high at Darwin, it is low at Tahiti and vice versa). (After Rasmusson, 1984.)

O Índice da Oscilação do Sul (IOS)

O índice da Oscilação do Sul, SOI (Southern Oscillation Index) em inglês, é uma medida da intensidade e fase da oscilação do Sul.

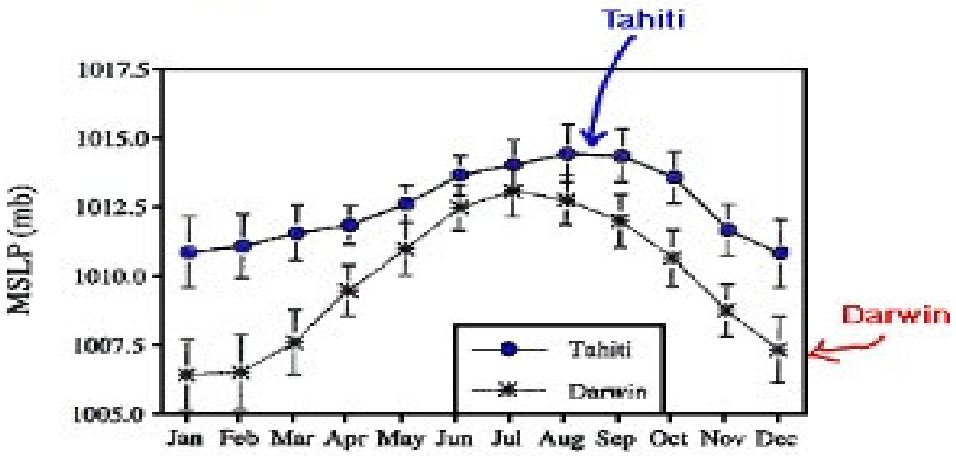
Durante os episódios de El Niño o IOS assume um valor absoluto elevado mas negativo devido à pressão inferior à média no Tahiti e superior à média em Darwin.

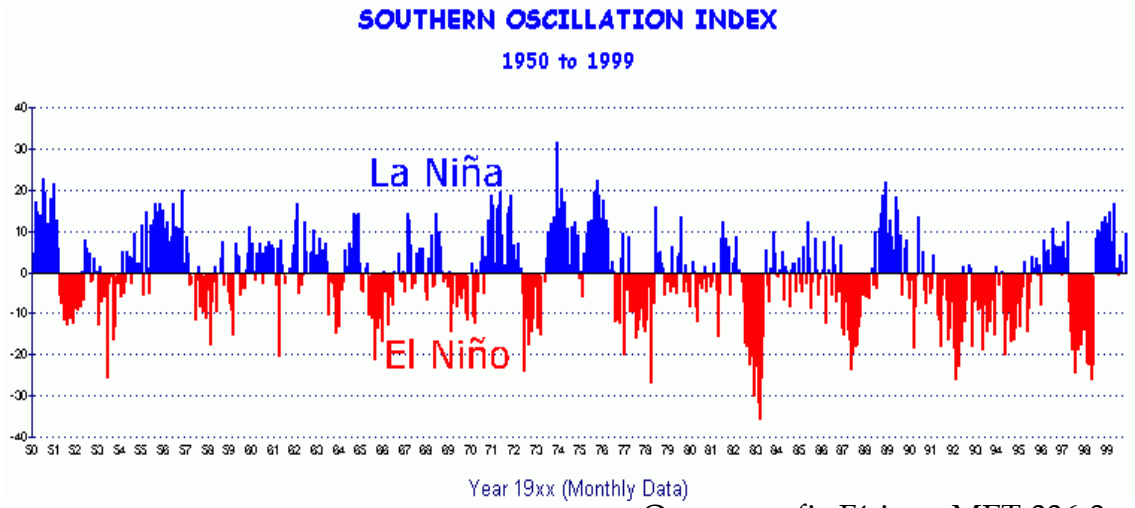
Durante os episódios de La Niña o IOS assume um valor positivo elevado devido aos valores da pressão do ar acima da média noTahiti e abaixo da média em Darwin.

Episódios de El Niño ocorrem em cada 2-7 anos.

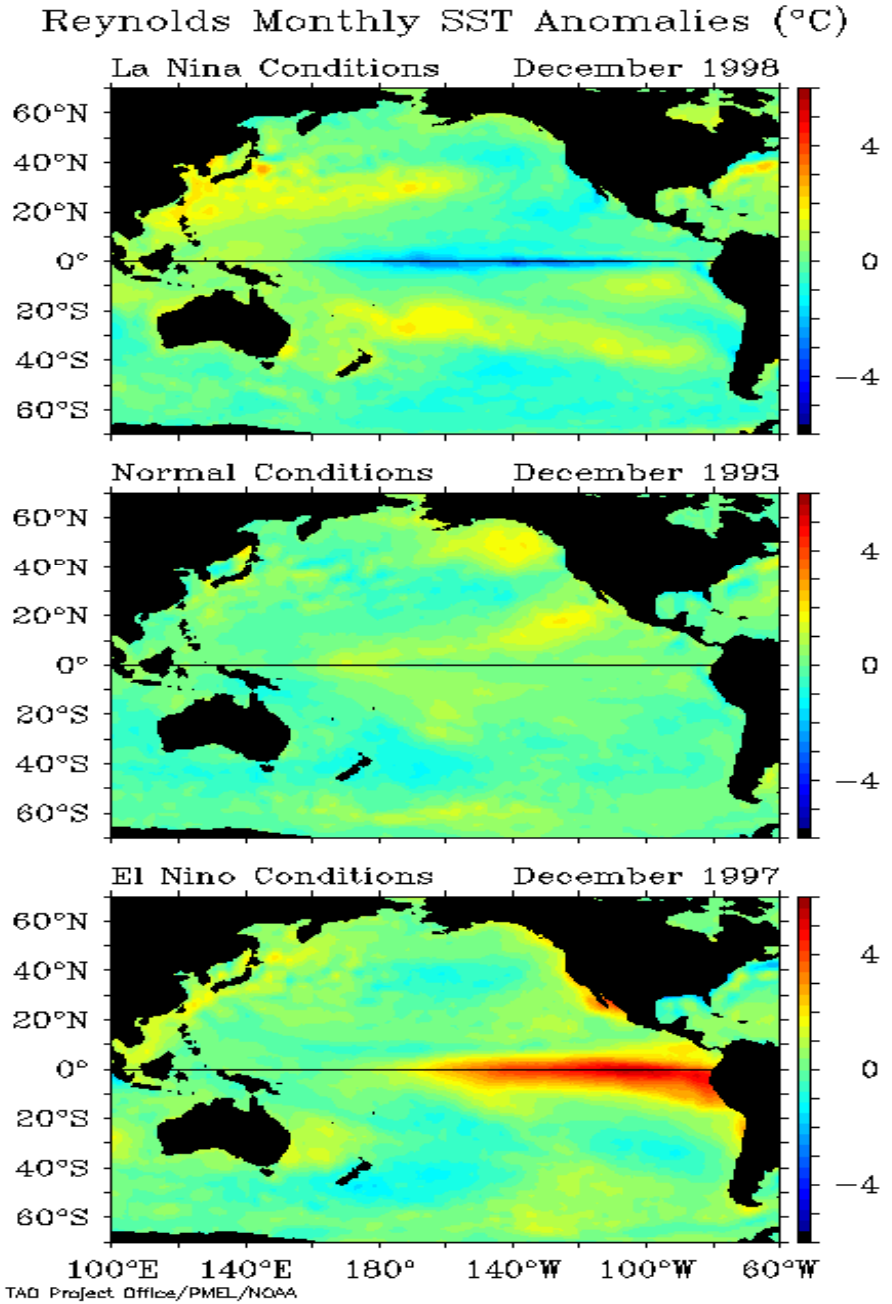
$$SOI \propto \frac{(Tahiti - Darwin)}{SD\ (T\text{-}D)}$$

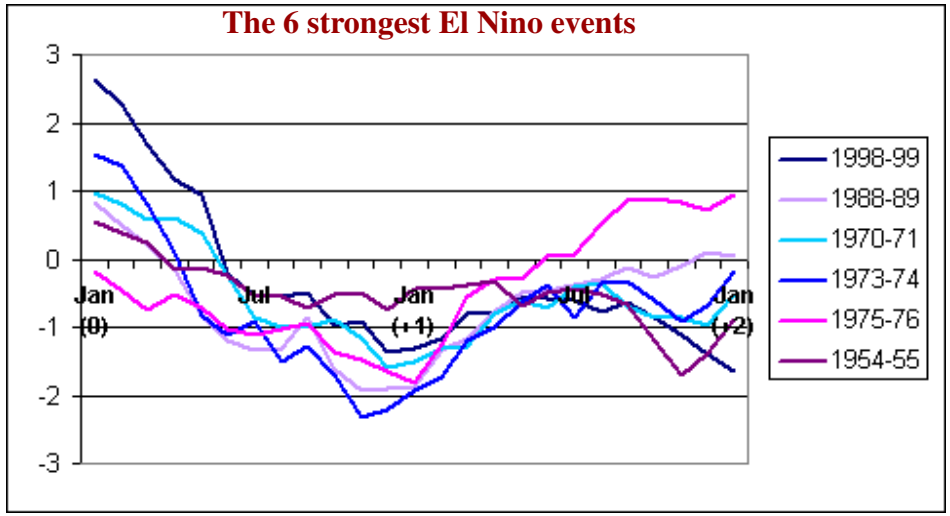
Southern Oscillation Index

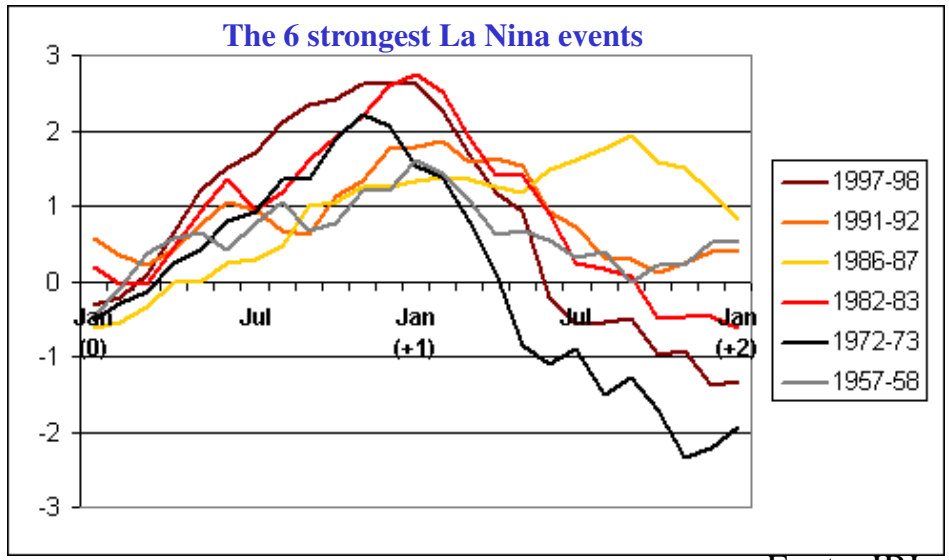




O Pacífico Equatorial







Fonte: IRI

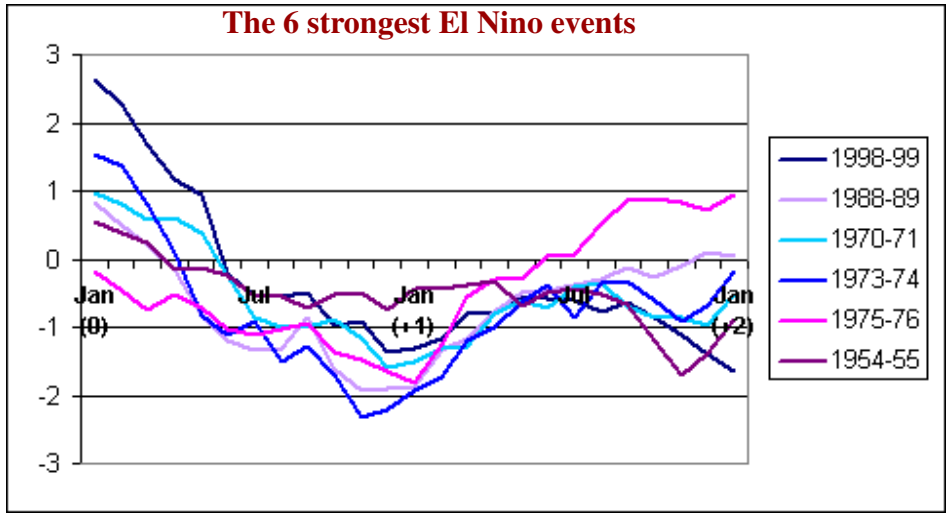
O ciclo do ENOS

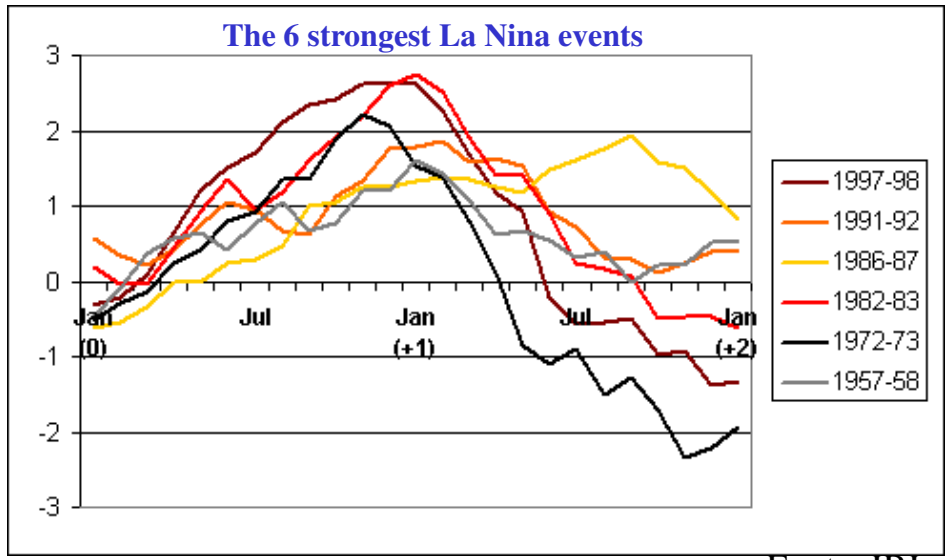
Existe uma considerável variabilidade entre os eventos. Nunca são iguais.

Eles tem alguns elementos em comum e características similares.

O principal deles é que o padrão dos ventos sobre o Pacifico esta ligado a Célula de Walker e esta circulação aos padrões de precipitação no globo.

Os eventos começam no final do ano, alcançam a fase madura no ano subseqüente e decaem.





Fonte: IRI

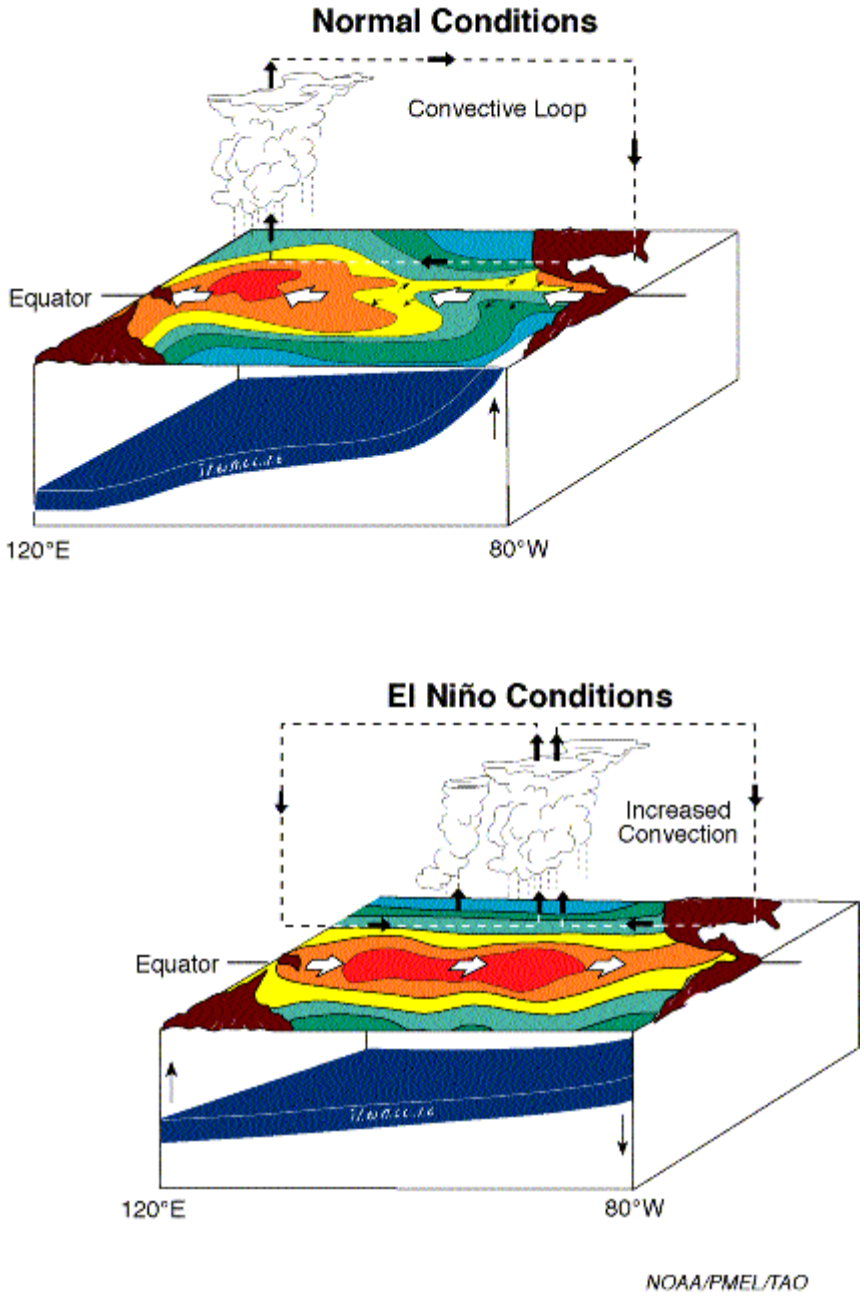
A Circulação de Walker

A Circulação de Walker geralmente é intensa em regiões de convecção tropical (em condições normais encontra-se sobre a Indonésia)

A Circulação de Walker é associada com uma baixa pressão e convergência de ar em superfície

Esta célula de Walker em condições de El Niño desloca-se para o leste junto com a água do mar anomalamente quente

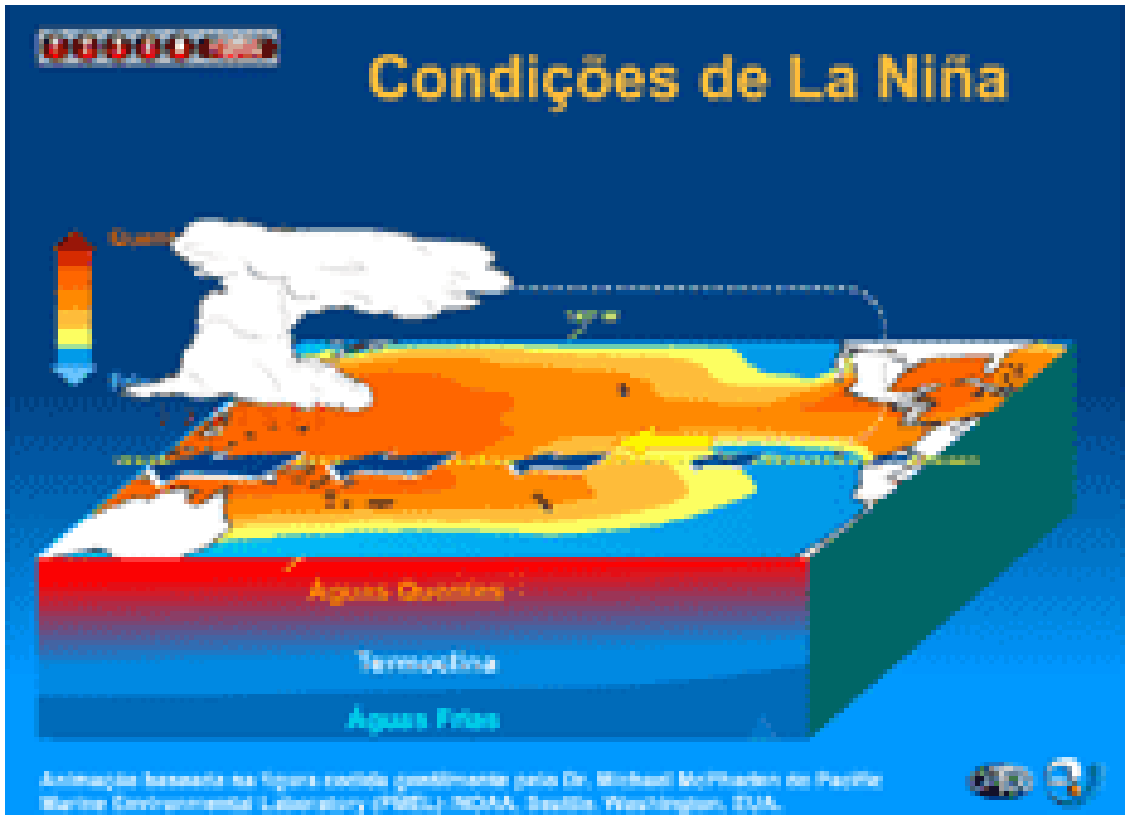
El Niño é referido como um Evento Quente do ENOS. Ou Fase Quente do ENOS.



A Circulação de Walker

Esta célula de Walker em condições de La Niña desloca-se para oeste junto com a água do mar mais quente que fica confinada a oeste

La Niña é referido como um Evento Frio do ENOS. Ou Fase Fria do ENOS.



Origem do ENOS

O EN e a OS foram descobertos separadamente, por oceanógrafos e meteorologistas!!

O link entre os dois (EN + OS = ENOS) foi descoberto por Jacob Bjerknes (1960).
2 novembro 1897 – 7 julho 1975. Meteorologista (sueco-americano)

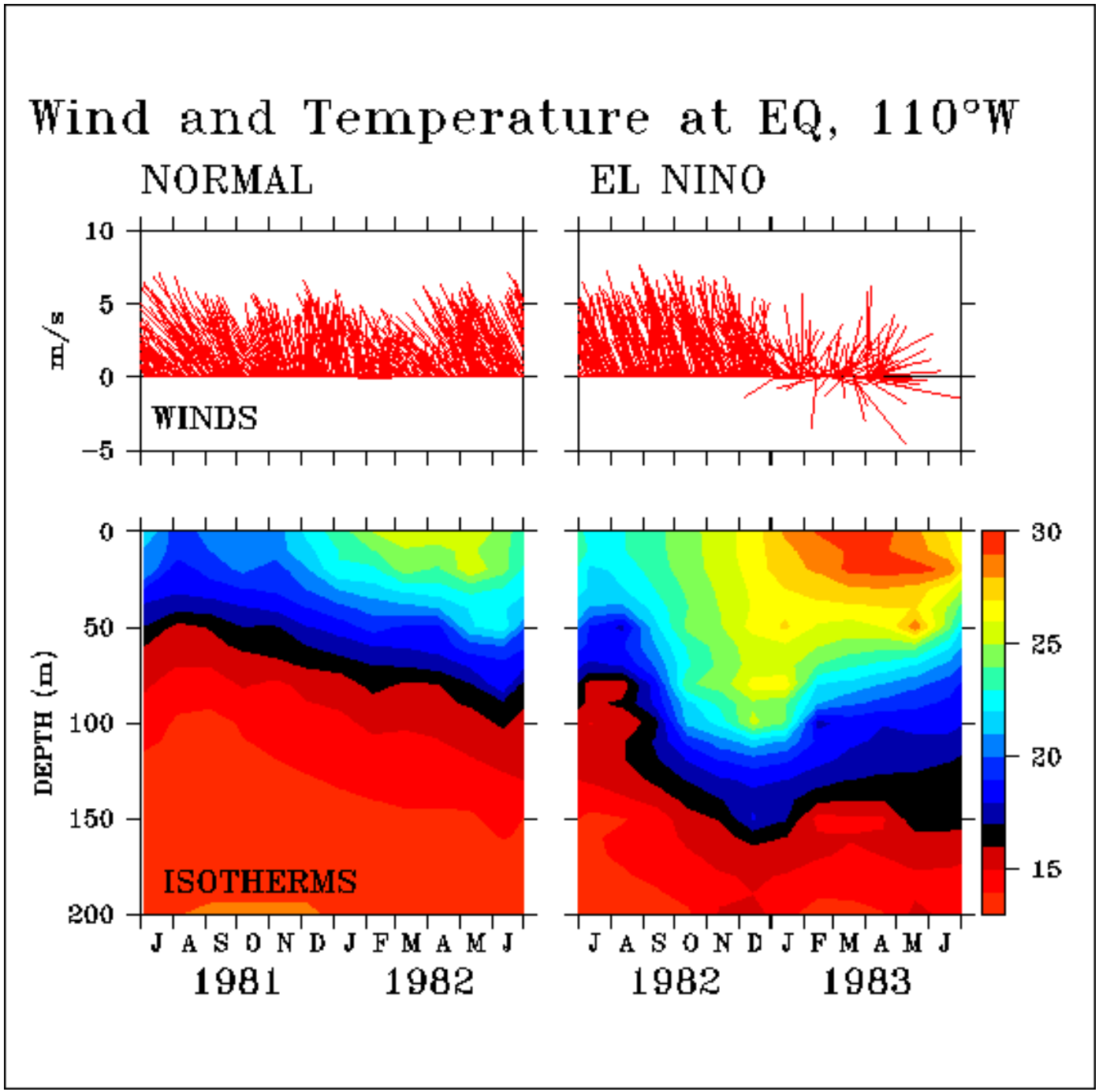
Não confundir com o Pai Vilhelm Friman Koren Bjerknes (14 março, 1862 – 9 abril, 1951)
Físico Norueguês e meteorologista que desenvolveu as equações primitivas usadas
em modelos climáticos, fundou a Bergen School of Meteorology.

Origem do ENOS

Qual é a natureza do link entre a OS e o EN?

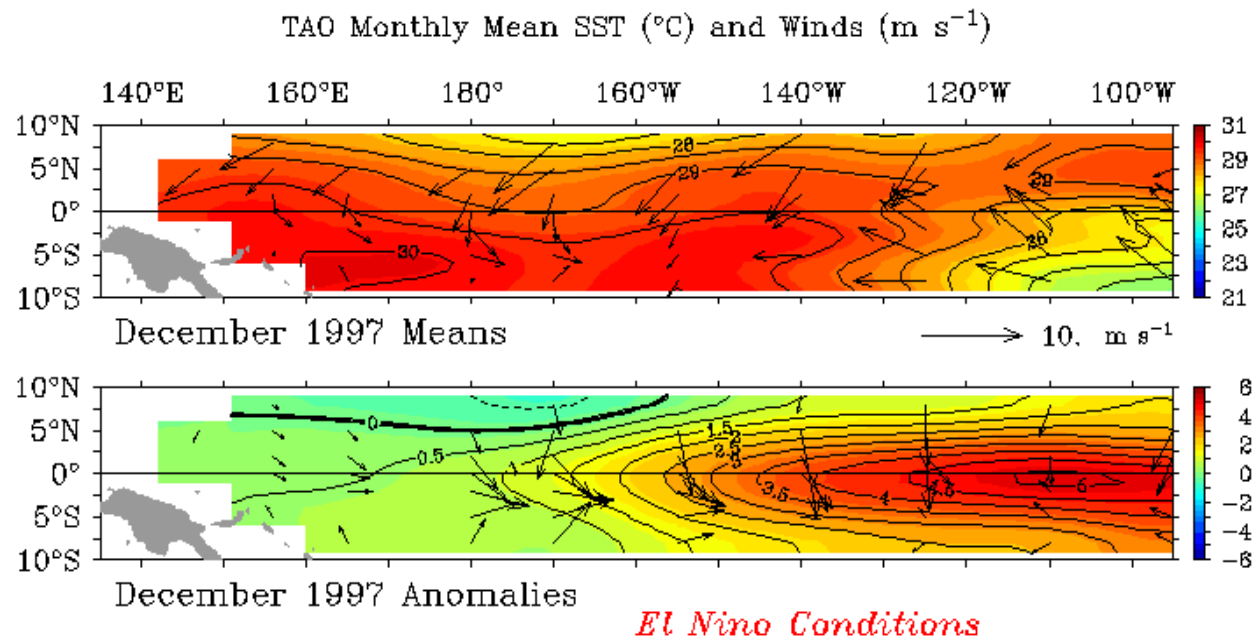
ENOS é basicamente um processo equatorial

1- O deslocamento para leste da Célula de Walker muda o regime dos alíseos, enfraquecendo-os. Os alíseos normalmente sopram para oeste na regiões equatoriais.
2- A entrada de ar no lado oeste da célula resulta no enfraquecimento dos aliseos sobre o Pacifico oeste
3- Então a altura do nível médio do mar, mantido pelos alíseos, diminui no oeste.
4- A depressão causada no Pacifico Oeste propaga para Leste, como uma Onda de Kelvin.
5- A onda de Kelvin causa um aprofundamento da termoclina quando chega quando chega no Pacifico Leste.
6- O aprofundamento da termoclina produz o aquecimento da superficial da água no Pacifico Leste
7- A superficie equatorial do Pacifico Leste aquecida e conhecida como El Niño.

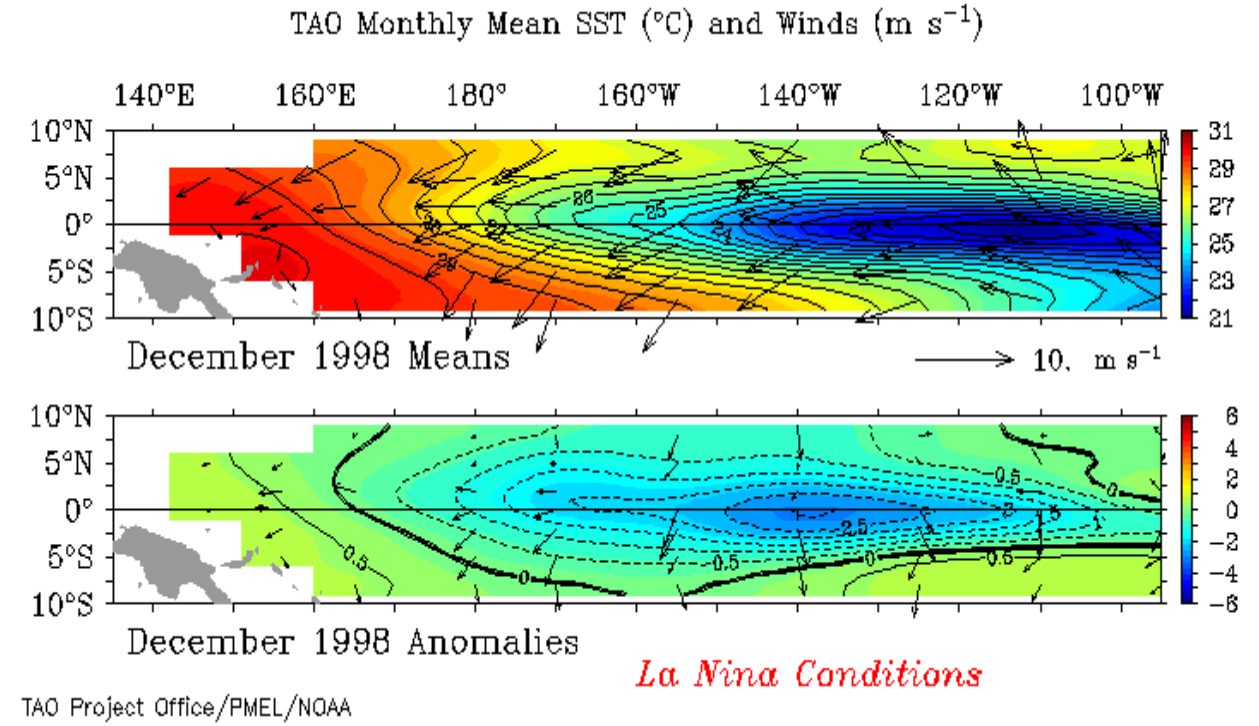


Aprofundamento da termoclina com a chegada da Onda de Kelvin no Pacifico Leste

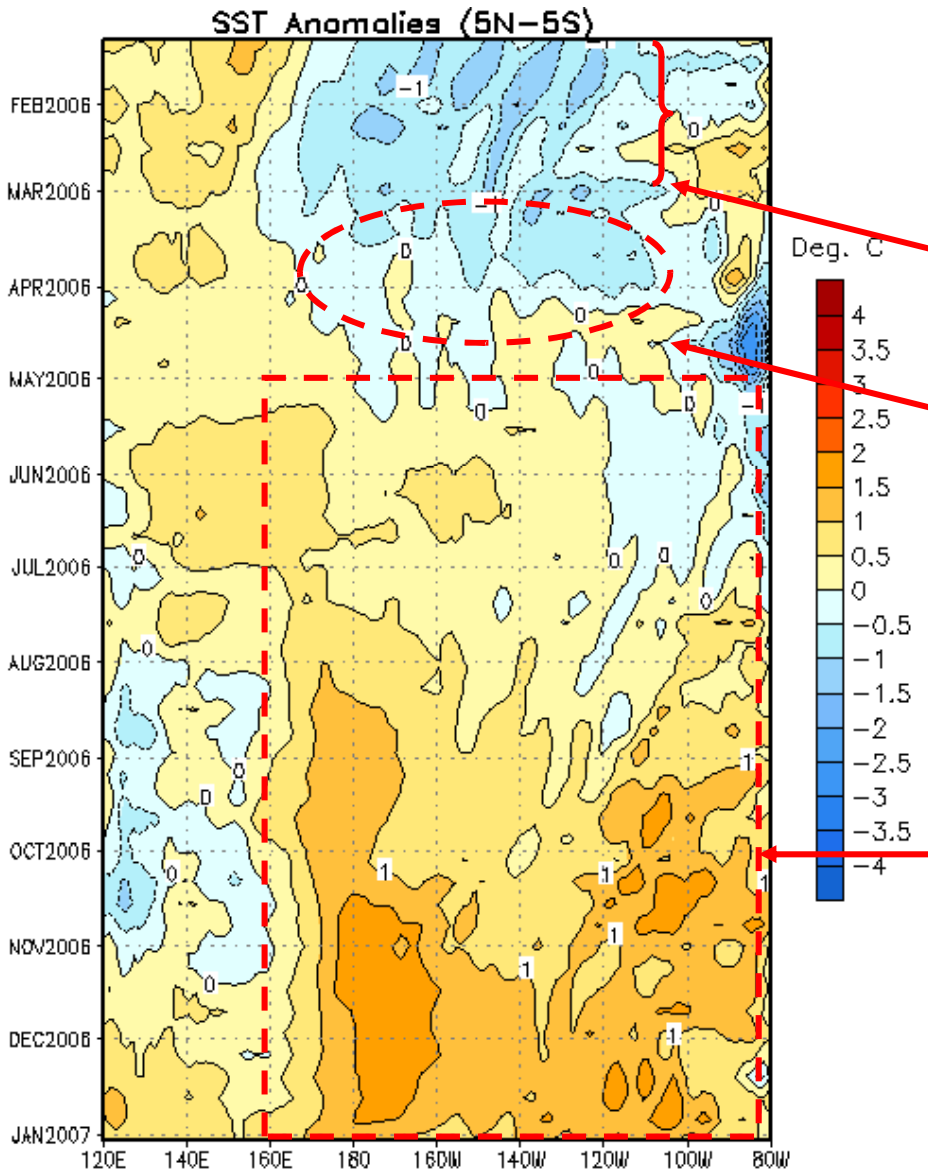
Aliseos
+ Fracos



Aliseos
+ Intensos



Recent Evolution of Equatorial Pacific SST Departures (ºC)



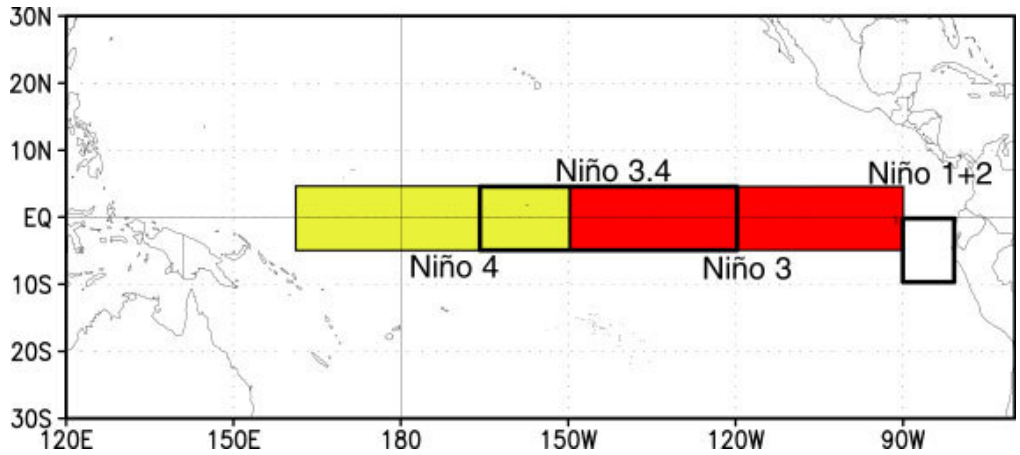
Weak La Niña conditions were observed during late 2005 through March 2006.

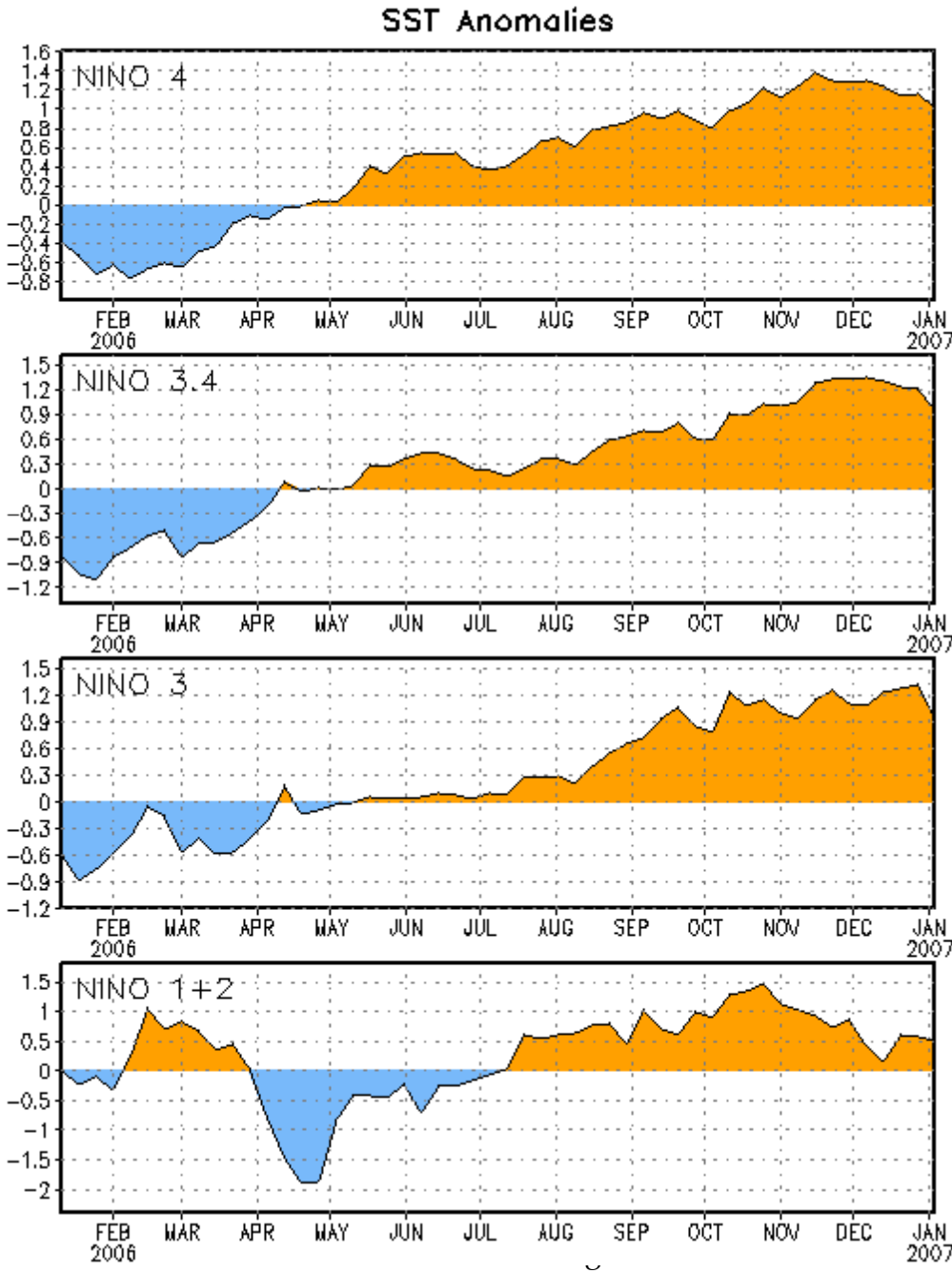
SST departures switched to positive during April/May 2006.

Since May 2006, positive SST anomalies have increased across the equatorial Pacific between 160ºE and the South American coast.

Niño Region SST Departures (ºC)
Recent Evolution

SST anomalies decreased in all of the Niño regions during the last week. The latest weekly SST anomalies are between +0.9ºC and +1.1ºC in all of the Niño regions, except for the Niño 1+2 region (+0.5ºC).

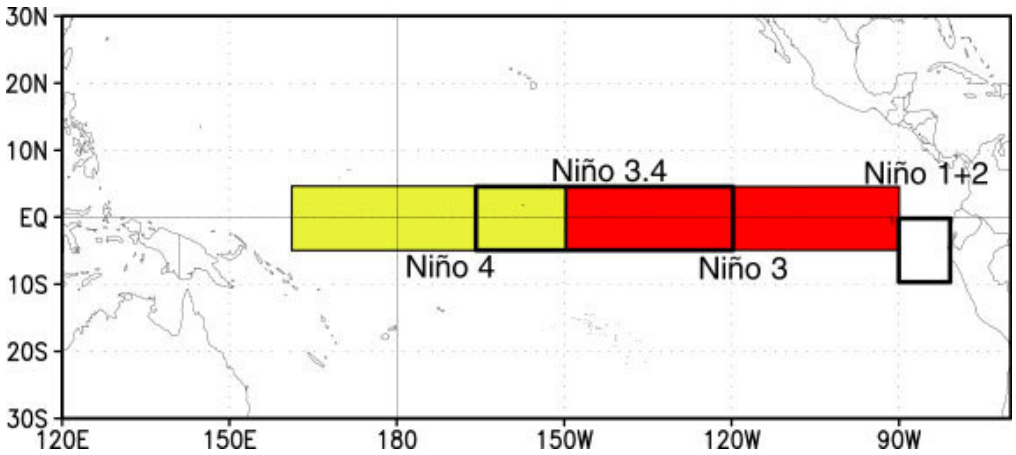


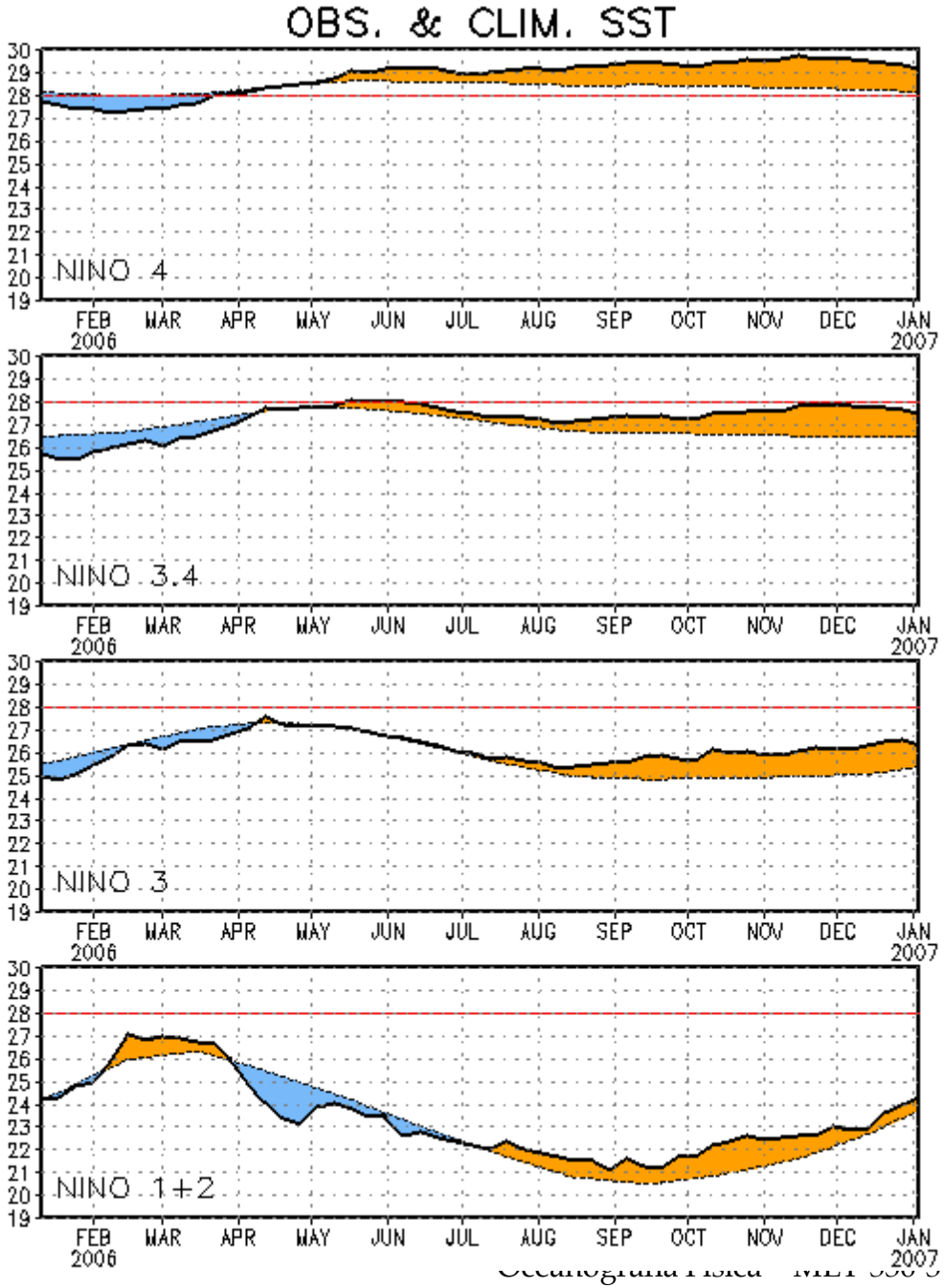


Niño Region SSTs (ºC)
Recent Evolution

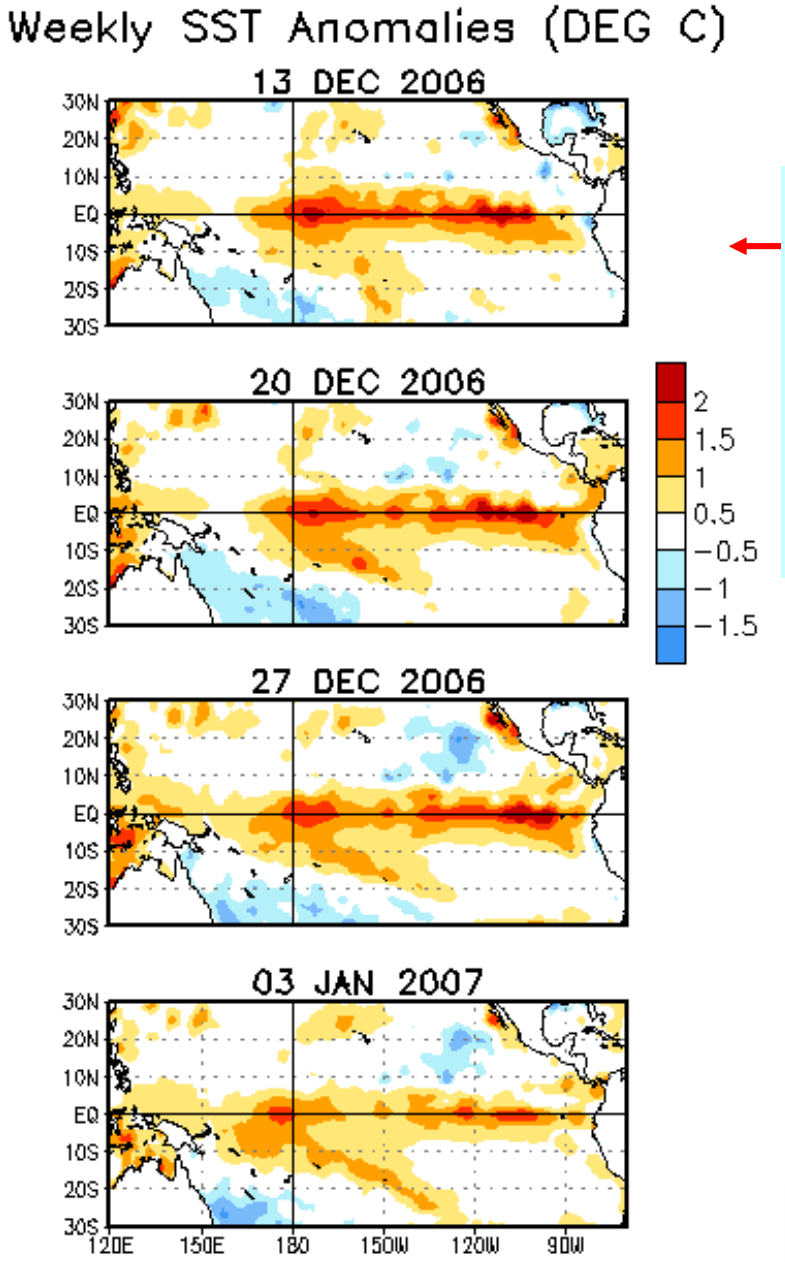
The latest weekly SSTs are greater than 28ºC in the Niño 4 region and near 28ºC in the Niño 3.4 region.

The climatological SSTs and observed SSTs are indicated by the thin dashed lines and solid thick lines, respectively. The orange (blue) shading represents positive (negative) anomalies. Studies have shown that SSTs need to be near or above 28ºC (horizontal red lines) to support persistent convection and rainfall in the Tropics.

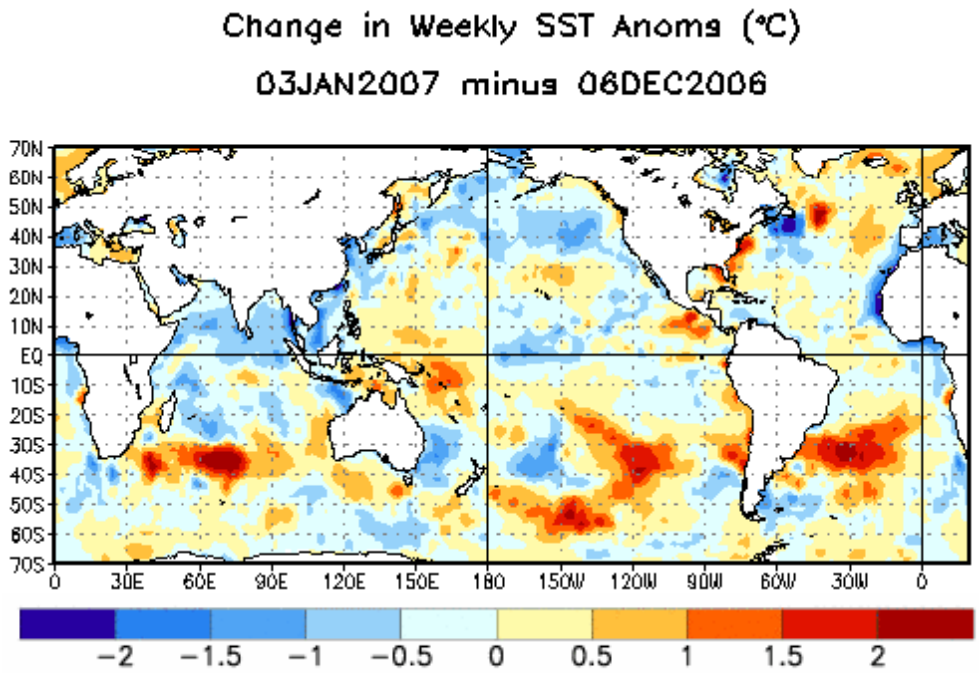




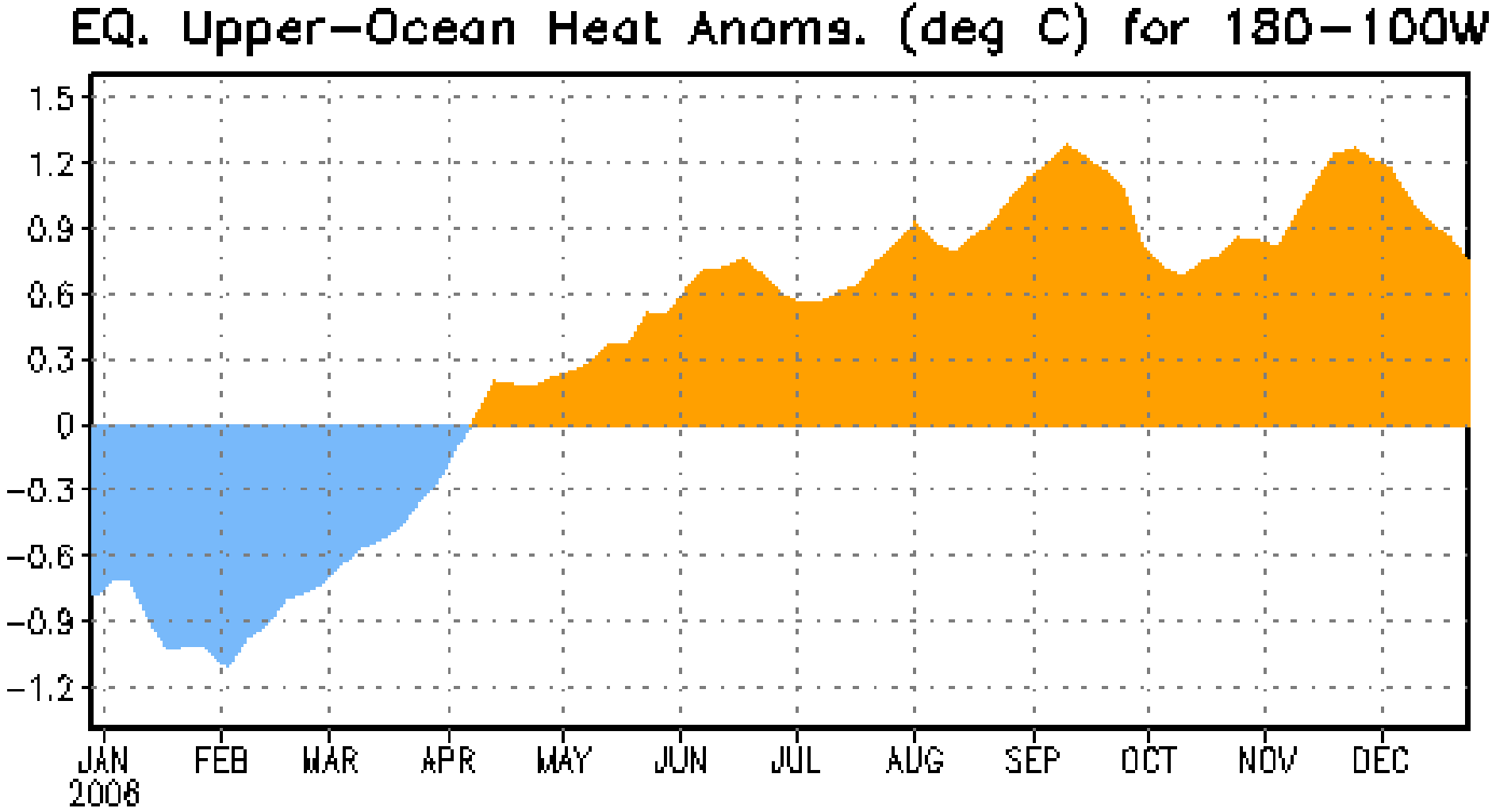
Weekly SST Departures (ºC) for the Last 4 Weeks



- **During December 2006-early January 2007 SSTs were above average in the equatorial Pacific between 165ºE and the South American coast.**
- **Over this 4-week period SST anomalies increased in the area of Indonesia/ Malaysia, and decreased in the central equatorial Pacific and in much of the tropical Indian Ocean.**

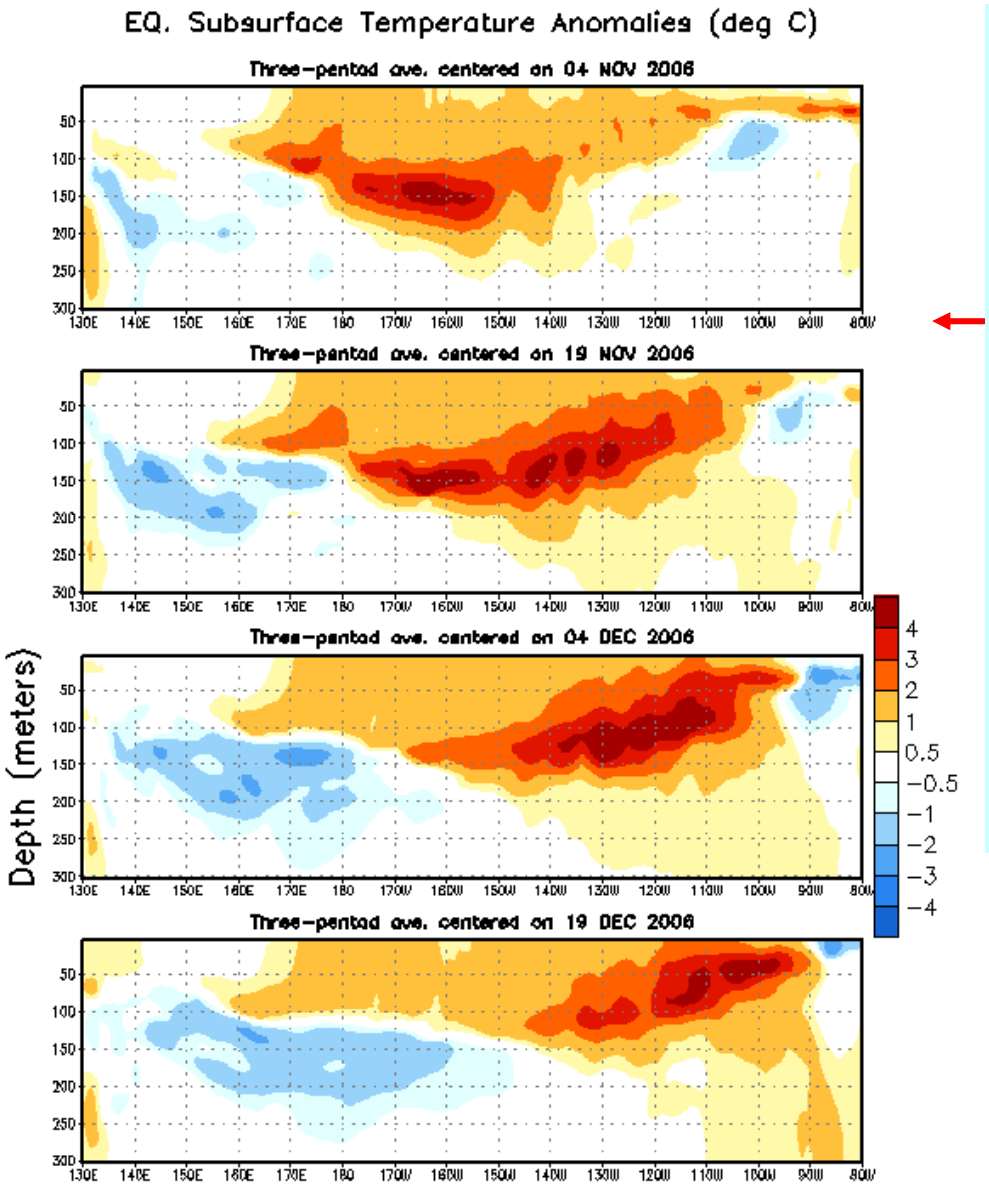


Central & Eastern Pacific Upper-Ocean (0-300 m) Heat Content Anomalies



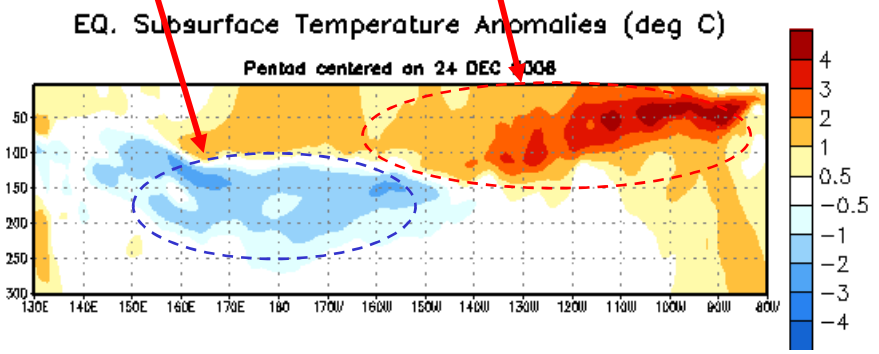
Beginning in early February upper ocean heat content increased. Since early April the heat content has been above average. The intraseasonal variability in the heat content is related to MJO activity (see following slides).

Sub-Surface Temperature Departures (ºC) in the Equatorial Pacific



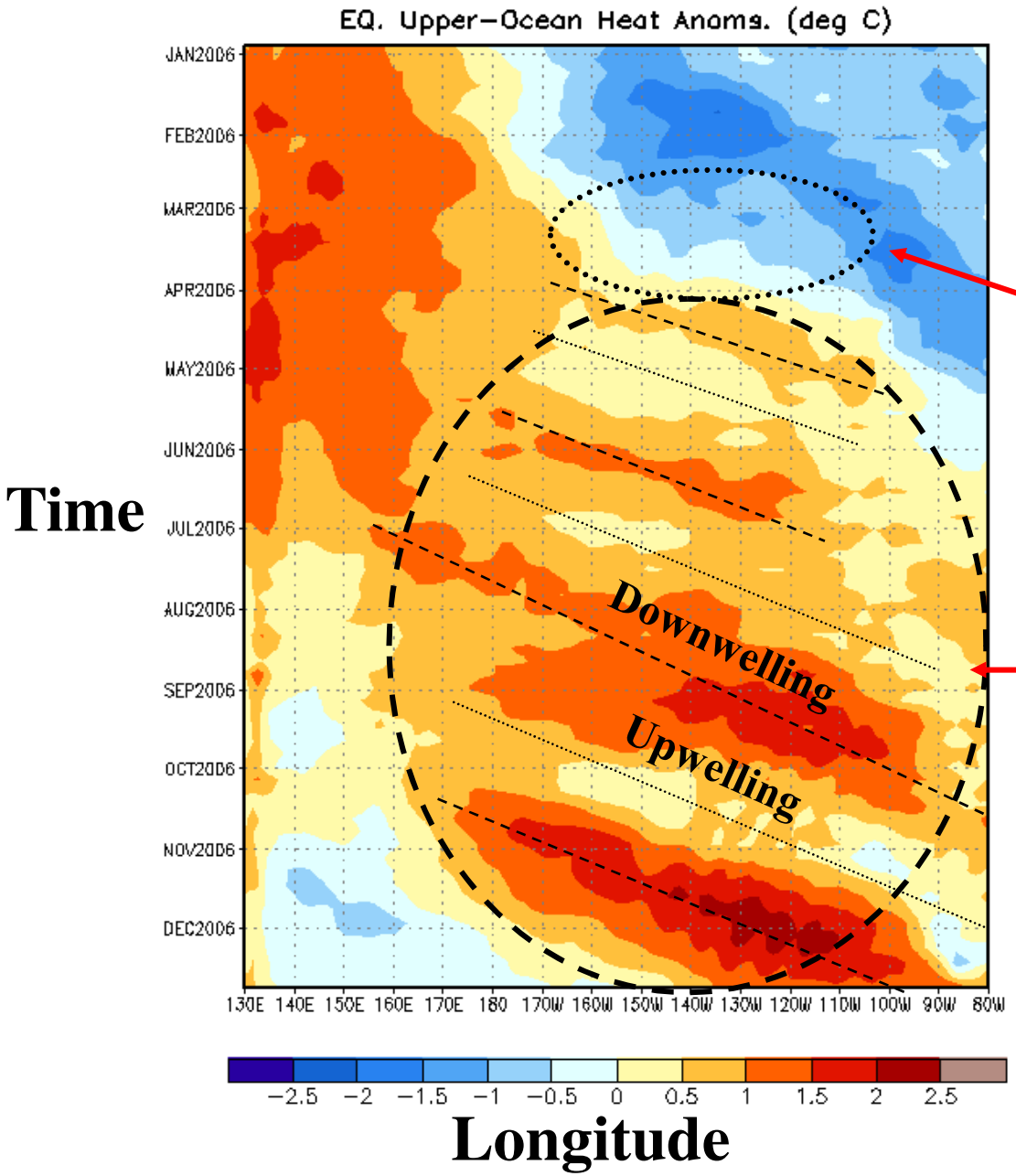
- **During November – December 2006 positive subsurface temperature anomalies were observed throughout the equatorial Pacific. A pattern of basin-wide positive subsurface temperature departures is usually observed prior to and in the early stages of El Niño.**

- **The most recent analysis (below) shows positive anomalies, between the surface and 200 m depth, across most of the equatorial Pacific. Since early October upper-ocean heat has been increasing in the central and east-central equatorial Pacific and decreasing in the western equatorial Pacific.**



Most recent pentad analysis

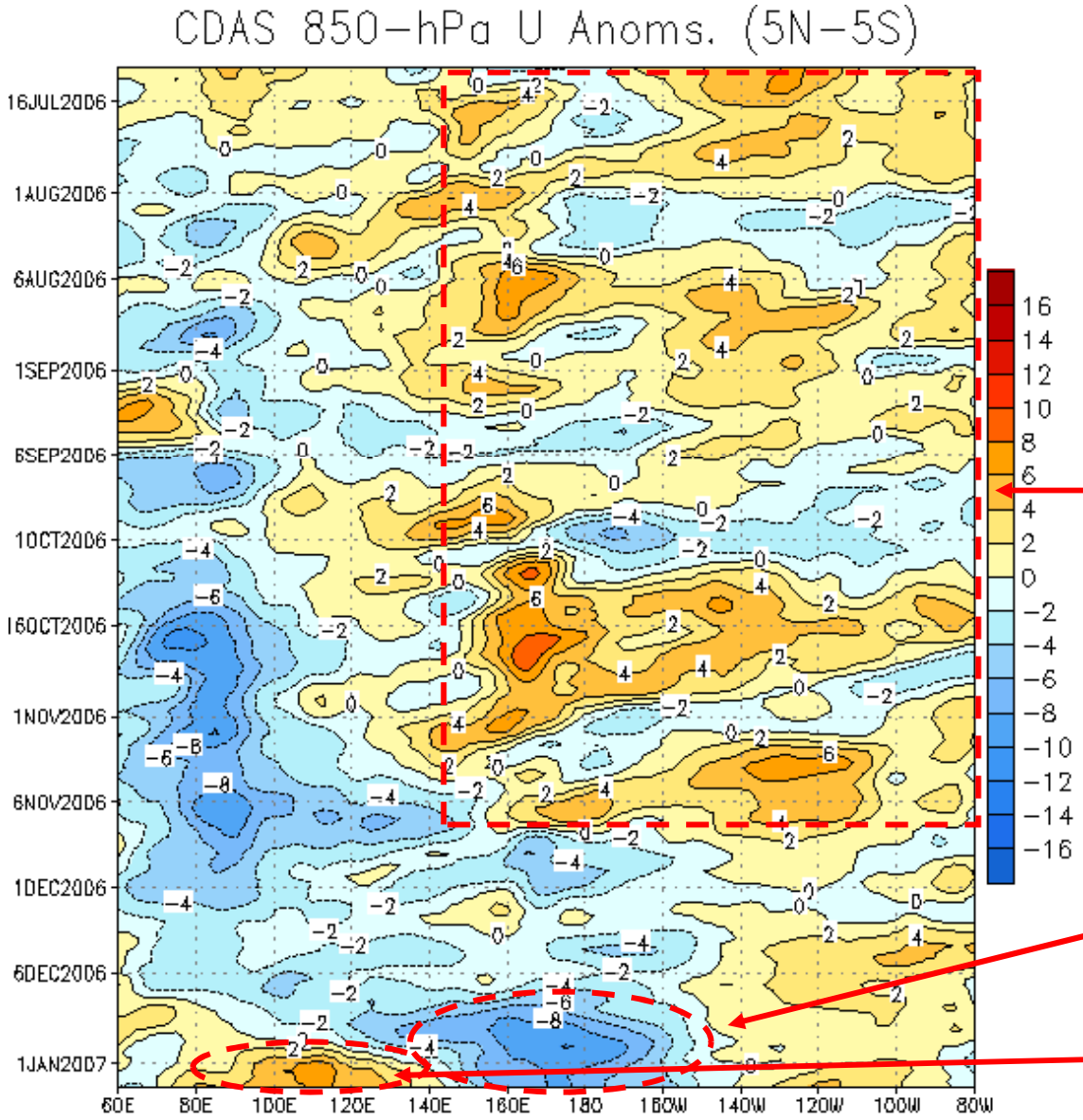
Heat Content Evolution in the Equatorial Pacific



- **Weak La Niña conditions developed in late 2005 and continued through March/April 2006.**
- **During March-April 2006 the upper-ocean heat content increased as La Niña conditions weakened and ENSO-neutral conditions became established.**
- **The basin-wide warmth observed in recent months, is usually found prior to and in the early stages of El Niño.**
- **Throughout this period variability in heat content has been present due to Kelvin wave activity.**

Kelvin waves have alternating warm and cold phases. Down-welling and warming occur in the leading portion of a Kelvin wave and up-welling and cooling occur in the trailing portion of a Kelvin wave. In this diagram the warm phase of Kelvin waves is indicated by the dashed lines and the cold phase is indicated by dotted lines.

Low-level (850-hPa) Zonal (east-west) Wind Anomalies (m s^{-1})



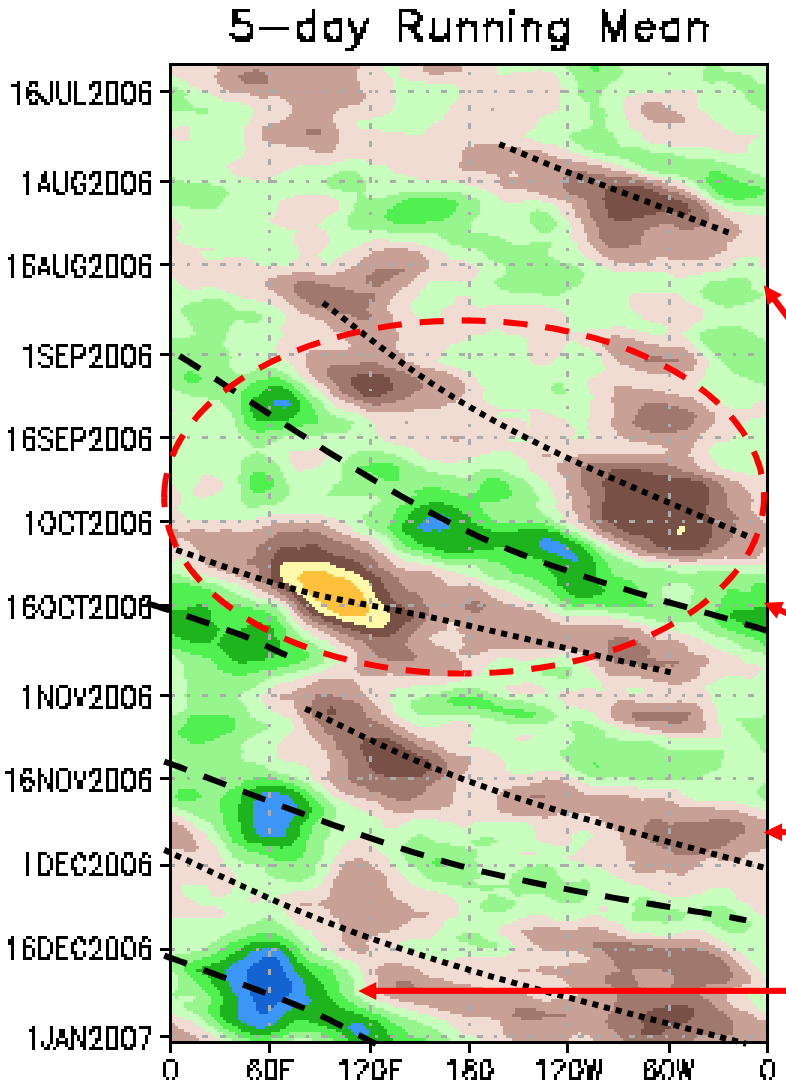
Weaker-than-average easterlies (orange/red shading).

Stronger-than-average easterlies (blue shading).

From July 2006 to mid-November 2006, low-level easterly winds averaged weaker than normal (westerly anomalies, orange and red shading) over the equatorial Pacific between 140ºE and 80ºW.

Recently, the low-level easterly winds have been stronger than average in the central equatorial Pacific, and westerly wind anomalies have developed over the eastern Indian Ocean and Indonesia.

200-hPa Velocity Potential Anomalies (5ºN-5ºS)



Positive anomalies (brown shading) indicate unfavorable conditions for precipitation.

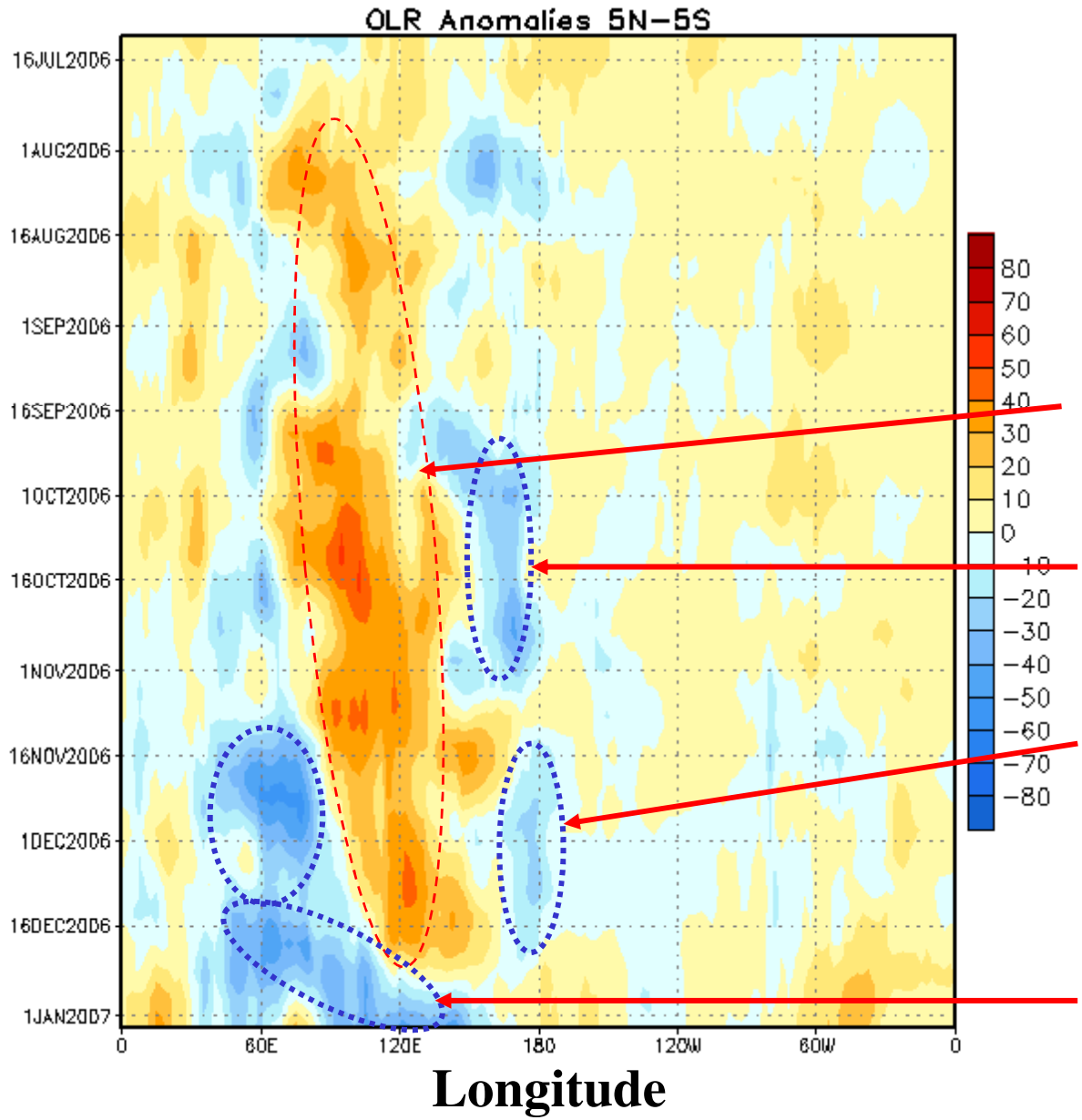
Negative anomalies (green shading) indicate favorable conditions for precipitation.

Weak MJO activity was evident during the period June-early August 2006.

During September-early October MJO activity intensified. In late October the MJO weakened. Weak MJO activity was evident during late November/ early December 2006.

Recently, the MJO has strengthened.

Outgoing Longwave Radiation (OLR) Anomalies



Time

Longitude

Drier-than-average conditions (orange/red shading)

Wetter-than-average conditions (blue shading)

Since early August, suppressed convection has been persistent over the eastern Indian Ocean and Indonesia.

Enhanced convection developed over the western tropical Pacific in September and persisted through early November. In November enhanced convection developed a little farther east near the Date Line. This activity persisted through mid-December.

Recently, enhanced convection over the Indian Ocean has shifted eastward to Indonesia.

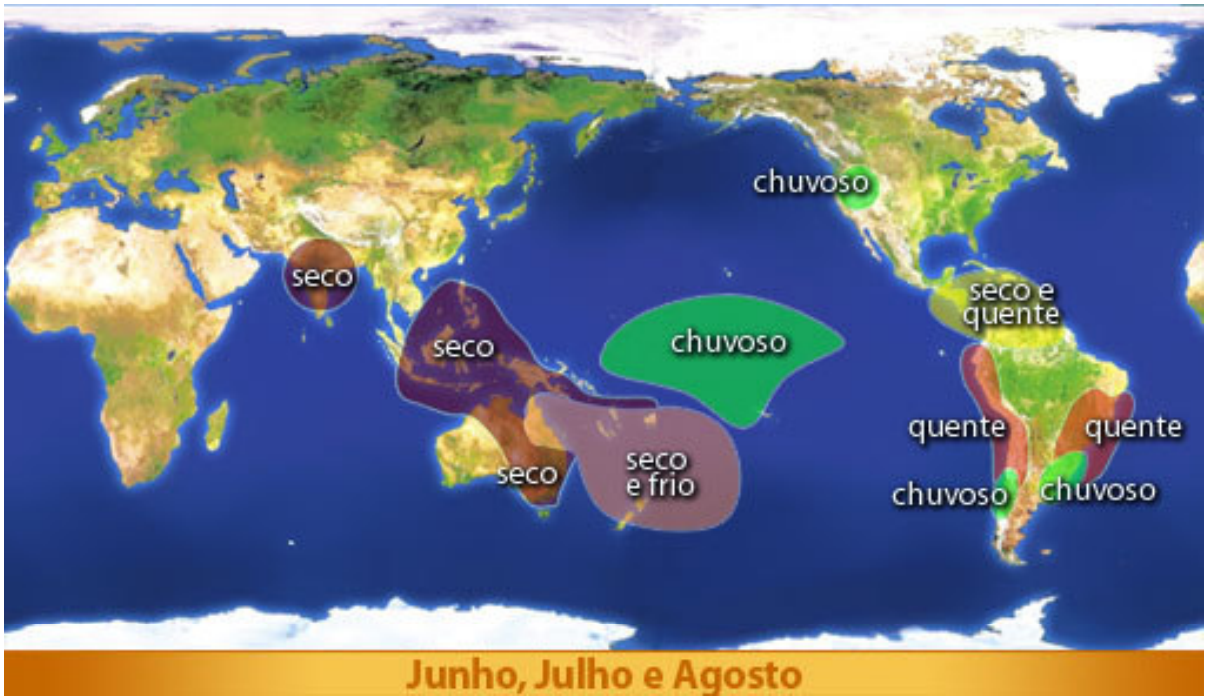
Efeitos Globais do El Niño

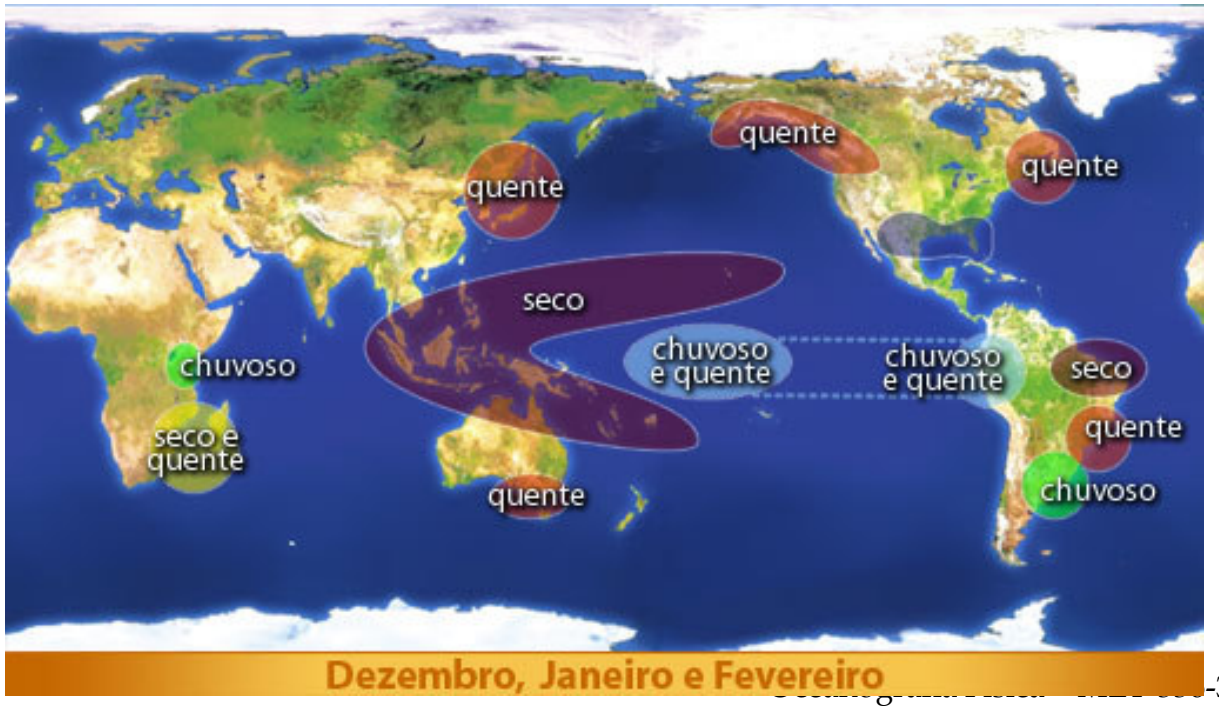
::Ocorrência de El Niño	
1877 - 1878	1888 - 1889
1896 - 1897	1899
1902 - 1903	1905 - 1906
1911 - 1912	1913 - 1914
1918 - 1919	1923
1925 - 1926	1932
1939 - 1941	1946 - 1947
1951	1953
1957 - 1959	1963
1965 - 1966	1968 - 1970
1972 - 1973	1976 - 1977
1977 - 1978	1979 - 1980
1982 - 1983	1986 - 1988
1990 - 1993	1994 - 1995
1997 - 1998	

Legenda: Forte | Moderada | Fraco

Fontes de Informações

Rasmusson e Carpenter 1983, Monthly Weather Review, Ropelewski e Halpert 1987, Monthly Weather Review. Cold episode sources Ropelewski e Halpert 1989, Journal of Climate. Climate Diagnostics Bulletin. A intensidade dos ventos é baseada no padrão e magnitude das anomalias da TSM do Pacífico Tropical.





Efeitos Globais da La Niña

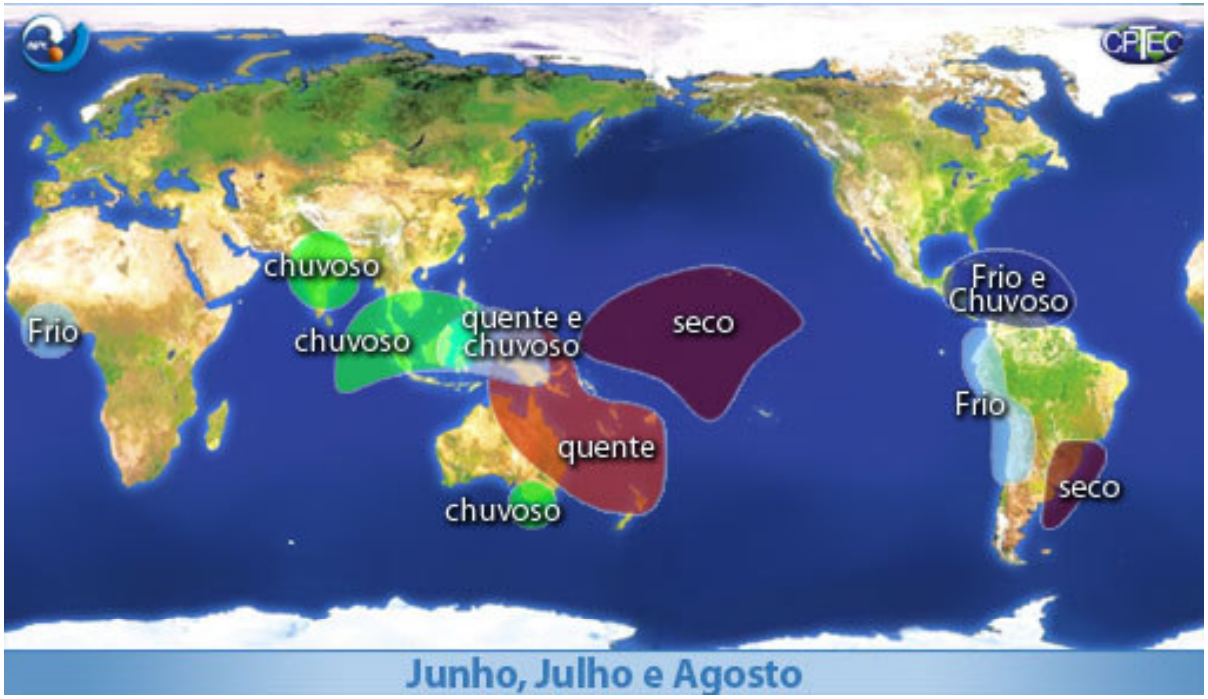
:: Ocorrência do La Niña

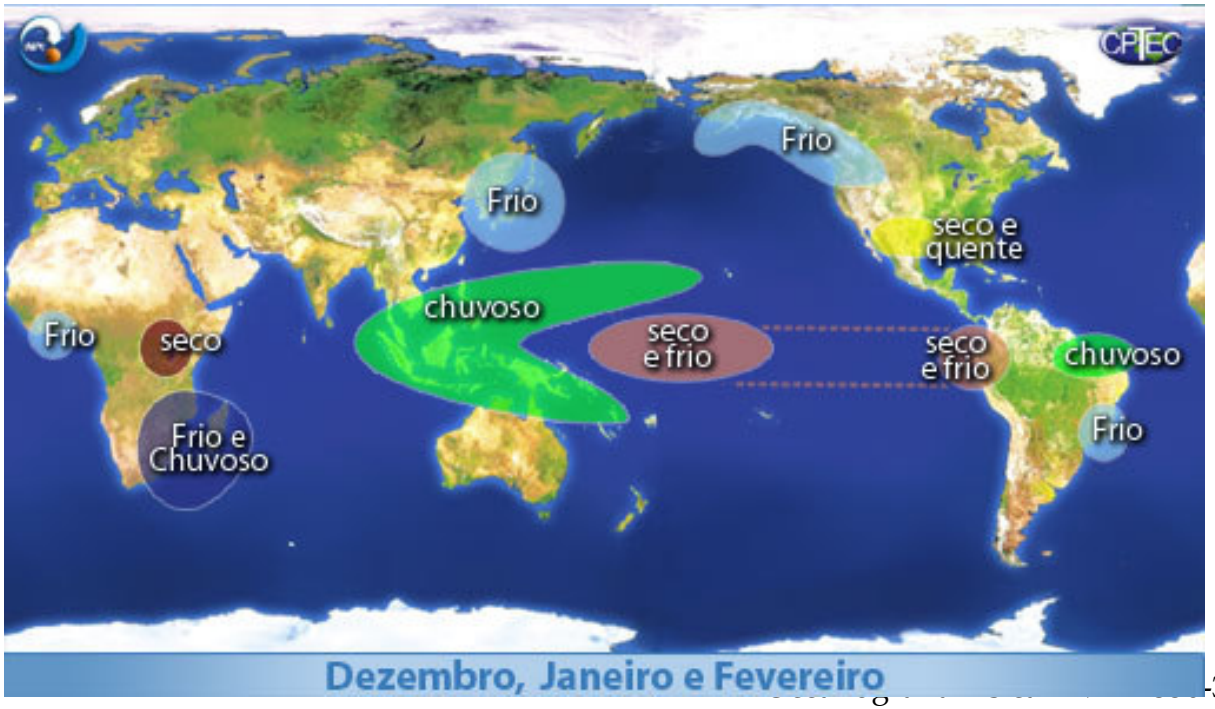
1886	1903 - 1904
1906 - 1908	1909 - 1910
1916 - 1918	1924 - 1925
1928 - 1929	1938 - 1939
1949 - 1951	1954 - 1956
1964 - 1965	1970 - 1971
1973 - 1976	1983 - 1984
1984 - 1985	1988 - 1989
1995 - 1996	1998 - 2001

Legenda: Forte | Moderada | Fraco

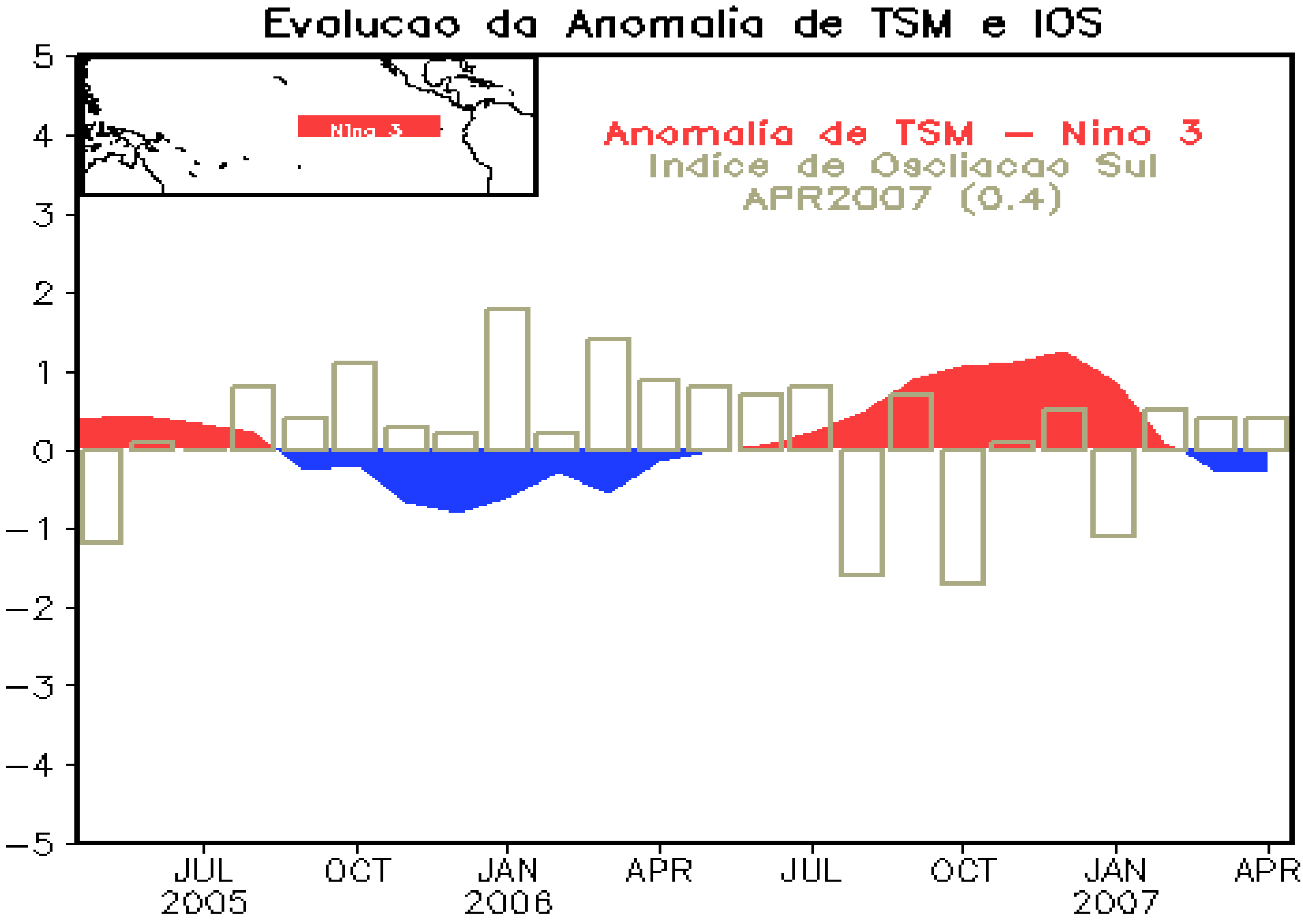
Fontes de Informações

Rasmusson e Carpenter 1983, Monthly Weather Review, Ropelewski e Halpert 1987, Monthly Weather Review. Cold episode sources Ropelewski e Halpert 1989, Journal of Climate. Climate Diagnostics Bulletin. A intensidade dos ventos é baseada no padrão e magnitude das anomalias da TSM do Pacífico Tropical.





Evolução recente do ENOS



Outra Variabilidade Climática - PDO

Oscilação Decadal do Pacifico (*Pacific Decadal Oscillation*) PDO

PDO é um fenômeno parecido com o ENOS, porém a PDO tem uma vida mais longa!!

Ambas oscilações climáticas tem padrões espaciais similares, porém com diferente comportamento no tempo.

Cientista Steven Hare (especialista em peixes) denominou "Pacific Decadal Oscillation" em 1996 enquanto pesquisava relações dos ciclos de produção de Salmão e o Clima do Pacifico.

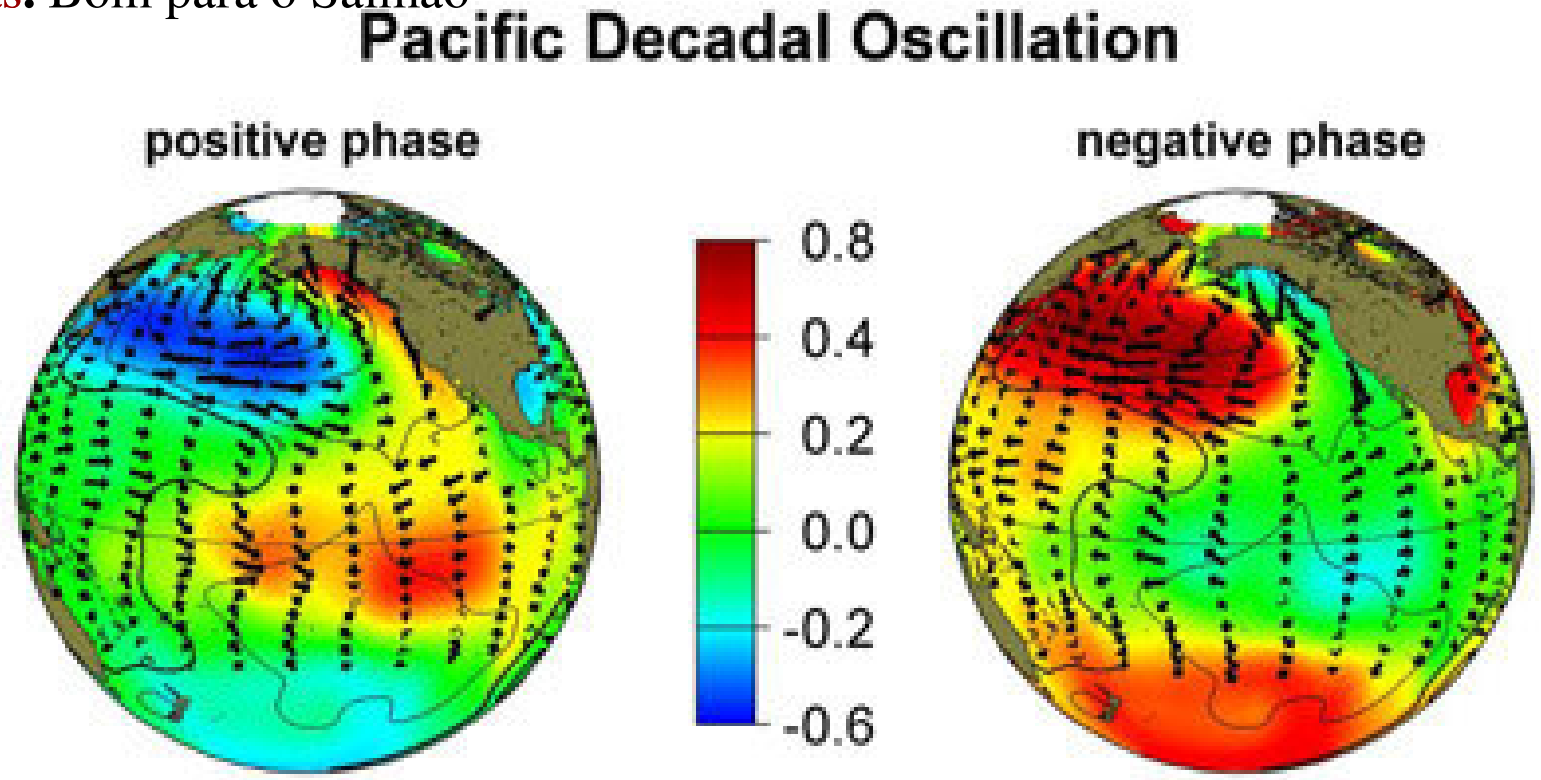
Duas características principais distinguem PDO do ENOS:
1- Eventos da PDO no século 20 "persistiram por 20 a 30 anos, enquanto os eventos ENOS persistiram por 6 a 18 meses
2- As principais caracteristicas climáticas da PDO são mais visíveis no setor do Pacifico Norte/America do Norte enquanto que caracteristicas secundárias são vistas nos trópicos. Com o ENOS é o contrário

Outra Variabilidade Climática - PDO

2 Modos distintos de Oscilação; Pacifico Norte as caracteristicas são mais visiveis

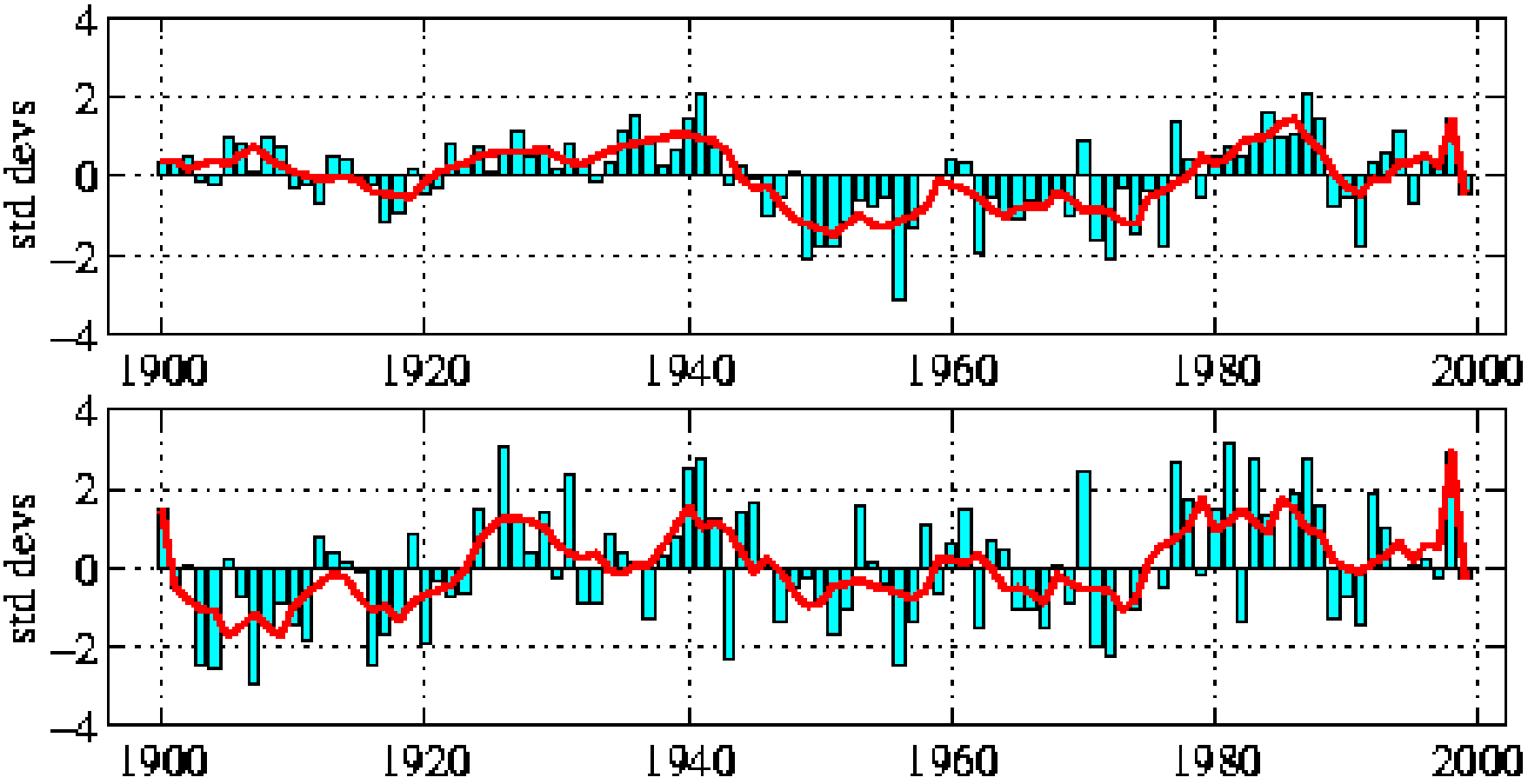
Fase Positiva –Pacífico Tropical é anomalamente quente , Pacífico Norte anomalamente frio. Alaska & águas costeiras da América do Norte ficam mais quentes

Fase Negativa – Pacífico Tropical é anomalamente frio , Pacífico Norte anomalamente quente. Alaska & águas costeiras da América do Norte ficam mais frias. Bom para o Salmão



Outra Variabilidade Climática - PDO

Média de Outubro a Março dos índices de PDO baseados em dados de TSM e SLP observados no Pacífico Norte. Valores positivos indicam fase quente (ou positiva) da PDO, enquanto valores negativos indicam fase fria (ou negativa) da PDO.



Fonte http://www.atmos.washington.edu/~mantua/REPORTS/PDO/PDO_egec.htm

Outra Variabilidade Climática - NAO

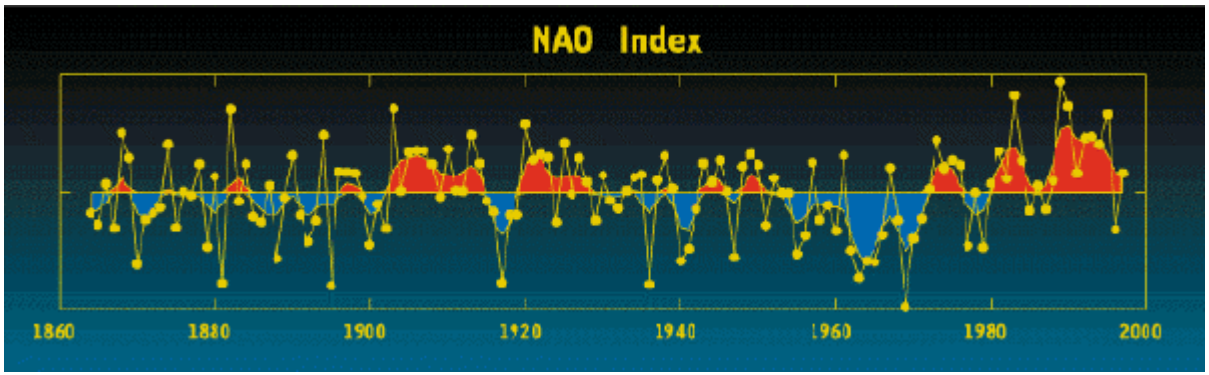
Oscilação do Atlântico Norte (*North Atlantic Oscillation*) NAO

A variabilidade climática na região do Atlântico Norte incluí três processos principais mas interligados:

1- a Variabilidade do Atlântico Tropical
2- a Oscilação do Atlântico Norte
3- a Circulação Meridional de Retorno do Atlântico .

A NAO é uma flutuação na diferença da pressão ao nível do mar entre a Depressão da Islândia e do Anticiclone dos Açores. A denominação foi utilizada pela primeira vez por Sir Gilbert Walker em 1924

Recentemente, o NAO tem sido sugerido ser a manifestação no setor do Atlântico de um fenômeno Global, a Oscilação Ártica (*Artic Oscillation*)



Fonte: http://www.ldeo.columbia.edu/res/pi/NAO/

Outra Variabilidade Climática - NAO

Oscilação do Atlântico Norte (*North Atlantic Oscillation*) NAO

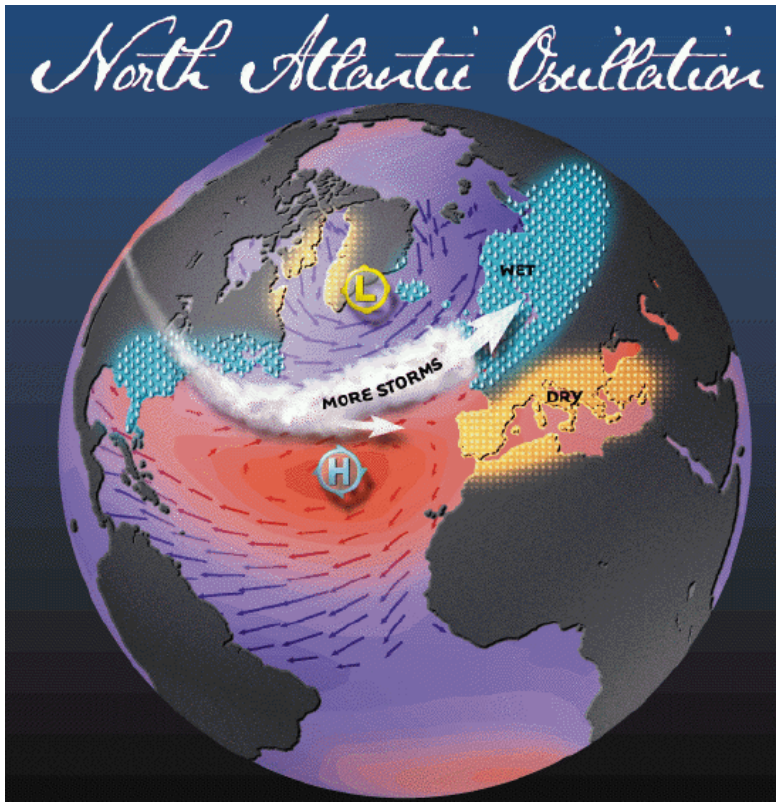
Na fase positiva do NAO ambos os centros da Alta Subtropical dos Açores e a Baixa da Islandia estão mais intensos que o normal

A intensificação no gradiente de pressão entre este dois sistemas, resulta em ventos mais intensos no inverno, e mais tempestades cruzando o Atlântico com o caminho deslocado mais para o norte.

Isto resulta em invernos quentes e úmidos na Europa e invernos frios e secos no norte do Canada e Groelandia.

No leste dos EUA os invernos são umidos e amenos

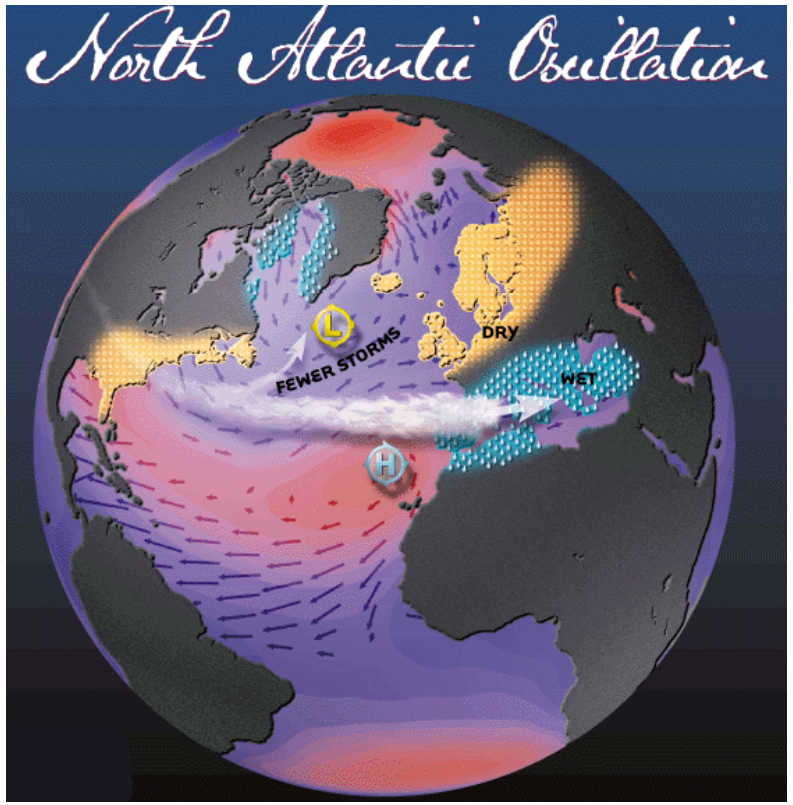
Na América do Sul…..



Outra Variabilidade Climática - NAO

Oscilação do Atlântico Norte (*North Atlantic Oscillation*) NAO

Na fase negativa do NAO ambos os centros da Alta Subtropical dos Açores e a Baixa da Islandia estão menos intensos que o normal



A desintensificação do gradiente de pressão entre este dois sistemas, resulta em menos sistemas intensos no inverno, cruzando o Atlântico. O caminho deles é mais zonal.

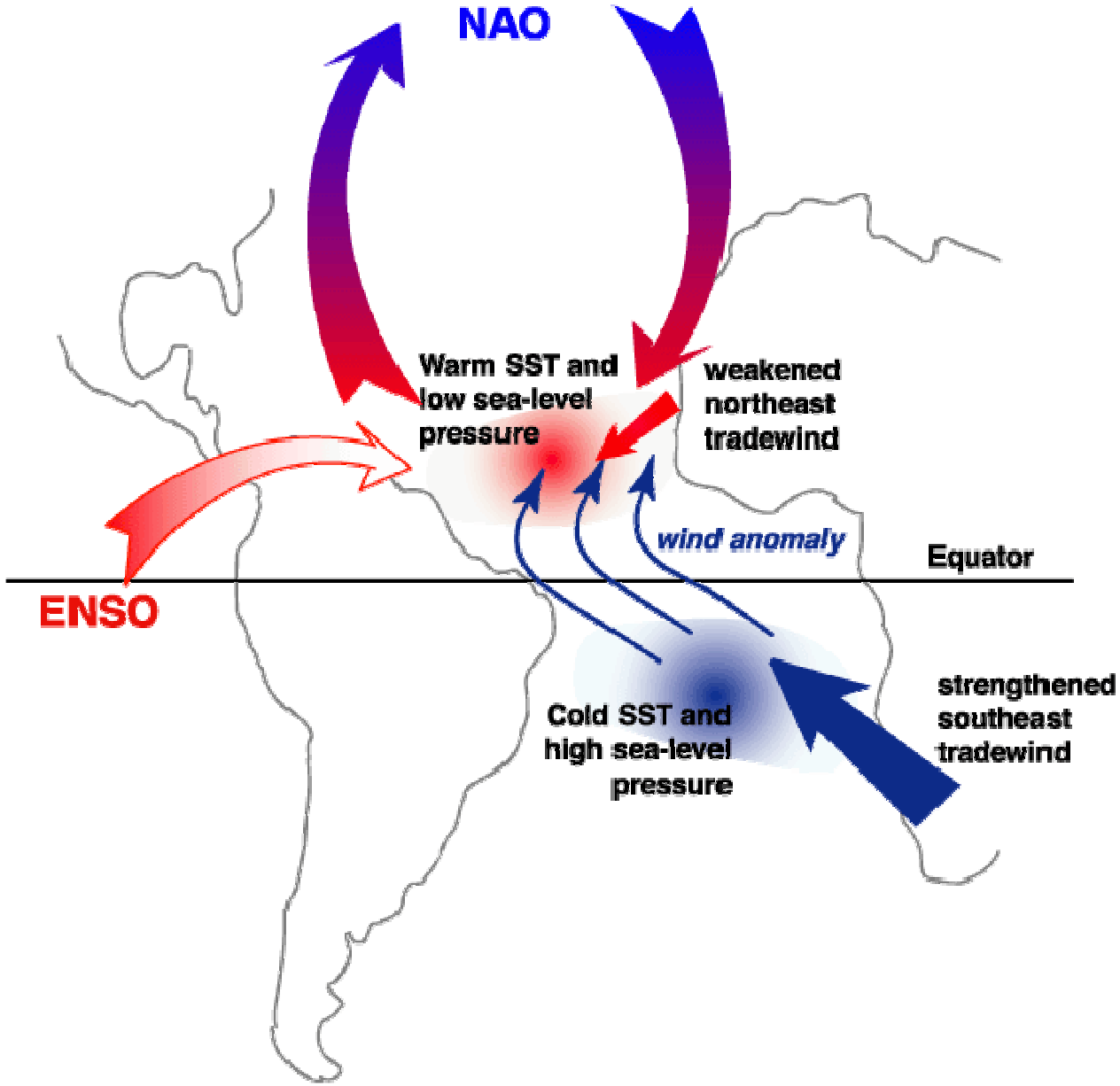
Eles trazem mais ar úmido para o Mediterraneo e ar frio para o Norte da Europa

A costa leste dos EUA é atingida por um número maior de massas de ar frio com um aumento de neve também.

Na Groênlandia o inverno é ameno

Outra Variabilidade Climática - TAV

Variabilidade do Atlântico Tropical (*Tropical Atlantic Variability*) TAV



Fontes e Mecanismos de Influencia Remota - TAV

ENSO *(Covey & Hastenrath, 1978; …)*

- Ponte Atmosférica nas Latitudes Médias (Propagação através de Ondas de Rossby) Nobre & Shukla (1996), …
- Ponte Atmosférica Tropical (Circulação de Walker) Saravanan & Chang, 2000; Chiang et al, 2000; e outros

NAO

- "Southern lobe" do tripolo de TSM do Atlântico Grotzner et al (1998), Czaja et al (2002)

Atlântico Sul?

Analogo ao NAO porém no Hemisfério Sul?

Influência do ENOS do Atlântico?

Fontes e Mecanismos de Influencia Remota - TAV

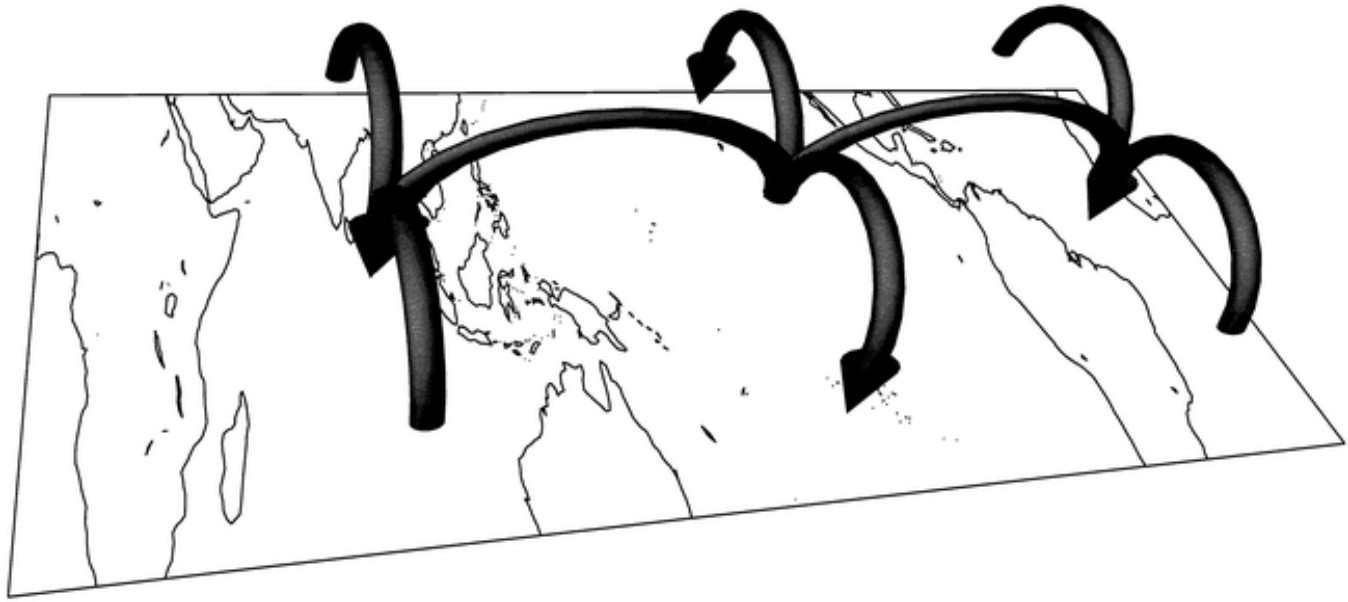
ENOS é claramente a maior fonte de influencia na TAV

Escoamento em altos níveis lembram a reposta tipo-Gill (*Gill-type*) para a fonte de aquecimento equatorial

Escoamento superficial aparentemente não é importante

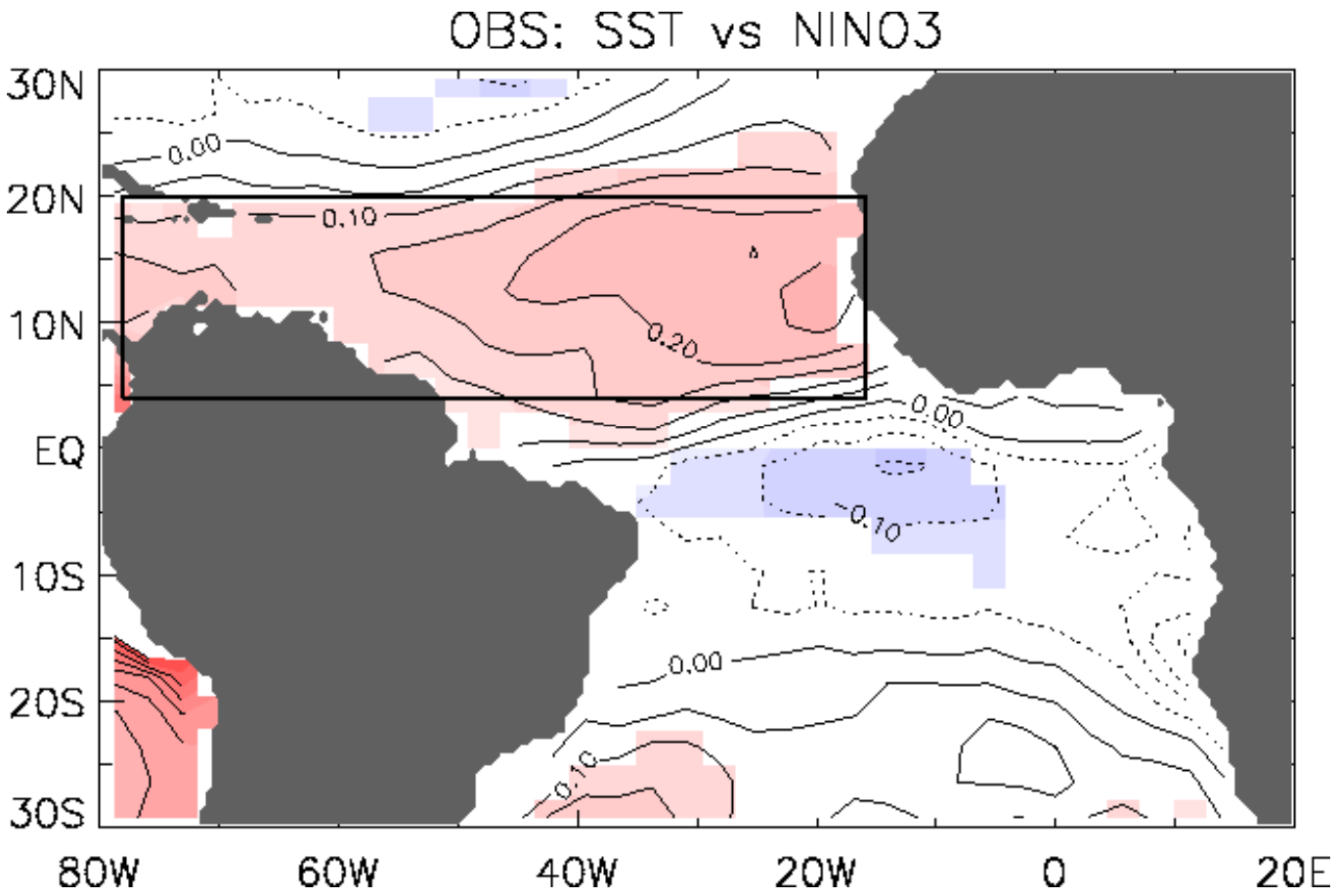
NAO também tem um papel importante na TAV

Tropical Atmospheric Bridge
(Klein et al, 1999)



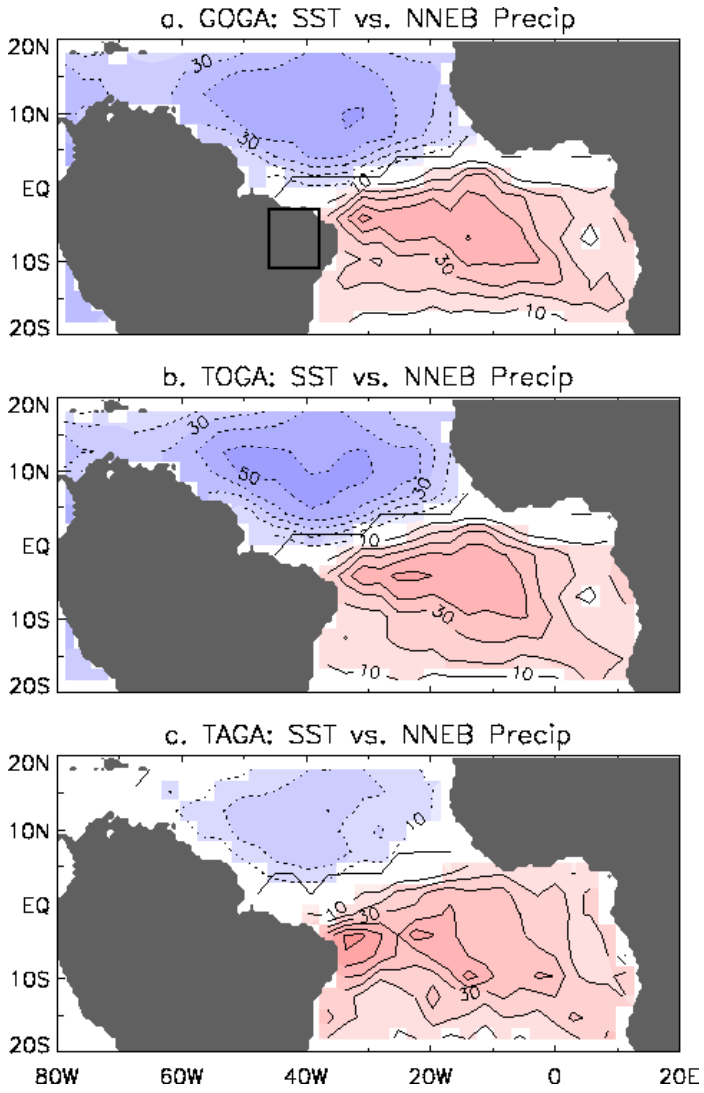
Correlação de TSM – NINO3 (MAM)

(Saravanan & Chang, 2000)



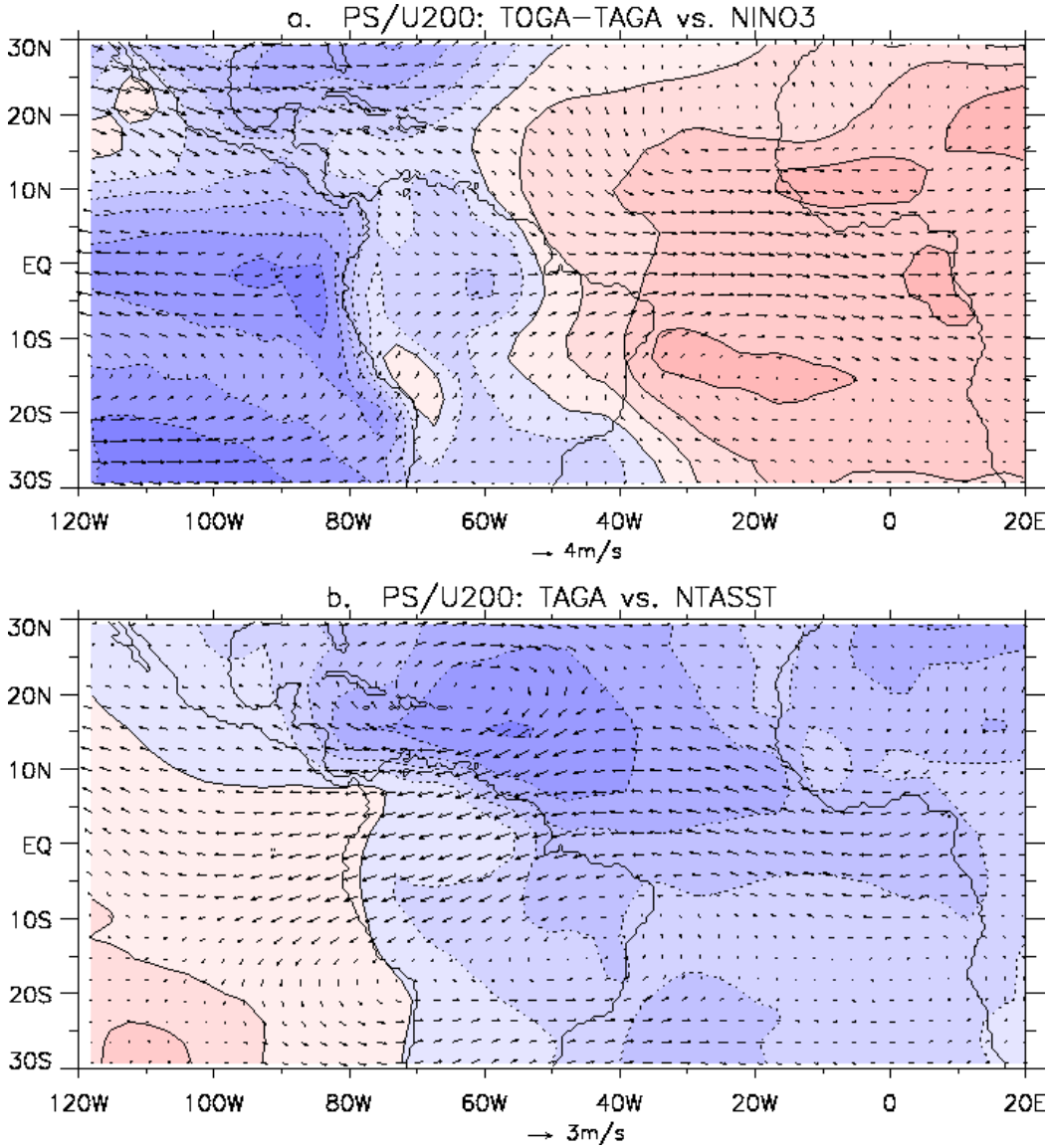
Correlação de TSM – Prec. NEB (MAM)

(Saravanan & Chang, 2000)



MAM 200 hPa wind regression vs. (NINO3, NTA)

(Saravanan & Chang, 2000)

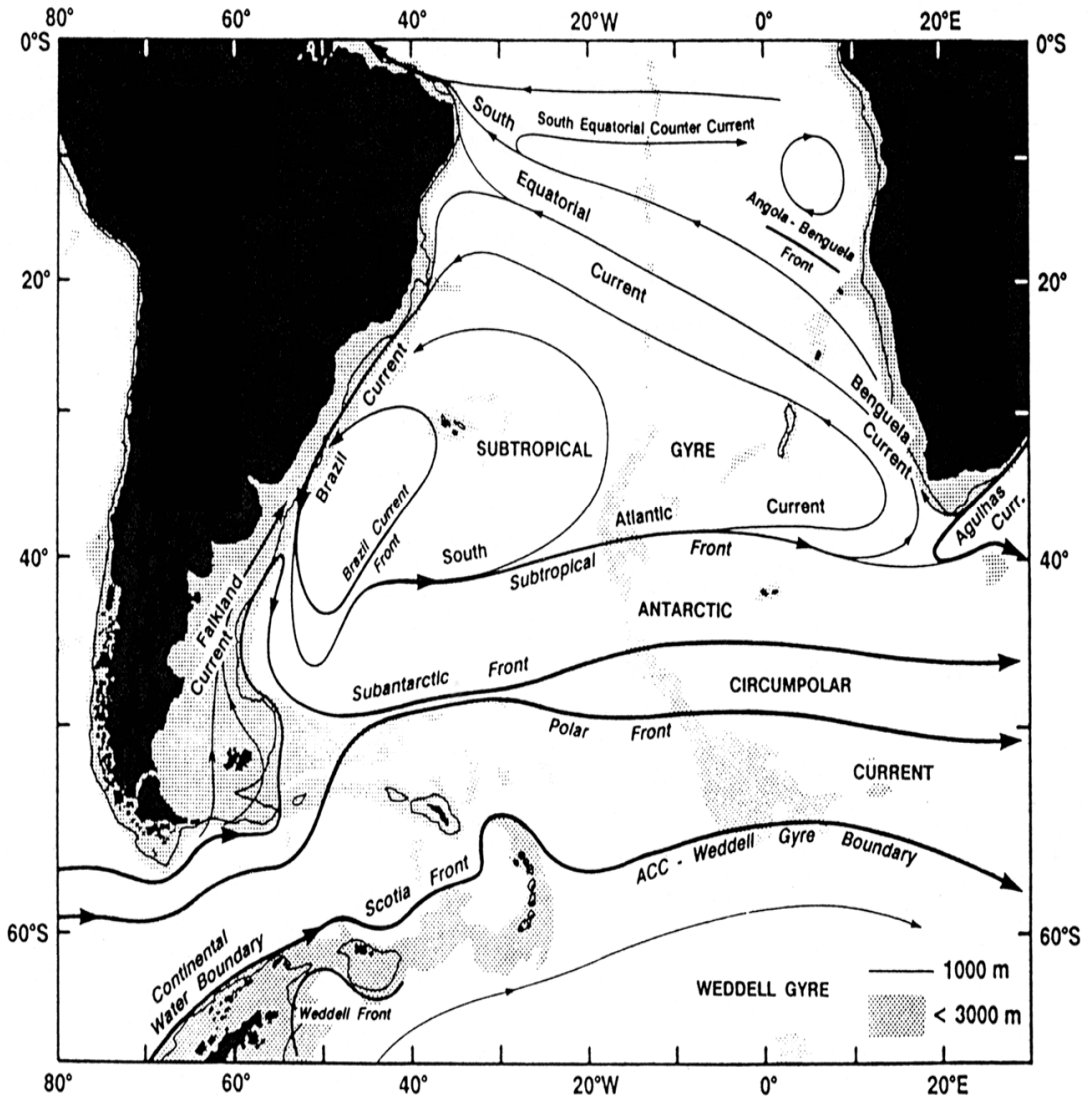


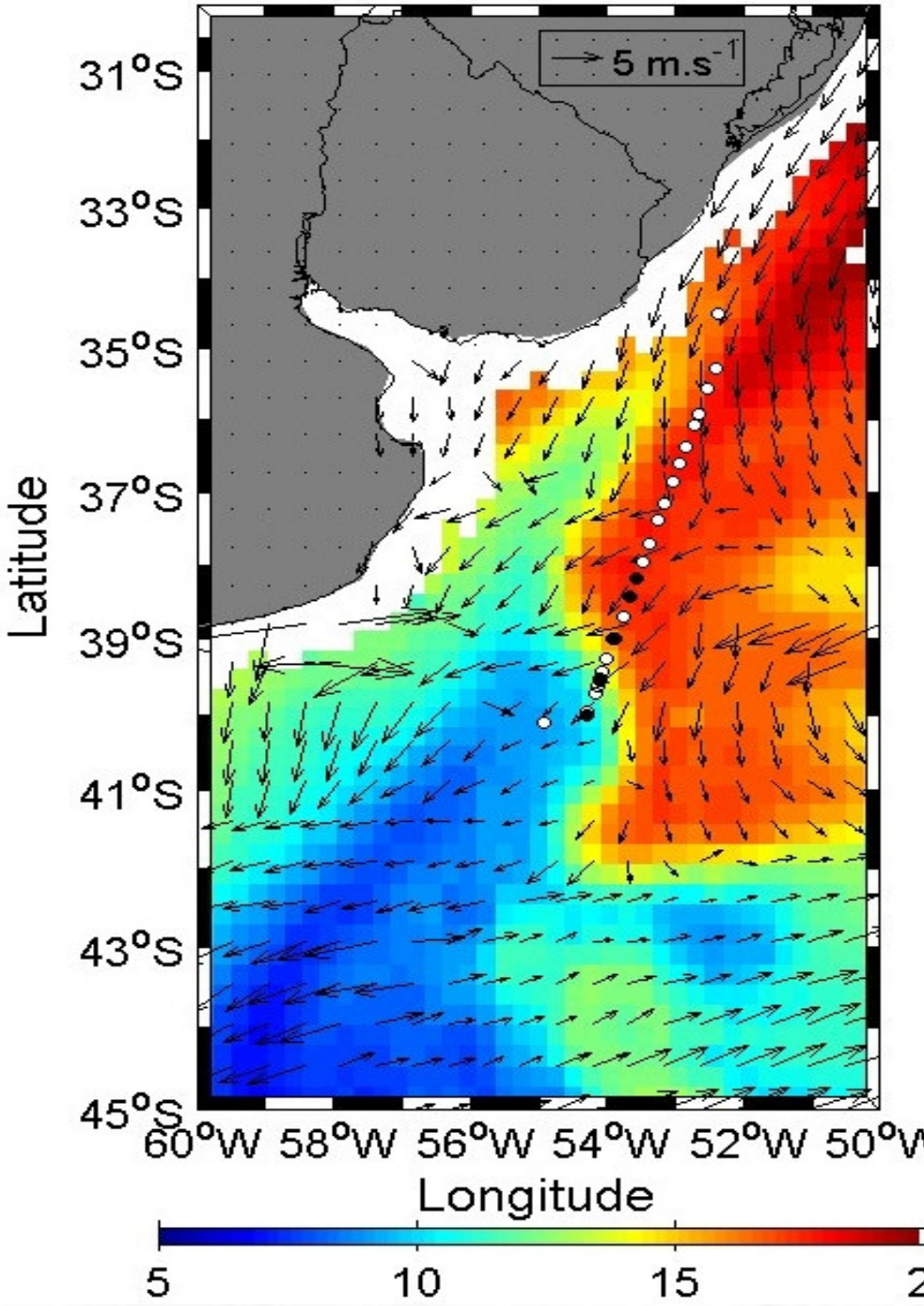
Algumas questões em aberto sobre a TAV

- ✓ Qual é o mecanismo "horizontal" de propagação para o ENOS influênciar a TAV?
  - Propagação de Ondas de Rossby de latitudes médias?
  - Circulação da Célula de Walker?
- ✓ E sobre o mecanismo "vertical" que influencia as anomalias de TSM?
  - Mudanças na velocidade do vento que influenciam anomalias de Fluxo de Calor Latente?
  - Aquecimento Troposferico / mudanças na estabilidade estática?
  - Variabilidade de nuvens?
  - Aquecimento por Calor Latente vs sensivel vs radiativo?
- ✓ Existem interações entre diferentes influencias remotas?
- ✓ O Atlântico Subtropical tem algum papel na TAV?

CURIOSIDADE!!!

Estrutura das Correntes Marinhas no Atlântico Sudoeste

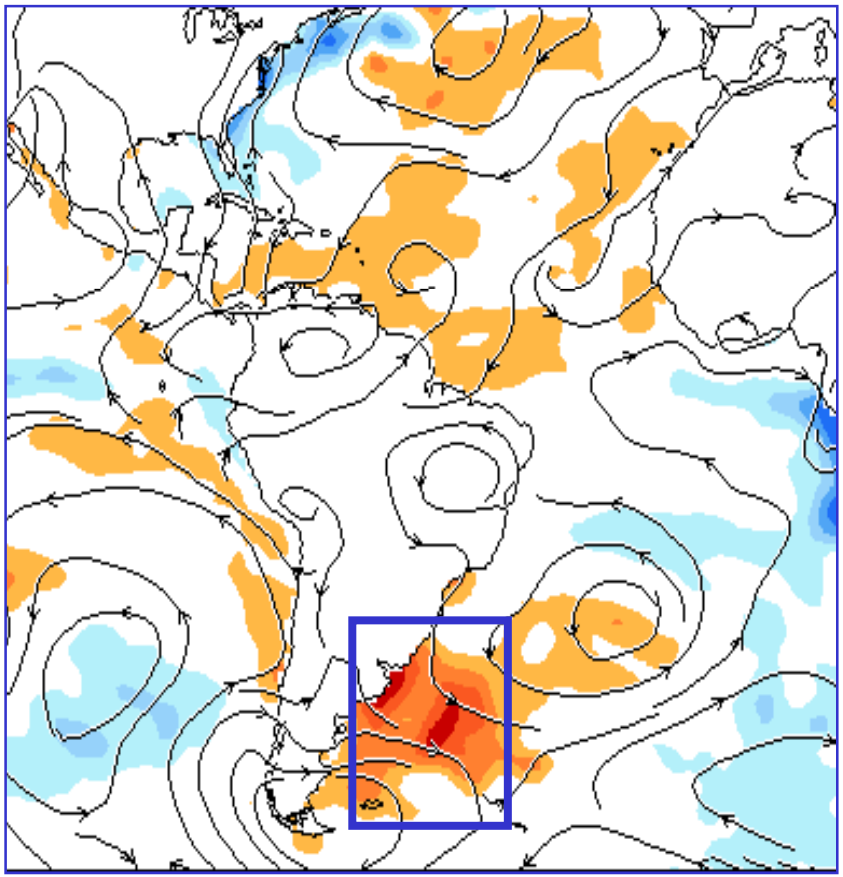




A Corrente Circumpolar Antártica origina as correntes das Malvinas e da Patagônia, que movem-se da região Antártica para o Norte. A corrente do Brasil move-se para o sul e quqndo encontra-se com a corrente das Malvinas, origina a região da CBM.

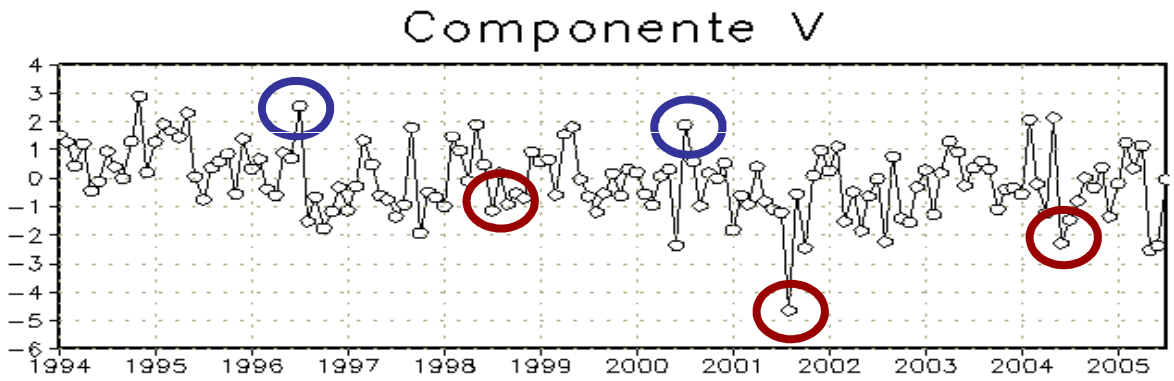
Interação Oceano Atmosfera OA

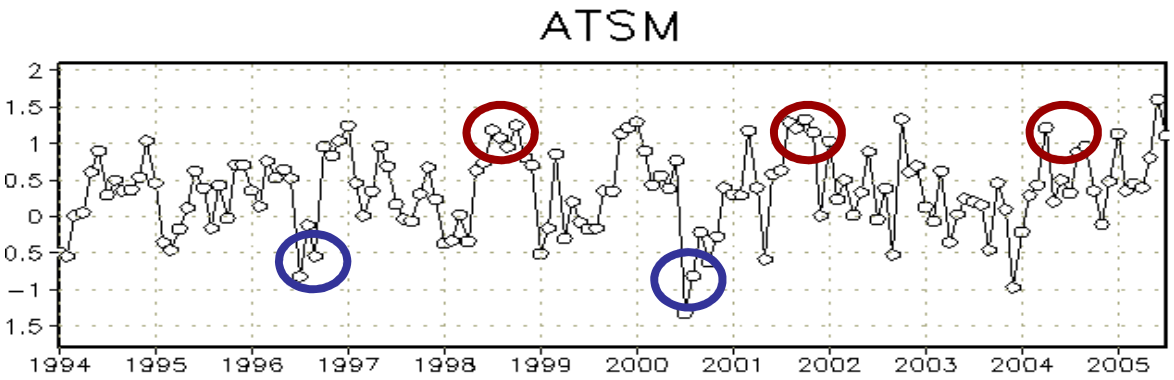
Pezzi (2008)
Anomalias de TSM e Vento
ABR/2004



As séries temporais mostram que o vento e a TSM apresentam uma relção. Oscilam fora de fase.

- Anomalia de vento de norte correponde a água anômalamente quente.
- Anomalia de vento de sul correponde a água anômalamente fria .

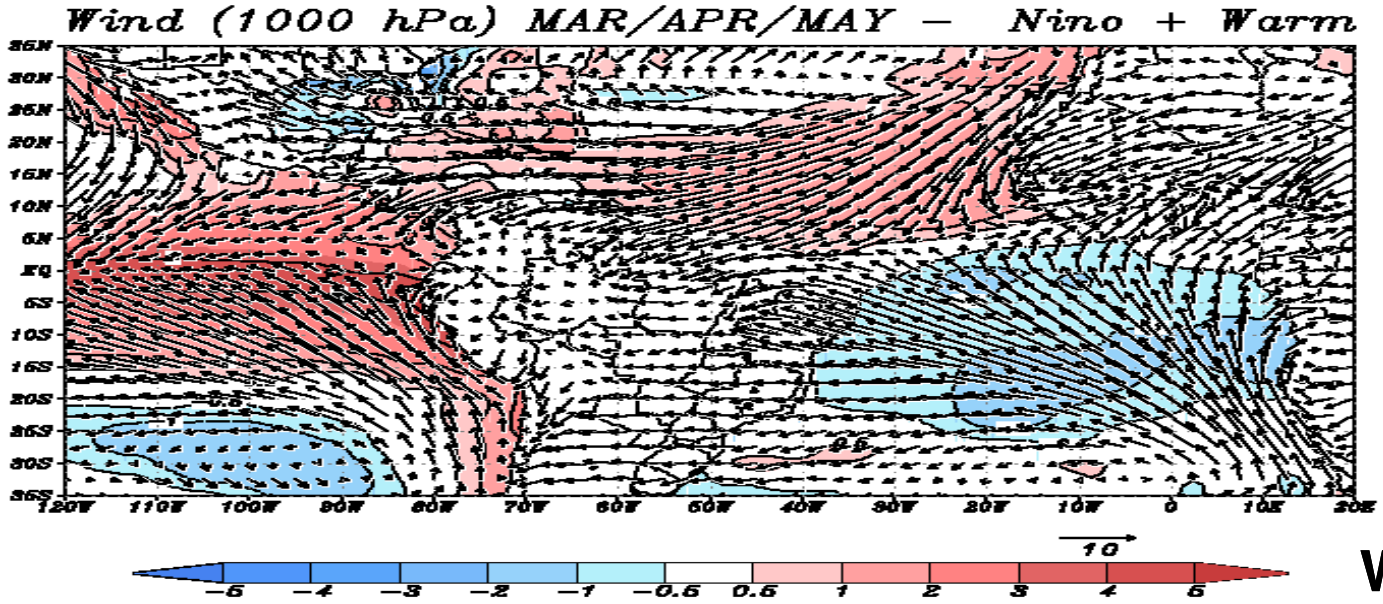




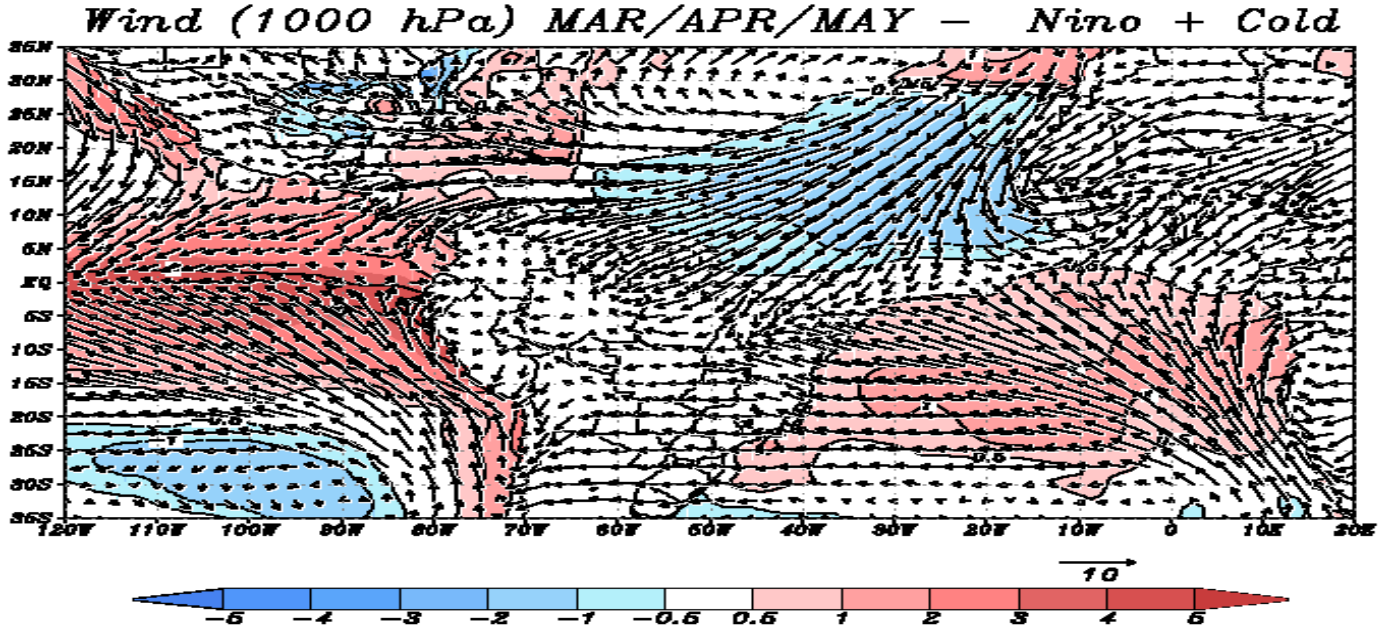
The relative importance of ENSO and Tropical Atlantic SST anomalies for seasonal precipitation over South America: A numerical study

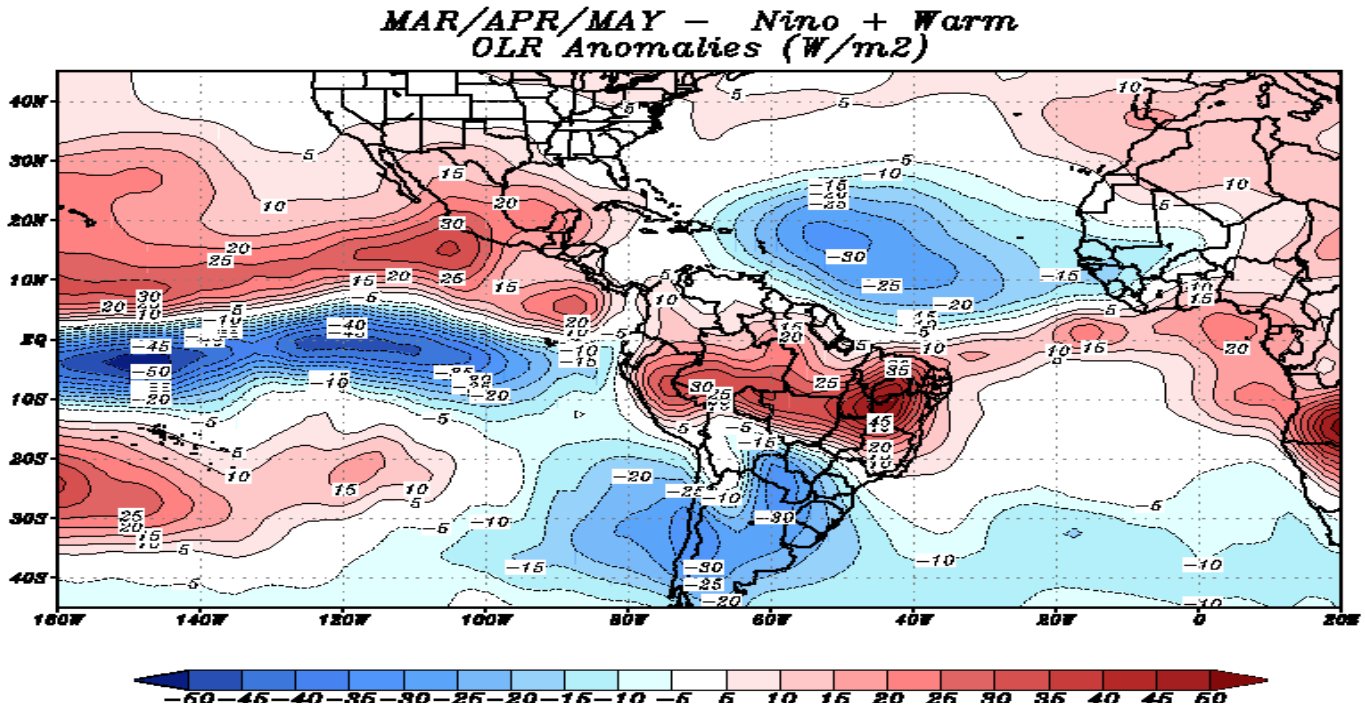
Luciano Ponzi Pezzi
Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) - Brazil
Southampton Oceanography Centre (SOES/SOC) - UK
and
Iracema F. A. Cavalcanti
Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) - Brazil

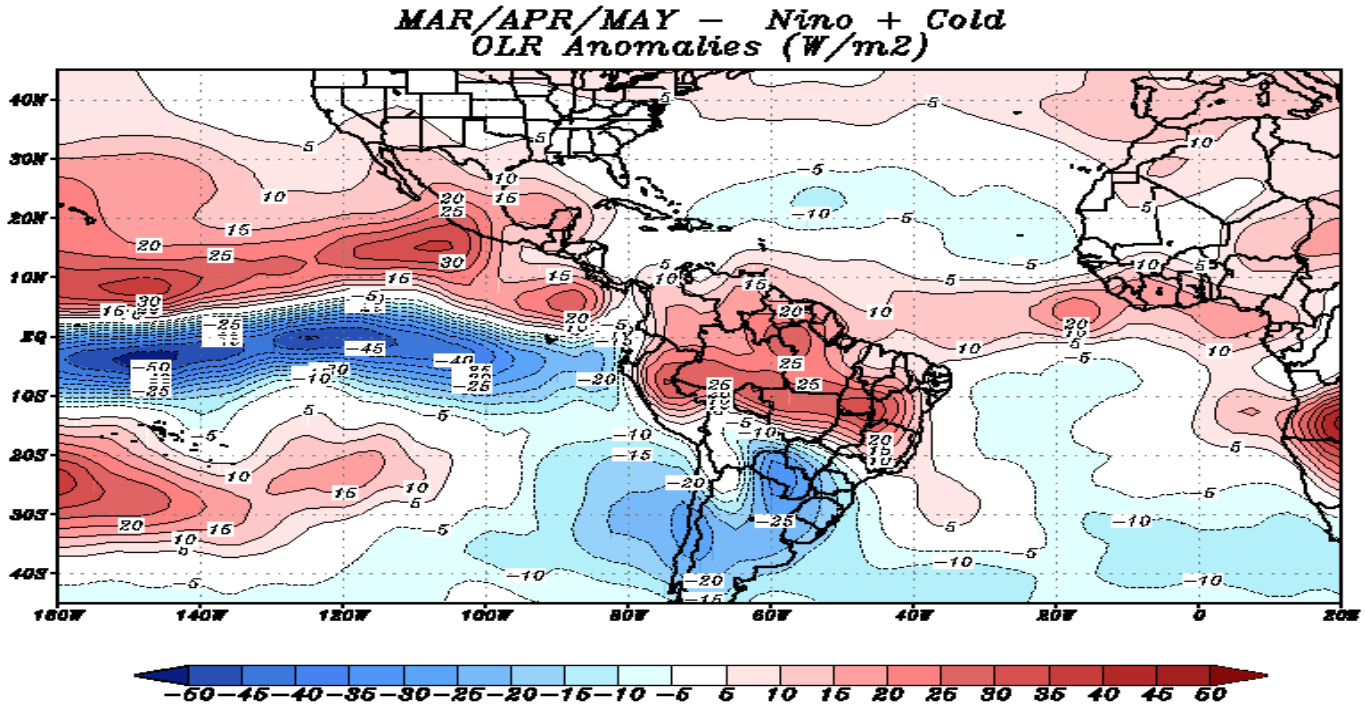
Pezzi, L. P. and I. Cavalcanti, 2001. The Relative importance of ENSO and Tropical Atlantic Sea Surface Temperature Anomalies for Seasonal Precipitation over South America: A Numerical Study. *Climate Dynamics, 17:205{212.*



Wind 1000 hPa and SST Anomalies

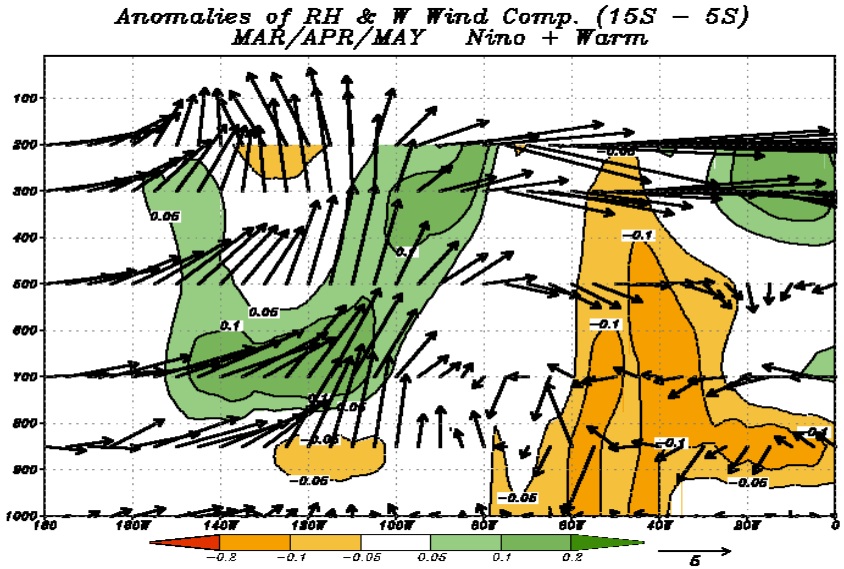


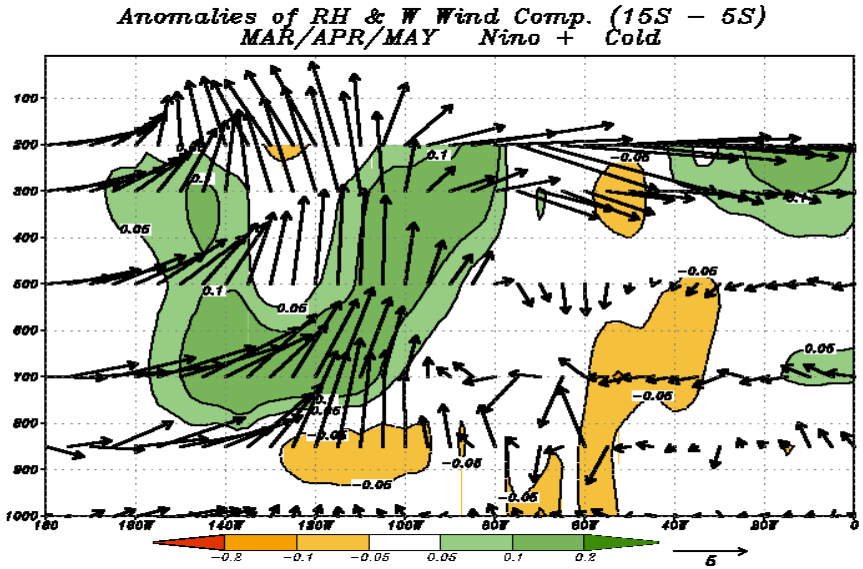




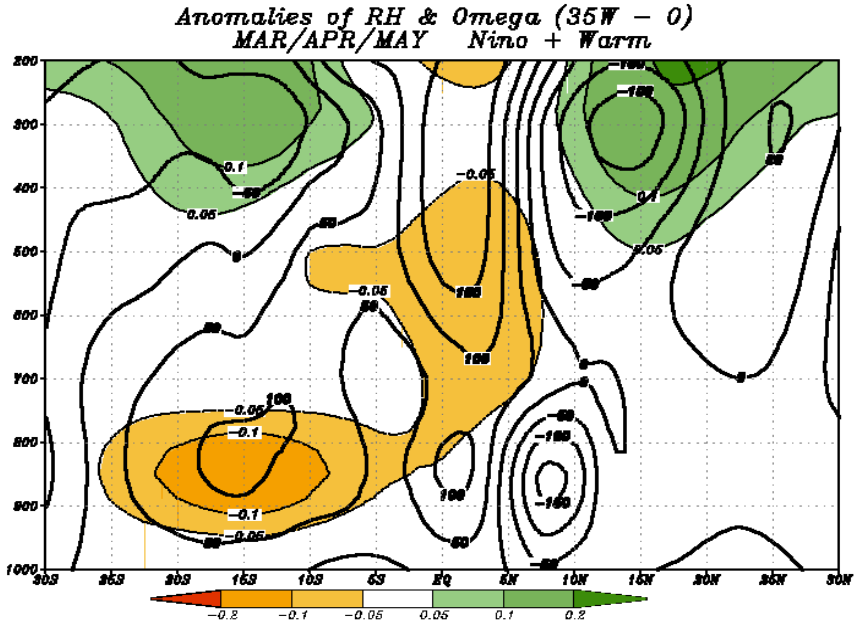
OLR Anomalies

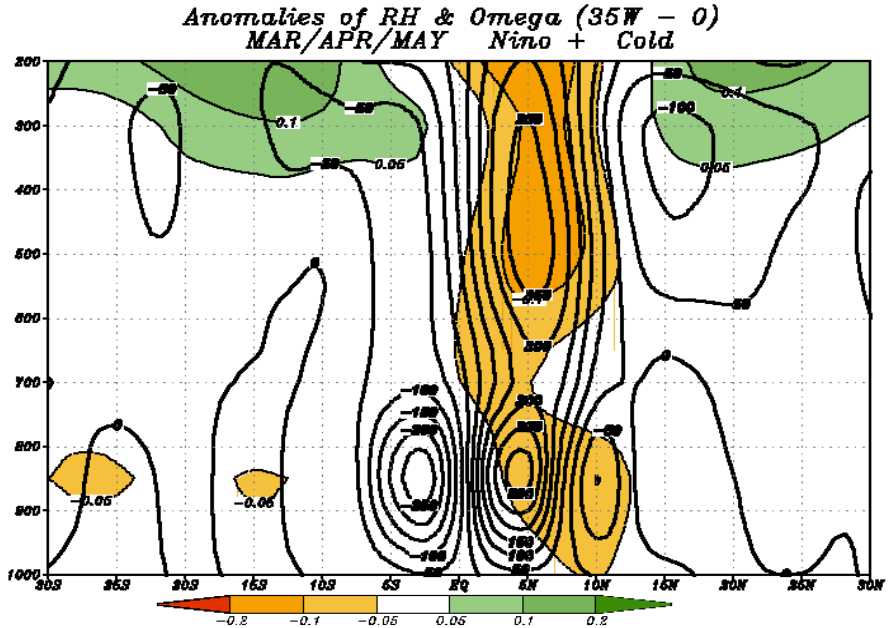
Vertical zonal cross section

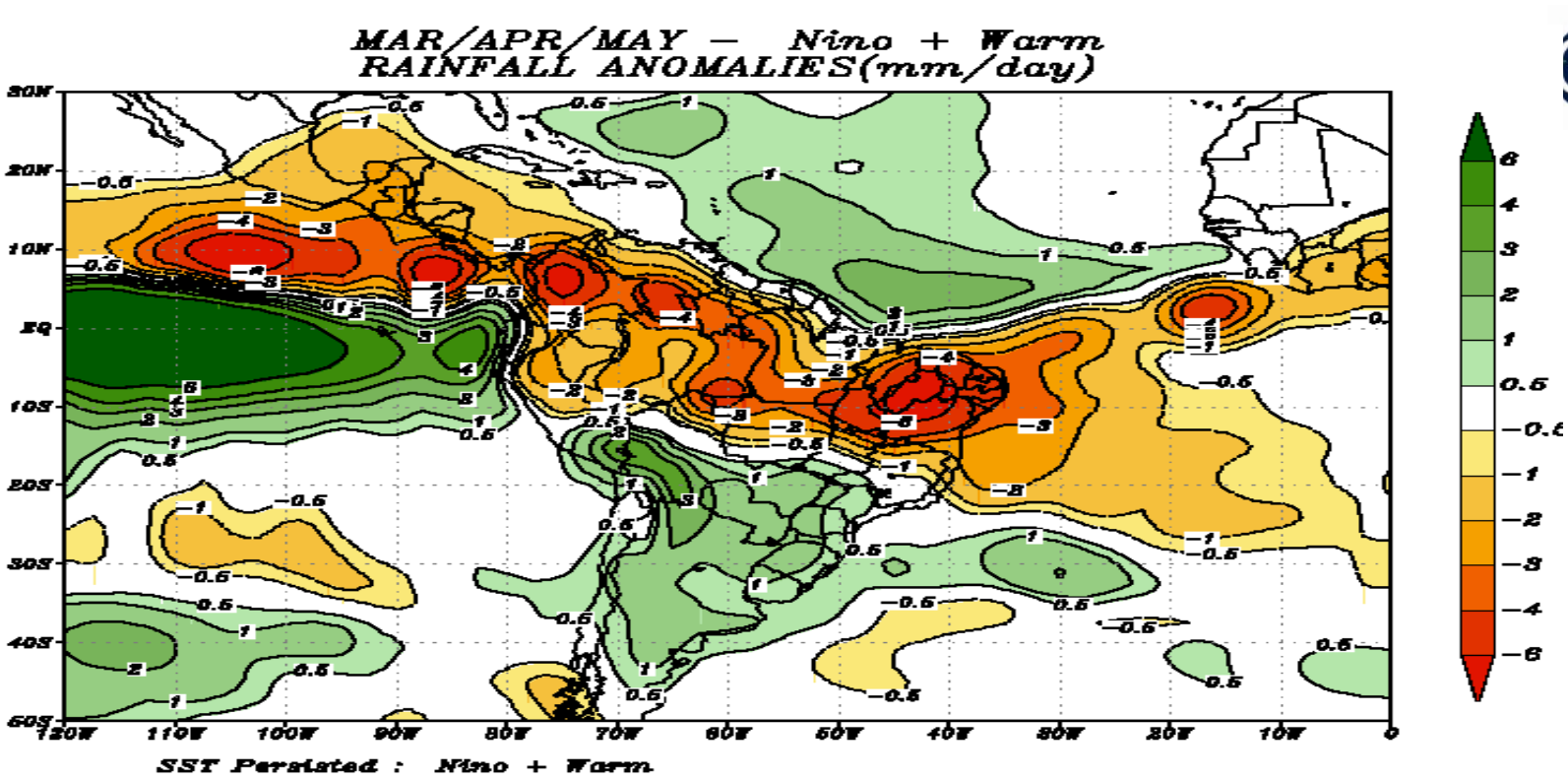


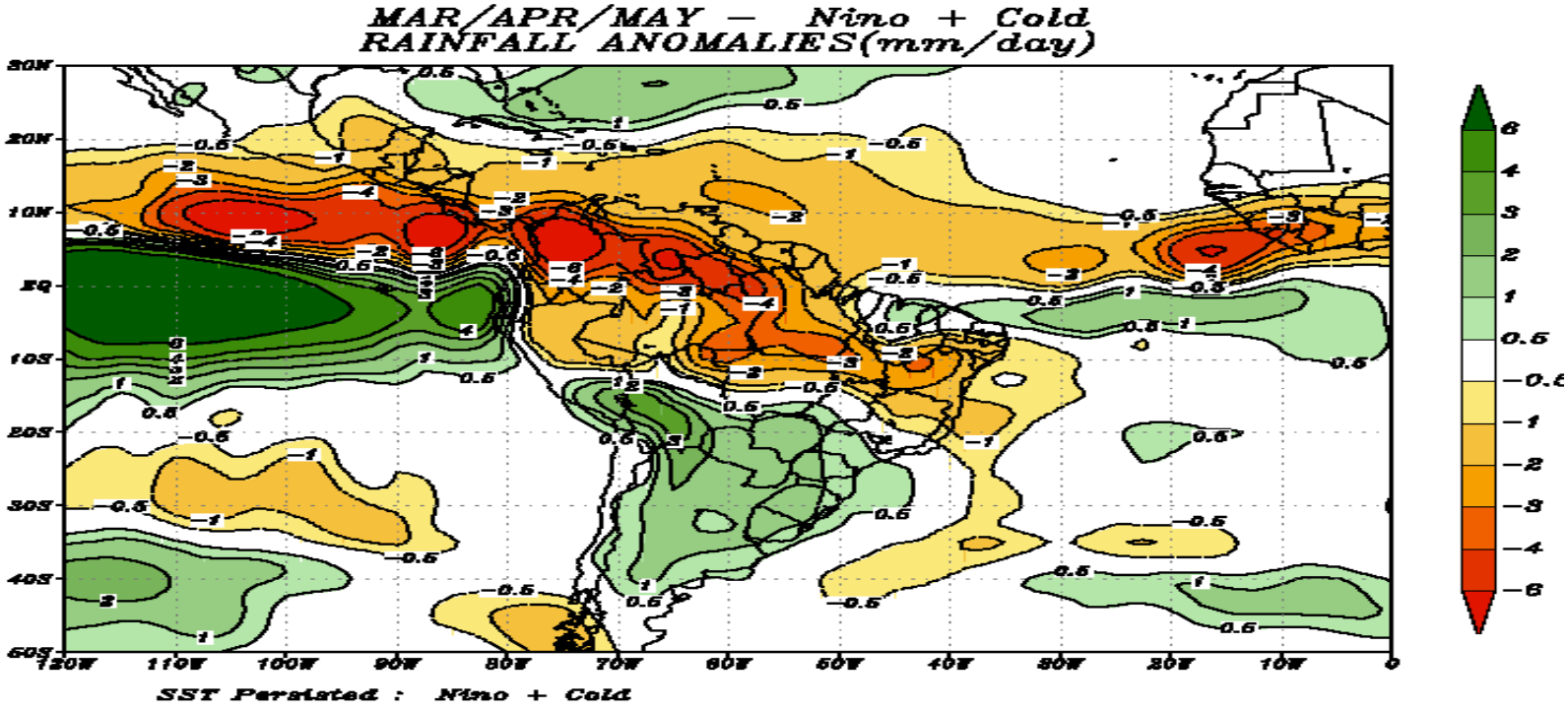


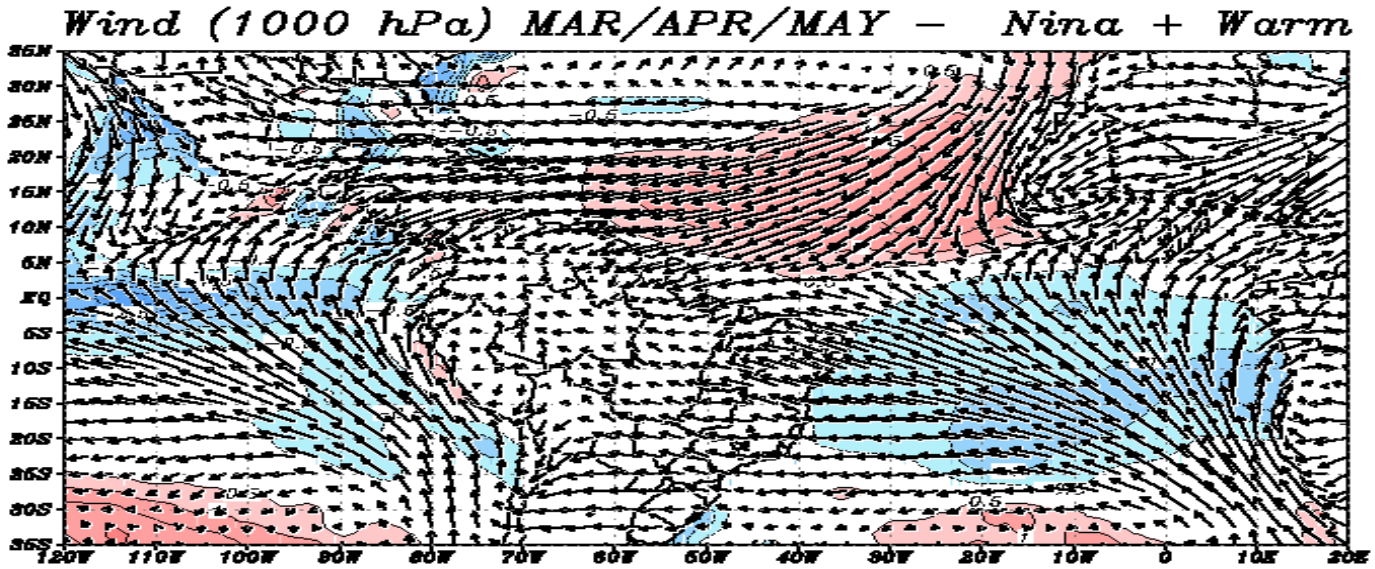
Vertical meridional cross section

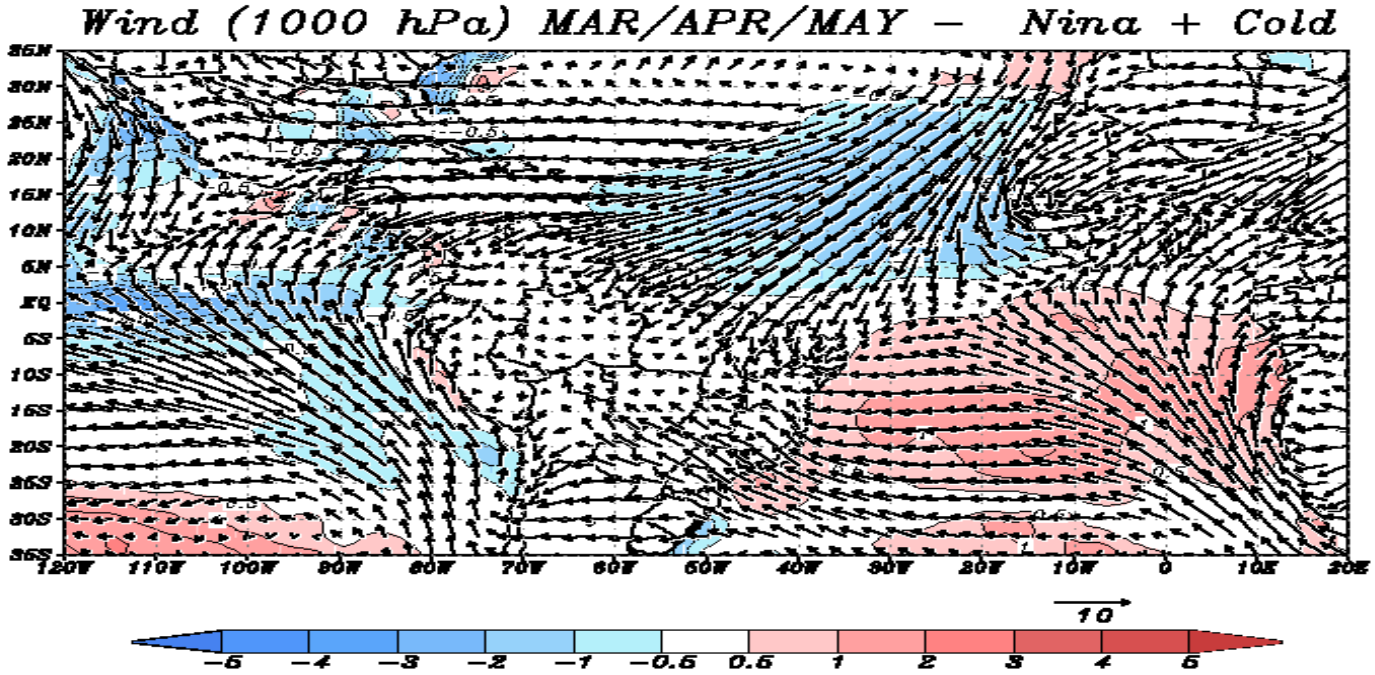




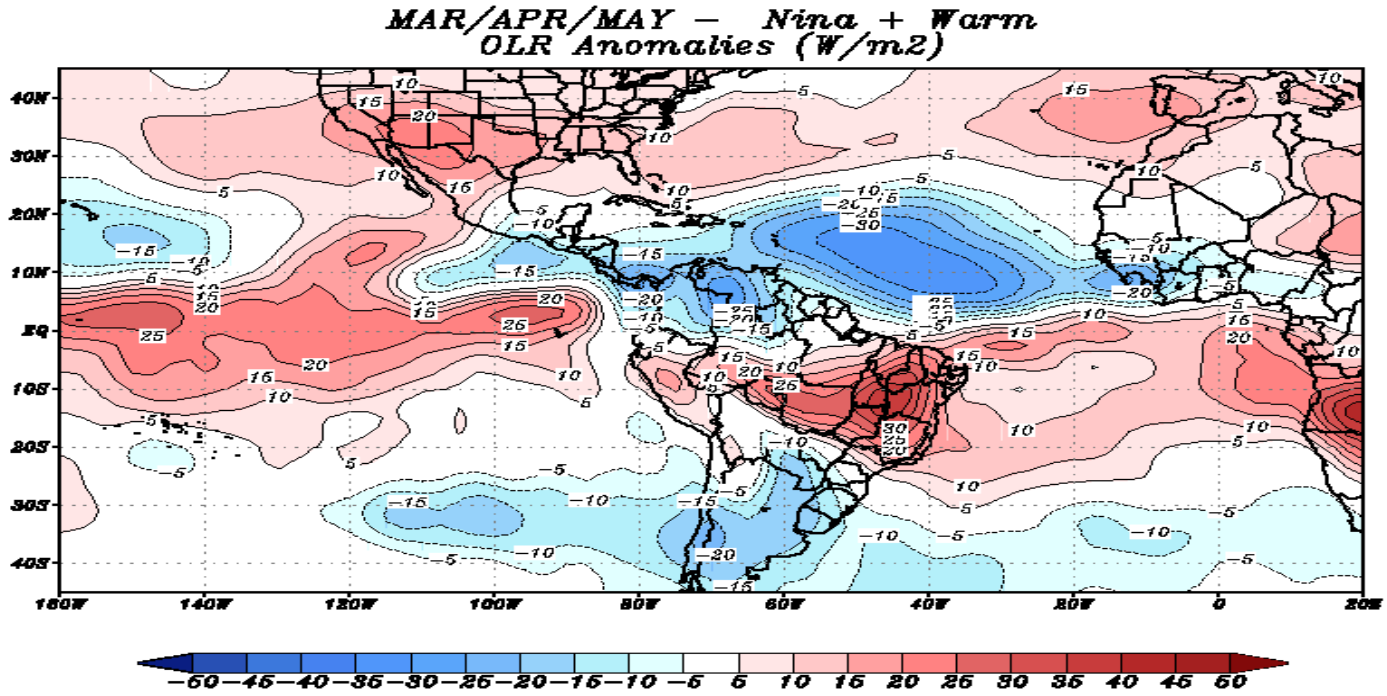

MAR/APR/MAY – Nino + Warm
RAINFALL ANOMALIES(mm/day)
SST Persisted : Nino + Warm

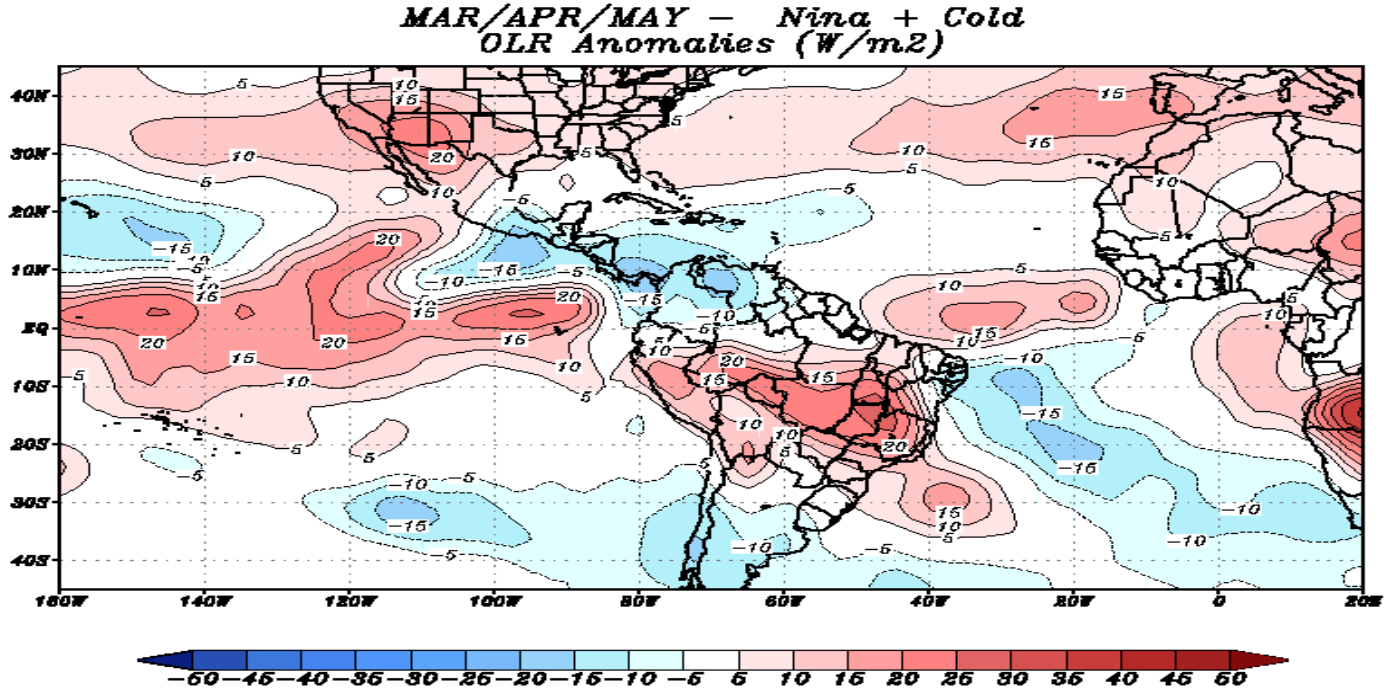

MAR/APR/MAY – Nino + Cold
RAINFALL ANOMALIES(mm/day)
SST Persisted : Nino + Cold





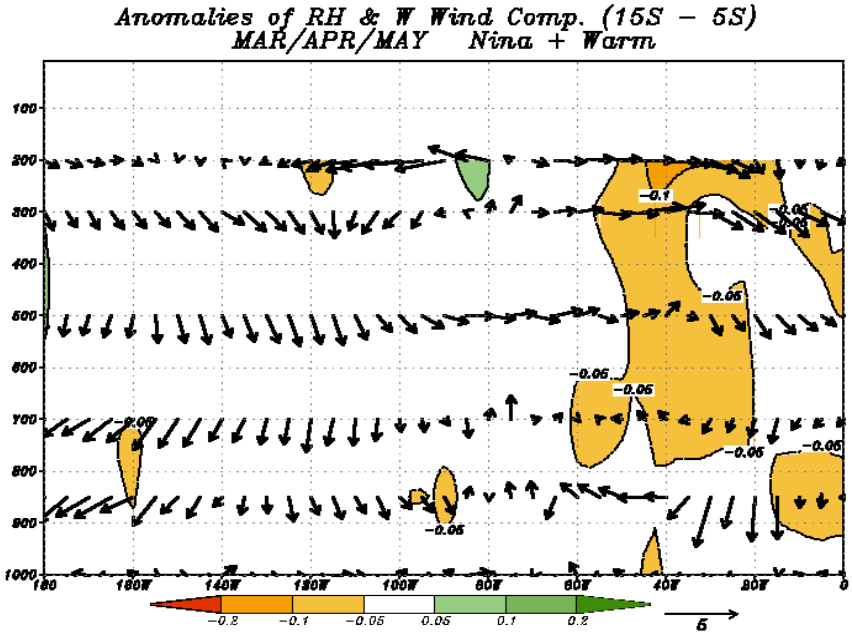
Wind 1000 hPa and SST Anomalies

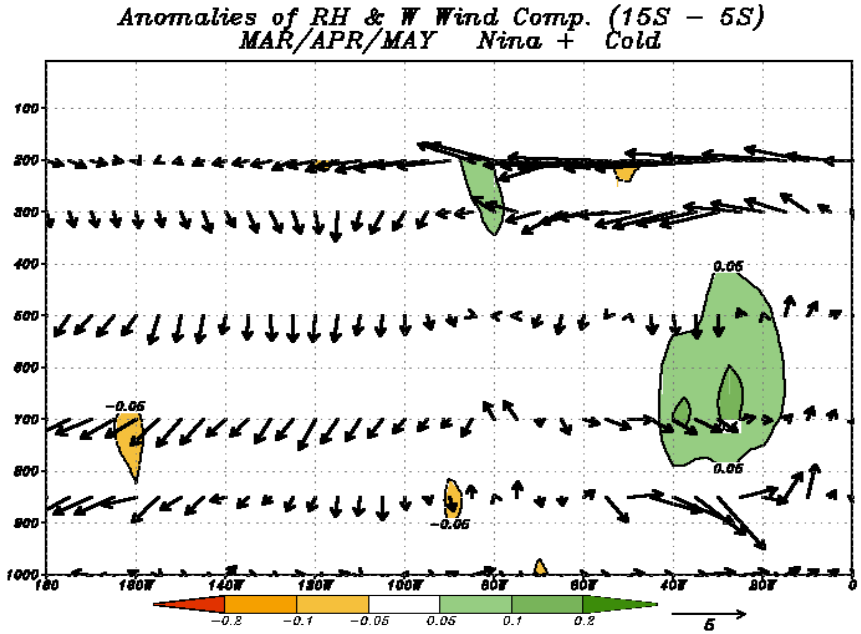




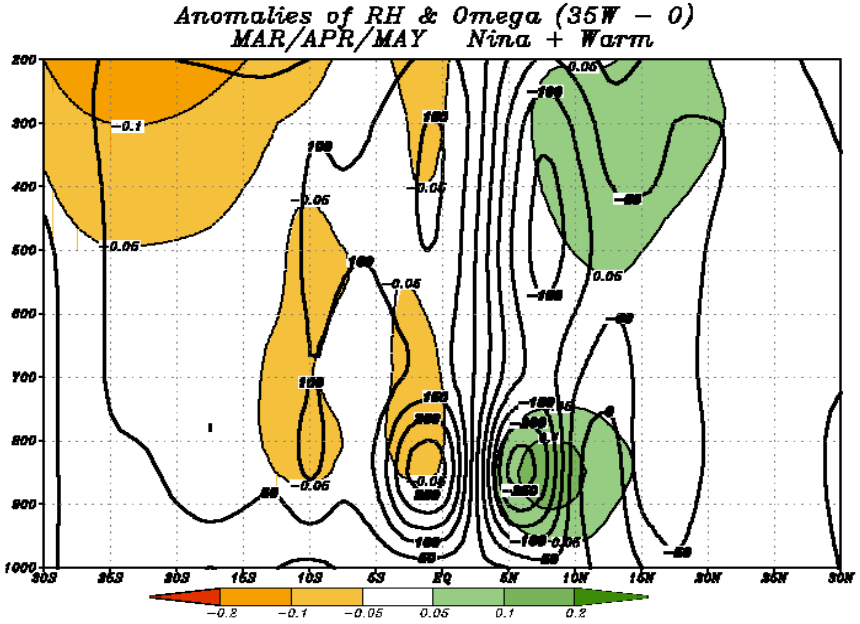
OLR Anomalies

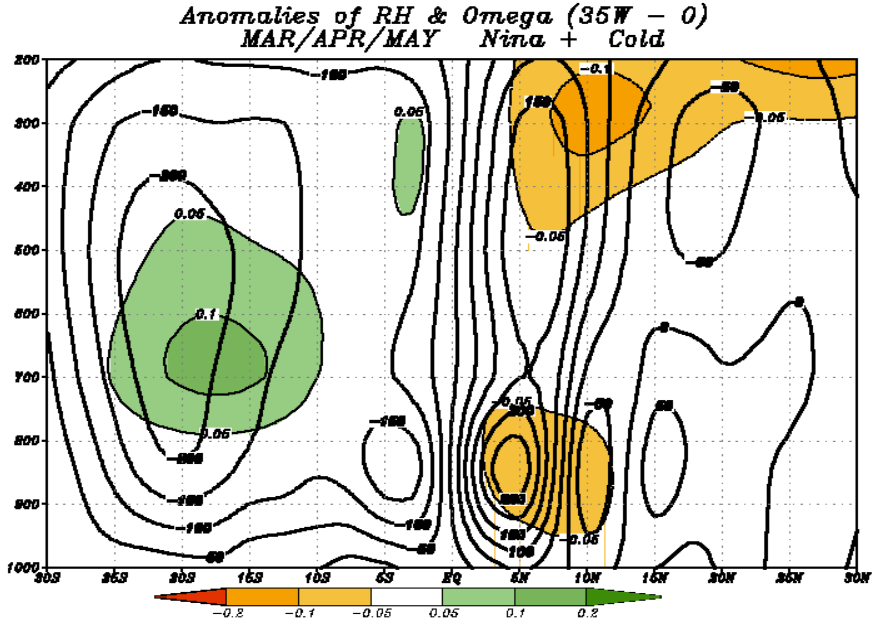
Vertical Zonal cross section

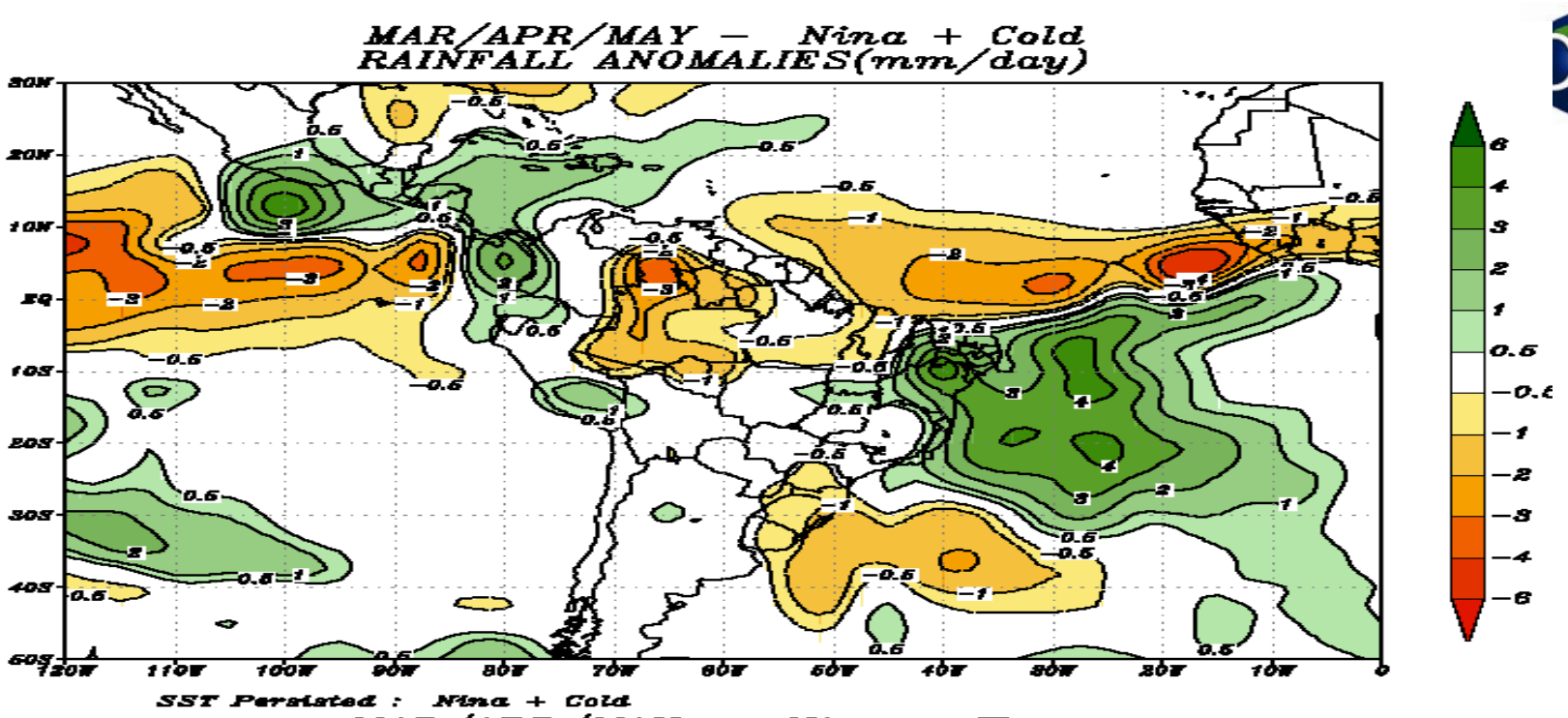


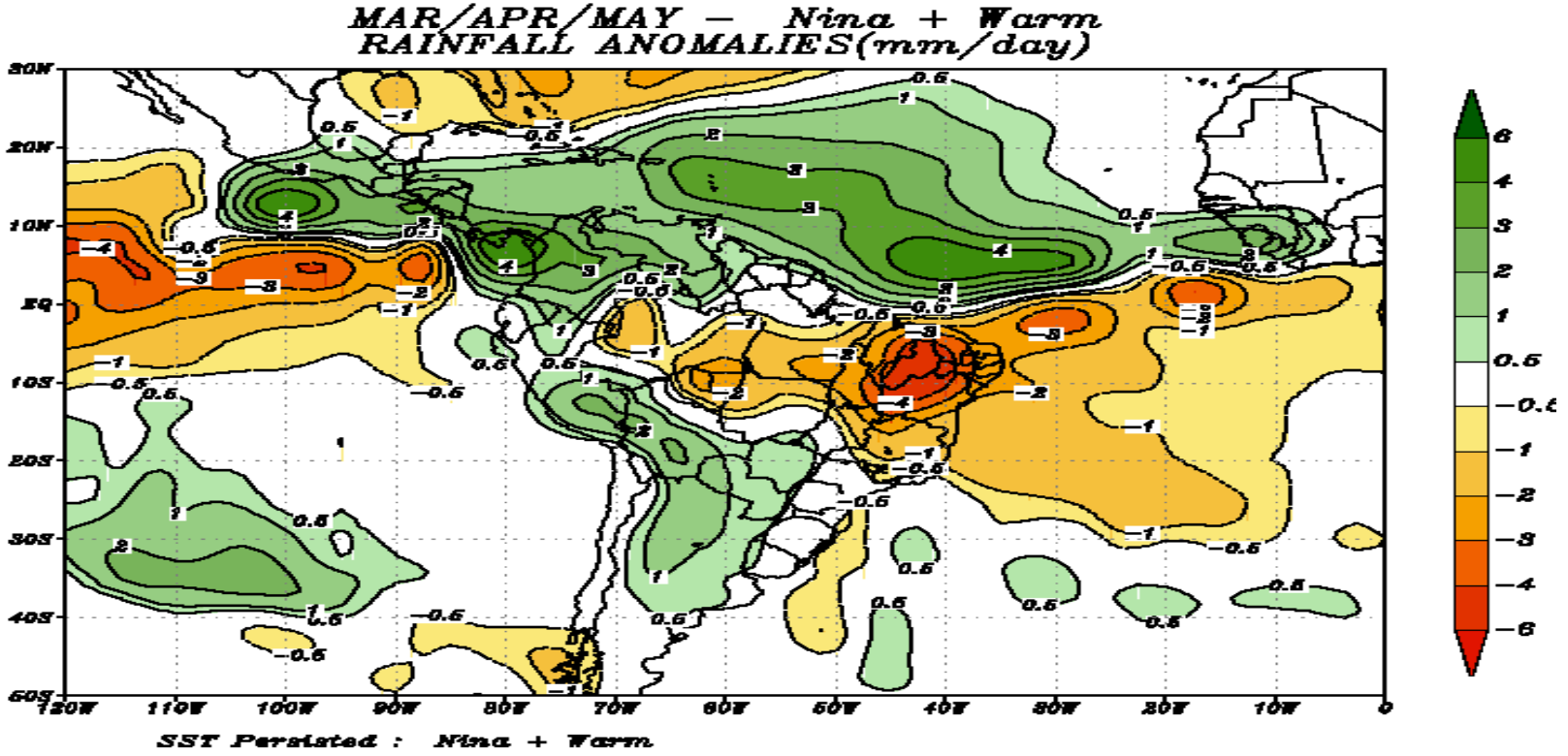


Vertical Meridional cross section





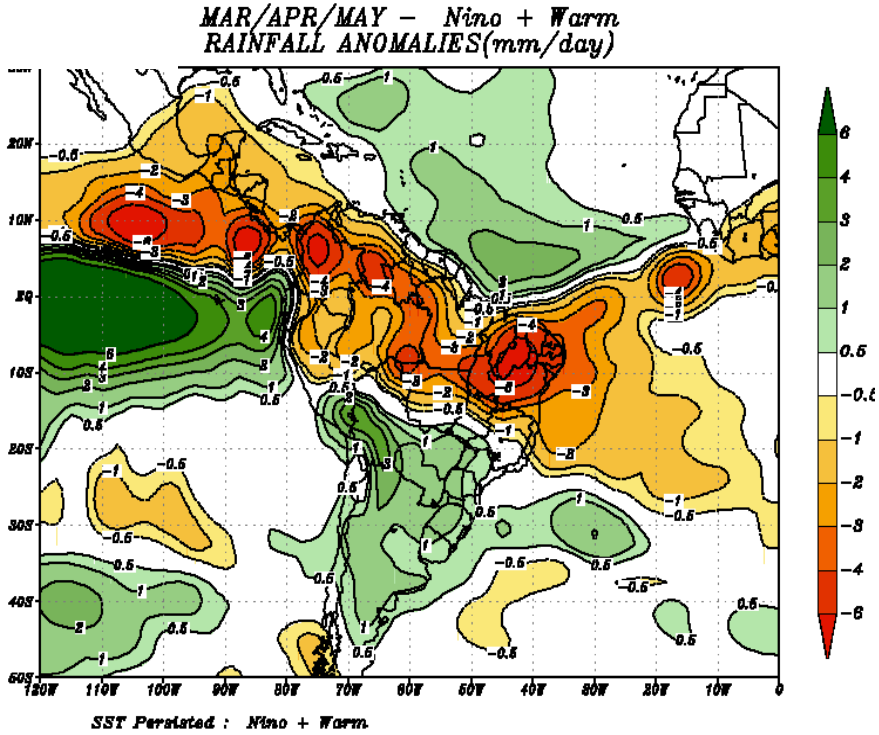

MAR/APR/MAY – Nina + Cold
RAINFALL ANOMALIES(mm/day)
SST Persisted : Nina + Cold

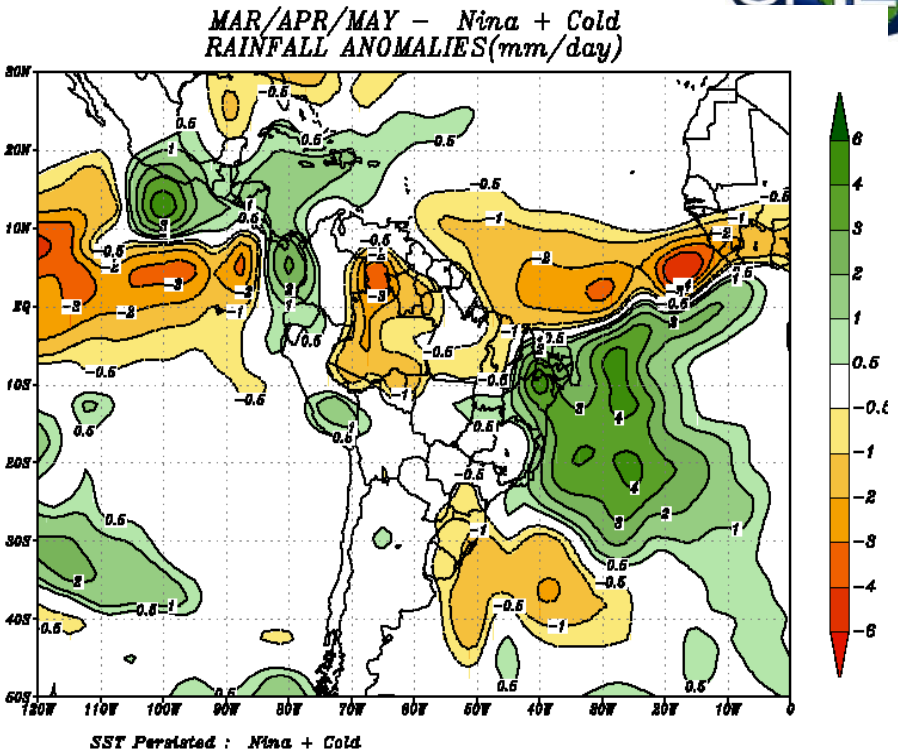

MAR/APR/MAY – Nina + Warm
RAINFALL ANOMALIES(mm/day)
SST Persisted : Nina + Warm

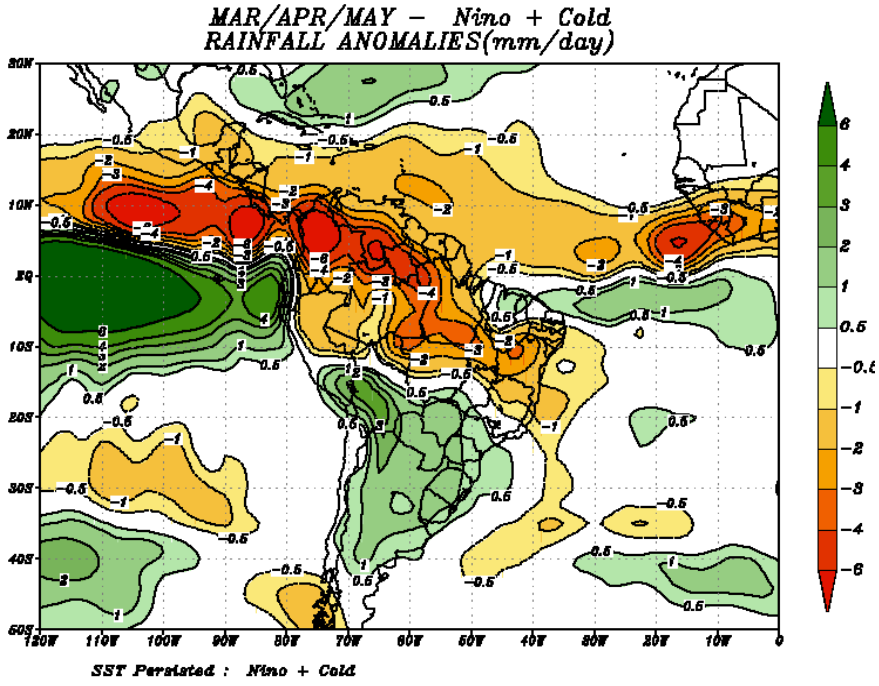
Summary:

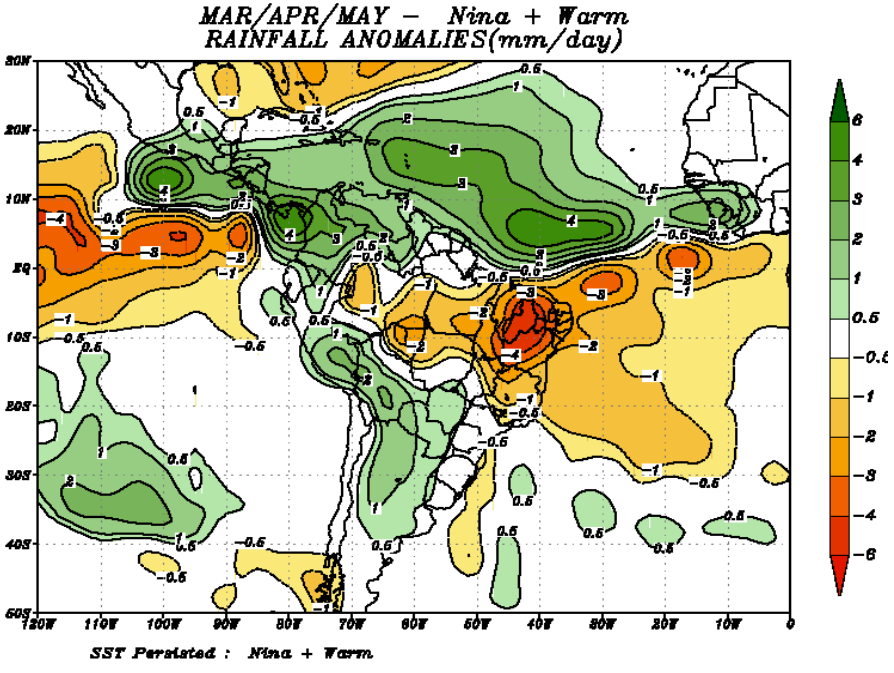
Niño

Niña









Concluding remarks

Niño:

Atlantic dipole during El Niño conditions influences only the northeastern region of Brazil, changing the sign of the precipitation anomalies over north of Nordeste and the intensity of negative precipitation anomalies over this region. The Amazon region and other parts of South America are influenced only by the Pacific Ocean SST anomalies.

Niña:

The precipitation over great part of South America is dependent on the Tropical Atlantic dipole. The dipole affects other regions of South America such as Central and South of Brazil.

The Atlantic dipole can increase, decrease or revert the ENSO impacts.

Southampton Oceanography Centre
UNIVERSITY OF SOUTHAMPTON AND NATURAL ENVIRONMENT RESEARCH COUNCIL