

# 自然災害 2018 その 1-2

## 4. 海・大気の周期的変動

### 海洋と気候

海洋は地球表面積の 70%、気候形成に大きな影響を及ぼす。

海洋の全熱容量は大気の約 1000 倍。海洋は熱の貯蔵庫、大気との熱交換を通して、大気の運動を支配。

海洋と大気の運動エネルギー源は太陽エネルギー。海洋は太陽放射により加熱、水温分布の不均一で海洋循環が生じる。それと共に風の影響を受け海流が生じている。

大気は主に水蒸気に含まれる潜熱で海洋からエネルギーを受け取る。海洋・大気の運動は相互に絡み合っている。

### 海洋と連動した数十年周期の気候変動

海洋の変動は様々な過程と連動。

たとえば、熱帯の長周期の雲量変動は海洋が吸収するエネルギー量に影響し、海水面積の変動は極域で冷たい密度の高い海水が深海へと沈降する速度に影響を及ぼす。

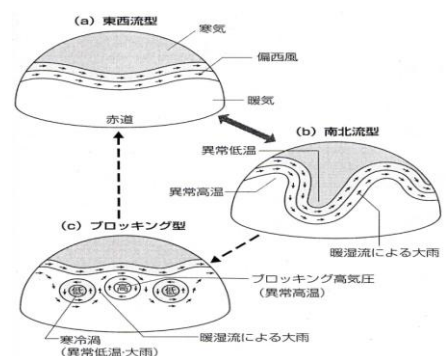
このような変動は低緯度域で上昇する冷たい海水の温度に影響を与えるまでには数十年から数世紀もかかるので、それらは長周期の気候変動を生み出す可能性を持っている。

最も重要なのは大気状態の変動によって海表面の状態が変動し、それが再び大気の天候パターンに影響を及ぼすこと。

この大気と海洋間でのフィードバック過程が振動的変動を生じさせる原因であり、気候変動の周期性あるいは最近の約 100 年間で観測された気候変動の大部分を引き起こす主な原因となっている。

北極から南極までの世界各地で多くの「振動現象」が明らかになっている。これらの振動現象の中で最も大きなものが太平洋の中に存在。

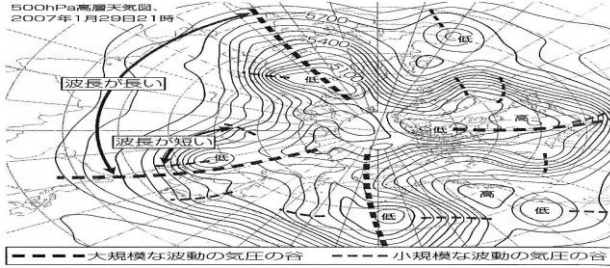
太平洋が持つ大きさと両半球の対称性は、長周期の大気海洋結合変動が存在するためには都合がよい。



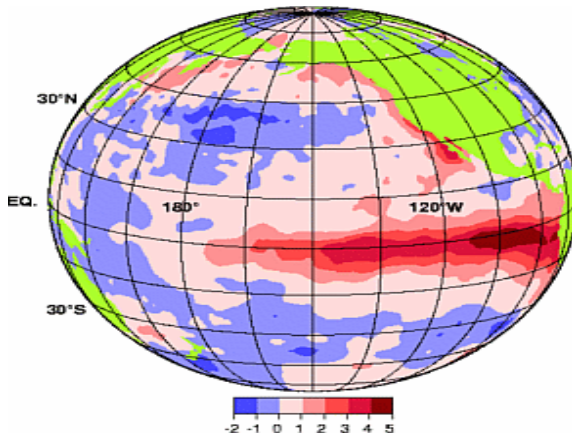
数十年変動の振幅は熱帯東部太平洋域よりも北太平洋域で最大となる。

偏西風の蛇行

北極振動

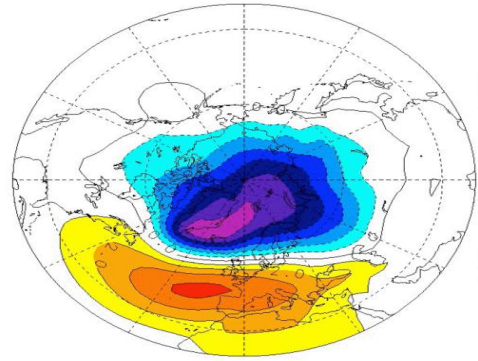


エルニーニョ最盛期（1997年11月）の月平均海面水温年偏差

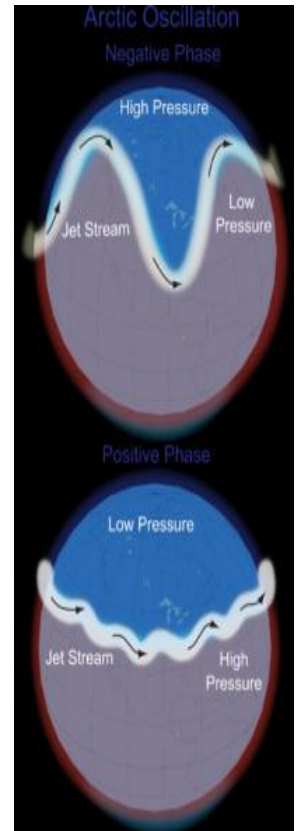


と寒気が交互に並ぶ。正の時（下）はジェット気流は帯状に流れる。

北大西洋振動



北極振動の模式図。北極振動指数が負の時（上）はジェット気流が大きく蛇行し、中緯度では東西に暖気と寒気が交互に並ぶ。正の時（下）はジェット気流は帯状に流れる。



北大西洋振動

北大西洋では、よく理解されていないもう1つの振動現象がある。

18世紀以降、グリーンランド西部が暖冬の年には、北ヨーロッパは厳冬になる傾向があるという事実から、この振動現象の存在が知られるようになった。

1920年代に Gilbert Walker 卿は、このシーソーパターンをアイスランドと南ヨーロッパの間の気圧差を用いることで定量化し、この振動現象を北大西洋振動（NAO）と名付けた。1870年以降、NAOは数年から数十年の時間スケールで顕著に変動していることがわかっている。

大西洋の海面水温の長期変動として、40°N 付近の中緯度で

平年より高く（低く）、その高緯度側及び低緯度側で低く（高く）なる三極パターンや、赤道に関して南北反対称な双極パターンが指摘されています。

一方、北大西洋には、冬のアイスランド低気圧とアゾレス高気圧がともに強まる（弱まる）現象があることが古くから知られており、北大西洋振動（North Atlantic Oscillation : NAO）とよばれてきました。

また、冬季北半球の大気循環で卓越する変動パターンとして北極振動（Arctic Oscillation : AO）が知られており、北極域と北半球中緯度の地上気圧がシーソーのように上昇と下降を繰り返しています。

AO と NAO の指数は高い相関を示すことなどから、NAO は AO の主要部分であるという見方もあります。

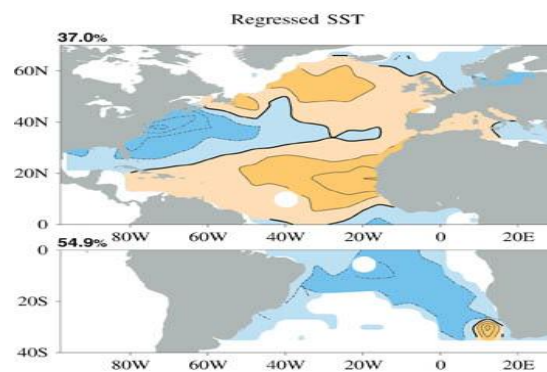
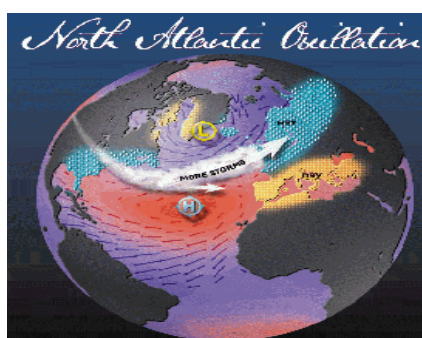
NAO/AO は、10 日程度の短い時間スケールから年々、十年、それ以上の長期トレンドといった変動を示す。

十年以上の時間スケールでは、これらの大気の変動と海面水温の三極パターン・双極パターンの変動は互いに相関が高い（NAO/AO が負極のときに海面水温偏差パターンが現れやすい）。

こうした長期変動をもたらす要因は、十分に解明はされていません。

大西洋の海面水温（SST）偏差の 10°N 以北の三極パターン、赤道を挟んだ双極パターン

NAO が正極のとき（左）と負極のとき（右）の北大西洋の大気循環



数十年太平洋振動（PDO）

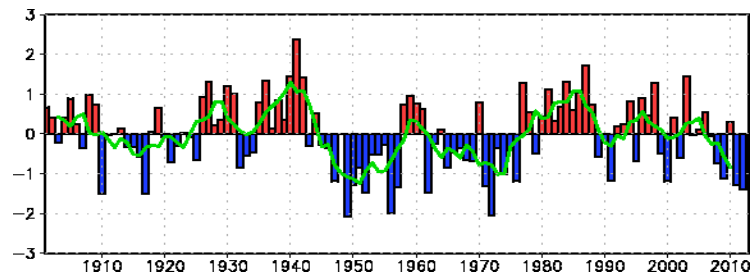
ニュージーランド海域での低温偏差と、南太平洋の東部海域での高温偏差パターンを伴う南半球の海面水温変動とも関係して変動している。これは数十年太平洋振動（PDO）として知られている。

この変動は、ほぼ 20 年の周期、50 年から 60 年の長周期の変動成分も存在する可能性がある。

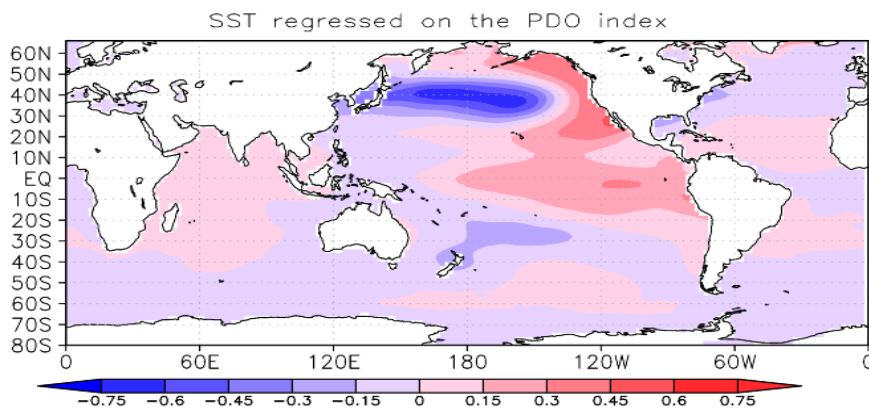
図は PDO 指数の時系列 (1901 年～2012 年 2 月) であるが、2012 年 1・2 月の指数は -1.4 である。

10 年以上の長い周期の変動に注目すると、PDO 指数は 1980 年代はおおむね正の値 (北太平洋中央部で海面水温が低い状態) で推移、1990 年代以降は数年の周期で正負を繰り返し、最近の数年は負の値が多い。

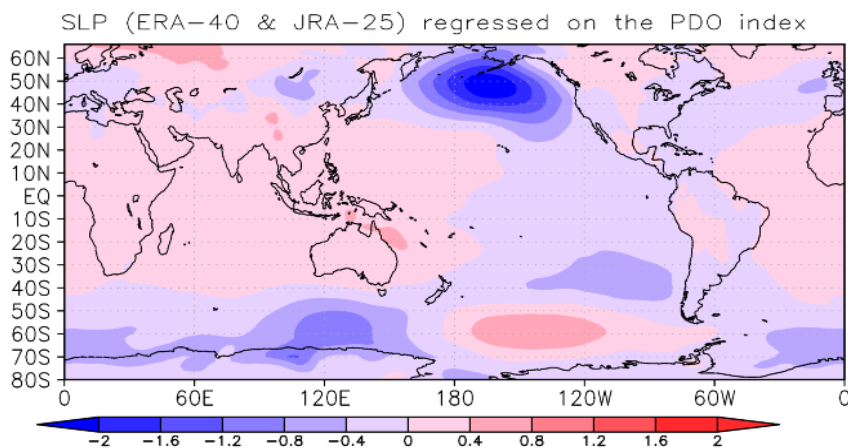
**PDO 指数の時系列 (1901 年～2012 年、棒グラフは指数の冬季平均値、実線は 5 年間移動平均値)**



**PDO(正極) 時の典型的な海面水温(SST)の偏差**

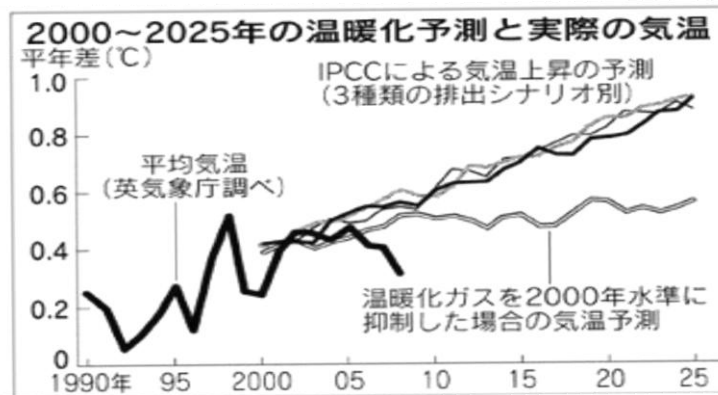


**PDO(正極) 時の典型的な海面気圧(SLP)の偏差**

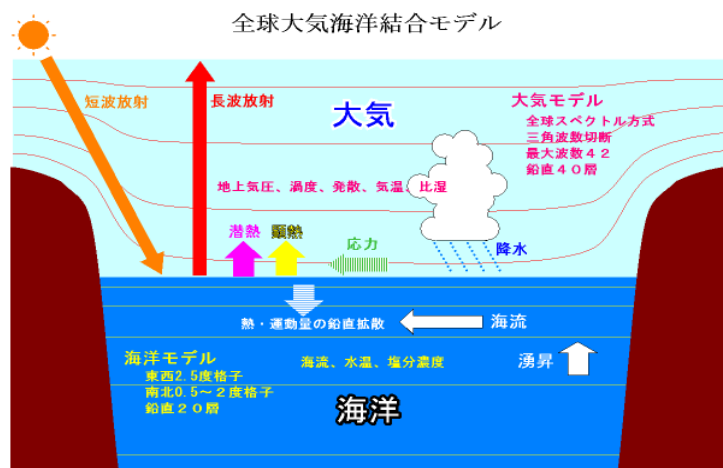




2008年の気温（PDOの影響？）



海洋と大気の関係



エルニーニョ・ラニーニャの語源

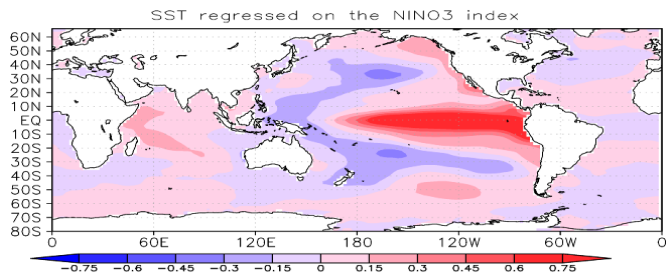
ペルー漁民、クリスマスの小規模暖流をエルニーニョと。

エルニーニョはスペイン語で「El Nino」、英語で「The Child」「The Boy」「神の子イエス・キリスト」。

ラニーニャ「La Nina」はスペイン語で「女の子」。エルニーニョの反対現象。

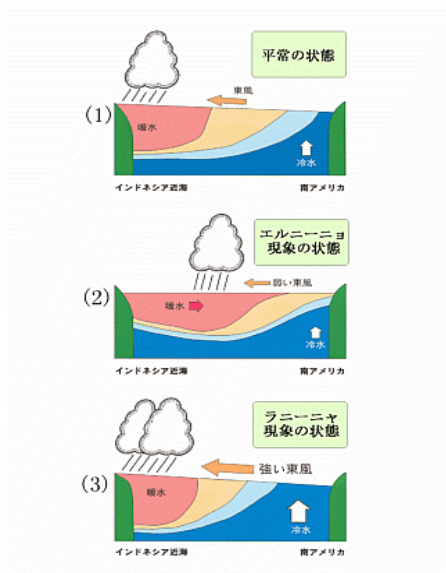
気象庁では、数年に一回、熱帯太平洋域で発生する現象をエルニーニョ現象、季節現象でペ

ルー沖の海面水温上昇をエルニーニョとして区別。



エルニーニョ現象とラニーニャ現象；太平洋赤道域～南米ペルー沿岸海域で、海面水温が平年より高く、その状態が半年から1年半続く現象、数年に一度発生。逆に、同じ海域で海面水温が平年より低い状態が続く現象がラニーニャ現象。

エルニーニョ現象時の典型的な海面水温(SST)の偏差



### エルニーニョ現象とは 南方振動

エルニーニョ現象が注目される前、熱帯の気には南方振動（Southern Oscillation）と呼ばれる現象あり。Gilbert Walker 卿が 1920 年代に南方振動（SO）と名付けた「太平洋で気圧が高いとき、アフリカからオーストラリアにかけてのインド洋で気圧が低くなる」という現象。

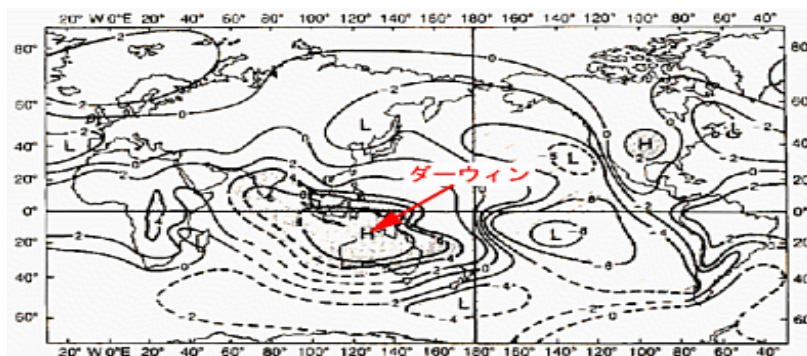
南方振動は、インドネシア付近を中心とする地域と南太平洋東部の間の大規模な海面気圧のシーソー現象。一方で気圧が高い時、もう一方では気圧が低い。2 つの中心を代表するダーウィンとタヒチの気圧差が南方振動指標。

赤道太平洋の海面水温は、エルニーニョとラニーニャの間で数年のリズムで変動、これが両地域の海面気圧差に。

この南方振動とエルニーニョ現象は、同一の現象のそれぞれ大気側、海洋側の側面として認識されている。

両者を併せたエルニーニョ・南方振動（El Nino & Southern Oscillation） ENSO エンソという言葉がよく使われる。

ダーウィンと各地の年平均の海面気圧偏差の相関係数



### 海面気圧偏差の相関係数の説明

係数が正の値のところはダーウィンの気圧が通常よりも高いとき、その場所の気圧も通常よりも高い傾向にある。

係数が負の値のところはダーウィンの気圧が通常よりも高いとき、逆に通常より

低い傾向にある。数字の大きさがその傾向の程度を示す。

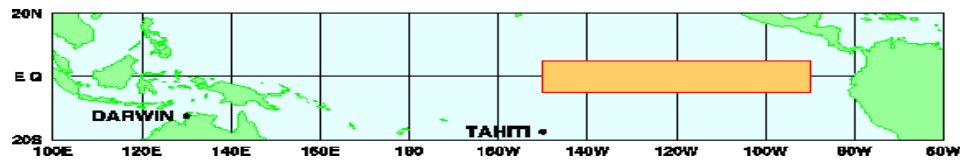
### エルニーニョ・ラニーニャの定義

今のところ、世界共通の定義はない。

気象庁では、エルニーニョ監視海域の海面水温の基準値（その年の前年までの30年間の各月の平均値）との差の5ヶ月移動平均値（その月および前後2ヶ月を含めた5ヶ月の平均をとった値）が6ヶ月以上続けて+0.5℃以上となった場合をエルニーニョ現象、-0.5℃以下となった場合をラニーニャ現象と定義している。

### エルニーニョの監視海域

北緯5度と南緯5度、西経150度と西経90度で囲まれた領域



### 5ヶ月移動平均値とは

例えば、10月の5ヶ月移動平均値というとは、8月～12月の5ヶ月の平均のことで、下の例のエルニーニョ監視海域の海面水温の基準値との差では、+0.3℃となる。

8月 9月 10月 11月 12月

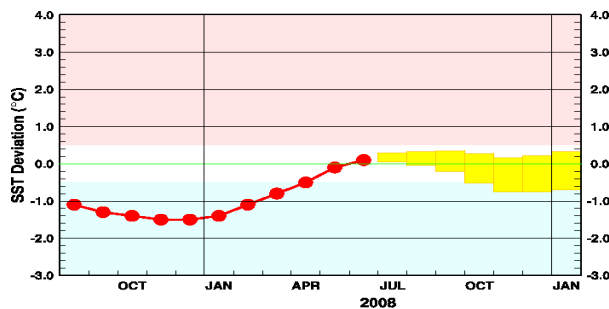
基準値との差 (℃)      -0.1   +0.3   +0.2   +0.6   +0.5

### 5ヶ月移動平均

$$(-0.1 + 0.3 + 0.2 + 0.6 + 0.5) \div 5 = +0.3$$

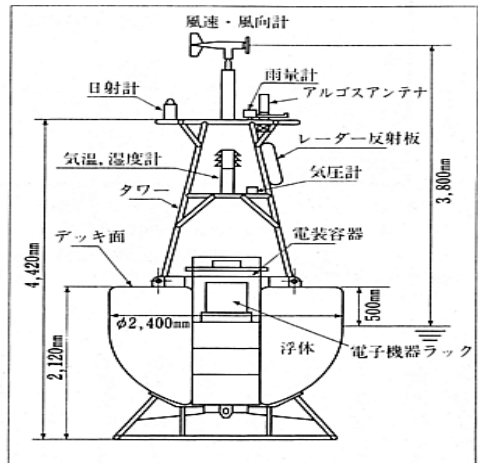
### エルニーニョ・ラニーニャの発生期間

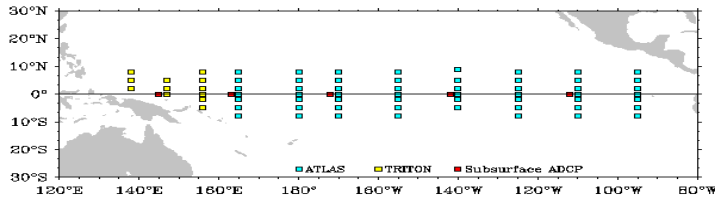
エルニーニョ監視海域の海面水温の基準値との差の5ヶ月間移動平均値の推移（赤のポイント）とその後の予測（黄色の部分）、基準値はその年の前年までの30年間の各月の平均値



### 太平洋赤道域の観測

ブイ浮体部の模式図





海洋研究開発機構の TRITON

ブイ

世界の気候に関する表現と注意

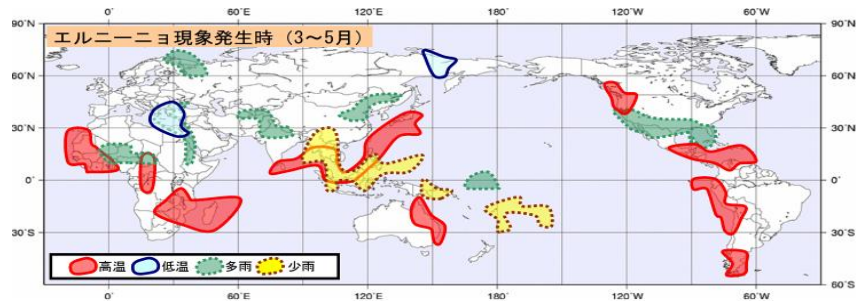
エルニーニョ現象は世界の天候に

様々な影響を及ぼしている。過去のエルニーニョ現象発生時に現れた特徴的な天候を季節別にまとめている。

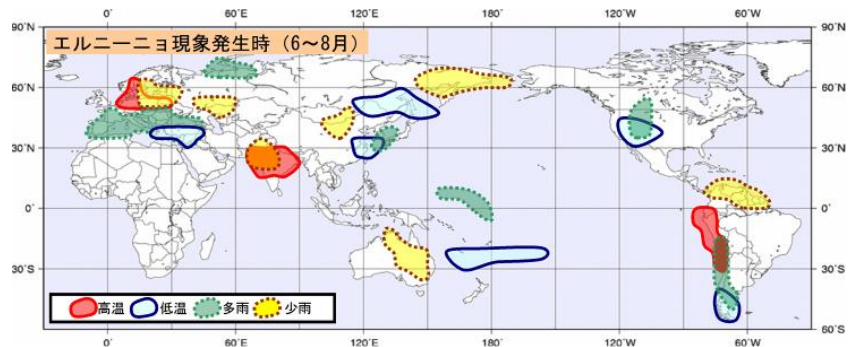
「高温傾向」「多雨傾向」という表現は、エルニーニョ現象発生時の天候をエルニーニョ・ラニーニャ両現象とも発生していない時期と比較したもの、通常用いている気温や降水量の「高い」「多い」という階級区分とは必ずしも一致しない。

1949年～2004年におけるエルニーニョ現象発生年とエルニーニョ・ラニーニャ現象とも発生していない年とで比較し、検定の結果、危険率10%未満で有意な差のあった地域をまとめた分布。

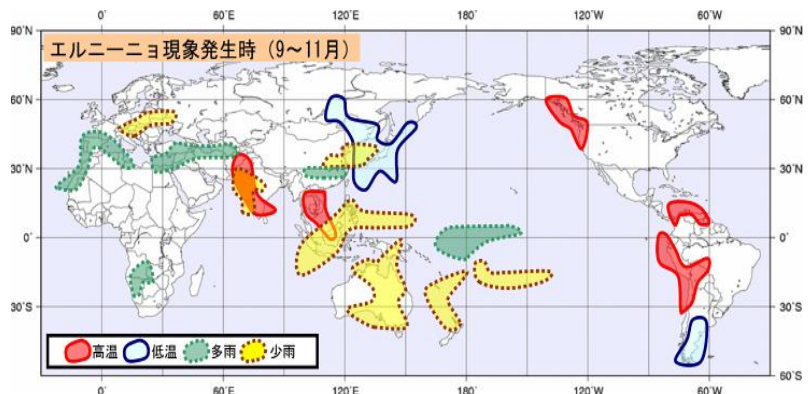
エルニーニョ現象に伴う北半球の春（3月～5月）の天候（南半球は秋）



エルニーニョ現象に伴う北半球の夏（6月～8月）の天候

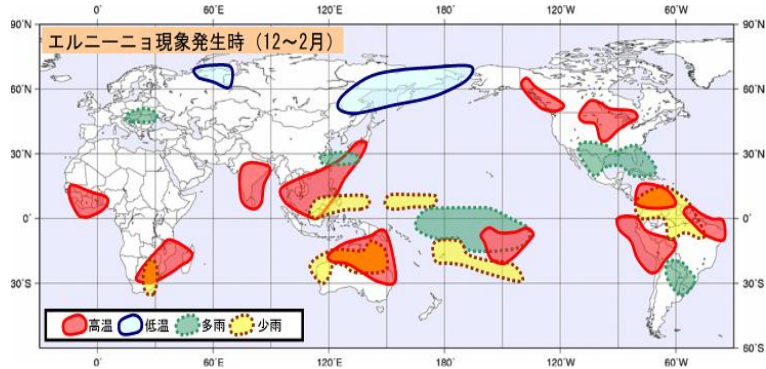


エルニーニョ現象に伴う北半球の秋（9月～11月）の天候

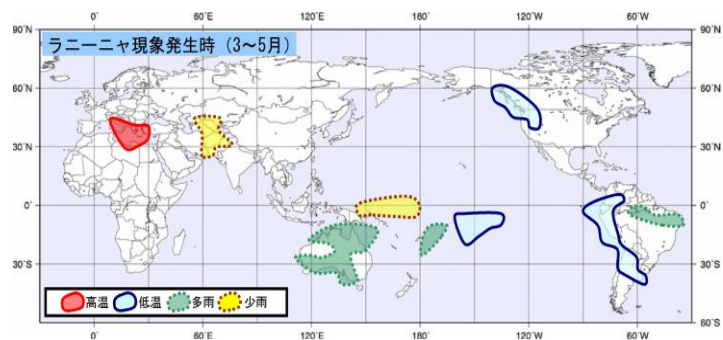




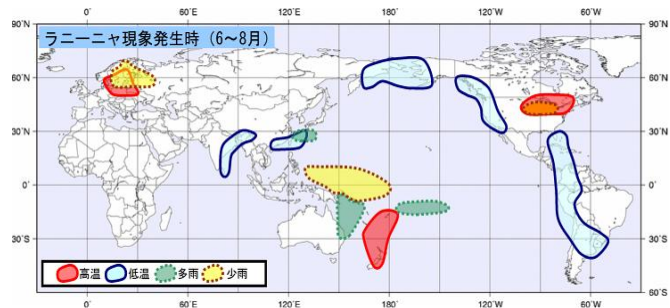
エルニーニョ現象に伴う北半球の冬（12月～2月）の天候



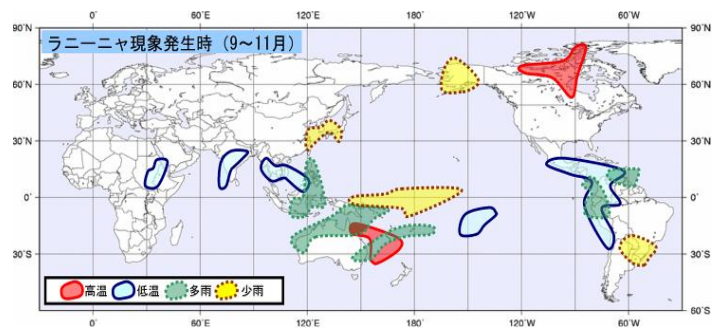
ラニーニャ現象に伴う北半球の春（3月～5月）の天候



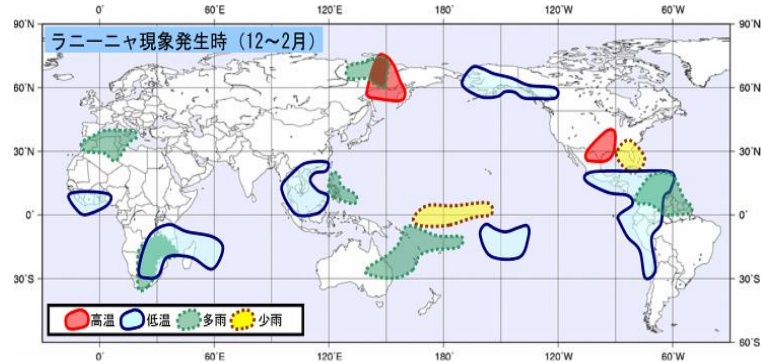
ラニーニャ現象に伴う北半球の夏（6月～8月）の天候



ラニーニャ現象に伴う北半球の秋（9月～11月）の天候



ラニーニャ現象に伴う北半球の冬（12月～2月）の天候



### ダイポールモード現象

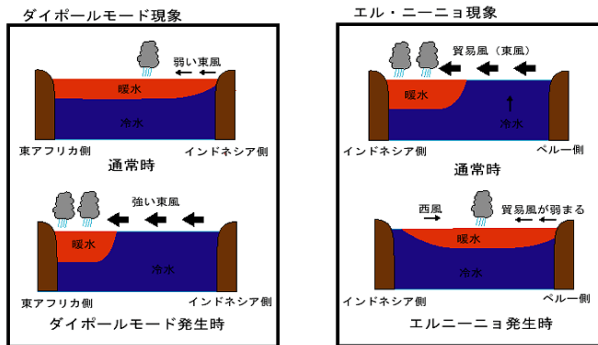
ダイポールモード現象 (Indian Ocean Dipole (mode)、IOD) とは、インド洋熱帯地域で初夏から晩秋にかけて東部で海水温が低くなり、西部で海水温が高くなる大気海洋現象。

これに伴って起こる風や気候の変化を含み、エルニーニョ現象と同様に世界の気候に大きな影響を与えることが明らかとなった。

### 両現象の比較

(参考資料)

#### ダイポールモード現象とエル・ニーニョ現象との比較



### ダイポールモード発生時の様子

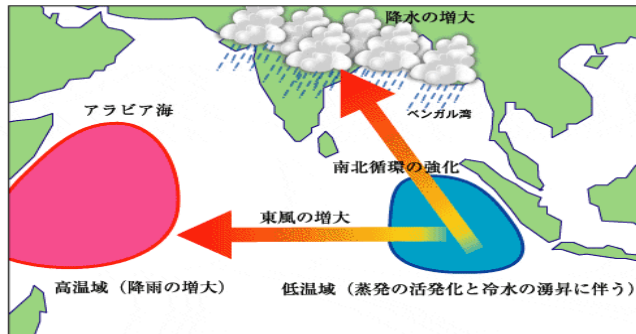


図2：IOD発生時の夏の状況

IODの指標が正の間は、インドネシア西岸沖が低温となりそこで下降した大気は対流圏下層を外部へ広がってゆく。この大気の流れの一部はベンガル湾やインドへ達し、そこで上昇流を強めるのでインドでは降水量が増加する。(IODの指標が負の時は反対の現象が起きる) もし1997年の様にエルニーニョと正のIODが同時に起これば、エルニーニョにより誘起されるインドの早魃傾向は弱められることになる。すなわち、インドの降水に関してIODはエルニーニョと反対の影響を及ぼすと言える。

## 黒潮

黒潮は、1960年代半～1970年代半ばまで、非大蛇行の状態。

1970年後半～90年代はじめまで黒潮大蛇行が頻繁に発生。

90年代中～2004年前半まで非大蛇行の状態。

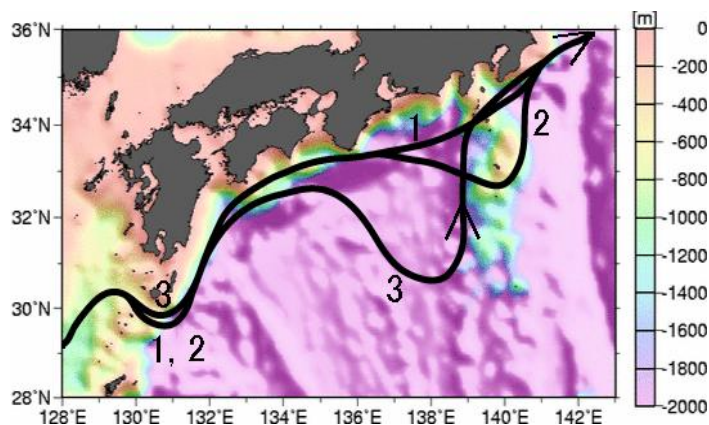
2004年7月～05年8月に大蛇行発生、その後は非大蛇行。

2013年を通じて非大蛇行。1月下旬～4月中旬まで、東海沖では、ほぼ東に直進。5月中旬に東海沖で北緯31.5度付近まで南下、6月に最南位置は北上し、6月中旬～7月上旬の東海沖の最南下緯度は北緯32.5度付近。

8月～9月に再び東海沖で北緯31.5度付近まで南下。10月～12月は北緯32度付近まで南下、東経136度以東の最南位置が伊豆諸島の東でみられる時期も。

潮岬では、4月、7月～8月中旬、および10月中旬～12月上旬は離れて流れ、その他の期間は、おおむね接岸した流れ。

### 黒潮の蛇行



### 黒潮が東海沖で大きく離岸～今後、大蛇行となる可能性があります～

平成29年8月30日 (気象庁)

現在、黒潮は、紀伊半島から東海沖で大きく離岸して流れています。今後、さらに南下し、離岸した状態が継続する見込みで、大蛇行となる可能性があります。

黒潮の流路の変動は、船舶の運航や漁業に影響があるほか、潮位上昇させ、沿岸の低地で浸水などの被害が生じる可能性があるため、注意が必要です。

黒潮は、東シナ海を北上して九州の南方から太平洋に入り、日本の南岸に沿って流れる世界有数の強い流れの海流です。

現在、黒潮は、紀伊半島から東海沖で大きく離岸し、北緯31.5度、東経137.5度付近まで南下しています(図1)。熊野灘から東海沖には、黒潮から分かれた暖水がみられ、紀伊半島東岸の潮位が通常より10～20cm高くなっています。

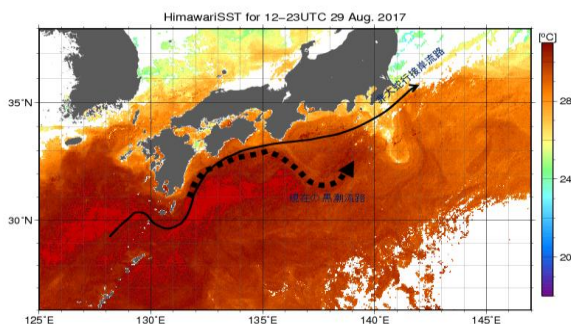
今後、黒潮の流路は、東海沖の北緯 30.5 度、東経 139 度付近までさらに南下し、大きく離岸した状態は 10 月上旬でも継続している見込みで、2005 年 8 月以来の大蛇行\*1 となる可能性があります。

黒潮の流路の変動は、船舶の経済運航コースを左右するほか、黒潮が大きく離岸することによって漁場の位置に影響を与えます。

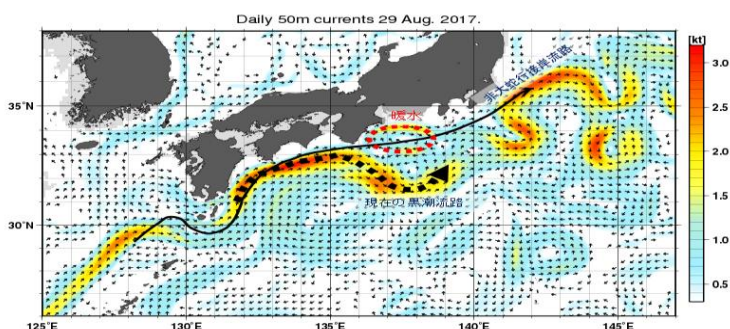
また、1 年で最も潮位が高くなる夏から秋には、黒潮流路の変動によって東海から関東地方沿岸で潮位が上昇することで、沿岸の低地で浸水などの被害が生じる可能性があります。台風や低気圧が接近した場合は、さらに潮位が高くなりますので、より一層の注意が必要です。沿岸の地域では、気象台から発表される潮位情報等に留意してください。

気象庁は、今後も黒潮流路の変動を注意深く監視していきます。また、気象庁ホームページの「[海洋の健康診断表](#)」にて、海水温及び海流の最新の状況を毎日更新しているほか、[1 か月先までの見通し](#)を約 10 日ごとに発表していますので、あわせてご利用ください。

黒潮大蛇行とは 黒潮が潮岬で離岸した状態で安定し、かつ、東海沖で北緯 32 度より南に位置している状態ひまわりによる海面水温画像



海流分布図





## 5. 波

### 海の波



図1 千変万化な海の波の形 (博多湾：九州大学光易教授提供)。

### 波長と波高

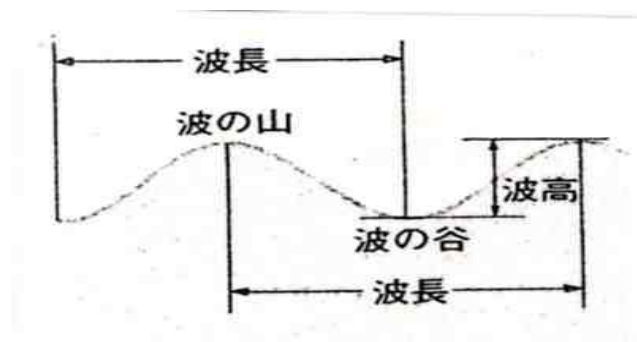


図52. 波の要素

### 気象庁の波高予報は何を基準に？

海には様々な大きさの波が押し寄せる。

それでは、いったい、どの波の高さを波高とするの？

波浪予報は気象庁の通常業務（毎日の天気予報）

世界ではじめて実用的な波浪予報に成功したのは、第2次世界大戦のノルマンディー上陸作戦のとき。

この作戦では、嵐の後、上陸可能になるぎりぎりの早い時間を予測し、相手側の虚を突いた。

## 波浪予報に成功したノルマンディー上陸作戦

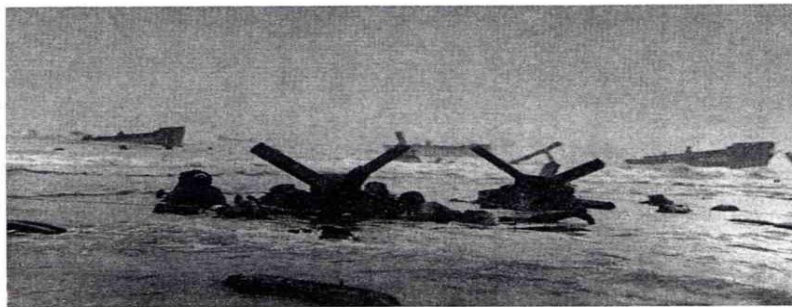


図2 ノルマンディー上陸作戦。(写真提供：WWP)

### 波の高さって何だろう？

この作戦で明確な答えを出した。

波高計と熟練した観測者の報告を対比した。

その結果、「20分間に波高計の波形記録に現れる全ての波を、波高の順に選び出し、大きいものから数えて全数の三分の一の波について、波高および周期の平均を求めたものが、熟練者の目視による波の波高と波の周期に一致する」という結論に達した。このようにして定義した波を、有義波（あるいは三分の一波）と呼んでいる。気象庁で予報している波の高さはこの有義波の波高である。

### 波形記録

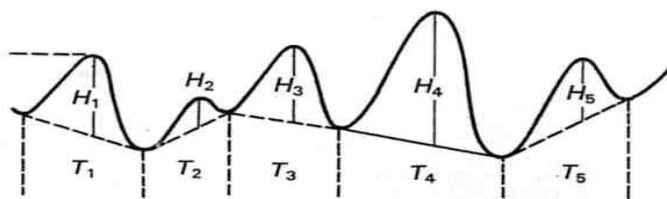


図3 波形記録の例と、個々の波の高さ ( $H_1, H_2, H_3, \dots$ ) と周期 ( $T_1, T_2, T_3, \dots$ )。

### 最大の波高は有義波の2倍？

注意すべきことは、有義波は最大の波ではないことである。

統計的な研究の結果、最大の波高は有義波の波高の1.8～2.0倍になることがわかった。

波の様子をざっとみて岩場に座り込むのは危険である。

我々が普段、感じる波高の倍の波がきてもよいだけの高い所にいなければならない。

## 風浪とうねり

海面上に風が吹くと、海面には波が立ち始め、波は吹かれた方向へ進む。  
 波が進むスピードより風が強いと、波は風に押されて発達を続けます。  
 このように、その海域で吹いている風によって生じる波を“風浪”といいます。  
 一方、発達してきた風浪が風の吹かない領域にまで伝わった波を“うねり”といいます。  
 うねりの代表例は“土用波”で数千キロ南方の台風周辺で発生した波が日本の太平洋岸まで伝わったもの。  
 通常は風浪とうねりは混在しており、これらをまとめて“波浪”と呼んでいる。

## 風波とうねり

### 波速

水面を伝わる波の速さは、水深が大きければ、その波の周期（あるいは波長）によって決まる。

$$\text{波速} = 1.56 \times \text{周期}, \quad \text{波速} = 1.25 \times \sqrt{\text{波長}}$$

単位は、周期：s、波長；m、波速；m/s

ただし、水深が波長の十分の一になると、波長は周期に関係なくなり、水深だけの関数となる。 $\text{波速} = 3.1 \times \sqrt{\text{水深}}$

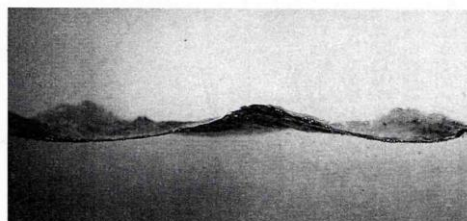


図7 風洞水槽の中の風の影響下にある風波（九州大学光易教授提供）。

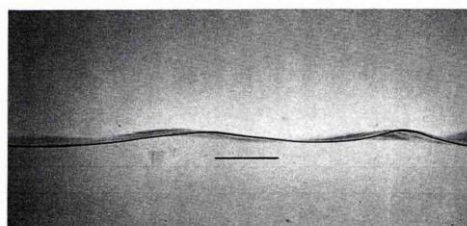


図8 風域外に出たうねり（九州大学光易教授提供）。

## 水の波の振動 重力波と表面張力波

重力波；図13 (a) 盛り上の部分は重力の作用で下方に動く。

- (b) このとき、水の粒子の下向き速度が最大。
- (c) くぼみの部分の圧力が回りより小さいので、浮力が働き、水面は上昇する。
- (d) 水の粒子の上向き速度が最大。

水面を元の状態に戻そうとする力（復元力）重力（重力波）。

表面張力波；図13 (a) (c) は (b) (d) で水面の面積が大、表面張力は水面を平にする方向に働き、重力の場合と全く同じような経過で波が起こる。

表面張力は、液体の表面を小さくするように働く。

## 波速と波長の関係

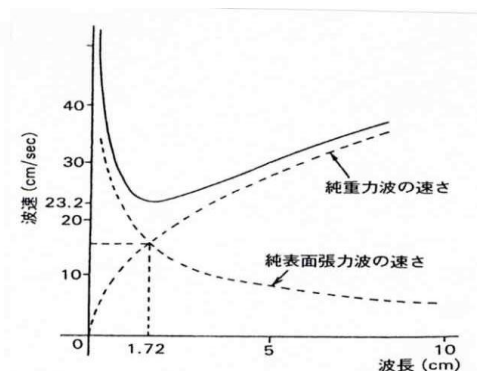


図14 重力と表面張力の両方が働く場合の波の速度と波長との関係。

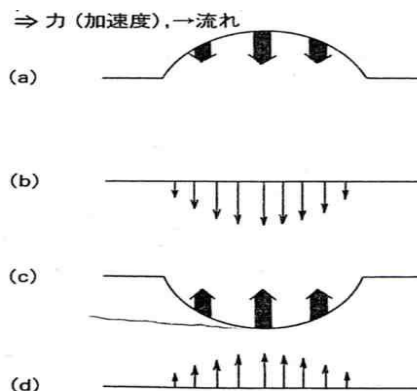


図13 水の波が振動する仕組み。

図 1 4 の説明

波速の曲線は、波長が 1.72 c m で最小値を取る。これから離れると波長が長くて短くても波速は大きくなる。

波長が 1.72 c m のときの波速は 23.2 c m / s 。水の波はこれ以上、遅くならない限界の最小速度を持つ。

少なくとも、風速が 23.2 c m / s より小さい時には波が起こらない。

水の波はそよ風では起こりにくい。

うなり

図 1 5 の説明

a、b の二つの波はほぼ同じ高さで波長、b が少しだけ波長が長い。

図で真中が二つの波の峰が一致、合成された波はそこで波高が二倍、この点を離れると波高は徐々に減り、一方の波の峰が他方の波の谷に一致したときに合成波はゼロとなる。c のような合成波は幾つもの波の群が連なって現れる。このような現象を“うなり”という。

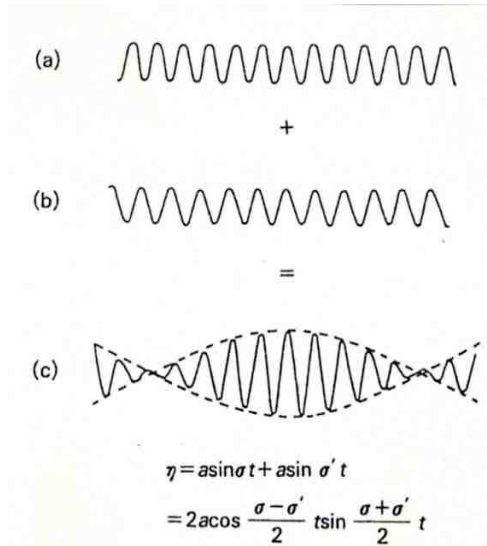


図 15 うなりの現象が起こる仕組み。

群速度と位相速度

図 1 6 の説明

深い海を伝わる波では、波群の進む速さ（群速度）は、個々の峰や谷の進む速さ（位相速度）のちょうど半分になる（重力波の場合）。表面張力波では、逆に群速度の方が位相速度の 1.5 倍となる。波のエネルギーはその振幅の二乗に比例

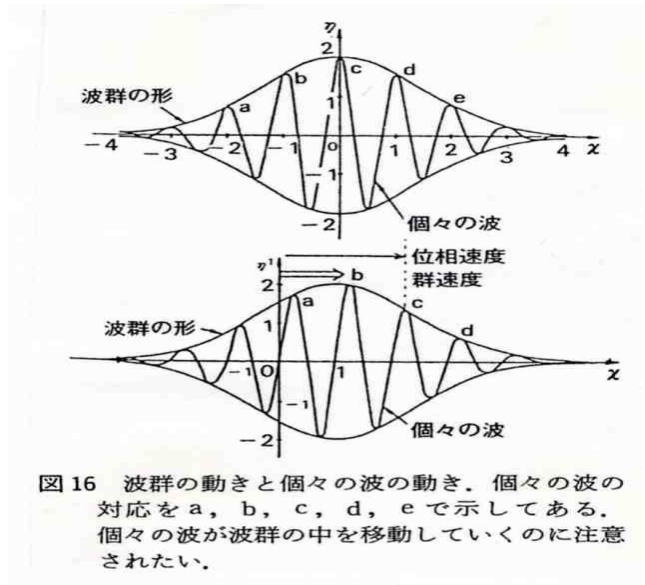


図 16 波群の動きと個々の波の動き。個々の波の対応を a, b, c, d, e で示してある。個々の波が波群の中を移動していくのに注意されたい。

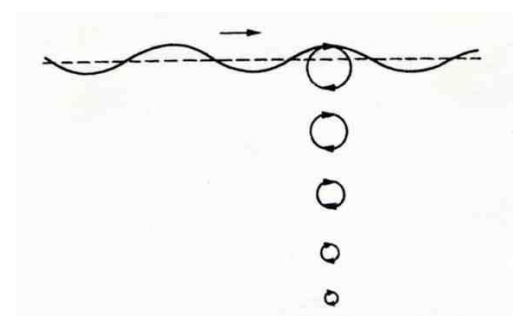


図 18 深い海では波にとまって水の粒子は円軌道を描いてぐるぐるまわる。



する。このエネルギーの伝わる速さは群速度と同じ。

### 軌道速度

図18；深い海では、水粒子は円軌道を描いてぐるぐる回っている。水面にある水粒子の描く円軌道の直径は、ちょうど波の波高と同じ。この速さのことを軌道速度と言う。

深さが深くなるにつれて円軌道の直径は、指数関数的に小さくなる。

その割合は、波の波長にあたる深さだけ深くなるごとに二十三分の一になる。

図19；浅い海では、水粒子は楕円軌道。その直ぐ近くでは、水粒子は往復運動する。

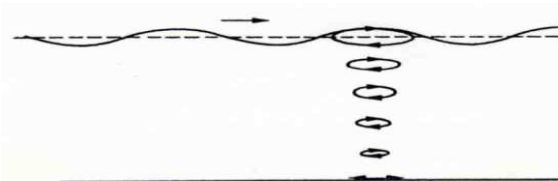


図19 浅い海では水の粒子は楕円軌道を描く。底のすぐ近くでは水の動きは往復直線運動となる。

深い海の水粒子の動き

浅い海の水粒子の動き

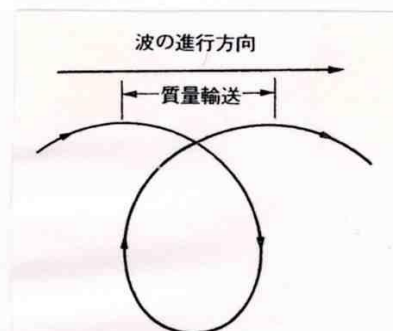


図21 波高がうんと大きくなると、粒子の描く軌道は閉じずに、水は少しずつ波の進行方向に運ばれる。

### 質量輸送速度

図21の説明

波の高さが大きくなり、軌道の直径が大きくなると、上方にあつて波の進行方向に進むときの速さは、下方にあつて反対方向に進む速さよりも大きくなる。結局、波高が高いときは、軌道が閉じず、水は少しずつ前方に移動する。この水の移動速度が“質量輸送速度”と呼ぶ。



図23 サーファーには、もちろん重力と浮力が働く。しかしそれだけならサーファーは波の斜面をすべり下ってしまいサーフィングを楽しむことができない筈である。

### 4つの波の速度

位相速度

群速度（エネルギーの伝播速度）

軌道速度

質量輸送速度

斜面推進力

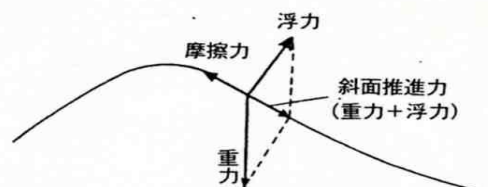


図24 波の斜面の途中でサーファーが留まるためには、働く力が互いにバランスして、この図のように合力がゼロになっていなければならない。



図25 イルカは水面ではなく、水面下の等圧面の傾きに乗ってサーフィンを楽しむ。

重力・浮力・摩擦力

イルカは流線形

リップカレント

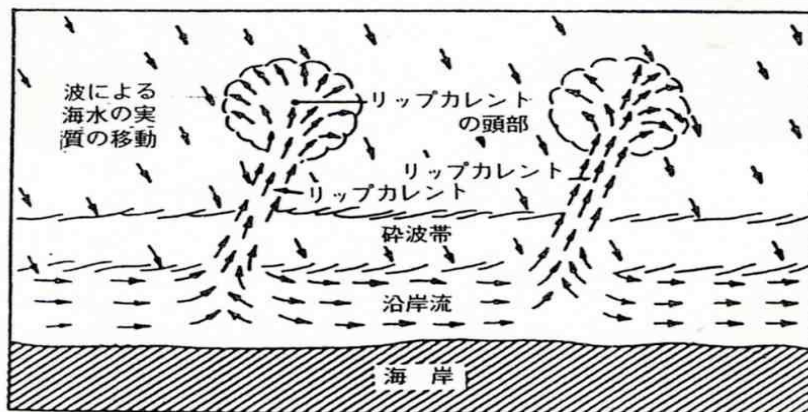


図 52 波によって作り出される海浜流の模式図。

## 6. 基本的知識

異常気象、異常高温とは何を基準にしているのか？

異常気象とは、一般に過去に経験した現象から大きく外れた現象。人が一生の間にまれにしか経験しない現象。

大雨や強風等の激しい数時間の気象から数ヶ月も続く干ばつ、冷夏などの気候の異常も含まれる。

気象庁では、過去 30 年間に観測されなかったような値を観測した場合を異常気象としている。

異常高温、異常多雨は世界の天候監視では、次の基準で気温と降水量の異常を判断する。

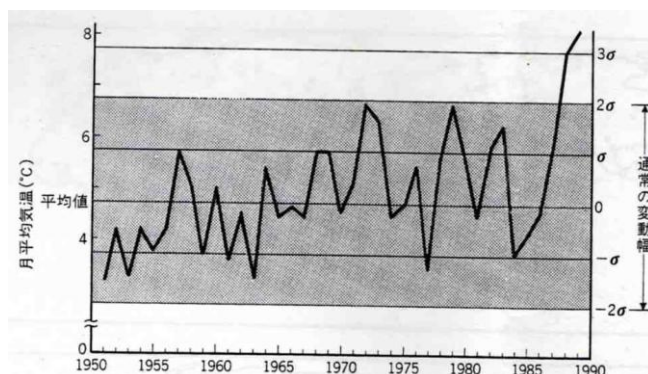
月平均気温の平年差が平年値統計期間（1981 年～2010 年）の標準偏差の 2 倍以上となった場合に異常高温とする。また、月降水量は平年値統計期間における最大値を上回る場合を異常多雨とする。

異常高温と標準偏差の関係

(東京の 1 月の平均気温)

平年値、冷夏、暖冬とは何を基準にしているのか？

平年値；1981 年～2010 年の平



均値で 10 年毎に更新。

気温、降水量を「低い (少ない)」「平年並」「高い (多い)」の 3 階級で示す。

30 年間の観測値を小さい順に並べ、最小～10 番目まで「低い (少ない)」、11 番目～20 番目が「平年並」、それ以上を「高い (多い)」。

「冷夏」は、夏の平均気温が「低い」

「暖冬」は、冬の平均気温が「高い」

## 地震災害

地震はどうして起きる？

マグニチュード (M)；地震の規模 (大きさ)、英語で **Magnitude** という。その最初の文字を “M” で表す。1935 年にリヒター博士が考案。マグニチュードとは、震央からちょうど 100 km の地点に置いてある地震計が記録したもっとも大きい揺れから求める。

震央とは；地震が起きたところを “震源” という。それは地下にあり、震源の真上にある地面の点を震央という。

地震計はちょうど 100 km の位置に起きているわけではないが、計算式を使って正確に M を求める。

地震のマグニチュードは気象庁が決定します。

日本で起きる地震の数は；世界中で起きる地震の約 10 分の 1。日本の面積は世界の面積の約 1000 分の 1。狭い日本で、地震の多いことがわかる。

## 地震の起こり方

“直下型地震”；私たちが住んでいる土地の下にある、割れ目が動いて起きるもの。割れ目は“活断層”という。この活断層によって起きる地震は、直下型地震という。

“海溝型地震”；もう 1 つは海溝と呼ばれる海の中で、もっとも深い場所にあるプレート (岩からできている) が、別のプレートの下にもぐりこむときに起きる。このような地震はプレート間地震 (海溝型地震) という。

## 直下型地震がどうして起きるのか

今から 160 万年前から現在までに動いた形跡のある割れ目を活動断層という。この活断層には、いつも押されたり、引っ張られたりする力が働いている。この“押す力”または“引っ張る力”が、ある大きさ以上になると、活断層が上下方向あるいは左右方向に動いて、地震が起こる。

## プレート間地震はどうして起きるのか

約 90 年前にドイツの気象学者アルフレッド・ウェーゲナーは、「地球はもともとパンゲアという 1 つの大陸であったが、プレートが動いて現在のように、いくつかの大陸に分かれた」と言い残している。

世界には、十数枚のプレートがある。これらのプレートはいつも有る方向に向かって動いている。動く長さは、年間で数 cm ～ 10 cm。

あるプレートが別のプレートにもぐりこむとき、上にあるプレートに大きな力が働き、プレートが曲げられる。このプレートも曲げられるには限度がある。それで、プレートが跳ね返ったり、壊れたりする。そのときに地震が起こる。

## プレート

日本列島とその周辺には、4枚のプレートがある。それらは、太平洋プレート、ユーラシアプレート、北アメリカ（北米）プレート、フィリピン海プレートです。日本のように狭い国に、このような4枚のプレートが存在する国は他にありません。

## 震度と人間の感じ方

震度0；人は揺れを感じない。

震度1；家の中にいる人の一部がわずかな揺れを感じる。

震度2；家の中にいる人の多くが、揺れを感じる。

震度3；家の中にいる人のほとんど揺れを感じる。恐怖感を覚える人もいる。

震度4；かなりの恐怖感があり、一部の人は身の安全を図ろうとする。眠っている人のほとんどは目を覚ます。

震度5弱；多くの人が身の安全を図ろうとする。一部の人は行動に支障を感じる。

震度5強；非常な恐怖を感じる。多くの人が行動に支障を感じる。

震度6弱；立っていることが困難になる。

震度6強；立っていることができず、はわないと動くことができない。

震度7；揺れにほんろうされ、自分の意志で行動できない。

## 地震のエネルギー

仮にマグニチュード M5 の地震エネルギーを 1 とする。そうすると、M6 の地震エネルギーは 32。M7 の地震エネルギーは 1,024 となります。

つまり、M8 の地震のエネルギーは M7 の地震エネルギーの 32 倍となる。マグニチュードが 1 つ大きくなると、地震のエネルギーは、ものすごく大きくなる。

大正 12 (0923) 年 9 月 1 日に起きた“関東地震”は M7.9 (プレート間地震) で、昼前に起きた地震で、死者・行方不明者合わせて 14 万人以上となった。

## 津波はどうして起きるのか

マグニチュードの大きい地震が海底の下で起きると、海底の下の土地が大きく揺れて、海水の高さが大きな波となり、色々な方向に伝わっていきます。これが“津波”という現象です。津波は英語でも“tsunami (ツナミ)”と書きます。

## 台風はどうして起きる

春から秋にかけて、北太平洋西部の海上で発生する“低気圧（周りよりも気圧が低いもの）”を“熱帯低気圧”と呼ぶ。このうち中心付近の最大風速が毎秒 17 m 以上になったものを、“台風”という。低気圧が発生して“上昇気流（上向きの大気の流れ）”が生じるとき、熱帯の海水から蒸発する水蒸気が集まって“積乱雲”



ができる。この雲の粒が大きくなって雨が降る。

### 気象台による台風の強さ・大きさ

台風の強さ		台風の大きさ	
呼び方	最大風速	呼び方	風速 15m/秒以上の半径
弱い	17m/秒～25m/秒未満	ごく小さい	200 km未満
なみの強さ	25m/秒～33m/秒未満	小型	200 km以上～300 km未満
強い	33m/秒～44m/秒未満	中型	300 km以上～500 km未満
非常に強い	44m/秒～54m/秒未満	大型	5200 km以上～800 km未満
猛烈な	54m/秒以上	超大型	800 km以上

### 高潮（たかしお）はどうして起きる

高潮は台風の時に発生します。それは、台風するときには気圧が下がって海水面が高くなり、また強い風によって海水が吹き寄せられるために起きます。

### 集中豪雨はどうして起きる

集中豪雨は新聞記事の見出しに、最初に使われた言葉で、気象学の言葉ではない。最近では、集中豪雨は、せまい範囲で1時間に50mm程度の雨が降る場合に使われている。この雨は梅雨のときや、台風のとくに発生する入道雲（積乱雲）によって降る。

### 気象庁による雨の強さと降り方

1時間当たりの雨量 (mm)	予報用語	人の受ける感じ	屋外の様子
10以上20未満	やや強い雨	ザーザーと降る	地面一面に水たまりができる
20以上30未満	強い雨	どしゃ降り	小さい川があふれる
30以上50未満	激しい雨	バケツをひっくり返したように降る	道路が川のようになる
50以上80未満	非常に激しい雨	滝のように降る（ゴーゴーと降り続く）	水しぶきであたり一面が白っぽくなり、視界が非常に悪くなる

### 火山噴火はどうして起きる

火山噴火の1つは、地下にたまっている岩の溶けたものであるマグマに、大きな力が働いて地表に上がってくるものがある。これは、真っ赤な溶岩や火山の表面に沿って流れる噴火です。その他に、マグマが噴出する噴火、水蒸気や有毒なガスが飛び出す噴火、火砕流（かさいりゅう）が起きる噴火がある。

### 雪崩はどうして起きるのか

山に積もった雪で、すべりを起こそうとする力が、すべりを止めようとする力よりも大きくなると雪崩が起きる。

## 7. 災害の記録 1

(地震 津波 台風 高潮 洪水 集中豪雨 土砂 火山 雪崩)

高潮の襲来前

高潮の襲来時



高潮の襲来後



洪水

### 集中豪雨

2008年7月28日集中豪雨の前

2008年7月28日集中豪雨時

土石流（鉄砲水・山津波）





火山（雲仙普賢岳 1991 年）

火山（三宅島 2000 年）



火山（北海道駒ヶ岳 2000 年）

雪崩



2.





地震・津波発生メカニズム

プレート、海のプレート、陸のプレート

プレートは動いている

海のプレートが陸のプレートの下に沈みこむ

プレート間地震（海溝型地震）

マグマの発生、火山の噴火

活断層、直下型地震

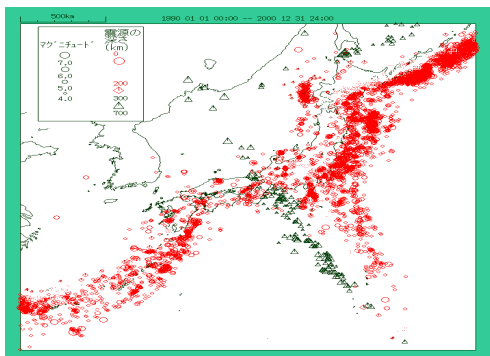
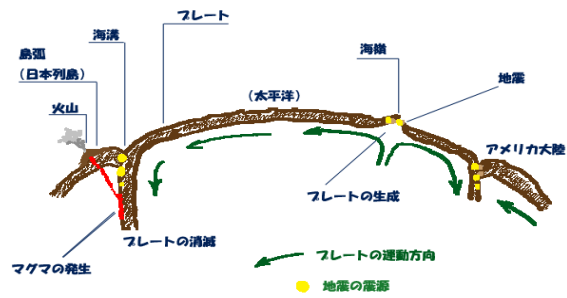
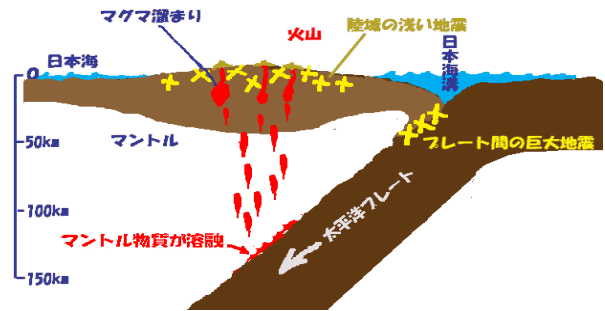
日本で起きる地震の数

津波

「津波地震」「ゆっくり地震」

遠地津波（例えばチリ地震）

プレート・地震・火山



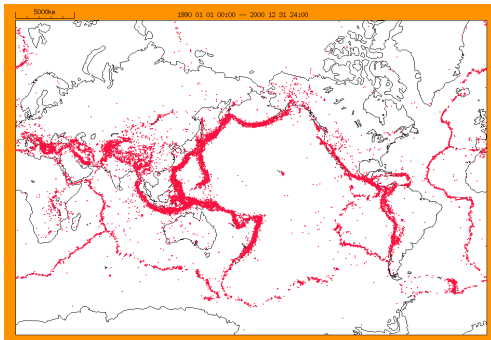
日本付近のプレート



プレートの動き



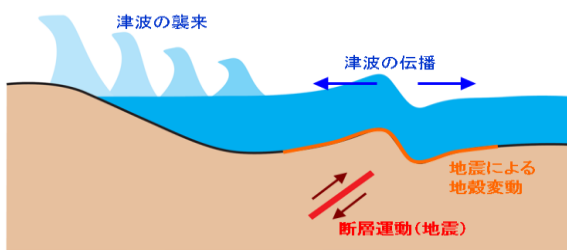
世界で  
起きる地  
震の数  
1900年～  
2000年



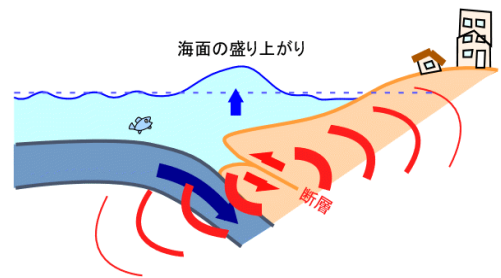
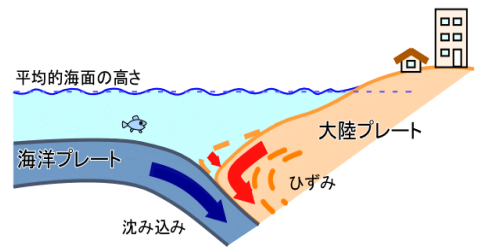
日本付近での地震の数 1900年～2000年



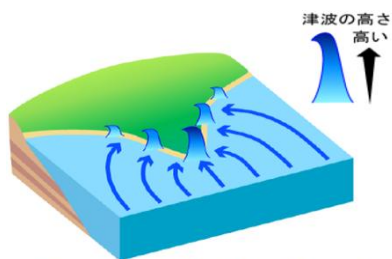
津波の動き



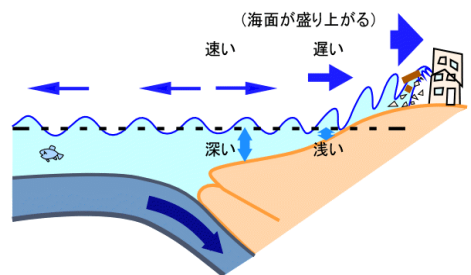
津波の発生  
海底下の断層運動(地震)の結果、海底に地殻変動が発生し、その上の海水を押し上げる。この押し上げられた水の塊が津波となり四方に広がっていく。



津波の伝播の様子  
地形による津波の増幅

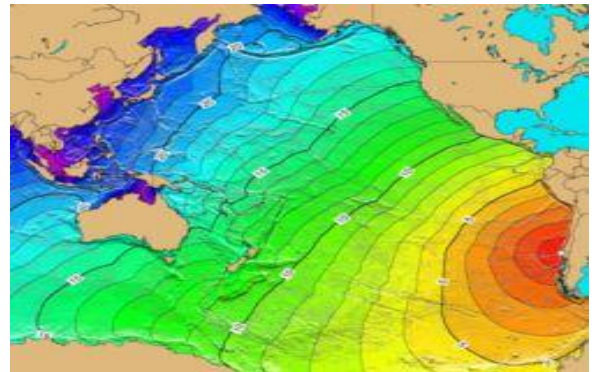


岬の先端に津波が集まるようす





津波の伝播図



### 3. 記憶に残る地震・津波

1923年 関東大震災 死者 約14万人

1960年 チリ地震 死者  
142人（津波）（100人は津波）

1983年 日本海中部地震 死者 104人

1993年 北海道南西沖地震 死者  
201人（火災、津波）

1995年 阪神淡路大震災 死者  
6434人



阪神淡路大震災

1995年1月17日（火）午前5時46分

マグニチュード7.3

震度7 神戸市三宮・六甲・住吉芦屋駅など

震度6 神戸、洲本

震度3 山口、萩、金沢、松山、広島、名古屋、  
大分

被害状況

死者 6,434人

行方不明者 3人

重傷 10,683人

軽傷 33,109人

住家 全壊 104,906棟 186,175世帯



半壊 144,274 棟 274,182 世帯

### 新長田駅北側

<神戸市広報課発行「震災 10 年～神戸の記録～」より>

JR 新長田駅南付近

<「人・街・ながた震災資料室」提供>

長田区大正筋付近 1

<「人・街・ながた震災資料室」提供>

阪神高速

阪急三宮駅

#### 4. 死者 3000 人以上の自然災害 (1945 年～)

1945 年	枕崎台風	死者 3756 人
1948 年	福井地震	死者 3769 人
1956 年	伊勢湾台風	死者 5098 人
1995 年	阪神・淡路大震災	死者 6437 人

#### 5. 海外における近年の大災害

(死者・行方不明者の数)

2003 年	イラン地震	3 万人以上
2004 年	インドネシア・スマトラ島沖地震	約 23 万人
2005 年	パキスタン地震	7 万 4 千人以上
2008 年	四川大地震	約 9 万人

インドネシア・スマトラ島沖地震の震源地



インドネシア・スマトラ島沖地震による巨大津波がスリランカ南岸のリゾート地を襲う瞬間 (米国人工衛星)



インド・スマトラ島沖地震による  
津波の襲来前の状態

インド・スマトラ島沖地震による  
津波の襲来直後の状態

