

海流（表層循環と熱塩循環）

海流（ocean currents）は、海の中を流れる川のようなものです。長い時間で平均をとれば、ほぼ同じ位置、速さ、向きを保っています。普通に見られる海流は風が直接の原因で、大気の循環とともに低緯度と高緯度の温度差を緩和する重要な働きがあります。海水の循環には大きく分けて表層循環（風成循環）と深層循環（熱塩循環）があります。

（１）表層の循環（風成循環）

各大洋の中の海流が複数の大きな循環をつくり、そのパターンが風の分布とよく対応しています（図 1）。北太平洋では、低緯度の貿易風帯と中緯度の偏西風帯に挟まれて亜熱帯循環とよばれる時計方向に回る循環と、偏西風帯より北側には亜寒帯循環とよばれる反時計回りの循環が存在します。このような海上を吹く風の力が成因となって生じる大循環を「風成循環」と呼び、海洋の表層から深さ数百m位までの流れを支配しています。ただし、海水は風の向きに動いていません。地球の自転によるコリオリの力（会報 no.20 参照）がはたらき、風の方角と流れの方角とは一致せず、北半球では風下から右方向（南半球では左方向）に 45° ずれて流れ、深さに比例して水による摩擦などの影響で流速が減ると同時に流れの向きが変わります（図 2）。この流れをエクマン流（エクマンらせん）といい、エクマン流の起きる層の厚さは 10m 程度です。このいろいろな向きの流れを合計すると、流れの総量は風向と直角の方角（北半球では右に 90° ）になります。つまり、**表層の海水は風向きと直交する方向に流れていくのです**。亜熱帯地域を例に挙げ

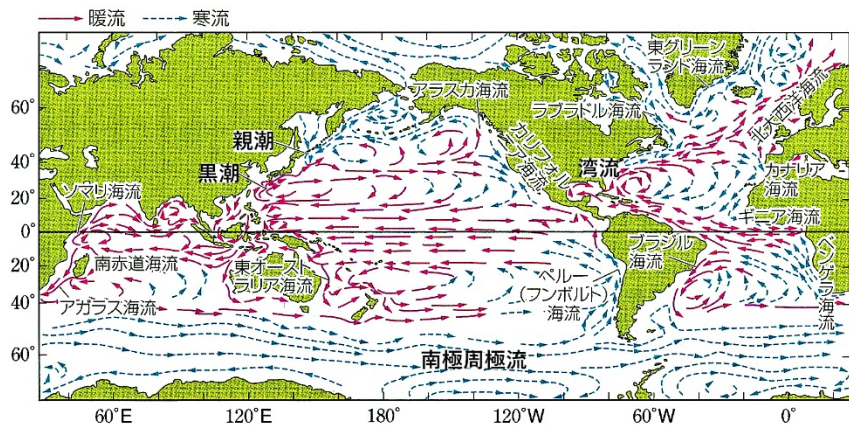


図 1 世界の海流（数研出版編集部，2014 を改）

ると、北側を東向きに吹く偏西風によって、表層付近の海水はエクマン流が生じて南向きに運ばれます。一方、南側の貿易風によって表層の海水は北向きに運ばれます。その結果、表層海水が中央部分に集まり、海面が盛り上がります（図 3(a)）。海面に高低ができると中央の高い部分（圧力が大きい）から低い部分（外側）に向かって圧力傾度力が生じます。そして、この圧力傾度力とコリオリの力が釣り合って、等圧線（海面の等高線）に平行な流れができます。大気の場合、地衡風と呼ばれますが、海流の場合は地衡流（ちこうりゅう）と呼ばれます（図 3(b)・図 4）。偏西風と貿易風に挟まれた中央部の海面の盛り上がりによって生じる流れは、東向きの流れと西向きの流れですが、太平洋のように東側と西側とを陸地によって妨げられている海域では、東西の流れにともなう水の不足を補うため、南北の流

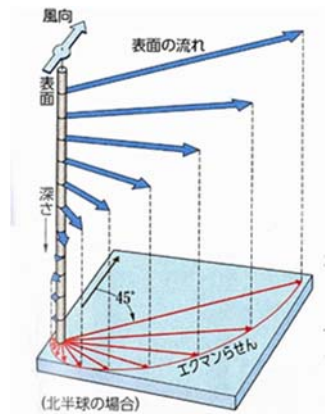


図 2 エクマン流
（浜島書店編集部，2024）

れが生じ、全体として時計回りの環流となります。表層の海流は基本的には地衡流と言えます。以上の説明では図3(b)のように高水位の部分は海洋の中央になりますが、現実には図3(d)のように、高水位の中心は西に偏っています。この原因はコリオリ力の大きさが高緯度ほど大きくなるためです（「ベータ効果」と呼びます）。図3(c)を見てください。コリオリ力はピンクの矢印で示したように働きます。これによって西岸側では黄色の円で示されたように時計回りの回転が起き、北向きの流れを強めることになります。逆に東岸側では、赤色の反時計回りの

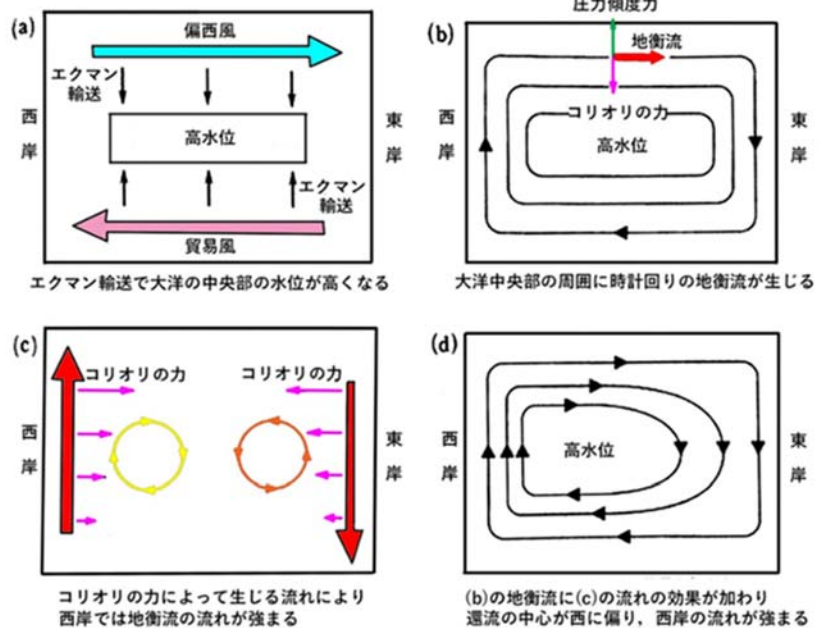
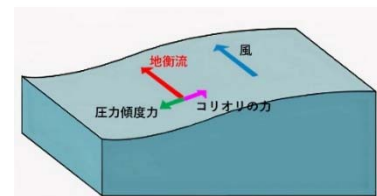


図3 西岸強化(URL3を改)↑

図4 地衡流 (URL4を改) →



の回転が起き、南へ向かう流れを弱めることになります。このようにして大洋の西側の流れが強くなることを**西岸強化**といいます。黒潮や湾流がよい例です。地衡流はコリオリ力と気圧傾度力の釣り合いなので、同じ圧力傾度力に対する地衡流は低緯度ほど速くなります。北半球では南に行くほど地衡流の速度は増加するので、高水位の中心の東側では北から流れてくる水よりも、南に流れ去る水の方が多くなり、東側の水が減ることになります。一方、西側では南からくる水の方が北に流れ去る水より多いので水が溜まる状態で、水位が上昇し圧力も大きくなります。つまり、高水位の部分の東側の圧力が減少し、西側の圧力が増加しますので、高水位の中心が西に移動することになります。西岸強化の原因は1948年にH. Stommelにより明らかにされました。

海流はその性質により、暖流と寒流に分けられます。暖流は低緯度から高緯度へ向けて流れる海流で、多くの場合、周囲の大気を暖めて自身は冷やされる海流です。暖流沿岸では温暖で湿潤な気候が保たれます。寒流は、高緯度から低緯度へ向けて流れる海流で、周囲の大気を冷やして自身は暖められる海流です。水蒸気を発生させにくい寒流は沿岸を冷涼で乾燥した気候にする傾向があり、海岸砂漠をつくることがあります。

(2) 深層の循環（熱塩循環：thermohaline circulation）

風成循環の影響がおよぶのはせいぜい水深千数百mより浅い部分に限られます。それ以下の深層には海水密度の違いなどが原因で生じる熱塩循環があります。深海では海水の動きはないと考えられていましたが、W.S.Broecker (1967) によってシンプルな図が示され有名になりました（図5：ブロッカーのコンベアベルトと呼ばれます：Broecker1991でも載せてあります）。表層水が深層に達するまで強く沈降する場所は、北大西洋のグリーンランド沖が示されましたが、その後の多くの研

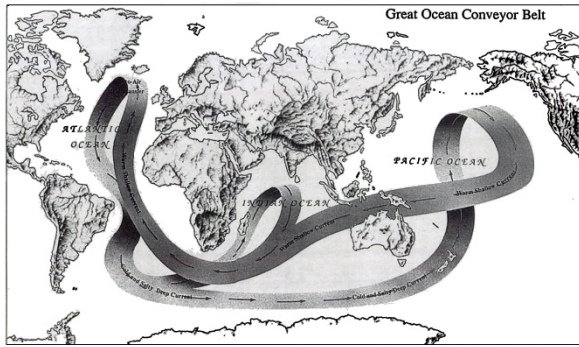


図5 熱塩循環（ブロッカー，1967）

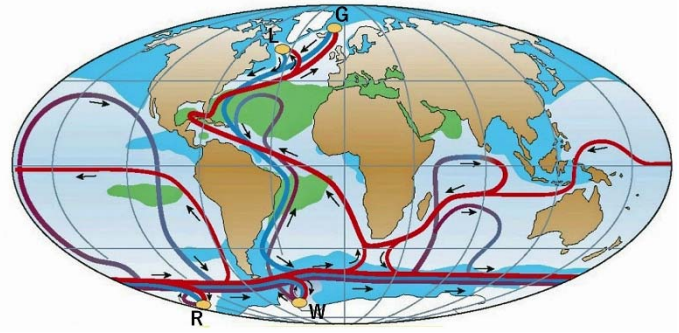


図6 熱塩循環（Rahmstorf, 2006）

究によって現在では4か所が知られています（図6のL・G・R・W点）。核実験によってできた放射性同位体 ^3H （トリチウム）を調べることによって、調べられたという皮肉な面もあります。深海底に沈みこむ密度の高い水塊は、風により冷却されたり、また海水が形成される時に氷から排出される塩分で塩分濃度を増加させることで生成されます。北部大西洋（L点やG点）で沈み込んだ水塊は、ロシアとアラスカの間のベーリング海峡が非常に浅く狭いため、太平洋には流れ出しません。ウェッデル海（W点）では風による冷却に加え塩分の排出が活発なのが原因です。以上のようにおもに大西洋で形成された深層水は、南アフリカ沖を経由して、インド洋に流れ込み、オーストラリアから太平洋海盆へと移動します。熱塩循環の流速はせいぜい秒速1cm程度で風成循環に比べて桁違いに小さく、この循環が全海洋を一巡するのには1000年程度の時間を要すると考えられています。インド洋と太平洋では深層水は表面の海水と混合しますが、なぜ深層水が浮上するのかはよくわかりません。現在は潮汐によって海の水全体が揺らされ乱流が起きることが原因の一つと考えられています。

また、深層の流れの主な原動力は密度の違いと考えられていましたが、風がおもな原動力の起源という説が有力となっているそうです。

（3）日本近海の海流

日本近海の海流の研究は、M.C.ベリーが率いた黒船による日本探検隊（1852-54）の報告書や同じころのロシアによる日本近海の観測があります。北太平洋の環流を形成する海流には、北赤道海流、黒潮、黒潮続流、北太平洋海流、カリフォルニア海流などがあります。黒潮は千葉県のいぬぼうき犬吠埼付近から東方に流れ（図7）、黒潮続流となり、さらに北太平洋海流につながります。黒潮の最強流速は約1.8m/sと速く、西岸強化の良い例となります。黒潮の安定な流路には、大別して日本列島に沿って直線的に流れるものと、紀伊半島や伊豆半島沖で大きく南に蛇行するものとがあります（図8）。その割合はほぼ同じで、蛇行しているのが異常であるというわけではありません。黒潮はこの直線流路と蛇行流路のあいだをおおよそ数年単位で不定期に移り変わり、それにともない日本の沿岸気候や漁業環境に大きな影響をあたえています。黒潮大蛇行により東海地方の夏季降水量が増加することを発見し、それが、台風や2020年豪雨などの降水量にも影響を与えていたことも報告されています。東海地方の降水量増加は、黒潮大蛇行に伴う水蒸気の増加によって大気が不安定化したことが要因であり、増加した水蒸気が、東海地方に猛暑をもたらしたとも考えられています。

ちなみに、黒潮は植物プランクトンが少ないため透明度が高く、深くて暗い所まで上から見通せて

黒く(厳密には深い群青色)見えるから黒潮と呼びます。

親潮は、千島列島に沿って南下して日本の東まで達する寒流で、日本の南を流れる黒潮とともに日本近海にみられる代表的な海流です。親潮の名は、栄養塩が多く、魚

類や海藻類を養い育む親にあたることに由来すると言われています。黒潮が青や紺色をしているのに対し、親潮は緑や茶色がかった色をしています。親潮は流れとしては弱く、流速は速いときでも約0.5m/sを超える程度ですが、深いところまで流れがあるため流量は大きく、最近の調査では黒潮に匹敵する流量になりうることも分かってきました。冬は強い季節風のため、海は深い層(150-200m)まで良く混ざっています。表層には海の深い層から栄養が十分に運ばれます。

なお、黒潮を「日本海流」、親潮を「千島海流」、という言葉は今では使いません。西岸強化の例として黒潮とともに挙げられる「メキシコ湾流」はもともと Gulf Stream ですの「湾流」といいます。

主な参考引用文献

- 在田一則・竹下 徹・見延庄士郎・渡部重十, 2015, 地球惑星科学入門第二版. 北海道大学出版会.
- Broecker, 1987, The Biggest Chill. *Natural History Magazine*, 74-82..
- 花輪公雄, 2005, 海洋大循環と気候変動. 地学雑, 114 (3), 485-495.
- 浜島書店編集部, 2024, 二訂版ニューステージ地学図表. 浜島書店.
- Rahmstorf, 2006, Thermohaline Ocean Circulation. In: *Encyclopedia of Quaternary Sciences*, Edited by S. A. Elias. Elsevier.
- 数研出版編集部, 2014, もういちど読む数研の高校地学. 数研出版.

URL 1 : https://detail.chiebukuro.yahoo.co.jp/qa/question_detail/q10160870960

URL2 : <https://sciencefun.sakura.ne.jp/archives/1102>

URL3 : https://www.pik-potsdam.de/~stefan/thc_fact_sheet.html

URL4 : <https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/data/db/hakodate/knowledge/oyashio.html>

URL5 : <https://www.jamstec.go.jp/j/pr/topics/column-20220331/>

図 3 西岸強化

図 4 地衡流

図 6 熱塩循環

図 7 黒潮と親潮

図 8 黒潮蛇行

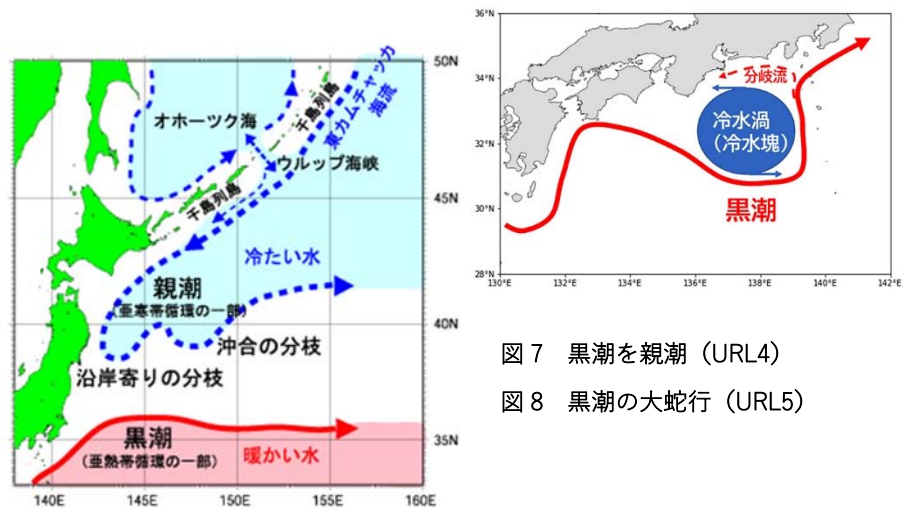


図 7 黒潮を親潮 (URL4)

図 8 黒潮の大蛇行 (URL5)