

# 3 探る 海流のメカニズム



川邊 正樹  
KAWABE Masaki

東京大学大気海洋研究所  
海洋物理学部門/教授

世界の海流は極域での海水の沈み込みによる深層循環と、海上風による表中層循環という2種類の海水循環で構成され、熱や物質を輸送することで現在の温かな気候を形成し、酸素や栄養塩のある生物の生息環境を作っている。酸素の豊かな海を作る海流のメカニズムに迫る。

## 糠床と海

昭和30～40年代、それぞれの家庭でキュウリやナスなどの“ぬか漬け”を作っていたころ、我が家にも円筒の入れ物にたっぷりと糠味噌の入った糠床があった。母の日課のひとつは、糠床の底の方にまで手をつっこんで全体をかき混ぜることであった。重くて粘り気のある糠味噌を混ぜるのは重労働である。汗をかきながら渾身の力を込めて混ぜていた姿を覚えている。「こうしないと糠味噌が腐ってしまい、キュウリがおいしく漬からない」と言っていた。かき混ぜることで糠味噌に空気を送り、米ぬかを発酵させる乳酸菌に適度な酸素を与え、余分に発生する細菌を退治して糠味噌を腐らせないのである。実は、自然の海でも糠味噌を混ぜるのに似た現象が起きている。そこでは、海流や対流といった物理現象が海を“混ぜて”いる。

## 海の不思議 ～ 酸素の豊かな海

海には多くの生き物がいる。人類の食を支える海の幸と、それらを育てる生態系を形成する生物である。生物は体内に酸素を取り込んで呼吸をする。酸素が欠乏すると、東京湾で時々起るように、海底に棲む生物や魚が死んでしまう。恵みの海であるには、海の生き物が必要とする酸素を絶えず補給しないとイケない。光が差し込む海面から数10mの有光層では、植物プランクトンが光合成をして酸素を作る。しかし、それより深いところでは酸素は作られない。世界の海の平均水深は4,000mほどであるから、有光層はほんの表皮であり、それを除く海のほとんど

の部分では、生物の呼吸と生物の糞や死骸などの有機物の分解で酸素は使われる一方である。それなのに、海には酸素が豊富にある。

海の表層に酸素が豊富にあるのは不思議ではない。大気から酸素が直接入るからである。しかし、大気に接しない海の底では、空から降ってくる物質や海の生物の糞や死骸が海底に堆積し、それらが酸素を使って分解するので貧酸素になるはずである。にもかかわらず、図1を見るとわかるように、世界の海の海底近くには多くの酸素が存在する。

海底付近の溶存酸素の濃度は、最も高い北大西洋北西部で6.5～7.0ml/lであり、最も低い北太平洋東端部で3.0ml/lを少し下回る程度である(図1)。大気から直接酸素の入る海面でも、最大で極域の8.0ml/lほどであり、最少は赤道域の4.5ml/lほどであるから、本来ほとんど酸素のないはずの深層海洋に、いかに多くの酸素が溶けているかがわかるであろう。特に、北大西洋北部では海面とほとんど変わらない濃度の溶存酸素が深層にあり、大西洋赤道域では深層の溶存酸素の方が海面より多いのである。太平洋の西部赤道域でも、深さ5,000mほどの海底近くに海面と同程度の溶存酸素が存在する。

このように多くの酸素がどうして深層海洋に存在するのだろうか。海がよどんでいたらありえないことである。

## 深層循環 ～ 酸素を運ぶグローバルな海水循環

図2に示す大西洋を南北に切った鉛直断面での溶存酸素の分布を見ると、高濃度の溶存酸素が大西洋

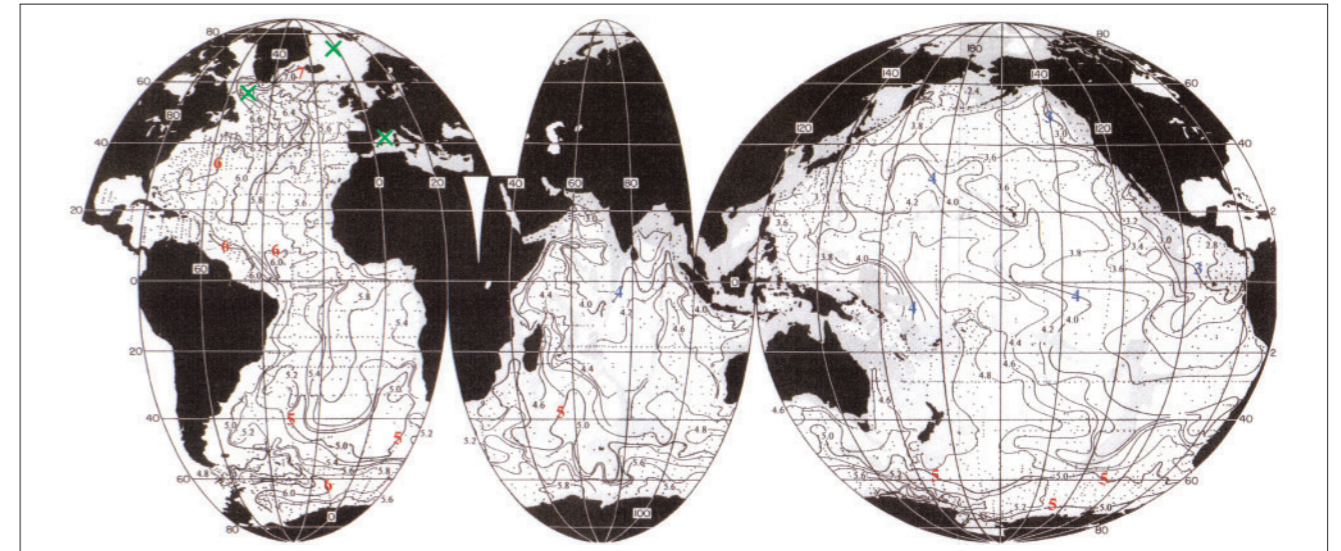


図1 世界の海底付近での溶存酸素の分布(単位はml/l)。Xは深い対流の起る地点

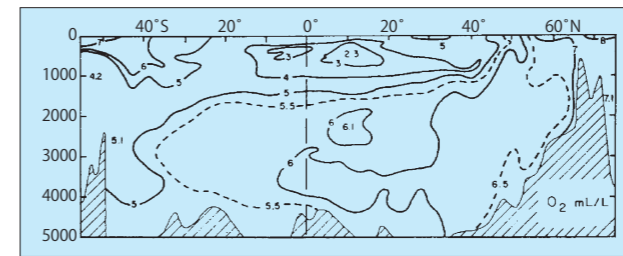


図2 GEOSECS(地球化学海洋断面研究)データによる大西洋南北断面での溶存酸素の分布(単位はml/l)

北緯の60°N付近で海面から海底まで分布し、深さ3,000～4,000mで南方に広がっていることがわかる。この分布が示唆するように、海に豊富にある溶存酸素は、もとをたどれば大気から入ってきたものである。それを世界の海の隅々まで運ぶのが海流である。図2からは、北大西洋北部に端を発する深層循環が、北大西洋深層水と呼ばれる高酸素水を運び、深層の広範な海域に酸素を供給していることが伺える。

冬季に猛烈な冷たい風が吹くと、海面付近の水が冷やされ、水温が氷点を下回ると氷が生成される。水温が下がることで海水の密度が増加すると同時に、ほぼ真水で作られる氷からはじき出された塩分で、周辺の海水の塩分が高まり密度が増加する。表面水の密度が増加して下の海水より重くなると、鉛直運動が生じて対流が起る。ちょうど糠味噌を糠床の底からかき混ぜるように上下が反転し、大気中の酸素が海中に引き込まれて高酸素の海水が大量に作られる。こうした現象が適度な大きさの海盆で起ると、作られた高酸素水は海盆に閉じ込められたまま、さらに海面で冷やされて同様の過程が繰り返され、1,000～2,000mの深さに達する深い対流が起る。こうして、ますます低温、高塩分、高酸素の海水になり、深層水のもとになる水、いわば深層水の源水が生成

され、海盆一杯に溜められる。

グリーンランド海では、このような過程で北大西洋深層水の源水が作られている(図1)。生成された源水は隣接のノルウェー海にも広がり、これらの海盆に水温0℃以下、塩分34.9程度の世界で最も密度の高い海水が溜められる。北大西洋深層水の源水は、グリーンランド、アイスランド、スコットランドを結ぶ海嶺の深みから大西洋に流入し、重力の作用で深さ数100～4,000mほどまで海嶺の斜面に沿って沈降する。この過程で高温、高塩分の表層水を取り込んで水温と塩分が増加し、2.5℃、塩分35.03程度の北大西洋深層水が形成される。

重い水が入ると、その部分の圧力は周囲よりも高くなる。その結果、圧力の水平勾配ができ、地球の自転の効果が加わることで密度流が北米大陸の岸沿いに生じ、定常的には南北大西洋を南下する西岸境界流が形成される。この流れによって北大西洋深層水は南に運ばれる。海盆での深い対流は、グリーンランド海のほか、ラブラドル海と地中海でも起り、それぞれラブラドル海水、地中海水と呼ばれる特有な海水を作っている(図1)。北大西洋深層水は、南下の途中でこれらの海水と混ざり、さらに低温、高塩になる。

一方、南極の大陸棚と沖合域でも、冬季の冷却と氷の生成によって密度の高い海水が作られている。この海水は南極底層水と呼ばれ、南極大陸周辺の幾つもの海域で作られるが、大西洋南方のウェッデル海、インド洋南方のアデレー沿岸、太平洋南方のロス海での生成がよく知られている。南極底層水の特性は、生成場所によって若干異なるが、おおよそ0℃、塩分34.6～34.7であり、高密度のために海底に沿っ

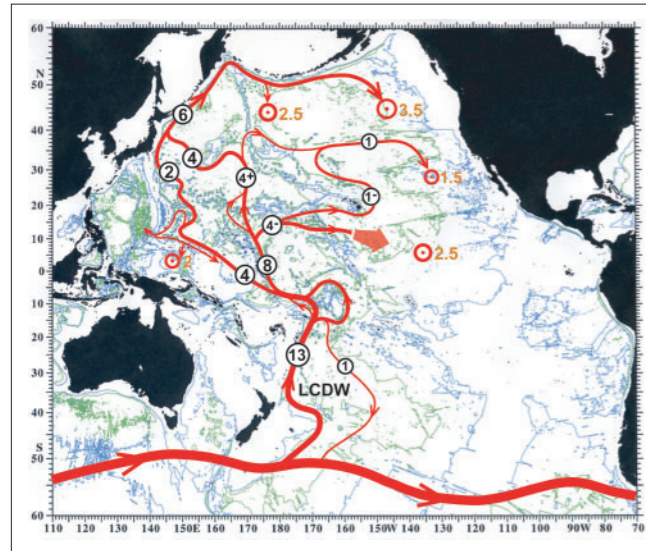


図3 深層下部(約3,500m以深)の太平洋深層循環。は深層上部への湧昇で数値は流量を示す。単位はSv(スベルドラップ)で1Sv=10<sup>6</sup>m<sup>3</sup>/s。LCDWは下部周極深層水を表す

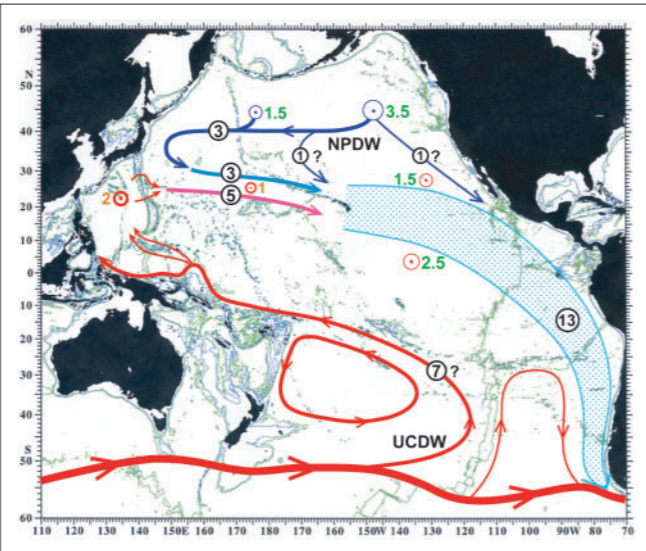


図4 深層上部(約2,000~3,500m深)の太平洋深層循環。は表中層への湧昇、とは深層下部からの湧昇を示す。数値は流量(Sv)。UCDWは上部周極深層水、NPDWは北太平洋深層水を表す

て分布する。

南極大陸の周囲には、時計回りの南極周極流が、南極海の強風によって作られている。南下してきた北大西洋深層水と南極底層水は、南極周極流に取り込まれ、南極大陸を周回しながら周辺の水と混合して南極周極水を形成する。深層の南極周極水は、酸素極小で特徴づけられる上部周極深層水、塩分極大の下部周極深層水、および周極底層水で構成される。下部周極深層水の塩分極大は、北大西洋深層水によるものであり、周極底層水は南極底層水の影響を強く受けている。

これらの水の一部が太平洋に流入し、約3,500m以深の深層下部では、下部周極深層水が西岸境界流によって太平洋西端域を北上する(図3)。サモア水路(10°S、170°W)を通過すると、海底地形が複雑になり、深層循環流は東側分枝流と西側分枝流に分かれる。東側分枝流の一部はさらに分岐して東向きに流れ、ハワイ島南方を通過して北東太平洋海盆に入る。それ以外の東側分枝流と西側分枝流は、日本列島東方の38°N付近で合流し、北海道、千島列島、アリューシャン列島の沖合を通過して北東太平洋海盆に流入する。こうして、下部周極深層水は2つの経路を通過して北東太平洋海盆に集まり、約2,000~3,500mの深さの深層上部に湧昇する。

北東太平洋海盆の北部では、亜寒帯域の盛んな生物活動による大量の生物起源有機物が海底に堆積しており、それらが酸素を消費して分解するので、南極域から運ばれてきた酸素の豊富な下部周極深層水は急激に変質し、深層上部に湧昇してさらに酸素

を失い、低酸素で特徴づけられる北太平洋深層水になる。深層上部では、上部周極深層水が南極周極流から太平洋に流入し、北太平洋さらにはフィリピン海に流入して酸素を供給する(図4)。その一部はフィリピン海で中層に湧昇するが、残りはフィリピン海を出て、南下してくる北太平洋深層水に合流して南極周極流に戻る。低酸素の北太平洋深層水が南極周極流に流入することで、上部周極深層水の特徴である酸素極小が南極周極水に形成される。

このように、深層上部と深層下部の南極周極流の一部が北上して北太平洋に流入し、深層下部の深層水は北東太平洋海盆で湧昇し、深層上部を南下して南極周極流に戻る。これが、太平洋深層での南北オーバーターン循環である。この深層循環によって酸素が南極域から北太平洋に運ばれ、北東太平洋海盆北部で有機物の分解によって消費され、低酸素水が深層上部を南下して南極域に戻るといった酸素循環が形成されている。この循環により、太平洋の溶存酸素は図5のような分布になっている。

海流による酸素の輸送は、ポテンシャル密度とい

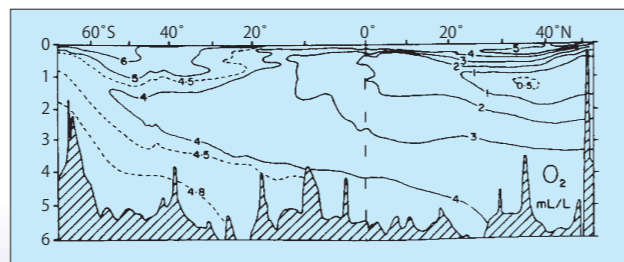


図5 GEOSECS(地球化学海洋断面研究)データによる太平洋南北断面での溶存酸素の分布(単位はmL/L)

う圧力の効果を除いた密度の等値面上で起る。この等密度面はどちらかというと水平に近いので、この現象は糠味噌を上下に混ぜるのは異なるが、糠床の攪拌のように酸素を広く供給する働きをしている。

### 表中層循環

海の表層と中層の海流も熱や物質を運び、酸素などの循環に寄与している。しかし、駆動メカニズムは深層循環とは異なる。2,000m以浅の表中層循環は、海が風から運動エネルギーを受け取ることで生じる。大規模な海流には、地球の自転が作用してコリオリの力という見かけの力が働くので、コリオリと風の効果で、海面から数10mの厚さのエクマン層に、流速が深さとともに急激に減少するエクマン流が生じる。エクマン流を鉛直方向に積分した実質の海水移動(エクマン輸送)は、海上風が海水に及ぼす風ストレスに比例する流量をもち、北(南)半球では風向の直角右(左)に向かう。

無限に広い海で一定の強さの海上風が一様に吹けば、エクマン輸送の大きさと向きはどこでも同じになり、エクマン層より下方の海の大半を占める海水は動かず、海水循環は生じない。海水循環が生じるには、エクマン層の下端を横切る鉛直流が存在し、下方領域にもエネルギーが入らなければならない。そのためには、エクマン流が一様でなく、収束か発散が生じる必要がある。エクマン流が収束すれば、エクマン層から下方領域への下降流が生じ、発散すれば下方領域からエクマン層への上昇流が生じる。

こうした状況は風ストレスが回転成分をもつ場合に実現し、風で起される海流の南北流量は、風ストレスの回転成分に比例することが知られている。これ

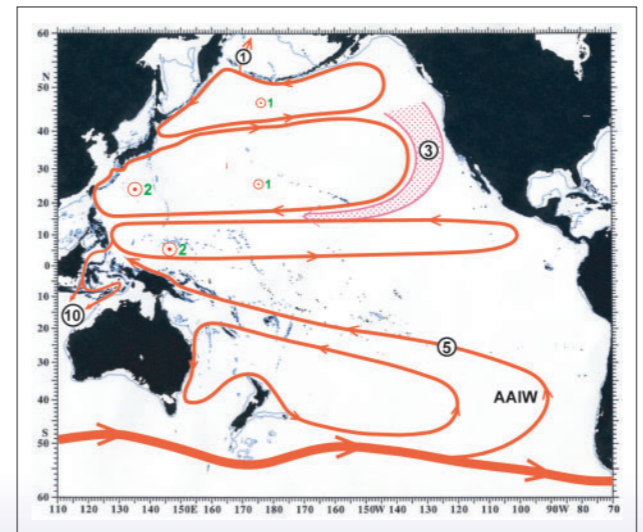


図6 表中層(約2,000m以浅)の太平洋海洋循環。は深層上部からの湧昇を示す。数値は流量(Sv)。AAIWは南極中層水を表す

は、名前が流量の単位に使われているノルウェーの海洋学者スベルドラップによって60年以上も前に明らかにされた。この発見をきっかけにして海洋循環の研究は大きく進展した。北太平洋では、偏西風が30~50°Nにかけて東向きに吹き、北東貿易風が20°Nより南方を西向きに吹いており、こうした海上風によって時計回りの亜熱帯循環、反時計回りの亜寒帯循環と熱帯循環が形成されている(図6)。亜熱帯循環と亜寒帯循環の西岸境界流が、それぞれ黒潮と親潮である。同様の表中層循環は世界の海に存在する。特に亜熱帯循環はすべての海にみられ、それらの西岸境界流が、フロリダ海流や湾流(北大西洋)、ブラジル海流(南大西洋)、東オーストラリア海流(南太平洋)、アガラス海流(南インド洋)である。

### 将来の海

地球温暖化や海洋酸性化が人為の負の影響によることが、強く認識されるようになった。人間活動を大幅に抑制できなければ、自然環境の悪化は当分続くことになる。そうすると、今以上に海が重要になる。海水は非常に大きな比熱と物質溶解度をもつので、海水の温度や物質濃度が増えると、やがて人間の力では元に戻せない状態になり、人類は破滅を迎える。人類に残された時間を推定するためにも、その臨界点を明らかにすることは重要な課題である。今のところ、残された時間がどれくらいなのかは分からないが、おそらく悠長に構えてはいられないであろう。

母が毎日糠味噌をかき混ぜてくれたおかげで、私は腐った糠味噌を見たことがない。しかし、へたくそな歌に対する「糠味噌が腐る」という言葉はよく耳にした。海も糠味噌も腐らせてはいけない。これまでの地球がそうであったように、極端なまでの冷却や結氷が極域で起り、深層水や底層水が作られるというメリハリのある自然が維持され、すべての深さで海水がよどむことなく循環する海であり続けることが、私たち人類にとって必要なのである。海がどのような状態になっているのか、そして、どのように変化しようとしているのか、を絶えず見極めていく必要がある。海のとゆまぬ監視と研究の発展が望まれる。

#### <出典>

- 図1: Mantyla, A. W. and J. L. Reid (1983): Abyssal characteristics of the World Ocean waters. Deep-Sea Research, 30, 805-833.
- 図2, 図5: Pickard, G. L. and W. J. Emery (1990): Descriptive Physical Oceanography, An Introduction (fifth edition). Butterworth-Heinemann, Oxford.
- 図3, 図4, 図6: Kawabe, M. and S. Fujio (2010): Pacific Ocean circulation based on observation. Journal of Oceanography, 66, 389-403.