

執筆分担

第1章	1, 4, 5	高橋 正征
	2, 3	淡路 敏之
第2章	1, 2	清水 勝公
	3	池田 知司
第3章		原田 晃 (共著)
		藤田 大介
		松村 航 (共著)
		山中 弘雄 (共著)
第4章	1, 2	藤田 大介
	3	高橋 正征
第5章	1~4, 6, 7	森野 仁夫
	5	兼島 盛吉
	2	實原 定幸 (共著)
第6章	1	田村 光政
	2, 4	浜田 和秀
	3	川北 浩久
	5	野村 明
	6	北村 有里
	7	上東 治彦
	第7章	1
2		新村 哲夫
3		鏡森 定信 (共著)
第8章		関 太輔
第9章		高橋 正征
	1, 2	藤田 大介
	3	篠崎 雅春
	4, 巻末表	大貫 麻子

第1章 海洋深層水とは

1.1 海洋深層水とその利用の歴史

海洋深層水（以下では深層水と呼ぶ、英語ではdeep ocean water, DOW,あるいはdeep seawater, DSW）は、水深が約200mより深いところにある海水を指す。広辞苑（岩波書店）で「深海」の項をひくと、「海の深いところ。普通は、海面から200m以上の深い所。日光がほとんど入射せず、したがって植物の光合成は行われないので、深海に棲む動物の栄養は、表層からもたらされる生物またはその遺骸に頼っている。」と説明されている。つまり、海を深さによって浅層と深層の二つに分ける場合の境界が200mで、深層にある海水ということで「海洋深層水」と呼ばれている。

ただし、海洋学では200m以深の海水をさらに中層水と深層水の二つに区別していて、若干混乱する。中層水は塩分の極小を指標にして区別されていて、太平洋では水深が1,000m程度までである。したがって、海洋学での深層水は水深がおおよそ1,000mより深いところの海水で、本書で取り上げる深層水の一部を意味していることになる。

海洋学での深層水は、海流など海水の動きを考える際に区別されてきたが、本書で取り上げる深層水は、1.3で紹介するような、海水の資源に着目して区別されたものである。同じ深層水という用語を用いていても、分野によって違っている。“海洋深層水”と呼ぶと混乱が若干避けられる。

歴史的に眺めると、深層水の資源に着目したのは、1881年（明治14年）のフランスのダルソンバル（J. D'Arsonval）が最初と思われる。彼は、熱帯地方の海の表層と深層の30℃近い温度差を利用して熱機関を動かして発電することを提案した。これは後に海洋温度差発電（Ocean Thermal Energy Conversion, 略称OTEC, オテック）と呼ばれるようになった。このように、ダルソンバルは深層水の低温を資源として利用することを最初に考えついた。

その後、フランスの科学者でネオンサインの発明家としても名高いクロード (G. Claude) がフランス電気学会会長のブーシェロ (P. Boucherat) 教授の協力を得て、1926年(昭和元年)11月15日にフランスの科学学士院で温度差発電の公開室内実験を行った。クロードはベルギーの製鉄所で予備実験を行った後、キューバ、ブラジル、仏領西アフリカなど熱帯の海で海洋温度差発電の実験を繰り返して技術的な問題を解決していった。仏領西アフリカでのチャレンジは「アビジャン計画」と呼ばれ、フランス政府のプロジェクトとして進められたが、折からの石油価格の低下やアフリカ諸国の独立運動の活発化などで、事業化の目処が立たなくなって1955年に中止された。

深層水の資源利用が日本に紹介されたのは、1957年7月3日の朝日新聞夕刊の科学欄に掲載された佐々木忠義元東京水産大学学長の署名入りの「無限の海水から電力生産」の記事で、「アビジャン計画」の取り組みである。記事では、深層水ではなく下層水という表現が使われている。

1970年に「新発電方式総合調査委員会」が組織されて世界中の様々な発電方式が調査され、その中で海洋温度差発電も調べられた。折しも、1973年には第一次石油ショックが起こり、先進国を中心にこれまで石油に偏っていた発電方式の見直しの動きが生まれ、その中で海洋温度差発電も注目された。日本では当時の通産省が中心になって「サンシャイン計画」を立ち上げ、1974年から5年間にわたって多くの研究者と技術者が参加して海洋温度差発電を含んだ新しい発電技術の事業化のための取り組みが行われた。

米国ハワイ州政府は1980年にハワイ島のコナに海洋温度差発電の技術開発を目的とした州立ハワイ自然エネルギー研究所を新設した。そこでは深層水の取水管を設置して、深層水の取水を始め、恒常的に温度差発電の研究と技術開発が行えるような環境整備が行われた。

一方で、深層水の含んでいる栄養塩類も注目され、1972年には米国のコロンビア大学のローエル (O.A. Roels) 教授がカリブ海のセント・クロイ島で、深層水の栄養塩類を利用して植物プランクトンを培養し、それを餌としてアサリやカキの養殖を検討し、事業化の可能性を証明した。

ローエル教授の実験に着目して、当時の科学技術庁は1985年に始まった「アケアマリン計画」に温度差発電以外の深層水の資源利用の検討を進めるための「海洋深層資源の有効利用技術に関する研究」を1986年に予算化し、その中で海洋深層水の資源利用の検討を始めた。その結果、1989年に日本最初の深層水の取水施設が洋上型として富山湾、陸上型として高知県室戸市三津に設置された。1990年度で科学技術庁のプロジェクトは終了し、室戸市の陸上型深層水揚水施設は高知県海洋深層水研究所として恒久施設となっており、研究と技術開発が継続した。1996年には、希望によって深層水の地元一般市民への分水サービスが始まり、資源利用のチャレンジが一般市民にまで広がった。その結果、飲食物をはじめとした深層水資源の様々な利用が工夫され、その中から深層水商品が誕生した。

深層水の資源利用では水産物の加工や、水産物の種苗生産など、多様な水産利用が工夫された。また、深層水の取水適地は、取水管が短くてすむために急峻な海岸が選ばれ、漁業活動も行われている地域である。そうしたことから、水産庁は1999年(平成11年)から、深層水取水管の設置の補助を開始した。補助事業の認可には、深層水の定義が不可欠で、2000年(平成12年)11月に、水産庁は関係団体に「水産深層水協議会」の設立を指導し、この協議会は2001年(平成13年)4月27日付けで「海洋深層水の定義」を発表した。

それには、「海洋深層水の資源的価値は、安定した低温性、清浄性、富栄養性である。従って、これらの資源性を保証する深度を基準に現時点での「海洋深層水」の定義を以下のように定める。」という前文で、「光合成による有機物生産が行われず、分解が卓越し、かつ、冬季の鉛直混合の到達深度以深の海洋水」と定義された。定義には、さらに「なお、この深度は一般的にはおよそ200m程度と考えられるが、200m以深であっても水域によっては十分な資源的価値を有しないこともあり得るので、海洋深層水を取水する者は事前に計画水域の海洋水が利用目的に合致するかどうか、十分な検証を行うことが必要である。」という説明がついている。

この定義は、当時の深層水の性質の理解を基にして、水産利用を視野に入れ

てまとめられたもので、将来、深層水の新たな性質や利用が開発された場合には、それらを含むように定義は修正される可能性がある。

1.2 海洋深層水の形成の仕組み

河川水や潮汐・潮流の影響を強く受ける沿岸域を除くと、海水の特性（主に水温と塩分）は海面過程によってほぼ決定し、その特性により動きも左右される。海面付近には海上風によって鉛直によくかき混ぜられる混合層が存在する。混合層の水温は、海に入射した太陽放射熱、海面から大気への潜熱・顕熱輸送と長波放射、並びに混合層以深との熱交換の収支により決まる。混合層内の塩分は、海面での降水量（低塩化）と蒸発量（高塩化）の差と混合層以深との塩分の交換により決まる。大気と直接接触する混合層水は多量の大気物質（酸素や二酸化炭素）を含んでいる。このようにして特性づけられた海水が混合層から沈み込み、図1-2-1のような海洋構造が実現している。

海水はその沈み込み深さ（または存在する深さ）により、表層水・中層水・深層水とに区分される。本書でとりあげられている海洋深層水は中層水と深層水で構成されている。表層水は、主水温躍層と呼ばれる急激な水温の遷移層（中緯度ではおおそ数百m深にあり、密度も急変する）よりも深く沈み込めず、それ以浅にとどまる海水で、主に風応力によって循環する（風成循環）。

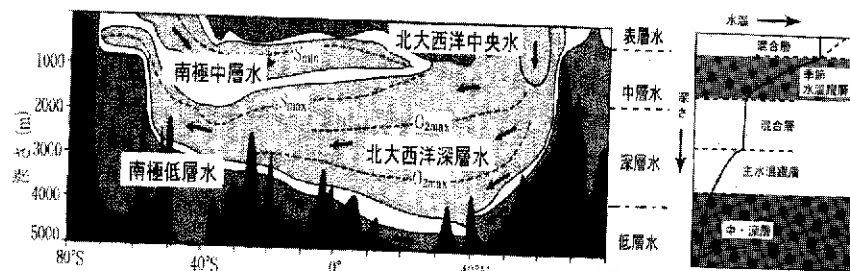


図1-2-1 大西洋の南北断面における水塊の分布（左）と水温の鉛直構造（右）

深層水は、高緯度域において弱い躍層を突っ切って数千m深まで沈み、主に密度の空間的相違（主に南北差）により全球海洋の深層を循環する海水である（熱塩循環）。図1-2-2はこのような全球海洋循環の様相を模式的に示したものである。中層水は躍層以深にまで沈み込むが、深層水ほどには下層に沈み込めず、表層水と深層水の間（おおそ1,000m深前後）に存在する海水で、風成循環と熱塩循環の両方の影響を受けて循環していると考えられている。

海水が海面混合層から下層へ沈み込む要因に関しては次の4つが重視されている。第1の要因は海面冷却による混合水の高密度化である。図1-2-3は、海水の状態方程式から計算された海水密度の水温と塩分に対する依存性を示している。右下ほど高塩かつ低温なので密度は大きくなる。図をよく見ると、塩分が濃くなるにつれ密度の等値線の曲率は大きくなっている。すなわち、海面での冷却率が同じでも、塩分の高い海水ほど重くなり、より深くまで沈み込める。このような冷却による高塩分水の高密度化は、結氷に伴い一層効果的になる。海水が冷却され氷点以下になると海水ができる。海水中には海水の塩はほとんど入り込めないで、ブラインと呼ばれる高塩分水（100psuかそれ以

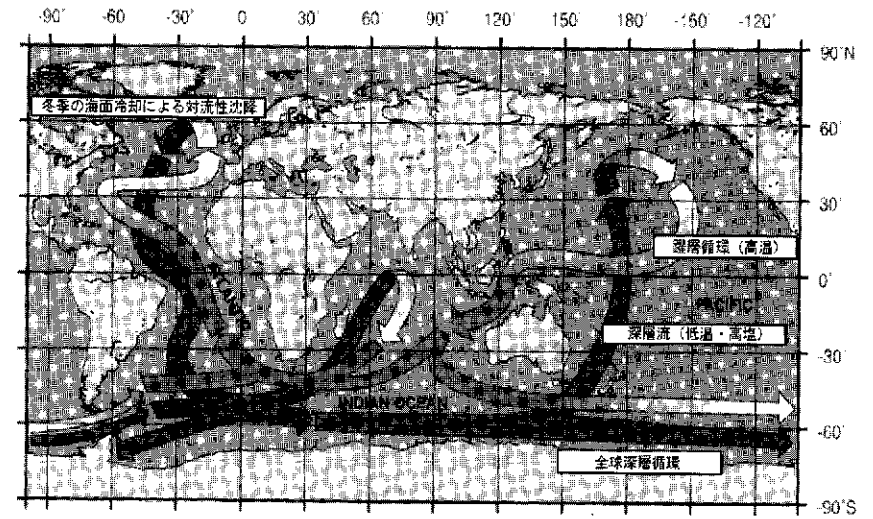


図1-2-2 深層循環に伴う全球海洋コンベアベルト循環の模式図

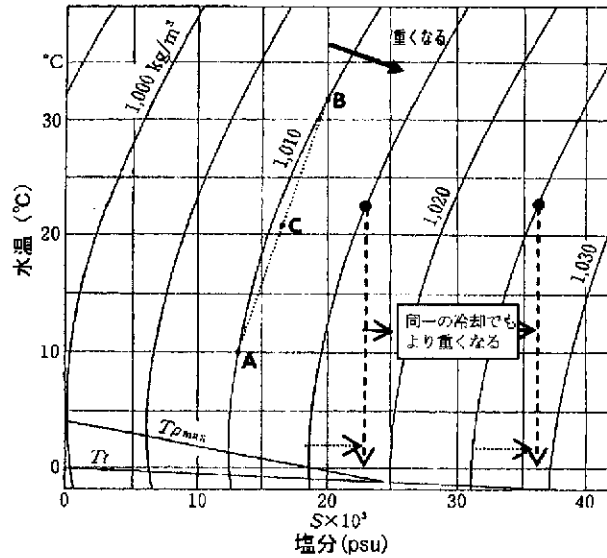


図1-2-3 海水の密度の水温と塩分に対する依存性
(T_i は結氷温度, T_{max} は最大密度温度)

上)が周囲の海水に放出され、周囲の海水は一層高塩分化し、それ自体で重くなる。これが海水の沈降の第2の要因であるが、上記の要因と複合して効果的に海水は沈降する。すなわち、海面冷却による高密度化は、結氷によるブラインの放出による海水の高塩分化と相乗的に作用して加速する。現実の海洋では、主にこの複合効果により混合水が中深層まで沈み込んでいると考えられている。実際、北太平洋の表層海水の塩分は北大西洋に比べ1.3psuほど低いために(表1-2-1)、海面冷却そのものによる高密度化やブリンによる高塩

表1-2-1 表面塩分の平均値 (psu)

	大西洋	太平洋	インド洋	全球平均
0~70°N	35.45	34.17	35.38	34.71
0~60°S	35.31	35.03	34.84	35.03
90°N~80°S	34.87	34.58	34.87	34.73

分化は北大西洋ほど活発でなく、中層程度までしか沈み込めない。図1-2-2において北太平洋発の深層循環が存在しないのはこのためである。

第3の要因はエクマン・パンピングによる垂表層への海水の輸送である。空間的に不均一な風が吹くと、エクマン輸送量の収束・発散が生じ、海面混合層から下へ水を押し込めたり、反対に下から吸い上げるエクマン・パンピングが発生する。これによる垂表層の水柱の伸縮効果により、渦位保存則(後述)を満たすように流れる海水の循環が風成循環であり、黒潮をはじめ躍層以浅で卓越する流れが発生する。最後はキャベリング効果である。海水の密度は水温と塩分の非線形関数であるために、同一密度でも水温や塩分が異なる海水(図1-2-3のAとB)が混合すると、水温・塩分は図中の2点を結んだ直線上の値(図1-2-3のC)になり、密度は混ざる前より重くなるため沈降する。

深層まで達する対流性の沈降は以上の効果の複合現象と考えられるが、上述のように、第1と第2の効果が支配的である。最近では、中層から深層への沈降に関して、海水のサーモバリック効果が注目されるようになった。これは海水の体膨張率が圧力の増加とともに大きくなることに起因するもので、沈み込むにつれて、水圧の増加による海水の縮み効果が加わって密度が一層大きくなり、沈降が加速するというものである。Akitomo (1999)によれば、中深層でも成層効果が有意な南極大陸周辺のウエッデル海ではサーモバリック効果がきくが、そうではない北大西洋北部のグリーンランド海では効果的ではない。図1-2-2を見ると、全球海洋における深層水の供給域はウエッデル海とグリーンランド海付近だけであるが、ウエッデル海ではより深くまで沈降して南極底層水と呼ばれる世界最深層の海水を形成することがわかる。この相違の一因はサーモバリック効果であると考えられる。

深層水の循環像は米国のヘンリー・ストンメル(H. Stommel)によって約半世紀前に提出された。図1-2-4は彼の予想した深層循環の模式図で、その後の観測やモデル研究によって明らかにされた全球深層循環(例えば図1-2-2)の本質を見事にとらえていることがわかる。ストンメルがこのような研究を始めたきっかけは、世界中の海の深さ数百mに存在する水温躍層の形成機構

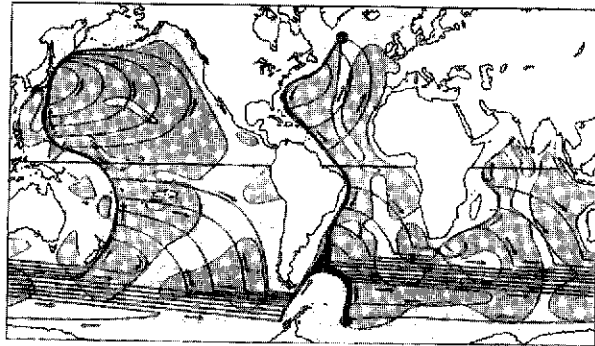


図1-2-4 ストネル (1958) の深層循環パターン

にあったとも言われている。日射による海面の加熱と下方への熱拡散だけでは急激な水温の遷移層は形成できず、下層から冷たい海水の上昇がなければ説明できないことを数理物理学的手法により明らかにした。そうすれば、質量保存の関係から、海面から深層にまで達する海水の沈降が必要となる。彼は、沈降する海水は深層の水より高酸素かつ低塩分で特徴づけられる点に着目して観測データを調べ、主な沈降域は上述のウエッデル海とグリーンランド海周辺であること、また低塩・高酸素層の広がりから、深層に沈降した海水のその後の循環の様相を推測した。そして、深層の水柱に図1-2-5に示した渦位保存則を適用することにより、深層循環の理論を初めて提起した。北大西洋では、北部での表層水の沈降を補償するために、西岸域を除く海洋内部領域の海水は深層から表層へ上昇する必要がある。これは図1-2-5に示した深層の水柱が伸びる（つまり高さ h が大きくなる）ことを意味している。従って、渦位保存則が成立する内部領域では、図1-2-5の $f (= 2\omega \sin\psi; \omega$ は地球自転の角速度、 ψ は緯度)の値が大きい高緯度に向かって深層の水は流れる。コリオリ係数と呼ばれる f は、地球自転の効果を表すパラメータで、地球自転に伴い地面が鉛直軸の周りを回転する角速度の2倍に相当している。 f の緯度変化に由来する効果を β 効果という。一方、渦位保存則が成立しない西岸域では、高緯度で沈み込んだ海水が低緯度側に向かって南下し、南極海に達した後、地球を東西に一周する南極周極流によって東へ輸送されながら、インド洋や太平洋の西岸域

から各大洋へ侵入・北上する。これによれば、北太平洋は全球深層循環の最終到達域にあたる。北太平洋で上昇した深層水は混合による変質を受けながら、躍層水としてインドネシア多島海を経てインド洋に達し、そこで上昇する深層水を併合しつつ、アフリカ大陸南端の喜望峰沖を經由して南大西洋から北大西洋北部

の上層に戻る。この全球循環には2, 3千年かかり、高緯度での海水沈降と地球自転による β 効果が本質的な役割を果たしている。現実には、南極周辺のウエッデル海やロス海でも深層水（および底層水）が形成されるので、全体の深層循環像はそれほど簡単ではないが、深層循環のメカニズムの本質は以上に尽きている。

最後に、海洋環境という観点から、深層循環をまとめてみよう。グリーンランド海やウエッデル海等の高緯度域における結氷と対流性沈降に伴い、酸素を十分に溶かし込んだ海面混合水が深層に運ばれ、地球自転の影響を強く受けながら、全球海洋を巡る循環が起こる。この海水は海洋動物の生存に必要な酸素を世界の深海に補給する。さらに約2, 3千年後に北太平洋で浮上するときには栄養塩を豊富に含んでおり、これを使って、プランクトンが春に大繁殖し、好漁場になる。このような湧昇はまた、北太平洋における亜寒帯域と亜熱帯域の海洋構造の大きな相違の一因となっている。

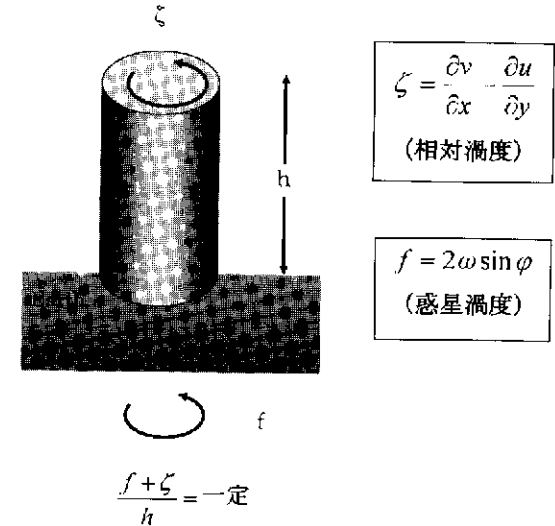


図1-2-5 渦位保存則の概念図

1.3 日本列島周辺の海洋深層水

日本列島周辺の中深層には、北大西洋北部のグリーンランド海や南極大陸周辺のウェッデル海由来の深層水（以下では便宜的に北太平洋の深層水と呼ぶ）に加えて、それとは起源の異なる水塊が存在する。図1-3-1はその概念図である。西部北太平洋には、およそ1,500m以深に北太平洋の深層水が存在し、その上部の中層には塩分極小で特徴づけられる北太平洋中層水が時計回りに循環している。

図1-3-2の太平洋西部における塩分の南北分布図はこの状況を明瞭に示している。すなわち、南極環海を流れる深層水が南太平洋西部より流入して北上し、北太平洋深層の高塩水を構成する。中層では亜寒帯域から約34.2psuの低塩水が流入して塩分極小層を形成している。この北太平洋中層水の起源は、最近の研究では、オホーツク海とベーリング海であり、特にオホーツク海が重要であると考えられている。すなわち、アムール川などからの淡水供給や降水の影響により、北太平洋に比べて低塩な海水がオホーツク海から千島列島を経て北太平洋亜寒帯域に流出し、親潮の一部として南下、房総半島沖の黒潮主流域

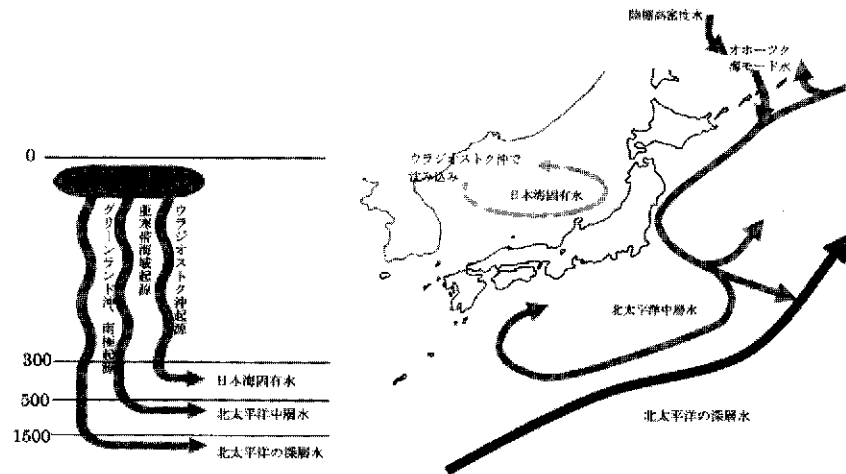


図1-3-1 日本周辺における中・深層水の分布

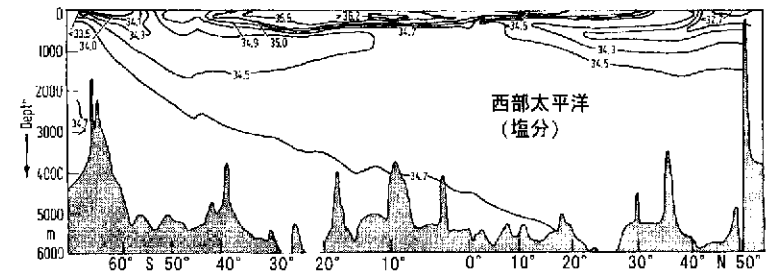


図1-3-2 太平洋西部の南北断面における塩分の分布

で高塩・高温な黒潮水域に貫入後、混合水は塩分極小層としての特性を保持し、北太平洋の亜寒帯域の中層を時計回りに循環する。その一部は北赤道海流によりフィリピンに達し、その後、ミンダナオ海流によってインドネシア多島海の中層にまで分布する。このような北太平洋中層水の形成と循環の変動は、表層と深層との熱交換や炭酸ガスなどの地球温暖化物質の交換に大きく関与するため、数十年スケールの気候変動の推定と評価に欠かせないことが最近の研究によって指摘されている。

図1-3-3に北太平洋中層水の起源域であるオホーツク海の海洋構造の概要を示す。北奥部の陸棚域で冬季の冷却および結氷により、陸棚高密度水と呼ばれる低温で比較的高塩な重い海水が陸棚斜面に沿って下降し、オホーツク海中層水を形成する。この水塊はオホーツク海亜表層で卓越した水塊であることから、オホーツク海モード水とも呼ばれている。図1-3-3から示唆されるように、1,000m深を超える深層海水の主な供給源は北太平洋亜寒帯域からの流入であると考えられている。この流入と関連して、深層上部（1,000m深前後）にオホーツク海中層水と北太平洋からの流入水が混合した中層水と呼ばれる水塊が存在する。図1-3-4は日本周辺海域における典型的な海水（北太平洋水、オホーツク海水、ベーリング海水および日本海水）のT-Sダイアグラムである。このダイアグラムからも約800m以浅の海水はオホーツク海で形成される一方、それ以深では北太平洋水の影響を強く受けることを示している。

オホーツク海モード水に代表される中深層の海水は、オホーツク海を反時計

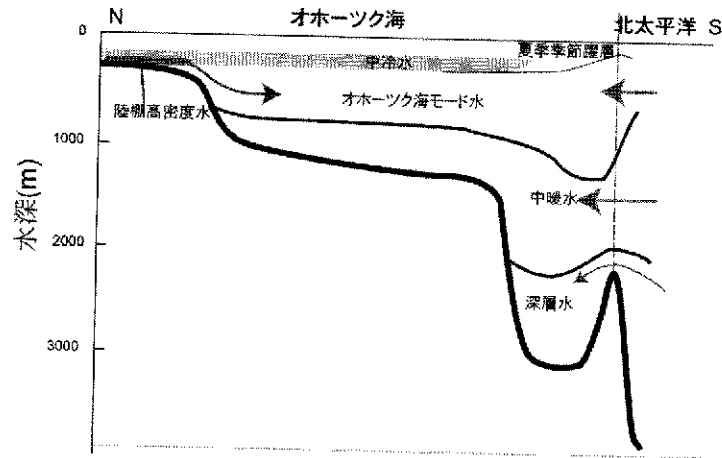


図1-3-3 オホーツク海の海洋構造の概要

回りに大きく循環する流れにより奥部から北太平洋とのアクセス域である千島列島域へ輸送される。最近、北太平洋中層水の起源であるオホーツク海モード水は、北太平洋へ流出する際に、クリル海峡において、1日周期の潮汐と海底地形との相互作用により発生・成長する波高100mを超え

る有限振幅内部波の碎波により極めて強い鉛直混合を受けて低塩化と低渦位化が促進し、これが北太平洋中層の海水の特性と循環に大きな影響を与えていると指摘されている。北太平洋中層における数十年スケールの現象と、オホーツク海という縁辺海での時空間スケールの小さい潮汐起源の混合現象との深い関

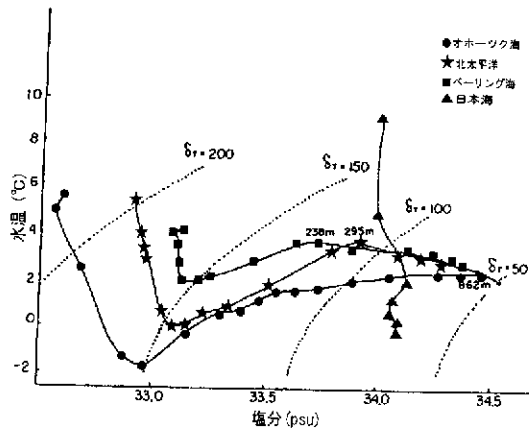


図1-3-4 日本周辺における代表的な海水のT-Sダイアグラム (Kitani [1973] にもとづく)

わりは従来予想され得なかったことであり、近年注目されている「海底斜面上での混合」の代表例として関心を集めている。

北太平洋やオホーツク海では図1-2-1に示した中層水は形成されても深層水は形成されないが、唯一自前で深層水が形成される海域が日本周辺にある。日本海である。日本海は4,000mにも達する深い縁辺海であるが、水深約200mの対馬海峡や津軽海峡などによって北太平洋と隔離されている。そのために、200m以浅の表層の水と循環はこれらの海峡からの海水の流入・流出と海上風によりほぼ支配されているものの、それ以深は日本海固有水という中・深層水の循環が卓越する。日本海固有水は、図1-3-4のT-Sダイアグラムからも明らかのように、文字通り、日本海で形成される海水で、主温度躍層下の水温0.0~1.0℃、塩分34.1psu前後の海水で、日本海全体の体積の80%以上を占めている。宇田(1932)の先駆的な研究をきっかけに調査・解析され、その後、

日本海固有水は、①高酸素・低リン酸塩モードで水温変化と密度変化との相関が高い上部固有水と、②低酸素・高リン酸塩モードで塩分変化と密度変化の相関が高い深層水とにわけられた(図1-3-5参照)。吉川らが1999年に発表した日本海循環診断モデル研究の結果などをふまえると、上部固有水および深層水とも、冬季のウラジオストック周辺での強烈な海面冷却による対流性沈降に伴い、中深層へ混合層水が下降し、周りの水と混合しながら等密度面上をゆっくりと反時計回りに循環していると考えられる。日本海固有水の循環時間

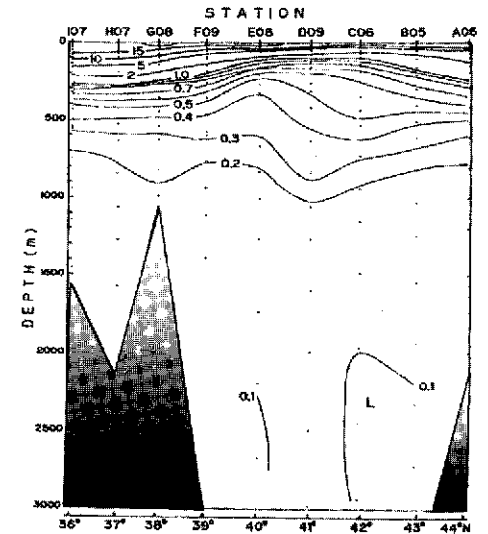


図1-3-5 日本海における水温の鉛直分布 (千手 [1994] にもとづく)

(または置換時間)に関するこれまでの研究結果をまとめると、深層水のそれは100~300年、中層水は30年程度である。これらの点も含めて現在、ARGOフロートなどの先端測器を用いた観測が続行中であり、詳しい循環構造が近く明らかになると期待されている。

1.4 海洋深層水の性質と資源価値

前節で明らかのように、深層水(深層水と中層水)の起源は表層水である。表層水が冬の寒さで冷やされて重くなって200mより深く沈んだものが深層水である。沈んだ直後は、冷たい表層水であるが、光が十分には射し込まないために、光合成による有機物生産が進まず、水中にある有機物をもっぱら分解していく。その結果、有機物の分解産物である栄養塩類が深層水中に溜まっていく。

海の深層では、急激な温度変化がないため、①低温安定で、有機物が生産されないために餌がなく、したがって生物はほとんど生息できず、②清浄性が高く、有機物の分解産物である栄養塩類が溜まった結果、③富栄養、という性質を深層水はもつことになる。若い深層水ほど、温度は低く、清浄性と富栄養性もともに低い。時間を経過するほど、深層水は温度が上がり、清浄性と富栄養性は高くなる。

海水は32psu程度の塩分の場合、 -1.8°C で結氷する。したがって、海水の最低温度は約 -1.8°C である。しかし、実際に結氷水温になっているのは大部分が極域の深層水で、北太平洋の海底付近では水温は 1°C 以上に上がっている。北太平洋では、海底から水深1,000m付近までの水温はせいぜい 5°C であるが、それ以浅では浅くなるにつれて水温は速やかに上昇する(図1-4-1)。特に300~800m付近の永年水温躍層の前後で水温が急上昇し、それより浅い層に見られる季節水温躍層の前後でさらに昇温する。日本海は太平洋に比べて、同一水深では低温である。室戸岬では水深300mで 10°C 程度なのが、滑川沖で

は 1°C である。沖縄久米島では 10°C の水温の海水は水深600m付近まで行かないと得られない。

深層水の第1の特性である低温安定性から見ていくことにする。低水温という視点でみると、深層水の上縁である水深200mでは水温は高く、低温を得るには水深を深くする必要がある。特に、低緯度域ではその必要性が高い。一般に、水深1,000mになると、 5°C 以下で安定する。

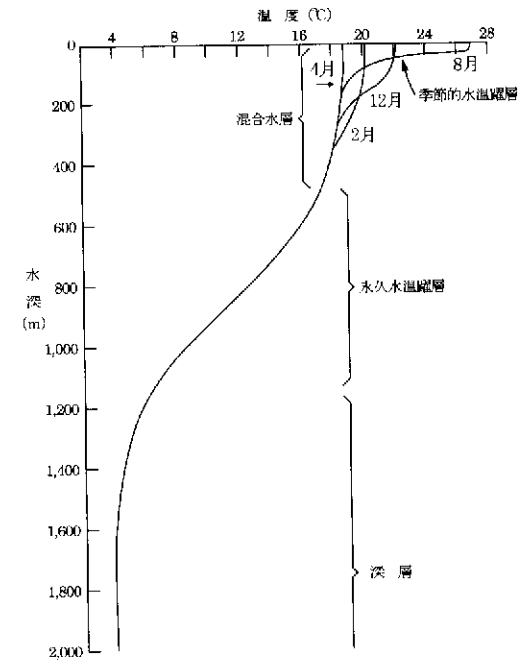


図1-4-1 太平洋での水温の鉛直分布

さらに、日本列島周辺の陸上取水施設のように、永年水温躍層の上縁付近から取水すると、水深が少し変化しただけで水温は変化する。内部波などで水塊が上下に振動するたびに水温が変動するので、台風などの通過によって海面付近の水塊が大きく振動すると、数100mにまで水塊の振動が伝わるために、変動は大きい。

地球上の海水の総量は容積にして $1.37 \times 10^9 \text{ km}^3$ 、海の平均水深は3,795mなので、水深200m以深を深層水とすれば、海水のおよそ95%が深層水に相当し、その量は約 $1.2 \times 10^9 \text{ km}^3$ である。仮に 0°C の深層水の冷たさを利用して 25°C で海に戻したとすると、 25°C の温度を利用することになり、その場合に 1 m^3 の深層水から得られるエネルギーは $4.16 \times 10^9 \text{ J}$ である。同量のエネルギーを石油の燃焼で賄うとすると、原油100ml程度が必要になる。先に推定した深層水の量と仮定から、深層水の含むエネルギーを推定すると $1.2 \times 10^{17} \text{ m}^3$ という超

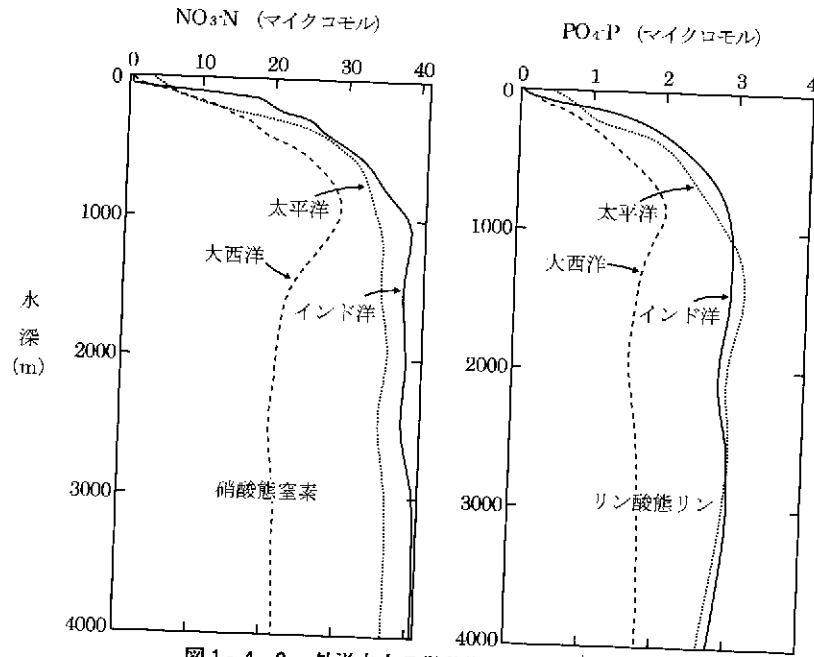


図1-4-2 外洋水中の栄養塩類の鉛直分布

巨大な原油量に相当する。しかも、深層水は毎年かなりの量が再生する。

深層水の低温は、建物の空調、温度差発電、冷蔵・冷凍施設、大気中からの淡水回収、水温制御の冷熱源などとして利用が可能である。

次に深層水の第2の特性である富栄養性について述べる。図1-4-2に示したように、外洋水中の主要な栄養塩類の濃度は表層では痕跡的であるが、深くなるにつれて濃度は高くなり、水深1,000m以深ではほぼ一定濃度を示す。深層水中の栄養塩類は、もともと有機物の分解によって溜まったものであるから、レッドフィールド比 (C:N:P=106:16:1, モル比) として知られている有機物の構成比に極めて近い。

深層水中での栄養塩類の濃度は高いといっても、絶対濃度はきわめて低い。窒素肥料のほとんどを占めている硝酸態窒素の1,000m以深の濃度は、最も高いインド洋で40 μ Mしかなく、硝酸態としての量は1lの深層水に2.5mg程度し

が含まれていない。ただし、水温のところでも紹介したように深層水の総量が莫大なために、深層水中の窒素肥料の総量は窒素の重量で500億tにのぼる。世界中で農地にまかされている窒素肥料は窒素重量で、現在、1年間に1億t弱であるから、500年分の窒素肥料が深層水中には眠っていることになる。深層水中のリン肥料の総量はリン重量で約 9×10^9 tあり、現在の年間のリン肥料の使用量はリンの重量で約1,000万tなので、900年分のリン肥料が深層水中に存在する。地球上で、掘り出せるリン鉱石は向こう30~40年で底をつくといわれており、深層水中のリン肥料の意味は大きい。深層水中の栄養塩類の再生も年間でかなりの割合になると予想される。

深層水中の栄養塩類濃度は植物プランクトンにとっては高濃度で、深層水中で培養すれば海水が着色する程度まで増やすことができる。しかし、事業的に植物プランクトンを高密度培養するためには、深層水に含まれている栄養塩類濃度では不足で、人工的に窒素、リンなどの不足する多量栄養塩類を加えなければならない。個体の大きな海藻類にとっても深層水の栄養塩類濃度は不十分で、まだ栄養塩類の使われていない深層水を次々と与えて海藻類の成長を支える必要がある。

深層水の第3の特性として挙げられているのが、清浄性である。現在、知られている深層水の清浄性は、一般生物、病害・汚染生物、化学汚染物質、懸濁物質、有機物、重金属、放射性物質などに関するもので、これらの汚染が表層海水や河川・湖沼・地下水など様々な陸水に比べて、全く無いか著しく少ない。

深層水中へは十分な量の光が届かないために有機物生産が起こらず、深層水中の生物の生活を支える餌は表層から降ってくる有機物である。その量は、真光層の生産量の10%程度にすぎない。太平洋で実測された結果では、真光層の全生物量に対して、500mと5,000mではそれぞれ1/10と1/100に減っている。人体や家畜などへの病害・汚染生物はもともと陸上起源なので、深層水中には存在しない。汚染化学物質が人工的に作り出されたのは50年くらい前からである。200m以深の深層水の平均年齢(表層から深層へ沈んでからの経過年数)

は50年以上のケースがほとんどで、したがって人工合成された化学汚染物質はほとんど含まれていないといっている。放射性物質についても同様である。懸濁物質や重金属類は深層水中に存在はするが、極微量である。有機物に関しては、粒径が1 μm以上の粒状有機物が深層水中には最大で40 μg/l程度含まれていて、深くなるほど少しずつ少なくなる。1 μm以下の溶存有機物では、一日以内に分解してしまう易分解性物質は深層水中にはほとんど含まれない(図1-4-3)。

分解に月~年程度かかる弱分解性が1,000m以浅の深層水には含まれていて、浅くなるほど量が増える。分解に数百年~数千年かかる難分解性は表層水も深層水も関係なく、海水全体に均一に約0.5mg/l程度含まれている。分解に長時間かかる有機物は、生物には不活性である。

深層水の清浄性は、水温や栄養塩類を始めとした深層水の利用にとって大きなメリットになる。例えば、深層水を冷却水に利用すると、清浄なために取水口でのクラゲなどの生物の吸い込みや、冷却管内の生物付着などの問題が完全に解決される。10年以上、深層水を取水している管でも内面にはほとんど生物付着が見られない。表層水では、フジツボやイガイなどの付着が著しく、しかも冷却管のような流水系では付着生物が巨大に成長する。逆浸透膜処理で純水を製造する場合には、深層水は懸濁物濃度がきわめて低いので、通常不可欠な前処理がほとんど不要で、しかも逆浸透膜も長持ちする。塩を取り出す場合は溶存物質の除去は至難であるから、汚染物の多く含まれる表層水に比べて、深層水では清浄な塩が容易に得られる。

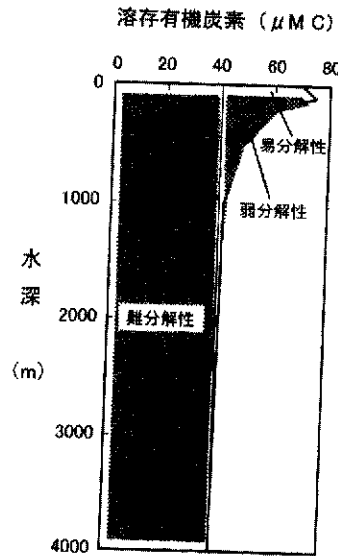


図1-4-3 外洋での溶存有機物の鉛直分布の概念図 (Ogawa and Tanoue, 2003)

表1-4-1 海水中に含まれる元素の平均濃度 (ng/kg) (Nozaki, 1997)

g/kg以上の元素		ng/kg以上の元素		ng/kg以下の元素	
Cl	19,350,000,000	Ni	480	Ga	1.2
Na	10,780,000,000	Zn	350	Er	1.2
Mg	1,280,000,000	Kr	310	Yb	1.2
		Cs	306	Dy	1.1
mg/kg以上の元素		Cr	212		
S	898,000,000	Sb	200	Cd	0.90
Ca	412,000,000	Ne	160	Pr	0.70
K	399,000,000	Se	155	Ce	0.70
Br	67,000,000	Cu	150	Sc	0.70
C	27,000,000	Cd	70	Sm	0.57
N	8,720,000	Xe	66	Sn	0.50
Sr	7,800,000	Fe	30	Ho	0.36
B	4,500,000	Al	30	Lu	0.23
O	2,800,000	Mn	20	Be	0.21
Si	2,900,000	Y	17	Tm	0.20
F	1,300,000	Zr	15	Eu	0.17
		Tl	13	Tb	0.17
		W	10	Hg	0.14
μg/kg以上の元素		Re	7.8	Rh	0.08
Ar	620,000	He	7.0	Te	0.07
Li	180,000	Ti	6.5	Pd	0.06
Rb	120,000	La	5.6	Pt	0.05
P	62,000	Ge	5.5	Bi	0.03
I	58,000	Nb	<5.0	Au	0.02
Ba	15,000	Hf	3.4	Th	0.02
Mo	10,000	Nd	3.3	In	0.01
U	3,200	Pb	2.7	Ru	<0.005
V	2,000	Ta	<2.5	Os	0.002
As	1,200	Ag	2.0	Ir	0.00013
		Co	1.2		

海水中には、様々なミネラルが溶けている。ミネラルは、酸素、水素、炭素、窒素以外のすべての元素を指すので、金属と非金属の両方が含まれる。表1-4-1は海水中に含まれる水以外の物質の平均濃度を元素の重さで表したもので、合計で82種類の元素が示されている。海水中に含まれている元素の種類

は多いが、海水中の濃度はほとんどが痕跡的である。1 kgの海水に1 g以上含まれる元素は、塩素、ナトリウム、マグネシウムの3種類だけである。次いで1 mg以上の元素は硫黄、カルシウム、カリウム、臭素、炭素、窒素、ストロンチウム、ホウ素、酸素、ケイ素、フッ素の11種類。後はすべて1 mg以下の濃度である。

海水中に含まれている元素のうちミネラルは、水中での鉛直分布に着目すると、表層から深層まで一様に分布するもの、表層に少なくとも深層で多くなるもの、表層に多くて深層で少くなるもの、の3タイプが見られる。マグネシウム、カルシウム、ナトリウム、カリウム、ホウ素、フッ素、臭素、塩素、硫黄、ストロンチウムなど海水中に多量に存在し、生物利用の少ない元素は表層も深層も濃度は変わらない(図1-4-4 a)。一方、鉄、ケイ素、リンのように、生物が多く利用し、海水中の濃度が比較的に低いミネラルは、表層で少なく深層で多くなる(図1-4-4 b)。表層に多くて深層で少ない元素は数が少なく、コバルト、アルミニウムなどで、供給が大気経由の物質である(図1-4-4 c)。

人の健康でしばしば取り上げられるミネラルはカルシウムとマグネシウムが主であるが、それらは表層水も深層水も濃度は変わらない。様々なミネラルが溶けている海水は、にがり抽出や、飲料水のミネラル調整原料として優れている。飲食物、医薬品、化粧品などとしてミネラルを利用する場合には、清浄性の高い深層水が優る。

海水中のミネラルのもう一つの価値は、鉱物資源である(表1-4-2)。現在、鉱物は地下資源から得られているが、世界中の陸上の鉱山の大部分が間もなく掘りつくされる状態である。そのために、マンガン団塊やコバルトクラスターなど海底や海底下の鉱物資源の利用が考えられている。しかし、その前に、海水中からの抽出の可能性がある。地下鉱物資源では膨大な量の廃棄物が生み出されるが、海水中からの金属抽出ではそうした廃棄物はほとんど出ないので大きなメリットがある。問題は、海水中の金属濃度の低さであるが、一部の金属では海水中から抽出しても採算のとれるまでに技術が進歩してきた。海水の量は

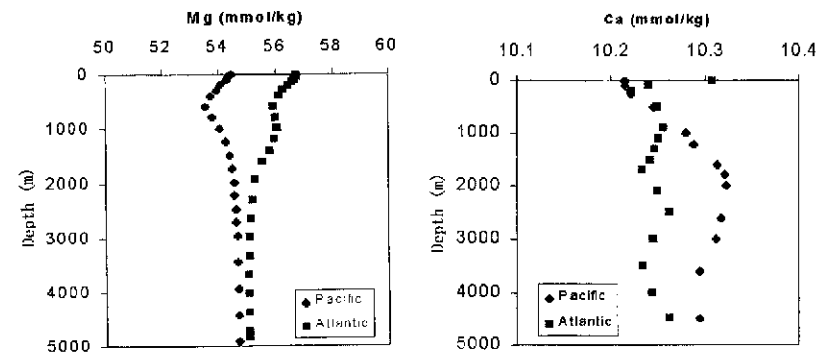


図1-4-4 a 太平洋と大西洋におけるマグネシウムとカルシウムの鉛直分布 (Nozaki, 1994)

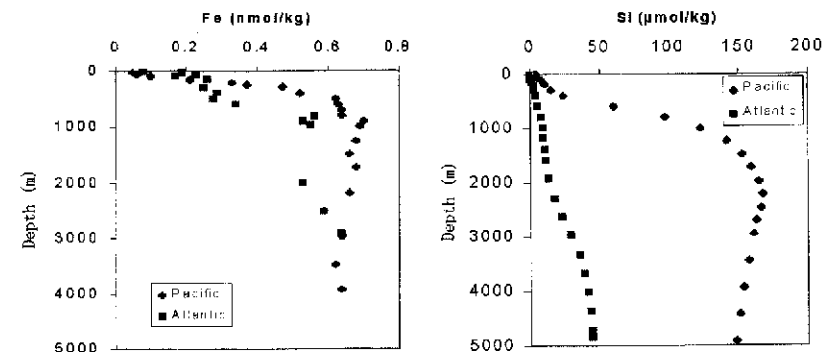


図1-4-4 b 太平洋と大西洋における鉄と珪素の鉛直分布 (Nozaki, 1994)

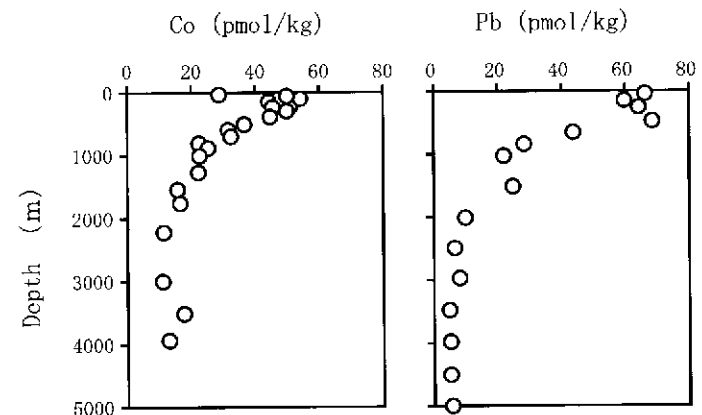


図1-4-4 c 北太平洋におけるコバルトと鉛の鉛直分布 (Nozaki, 1994)

表1-4-2 陸上と海水中の金属の推定資源量, 年間資源使用量, 推定耐久年数

金属など	海水中 の濃度 (ng/l)	海水中 の総量 (10 ⁶ トン)	1980年陸上 の推定埋蔵 量 (10 ⁶ トン)	1978年 年間需要 (10 ⁶ トン)	1978-2000年 の年平均需 要増加 (%)	1980年起点 耐久年数 (年)
Fe	30	42	93,400	481	2.6	69
Mn	20	28	1,360	8.69	2.7	61
Cr	212	297	3,360	3.17	3.3	108
Ni	480	672	60	0.783	3.9	36
W	10	14	2.59	0.045	3.5	31
Mo	10,000	14,000	9.48	0.104	4.5	37
Cu	150	210	494	7.53	3.6	34
Pb	2.7	4	127	3.45	2.9	25
Zn	350	490	162	5.88	2.0	22
Sn	0.50	0.7	10.0	0.278	0.9	31
Au	0.02	0.03	0.03	0.00122	1.5	22
Ag	2.0	3	0.25	0.0107	1.9	20
Al	30	42	4,720	14.9	5.2	53
P	62,000	86,800	34,500	125	5.0	54
Li	180,000	252,000				
U	3,200	4,500	3.93			61
石油		1.5兆バレル (2001年)				40.3
石炭		9,845億トン				216
天然ガス		155兆m ³				61.9

膨大なために、海水中に含まれる全金属量は陸上をしのぐものも多いし、リチウムのように海水に大部分が含まれている金属もある。海水から金属を抽出する場合でも、清浄性の高い深層水の方が容易である。海水中に溶存している超低濃度の金属類を容易に抽出する技術、あるいはそれ以前に新しい原理を発見するチャンスでもある。

海水は古来から塩を取り出して利用されてきた。現在は塩化ナトリウムを抽出して利用しているが、一部では海水中の様々な塩を濃縮抽出して利用することも行われている。食品に利用されるので、深層水の高い清浄性がポイントになる。

当然ではあるが、深層水中の塩分やその他の溶存・懸濁物を除けば純水が得

られる。

深層水の資源はどれも資源密度が低い。したがって、20世紀までの技術では採算のとれる利用はできなかった。しかし、20世紀の終わりごろからポツポツと深層水の薄い資源を効率よく利用する技術が開発され、日進月歩で技術改善が進んでいる。従来型の地下資源は、資源密度が濃く、未熟な技術で容易に利用できたが、利用による環境汚染が避けられない。したがって、できるだけ速やかに、地下資源から深層水など環境汚染をほとんど伴わない資源へと切り替えていくことが重要である。

深層水の資源利用では、商品などの差別化のために、よく地域特性の期待が大きくもたれる。深層水の低温は、日本海や、高緯度の方が浅い水深でも低温が得られるが、もし低温が必要であれば深い水深から採水すればいい。富栄養性や一部のミネラルについても同じことがいえる。カルシウムやマグネシウムは表層水と深層水では含まれる量としては、淡水で薄まっていない限り地域差はない。ただ、清浄性には具体的なデータは出ているわけではないが地域差の大きい可能性が高い。人口密集、工業生産、農・牧畜産業、水産養殖などの産業活動の盛んな地域の影響を受けやすい所では清浄性に影響の出ている可能性がある。もちろん、以上でとりあげた以外の、例えば脱塩深層水の人肌への保湿効果など深層水に固有の性質の存在は考えられるが、現在の科学ではまだ証明されていない。

1.5 海洋深層水資源の利用地域と水域

深層水の本格的な実験と事業利用恒久施設の第1号は米国ハワイ島の州立自然エネルギー研究所である。1973~74年の世界的な石油危機に対応して、石油以外のエネルギー資源に着目されたのをきっかけにハワイ州政府は1974年に海洋温度差発電など海洋エネルギーの資源利用を目指した研究所設立を議会で決定し、1980年にハワイ島コナのケアホレ岬に約130haの土地を確保して、研究

所 (Natural Energy Laboratory of Hawaii, 通称NELH) を設立した。

研究所では1981年12月に水深215mから日量6,000tの深層水の揚水管を敷設し、温度差発電などの基礎技術開発研究を始め、深層水の低温性・富栄養性・清浄性などの利用技術を検討した。研究所設立当初から、技術開発は一般に広くチャンスが与えられていて、可能性のあるものから随時事業化が試されていった。その結果、研究所周辺に、冷水性海産魚介類の増養殖、冷水性水産生物の畜養、植物プランクトンを大量培養して有用化学成分を抽出するなど、様々な事業施設が造られていった。

1985年には、州政府は研究所に隣接した約222haの土地を確保して、ハワイ海洋科学技術団地 (Hawaii Ocean Science and Technology Park, 通称HOST Park) を造り、1990年には研究所と産業団地の組織を統一して、ハワイ自然エネルギー研究機構 (Natural Energy Laboratory of Hawaii Authority, 通称

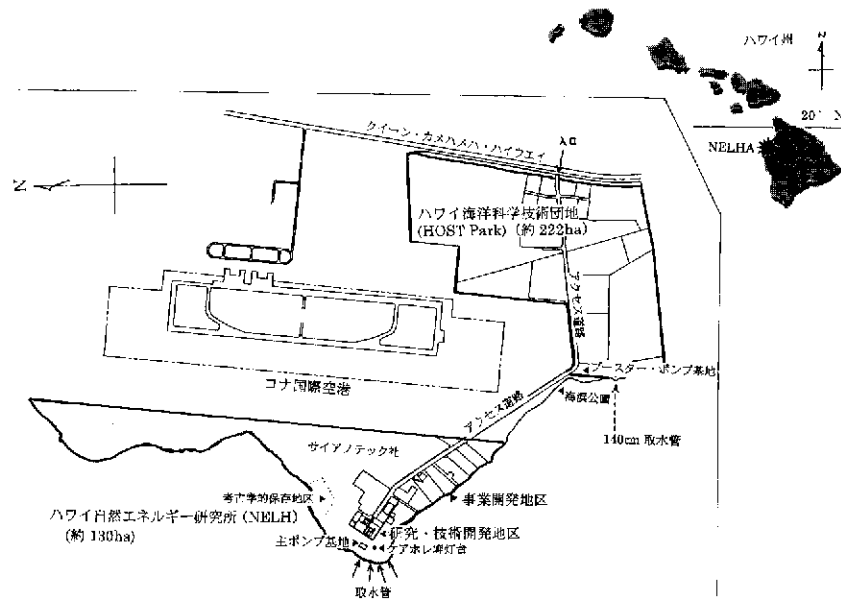


図1-5-1 ハワイ自然エネルギー研究機構 (NELHA) の概要

NELHA) として現在に至っている (図1-5-1)。

ハワイ自然エネルギー研究機構では、現在、水深619m, 675m, 915mからそれぞれ日量14,000t, 73,000t, 160,000tの深層水を揚水する能力をもった施設を完備していて、世界最大規模である。深層水の農業利用や淡水製造などの基礎研究の他に、建物の空調、冷水性の水産生物の増養殖や畜養、植物プランクトンの大量培養、などの事業が大規模に展開されている。

海外での深層水の資源利用のもう一つの事例はノルウェーで、フィヨルドでのサケの養殖の際に、水質の悪化を低減するために、フィヨルドの外側の底層水をポンプでフィヨルドに汲み入れて利用した。ベルゲン大学海洋生物学部と国立海洋研究所養殖部が行った実験で、水深65mの底層水を日量18,000t揚水して利用した。ヨーロッパ諸国が面している北海は浅いために、本格的な深層水の資源利用には適さないが、ノルウェー沿岸部の深みの海水を利用することによって、低温と若干の清浄性を利用することができる。実験段階までで、その後の養殖事業の国際状況の変化があって、事業化には進まなかったようである。

カリブ海のセント・クロイ島でも米国コロンビア大学のローエル教授が、1972年に870mの深層水を日量で360t揚水して、清浄で富栄養な深層水の性質を利用して、植物プランクトンを培養し、それを餌にしてアサリとカキを養殖する実験を行って、事業化の目処をつけた。しかし、事業化の希望者が見つからず事業化には至らなかった。

日本列島は日本海溝の縁辺部に位置しているのもので、周辺部は深層水の揚水に適したところが多い。陸上から200m水深まで5km以内で達することの可能な場所が海底地形地図から検討され、北海道から沖縄まで全国29ヶ所 (後に北海道羅臼が追加されて30ヶ所) が抽出された。その一つである、高知県室戸市三津に日本初の深層水取水施設が完成したのが1989年である。

現在までに建設された陸上の深層水取水施設は、建設済18ヶ所、建設準備中1ヶ所、建設構想中は把握しているだけでも20数ヶ所に上る。建設準備中以上のものを表1-5-1にまとめた。洋上取水も全国的に行われていて、網走 (北

表1-5-1 海洋深層水の取水施設

設置機関(場所) 設置年・月	取水量 (L/口)	取水深度 (m)	取水管		備考
			内径(cm)	長さ(m)	
[陸上型]					
米岡コロンビア大学(カリブ海セント・クロイ島) 1972	360	870	7.5	1,803	硬質ポリエチレン管3本
ハワイ州立自然エネルギー研究機構, NELHA(ハワイ島コナ) 1981.12	6,000	215	30	1,766	硬質ポリエチレン管
1987.6~12	5,000~12,000	~600	30~41	1,800	同上
○1987.10	14,000	619	45	1,884	同上
○1987.8	72,000	675	100	1,816	同上
○2002	160,000	915	140	3,124	
ベルゲン大学 ?1989	18,000	65	30		硬質ポリエチレン管
高知県海洋深層水研究所(高知県室戸市三津地区) ○1989.4	460	320	12.5	265	鉄線鍍装硬質ポリエチレン管
○1994.5	460	344	12.5	265	同上
近畿大学水産研究所富山実験場(富山県高岡市) ○1992	17,280	100	45	1,600	硬質ポリエチレン管とゴム複合管
富山県水産試験場(富山県滑川市) ○1995.3	3,000	321	25	2,630	鉄線鍍装硬質ポリエチレン管
北海道釧路市(北海道日置郡釧路町知別漁港) ○1999.10	70	300	5	2,000	鉄線入り硬質ポリエチレン管
沖縄県久米島(沖縄県島尻郡伊佐村真栄) ○2000.6	13,000	612	28	2,527	鉄線鍍装硬質ポリエチレン管
アタファーム(高知県室戸市高岡地区) ○2000.4	4,000	374	27	3,125	鉄線鍍装硬質ポリエチレン管
三浦アイエヌシステム株式会社(神奈川県三浦市) ○2000.6	1,000	330	14.8	5,150	鋼管鍍装ポリエチレン管
静岡県水産試験場(焼津市) ○2001.8	2,000	397	20	3,323	鉄線鍍装硬質ポリエチレン管
○2001	2,000	687	22.5	7,273	同上
富山県人善町 ○2001	3,308	350	25	3,250	鉄線鍍装硬質ポリエチレン管
富山県滑川市 ○2001		300<	22.5/25	2,690	新鉄線鍍装硬質ポリエチレン管/鋼管鍍装硬質ポリエチレン管
鹿児島県下飯村 ○2002	400	375	15.0	4,000	硬質ポリエチレン管
北海道稚石町 ○2002	3,500	343	27.0	4,400	鉄線鍍装硬質ポリエチレン管
北海道岩内町 ○2002	3,000	300	26.8	7,700	鋼管鍍装ポリエチレン管
株式会社ソクアミレニア(東京都大島町) ○2002	100	500	10.0	2,125	
新潟県佐渡島 ○2003	1,200	332	21.6	3,700	ポリエチレンライニング鋼管
石川県内浦町 ○2004	100	320	7.5	3,700	鉄線鍍装硬質ポリエチレン管
三重県尾鷲市 ○2005	2,885	400	28.0	12,500	鉄線鍍装硬質ポリエチレン管
北海道釧路市 ○2005	4,560	350	27.0	2,640	鋼管鍍装ポリエチレン管
幸福セメント株式会社(台湾花蓮縣新城三棧) ○2005					硬質ポリエチレン管
○2006					硬質ポリエチレン管
台湾肥料株式会社(台湾花蓮縣) △2006					硬質ポリエチレン管
光隆大理石株式会社(台湾花蓮縣) ○2006					硬質ポリエチレン管
韓国江原道高城					硬質ポリエチレン管
[洋上型]					
富山湾水見沖(水産庁日本海区水産研究所ほか) 1989, 1990(豊津)	26,000	250	45	250	鉄管
沖縄本島糸満沖約30km(沖縄県海洋深層水開発協同組合) 1997.2(海やから1号)	600	5	5	600	鉄線入り硬質ポリエチレン管
(1999年に係留系統出に上り引き上げ,2000年7月に再設置)	1,400	5	5	1,400	同上
沖縄本島糸満沖約30km(財団法人総合研究所) 1999.7(海やから2000)	800	5	5	800	鉄線入り硬質ポリエチレン管
(2000年3月に実験を終了し,2001年に回収)	2,000	5	5	2,000	同上
相模湾中央,三浦海丘(社団法人マリノフォーラム21) ○2003.7(三浦海丘)	100,000	205	100	205	鋼管
インド(Tiruchendur) ▲2006					

無印:終了・撤去, ○:現在稼働中, △:設置中, ▲:計画作業中, ?:現状が不明

海道), 秋田, 酒田(山形), 宮古(岩手), 石巻(宮城), 鴨川(千葉), 館山(千葉), 小笠原(東京), 相模湾(神奈川), 但馬(兵庫), 与論島(鹿児島), 糸満(沖縄)などである。

日本の深層水の陸上取水施設は, 取水量が日量で200~6,500t(沖縄久米島は2本の取水管を利用して日量13,000tを揚水している)で, 先のハワイに比べると取水規模が小さい。水産利用以外では, 大口の利用技術が開発されていないためである。水産庁の補助事業を利用すると, 水産利用を盛り込む必要があり, 水産生物の種苗生産や養殖に必要な日量数1,000t規模の深層水を揚水することになるが, 水産利用以外では日量数100tが必要実態である。

取水量が少ないほど取水にかかる費用は高くなり, したがって深層水の単価は上がる。取水量を多くすれば深層水の単価は下がるが, そのためには大量の深層水の利用用途を確保しなければならない。水をタンクに入れて車で運ぶのは, 量が多くなると容易ではなく, 輸送コストもかさむため, ある程度以上の量の深層水の供給では給水管でオンライン供給するのが経済的である。水産利用以外に深層水のオンライン供給が幅広く行われているのは, 現在のところ国内では室戸や沖縄久米島の施設に限られている。また, 室戸市高岡のアクアファームでは, 深層水利用の少ない夜間に揚水した分を貯水槽に蓄えておき昼間に供給するための貯水槽の建設が計画されている。

室戸など先発の深層水事業利用の成功で, 国内に次々と陸上・洋上取水施設ができ, 深層水事業が広がったが, 売上高の7割はペットボトル入りの飲料水事業のようである。確かに, ペットボトル入り飲料水の需要はこのところ年々伸びてはいるが, 供給側の新規参入者が圧倒的に多く, 過当競争の感が強くなっている。「安全で美味しい飲料水」をペットボトル方式ではない方法で供給するとか, 工夫して新たな需要を掘り起こす努力が欠けている。飲料水以外に, 米国では急成長を見せ始めた深層水による建物の空調とか, 取水施設の建造努力に対応した深層水の新たな利用の開発努力が望まれる。