

北太平洋亜寒帯域およびベーリング海における鉄の分布と生物生産に対する寄与

高野 通明*・小畑 元**
丸尾 雅啓*・中山英一郎*

1. 序論

植物プランクトンは海洋表層において活発に光合成を行っており、海洋全体としての生物生産は陸上植物に匹敵する。光合成が可能な有光層において生育する植物プランクトンは、寿命が短いためにその現存量は小さい。しかし、植物プランクトン由来の有機物は、動物プランクトンの捕食によって糞粒となる過程などを経て、沈降粒子として深海に運ばれる。この有機物の深海への輸送は、大気-海洋表層系から二酸化炭素を除去する役割を果たしている。この過程は生物ポンプ (biological pump) と呼ばれ、生物ポンプが効率的に働くことは大気中の二酸化炭素の減少につながる。すなわち、海洋における生物地球化学的循環は、地球温暖化に関わる温室効果ガスの大気中の濃度を制御する上で、極めて重要な役割を担っている。

海洋における植物プランクトンは、ほぼ一定の元素組成比を持っており、このレッドフィールド比にしたがって栄養塩類を消費する。リービッヒの最少律に照らし合わせると、レッドフィールド比と比較して存在量が最も少ない元素が植物プランクトンの一次生産を制限する。外洋域の表層においては、栄養塩が植物プランクトンに消費されて枯渇し、生物生産を制限している場合が多い。しかし南大洋は、表層の栄養塩

が年間を通じて比較的高い濃度で存在している海域である。この海域では、冬季に鉛直方向の混合が活発となり、豊富な栄養塩が中・深層から表層にもたらされている。このことから、植物プランクトンの生育に対して、栄養塩以外の他の制限因子が存在すると考えられてきた。この南大洋のように高濃度の栄養塩が存在するにもかかわらず期待されるほど植物プランクトンのバイオマスや純生産量が高くない海域は High Nutrient Low Chlorophyll 海域 (HNLC 海域) と呼ばれ、その制限因子について様々な議論が行われていた。Martin らは試料の採取、分析に厳密なクリーン技術を適用することにより、これらの海域では鉄が極めて低濃度であることを明らかにした。そして、HNLC 海域では植物プランクトン成長が、栄養塩の欠乏よりも大気由来の鉄の欠乏によって制限されている、という仮説を提唱した。Martin らは、その一連の研究から、南大洋 (Martin et al., 1990a,b) の他にも、赤道湧昇域 (Martin et al. 1994, Coale et al. 1996)、北太平洋亜寒帯域 (Martin & Fitzwater, 1988, Martin & Gordon, 1988, Martin et al. 1989) においても鉄が一次生産の制限因子になっている可能性を示した。さらに、最近の研究では上記の海域のほかにも、カリフォルニアの沿岸湧昇域 (Hutchins & Bruland, 1998) でも大気由来の鉄

* 滋賀県立大学環境科学部 〒522-8533 滋賀県彦根市八坂町 2500

** 東京大学海洋研究所 〒164-8639 東京都中野区南台 1-15-1

の供給が非常に少ないことから、鉄によって植物プランクトンの一次生産が制限されていることが明らかにされた。

Martin & Fitzwater(1988)、Martin et al.(1989)の研究によって、東部北太平洋(アラスカ湾)もHNLC海域で、鉄が生物生産を制限していることが明らかになっている。一方、西部北太平洋からベーリング海にかけての海域は、東部北太平洋に比べてアジア大陸からの土壌粒子の降下が多く、鉄の供給が比較的多いと考えられる。しかし、これらの海域全体における鉄の分布に関する報告は非常に少ない。そこで本研究では、東京大学海洋研究所調査船白鳳丸KH-99-3次航海において、これらの海域全体における鉄の分布を調べ、鉄の生物生産への寄与について新たな知見を得ることを目的とした。

2. 方法

KH-99-3次航海の測点を海域ごとに次のように分けた(図1)。東経155°~170°に位

置する測点 St.01~03 を「西部北太平洋：WNP」、ベーリング海内に位置する測点 St.04~07B および St.16 を「ベーリング海：BS」、アラスカ湾内の西経150°~165°に位置する測点 St.08~10 を「アラスカ沿岸域：ACR」、そしてアラスカ湾内の西経135°~150°に位置する測点 St.12~14 を「東部北太平洋：ENP」とした。これらの測点において試料を採取した。

試料の採取には、内部をテフロンコートされた通常型ニスキン採水器、レバーアクション型ニスキン採水器及び、ニスキン-X採水器を用いた。採水器はCTD-CMS(CDTセンサー付きカローセル採水器架台)に搭載され、各層で採水を行った。試料はギ酸-ギ酸アンモニウム緩衝溶液を用いてpH 3.2に調整した後、Nalgene社製の低密度ポリエチレン製の容器に保存した。器具の洗浄や試薬精製、測定機器はObata et al.(1993, 1997)に従い、船上で測定を行った。

ケイ酸および硝酸塩の濃度は航海中、各

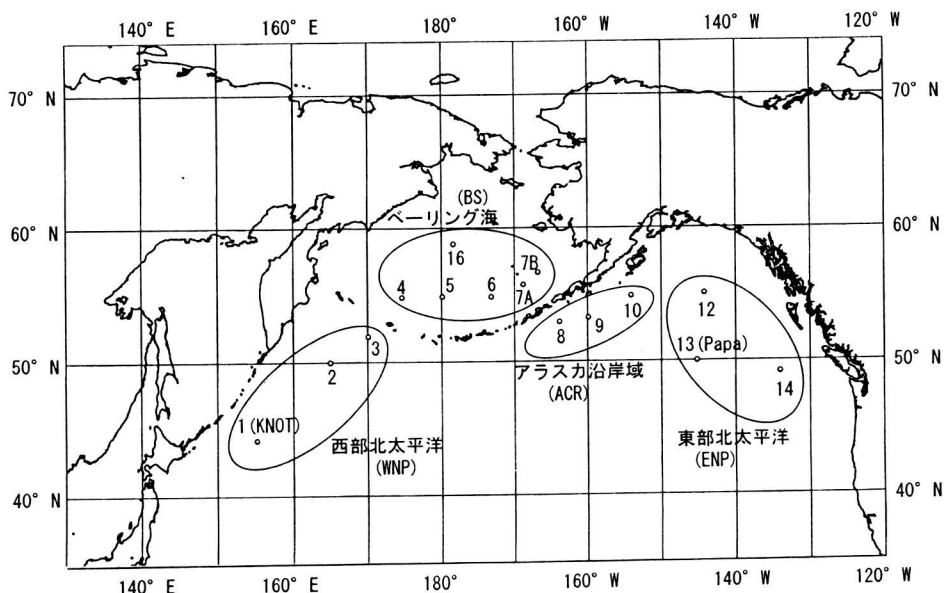


図1 北太平洋亜寒帯域及びベーリング海に設けた観測点

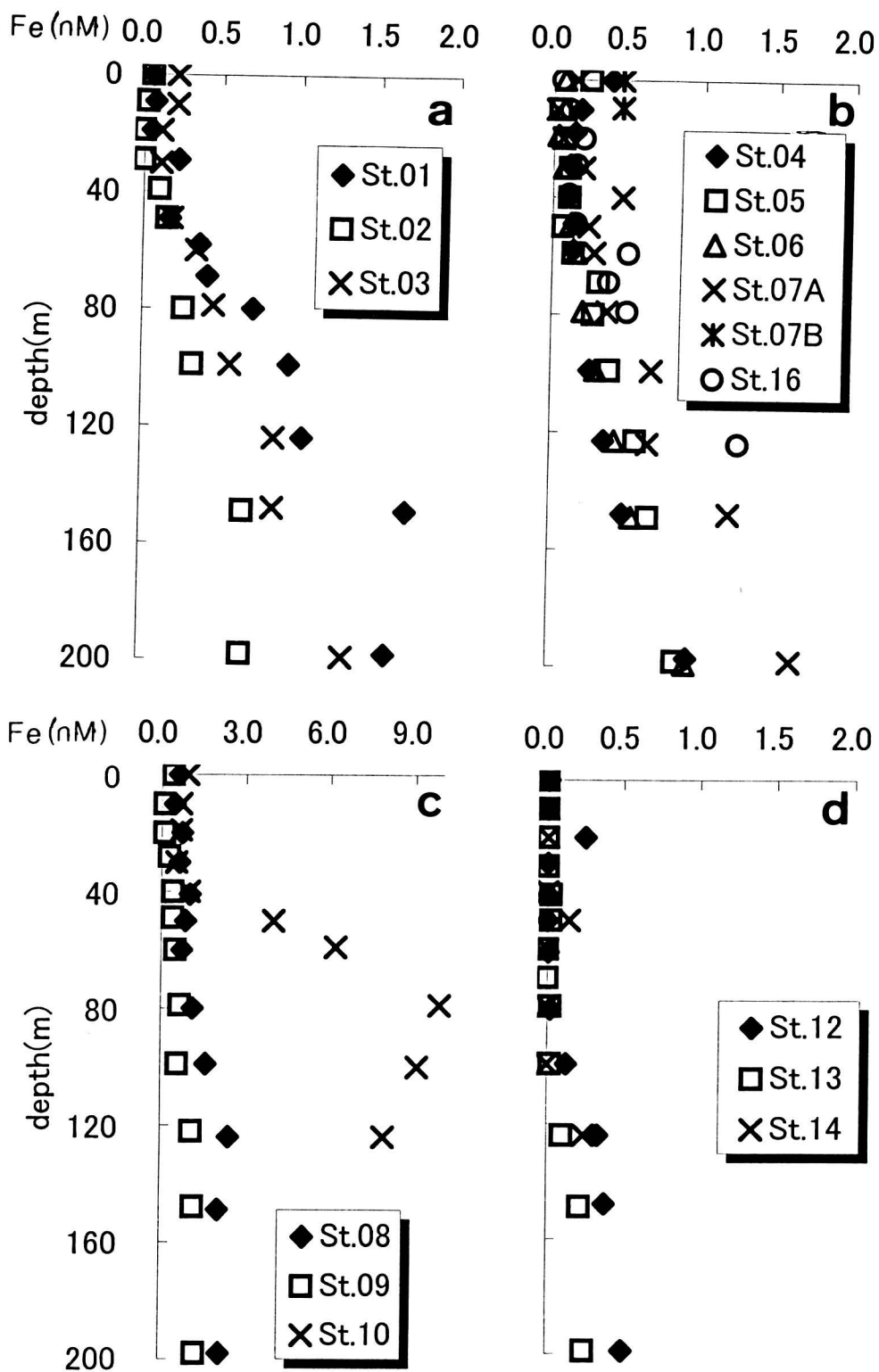


図2 北太平洋亜寒帯域及びベーリング海の200 m以浅における鉄の鉛直分布
(a) WNP, (b) BS, (c) ARC, (d) ENP

測点において乗船研究者が分担して測定した。クロロフィル a 濃度は Suzuki et al. (in press) を引用した。

3. 結果

全ての測点における鉄の鉛直プロファイルは、非常に浅い St.07B を除いて、濃度が表層で低く深度と共に増加し、深層ではほぼ一定の値になる栄養塩型のプロファイルを示していた。

各海域における水深 0~200m の鉄濃度の鉛直分布を図 2 に示す。

3. 1 西部北太平洋(WN P)

表層の硝酸塩濃度は、St.01 および St.03 では約 10 μM 、St.02 では約 20 μM が消費されずに残存していた。ケイ酸濃度は、St.02 では約 40 μM が残存しているのに対して、St.03 では約 20 μM 、St.01 では約 10 μM まで消費されていた。また、St.01 および St.02 における、ケイ酸と硝酸塩は水深 20 m 付近で極小濃度を示していた。鉄濃度は 3 測点とも表面付近において、検出限界以下 (≤ 0.02) ~ 0.1 nM で非常に低い値であったが、St.03 では水深 20~30 m で極小値を示すのに対し、St.01 および St.02 では表面で極小となっていた。

3. 2 ベーリング海(B S)

表層の硝酸塩濃度は、St.04~06 において 10 μM 以上残存していた。一方、St.16 では約 6 μM 、St.07A では約 3 μM 、St.07B では検出限界(0.13 μM) 以下まで消費されていた。ケイ酸は St.05、St.07B および St.16 において表層付近で 0.6~1.5 μM と非常に低い濃度を示していた。一方、St.07A では約 13 μM 、St.04 および St.06 では 20 μM 以上が消費されずに残存していた。鉄濃度は、St.04 および St.05 において表面で極小を示さず、おおよそ水深 20~40 m で 0.11 nM 以下の低

い値を示した。St.06、St.07A および St.16 では表面付近で極小(約 0.05 nM) となり枯渇していた。St.07B は他の測点よりも鉄濃度が高く、表面で 0.45 nM が消費されずに残存していた。

3. 3 アラスカ沿岸域(A C R)

表層における硝酸塩は、St.08 および St.10 の表面において 0.5 μM と非常に低い値を示していた。一方、St.09 では 8 μM が消費されずに残存していた。ケイ酸は、St.08 において約 20 μM が残存していたのに対して、St.09 では 6.6 μM 、St.10 では 1.4 μM まで消費されていた。鉄濃度は St.09 の水深 10~20 m で約 0.1 nM であり非常に低い値を示す一方、St.08 および St.10 ではほぼ全層で 0.5 nM 以上が消費されずに残存していた。

3. 4 東部北太平洋(E N P)

表層の硝酸塩は、St.12 および St.13 では約 11 μM が消費されずに残存していた。一方、St.14 では 7.2 μM が残っていた。ケイ酸は硝酸塩と同様の傾向を示し、St.12 および St.13 では 16 μM 以上が利用されず残っているのに対し、St.14 では 9.7 μM が消費されずに残存していた。鉄は 3 測点とも水深約 100 m 以浅で枯渇 (≤ 0.02 nM) していた。

4. 考察

4. 1 深層における鉄濃度

Johnson et al. (1997) は、太平洋や大西洋など様々な海域において溶存する鉄濃度が、深層で約 0.6 nM であることを示した。また、鉄の溶解度が太平洋で同じく約 0.6 nM であること (Kuma et al. 1996)、鉄は有機錯体として存在する (Rue & Bruland. 1995, Van den Berg. 1995) ことから、鉄の分布を支配する要因を次のように提案した。無機態の溶存鉄は懸濁粒子によって吸着除去され易いのに対し、有機錯体となった 0.6 nM 以下の

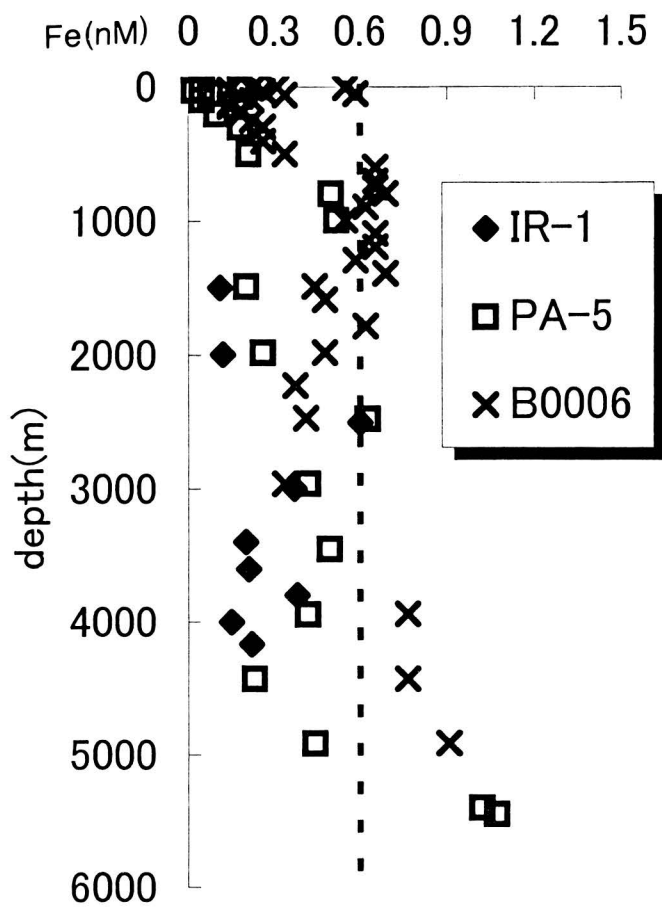


図3 西インド洋 (KH-93-3, IR-1: 22° 59.97'S, 74° 00.04'E)、東部南インド洋 (KH-96-5, PA-5: 29° 58.86'S, 110° 58.86'E)、北太平洋中央部 (KH-00-3, B0006: 20° 00.28'N, 168° 59.45'E)における鉄の鉛直分布。

能性がある。また、採水時の汚染についても考慮する必要がある。しかしながら、当研究室で測定した、西部南インド洋(KH-99-3, IR-1)、東部南インド洋(KH-96-5, PA-

溶存鉄は粒子に吸着されにくく、除去速度が減少する。このため、深層の鉄濃度があらゆる海域において約0.6 nMになるという仮説である。しかし、本研究における深層の鉄濃度は測点ごとに異なっており、全ての測点において0.6 nMより高い値を示していた。

Johnsonらが用いた分析法では多くの場合、孔径0.2 μmまたは0.4 μmのフィルターを用いて濾過した後、測定を行っている。これに対し、本研究で用いた分析法では、濾過作業中の汚染を避けるため濾過を行わず、試料をpH 3.2とした後、測定している。したがって、本法では粒子状の鉄の一部を測定しているため、大きな値が得られた可

5)、平洋中央部(KH-00-3, B0006)における鉄の鉛直分布(図3)では、鉄濃度が深度1000 m以深の深層において0.6 nMよりも低い値を示している。このため、Johnsonらの、全海洋の深層において、鉄濃度が0.6 nMになるという仮定は必ずしもあてはまっていない。今回得られた0.6 nM以上の濃度を示す鉛直分布についても、必ずしも採水法や濾過の問題とは言えない。Measures & Vink(2001)は南極海における鉄の分布について、JonhsonらによるMoss Landings研究所の結果よりもおおむね高い値を得た。彼らはこの結果の差は分析法の違いが原因ではないかと述べている。Measures & Vink(2001)ではオキシ系キレート樹脂濃縮-接触分析法を用いたフローシステムにより

鉄を測定しているのに対し、Moss Landings 研究所では主に溶媒抽出-原子吸光分析法を用いることから、鉄の有機錯体に対する各分析法の親和性が異なるのではないかと推測している。本研究と同じオキシ系キレート樹脂を用いた結果が高い値を示したという指摘は注目に値する。また、最近の Nishioka et al.(2001)、Wu et al.(2001)のデータは「溶存鉄」のうち、かなりの部分がコロイド状の鉄であることを示した。今後はコロイド状の鉄についても考慮して議論する必要がある。つまり、海洋における鉄の分布を明らかにするためには、鉄の溶存状態についての研究を同時に進めなければな

らない。さらに、Boyle(1997)の指摘の通り、難溶性金属の深層水中の濃度は、トリウムのように必ずしも溶解度では決まっていない。Johnsonらの示したモデルについても、様々な海域での結果と比較し、詳しい検討が必要であると考えられる。

4. 2 鉄制限とケイ酸制限

Coale et al. (1996a,b) は太平洋赤道湧昇域で行った鉄添加培養実験と、同海域で行われた Takeda & Obata.(1995)のボトル添加実験のデータから、植物プランクトンによる鉄取り込みの半飽和定数(half saturation constant)が0.12 nMで、鉄濃度がこの濃度以下である場合、鉄が植物プランクトンの成育を制限していると報告している。さらに、Coale et al. (1996a,b) は、鉄のみと鉄とケイ酸を同時に加えるボトル添加実験の結果から、鉄が植物プランクトン成長の制限因子となった後、ケイ酸が二次的にケイ藻の制限因子となっていることを報告している。ケイ酸の半飽和定数はケイ藻の種類や様々な環境要因によって変化することが知られており、外洋域においては4.6 μM (Nelson & Treguer. 1992)、2.9 μM (Goering et al.1973)、0.7 μM(Nelson et al. 2001)などの値が報告されている。本研究では、外洋域のケイ藻種の平均的な半飽和定数である2.9 μMを採用して検討に用いた。これら半飽和定数の値は、本研究と海域が同一ではないので、水温、日射量、植物プランクトンの種組成などが異なるが、今回は一つの指標として用いることとする。

各測点における鉄制限とケイ酸制限の可能性を表1にまとめた。St.02およびSt.03(WNP)、St.06(BS)、St.09(ACR)、St.12~14(ENP)は、表層付近の鉄濃度が0.12 nMよりも低い値を示す。これらの測点では、硝酸塩が消費されずに約7 μM以上残存し、クロロフィル a 濃度が1 μg/Lよりも低く抑え

表1 各観測点毎に観た鉄制限とケイ酸制限の可能性。鉄とケイ酸の他に制限因子となりうる硝酸塩の各観測点表面における濃度を示した。-は、鉄とケイ酸の濃度が半飽和定数(鉄: 0.12 μM, ケイ酸: 2.9 μM)よりも低いことを示している。

St.	Fe(<0.12nM)	Si(<2.9μM)	NO ₃ ⁻ (μM)
01	-	-	11.8
02	-	+	21.5
03	-	+	12.9
04	-	+	19.1
05	-	-	11.2
06	-	+	14.7
07A	-	+	3.0
07B	+	-	0.0
08	+	+	0.5
09	-	+	8.0
10	+	-	0.5
12	-	+	10.7
13	-	+	11.1
14	-	+	7.2
16	-	-	5.9

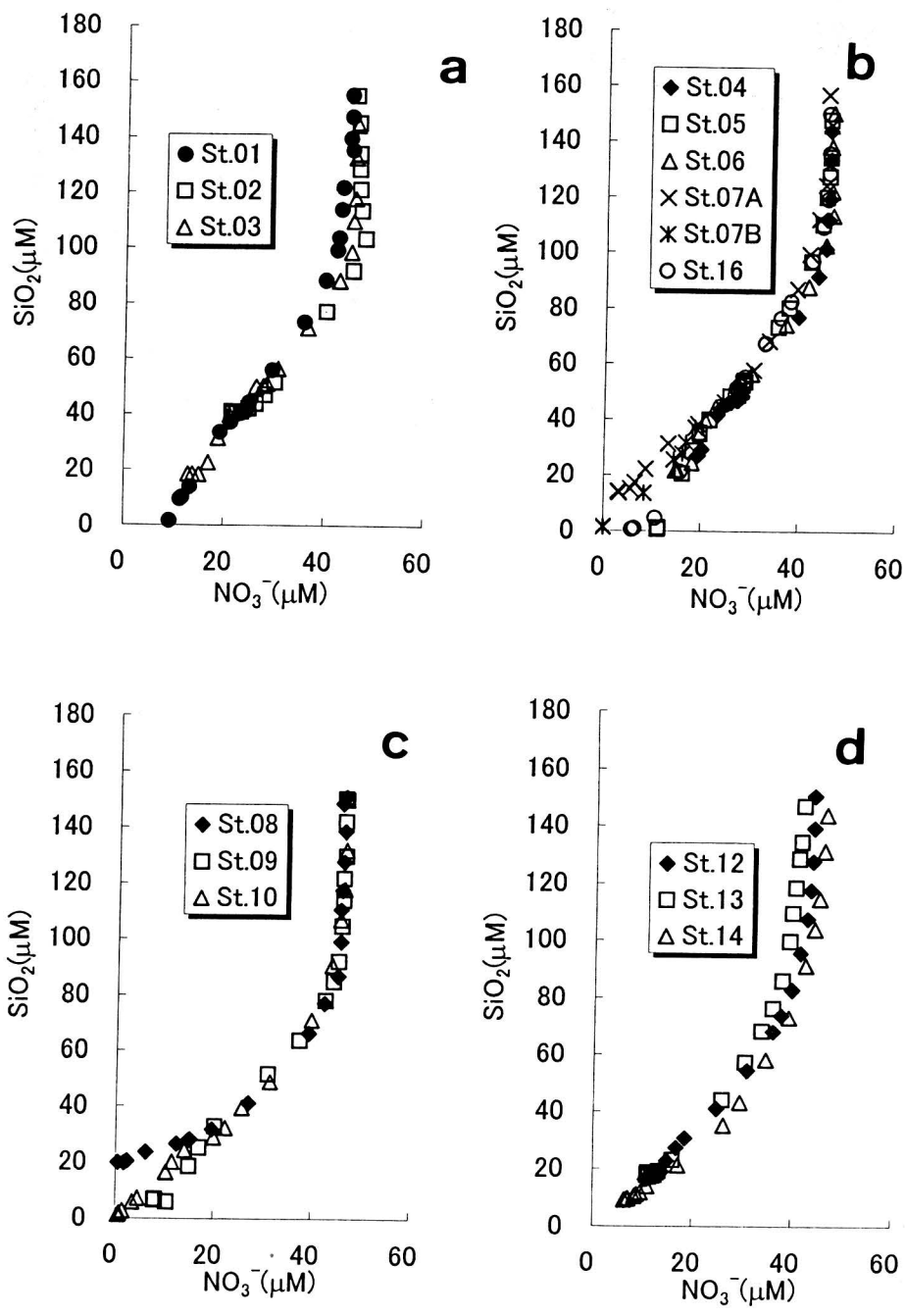


図 4 北太平洋亜寒帯域及びベーリング海の 300 m 以浅におけるケイ酸と硝酸塩の相関関係. (a) WNP, (b) BS, (c) ARC, (d) ENP

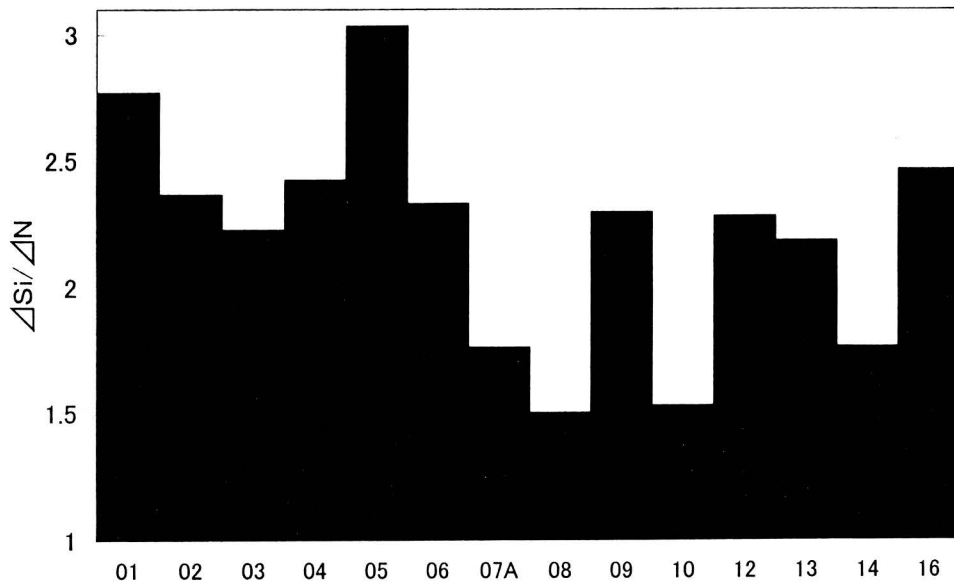


図5 北太平洋亜寒帯域及びベーリング海の200 m以浅におけるケイ酸：硝酸塩の取り込み比.

られていることから、HNLC 海域であると言える。これらの域では捕食圧が成長率を大きく上まわっていない(Liu et al. 2002)ことから、主に鉄制限を受けていると言える。

St.04(BS)の水深1~25mはクロロフィルa濃度が1 $\mu\text{g/L}$ を超えているためHNLC海域ではないが、硝酸塩は表層で消費し尽くされていない。ここでは捕食圧が植物プランクトンの成育率を下回っているため、クロロフィルa濃度が高いと考えられる(Lie et al. 2002)。捕食圧が低く、鉄濃度が0.12 nMより低い深度もあることから、やはり鉄が植物プランクトンの制限因子になっている可能性がある。

St.07B(BS)、St.10(ACR)では硝酸塩と共にケイ酸が枯渇している。St.07Bについては水深が111 mの大陸棚であり、陸水や堆積物の影響を受けやすいため、他の測点と同様の取り扱いが難しい。St.10では栄養塩の欠乏と共に、高い捕食圧も観測されてい

る(Liu et al. 2002)。このため、栄養塩濃度以外の要因と併せた検討が必要である。

St.01(WNP)、St.05およびSt.16(BS)では、表層付近で鉄とケイ酸がともに枯渇しており、共に制限因子となっている可能性がある。

4. 3 ケイ酸と硝酸塩の取り込み比 ($\Delta Si / \Delta N$ 比)

南極海、北部北太平洋、太平洋赤道湧昇域、沿岸湧昇域における培養実験の結果から、鉄が制限因子として働いている場合、ケイ藻のケイ酸：硝酸塩取り込み比（以下 $\Delta Si / \Delta N$ と記す）が高くなる傾向を示すことが報告されている(Takeda, 1998, Hutchins & Bruland, 1998)。そこで、水深300 m以浅におけるケイ酸濃度と硝酸塩濃度の関係を検討した(図4)。全ての海域において硝酸塩濃度に対してケイ酸濃度をプロットした時の回帰直線の傾きはほぼ等しく、2.2~2.4である。St.04~06(BS)では硝酸塩濃度が20

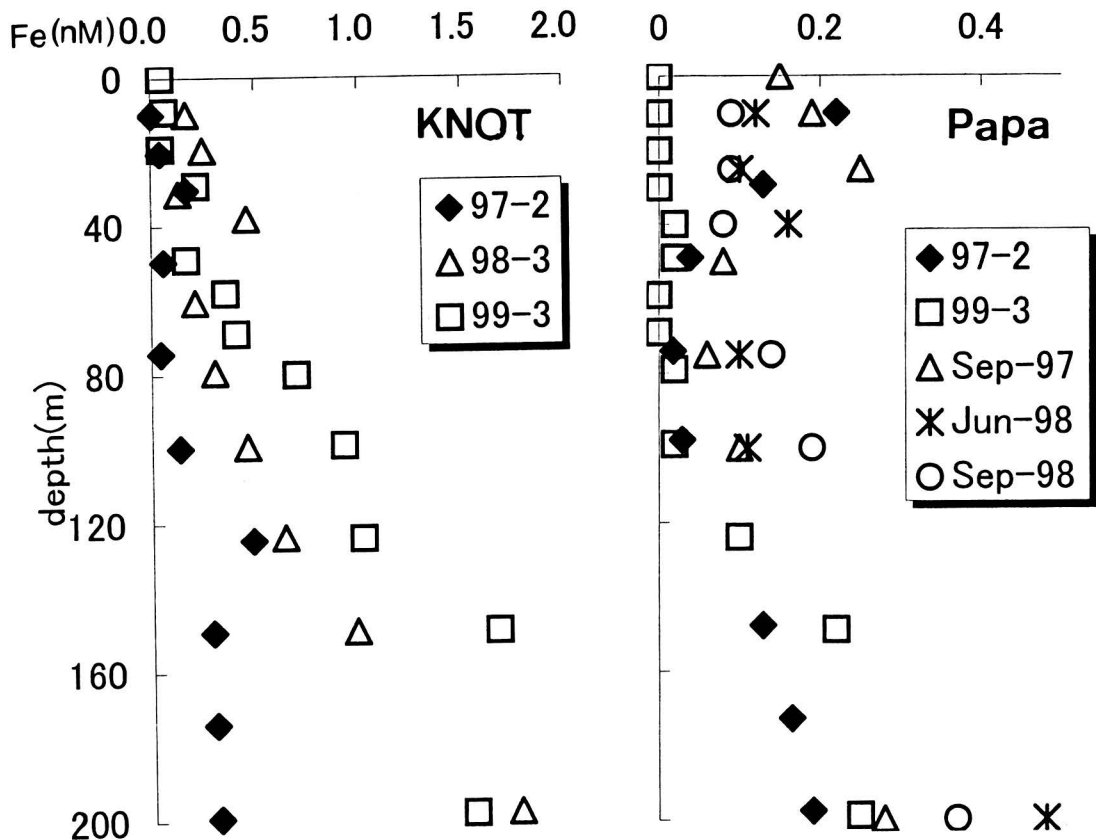


図 6 観測点 KNOT と Papa の 200 m 以浅における鉄の鉛直分布。

μM 以下になると、傾きが 3.4 と大きくなる。それに対して、St.01~03(WNP)、St.09 (ACR)、St.12 および St.13(ENP)、St.16 (BS) では、硝酸塩濃度によって傾きが変化しない。

また、St.08(ACR)では硝酸塩濃度が $20 \mu\text{M}$ 以下になると、傾きが 0.6 と非常に小さくなる。St.07A・B(BS)と St.10(ACR)でも、硝酸塩濃度が $20 \mu\text{M}$ 以下になると、傾きが 1.2~1.6 となる。したがって、St.07A・B、St.08、St.10では他の観測点に比べて、植物プランクトン群集の $\Delta\text{Si}/\Delta\text{N}$ が低いと考えられる。

さらに定量化して検討を試みた。深層から供給されるケイ酸と硝酸塩が、すべて表層の植物プランクトンによって消費され、有光層では再生されないと仮定する。この

時、栄養塩取り込み量比は一次生産が行われている下限の深度に供給される栄養塩濃度と、表面水における栄養塩濃度の差の比であると考えることができる。本研究では有光層内で生物生産が行われていると考え、200 m 以浅の $\Delta\text{Si}/\Delta\text{N}$ を求め、図 5 に示した。各測点の $\Delta\text{Si}/\Delta\text{N}$ を比較すると、St.02 および St.03(WNP)、St.06 (BS)、St.09(ACR)、St.12 および St.13(ENP)において、 $\Delta\text{Si}/\Delta\text{N}$ は大きく、鉄制限下での取込み比の傾向を示した。この結果は 0.12 nM 以下を鉄制限とした、先の議論と一致している。鉄制限 ($<0.12 \text{ nM}$)を受けているとした測点の中で、唯一 St.14 の $\Delta\text{Si}/\Delta\text{N}$ は比較的小きな値を示している。これは、St.14 においてケイ藻がほとんどクロロフィルバイオマスに対して寄与していない (0~4%、Suzuki et al. in

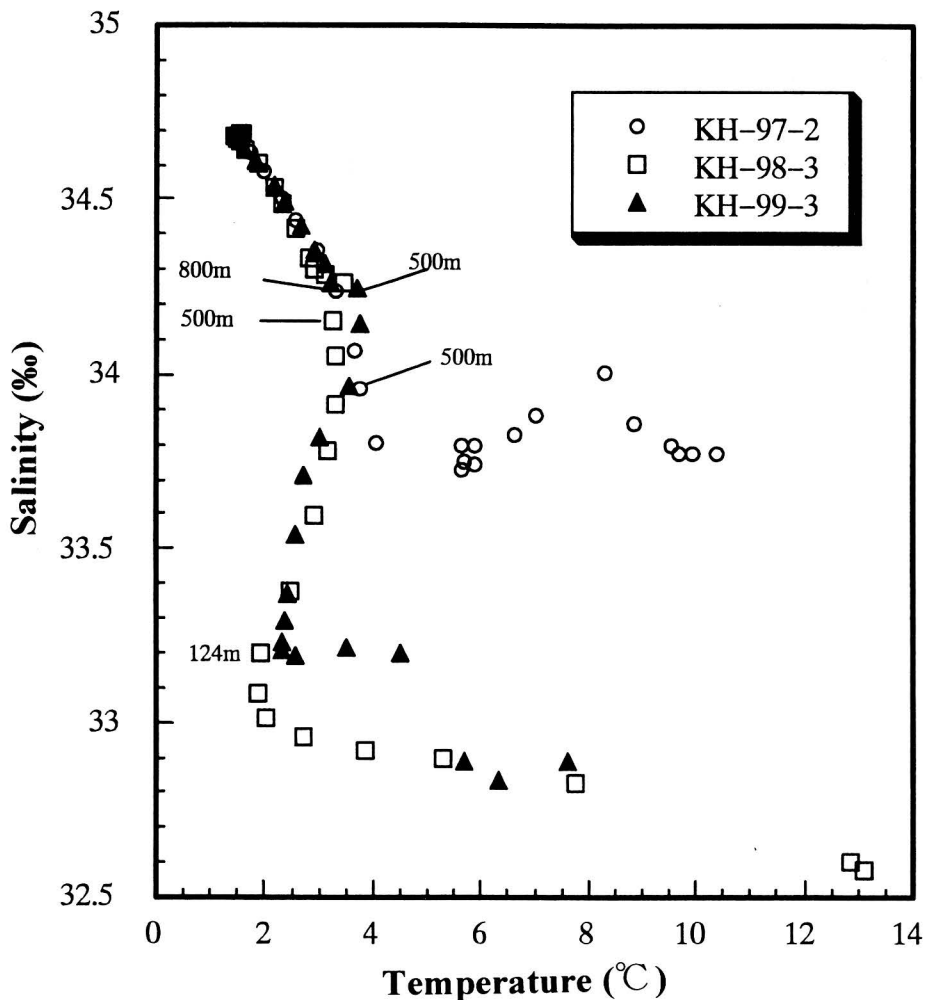


図7 観測点KNOTとPapaにおける水温と塩分濃度の相関。

press) ことが原因であると考えられる。ケイ藻以外の植物プランクトンが鉄制限を受けているかを確認することが今後の課題である。

St.01、St.05およびSt.16の $\Delta Si/\Delta N$ は、他の鉄制限を受けている測点と同じく大きな値を示している。ケイ酸が制限因子になっているケイ藻の $\Delta Si/\Delta N$ が高いとは考えにくい。したがって、これらの測点では鉄が強い制限因子となっており、二次的にケイ酸が弱い制限因子となっている可能性が高い。

St.07Aは、鉄濃度が0.12 nMよりも低い深度があるものの、 $\Delta Si/\Delta N$ が他の鉄制限

を受けている測点よりも比較的小さく、硝酸塩も大量に消費されている。ことから、鉄は制限因子としては強く働いていないと考えられる。

4.4 観測点KNOTとPapaの比較

WNPに位置するSt.KNOT(St.01、44° N 155° E)、およびENPに位置するSt.Papa(St.13、50° N 145° W)は、それぞれ日本とカナダにより国際共同研究プログラムJGOFS (Joint Global Flux Study)の一環として設定されたタイムシリーズ観測定点である。当研究室においても、これらの測点において本研究と同様の観測を過去に行っている。そ

ここで、過去のデータと本航海のデータを比較した。

St.KNOTにおいてはKH-97-2(以下97と記す)およびKH-98-3(以下98と記す)で試料を採取し、鉄濃度を測定している。St.KNOTは硝酸塩が98で6.5 μM 、97で9.3 μM が消費されず残存している。また、クロロフィルa濃度は0.7 $\mu\text{g/L}$ 以下であることから、KH-99-3(以下99と記す)を含めた3航海において、St.KNOTはHNLC海域に属する。図6左はSt.KNOTにおける3航海の鉄濃度の鉛直分布である。97では、表面付近の鉄濃度が0.12 nMよりも低い値を示し、KH-99-3(以下99と記す)と同様、鉄制限を受けていると考えられる。しかし、98では、表面付近の鉄濃度が0.12 nMよりも高い値を示した。図7は3航海の温度と塩分の関係(T-S)を示している。97の水深500 m以浅ではT-Sの関係が他の2航海と大きく異なっている。また、99と98では、125 m以浅におけるT-Sの関係が異なっている。これらの深度ではそれぞれの航海で異なる水塊を観測したことを示している。同じ観測点でも水塊によって鉄濃度が大きく異なることが明らかになった。水塊の起源とその鉄濃度を調査することにより、鉄の輸送過程の一端が明らかにできると期待される。

St.Papaでは97で試料を採取し、測定を行なっている。図6(右)はSt.Papaにおける2航海の結果とNishioka et al. (2001)から引用した鉄濃度の鉛直分布を示している。St.PapaではSt.KNOTと異なり、T-Sの関係に大きな変化は見られなかった。1999年7月に試料採取を行なった99における鉄濃度は、0~125 mまで0.12 nMよりも低い値を示して鉄制限を受けている。同様の鉛直分布が1998年の6月および9月に報告されている(Nishioka et al.2001)。一方、1997年8月に試料採取を行なった97では0~30 mに

おいて0.12 nMよりも高い値を示し、その後125 mまで鉄制限を受けている。Nishioka et al.(2001)は1997年9月に同様の結果を報告している。KH-97-2及びKH-99-3航海では自動分析装置(Nakayama et al.1989)を用いて陸起源物質の指標となるマンガン濃度も同時に測定している。この時、表面では99の0.4 nMに対して97は0.8 nMのマンガンの検出された。少なくとも夏季のSt.Papaでは、陸起源物質が供給され、鉄濃度が時間的に変化していると考えられる。陸起源物質の供給過程は、大気降水物、沿岸や大陸辺縁部からの移流などが考えられ、その過程についてはさらなる検討が必要である。

本研究(99)のSt.03~05およびSt.09でも、表面において鉄濃度が高く、その下層において鉄制限を受けているという結果が見られた。これらの測点でも、St.Papaと同様な陸起源物質の供給過程が存在するため、表面の鉄濃度が高い値を示している可能性がある。季節変化を含めた詳しい観測が必要であろう。

5. 結論

北太平洋亜寒帯域およびベーリング海における鉄の分布を明らかにした。また栄養塩濃度と比較しながら、鉄の一次生産に与える影響を検討した。深層における鉄濃度は0.6 nMといった一定の値には収束せず、海域によって変動する可能性を示唆した。また、鉄、ケイ酸、硝酸塩濃度から、ENPだけでなく、WNPやBSにおいても広い範囲がHNLC海域であり、鉄が植物プランクトンの一次生産を制限していることがわかった。ケイ酸は二次的な制限因子となっている可能性がある。St.KNOTでは観測毎に異なった水塊が見られた。また、St.Papaには陸起源物質の供給が時間的に変化していることを示唆した。

今後、鉄の溶存形態を明らかにすること

で、その分布や一次生産に対する寄与についてさらに詳しい知見が得られることが期待される。また、鉄の試料と同時に現場の植物プランクトンを用いて半飽和定数を決定すること、ケイ藻以外の植物プランクトンの鉄制限について詳細に研究することが求められる。

謝辞

白鳳丸KH-99-3次航海において試料採取や分析にご協力くださった乗船研究者とクルーの皆様にご礼申し上げます。また、植物プランクトンに関する情報を頂いた名古屋大学地球水循環研究センターの鈴木光次氏に深く感謝の意を表します。

本稿は故中山英一郎先生がご存命中に御指導をいただいた研究です。先生のご冥福を祈りつつ、投稿させていただきました。このような機会を与えてくださった諸先生、諸先輩方に心から御礼申し上げます。

参考文献

- Boyle E. (1997) : What controls dissolved iron concentrations in the world ocean? -A comment. *Mar. Chem.*, **57**, 163-167.
- Bruland K. W., Oriens K. J., Cowen J. P. (1994) : Reactive trace metals in the stratified central North Pacific. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58**, 3171-3182.
- Coale K. H., Johnson K. S., Fitzwater S. E., Gordon R. M., Tanner S., Chavez F. P., Ferioli L., Sakamoto C., Rogers P., Millero F., Steinberg P., Nightingale P., Cooper D., Cochlan W. P., Landry M. R., Constantinou J., Rollwagen G., Trasvina A., Kudela R. (1996a) : A massive Phytoplankton bloom induced by an ecosystem-scale iron fertilization experiment in the equatorial Pacific Ocean. *Nature*, **383**, 495-501.
- Coale K. H., Fitzwater S. E., Gordon R. M., Johnson K. S., Barber R. T. (1996b) : Control of community growth and export production by upwelled iron in the equatorial Pacific Ocean. *Nature*, **379**, 621-624.
- Goering J. J., Nelson D. M., Carter J. A. (1973) : Silicic acid uptake by natural populations of marine phytoplankton. *Deep-sea Res.* **I**, **20**, 777-789.
- Hutchins D. A., Bruland K. W. (1998) : Iron-limited diatom growth and Si:N uptake ratio in a coastal upwelling regime. *Nature*, **393**, 561-564.
- Johnson K. S., Gordon R. M., Coale K. H. (1997) : What controls dissolved iron concentrations in the world ocean? *Mar. Chem.*, **57**, 137-161.
- Kuma K., Nishioka J., Matsunaga K. (1996) : Controls on iron(III) hydroxide solubility in seawater : The influence of pH and natural organic chelators. *Limnol. Oceanogr.*, **41**, 396-407.
- Liu H., Suzuki K., Saino T. (2002) : Phytoplankton growth and microzooplankton grazing in the subtropical Pacific Ocean and the Bering Sea during summer 1999. *Deep-Sea Res.* **I**, **49**, 363-376.
- Martin J. H., Coale K. H., Johnson K. S., Fitzwater S. E., Gordon R. M., Tanner S. J., Hunter C. N., Elrod V. A., Nowicki J. L., Coley T. L., Barber R. T., Lindley S., Watson A. J., Van Scoy K., Law C. S., Liddicoat M. I., Ling R., Stanton T., Stockel J., Collins C., Anderson A., Bidigare R., Ondrusek M., Latasa M., Millero F. J., Lee K., Yao W., Zhang J. Z., Friederich G., Sakamoto C., Chavez F., Buck K., Kolber Z., Greene R., Falkowski P., Chisholm S. W., Hoge F., Swift R., Yungel J., Turner S., Nightingale P., Hatton A., Liss P., Tindale N. W. (1994) : Testing the iron hypothesis in ecosystems of the equatorial Pacific Ocean. *Nature*, **371**,

- 123-129.
- Martin J. H., Fitzwater S. E. (1988) : Iron deficiency limits phytoplankton growth in the north-east Pacific subarctic. *Nature*, **331**, 341-343.
- Martin J. H., Fitzwater S. E., Gordon R. M. (1990a) : Iron deficiency limits phytoplankton growth in Antarctic waters. *Global Biogeochem. Cycles*, **4**, 5-12.
- Martin J. H., Gordon R. M. (1988) : Northeast Pacific iron distributions in relation to phytoplankton productivity. *Deep-Sea Res. I*, **35**, 177-196.
- Martin J. H., Gordon R. M., Fitzwater S. E. (1990b) : Iron in Antarctic waters. *Nature*, **345**, 156-158.
- Martin J. H., Gordon R. M., Fitzwater S. E., Broenkow W. W. (1989) : Vertex : phytoplankton/iron studies in the Gulf of Alaska. *Deep-sea Res. I*, **36**, 649-680.
- Measures C. I., Vink S. (2001) : Dissolved Fe in the upper waters of the Pacific sector of the Southern Ocean. *Deep-Sea Res. II*, **48**, 3913-3941.
- Nakayama E., Isshiki K., Sohrin Y., Karatani H. (1989) : Automated determination of manganese in seawater by electrolytic concentration and chemiluminescence detection. *Anal. Chem.*, **61**, 1392-1396.
- Nelson D. M., Treguer P. (1992) : Role of silicon as a limiting nutrient to Antarctic diatom : evidence from kinetics studies in the Ross sea ice-edge zone. *Mar. Ecol. Progress Series*, **80**, 255-264.
- Nelson D. M., Brzezinski M. A., Sigmon D. E., Franck V. M. (2001) : A seasonal progression of Si limitation in the Pacific sector of the Southern Ocean. *Deep-Sea Res. II*, **48**, 3973-3995.
- Nishioka J., Takeda S., Wong C. S., Johnson W. K. (2001) : Size-fractionated iron concentrations in the northeast Pacific Ocean : distribution of soluble and small colloidal iron. *Mar. Chem.*, **74**, 157-179.
- Obata H., Karatani H., Nakayama E. (1993) : Automated detection of iron in seawater by chelating resin concentration and chemiluminescence detection. *Anal. Chem.*, **65**, 1524-1528.
- Obata H., Karatani H., Matsui M., Nakayama E. (1997) : Fundamental studies for chemical speciation of iron seawater with an improved analytical method. *Mar. Chem.*, **56**, 97-106.
- Rue E. L., Bruland K. W. (1995) : Complexation of iron(III) by natural organic ligands in the central North Pacific as determined by a new competitive ligand equilibration / adsorptive cathodic stripping voltammetric method. *Mar. Chem.*, **50**, 117-138.
- Suzuki K., Minami C., Liu H., Saino T. (in press) : Temporal and spatial patterns of chemotaxonomic algal pigments in the subarctic Pacific and the Bering Sea during the early summer of 1999. *Deep-sea Res. II, Special issue on the north pacific biogeochemical processes*.
- Takeda S. (1998) : Influence of iron availability on nutrient consumption ratio of diatoms in oceanic waters. *Nature*, **393**, 774-777.
- Takeda S., Obata H. (1995) : Response of equatorial Pacific phytoplankton to subnanomolar Fe enrichment. *Mar. Chem.*, **50**, 219-227.
- van den Berg C. M. G. (1995) : Evidence for organic complexation of iron in seawater., *Mar. Chem.*, **50**, 139-157.
- Wu J., Boyle E., Wen L-S. (2001) : Soluble and colloidal iron in the oligotrophic North Atlantic and North Pacific. *Science*, **293**, 847-849.

【英文要旨】

Iron distributions in the subarctic Pacific Ocean and the Bering Sea.

M. Takano*, H. Obata**, M. Maruo* and E. Nakayama*

*School of Environmental Science, The University of Shiga Prefecture,
Hikone, Shiga 522-8533, Japan

**Ocean Research Institute, The University of Tokyo, Nakano-Ku, Tokyo 164-8639,
Japan

The subarctic Pacific Ocean and the Bering Sea belong to the most productive oceanic regions, and some of which are characterized as "high nutrient, low chlorophyll (HNLC)". In the eastern subarctic Pacific Ocean (the Gulf of Alaska), iron deficiency possibly induces HNLC. In the western subarctic Pacific Ocean and the Bering Sea, however, the limiting factor for primary production is not clear. We studied iron distributions in the subarctic Pacific and the Bering Sea during the research cruise of Hakuho-maru, KH-99-3, and evaluated the limiting factor for the primary production in these regions. Our data are inconsistent with those in Johnson et al. (1997), the reason of which was possibly caused by the difference in the analytical method. Our study indicated that iron was a primary limiting factor in most of the HNLC regions, though silicate could be a co-limiting factor. We compared the consumption ratio of silicate to nitrate in the upper layer, and confirmed that silicate was the secondary limiting factor in these regions.
