

1990年夏期親潮水域における亜表層の アンモニア態窒素の極大について

塩本明弘*・横山吉雄**・松村皐月*

Subsurface ammonium maximum in the Oyashio area in the summer of 1990

Akihiro SHIOMOTO,* Yoshio YOKOYAMA** and Satsuki MATSUMURA*

Abstract

The maximum concentration of ammonium appeared in a subsurface layer of 30 to 60m, just below or within the pycnocline. The concentration was in the range of 0.5 to 1.0 $\mu\text{g-at.} \cdot \text{l}^{-1}$. Nitrite showed same vertical profile but nitrate, phosphate and silicate increased with depth. It was suggested that the ammonium maximum just below the pycnocline probably contributes little to the primary production while that within the pycnocline contributes much to it in the Oyashio area during summer.

はじめに

アンモニア態窒素は海洋における基礎生産を支える重要な栄養塩のひとつである。その濃度は、湧昇や陸水の影響を受けていない沿岸域では数 $\mu\text{g-at.} \cdot \text{l}^{-1}$ 以下、受けている沿岸域では 20~25 $\mu\text{g-at.} \cdot \text{l}^{-1}$ に達する場合もあるが、外洋域では 0.5 $\mu\text{g-at.} \cdot \text{l}^{-1}$ 以下と通常他の栄養塩に比べて低い(Sharp, 1983)。アンモニア態窒素の鉛直分布は濃度が深さとともに増加する硝酸態窒素、燐酸態燐並びに珪酸態珪素とは異なり、夏季の北海道南西部に位置する噴火湾の中層(深さ 50~70 m)に 10 $\mu\text{g-at.} \cdot \text{l}^{-1}$ 程度の(米田, 1980)、夏季の北部北太平洋やベーリング海の亜表層(深さ 30~50 m)に 0.5~7 $\mu\text{g-at.} \cdot \text{l}^{-1}$ 程度の(Saino *et al.*, 1983)、赤道域の亜表層(深さ 100~130 m)に 0.5~1.3 $\mu\text{g-at.} \cdot \text{l}^{-1}$ 程度の(才野, 1991) 極大値がみられている。動物プランクトンからの排泄、懸濁態有機物の緩慢な分解がこの極大の供給元として挙げられている。さらに、この極大を形成しているアンモニア態窒素は、各々の水域における基礎生産にとって重要な役割を担っている可能性も指摘されている。著者らも 1990年9月の北海道近海の親潮水域における観測において、亜表層(深さ 30 m 近辺)に 0.5~1 $\mu\text{g-at.} \cdot \text{l}^{-1}$ 程度のアンモニア態窒素の極大値を観測した。本論文においてはその時の観測結果を報告し、極大を形成しているアンモニア態窒素が親潮水域の生物生産に及ぼす意義について考察する。

1991年10月25日受理 遠洋水産研究所業績 第284号

* 遠洋水産研究所 National Research Institute of Far Seas Fisheries, 7-1, Orido 5 chome, Shimizu-shi, Shizuoka 424, Japan

** 三洋テクノマリン株式会社 Sanyo Techno Marine Co., Ltd., 3-17, Nihonbashi-Horidomecho 1 chome, Chuo-ku, Tokyo 103, Japan

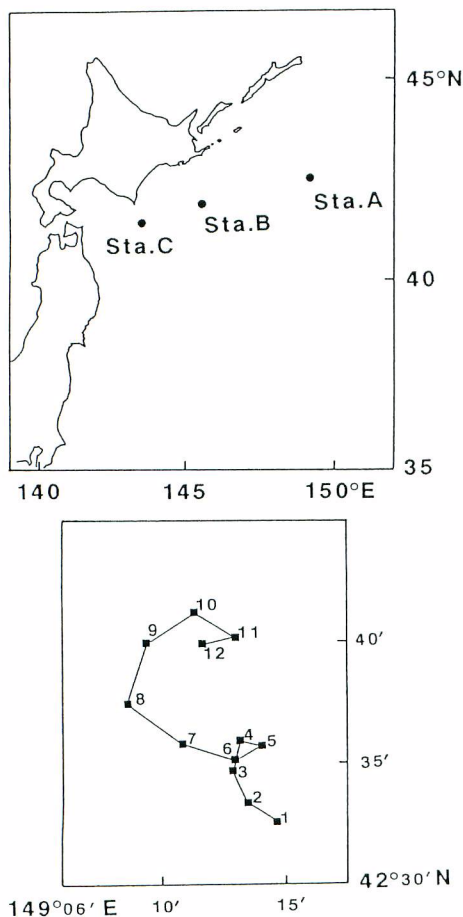


Figure 1 Location of sampling stations in Oyashio area.

Upper: Position of Sta. A, Sta. B and Sta. C.

Lower: Track of the drifting buoy during time series experiments at Sta. A. Water samples were collected at the solid squares. Number represent time: 1, 6:44 AM; 2, 10:03 AM; 3, 1:07 AM; 4, 3:55 PM; 5, 6:40 PM; 6, 9:48 PM; 7, 12:45 PM; 8, 3:36 AM; 9, 6:43 AM; 10, 10:01 AM; 11, 1:02 AM; 12, 3:57 PM.

資料および方法

本観測は1990年9月の遠洋水産研究所所属の俊鷹丸(393.44 t)の航海において行われた(図1)。Sta. Aにおいては同一水塊における経時観測を目指し、長さ4 mのカーテンドログを付けた表層ブイをおよそ36時間追跡し、3時間毎に観測した。Sta. BとCでは午前8時頃のみ観測を行った。水温と塩分の測定並びに海水試料の採水にはニールブラウン社製のCTDロゼットマルチサンプラーを用いた。採水層は0 m, 10 m, 20 m, 30 m, 40 m, 50 m, 60 m, 70 m, 80 m, 100 m, 120 m及び150 mの合計12層であった。

採水後は海水試料を直ちにポリエチレン瓶に入れて -20°C で凍結保存して研究室に持ち帰った。アンモニア態窒素、亜硝酸態窒素、硝酸態窒素、燐酸態燐及び珪酸態珪素はParsons *et al.* (1984)の方法に従い分析された。クロロフィル a 量は、Whatman GF/Fフィルターで濾過し、90%アセトンにより浸漬抽出(佐藤ほか, 1981)した後にターナー1102型蛍光光度計を用いて測定された。

結 果

1. Sta. Aにおける経時観測

水温、塩分及び密度(σ_t)の経時変化を図2に示す。昼夜を問わず深さ15 mから30 mにかけて顕著な密度躍層がみられた。密度躍層における σ_t の変化は常に約 0.15 m^{-1} であった。表面における水温は $16\sim 18^{\circ}\text{C}$ であったが、密度表層直下の水温は 8°C 程度であった。水温、塩分の経時変化は密度躍層以浅において小、以深において大であった。なお、このことから密度躍層以浅においては同一水塊は追跡されたが、以深においては追跡され得なかったと判断される。

クロロフィル a は深さ50 m以浅で高く、密度躍層の直上付近に最大値がみられたが、最大値の変化に日周リズムは認められなかった。(図2)。

アンモニア態窒素は昼夜を問わず密度躍層の直下

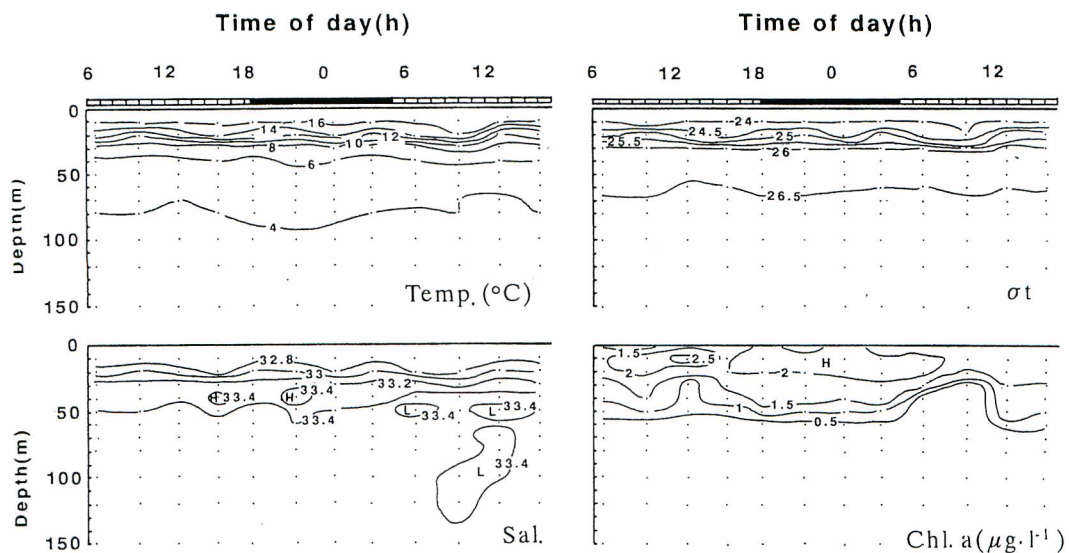


Figure 2 Time series in vertical profiles of temperature, salinity, σ_t and chlorophyll-a concentration at Sta.A. Black bars indicate the dark period.

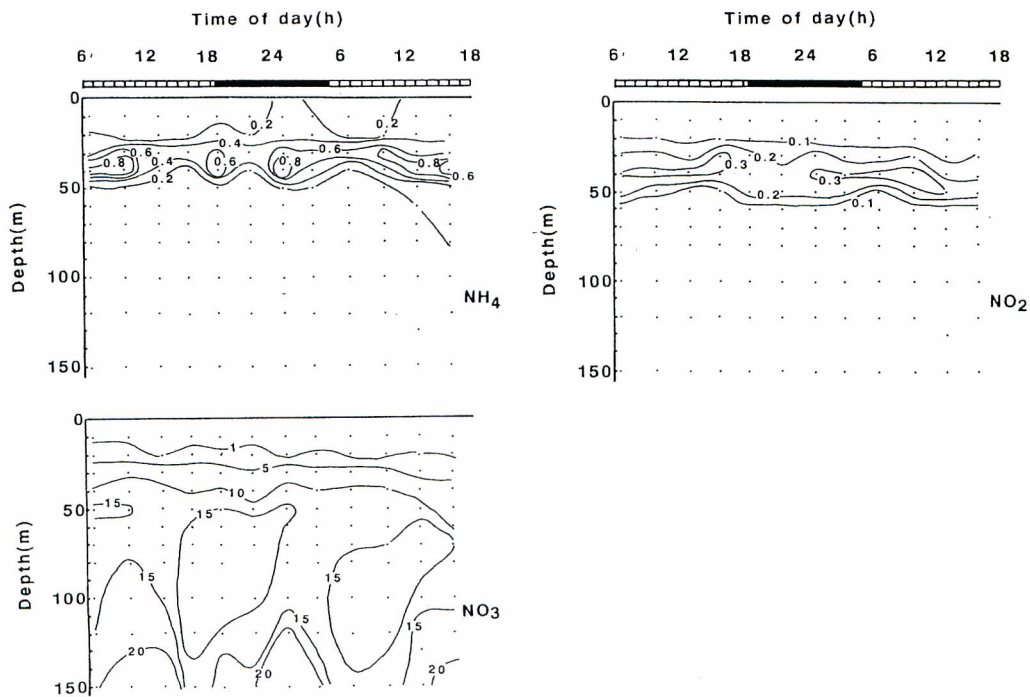


Figure 3 Time series in vertical profiles of concentrations of ammonium (NH_4), nitrite (NO_2) and nitrate (NO_3) at Sta.A. Black bars indicate the dark period.

に位置する深さ 30~40 m において $0.5 \sim 1 \mu\text{g-at} \cdot \text{l}^{-1}$ の顕著な極大値を示した (図 3)。極大値及び極大値の出現深度に日周リズムは認められなかった。亜硝酸態窒素も密度躍層の直下において $0.2 \sim 0.3 \mu\text{g-at} \cdot \text{l}^{-1}$ の極大値を示した (図 3)。その極大値は 12 回の観測の内 10 回はアンモニア態窒素の極大値の直下に、2 回は同一の深さにみられた。亜硝酸態窒素の極大値、その出現深度及び形状に日周リズムは認められなかった。硝酸態窒素は上述した 2 つの窒素態栄養塩類とは異なり、亜表層 (密度躍層直下) に極大値が認められなかった (図 3)。表面付近において硝酸態窒素はほぼ枯渇状態を呈していたが、深さとともに増加し、とくに密度躍層 (深さ 20~30 m) 以深における増加は顕著であった。また、密度躍層よりも上に相当する深さ 20 m 付近までは、観測時刻による濃度の変化は僅かであったが、それ以深とくに 40 m 以深においては観測時刻による変化が比較的顕著にみられた。磷酸態磷や珪酸態珪素についても、硝酸態窒素と同様の結果が得られた (図は省略)。なお、Sta. B 及び C の鉛直分布との比較のため、Sta. A における観測初日の午前 7 時頃の水温、塩分、密度、クロロフィル a 及び窒素態栄養塩類の鉛直分布を図 4 a に示しておく。

2. Sta. B における鉛直観測

Sta. B における水温、塩分及び密度 (σ_t) の鉛直分布を図 4 b に示す。明らかな密度躍層が深さ 10 m か

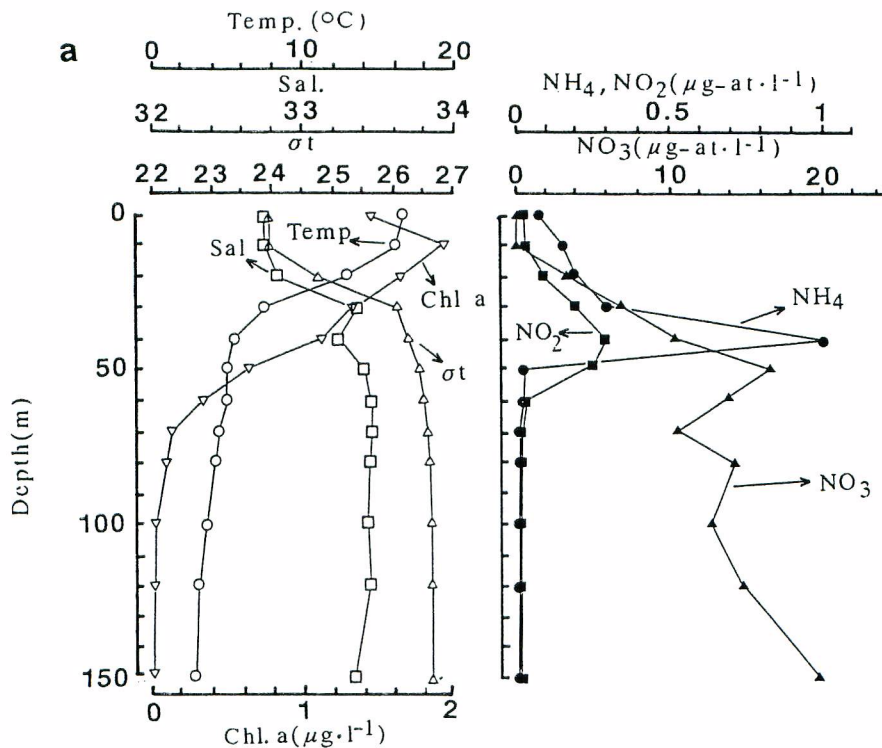


Figure 4 Vertical profiles of temperature, salinity, σ_t and concentrations of chlorophyll-a (Chl.a), ammonium (NH_4), nitrite (NO_2) and nitrate (NO_3) at Sta.A(a), Sta.B(b) and Sta.C(b).

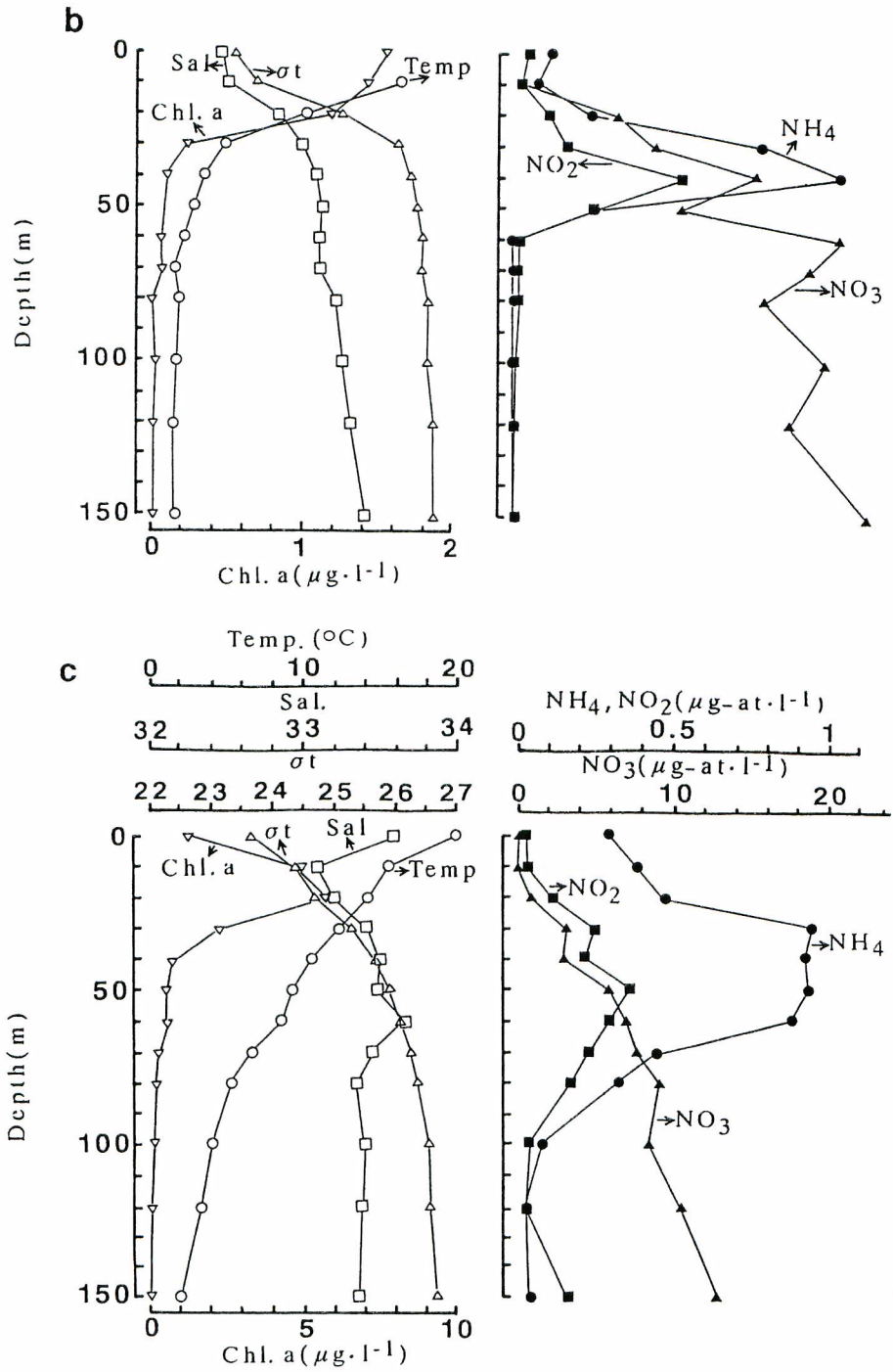


Fig. 4 (Continued)

ら 30 m にかけてみられた。密度躍層における σ_t の変化は Sta. A と同様約 0.15 m^{-1} であった。表面における水温は 18°C で、密度躍層直下の水温は 4°C 程度であった。

クロロフィル *a* は表面において最大値を示したが、密度躍層以深では急激に減少し、60 m 以深ではごく僅かであった (図 4 b)。

Sta. B においても $1.3 \mu\text{g}\cdot\text{at}\cdot\text{l}^{-1}$ の顕著なアンモニア態窒素の極大値が深さ 40 m の密度躍層直下にみられた (図 4 b)。亜硝酸態窒素の極大値も同一深度にみられた (図 4 b)。硝酸態窒素は表層において枯渇状態を呈し、亜表層では極大値が存在することなく、深さとともに増加し、とくに密度躍層以深における増加は顕著であった (図 4 b)。また、燐酸態燐や珪酸態珪素についても硝酸態窒素と同様の鉛直分布を示した (図は省略)。

3. Sta. C における鉛直観測

Sta. C における水温、塩分及び密度 (σ_t) の鉛直分布を図 4 c に示す。密度は深さとともに増加したが、Sta. A 及び B でみられたような顕著な密度躍層が亜表層に認められず、緩やかな密度躍層が深さ 10 m から 60 m に認められ、その間における σ_t の変化は約 0.04 m^{-1} であった。水温は表面において 20°C で深さとともに減少し、深さ 40 m 近辺で 10°C 程度、密度躍層直下の深さ 70 m では 8°C 程度であった。

クロロフィル *a* は密度躍層の上部に相当する深さ 20 m において $6.4 \mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$ の最大値を示した (図 4 c)。この値は他の観測点での最大値 ($1\sim 2 \mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$) に比較して顕著に高かった。クロロフィル *a* は深さ 30 m 以深において顕著に減少し、80 m 以深ではごく僅かであった。

Sta. C においてもこれまでと同様 $1 \mu\text{g}\cdot\text{at}\cdot\text{l}^{-1}$ 程度のアンモニア態窒素の極大値が亜表層にみられた (図 4 c)。他の観測点においては密度躍層の直下に相当する深さ 30 m ないしは 40 m に顕著なアンモニア態窒素の極大値がみられたが、ここでは密度躍層内に相当する深さ 30 m から 60 m にかけてみられた。亜硝酸態窒素についても $0.5 \mu\text{g}\cdot\text{at}\cdot\text{l}^{-1}$ 程度の極大値がアンモニア態窒素の極大値と同一深度にみられた (図 4 c)。硝酸態窒素は亜表層に極大値が認められず、表面付近ではほぼ枯渇状態を呈したが、深さとともに徐々に増加した (図 4 c)。また、燐酸態燐や珪酸態珪素についても硝酸態窒素と同様の鉛直分布を示した (図は省略)。

考 察

亜表層にみられるアンモニア態窒素極大の供給元として、動物プランクトンからの排泄並びに懸濁態有機物の分解が指摘されている (米田, 1980; Saino *et al.*, 1983)。懸濁態有機物の分解が主たる供給元であるならば、懸濁物の蓄積がみられる密度躍層の直上に極大がみられるはずである。さらに、表層における懸濁態有機物の量がアンモニア態窒素極大の濃度に反映するであろう。ところが、本観測においてみられたアンモニア態窒素の極大値は、Sta. A と B では密度躍層の直下に、Sta. C では密度躍層内にみられた (図 3, 4)。また、表層におけるクロロフィル *a* の値は、Sta. B では $2 \mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$ 、Sta. C では $6.4 \mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$ と著しく異なっていたにも関わらず、亜表層にみられたアンモニア態窒素の極大値は両点ともに $1 \mu\text{g}\cdot\text{at}\cdot\text{l}^{-1}$ 程度であった (図 4)。これらの結果は、夏季の親潮水域においてみられる亜表層アンモニア態窒素の極大は動物プランクトンからの排泄を主たる供給元としていることを物語っている。さらに、アンモニア態窒素極大値のみられる深さでの水温は表面に比べて著しく低く 10°C 以下を呈し、極大値のみられた深さは海面直上光の強さを 100% とすると数% の強さに相当した。このような低温及び光条件は消化作用を遅らせ、アンモニア態窒素の蓄積を促すであろう (Kaplan, 1983)。また、経時観測

の結果からアンモニア態窒素の極大は昼夜を問わずほぼ同一深度（密度躍層直下）にみられた。大型の動物プランクトンは大きな日周垂直移動を行うであろうから、微小動物プランクトンの方が極大の形成に大きく寄与していると推察される。

噴火湾、北部北太平洋並びにベーリング海において、アンモニア態窒素の極大を形成するアンモニア態窒素は、基礎生産に多大の影響をおよぼし得ることが指摘されている（米田, 1980; Saino *et al.*, 1983）。本観測においても、Sta. Cではアンモニア態窒素の極大は躍層内にみられ、Sta. A及びBに比べて密度の鉛直勾配は極めて小さかった。Sta. Cでは極大を形成するアンモニア態窒素は基礎生産に大きな影響を及ぼしていると考えられ、ここでの表層クロロフィル a 濃度が他に比べて高いことがその傍証となっている。

一方、Sta. AとBにおけるアンモニア態窒素の極大は密度躍層直下に形成されていたため、密度躍層よりも上層への供給はほとんど期待できないであろう。また、極大値のみみられた深さは数%光深度に相当するため、その深度におけるアンモニア態窒素は基礎生産に活発に利用されている可能性がある。しかしながら、両観測点の基礎生産力は10%光深度で著しく減少し、有光層の底部では殆ど認められなかった（塩本, 未発表）。したがって、極大値のみみられた深さにおいて植物プランクトンによりアンモニア態窒素が活発に利用されているとは考えがたい。

夏季の内湾及び陸近くでは、 $5 \sim 10 \text{ m} \cdot \text{S}^{-1}$ 程度の風が数日間連吹すると、表層の擾乱により下層から表層へ栄養塩類が供給されて、植物プランクトンのブルーミングが起こることはよく知られている（Takahashi and Kishi, 1984; 大谷, 1986）。しかしながら、北太平洋亜寒帯の外洋域の春から夏におけるTabata *et al.* (1985)の結果によると、強風に起因して表層混合層の深さは増加するが、水温躍層は依然形成されていた。また、同一海域の5月におけるDenman and Gargett (1988)の結果によれば、深さ20 m近辺に形成されている密度躍層（ σ_t の変化は $0.1 \sim 0.2 \text{ m}^{-1}$ 程度）は、 $14 \text{ m} \cdot \text{S}^{-1}$ 程度の風が数日間連吹しても形成されていた。1990年から過去10年間における夏季の北海道周辺域及び北部北太平洋域における1日1回程度の観測にて得られた風力の結果をみると、いずれの年においてもビュフォート風力階級2~5（風速 $1 \sim 10 \text{ m} \cdot \text{S}^{-1}$ ）が全体の80%以上を占め、風速 $14 \text{ m} \cdot \text{S}^{-1}$ 以上（風力階級7以上）の風が吹くことは稀であることがわかる（図5）。したがって、夏季において風に起因する亜表層のアンモニア態窒素の表面への供給はあまり期待できないと考えられる。すなわち、夏季親潮水域において、密度躍層直下で極大を形成するアンモニア態窒素は、夏季の基礎生産に大きく寄与するとは考えがたい。

親潮水域に位置する噴火湾の内外や道東沖においては、春季のみならず秋季においても植物プランクトンのブルーミングがみられる（田村, 1951;

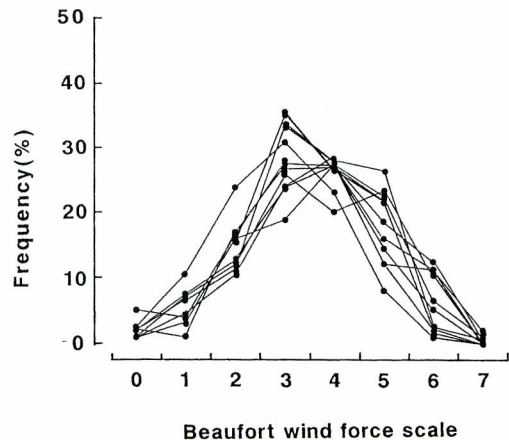


Figure 5 Frequency distribution (%) of Beaufort wind force scale around Hokkaido and the northern North Pacific during summer (from Faculty of Fisheries, Hokkaido University, 1981, 1982, 1983, 1984, 1985, 1986, 1987, 1988, 1989 and 1990).

荻島, 1991)。秋季ブルーミングの発現は鉛直混合を生じることにより、下層から比較的高濃度の栄養塩類が補給されることに起因すると考えられる。鉛直混合が起ると、窒素源として硝酸態窒素はもちろん密度躍層直下の極大値を形成しているアンモニア態窒素も表面に供給される。アンモニア態窒素は、植物プランクトンにとり最も好まれる窒素源である (McCarthy *et al.*, 1977)。これは、他の窒素源に比べて同化作用に必要なエネルギーや還元力が少なくすむからである。このような高効率の窒素源であるアンモニア態窒素の比較的高濃度の供給は、秋季ブルーミングの発現に貢献している可能性がある。

基礎生産は利用する窒素態栄養塩の形態により新生産 (new production) と再生産 (regenerated production) とに大別され、新生産は生態系全体としての有機物の増加につながり、再生産はつながらない (Dugdale and Goering, 1967)。新生産では硝酸態窒素や分子状窒素が、再生産ではアンモニア態窒素や尿素等が利用される。しかしながら、亜表層に極大を形成しているアンモニア態窒素が表層に供給されて起る基礎生産は、栄養塩の再利用というよりは新たなる追加の形をとることから、再生産というよりは新生産の範疇に入れるべきであろう。したがって、秋季とくに鉛直混合が起こり始めたころの新生産は、従来通りの方法で求めたのであれば、過小評価となるだろう。

夏季親潮水域においてはアンモニア態窒素が亜表層に極大値を示し、この極大値が密度躍層内にある場合とその直下にある場合が観測された。いずれの場合がより一般的な夏季におけるアンモニア態窒素の分布であるかは今後の観測結果の蓄積を待たねばならないが、前者の場合であれば夏季の基礎生産に、後者の場合であれば初秋の基礎生産に影響を及ぼすことが示唆された。今後、夏季の親潮水域における物質循環や低次生物生産機構の解明のために、亜表層のアンモニア態窒素極大の形成メカニズムの解明や基礎生産への寄与の定量的な把握が必要である。

謝 辞

試料を得るにあたり多大のご協力を頂いた水産庁遠洋水産研究所所属の俊鷹丸船長並びに乗組員の方々に厚くお礼申し上げます。

文 献

- DENMAN, K.L. and A.E.GARGETT 1988: Multiple thermoclines are barriers to vertical exchange in the subarctic Pacific during SUPER, May 1984. *J. Mar. Res.*, 46(1), 77-103.
- DUGDALE, R.C. and J.J.GOERING 1967: Uptake of new regenerated forms of nitrogen in primary production *Limnol. Oceanogr.*, 12(2), 196-206.
- 北海道大学 水産学部 1982: 海洋調査漁業試験要報第 25 号, 351 pp.
- 1983: 海洋調査漁業試験要報第 26 号, 364 pp.
- 1984: 海洋調査漁業試験要報第 27 号, 376 pp.
- 1985: 海洋調査漁業試験要報第 28 号, 390 pp.
- 1986: 海洋調査漁業試験要報第 29 号, 348 pp.
- 1987: 海洋調査漁業試験要報第 30 号, 402 pp.
- 1988: 海洋調査漁業試験要報第 31 号, 396 pp.
- 1989: 海洋調査漁業試験要報第 32 号, 4342 pp.
- 1990: 海洋調査漁業試験要報第 33 号, 374 pp.

- 1991: 海洋調査漁業試験要報第33号, 362 pp.
- KAPLAN, W.A. 1983: Nitrification. *In*: Nitrogen in the Marine Environment (CARPENTAR, E.J. and CAPONE, D.G. ed.), 139-190, Academic Press, New York.
- 米田義昭 1980: 噴火湾における生態系と栄養元素の挙動について. 水産海洋研究会報, 37, 33-36.
- McCARTHY, J.J., W.R. TAYLOR and J.L. TAFT 1977: Nitrogenous nutrient availability and phytoplankton preferences. *Limnol. Oceanogr.*, 22(6), 996-1011.
- 荻島 隆 1991: 北海道南東海域におけるマイワシの餌料としてのクロロフィル a 分布, 北海道区水産研究所研究報告, 5, 73-184.
- 大谷清隆 1986: 短時日吹く風によって生じる沿岸湧昇, 沿岸海洋研究ノート, 23(2), 155-165.
- PARSONS, T.R., M. MAITA and C.M. LALLI 1984: A Manual of Chemical and Biological Methods for Seawater Analysis. Pergamon Press, Oxford, 173 pp.
- 才野敏郎 1991: 中部太平洋赤道域の栄養塩環境, 日本海洋学会創立50周年記念大会講演要旨, 145-146.
- SAINO, T., H. OTOBE, E. WADA and A. HATTORI 1983: Subsurface ammonium maximum in the northern North Pacific and the Bering sea in summer. *Deep-Sea Res.*, 30(11), 1157-1171.
- 佐藤亘男・古橋賢造・榎原資嗣 1981: 気象庁で採用している磨砕なしの植物プランクトン色素の蛍光抽出法について, 日本プランクトン学会誌, 28(2), 173-178.
- SHARP, J.H. 1983: The distribution of inorganic nitrogen and dissolved and particulate organic nitrogen. *In*: Nitrogen in the Marine Environment (CARPENTAR, E.J. and CAPONE, D.G. ed.), 1-35, Academic Press, New York.
- TABATA, S., N.E. BOSTON and F.M. BOYCE 1965: The relation between wind speed and summer isothermal surface layer of water at Ocean Station P in the eastern subarctic Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, 70(16), 3867-3878.
- TAKAHASHI, M. and M. KISHI 1984: Phytoplankton growth response to wind induced regional upwelling occurring around the Izu Islands off Japan. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 40(3), 221-229.
- 田村 正 1951: 噴火湾近海に出現するプランクトンの季節的变化について, 北水試研究報告, 8, 26-38.