北太平洋亜寒帯水域におけるChl-a濃度の季節変動の地理的差異とその要因

誌名	日本プランクトン学会報
ISSN	03878961
著者名	田所,和明
発行元	日本プランクトン学会
巻/号	47巻2号
掲載ページ	p. 111-115
発行年月	2000年8月

農林水産省 農林水産技術会議事務局筑波産学連携支援センター
Tsukuba Business-Academia Cooperation Support Center, Agriculture, Forestry and Fisheries Research Council Secretariat

AgriKnowledge

Bull. Plankton Soc. Japan 47(2):111-115, 2000

北太平洋亜寒帯水域におけるChl-*a*濃度の季節変動の地理的差異とその要因

田所　和明

東京大学海洋研究所　〒164-0014 東京都中野区南台1-15-1
現在：地球フロンティア研究システム　〒105-0013 東京都港区浜松町1-18-16 住友浜松町ビル4F

Geographical variation of Chl-*a* seasonality in the subarctic North Pacific Ocean

KAZUAKI TADOKORO

Ocean Research Institute University of Tokyo, 1-15-1 Minamidai, Nakono-ku, Tokyo 164-0014, Japan
Present address: Frontier Research System for Global Change, Sumitomo Hamamatucho bldg. 4F, 1-18-16 Hamamatucho Minatoku Tokyo 105-0013, Japan

Abstract To understand clearly the geographical variability of chlofophyll a (Chl-*a*) seasonality in the subarctic North Pacific Ocean, we compared the seasonal variation of biological and physical conditions among different regions. The data downloaded from the JODC (Japan Ocean Data Center) web site (http://www.jodc.jhd.go.jp/), and oceanographic data collected by Japanese high seas salmon research were examined. The data were collected from 1920 to 1991 at 86, 267 stations. The subarctic North Pacific was divided into the Oyashio, the Sea of Okhotsk, western Pacific, central Pacific, eastern Pacific, Bering basin water, and Bering shelf water. Chl-*a* concentrations were estimated based on Secchi disc depth. The spring blooming (Chl-*a* concentration: 4-6 mg m^{-3}) appeared in the Oyashio, Sea of Okhotsk, and Bering shelf water in April. No bloom occurred in the western, central, eastern Pacific, and Bering basin water. In the Sea of Okhotsk, Oyashio, and Bering shelf water, phosphate concentrations decreased after June, and reaching a minimum value (0.3-0.7 μM) between July and August. Although phosphate concentrations decreased after April in the western, central, eastern Pacific, and Bering basin water, fluctuations were smaller than in blooming waters. The mixed layer depth in the Oyashio and Sea of Okhotsk was less than 50 m in April. The development of the seasonal pycnocline may trigger the spring blooming in the these waters. On the other hand the mixed layer depth in the western, central, eastern Pacific, and Bering basin water extended below 90 m depth in April and decrease to less than 60 m in June. Although a delay in the seasonal pycnocline formation will prevent the occurrence of a spring blooming, it is uncertain why the Chl-*a* concentration did not increase after June. The lack of iron in the waters may cause the absence of a Chl-*a* increase after June.

Key words: Chl-*a*, seasonal variation, geographic variation, mixed layer depth, subarctic North Pacific

はじめに

東部北太平洋亜寒帯水域は周年，高い栄養塩濃度を示す(Anderson et al. 1969)にも関わらず，植物プランクトンのブルーミングの発生しない（Heinrich 1962）“高栄養塩低クロロフィル(HNLC)”水域である．HNLC水域となる要因の一つのに，鉄の供給量の不足が考えられている．鉄は春期ブルーミングを引き起こす珪藻類の増殖にとって必要不可欠である(Martin & Fitzwater 1988)．しかし，東部北太平洋亜寒帯水域では鉄の供給量は少ないため鉄を必要としない小型の植物プランクトンが優占する．さらに小型の植物プランクトンを捕食するマイクロ動物プランクトンの摂餌圧は小型の植物プランクトンの現存量を低く押さえ，小型の植物プランクトンは，主にマイクロ動物プランクトンから供給されるアンモニアを利用するため亜硝酸を消費しきれず，HNLC水域となると考えられている(Miller et al. 1991)．Harrison et al. (1999)は鉄の重要な供給源として“大気中の塵”を挙げている．北太平洋亜寒帯水域への大気中の塵の大部分は，偏西風によってゴビ砂漠から運ばれたものである(Duce & Tindale 1991)．数値計算の結果では，大気からの鉄の供給量は西部北太平洋，オホーツク海，西部ベーリング海で高く，中部，東部北太平洋で低いことを示している（Donaghy et al. 1991)．鉄の供給量に地理的な差異があることから，北太平洋亜寒帯水域の植物プラン

クトンの季節変化も水域によって異なる可能性がある．しかしながら，北太平洋亜寒帯水域の低次生物生産の研究は東部北太平洋を中心に進められてきたため，それ以外の水域の植物プランクトンの季節変動の知見は少ない．そこで，本論では，歴史的資料を解析することにより，植物プランクトン現存量の季節変動パターンの地理的差異の実態を明らかにし，その要因について考察した．

材料と方法

日本海洋データセンター(JODC)のウェッブサイト(http://www.jodc.jhd.go.jp/)から入手した資料，および水産庁・遠洋水産研究所から提供を受けた資料を用いた．両者を併せた資料の総観測点数は86,267，期間は1920-91年である．前者は日本，米国，カナダ，ロシアの調査船・練習船によって採集された資料を日本海洋データセンターが収集しデータベース化したものである．後者は水産庁・遠洋水産研究所のサケマス調査で得られた資料である．用いた項目は透明度(Secchi disc depth)，塩分，水温およびリン酸塩である．さらに陸棚域と外洋域を区分するために，NGDC（National Geophysical Data Center）のウェッブサイト（http://www.ngdc.noaa.gov/）から，緯度経度0.2°グリッド毎の海底深度データを入手し使用した．

北太平洋亜寒帯水域を，オホーツク海(OK)，親潮(OY)，西部水域(WP)，中部水域(CP)，東部水域(EP)，ベーリング海盆域(BO)，ベーリング陸棚域(BS)に区分した(Fig.1)．西部，中部および東部水域の南方境界付近（40°N）はしばしば亜熱帯水に覆われる．そこで，亜熱帯水に覆われた観測点を取り除くために，表面塩分＞34.0PSU(Dodimead et al. 1963)の観測点を取り除いた．親潮，西部，中部および東部水域の東西の境界はそれぞれ155°E, 170°E, 160°W経線とした．西部水域は西部亜寒帯循環をとりまく水域，東部水域はアラスカ循環をとりまく水域，中部水域は両水域の間に位置する(Fig.1)．親潮水域には黒潮-親潮混合水および黒潮水も存在する．親潮水は水深100mにおいて水温5℃ 以下を示す(Hata 1969)ことから，黒潮-親潮混合水，黒潮系水を取り除くため，水深100mの水温が5℃以上の観測点を取り除いた．さらに500mの等深線を用いてベーリング海盆域と陸棚域を区分した．東部水域においても，500m等深線から陸棚域と外洋域を区分したが，東部陸棚域は湧昇や，南からの暖水の流入の影響が大きいため今回の解析からは除外した．

観測水深は調査点によって異なるため，表面から水深500mまでの間を内挿することにより1m間隔でデータの補間を行った．塩分・水温の鉛直データを用いて密度(sigma-t)の鉛直分布を求めた．北太平洋亜寒帯水域における永久躍層は最も深い西部水域で200m程度である(Dodimead et al. 1963)．従って，季節躍層は0-200mの間に存在すると考え，表面から水深

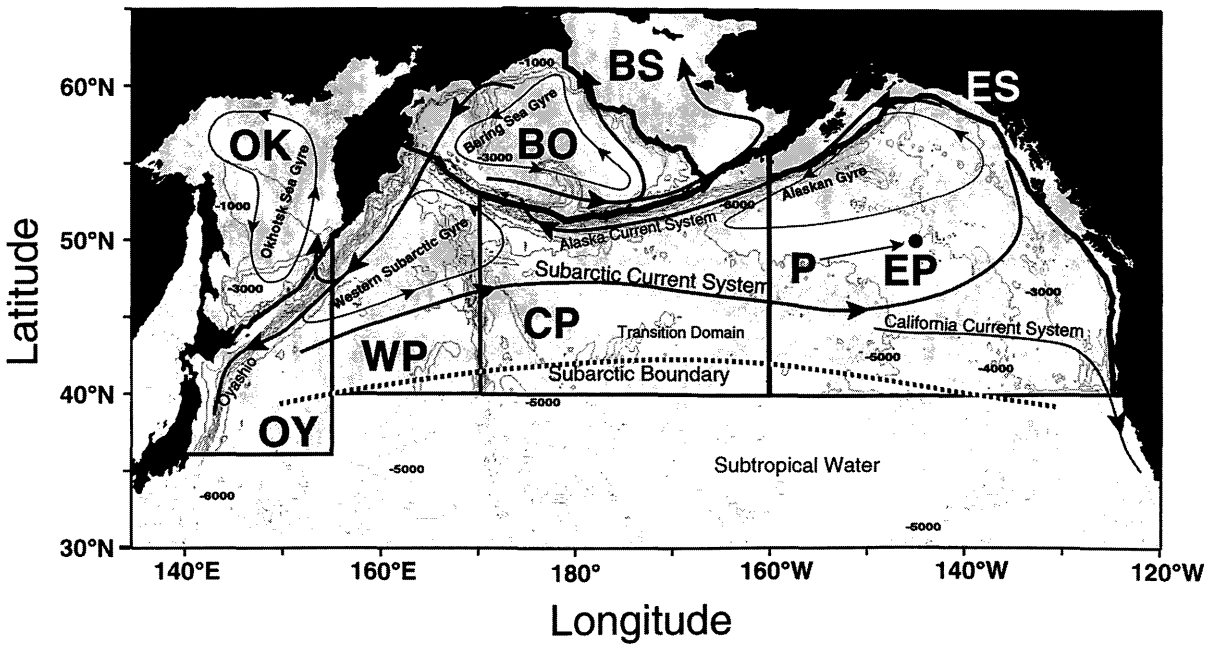

Fig. 1. The division of this study and oceanographic gyres, currents and domains of the subarctic North Pacific Ocean. OK: the Sea of Okhotsk, OY: the Oyashio, WP: the western Pacific, CP: the central Pacific, EP: the eastern Pacific, ES: shelf of the eastern Pacific, BO: Basin of the Baring Sea, BS: Shelf of the Baring Sea. Tne data in the ES was omitted in this study. Oceanographic gyres, currents and domains were refereed from Favoraite et al. (1976). Data of the bathymetry was obtained from NGDC (National Geophysical Data Center) web site.

250mの間で密度勾配が最大となる水深を季節躍層水深(鉛直混合深度)とした．ベーリング陸棚域では，平均水深が50m未満と非常に浅いため，季節躍層深度は求めていない．

Falkowski & Wilson(1992)の式を用いて透明度からChl-a濃度を求めた．

$$\text{Chl-}a = 457\ \text{TD}^{-2.37} \qquad (1)$$

Chl-a濃度は$mg\ m^{-3}$で示され，TDは透明度(m)である．透明度が<5mの場合は，5mとして計算を行った．この式はChl-a濃度実測値との比較から適切であることが確かめられている(Sugimoto & Tadokoro 1997)．

結果および論議

オホーツク海，親潮およびベーリング海陸棚域において4月にChl-a濃度の顕著な増加(4-6 $mg\ m^{-3}$)が認められた(Fig.2a)．オホーツク海および親潮のChl-a濃度の季節変動パターンはよく似ており，4月にピーク示した後，徐々に減少し，8月以降に再び2 $mg\ m^{-3}$以下の低い値で推移した．ベーリング海陸棚域におけるChl-a濃度は6月まで高い値を示し，7～8月にかけていったん3 $mg\ m^{-3}$以下に減少するが，10～11月に4 $mg\ m^{-3}$近くまで増加した．リン酸塩(PO_4)濃度はいずれの水域においてもChl-a濃度が増加した4月以降に顕著に減少し，5～9月の間，低い値(0.3-0.7 μM)で推移した(Fig.3a)．オホーツク海では10月以降，親潮では11月以降に再びリン酸塩濃度は増加した．

一方，西部水域，中部水域，東部水域およびベーリング海盆域ではChl-a濃度の春期の顕著な増加は認められず，6～9月に小さなピークを示すのみであった(Fig.2b)．リン酸塩濃度は，4月以降減少するが，その減少幅はオホーツク海，親潮およびベーリング海陸棚域に比べ小さく，5～9月の間も0.7-1.5 μMで推移した(Fig.3b)．これらのことから西部水域，中部水域，東部水域およびベーリング海盆域はHNLC水域としての特徴をもっていると言える．CZCS (Coastal Zone Color Scanner)のデータを再検討したBanse & English (1999)は，オホーツク海を除き本研究とほぼ同様のHNLC水域の広がりを推測している．しかしBanse & English (1999) はHNLC水域における秋期ブルーミングの存在を示唆しているが，今回の解析では示さなかった．

季節躍層深度の季節変化を比較すると，親潮およびオホーツク海では，季節躍層の発達時期は早く，4月に50m以浅に達する(Fig.4a)．季節躍層の発達と植物プランクトンのブルーミングの発生が同時期に起こることから，季節躍層の発達が，植物プランクトンのブルーミングの引き金になると考えられた．また，ベーリング海陸棚域の平均水深は50m未満と非常に浅いため，春に海面を覆っていた海氷が溶けることにより，植物プランクトンに利用可能な日射が十分となり，Chl-a濃度が増加した可能性が考えられた．一方，西部，中部，東部北太平洋およびベーリング海盆域では，4月にはまだ季節躍層は発達せず，6月にようやく40～60mにまで鉛直混合深度が達する(Fig.4b)．従って，これらの水域では季節躍層の発達が遅いため，春期(4～5月)ブルーミングが発生しないと考えられた．

ではなぜ，季節躍層の発達する6月以降もChl-a濃度は増加しないのであろうか．春期ブルーミングを引き起こす大型の珪藻の増殖には鉄が必要であるが，小型の植物プランクトンの増殖には必要でないため，鉄の不足する水域では小型の植物プランクトンが卓越すると考えられている (Martin & Fitzwater 1988)．その結果，小型の植物プランクトンから微小動物プラ

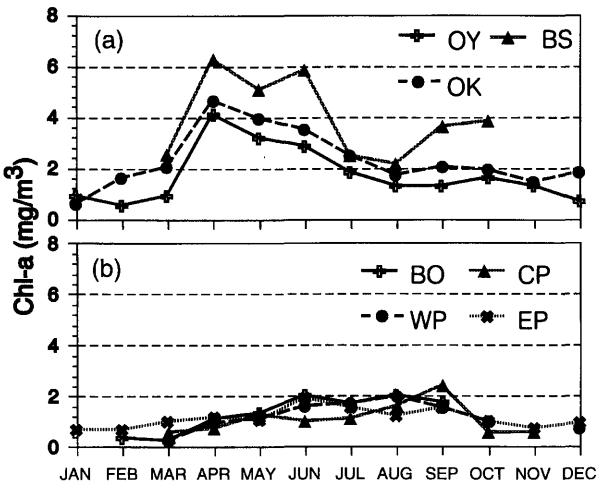

Fig. 2. Average seasonal variation in surface Chl-a concentration. See the division of the Fig. 1.

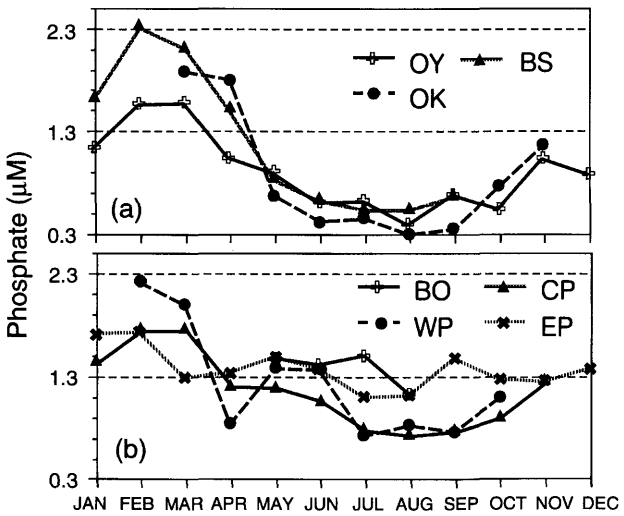

Fig. 3. Average seasonal variation in surface phosphate (μM). See the division of the Fig. 1.

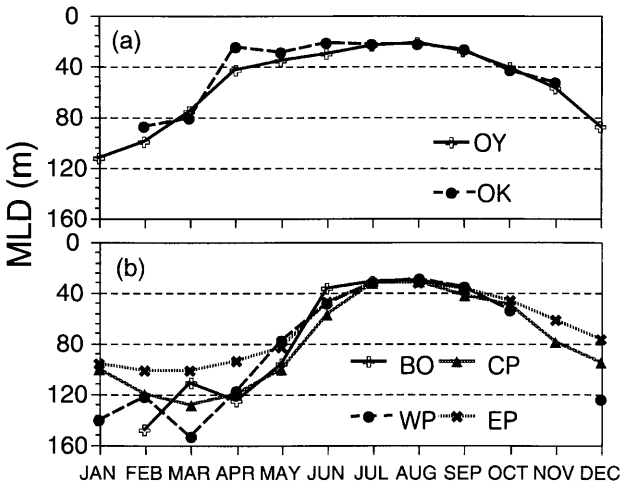

Fig. 4. Average seasonal variation in mixed layer depth (MLD)

ンクトンへの食物環(マイクロバイアルループ)が卓越するため，小型の植物プランクトンの増殖速度と同程度の速い摂餌速度を持つ微小動物プランクトンの摂餌圧によって植物プランクトン現存量が押さえつけられていると考えられている(Miller & SUPER Group 1988, Miller et al. 1991)．従って，西部，中部，東部およびベーリング海盆域では，鉄の不足がHNLC水域を形成する要因となっていると考えられる．鉄の供給源として1）低層水，2）大気中の塵，3）移流，4）再生産が挙げられている（Harrison et al. 1999)．そのなかでも，大気中の塵から供給される鉄は最も重要であると考えられている．北太平洋亜寒帯水域へ供給される大気中の塵の大部分は中国大陸，特にゴビ砂漠において巻き上げられ，偏西風によって輸送されたもので（Duce & Tindale 1991）“黄砂”と呼ばれている．大気からの鉄の供給量は西部北太平洋，オホーツク海，西部ベーリング海で高く，中部，東部北太平洋で低いことが示されている（Donaghy et al. 1991)．中部および東部では大気からの鉄の供給量は少なく，植物プランクトンの増殖の妨げになっていると考えられるが，西部北太平洋およびベーリング海盆域では鉄の供給量は比較的高く，植物プランクトンの増殖の妨げになっているとは考えにくい．また，またベーリング海陸棚域は，大気からの鉄の供給量は多くないにも関わらず，顕著な春期ブルーミングを示している．従って，大気からの鉄の供給量の多寡のみが春期ブルーミングの発生の有無を決めているとは考えにくい．

黄砂の大部分は3～5月の間に観測されている(村山 1991)．このことから，中国大陸で巻き上げられた塵の大部分は，この時期に北太平洋へ輸送されると考えられる．植物プランクトンはこの時期，季節躍層の発達によって，光条件の整ったオホーツク海，親潮およびベーリング海陸棚域へ鉄が供給されることによって増殖し，季節躍層の未発達な西部北太平洋，中部北太平洋，東部北太平洋，ベーリング海盆域では有効に鉄を利用することが出来ず，増殖することができないのかもしれない．つまり，鉄が供給されるタイミングと上部混合層の形成する時期の一致，不一致が春期ブルーミングの有無を決めている可能性がある．

また，大気以外にもいくつか鉄の供給源が考えられる．その一つは海氷である．海氷には，雪の核となる塵が多く含まれると考えられるため(田中 1991)，その塵から鉄が供給され植物プランクトンの増殖に貢献している可能性も考えられる．また，海氷の下部には植物プランクトン(ice algae)が生息しており，氷が融けるとともに海中へ広がることにより，植物プランクトンの増加へ寄与している可能性もある．もう一つは海底からの供給である．浅海域では潮汐混合等によって，海底の泥が巻き上げられ，泥の中に含まれる鉄が植物プランクトンに利用される可能性がある．春期ブルーミングの発生する，オホーツク海，親潮およびベーリング海陸棚域はいずれも，海氷および浅海域を有する水域である．従って，これらの水域では海氷や海底から鉄が供給されることによって春期に植物プランクトンが著しく増殖するのかもしれない．

文　献

Anderson, G. C., T. R. Parsons & K. Stephens 1969. Nitrate distribution in the subarctic Northeast Pacific Ocean. *Deep-Sea Res.* **16**: 329-334.

Banse, K. & D. C. English 1999. Comparing phytoplankton seasonality in the eastern and western subarctic Pacific and the western Bering Sea. *Prog. Oceanog.* **43**: 235-288.

Dodimead, A. J., F. Favorite & T. Hirano 1963. Salmon of the North Pacific Ocean: Ⅱ. Review of oceanography of the Subarctic Pacific Region. *Int. N. Pac. Fish. Comm. Bull.* **13**: 1-195.

Donaghay, P. L., P. S. Liss, R. A. Duce, D. R. Kester, A. F. Hanson, T. Villareal, N. W. Tindale & D. J. Gifford 1991. The role of episodic atmospheric nutrient inputs in the chemical and biological dynamics of oceanic ecosystems. *Oceanography* **4**: 62-70.

Duce, R. A. & N. W. Tindale 1991. Atmospheric transport of iron and its deposition in the ocean. *Limnol. Oceanogr.* **36**: 1715-1726.

村山信彦 1991. 黄砂発生の仕組み. 大気水圏の科学“黄砂”（名古屋大学水圏科学研究所編). pp 20-36. 古今書院，東京.

Falkowski, P. G. & C. Wilson 1992. Phytoplankton productivity in the North Pacific Ocean since 1900 and implications for absorption of anthropogenic CO_2. *Nature* **358**: 741-743.

Harrison, P. J., P. W. Boyd, D. E. Varela, S. Takeda, A. Shiomoto & T. Odate 1999. Comparison of factors controlling phytoplankton productivity in the NE and NW subarctic Pacific gyres. *Prog. Oceanog.* **43**: 205-234.

Hata, K. 1969. Some problems relating to fluctuation of hydrographic conditions in the sea northwest of Japan. Part 1. *J. Oceanogr. Soc. Japan* **25**: 25-35.

Heinrich, A. K. 1962. The life history of plankton animals and seasonal cycles of plankton communities in the Oceans. *J. Cons. Int. Explor. Mer* **27**: 15-24.

田中豊顕 1991. 降水と黄砂. 大気水圏の科学 "黄砂" (名古屋大学水圏科学研究所編). pp 200-215. 古今書院, 東京.

Martin, J. H. & S. E. Fitzwater 1988. Iron deficiency limits phytoplankton growth in the north-east Pacific subarctic. *Nature* **331**: 341-343.

Miller, C. B. & SUPER Group 1988. Lower trophic level production dynamics in the oceanic Subarctic Pacific Ocean. *Bull. Ocean Res. Inst. Univ. Tokyo* **26**: 1-26.

Miller, C. B., B. W. Frost, P. A. Wheeler, M. R. Landry, N. Welschmeyer & T. M. Powell 1991. Ecological dynamics in the subarctic Pacific, a possibly iron-limited ecosystem. *Limnol. Oceanogr.* **36**: 1600-1613.

Sugimoto, T. & K. Tadokoro 1997. Interannual-interdecadal variations in zooplankton biomass, chlorophyll concentration and physical environment in the subarctic Pacific and Bering Sea. *Fish. Oceanogr.* **6**: 74-93.

2000年3月3日受付, 2000年6月15日受理