

富栄養湖の内部生産による深度低下

八木 明彦・宮地 成子・下平 勇*

Change in Depth by Sedimentation of Autochthonous Organic Substances in Eutrophic Lake

Akihiko YAGI, Shigeko MIYACHI and Isamu SHIMODAIRA

はじめに

富栄養湖である深見池は小さな湖水で、周囲を山に囲まれているために風の影響が非常に少なく、水は3月下旬から11月までよく成層している。このため深水層は無酸素となり、還元状態が発達している。酸化還元境界層には光合成細菌がよく生育し¹⁾、またこの境界層の上部では黒い沈澱物が発見された²⁾。この沈澱物はMnO₂からなることが化学分析の結果判明し、さらに深水層には溶存態マンガンの集積も認められた。このような特色ある湖水の調査の過程で、最深部の深度が1952年の上野の報告³⁾では9.3mであったものが、著者らが調査を開始した1978年には8.5m程度しかなかった。この原因を究明するために1978年~1979年にかけて湖内での新生堆積物の収集と深度の測定を行った。これをもとに、堆積物が量的質的にどのように季節変化を示すか検討し、湖底泥を分析して堆積速度を算出した。また1992年に再度測深を実施したところ、最深部は8.1mであることが観測されたので、1979年と1992年の結果から深度の低下した原因についても検討した。

方 法

新生堆積物の採集は、最深点で深度3 mと6 mにポリ容器(表面積15.48cm², 容積500ml)を固定し、1978年5月から1979年5月までの期間、約2週間に堆積したものを試料とした。試料は予め重量を測定してあるワットマンGF/Cフィルター、47mmでろ過し、直ちに冷凍保存(-20℃)した。分析直前に解凍し、全沈澱物の乾燥重量、有機態炭素(POC)及び有機態窒素(PON)を測定した。また底泥をピストン式コアサンプラー⁴⁾を用いて採泥し、堆積速度を求めするために底泥表面層0~8 cmの体積、重量、比重、含水量、灼熱減量(I. L.)及びPOC, PONを測定した。なおPOCとPONはYANAKO MT-3型CHNコーダーで定量した。

結果と考察

1. 新生堆積物中の炭素の季節変化

2週間の間に堆積した新生堆積物中の有機物量として、単位面積当たりの1日の炭素(POC)

* 元長野県下伊那郡上村中学校長

の堆積速度を求め2週間毎に示すと図1のようになる。上が3 m, 下が6 mの結果である。POCは3 m, 6 m共に10月から12月にかけて大きな値が認められた。最大値は, 3 mの場合には11月中旬に $2.7\text{gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{day}^{-1}$, 6 mでは11月初めの $3\text{gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{day}^{-1}$ が測定された。これら

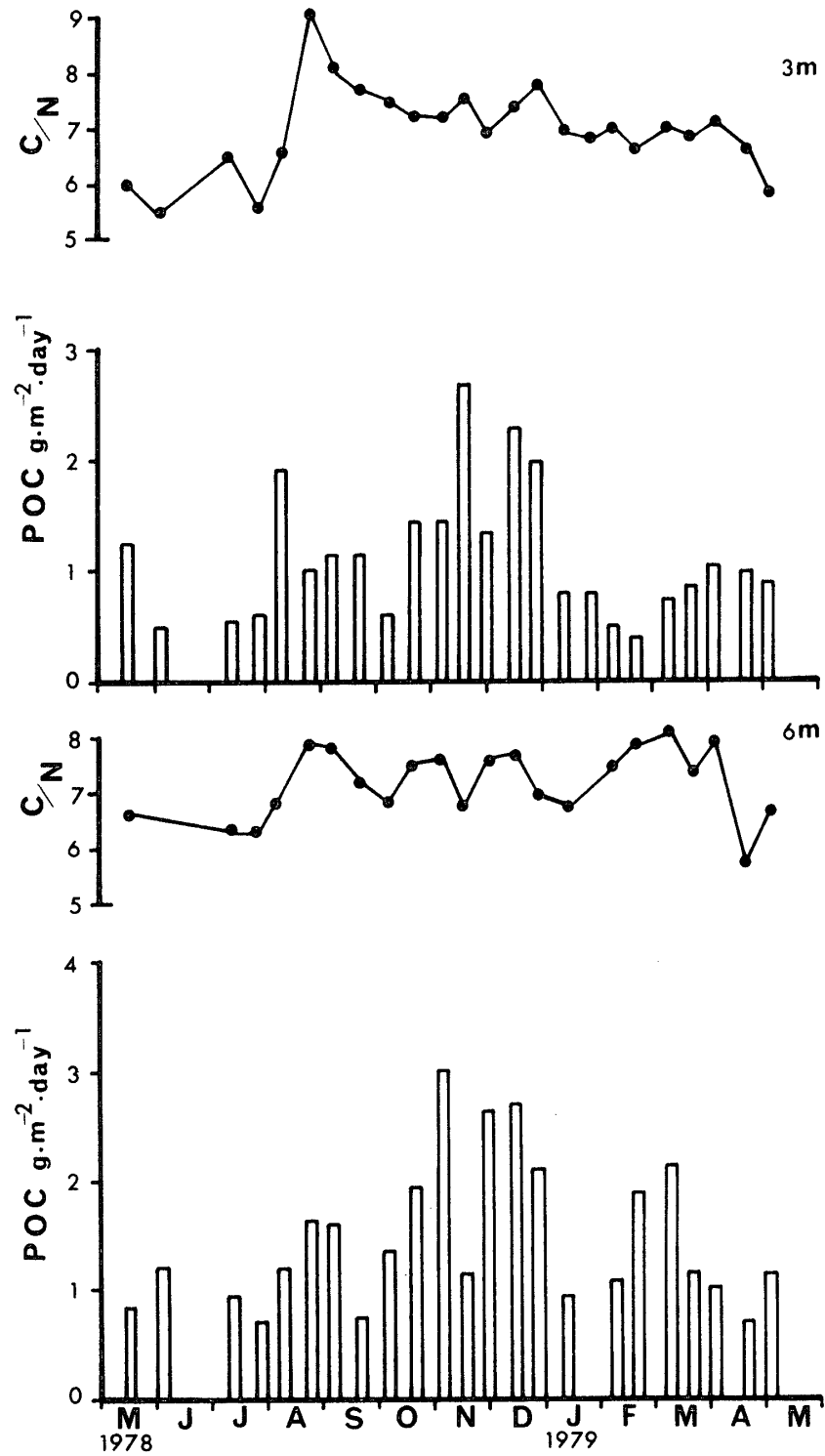


図1 新生堆積物中の炭素の季節変化

の値は富栄養湖である諏訪湖⁵⁾の約2倍，中栄養湖である木崎湖⁶⁾の約10倍と高い値であった。夏期の成層期である6月から9月までは3 m，6 m 共に堆積速度は小さく，冬季の12月から2月にかけては夏期の値より大きい傾向がみられた。このような特異な変化を示す理由は，すでに Yagi ら¹⁾が報告したように表面水の植物プランクトンの発生が冬季に多く夏期に少ないためと考えられる。

2. 湖水中の懸濁物の特色

植物プランクトンの発生が冬季に多く夏季に少ない現象をより明確にするために1992年6月，7月に湖水を定量ろ過し，ろ紙上に残留した沈澱物の色の変化を図2に示した。表面水はほとんど着色しておらず植物プランクトンが少ないのに対し，無酸素である深水層では緑色光合成細菌の出現が認められた。このことから，底泥から溶出する栄養塩は深水層中の緑色光合成細菌にそのほとんどを消費され，そのため表層水中の内部生産は低くなっていると考えられる。

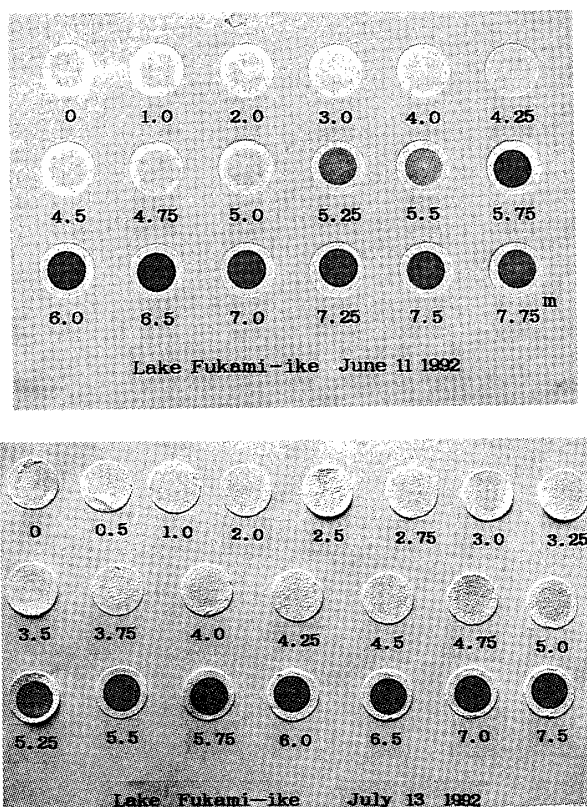


図2 湖水中の懸濁物

図2の中で，5.25mに褐色の沈澱物が認められ，これは MnO_2 の層²⁾であることを示し，この層付近が酸化還元境界層でこれより上層では酸素が存在し，下層では H_2S が存在していることが推定された。夏期に3 m層の新生堆積物は分解のため少なく，6 mで比較的多くなったのはこのためではないかと思われる。

秋期に堆積物中のPOCが高くなるのは，気温が低くなると共に表面水温も低下し循環が始まるためであり，この循環によって深水層に集積していた多量の栄養塩類が上層にもたらされるために植物プランクトンの発生が促進されるものと思われる。

3. POC, PON, C/Nの季節別平均値

深見池の水温分布とその成層状態から判断した四季をもとに季節別 (春: 3・4・5月, 夏: 6・7・8・9・10 (中) 月, 秋: 10 (下)・11月, 冬: 12・1・2月) にまとめたものを表1に示した. ここで注目したいのは, POC, PON は量的には秋が多いが新生堆積物全体に占める POC, PON の割合 (%) は夏期に高いという点である. これは図2で示されるように夏の成層が終わり秋の水の循環が始まると酸素の供給が円滑となり, 溶存態マンガンは酸化され懸濁態マンガンとなり, これが沈澱ビンにトラップされたためと考えられる. すなわち, 秋は無機物が多く堆積するので POC, PON の量は新生堆積物全体から見ると低いと判断できる.

新生堆積物中の C/N は図1で示されるが, 3 m の場合には5月から8月中旬にかけて低く, 8月の下旬に一度急激に極大値をとり, その後は緩やかに低下する傾向がある.

4. 新生堆積物の3 m層と6 m層の量的関係

次に深見池の新生堆積物総量 (Dry weight), POC, PON 更に Yagi ら²⁾によって報告されている鉄とマンガンの結果をもとに, 湖水中の3 mと6 mとの沈澱物の多少を求めてみた. 深見池の新生堆積物の3 mと6 mとの量において, 木崎湖や諏訪湖とは異なり6 m層の方が多量の観測されたので, 6 m層の量より3 m層の量を差し引いた値を図3に示した. プラスなら6 m層が, マイナスなら3 m層の量が多いこととなる. 新生堆積物, POC, PON はほとんどの調査時において6 m層の方が多量であることが判る. 鉄は成層期と11月, 12月, 4月の一時期を除いて6 m層が上回った. しかしマンガンは3 m層で大きな値が得られた. なお, 11月中旬にこれらの全ての項目で, 3 m層の方が6 m層より値が大きかったが, これはこの週に多量の降雨 (120mm 以上) があり, 湖の周辺より沈澱物が流入し表層水に集積したためと考えられる.

5. 年間堆積速度

小山ら⁷⁾の方法に従って新生堆積物の堆積速度を算出するために, 湖底泥表面 (0~8 cm) を採泥し各成分を分析した結果が表2である. 湖底泥の特徴としては, Fe/Mn は土壌では通常50⁸⁾前後であるが今回24と低く, マンガンの割合が高いのが注目される. 春 (95日), 夏 (130日), 秋 (50日), 冬 (90日) として, 表1の各層の堆積速度と表2の含水量の結果から次式より年間の堆積速度を算出した.

表1 新生堆積物中の炭素・窒素・C/Nの季節別平均値

	Sedim.	POC		PON		C/N
		g・m ⁻² ・d ⁻¹	%	g・m ⁻² ・d ⁻¹	%	
SPR. 3m	12.6	7.91	1.34	1.35	0.210	6.3
	6m	15.7	6.07	1.29	0.90	0.202
SUM. 3m	7.04	15.2	1.01	2.07	0.141	7.3
	6m	9.61	12.4	1.18	1.73	0.167
AUT. 3m	26.5	7.02	1.73	0.91	0.236	7.2
	6m	33.6	6.39	2.19	0.85	0.292
WIN. 3m	11.8	9.03	1.09	1.26	0.149	7.1
	6m	18.9	9.80	2.03	1.29	0.242

表2 湖底泥中の各成分

BOTTOM SEDIMENT					LAKE FUKAMI-IKE				
WATER	SPEC. Gr.	I. L	C	N	C/N	Fe	Mn	Fe/Mn	Ti
%		%	mg/g	mg/g		mg/g	mg/g		mg/g
82	1.076	16.3	54.96	9.57	5.76	19.2	0.8	24	2.9

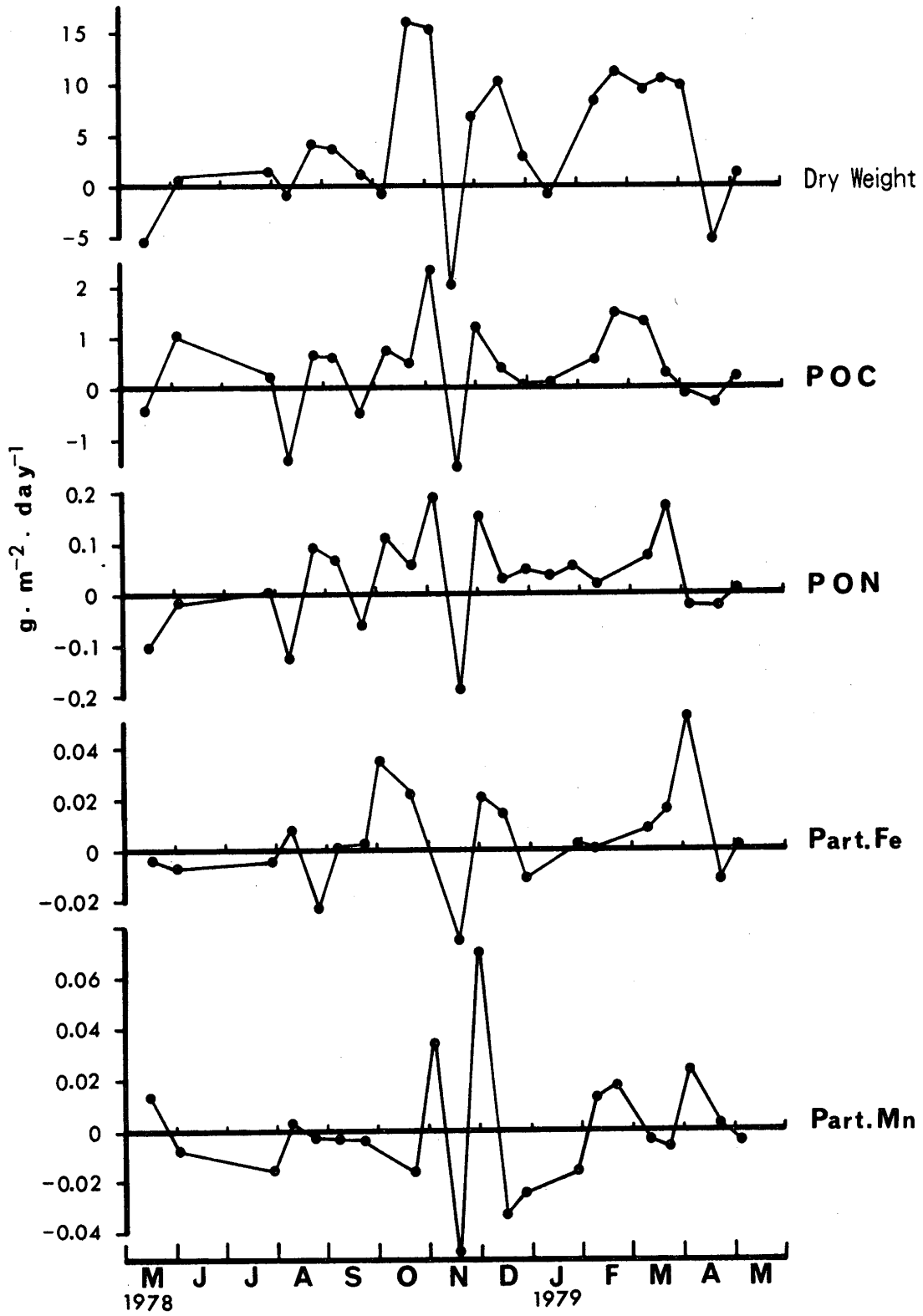


図3 新生堆積物の3m層と6mの量的関係

新生堆積物の堆積速度

$$h = \frac{b}{a \cdot c} \times \frac{100}{100-w} \times 365$$

w : 湖底堆積表層部 (0 - 8 cm) の平均含水量 (%) …… 80

h : 1 年間の堆積速度 (cm/year)

a : 沈澱ビンの入口面積 (cm²) …… 15.48

b : 新生堆積物の乾燥重量 (g)

c : 湖底堆積物表層の比重 …… 1.076 (小山, 1982, より計算)

春 : 95日, 夏 : 130日, 秋 : 50日, 冬 90日

$$h = 3.1 \text{ cm} \cdot \text{year}^{-1}$$

計算結果は $3.1 \text{ cm} \cdot \text{year}^{-1}$ となり, この値から求められる計算上の深度変化の値は, 1951年~1979年で 86cm, 1979年~1992年で 40cm となった. これと実測値から求める深度変化の値を比べると, 1951年~1979年は $9.3 \text{ m} - 8.5 \text{ m} = 0.8 \text{ m}$, 1979年~1992年は $8.5 \text{ m} - 8.1 \text{ m} = 0.4 \text{ m}$ とよく一致しており, また, 深見池より流出する水は水門が一ヶ所でこの川床・水門の高さも特に1951年より変動の記録がないことから, 深見池の深度低下は堆積物によるものと確認できた.

要 約

富栄養湖である深見池 (長野県下伊那郡) において, 1959年に報告されている深度 9.5m が 1979年には 8.5m, そして 1992年には 8.1m と低下が認められた. 深度低下の原因が何の堆積によるものかを確認するために, 1978年~1979年にかけて新生堆積物の観測を湖心部で行いその資料を今回解析した. 1979年の新生堆積物速度 ($\text{g}/\text{m}^2/\text{day}$) と湖底泥表面の土壌分析の結果から, 年間 3.1cm を算出することが出来た. この算出結果を 1959年, 1979年そして 1992年の実測深度と比較し, よく一致することが判定できた. このことから, 深見池の深度低下は内部生産によるものと考えられる. 更にこの内部生産の内容について考察するため, 新生堆積物中の炭素の量を求めその周年変化を求めた. 新生堆積物中の炭素は 3 m より 6 m で多く, この層付近では多量に光合成細菌が存在するために, これが湖底に沈積し水深を浅くしているものと考えられた.

参 考 文 献

- 1) Yagi A., I. Shimodaira, H. Terai and Y. Saijo : 陸水学雑誌, **44**, 283~292 (1983)
- 2) Yagi A. and I. Shimodaira : 陸水学雑誌, **47**, 279~289 (1986)
- 3) 上野益三 : 深見池, 下伊那教育会 (1952)
- 4) Sakaguchi Y., Y. Saijo, A. Yagi, M. Hibino and H. Sohma. in H. Hara (ed.), Ozegahara, Scientific Researches of the Highmoor in Central Japan, Japanese Society for the Promotion of Science, 75~90 (1982)
- 5) 渡辺義人, 和田宣子, 高見沢泰彦 : 環境科学研究報告, 諏訪湖集水域生態系研究, 9号, 9~14
- 6) 小山忠四郎 : 生物地球科学, 東海大学出版会, 68~91 (1980)
- 7) 小山忠四郎, 半田暢彦, 杉村行勇 : 湖水海水の分析, 講談社, 126~127 (1972)
- 8) 西条八束, 杉村行勇, 半谷高久 : 地理学評論, **29**, 500~506 (1956)