

国土技術政策総合研究所資料

TECHNICAL NOTE of
National Institute for Land and Infrastructure Management

No. 87

June 2003

荒川河口域における混合形態に伴う Chlorophyll-a 動態と海域への河川流入負荷量変動

岡田知也・中山恵介

Variation of Spatial Characteristics
in Phytoplankton Bloom and Phosphorus Load from Rivers
as Mixing Type Change in the Arakawa River Estuary, Tokyo

Tomonari OKADA and Keisuke NAKAYAMA

国土交通省 国土技術政策総合研究所

National Institute for Land and Infrastructure Management
Ministry of Land, Infrastructure and Transport, Japan

荒川河口域における混合形態に伴う Chlorophyll-*a* 動態と海域への河川流入負荷量変動

岡田 知也*・中山 恵介*

要 旨

潮差等によって混合形態や混合強さが変化する河口域は河川流入負荷の緩衝領域であることが、観測と数値計算の両側面からの検討によって明らかとなった。観測データは、夏期の荒川河口域において実施された塩分、植物プランクトン、栄養塩に関する縦断面観測および荒川河口沖 10 km に位置する東京灯標における Chl-*a* の連続観測に基づいている。荒川河口域は大潮・小潮に伴って、河口の混合形態が強混合型から弱混合型に変化する水域である。縦断面観測から河口域の Chl-*a* の鉛直分布は混合形態によって大きく異なっていること、また、連続観測から表層 Chl-*a* 濃度は潮位振幅に依存し潮位振幅が小さい場合の方が Chl-*a* 濃度が高いことが示された。さらに、これら空間的・時間的に断片的な観測結果は、数値モデルによって補われ、河口域の混合形態と Chl-*a* の関係の全体像の把握がなされた。その結果、一次生産が高い水域の分布は、弱混合型では流下方向に長くかつ水深 1m 付近に薄く分布するのに対して、強混合時には流下方向には短く水深方向には厚く分布した。それに伴い植物プランクトンも同様の分布を示すことが示された。また、対象水域内において、一次生産量は弱混合時の方が強混合時よりも高く、植物プランクトン量は弱混合時前から強混合前にかけて増加し、強混合時から弱混合時前にかけて減少する。さらに、河口部における栄養塩の河川からの排出量は、弱混合時は強混合時の約 3 倍の大きさになることが本数値実験から示された。

キーワード：エスチュアリー，荒川，河口域，混合形態，河口フロント，流入負荷，Chl-*a*

* 沿岸海洋研究部主任研究官
〒 239 - 0826 神奈川県横須賀市長瀬 3 - 1 - 1 国土交通省国土技術政策総合研究所
電話：(046) 844 - 5023 Fax：(046) 844 - 1145 e-mail: okada-t92y2@ysk.nilim.go.jp

Variation of Spatial Characteristics in Phytoplankton Bloom and Phosphorus Load from Rivers as Mixing Type Changes in the Arakawa River Estuary, Tokyo

Tomonari OKADA*
Keisuke NAKAYAMA*

Synopsis

A buffer effect was found for nutrient load using both field observations and numerical simulations at the mouth of the Arakawa River, Tokyo.

Relationships were investigated between mixing types and spatial distribution of phytoplankton concentration and between mixing types and temporal change in phosphorus flux, respectively. The mixing type at the mouth varies from well-mixed, moderately mixed, to fully stratified estuaries, according to the tidal range and the river discharge. Salinity, Chlorophyll *a*, and PO₄-P were measured six times once a week from July to September 2001 for longitudinal and vertical profiles in the estuary. Also, surface chlorophyll *a* was continuously measured for two months at a point 10 km off from the river mouth.

The spatial distribution of phytoplankton bloom varies according to the change in mixing type in the mouth. The bloom is distributed ahead of the estuarine front for a well-mixed estuary and thinly under the halocline for a fully stratified estuary. Data on the continuous measurement indicates that the chlorophyll *a* concentration in the upper layer depends on the tidal range and is high when the tidal range is small.

The characteristics mentioned above were well reproduced by a vertically two-dimensional numerical model. The numerical investigation shows that chlorophyll *a* and nutrient distribution are based on the distribution of the saline water body in which the primary production is enriched. Also, the numerical investigation indicates that the phosphorus flux at the river mouth for the fully stratified estuary is three times larger than that for the well-mixed estuary.

Key words: estuary, river mouth, estuarine front, well-mixed estuary, fully stratified estuary, nutrient load, Chlorophyll *a*

* Senior Researcher of Coastal and Marine Department.
3-1-1, Nagase Yokosuka, 239-0826 Japan
Phone : +81-468-44-5023 Fax : +81-468-44-1145 e-mail: okada-t92y2@ysk.nilim.go.jp

目 次

1. はじめに	1
2. 観測地点および観測方法	3
2.1 対象河川および観測地点	3
2.2 観測方法	3
3. 観測結果	3
3.1 観測期間中の概況	3
3.2 塩分およびChl- <i>a</i> の縦断分布	4
3.3 プランクトン構成	4
3.4 栄養塩の縦断面分布	7
3.5 PO ₄ -P, 塩分およびChl- <i>a</i> の鉛直分布	7
3.6 Chl- <i>a</i> と潮差の関係（連続観測結果）	7
4. モデルを用いた検討	8
4.1 数値計算方法	10
4.2 計算結果	15
5. まとめ	20
6. あとがき	22
謝辞	22
参考文献	22

1. はじめに

宇野木 (1996) は「海から川を考える」という視点で、川と海を一体とした発想と管理が海洋環境に対して極めて重要であると指摘している。また宇野木 (1998) は、内湾の鉛直循環流 Q は河川流量 R に強く依存し、夏季東京湾では、鉛直循環流と河川流量の比 ($\lambda = Q/R$) は $\lambda = 5.6$ 、鉛直循環流の値は $2200 \text{ m}^3/\text{s}$ にも達すると指摘している。一方、淡水からの栄養塩負荷の内河川負荷の占める割合は $N: 60.0\%$ 、 $P: 58.1\%$ である (松村, 2000) と指摘されている。このように密接に関連する河川と海を連続的に考える視点は時には重要である。

淡水である河川水と塩水である内湾水の出会う場となる河口域では、一般的に、河口フロント (塩淡水フロント) が形成され、フロント前面部では植物プランクトンの生産力が高いことは良く知られている (例えば、柳, 1990)。また Fisher *et al.* (1988) によれば、河口付近では沖合に向かって、turbidity maximum, Chl-*a* maximum, zooplankton maximum と遷移していることがマクロ的に示されている。しかしながら、河川 (淡水域) から河口フロントを経て沖合域に至るまでの栄養塩濃度や植物プランクトン量の鉛直分布に関する観測事例は少ない。また河口域特有の潮差の変動に伴う混合形態の変動に対する栄養塩および植物プランクトンの動態に関する観測事例はあまりない。海外において河口部付近の観測事例は多く見られるが、その殆どが水平的な変遷 (例えば、Ayukai and Wolanski, 1997; De seve, 1993; Lohrenz *et al.*, 1990; Robertson *et al.*, 1993; Schuchardt and Schirmer, 1991; Turner *et al.*, 1990)、もしくは季節的流量変化に伴う Chl-*a* 濃度の変化 (例えば、Eyre and Twigg, 1997; Legovic *et al.*, 1994; Muylaert and Raine, 1990; Sin *et al.*, 1999) が主体である。海外の河川は日本の河川と比べて高濁度・大流量であり、海域に流れ込むと沿岸域有光層の光は遮蔽され、植物プランクトンの生産性は減少してしまう。そのため、鉛直方向の変化よりも河川プルームの水平空間的拡散変化に伴う平面的な視点に立脚したものが多く、また、雨季と乾季による河川流量の差が大きく、その差に伴う沿岸環境の変動が大きいことも理由の一つと思われる。

一方、河川工学の視点から、海域の水位変化に伴い水位が変動する河口部は感潮域と分類され、河川環境、混合形態および塩水遡上について多く研究されている (例えば、玉井, 1980; 西条・奥田, 1996) が、その殆どは河川部主体の検討である。

ここで、混合形態について簡単に述べておく。河口域

は淡水である河川水と海水とが出会う水域である。淡水と海水はその塩分の差から密度が異なり、簡単には完全混合しない。玉井 (1980) は混合形態を以下のように分類している (図-1 参照)。

- ①強混合型: 河道内の乱れが強く、密度は水深方向には一様化しており、密度勾配は水平方向にのみ存在する場合。
- ②緩混合型: 水深方向、水平方向の両者に密度勾配が存在する場合。
- ③弱混合型: 表層の淡水層と底層の海水層とがほとんど混合せずに明瞭な成層をなす場合で、塩水くさびとも呼ばれる。

上記の混合形態は主に潮差 (潮位の振幅) と河川流量によって決定される。一般に潮差が大きい場合には、大きな潮汐流が底面で大きな乱れ (鉛直拡散) を生成しそれが全水深に及ぶ為、鉛直混合が卓越し強混合型の傾向を示す。逆に潮差が小さい場合には鉛直混合の生成は小さく、塩分成層が卓越した弱混合型の傾向を示す。日本海側は潮差が比較的小さいため弱混合型を示し、太平洋側は潮差が 1 m 程度あるため緩混合型を示すと一般に言

われている。

さて、内湾域を対象とした水質評価モデルにおいて河川から内湾域への負荷量の与え方の一般的な手法は、河川域の数キロ上流まで計算領域とし、その上流端から河川流量と栄養塩濃度を与えるのもである。河川域数キロ上流まで計算領域とする目的は、河口域沿岸部の河川水の挙動、特に平面的な拡がりを正確に解くためである。したがって、河口域も計算領域にしているからと言って、必ずしも河口域の鉛直混合を正確に解いている保証はない。σ座標を用いた乱流モデル型の数値計算手法の場合でも、海域で調整された乱流モデルが河口域を正確に解いている保証がない。また、計算結果と比較する観測データが不足しており検証ができていない。これまで、河口域の水質変動はそれほど精力的には実施されておらず、河口域はブラックボックス的な領域のまま残されてきた。現状の数値計算において河口域の栄養塩動態がそれほど問題とならないのは、TPおよびTNの収支がとりあえず合っていること、計算対象領域(例えば内湾域)での取り扱っている現象の時間スケールが栄養塩・プランクトン間の循環速度(数日)に対して長いこと、また計算対象領域の空間スケールが河口フロントに対して大きいことが理由として考えられる。したがって、逆に、河

口域に隣接し空間スケールが河口フロント程度の現象、また時間スケールが数日程度の水質変動に対しては河口域の栄養塩動態は無視できないことになる可能性がある。

さらに、混合形態(もしくは混合強さ)の変化に伴って負荷流入量に変化が生じるかどうかの知見はなく、また、河川からの負荷が海域に流入する際に、どのような形態で流入しているかは良く判っていないのが現状である。つまり、溶存態としてか、懸濁態としてか、または植物プランクトン態としてかの割合は不明確である。懸濁態については、日本でも最近幾つかの研究者が取り組んでいる(例えば、鷺見・鋤崎, 2001)。

そこで、本研究では、

- ・河川域と沿岸域の結合部に限定した細かな空間スケール
- ・大潮・小潮の時間スケール

の観測および数値解析によって、河口域における混合形態に対する栄養塩およびChl-a動態に関する知見を得ることを目的とする。

2. 観測地点および観測方法

2.1 対象河川および観測地点

観測は荒川の河口域および下流域で実施された(図-2参照)。荒川の流域面積は埼玉県および東京都にまたがり2940 km²、また流域内人口は920万人(国土交通省荒川上流工事事務所ホームページ,平成9年3月河川現況調査)に及んでいる。荒川は秋ヶ瀬取水堰(河口より35 km地点)で分断されており、堰より下流域は感潮域となっている。秋ヶ瀬取水堰より下流域に隣接した下水処理場は葛西処理場,砂町処理場,新河岸処理場の3つあり、背後人口の多さ故にそれらからの下水排水量の合計は少雨期の秋ヶ瀬取水堰放流量に匹敵し、栄養塩負荷が大きい河川である。また、海域に流入してからの流れ方は、多摩川や江戸川に比べて直線的で単純である。

調査範囲は、東京灯標付近(st.1)から塩分がほぼ0となる河川上流部まで(上流の最上部は秋ヶ瀬水門;河口から35 km)とした(図-2参照)。

河口における潮差と河口から21 km上流における潮差(土肥ら,1999)は平水時にはほぼ同じであり、河床勾配が殆どないことが推察される。また、土肥ら(1999)は、塩分の縦断観測の結果から、荒川河口の混合形態は大潮時には強混合、小潮時には弱混合であると指摘している。

2.2 観測方法

観測は河口域の縦断面観測と定点観測に大別できる。

(1) 河口域縦断面観測

調査は2001年7月24日,8月2日,8日,15日,30日,9月3日の計6回行った。第1回目の7月24日の調査は、秋ヶ瀬取水堰から下流側に向けて東京灯標付近のst.1まで実施したが、2回目以降はst.1から上流側に向けて表層から底層までの塩分が0になる地点まで調査した。2回目以降に海域側から始めた主な理由は、夏期特有の強い海陸風の影響により表層部が攪乱される前に海域部の調査を実施するためである。また、調査開始から調査終了までは、1隻の調査船で実施している都合上、およそ4時間程度かかっている。したがって、縦断面観測結果はある潮時のスナップショットではなく、海域(下流)側と上流側ではおよそ1/3周期ずれた潮時の組み合わせである。また、主な測定対象が植物プランクトンであることから、その日の天候を反映しかつ光合成が安定していると考えられる日中の10時から14時の間に調査を行うことを潮時よりも優先した。そのため、各調査の潮時は一致しておらず、調査によっては上げ潮時や下げ潮時であ

る。

調査項目は多項目水質計(アレック電子,ACL1183-PDK)を用いた塩分,水温,Chl-*a*,光量子および採水によるリン酸態リン(PO₄-P),植物プランクトン量である。多項目水質計による測定は、測線上を1 km間隔毎に表層から底面まで10 cm間隔で実施した。採水は、多項目水質計によって得られた塩分およびChl-*a*の鉛直分布を参考にして、測線方向に6地点、鉛直方向には3層で行った。塩分躍層が流下方向に変化する地点、Chl-*a*の鉛直方向のピーク現れる水深、躍層の上層,下層等を主に採水している。層厚は50 cmを基準として、採水には長さ50 cmのバンドーン採水器を使用した。したがって、例えば、採水層0.75 mの値は、水深50.0 cm~100.0 cmまでの平均的な値を意味している。

(2) 定点観測

定点観測は、図-2の河口付近(st.7)と東京灯標付近(st.1)の2地点において実施した。st.7における定点観測は河口域縦断面調査と期間をほぼ合わせて2001年8月1日から9月3日まで、一方、東京灯標における定点観測は1999年6月から8月にかけて実施した。st.7では水位変動(アレック電子社製,MDS-TD)を東京灯標では表層1.5 mにおけるChl-*a*(三洋測器社製,MCL-I)をそれぞれ10分間隔で測定した。

3. 観測結果

3.1 観測期間中の概況

図-3にst.7において測定された水深変動を示す。st.7で測定されたデータは縦断面観測期間の全てをカバーしていないので、参考として横浜(山之内検潮所データ,国土交通省関東地方整備局)の水位変動を合わせて示す。図中の縦線部は河口域縦断面観測が実施された時間帯を示している。7月22日,8月4日,19日に大潮となり、7月29日,8月12日,26日に小潮となっている。日潮不等は比較的大きく、大潮差:180 cm(小さい方,100 cm),小潮差:80 cm(小さい方,40 cm)である。

図-4は縦断面観測期間中の東京における全天日射量と降水量を示したものである(気象庁)。7月には比較的高い全天日射量を維持し降水量はほとんど無かった。8月になると全天日射量は減少し、8月15日前後で一旦上昇するものの、その後台風の影響で低めになった。降水量は8月20日以降に増加した。2001年の夏に関して、7月は高温・少雨で非常に夏らしい夏であったが、8月は一転して曇りの日が続き夏らしきがない夏であった。

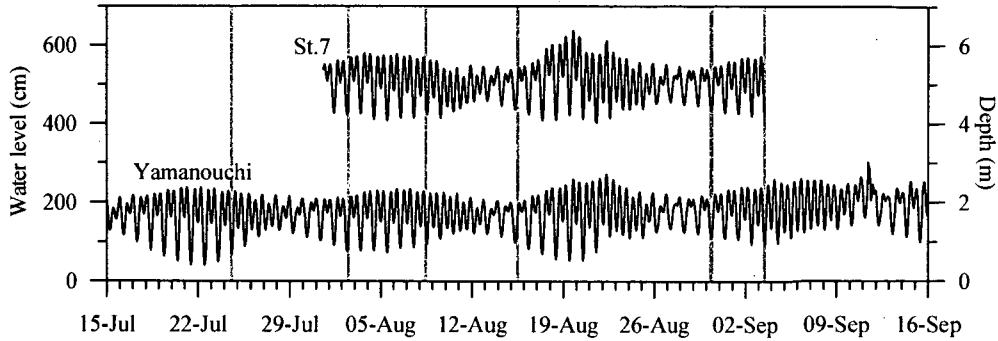


図-3 st. 7 における水深変化および横浜（山之内）における水位変動。図中の縦線は観測時を示し、線の幅はおよその観測期間を示す。

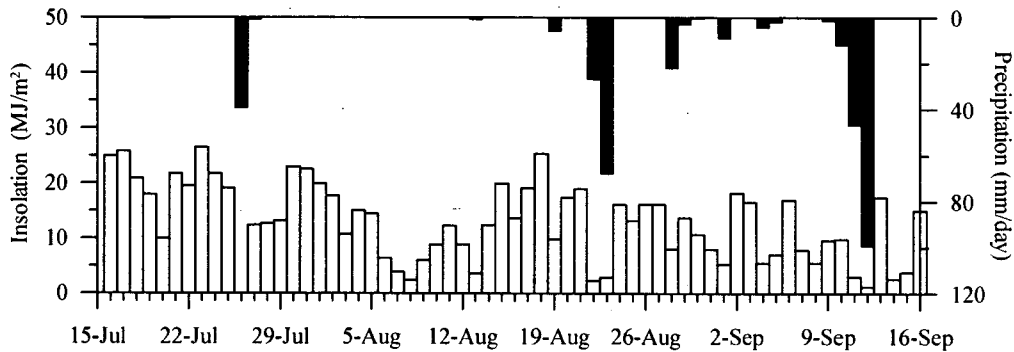


図-4 観測期間中の全天日射量と降水量

3.2 塩分および Chl-*a* の縦断面分布

観測結果の一例として、図-5, 6に塩分および Chl-*a* の7月24日と8月15日に実施した観測結果を示す。前述したように河川縦断面を船で移動しながら測定しているため観測開始から終了までにおよそ4時間程度を要し、これらの縦断面分布は必ずしも干潮時もしくは満潮時のような潮汐状態の瞬間的断面とはなっていない。7月24日は大潮から2日後の中潮、8月15日は小潮から2日後の若潮であった。他の観測結果で大潮もしくは小潮の場合のデータもあるが、日射が弱く Chl-*a* が高濃度になっていないので、ここでは日射が強く Chl-*a* が高濃度になっている観測データを示す。荒川における塩水遡上は大潮では強混合型、小潮では弱混合型、塩水遡上距離は大潮から小潮にかけて徐々に長くなり長潮（小潮の最終日）前後が最も長いと土肥ら（1999）は報告している。本観測では、塩分コンターから判断すると、7月24日は緩混合型、8月15日は弱混合型に近い混合形態を示している。因みに、両観測時の河川流量（秋ヶ瀬取水堰放流量）は共に少なくおよそ 10 m³/s であった。

7月24日の Chl-*a* の分布は塩淡水フロント付近に集中している。この Chl-*a* の集中は既往の研究（例えば、柳, 1990, Fisher *et al.*, 1988）で指摘されているフロント部

において植物プランクトンが高密度になる特徴を良く示している。

一方、8月15日の Chl-*a* の分布は7月24日のそれとは異なり、フロント部および躍層の下層に高濃度を示す領域が流下方向に長く存在する。st. 5 地点付近では、表層の Chl-*a* は 10 μg/l 程度であるにもかかわらず、水深 2-3 m 付近では、30 μg/l 以上の値を示している。このことは、荒川河口域において、海面状況は一見すると赤潮ではないが、実は中層では赤潮が発生している可能性があることを示している。外洋など透明度が高い水域では強光阻害によって表層よりも下層において Chl-*a* ピークが見られることがある。図-7は8月15日の st. 6 における光量子の鉛直分布を示したものである。図中の破線は、東京湾の生態系モデル（例えば、松梨, 1993）でよく用いられている最適光量 200 ly/day を光量子の単位に変換（1 ly = 1 cal/cm², 1 μmol/m²/s = 52 × 10⁻⁷ cal/cm²/s）したものである。これから、表層 10 cm では最適光量を超えているがそれ以深は最適光量よりも小さいため、強光阻害が中層に現れたピークの要因とは考え難い。

3.3 プランクトン構成

塩淡水境界部における植物プランクトンの構成について、

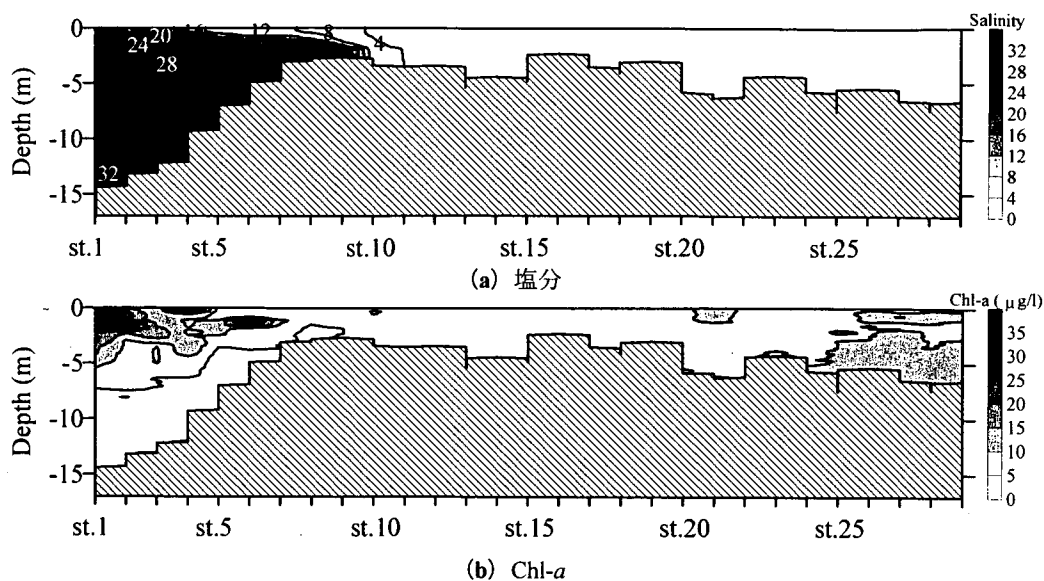


図-5 塩分とChl-aの縦断面分布。2001年7月24日，中潮。観測は上流側から流下方向に行った。st. 5付近の調査時の潮は上げ潮。

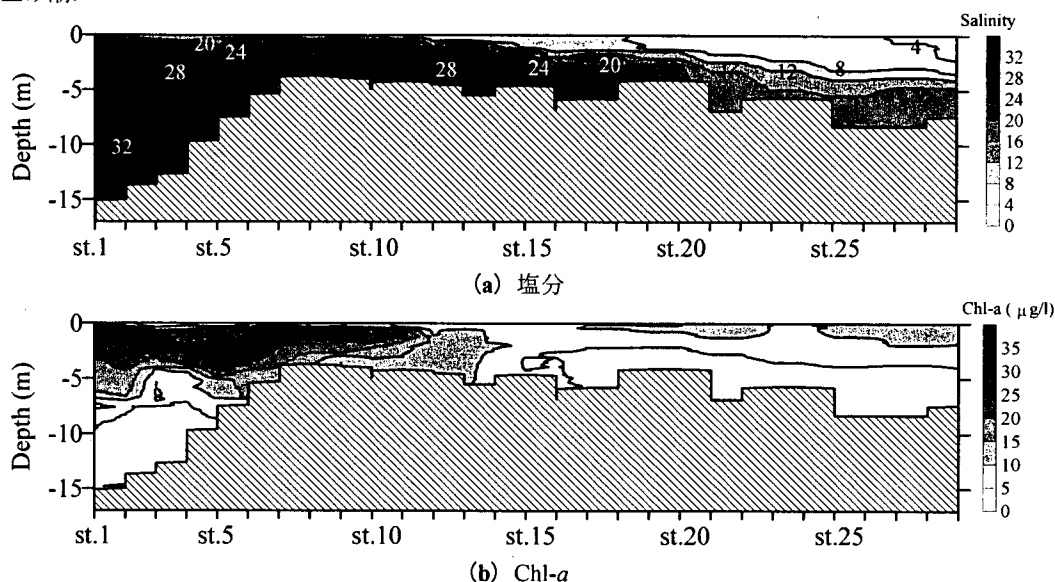


図-6 塩分とChl-aの縦断面分布。2001年8月15日，若潮。観測は下流側から上流側へ行った。st. 5付近の調査時の潮は上げ潮。

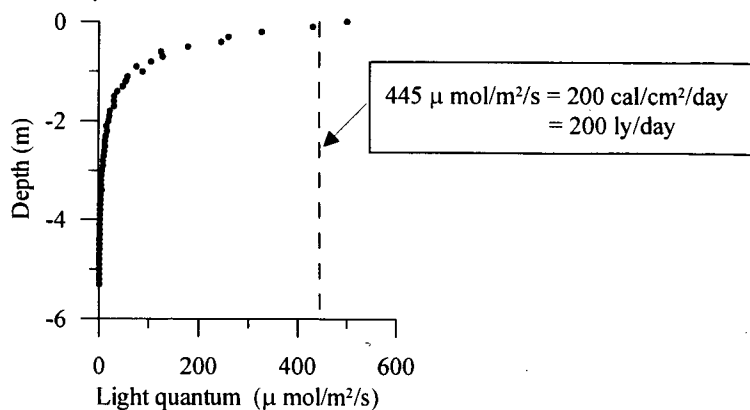


図-7 2001年8月15日のst. 6における光量子の鉛直分布。図中の破線は植物プランクトンの成長に対する最適光量 (200 ly/day) を示す。

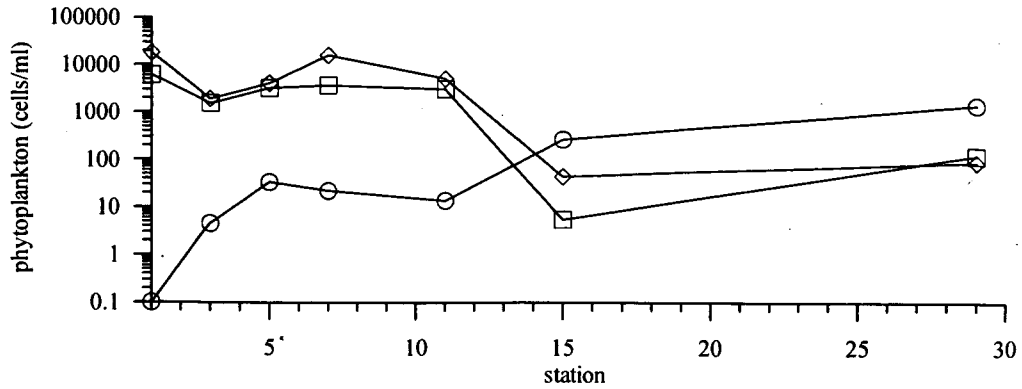


図-8 表層 0 - 50 cm における植物プランクトン密度の流下方向変化 (2001 年 8 月 15 日). ○ : 淡水性, □ : 海洋性, ◇ : 種名未同定

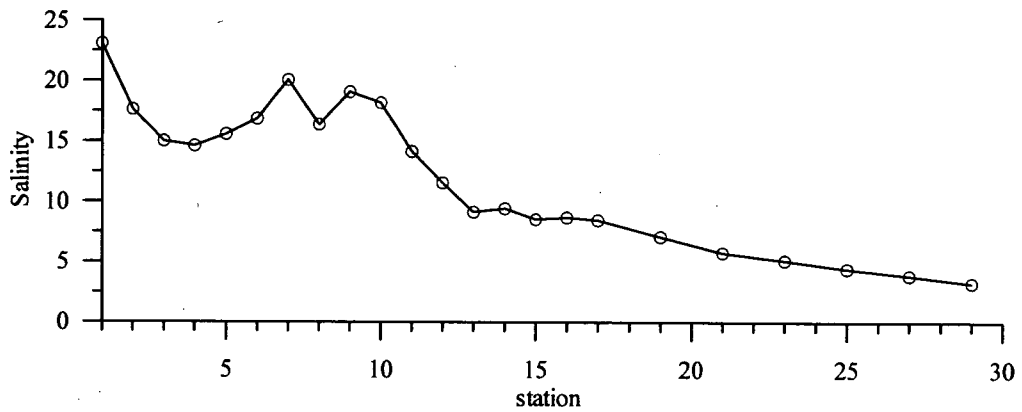


図-9 表層 0 - 50 cm における塩分の鉛直方向平均値の流下方向変化 (2001 年 8 月 15 日).

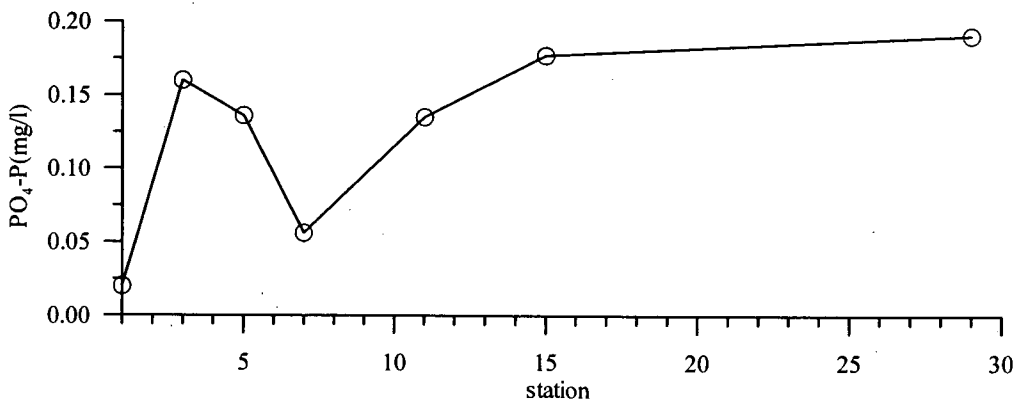


図-10 表層 0 - 50 cm における PO₄-P の流下方向変化 (2001 年 8 月 15 日).

植物プランクトンを海洋性、淡水性に分類し、その数量変化を図-8に示す。観測結果の一例として8月15日に実施された観測の表層0-50cm層のプランクトン密度を示す。図-9は対応する層の塩分の変化を示したものである。また海域部における優占7種の植物プランクトン密度の流下方向変化を表-1に示す。8月15日の観測において、海洋性の卓越種は*Skeletonema costatum*であり、主な種名未同定は*Nitzschia spp.*である。淡水性の植物プランクトンは、淡水域(st. 15 - st. 29)において 10^2 - 10^3 cells/ml程

度あるが、st. 11 - st. 14の範囲で塩分が10から15に急増すると10 cells/ml程度に減少する。対して、海洋性の植物プランクトンはst. 11 - st. 14の範囲から急激に増加し始め、st. 11では 10^3 cells/ml以上に達する。種未同定は小型の鞭毛藻類と思われるが、明らかなことはわからない。このように塩淡境界付近の植物プランクトンは塩淡混合域スケールの5 kmに満たない非常に狭い範囲(st. 11 - st. 14)で遷移しているようである。

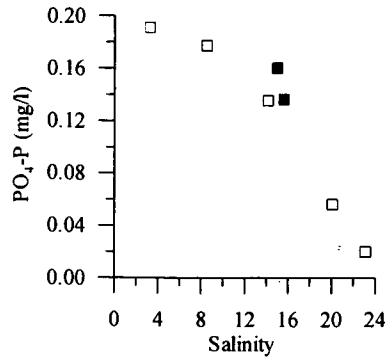


図-11 表層0-50 cmにおける塩分とPO₄-Pの関係 (2001年8月15日). □はst. 1, 7, 11, 15および29, ■はst. 3および5を示す.

表-1 表層0-50 cmにおける優占7種の植物プランクトン密度の流下方向変化 (2001年8月15日). (単位: cells/ml)

	st.1	st.3	st.5	st.7	st.11	st.15	st.29
<i>Prorocentrum minimum</i>	219.6	42.1	163.2	138.9	53.5		
<i>Prorocentrum triestinum</i>	337.5	30.4	55.0	32.7	8.6		
<i>Skeletonema costatum</i>	3708.0	966.0	2382.0	2598.0	2850.0	5.6	102.6
<i>Leptocylindrus danicus</i>	456.2	54.6	45.6	66.4	8.6		
<i>Thalassiosira</i> spp.	588.3	7.5	25.2	204.4	33.6		
<i>Chaetoceros</i> spp.	648.0	384.4	476.0	474.7	93.3		18.0
<i>Nitzschia</i> spp.	17760.0	1716.0	3498.0	15396.0	4860.0	11.0	

3.4 栄養塩の縦断面分布

図-10に8月15日に実施された観測の表層0-50 cm層のPO₄-Pの流下方向の変動を示す. st. 15 - st. 29の淡水域でPO₄-Pは0.15 mg/l以上の非常に高い濃度を示している. 塩分が次第に高くなるst. 7 - st. 15で減少するが, st. 3 - st. 5で増加傾向を示す. また図-11は8月15日における表層0-50 cm層の塩分とPO₄-Pの関係を示したものである. 図中の■はst. 3および5を示している. これから, 河川由来の高濃度PO₄-Pは海域に近づくに伴い減少傾向を示すことが判る. PO₄-Pが増加するst. 3 - st. 5のデータは, 他の地点が示している塩分の増加に伴うPO₄-Pの減少傾向から外れていない. このことおよびst. 3 - st. 5は東京東航路に位置することから, st. 3 - st. 5付近では東京港側からの低塩分かつ高濃度PO₄-Pの水塊の流入によってPO₄-Pが増加したと考えられる.

3.5 PO₄-P, 塩分およびChl-aの鉛直分布

図-12, 13, 14 (a)~(d)に塩分, PO₄-PおよびChl-aの鉛直分布の流下方向の変化を示す. 塩分躍層が明瞭なst. 3からst. 11では, PO₄-Pは塩分躍層上の表層0-1 m層で0.1 mg/l以上の高い値を示し, 塩分躍層の下層で減少し0.1 mg/l以下になる. また, Chl-aは塩分躍層の下層

において20 µg/l以上の大きな値を示す. 一方, 塩分躍層が不明瞭になるst. 1では, PO₄-Pは表層でも小さく0.05 mg/l以下で, Chl-aは鉛直方向一様に20 µg/l以上の大きな値を示している.

3.6 Chl-aと潮差の関係 (連続観測結果)

一般にChl-a濃度は日射量および水温に依存する. また, 対象海域は河口域であるので河川流量もChl-aの制限要因になり得ると考えられる. 加えて, 縦断面観測結果から, 潮差もChl-aの制限要因になり得ると考えられる. そこで, 東京灯標の水深1.5 m層においてメモリー式Chl-a計によって夏期に長期間連続観測 (30分間隔) されたChl-aの1日平均値と1日最大水位差 (厳密には異なるが便宜的に潮差とみなす), 全天日射量, 荒川河川流量および水温の関係を図-15 (a)~(d)に示す.

潮差が大きい場合にはChl-aは小さな値に抑えられ, 潮差が小さい場合にはChl-aが大きな値を示すことがある. 河川流量に対しては, 少ない場合も多すぎる場合もChl-aは減少し, 100 m³/s付近でピーク値となる. 水温に関しては2つの系統が見られる. しかしながら, 全天日射量に対しては明瞭な関係は見られない. Chl-aへの寄与が比較的大きいと考えられる全天日射量とChl-aの関係

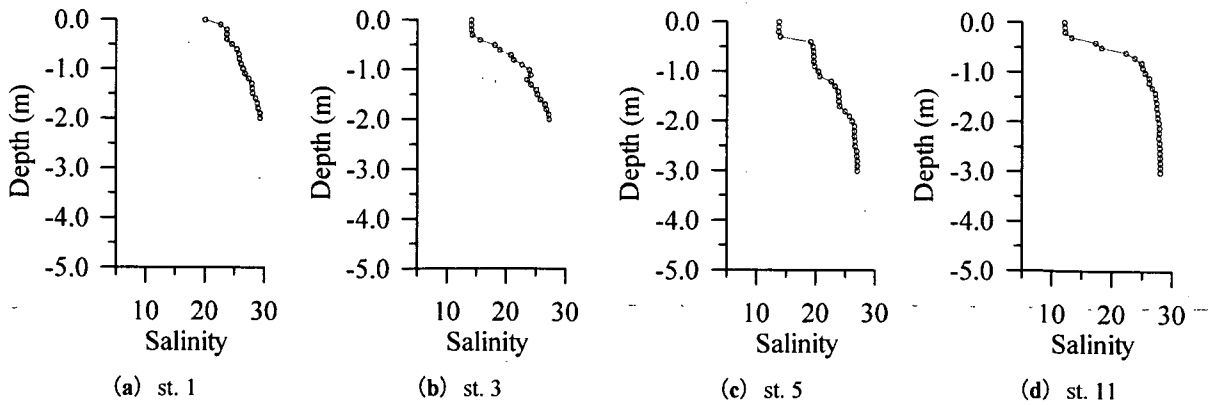


図-12 塩分の表層部における鉛直分布の流下方向の変化 (2001年8月15日).

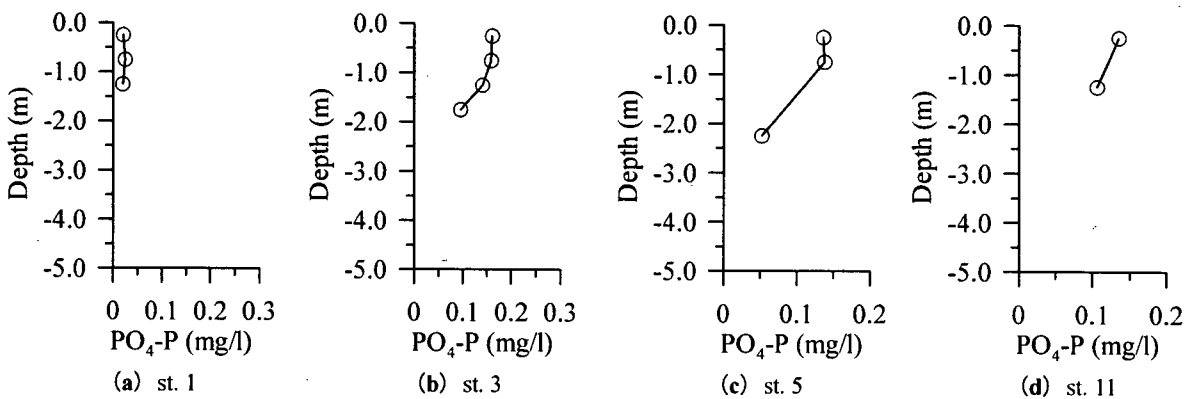


図-13 PO₄-Pの表層部における鉛直分布の流下方向の変化 (2001年8月15日).

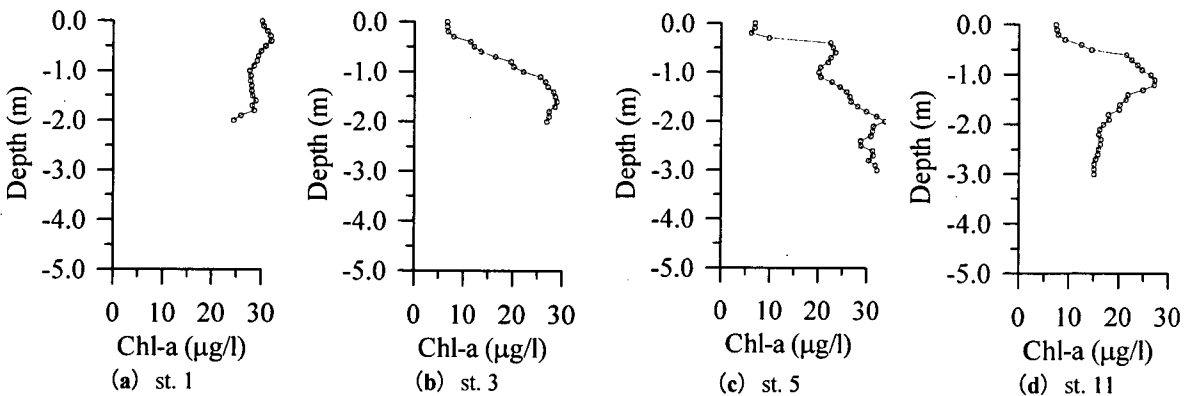


図-14 Chl-aの表層部における鉛直分布の流下方向の変化 (2001年8月15日).

が不明瞭であるのは変である。そこで、全天日射量と潮差の複合的影響を検討した(図-16参照)。これから、潮差が小さく全天日射量大きい時に高濃度のChl-aが発生し、全天日射量大ききても1日最大水位差大きい時には高濃度のChl-aは発生しにくいことが判る。

4. モデル計算を用いた検討

前章の縦断面観測から、河口域のChl-a分布は河口の混合形態に依存して異なること、また連続観測から、河

口域沖合いでは潮差が小さい方がChl-a濃度は高くなり得ることが示された。しかしながら、前者は空間的には密であるが、時間的にはスナップショット(疎)であり、後者は時間的には長期であるが、空間的には一点の情報である。両者をもって河口域を普遍的に表現できたとは言いがたい。そこで、本章では数値モデルを用いて時間および空間を補間し、観測で示された現象が普遍的な河口域の特性であるか否かについてまず検討を行う。次に、河口域に検査面を設けて、その検査面のフラックスを算定し、河口域の特性について考察する。なお、本計算で

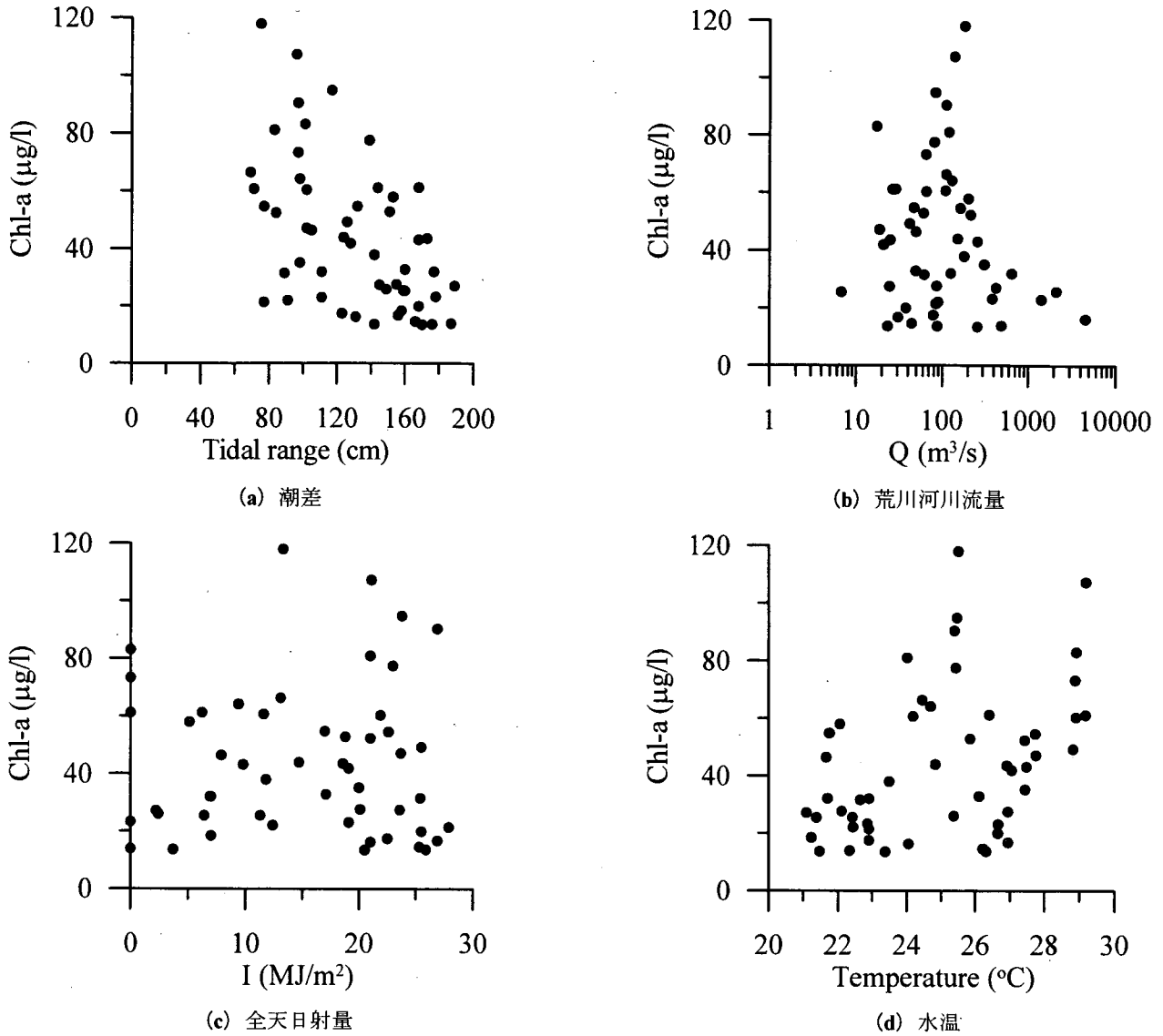


図-15 東京灯標 1.5 m 層における 1 日平均 Chl-a と潮差，荒川河川流量，全天日射量および水温の関係（1999 年 6 月から 9 月）

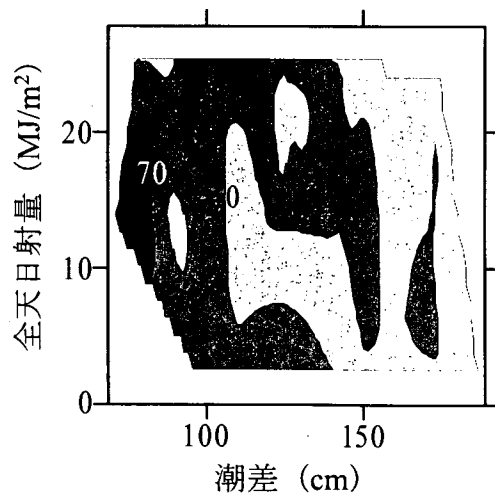


図-16 潮差（1 日最大水位差）と全天日射量に対する 1 日平均 Chl-a の分布（東京灯標，1999 年 6 月から 9 月）

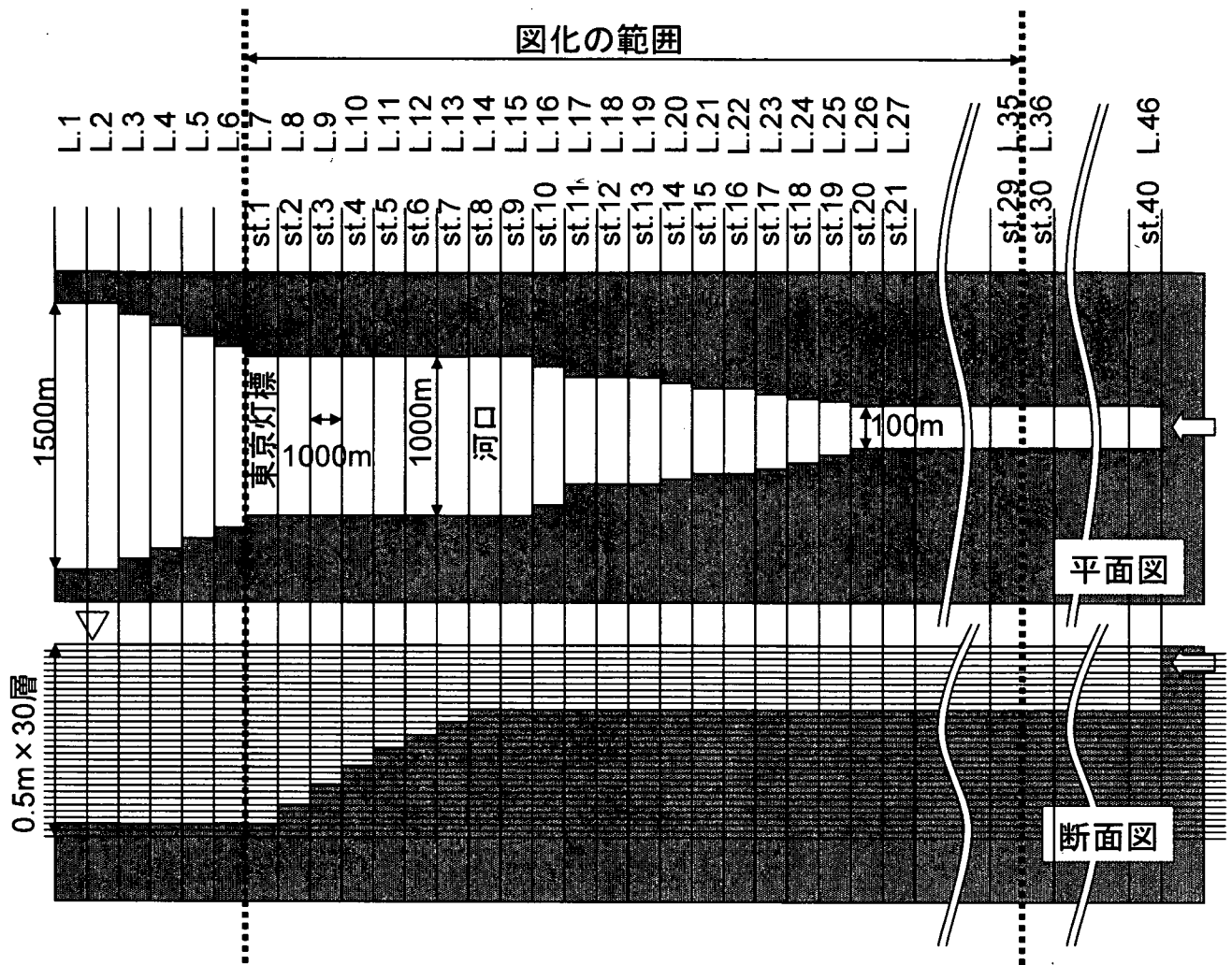


図-17 モデル化された荒川河口部の形状。海側の境界は東京灯標のより6 km 沖合に設けた。河川上流の境界は秋ヶ瀬取水堰とした。

は河口の地形形状をおよび外力条件を簡素化したモデル計算を行う。計算値は観測値に極力合うように調整しているが、必ずしも本計算は観測の再現計算ではない。

4.1 数値計算方法

(1) 基礎式

荒川河口域を図-17に示すようにモデル化した。厳密に地形を再現するならば、断面方向の水深の変化を取り入れるべきであるが、本計算はモデル計算と割り切り、断面方向に一様としている。計算は断面2次元計算を用いている。

潮汐成分は一端が開いた海域の強制振動と鉛直積分された連続の式から決定されるものとし、傾圧成分による流速は運動方程式および連続式により決定されるものとする手法(古川ら, 2002)を用いた。対象水域の水深と比べて潮汐波の水平スケールは十分に長いので潮汐により発生する流速は長波近似しても比較的精度良く再現で

きるとし、傾圧成分の流速のみに運動方程式を適用することとしている。流速成分 u は潮汐成分流速 u_{tide} と傾圧成分流速 u_{bc} を用いて $u = u_{tide} + u_{bc}$ と表せるものとする、運動方程式および連続式は次式で表すことができる。

潮汐成分

$$\eta = a_m \frac{\cos kx}{\cos kl} \cos \sigma t \quad (1)$$

$$\int_A \frac{\partial \eta}{\partial t} dA + \int_y \left(\int_h u_{tide} dz \right) dy = 0 \quad (2)$$

傾圧成分

$$\int_A \frac{\partial u_{bc}}{\partial t} dA + \int_y (u^2 + u'^2) dy + \int_A \frac{\partial}{\partial z} (uw + u'w') dA = -g \int_y \left(\frac{1}{\rho_0} \int \rho' dz \right) dy \quad (3)$$

$$\int_A \frac{\partial C}{\partial t} + \int_V \frac{\partial}{\partial x}(uC + u'C')dy + \int_A \frac{\partial}{\partial z}(wC + w'C')dA = 0 \quad (4)$$

$$\int_V udy + \int_A \frac{\partial w}{\partial z}dA = 0 \quad (5)$$

$$\int_V \left(\int_{ch} u_{bc} dz \right) dy = 0 \quad (6)$$

ここで、潮汐による長波成分と密度差による傾圧成分を空間平均成分、その他の成分をその値からの変動成分として、 x, z 方向流速 U, W を (x 軸は河口から上流に向かう流軸方向、 z 軸は鉛直上向きに正)

$$U = u + u', W = w + w', \theta = \theta + \theta' \quad (\theta \equiv T, C) \quad (9)$$

に分解している。また、 η は水位、 ρ_0 は鉛直平均海水密度、 ρ' は実際の海水密度から鉛直平均海水密度 ρ_0 を除いた偏差 (=実際の海水密度 - ρ_0)、 P は圧力、 g は重力加速度、 ν は動粘性係数、 T は水温、 C は塩分、 \int_{ch} は水深積分、 A_1 は水域面積、 l_1, l_2 はボックスの河口側および上流側の幅員であり、添え字 1, 2 はそれぞれ河口側、上流側を示している。モデル基礎式の展開の詳細は古川ら (2002) に示されている。ただし鉛直渦動粘性係数のみは古川ら (2002) と異なるモデルを採用したので以下にその導出方法を記述する。

(2) 鉛直渦動粘性係数

鉛直渦動粘性係数は定常状態を仮定した成層を考慮した 1 次元乱流エネルギー式

$$0 = \frac{K_{mv}}{Pr_t} N^2 + \frac{K_{mv}}{2} \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 - \frac{C_\varepsilon}{l_v} E_v^{3/2} \quad (10)$$

を基に導出した。上式から渦動粘性係数 K_{mv} は次式で表すことができる。

$$E_v = \left[\frac{l_v}{C_\varepsilon} \left\{ \frac{K_{mv}}{Pr_t} N^2 + \frac{K_{mv}}{2} \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 \right\} \right]^{2/3} \quad (11)$$

$$K_{mv} = C_m E_v^{1/2} l_v \quad (12)$$

$$K_{bv} = \frac{K_{mv}}{Pr_t} \quad (13)$$

$$Pr_t = Pr \left(1 + \frac{0.3 \cdot l_v N^2}{E_v} \right) \quad (14)$$

である。ここで、 K_{mv} は鉛直渦粘性係数、 K_{bv} は鉛直渦拡散係数、 N はブラント・ヴァイサラ振動数、 l_v は鉛直方向の代表スケール、 Pr_t は乱流プラントル数 (添え字 t は乱

流、 Pr はプラントル数を意味する)、 C_ε, C_m はLES定数である。 C_ε, C_m はLES定数であるが、これはLESモデルを用いたと言う意味ではない。これまで1次元、2次元、3次元のモデルを作成し、東京湾に適用してきた結果、スケールの違いがあるにも関わらず、どのモデルにも同じ係数を用いることができることが分かっており、それらの係数は慣性小領域の仮定から推定されるものと同じ値であるので、その点を踏まえて不変定数をここでも用いている。

河口域では、潮汐振幅が大きく潮汐による流速が大きい時には、底面における鉛直せん断が大きくなり、底面において大きな乱れが発生する。その乱れは鉛直方向に輸送され、その乱れの大きさが成層強度よりも大きい場合には、鉛直方向に渡って大きな鉛直拡散をもたらす。その結果、鉛直方向に一樣な強混合型となる。一方、潮汐振幅が小さく、潮汐による流速が小さい場合には、底面で発生する乱れも小さく、多くの場合は成層強度よりも小さい。その結果、成層が卓越した弱混合型となる。このように、河口域における鉛直拡散は平均流の大きさが強く関連している。しかしながら、古川ら (2002) に用いられている鉛直拡散を導出するモデルは内湾域のモデルであるため、水平流速の鉛直勾配のみに依存する形態をとっている。そこで、ここでは、鉛直拡散は流速勾配と流速の絶対値の両方に依存する形態のモデルを導入することとした。

せん断力に関する式は次式で表すことができる。

$$\frac{\tau}{\rho} = \varepsilon_z \frac{du}{dz} \quad (15)$$

ここで、 τ はせん断応力、 ρ は密度、 ε_z は渦動粘性係数、 u は水平流速、 z は鉛直軸である。平均流速 \bar{u} 、せん断に関する鉛直代表長さ h_s とすると、上式は摩擦速度 u_* を用いて

$$u_*^2 = \varepsilon_z \frac{|\bar{u}|}{h_s} \quad (16)$$

と表現でき、 ε_z は次式となる。

$$\varepsilon_z = h_s |\bar{u}| \left(\frac{u_*}{\bar{u}} \right)^2 = 0.0026 h_s |\bar{u}| \quad (17)$$

ここで、底面摩擦係数としては一般的な0.0026を用いている。 h_s は鉛直方向の代表長さである。本項を(17)式に加え

$$K_{mv} = C_m E_v^{1/2} l_v + 0.0026 h_s |\bar{u}| \quad (18)$$

とし、平均流による影響を考慮することとした。本モデ

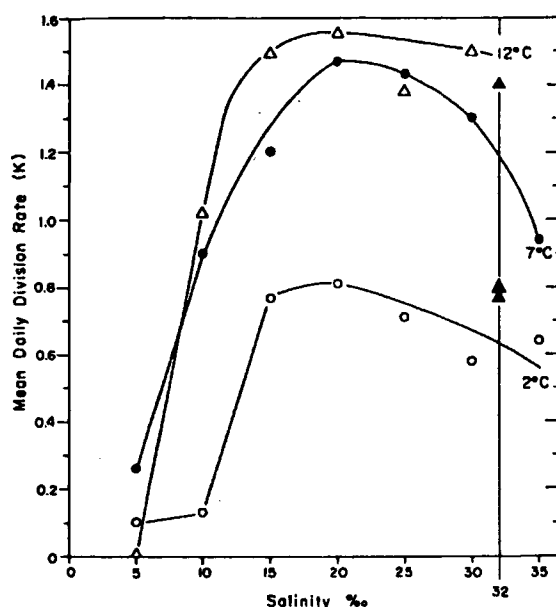


図-18 珪藻 (*Detonula Confervacea*) の成長速度と塩分の関係 (Smayda, 1969 より)

ルは低層の影響が全層に及ぶ形なので水深が深いところには使えないが、本計算の対象領域、特に河川域は水深5mと浅いので本モデルを用いている。 h_s の値は観測で得られた塩分分布および塩水侵入長と計算結果がなるべく一致する様に調整し、大潮(潮差=1.4m)の時は $h_s=5.0$ m, 小潮(潮差=0.6m)の時には $h_s=0.5$ mに設定した。その間の潮汐に対しては、線形補間を行った h_s を与えている。

(3) 物質循環モデル

物質循環は PO_4 -P, デトリタスおよび植物プランクトンのみを考慮した。本モデルを用いて示したい現象は前章で示した塩淡水フロントの海域側もしくは下層に分布する高濃度Chl-aである。これらの植物プランクトンは前章によって海洋性の珪藻*Skeletonema costatum*が卓越種であることが示されているので、本モデルでの植物プランクトンは海洋性の珪藻のみを対象とする。Smayda (1969)によれば、珪藻*Detonula Confervacea*の成長速度は、温度依存性があるが中でも温度が一番大きい12℃のデータに対して、塩分5以下で0、塩分の増加に伴い増加し、塩分18前後で極大値とり、その後緩やかに減少する塩分依存性を示している(図-18参照)。本モデルでは、植物プランクトンの成長速度は松梨(1993)の値($\mu=0.851$ 1/day)を参考にし、塩分依存性に対しては図-18を参考にしながら計算値が観測結果に合うように調整した。その結果、成長速度を塩分18以下では0、塩分18以上は一定値($\mu=0.851$ 1/day)と設定することで、海洋

性の植物プランクトンを表現することとした。

物質循環のモデル式およびパラメータ値は古川ら(2002)に従っている。古川らと異なる点は、デトリタスと PO_4 -Pの関係である。古川らはデトリタスが PO_4 -Pに無機化する過程をあえて外していたが、本モデルでは、一般によく用いられるように無機化過程を取り入れている。したがって、植物プランクトンに寄与する PO_4 -Pは、河川から直接流入したものと一度プランクトンになったものが無機化したものの複合である。

(4) 河川流量

河川流量は秋ヶ瀬取水堰の速報値から 25.36 m³/sとした。荒川には秋ヶ瀬取水堰より下流側に3つの下水処理施設がある。観測当時の処理水排出量は判らなかつたが、平成11年の日平均排出量データ(東京都下水道局, 2000)から推定すると、下水処理水排水量は夏期の少雨期の秋ヶ瀬取水堰放流量とほぼ同じかそれよりも少ないが同オーダー程度である。したがって、下水処理施設からの淡水流入補正として 25.36 m³/s \times 1.5(下水からの排水量分補正)とした値をメッシュの上流端(L46)から与えることとした。また、栄養塩負荷量は河川上流端流入流量に PO_4 -P濃度0.2 mg/lを与えた。

(5) 気象条件

計算は大潮時(潮差140cm)と小潮時(潮差60cm)を15日周期で変動させ、60日間実施した。潮汐変動と日射量変動の位相差による影響を除くため、日射量は一定値

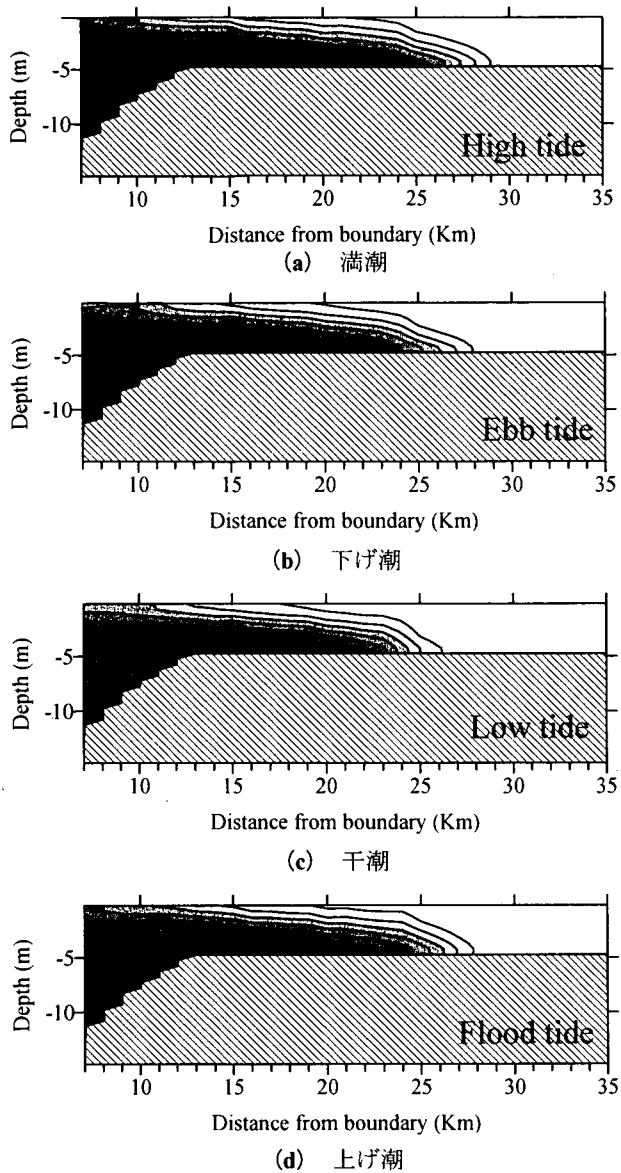


図-19 小潮時(潮差=60cm)における塩分の縦断面分布の計算結果. 横軸は計算の境界からの長さを示している. 図化の範囲はst.1に相当するL7からである.

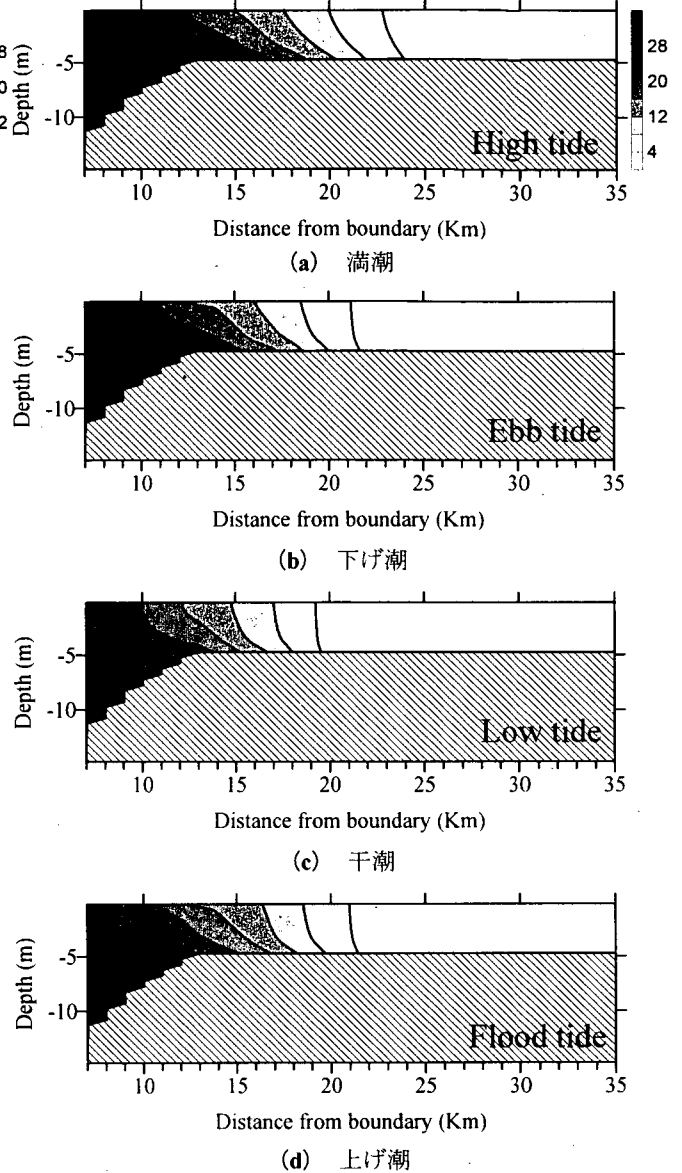


図-20 大潮時(潮差=140cm)における塩分の縦断面分布の計算結果. 横軸は計算の境界からの長さを示している. 図化の範囲はst.1に相当するL7からである.

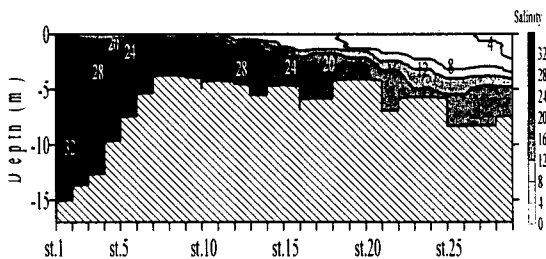


図-21 8月15日, 若潮時における塩分の縦断面分布の観測結果. 横軸は観測時のst番号を示している. 横軸のスケールは図-16の横軸に合わせている.

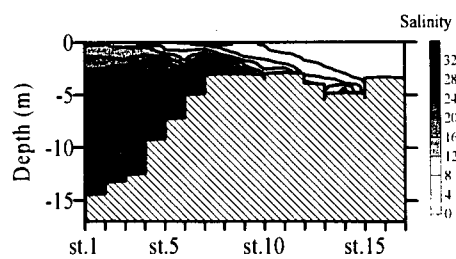


図-22 9月3日, 大潮時における塩分の縦断面分布の観測結果. 横軸は観測時のst番号を示している. 横軸のスケールは図-17の横軸に合わせている.

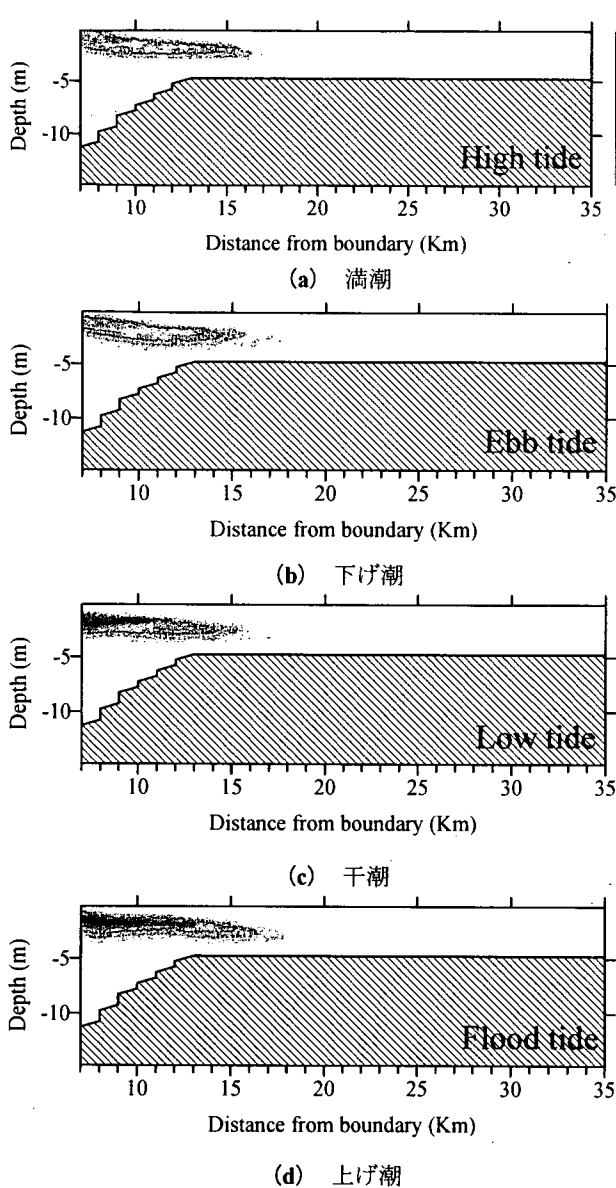


図-23 小潮時(潮差= 60 cm)におけるChl-*a*の縦断面分布の計算結果. 横軸は計算の境界からの長さを示している. 図化の範囲はst. 1に相当するL7からである.

(8月15日全天日射量19.9 MJ/m²/日中長さ(≒12時間))とした.

河口域の密度成層は水温よりも塩分が卓越する. また植物プランクトンの成長に対する水温の影響を取り除いた方が, 混合形態とChl-*a*間の現象把握が容易になると考えた. そこで本計算では水温を一定値27℃としている.

(6) 開境界条件

PO₄-P, デトリタスおよびChl-*a*の海域側の境界条件は流下方向の勾配= 0とした. また, 塩分の境界条件は同

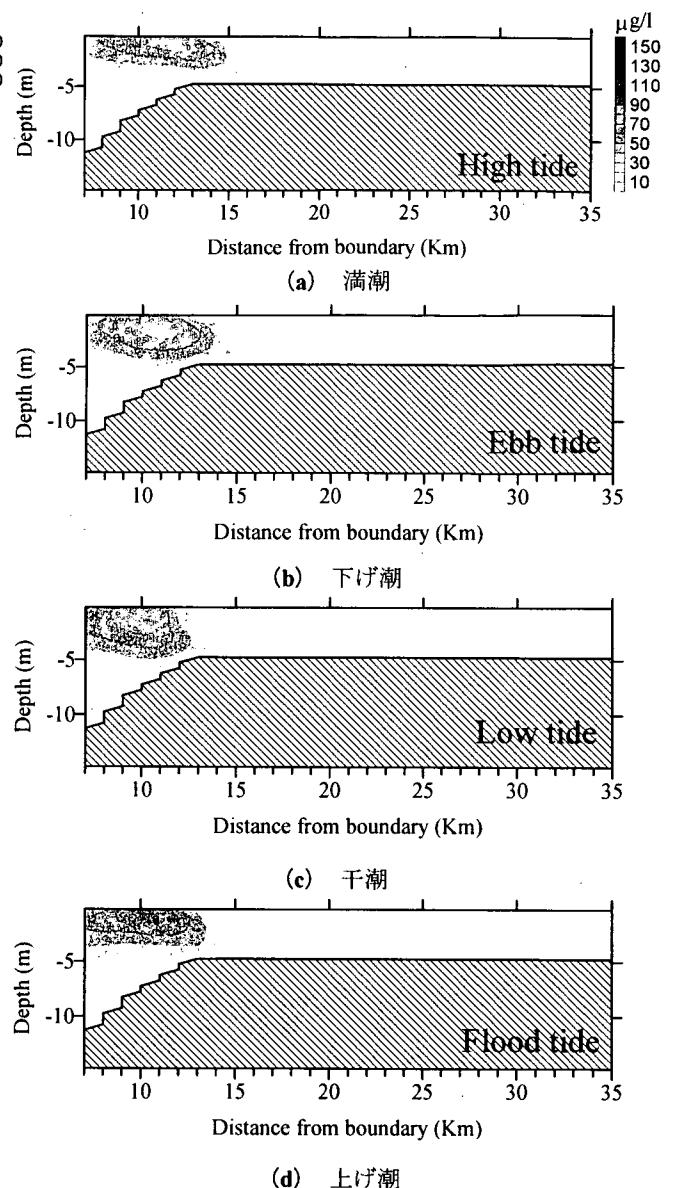


図-24 大潮時(潮差= 140 cm)におけるChl-*a*の縦断面分布の計算結果. 横軸は計算の境界からの長さを示している. 図化の範囲はst. 1に相当するL7からである.

じ鉛直分布(0-7 m: 28, 7-10 m: 30, 10-15 m: 32)を常に与えた.

(7) 初期条件

塩分の初期条件は0-4 m: 0, 4-10 m: 15, 10-13 m: 20, 13-15 m, 27とし, ある程度の成層状態から計算を開始した. また, 植物プランクトン量に対しては100 mgC/m³, PO₄-Pに対しては0.0001 mg/lおよびデトリタスに対しては50 mgC/m³を初期条件として全域に与えた.

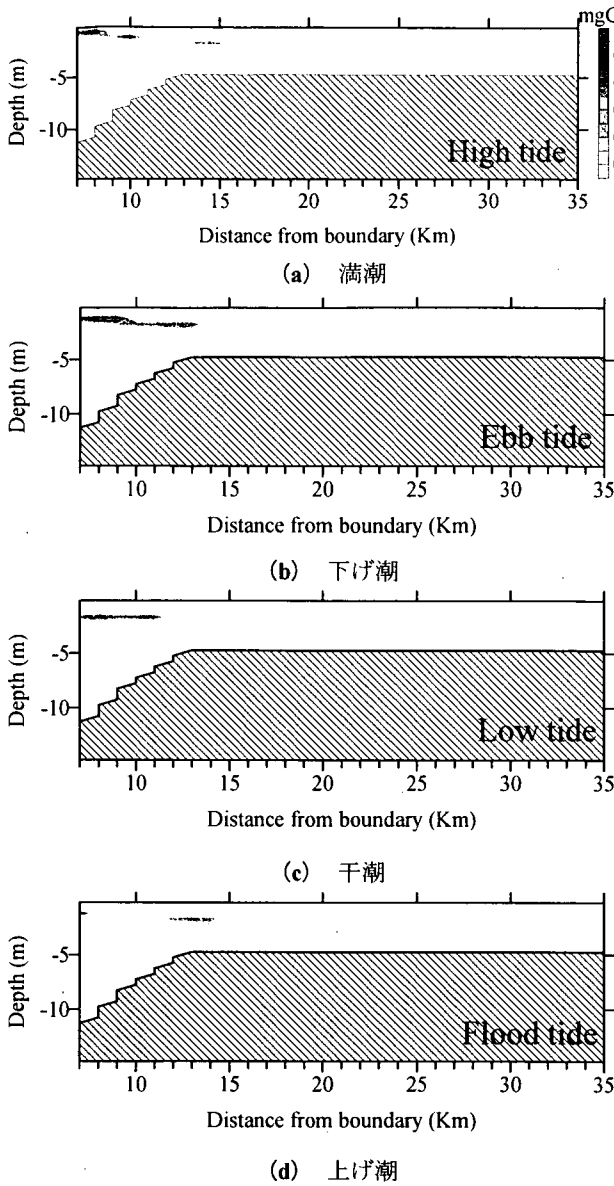


図-25 小潮時（潮差 = 60 cm）における一次生産速度の縦断面分布の計算結果。横軸は計算の境界からの長さを示している。図化の範囲は st. 1 に相当する L7 からである。

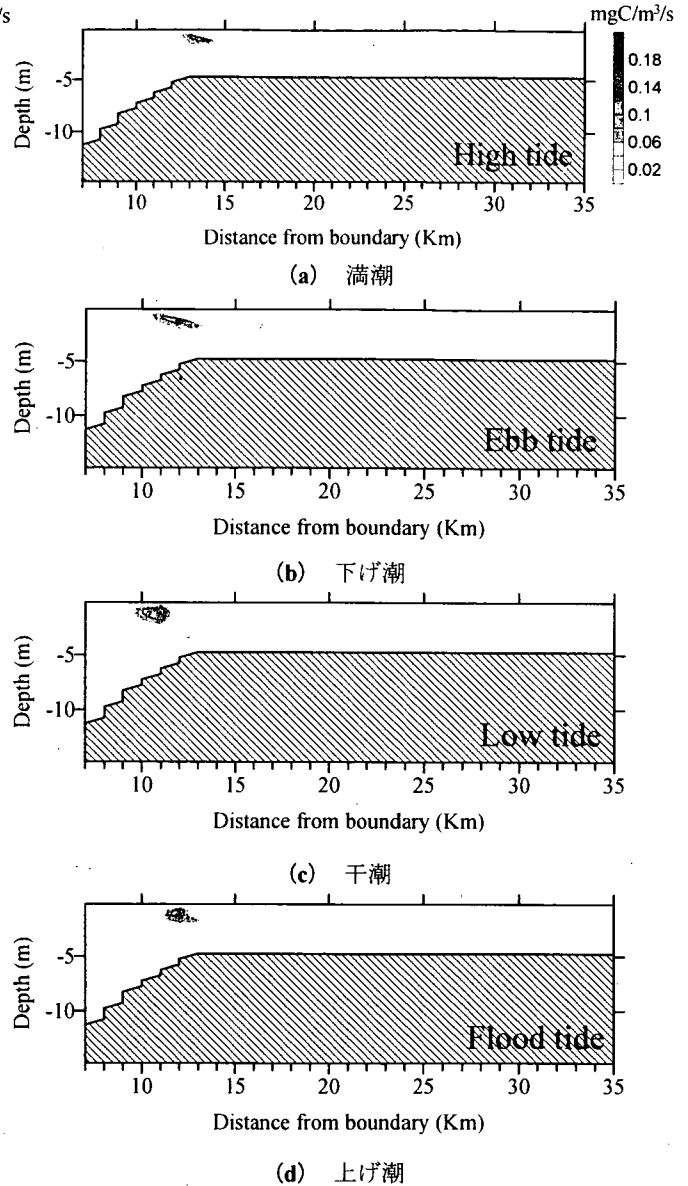


図-26 大潮時（潮差 = 140 cm）における一次生産速度の縦断面分布の計算結果。横軸は計算の境界からの長さを示している。図化の範囲は st. 1 に相当する L7 からである。

4.2 計算結果

(1) 縦断面分布

a) 塩分

図-19および20の(a)~(d)に小潮時および大潮時に対する満潮、下げ潮、干潮、上げ潮時の塩分の縦断面分布の計算結果をそれぞれ示す。横軸は計算境界からの距離であり、図-17で示すLに相当する。図化はL7から始めており、L7はst. 1に相当する。小潮時の比較対象の観測結果として8月15日の若潮時の観測結果、大潮時に対しては9月3日の大潮時の結果を図-21、22にそれぞれ示す。横軸はst番号である。また、比較できるように両図

ともに図-19、20に横軸スケールを合わせている。以下に計算結果の特徴を示す。

小潮時

- ・計算より観測の方が成層は強い。観測の方が表層のコンターが密である。
- ・塩分24および20の塩水浸入長は一致しているが、それより低い塩水の塩水浸入長は一致できていない。流下方向の水深分布の違いが、一致できていない要因の一つと考えられる。

大潮時

- ・海域の中層部（水深4 m以深）のコンターはおおよ

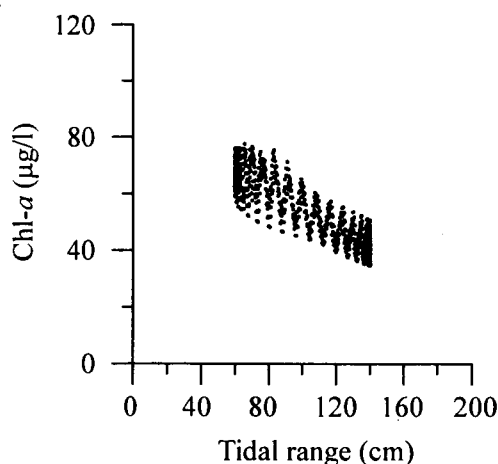


図-27 計算による Chl- α と潮差の関係

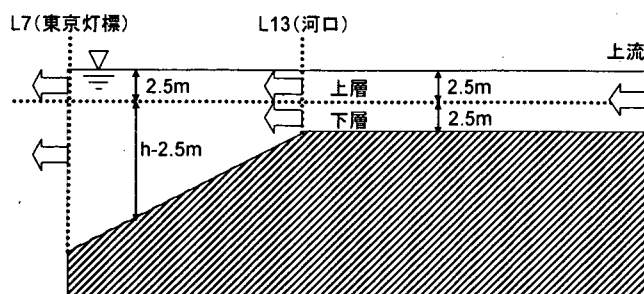


図-28 積分対象領域とフラックス検査面の定義

そ一致しているが、観測結果にみられる表層（水深 4 m 以浅）の強い成層は計算では表現できていない。塩水浸入長は比較的良好一致しているが、河川域（st. 7 より上流側）の成層状況は再現できていない。計算の方が強混合よりの結果になっている。9 月 3 日の観測時は計算で与えた 3 倍の流量があったことがこの違いの一つの要因として考えられる。

本モデルを用いた計算は観測結果の再現計算というより、混合形態の変動に対する栄養塩および Chl- α の特性を検討するためのモデル計算という位置付けである。したがって、本モデルでは、観測結果で得られた荒川河口域における塩分成層構造を必ずしも忠実に再現できていなくても、弱混合および強混合の混合形態の基本的な特徴をおおむね再現できているので十分とする。

b) Chl- α

図-23 および 24 の (a) ~ (d) は小潮および大潮に対する満潮、下げ潮、干潮、上げ潮時の Chl- α の縦断面分布の計算結果をそれぞれ示したものである。強混合の場合にはフロント前面部に高濃度の Chl- α が集積している。一方、小潮の場合には流下方向に長く伸びた塩分躍層の下層に Chl- α は拡がっている。これらは観測結果で得られ

た Chl- α 分布の特徴を再現している。また、Chl- α 分布の位置および形状は、塩分成層の位置および形状に強く依存していることが判る。

Chl- α の分布状況は、小潮時は躍層下層に高濃度に集積しているのに対して、大潮時は鉛直方向に拡散している。このことは弱混合時は鉛直拡散が小さく、強混合時には鉛直混合が大きいことが要因であると考えられる。

c) 一次生産速度

図-25 および 26 の (a) ~ (d) は小潮および大潮に対する満潮、下げ潮、干潮、上げ潮時の一次生産速度の縦断面分布の計算結果をそれぞれ示したものである。本モデルにおける一次生産速度は植物プランクトンの生産速度を意味するものであり、植物プランクトンの分布と密接な関係がある。本モデルでは、一次生産量は塩分、光、 $\text{PO}_4\text{-P}$ に依存するモデル化をしている。 $\text{PO}_4\text{-P}$ は河川から供給されているので、河川水の $\text{PO}_4\text{-P}$ 濃度は高く、河川水に近い方が生産に有利である。しかし、塩分 18 以下では成長速度 = 0 としているため、河川水に近い方は不利である。また、光の制限から、生産はおおよそ水深 5 m 程度までに抑えられる。このような制限要因のバランスから、それぞれの混合形態に対する一次生産速度の分布域は決

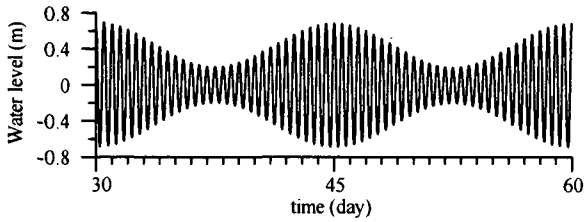


図-29 計算で与えた水位の時間変化

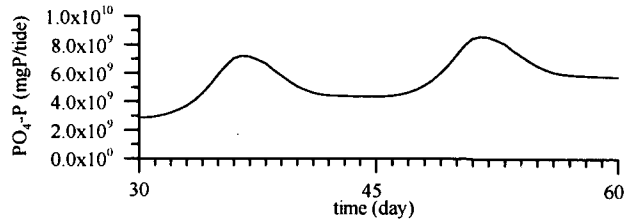


図-32 L7 (東京灯標) からL13 (河口) までの水域内における $PO_4\text{-P}$ (1 潮汐当り) 積分量の時間変化

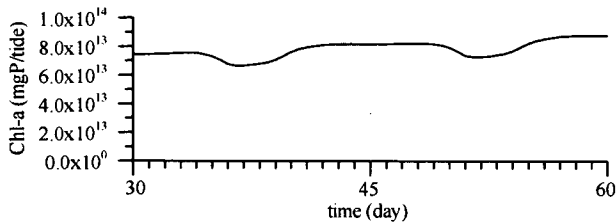


図-30 L7 (東京灯標) からL13 (河口) までの水域内における Chl-a (1 潮汐当り) 積分量の時間変化

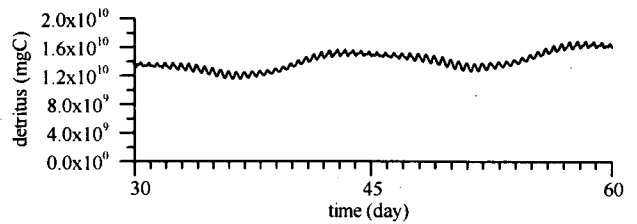


図-33 L7 (東京灯標) からL13 (河口) までの水域内におけるデトリタス積分量の時間変化

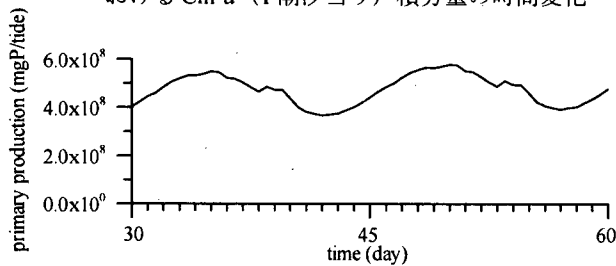


図-31 L7 (東京灯標) からL13 (河口) までの水域内における一次生産量 (1 潮汐当り) 積分量の時間変化

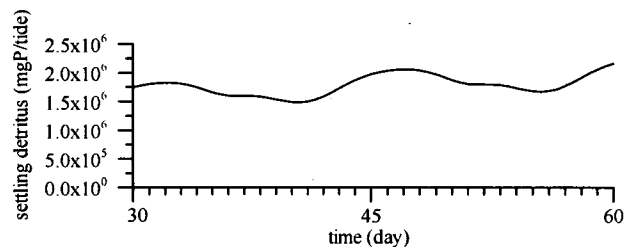


図-34 L7 (東京灯標) からL13 (河口) までの水域内におけるデトリタス沈降量 (1 潮汐当り) 積分量の時間変化

定されている。

計算結果は、混合形態にかかわらず、塩淡水境界面に沿って高い生産性を示している。一次生産速度の分布は Chl-a 分布と同様に、弱混合時には躍層の下層に流下方向に長く延びており、強混合時にはフロント前面に集中している。なお、透明度が 3 m 以下、COD が 3 ~ 10 mg/l の様な過栄養域の一次生産量は 10 ~ 200 mgC/m³/hr (0.003 ~ 0.06 mgC/m³/s) と言われている (吉田, 1973)。また、山口・柴田 (1979) は、東京湾における有機物生産レベルは平常時に 1 ~ 3 gC/m²/day 程度、夏季、特に赤潮の発達期などについては 10 gC/m²/day 前後あるいはそれ以上の生産量がみこまれること、東京湾の生産層は平常時 4 ~ 12 m、赤潮時には 0.5 ~ 2 m にすぎないことを指摘している。これから、東京湾における赤潮時の単位体積当りの基礎生産量は 0.06 ~ 0.23 mgC/m³/s と推定される。本数値計算における河口域の一次生産レベルは 0.1 mgC/m³/s 前後であり、東京湾の赤潮時の一次生産に匹敵している。最も一次生産が盛んな所では 0.2 mgC/m³/s 以上を示し比較的高いレベルの赤潮の生産量に匹敵している。

(2) 潮差と Chl-a の関係

図-27 は潮差と L7 (東京灯標) における表層から 3 層目 (1.0 - 1.5 m 層) の Chl-a の計算で得られた関係を示したものである。図-15 (a) で示した潮差が小さい方が Chl-a は大きくなる特徴は定性的には示されているが、定量的には合っていない。定量的に合っていない原因は、観測値は様々な気象条件、河川流量 (流入負荷量) 条件の下でのデータであるのに対して、計算結果は同一の気象条件、河川流量条件を用いていることが挙げられる。

潮差が小さい方が Chl-a が高い理由の一つは、(2) 節で指摘したように、潮差が小さい時には混合形態が弱混合型になり Chl-a の分布が躍層下層に層として集積するのに対して、潮差が大きい時には強混合になり Chl-a が鉛直方向に分散されるためと考えられる。

(3) 河口域における Chl-a の積分量

図-28 に示す河口 (st. 7, L13) から東京灯標 (st. 1, L7) までの水域を各指標の積分対象領域とした。計算は

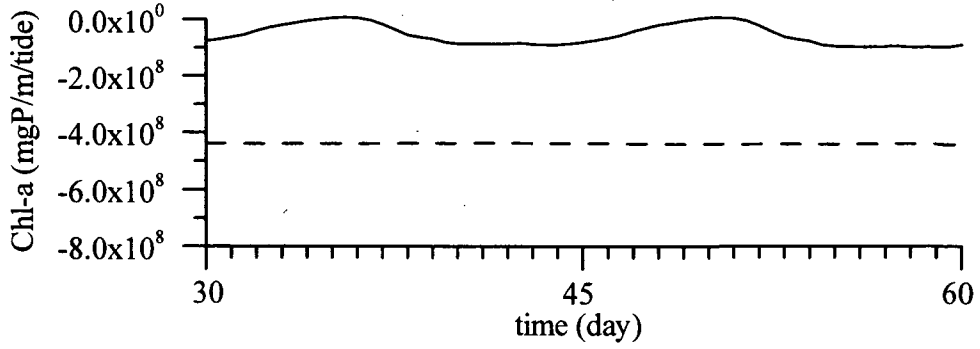


図-35 河口 (L13, st. 7) における Chl-a の 1 潮汐当りの流出入量. 正が海域から河川へ流入, 負が河川から海域へ流出を示す. 図中の破線は河川上流からの $PO_4\text{-P}$ 流入量を示す. 30日, 45日および60日が大潮.

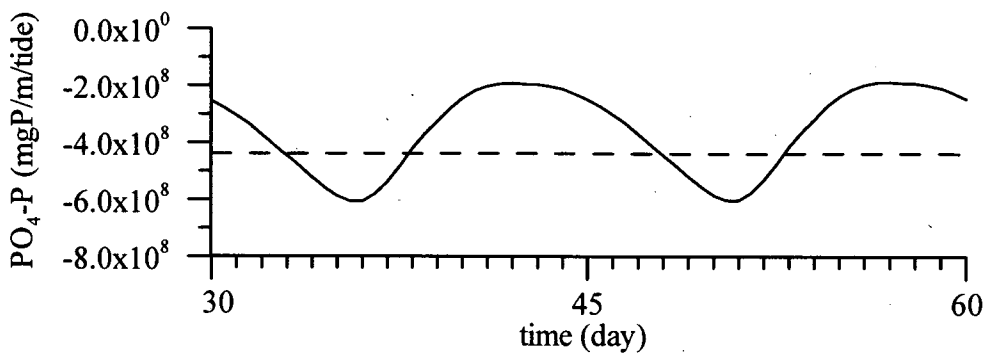
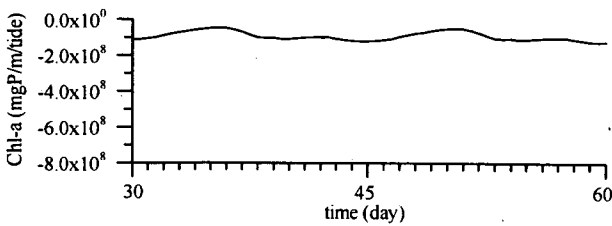
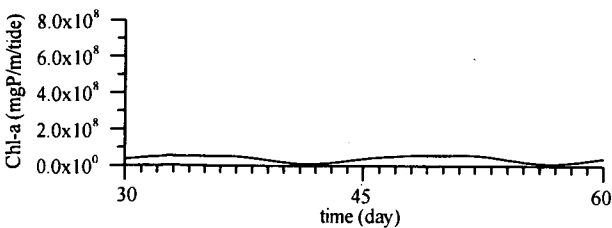


図-36 河口 (L13, st. 7) における $PO_4\text{-P}$ の 1 潮汐当りの流出入量. 正が海域から河川へ流入, 負が河川から海域へ流出を示す. 図中の破線は河川上流からの $PO_4\text{-P}$ 流入量を示す. 30日, 45日および60日が大潮.

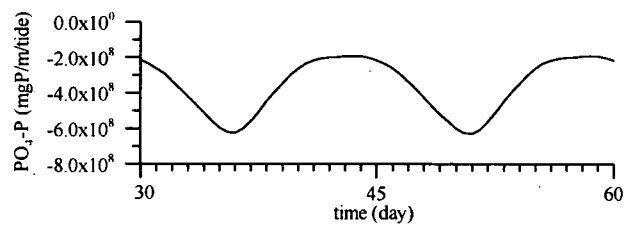


(a) 上層

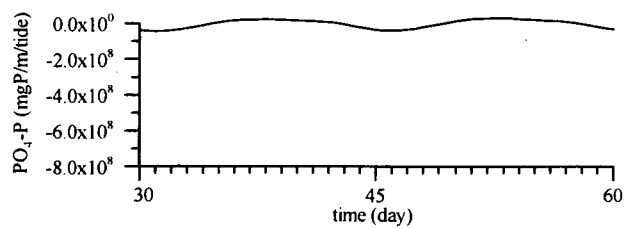


(b) 下層

図-37 上層, 下層に分割した河口 (L13, st. 7) における Chl-a の 1 潮汐当りの流出入量. 正が海域から河川へ流入, 負が河川から海域へ流出を示す.



(a) 上層



(b) 下層

図-38 上層, 下層に分割した河口 (L13, st. 7) における $PO_4\text{-P}$ の 1 潮汐当りの流出入量. 正が海域から河川へ流入, 負が河川から海域へ流出を示す.

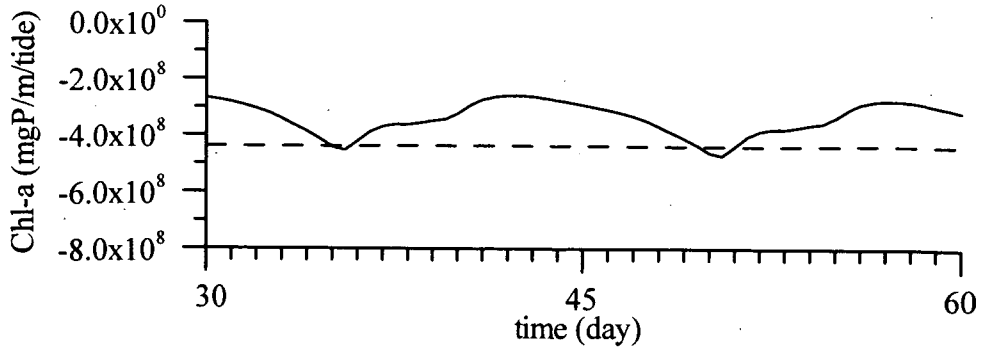


図-39 河口 (L13, st. 7) における Chl-a の 1 潮汐当りの流出入量. 正が海域から河川へ流入, 負が河川から海域へ流出を示す. 図中の破線は河川上流からの $PO_4\text{-P}$ 流入量を示す. 30日, 45日および60日が大潮.

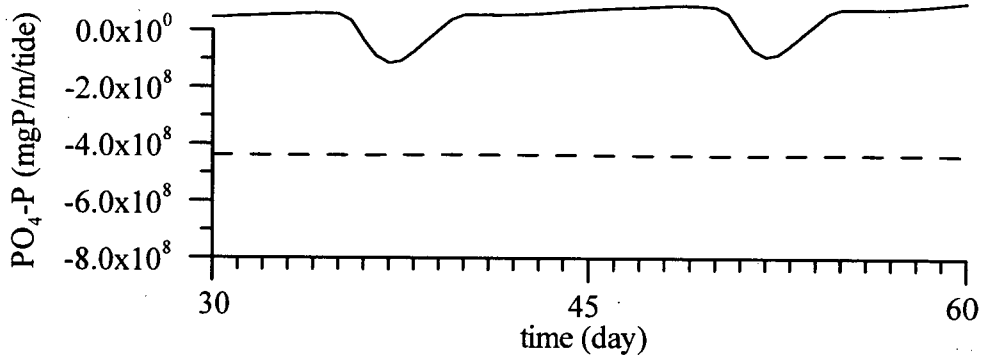
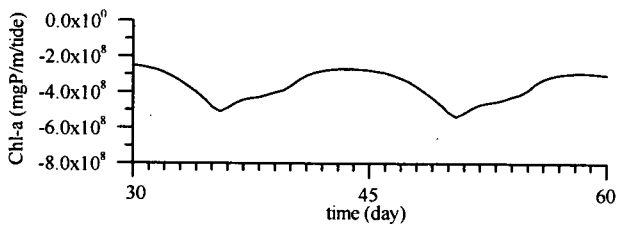
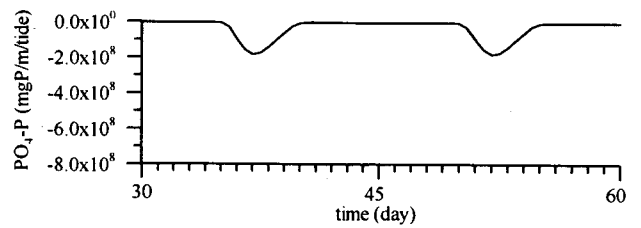


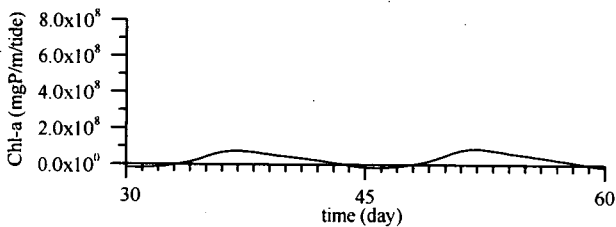
図-40 河口 (L13, st. 7) における $PO_4\text{-P}$ の 1 潮汐当りの流出入量. 正が海域から河川へ流入, 負が河川から海域へ流出を示す. 図中の破線は河川上流からの $PO_4\text{-P}$ 流入量を示す. 30日, 45日および60日が大潮.



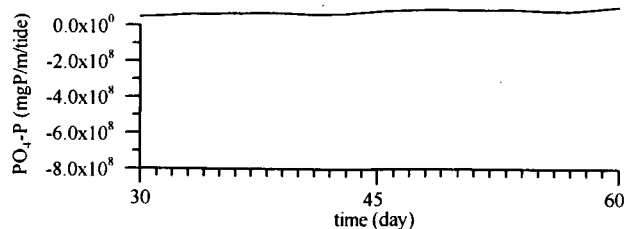
(a) 上層



(a) 上層



(b) 下層



(b) 下層

図-41 上層, 下層に分割した河口 (L13, st. 7) における Chl-a の 1 潮汐当りの流出入量. 正が海域から河川へ流入, 負が河川から海域へ流出を示す.

図-42 上層, 下層に分割した河口 (L13, st. 7) における $PO_4\text{-P}$ の 1 潮汐当りの流出入量. 正が海域から河川へ流入, 負が河川から海域へ流出を示す.

60日分実施しており、そのうちの30日目から60日目までの積分量の時間変化を図化している。計算で与えた水位の時間変化を図-29に示す。潮汐は大潮から始まり小潮・大潮・小潮・大潮と続く。

図-30はChl-aの積分量の時間変化を示したものである。Chl-aの積分量は小潮時に最小となり、それから増加する。そして、大潮と小潮の間あたりで最大となり、大潮時は高い値を維持する。

図-31は一次生産速度の積分量の時間変化を示したのものである。一次生産速度の積分量から、その水域の環境の生産に対する能力を相対的に評価することができる。一次生産速度の積分量は小潮で最大となり、大潮と小潮の間で最小となり、そして小潮まで増加する。これから河口域の一次生産は小潮時(弱混合時)の方が高いことが推測される。弱混合時の方が強混合時と比較して、一次生産が高く、前節で示したようにChl-a濃度は高いにもかかわらず、領域内の積分量は最小に近い。この関係には領域境界におけるChl-aのフラックスが強く関与していると考えられる。フラックスに関しては次節で示す。

図-32、33および34に $PO_4\text{-P}$ 、デトリタスおよびデトリタス沈降量の積分量(デトリタス沈降量は面積分)の時間変化を参考として示す。 $PO_4\text{-P}$ の積分量はChl-aの積分量とは逆に、小潮時に最大となり、大潮で最小となる。そして、小潮時まで増加する。デトリタスはChl-aと同様の变化を示す。デトリタス沈降量はデトリタスの濃度変動より数日位相がずれて、小潮後に最大、大潮後に最大を示す。

(4) 河口および東京灯標付近におけるフラックス

検査面を図-28に示すように設定した。河口ではst.7(L13)を、東京灯標ではst.1(L7)を検査面としている。また、水深2.5m以浅を上層、以深を下層とした。

図-35および36は河口におけるChl-aおよび $PO_4\text{-P}$ の1潮汐積分された流出入量の時間変化を示す。正の値は海域から河川域への流入を示し、負の値は河川域から海域への流出を示す。Chl-aはリン換算され $PO_4\text{-P}$ と量的に比較できるようにした。図中の破線は河川上流端からの $PO_4\text{-P}$ の供給量を示している。

河口域におけるChl-aの流出入量は、小潮時に流入であり、大潮前で流出の極大となる。それから小潮に向けて流出から流入に転じる。

一方、 $PO_4\text{-P}$ は常に流出である。その流出入量はChl-aの流出入量とリン換算された極値の値と比較すると1オーダー大きい。小潮時に極小(流出の極大)となり大

潮前で極大(流出の極小)となる。極小値と極大値の差は極値と比較して無視できない程大きい。河川上流からの $PO_4\text{-P}$ の流入量 4×10^8 mgP/tideに対して、極小値は 2×10^8 mgP/tide、極大値は 6×10^8 mgP/tideをとる。つまり、小潮時は上流からの流入量の150%流出に対して、大潮時はわずか50%の流出にすぎない。

東京湾の湾口においても、小潮時の方が海水交換量が大きいことが日々野ら(1999)、中山ら(2000)、清水ら(2001)によって指摘および解析されている。東京湾湾口におけるメカニズムには平面空間的な渦も重要な要因であるため、河口域の現象とはメカニズムを異にする。しかしながら、スケールが異なるにもかかわらず、小潮時にフラックスが増大することが一致していることは興味深い。

図-37および38の(a)、(b)はChl-aおよび $PO_4\text{-P}$ の流出入量を上・下層で分割したものである。これらから、流出する負荷の9割以上はリン態として上層から流出していることが判る。時間をおいて $PO_4\text{-P}$ の分布を調べると、大潮(強混合)時に河川内に貯留されたリンが、小潮(弱混合)時に躍層の上層から排出される様子が明瞭に示された。

図-39および40は東京灯標付近におけるChl-aおよび $PO_4\text{-P}$ の流出入の時間変化を示したものである。東京灯標付近では河口付近と較べて、プランクトン態として流出する割合が増加する。 $PO_4\text{-P}$ の流出は小潮時のみである。Chl-aの流出は小潮時に大きく、大潮時に小さい。この定性的な特徴は河口域の $PO_4\text{-P}$ の流出と同じである。しかし、極値の差は河口域の $PO_4\text{-P}$ の極値の差程は大きくない。河川上流からの流入量 4×10^8 mgP/tideに対して、極小値は約 3×10^8 mgP/tide、極大値は約 4×10^8 mgP/tideをとる。

図-41および42の(a)、(b)は東京灯標での流出入を上層・下層で分割したものである。主要な流出は上層からのプランクトン態である。リン態は小潮時のみに上層から流出しているのみである。下層からは、リン態としての定常的な流入、小潮時のプランクトン態としての流入がある。

前述の関係を図-43(a)、(b)にまとめて図示する。矢印の向きは実際のフラックスの向きを示す。また、矢印の大きさは1潮汐当りの流出入量の大小を表し、白色矢印はリン態、黒色矢印はプランクトン態を示す。

5. まとめ

夏期の東京湾湾奥の荒川河口域において、河川と内湾

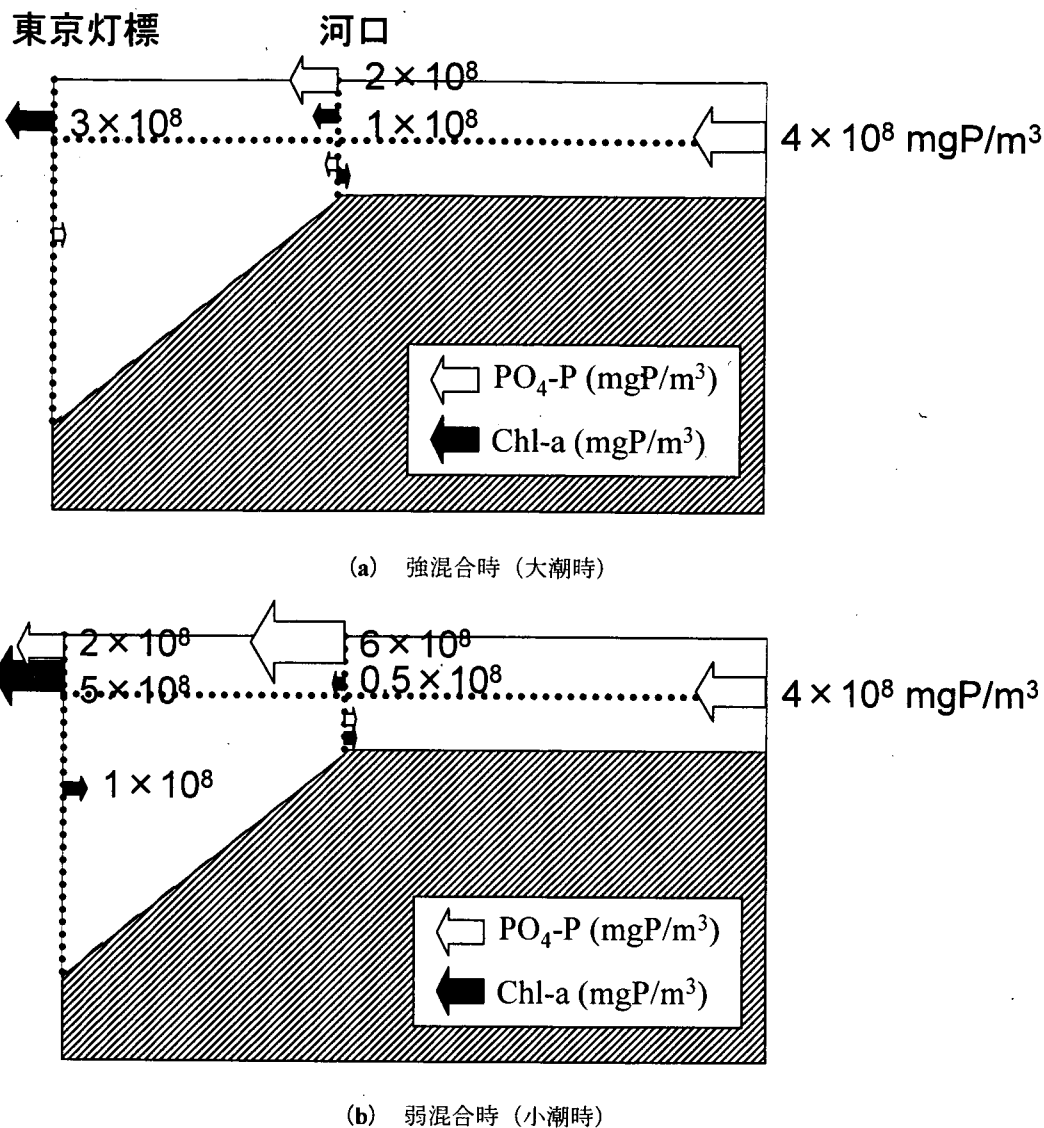


図-43 河口および東京灯標付近における断面からの $PO_4\text{-P}$ および Chl-a の1潮汐当りの流出入量 (リン換算).

の結合水域における混合形態と栄養塩・Chl-a動態について観測および数値的検討を行った。その結果、潮汐や河川流量によって混合形態や混合強さが変化するような河口域では、河口域は河川流入負荷の緩衝領域であることが明らかとなった。

各章で得られた主要事項を以下に列挙する。

- (1) 小潮時と大潮時の観測によって、小潮 (弱混合) に対して高濃度の Chl-a は躍層の下層に流下方向に長く分布し、一方、大潮 (強混合) に対しては高濃度 Chl-a は塩淡水フロントの前面に集中することが示された。
- (2) 東京灯標における連続観測によって、潮差が小さく日射量が多い場合に Chl-a 濃度は高くなり、潮差

が大きい場合には Chl-a 濃度は低く抑えられることが示された。

- (3) 数値モデルによっても、小潮時 (弱混合時) に対しては Chl-a は躍層の下層に流下方向に長く分布し、大潮時 (強混合時) に対して高濃度の Chl-a はフロント部に集中することが示された。また、強混合時には Chl-a 分布が鉛直方向に分散されるために、弱混合時よりも低濃度になることが示された。
- (4) 河口域における1潮汐当りの生産量は、弱混合時 (小潮時) の方が 15% 程度高い。
- (5) 強混合、弱混合によって、河川から海域に流入する負荷量は変化する。本モデル計算では、河口域において弱混合時は強混合時の約3倍の流入負荷量となっている。この差は強混合時には栄養塩は河川内

に貯留され、弱混合時にその貯留された栄養塩が排出されるために生じている。

本研究に関する今後の課題としては以下のことが挙げられる。本文中でも触れているように、本モデルの検討だけでは定量的な厳密性は低い。荒川河口において実際のところ大潮・小潮で3倍もの流入負荷の差が生じているかについては断定できない。現状では、混合形態や混合強さの変動に伴い流入負荷量は異なるという定性的なことまでである。定量的な確実性を高める為には、モデルの高精度化(非静水圧モデル、乱流モデルの改良)および3次元による再検討が求められる。また同時に、非定常性が強い現場において、栄養塩フラックス等を容易に直接測定できるような観測手法の開発も求められる。

6. あとがき

河口域は密度の異なる淡水と海水が混合する領域であり、その混合形態は潮差によって異なる水理的に複雑な領域である。また、河川から高濃度の負荷が流入するため栄養塩や植物プランクトンの動態に対しても急激な遷移を発生させる水域でもある。今回の検討によって、河口域は河川流入負荷の緩衝水域として機能し、混合形態や混合強さが非定常に変動するのに合わせて、その緩衝効果も変動する明らかになった。海岸環境および河川環境を考える場合、少なくとも緩衝水域を包含した領域区分で領域を捉えたい。また、出来得るならば、河川、沿岸域および河川流量を決定する降水量等まで含めた、流域圏一体型の検討を望む。なぜなら、これまで概念的理由から領域区分されてきた領域間には、河口域と同様に非定常な緩衝効果が存在していると思われるからである。

(2003年2月14日受付)

謝辞

本観測の遂行にあたっては、関東地方整備局荒川下流工事事務所の協力を頂いた。また、データのとりまとめにあたり、関東地方整備局京浜港湾工事事務所の潮汐データを用いた。東京都立大学工学研究科横山勝英講師(元河川研究部河川研究室)には河口域の観測に関して多くの助言を頂いた。古川恵太海洋環境研究室長には観測および計算に有益な指摘を頂いた。細川恭史沿岸海洋研究部長には、本資料の執筆に際してご助言を頂いた。ここに記して深甚なる感謝の意を表します。

参考文献

- 宇野木早苗 (1996) : 海から川を考える, 海の研究, Vol. 5, No. 5, 6, pp. 327 - 332.
- 宇野木早苗 (1998) : 内湾の鉛直循環流量と河川流量の関係, 海の研究, Vol. 7, No.5, pp. 283 - 292.
- 気象庁編集 : 気象庁月報, 地上気象観測資料 CD-ROM.
- 黒田敏夫 (1997) : 世界・日本地図帳, 昭文社, 160p.
- 西条八束, 奥田節夫 (1996) : 河川感潮域, 名古屋大学出版会, 248p.
- 清水 学, 柳 哲雄, 野村宗弘, 古川恵太 (2001) : 東京湾の大潮-小潮期における残差流変動, 海の研究, 第10巻, 第5号, pp. 413 - 422.
- 玉井信行 (1980) : 新体系土木工学22 密度流の水理, 土木学会, 260p.
- 土肥 学, 志村光一, 布村明彦, 山田 正, 吉川秀夫 (1999) : 荒川感潮域における水質の縦断分布とその時空間変動特性に関する現地観測, 河川技術に関する論文集, 第5巻.
- 東京下水道局 (2000) : 平成11年度東京都下水道事業年報, 456p.
- 中山恵介, 岡田知也, 野村宗弘, 日比野忠史, 細川恭史, 古川恵太 (2000) : 大潮, 小潮期における湾外水の影響, 海岸工学論文集, 第47巻, pp. 421 - 425.
- 日比野忠史, 細川恭史, 鶴谷広一 (1999) : 非成層期の東京湾における朔望周期の流れ場, 海岸工学論文集, 第46巻, pp. 996 - 1000.
- 松村 剛 (2000) : 東京湾における栄養塩の収支に関する研究, 東京水産大学学位論文.
- 松梨順三郎 (1993) : 環境流体汚染, 森北出版株式会社, 407p.
- 柳 哲雄 (1990) : 潮目の科学, 恒星社厚生閣, 169p.
- 山口征矢・柴田佳明 (1979) : 沿岸海洋研究ノート, 第16巻, 第2号, pp. 106 - 111.
- 吉田陽一 (1973) : 低次生産段階における生物生産の変化, 水産学シリーズ1, 恒星社厚生閣.
- 鷺見栄一, 鋤崎俊二 (2001) : 沿岸海域の懸濁態粒子の粒径分布の現地観測とデトリタス分布, 海岸工学論文集, 第48巻, pp.1101 - 1105.
- Ayukai, T and E. Wolanski (1997): Importance of Biologically Mediated Removal of Fine Sediment from the Fly River Plume, Papua New Guinea, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, Vol. 44, pp. 629 - 639.
- De Seve, M. A. (1993): Diatom Bloom in the tidal freshwater Zone of a Turbid and Shallow Estuary; Rupert Bay (James Bay, Canada), *Hydrobiologia*, 269/

- 270, pp. 225 - 233.
- Eyre, B. and C. Tiwigg (1997): Nutrient Behaviour During Post-flood Recovery of the Richmond River Estuary Northern NSW, Australia, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, Vol. 44, pp. 311 - 326.
- Fisher, T. R., L. W. Harding, D. W. Stanly and L. G. Ward (1988): Phytoplankton, Nutrients, and Turbidity in the Chesapeake, Delaware, and Hudson Estuaries, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, Vol. 27, pp. 61 - 93.
- Legovic, T., V. Zutic, Z. Grzetic, G. Cauwet, R. Precali and D. Vilicic (1994): Eutrophication in the Krka estuary, *Marine Chemistry*, 46, pp. 203 - 215.
- Lohrenz, S. E., M. J. Dagg and T. E. Whittedge (1990): Enhanced Primary Production at the Plume/Oceanic Interface of the Mississippi River, *Continental Shelf Research*, Vol. 10, No. 7, pp. 639-664.
- Muylaert, K. and R. Raine (1990): Import, mortality and accumulation of coastal phytoplankton in a partially mixed estuary (Kinesal harbour, Ireland), *Hydrobiologia*, 412, pp. 53 - 65.
- Robertson, A. I., P. A. Daniel, P. Dixon and D. M. Alongi (1993): Pelagic Biological Processes along a Salinity Gradient in the Fly Delta and Adjacent River Pulme (Papua New Guinea), *Continental Shelf Research*, Vol. 13, No. 2/3, pp. 205 - 224.
- Sin, Y., R. L. Wetzel and I. C. Anderson (1999): Spatial and Temporal Characteristics of Nutrient and Phytoplankton Dynamics in the York River Estuary, Virginia: Analyses of Long-term Data, *Estuaries*, Vol. 22, No. 2A, pp. 260 - 275.
- Schuchardt, B. and M. Schirmer (1991): Phytoplankton Maxima in the Tidal Freshwater Reaches of Two Coastal Plain Estuaries, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, Vol. 32, pp. 187 - 206.
- Smayda, T. J. (1969): Experimental Observations on the Influence of Temperature, Light, and Salinity on Gell Division of the Marine Diatom, *Detonula Confervacea* (Cleve) Gran, *J. Phycol.*, 5, pp. 150 - 157.
- Turner, R. E., N. N. Rabalais and Z. Z. Nan (1990): Phytoplankton biomass, production and growth limitations on the Huanghe (Yellow River) continental shelf, *Continental Shelf Research*, Vol. 10, No. 6, pp. 545 - 571.

国土技術政策総合研究所資料

TECHNICAL NOTE of NILIM

No.87

June 2003

編集・発行 ©国土技術政策総合研究所

本資料の転載・複写のお問い合わせは

〒239-0826 神奈川県横須賀市長瀬3-1-1
管理調整部企画調整課 電話:046-844-5018