

九州農政局の水質データに基づく諫早湾内における 水質環境特性の解析

大塚, 崇寛
九州大学大学院総合理工学府大気海洋環境システム学専攻

<https://hdl.handle.net/2324/2558956>

出版情報：九州大学, 2018, 修士, 修士
バージョン：
権利関係：



平成 30 年度

九州大学大学院総合理工学府
大気海洋環境システム学専攻修士論文

九州農政局の水質データに基づく
諫早湾内における水質環境特性の解析

氏名 大塚 崇寛

指導教員名 松永 信博 教授

Eljamal Osama 准教授

目次

第1章 序論

- 1.1 研究背景
- 1.2 先行研究
- 1.3 研究目的
- 1.4 論文の構成

第2章 観測データの概要

- 2.1 水質データ
- 2.2 風速データ

第3章 Chl.aの変動特性

- 3.1 経年変化
- 3.2 赤潮の発生頻度
- 3.3 季節ごとの赤潮変動特性

第4章 底層 DO の変動特性

- 4.1 経年変化
- 4.2 貧酸素水塊の発生頻度
- 4.3 夏季における貧酸素水塊の変動特性

第5章 底層 DO の支配因子

- 5.1 水質特性量との相関関係
- 5.2 重回帰分析
- 5.3 解析結果

第6章 結論

参考文献

謝辞

第 1 章 序論

1.1 研究背景

環境問題の大きなきっかけとなったのは 18 世紀後半に始まった産業革命による産業の発展である。大量生産や大量消費を繰り返した結果、自然環境に対して負荷を与え、環境問題を引き起こした。日本では高度経済成長期の工業化の発展に伴い、重金属や有害化学物質等により環境汚染が深刻化し、公害問題が発生した。特に四大公害はその典型的な例として挙げられる。さらに沿岸海域における環境問題として埋め立てや空港、堤防などの建築による影響が懸念される。特に干潟は遠浅で開発がしやすいため、干拓や埋め立ての対象となってきた。その中で有明海は昔から干拓が行われてきた場所である。図 1-1 に有明海の周辺図を示す。有明海は福岡県、佐賀県、長崎県、熊本県にまたがる九州最大の内湾である。面積は約 1700km^2 で平均水深は約 20m であり、特徴として干満差が激しいということが挙げられる。干満差としては大潮時において湾口部では約 4m、中央部で 5~6m、湾奥部で約 6~7m になる。有明海には筑後川、菊池川、矢部川、緑川、白川、嘉瀬川、六角川の 7 本の一級河川から流入しており、大量の土砂と共に栄養塩が供給されてきた。そのために広大な泥質干潟が形成され、ムツゴロウ、ワラスボ、シカメガキ、ハゼクチなどの有明海特産種やシオマネキやアゲマキなどの準特産物種が生息している。有明海の干潟は様々な生物と密接に関わっている。一方有明海付近に住む住民にとって干潟は昔から干拓を行ってきた場所である。有明海では干潟に土粒子が堆積することで干潟の奥にある陸地の排水が困難になるため、その解決案として干拓を行い、排水路や農地を整備することで打開してきた。近年は土木技術の発展や食糧問題などによって、より頻繁に大規模な干拓が行われるようになった。

1989 年、優良な農地の造成と防災機能の強化を目的に諫早湾干拓事業が行われることになった。図 1-2 に諫早湾の図を示す。1997 年に潮受け堤防によって諫早湾奥部が締め切られ、約 15km^2 の干潟を含む約 35.5km^2 の浅海域が消滅することになった。2000 年に有明海でノリの色落ち問題が発生し、諫早湾干拓事業との関連性が指摘され、大きな社会問題となった。諫早湾干拓事業と有明海の環境悪化の原因として、潮受け堤防閉め切りによって潮位振幅が減少し、潮流速が弱まり、底泥からの巻き上げが減少し、濁度が下がった。その結果、植物プランクトンが増えて赤潮が発生しやすくなり、植物プランクトンが沈殿することで底泥の微生物が有機物を分解することで酸素を使い、貧酸素水塊が発生しやすくなったという説がある。また干拓事業により諫早湾の干潟の水質浄化能力が失われた結果、汚濁物質が分解されないため赤潮や貧酸素水塊を起こし

ているという二つの説がある．この説が正しいならば有明海，諫早湾の水質環境は年々悪化しているはずである．

1.2 先行研究

有明海は赤潮や貧酸素が生じない海というのが海洋環境の特徴であった．その要因として，潮位振幅が大きいことで潮流速度が速くなり，海水の鉛直混合が発生しやすい海域であること，潮流速度が速いため，巻き上げられた底泥が栄養塩を吸着することが挙げられる．しかし，近年の有明海では赤潮の発生や大規模化および貧酸素水塊が確認されており，その要因やメカニズムが議論されるようになった．特に 2000 年冬季に有明海で発生したノリの色落ち問題の原因として諫早湾干拓事業が挙げられ，大きな話題となった．その後，有明海の環境悪化と諫早湾干拓事業による潮受け堤防締め切りの因果関係を明らかにするため，有明海および諫早湾を対象とする研究調査が精力的に行われた．

堤ら(2003)は，有明海奥部海域では 1998 年以降，秋季に発生する赤潮は大規模となる傾向にあることを示した．梅雨の大雨時に河川から流れる淡水と気温の上昇によって強い成層ができ，底層に貧酸素水塊が発生することを指摘した．中山ら(2003)は，有明海北西部沿岸において貧酸素水塊発生時に水温成層が発達し，5m/s 以上の風が吹くことにより貧酸素水塊は消滅することを明らかにした．鯉渕ら(2003)は諫早湾における赤潮発生や貧酸素化には日射や栄養塩の条件が重要であることを明らかにした．深山ら(2005)は，筑後川からの淡水が諫早湾に流入し，密度成層が出来ることで貧酸素水塊が発生することを示した．また貧酸素水塊の消滅過程として，南風による内部セイシュが起きることで鉛直混合が起こり，密度差がなくなるため貧酸素水塊が消滅することを明らかにした．山口・経塚(2006)は，諫早湾における貧酸素水塊の形成メカニズムとして小潮時の重力流強化に伴う成層化によって鉛直拡散を弱めるため貧酸素化が進行することを明らかにした．また，諫早湾の潮流が弱く重力循環が発達しやすくなっているため，貧酸素水塊が形成されやすい環境にあることを示した．三品ら(2008)は，2008 年に潮受け堤防北部排水門近くで発生した青潮について言及し，離岸風が連吹することによって底層付近の貧酸素水塊が沖合から輸送され，それが湧昇することにより青潮が発生したことを指摘した．李ら(2009)は，南寄りの風が吹く場合，湾央部や湾口部で形成された貧酸素水塊が輸送され湾奥部の水質が悪化すること，また南風の連吹期間が長い場合，潮受け堤防付近で低酸素水塊が湧昇することを明らかにした．多田ら(2010)は，諫早湾において淡水流入が塩淡水成層を促進させるとともに，シャットネラ赤潮を増強させていることを示唆した．財前ら(2013)は，諫早湾では赤潮の発生から消滅までの期間が短くなっていることを示唆した．また低酸素水塊は諫早湾中央部で発生し，湾口部と湾奥部に向かって減少する傾向があることを明らかにした．李ら(2016)

は、有明海に流出した河川水が諫早湾内に流入することで大規模赤潮を引き起こすという 1 つの赤潮増殖・輸送プロセスを明らかにした。

1.3 研究目的

これまでに行われてきた多くの研究によって、有明海および諫早湾において赤潮や貧酸素水塊が発生し、海洋環境が悪化したことは事実として受け止められている。しかし、諫早湾干拓事業と環境悪化の因果関係は様々な説があるものの、未だ明らかになっていないのが実情である。そこで本研究では、九州農政局が諫早湾内で測定した長期多点同時水質観測データを解析することで、潮受け堤防建設後の水質環境が実際はどのように変化しているのかを明らかにする。水質データとしてクロロフィル a(Chl.a)濃度から植物プランクトンの発生状況を推定し、赤潮の変動特性を調べる。また底層の溶存酸素量(底層 DO)に着目し、貧酸素水塊の変動特性と支配因子を調べる。

1.4 論文の構成

第 1 章では研究の背景および従来の研究を説明し、本研究の目的を述べた。

第 2 章では本研究で用いた水質データおよび風向・風速データの概要について説明する。

第 3 章では Chl.a の水質データを解析することで変動特性について明らかにする。Chl.a 濃度の経年変化や季節変化を調べ、Chl.a 濃度から赤潮発生頻度を調べることで、潮受け堤防建設後から近年までの傾向を明らかにする。

第 4 章では底層 DO の水質データを解析することで変動特性を明らかにする。底層 DO 濃度の経年変化や季節変化を調べ、底層 DO 濃度から貧酸素水塊発生頻度を調べることで、潮受け堤防建設後から近年までの傾向を明らかにする。

第 5 章では底層 DO の水質データを重回帰分析することで支配因子について明らかにする。

第 6 章では本研究で得られた結果を総括して結論を述べる。

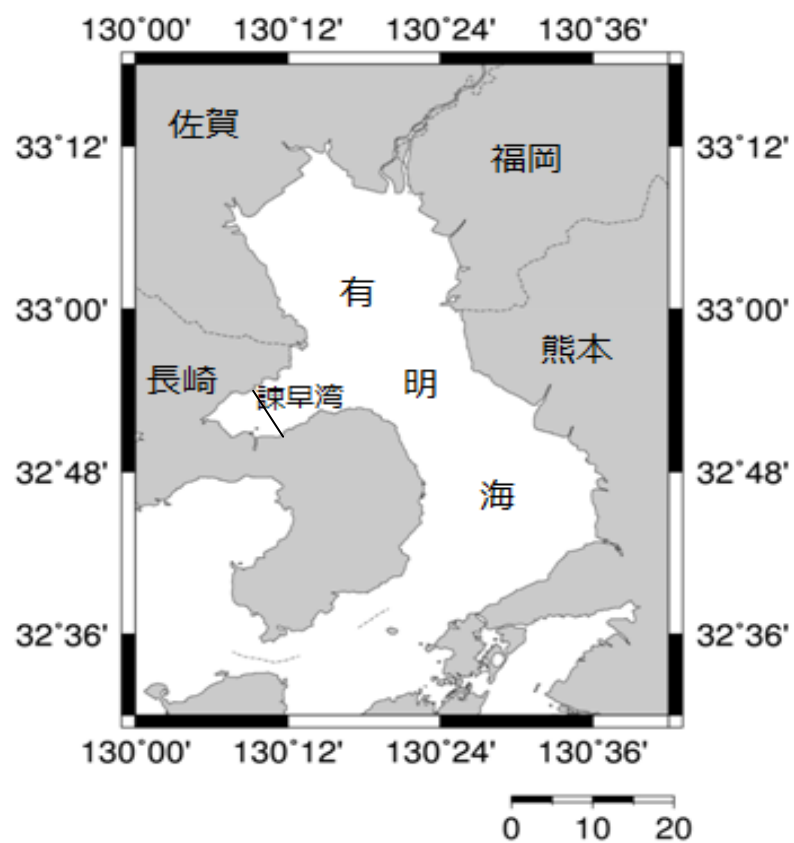


図 1-1 有明海の周辺図

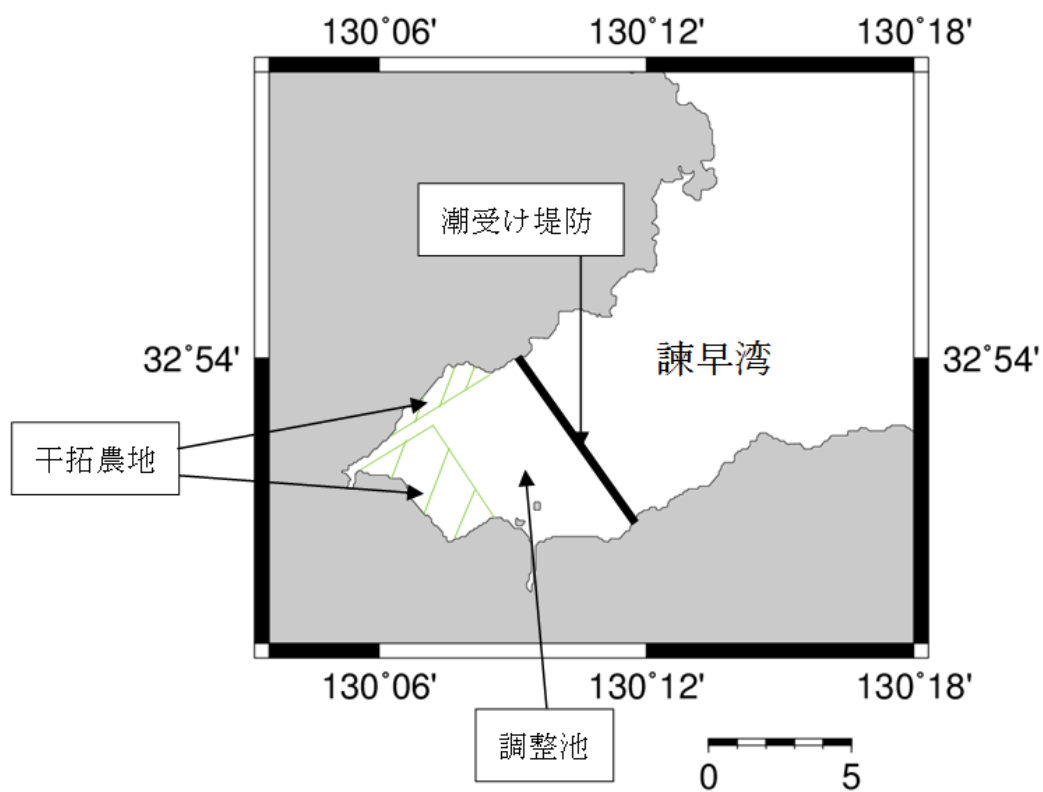


図 1-2 諫早湾の周辺図

第2章 観測データの概要

2.1 水質データ

有明海では、農林水産省と環境省を中心に水質・底質環境の調査および気象観測が行われている。本論文では九州農政局の水質データを扱う。九州農政局は2002年7月から諫早湾内の6地点において毎正時に鉛直方向0.5m間隔で水質観測を行っている。この膨大な観測データは諫早湾における赤潮や貧酸素水塊などの水質特性を明らかにするため、非常に重要である。図2-1に諫早湾内の観測地点(S1, S6, B3, B4, B5, B6)を示す。S1, S6が諫早湾奥部、B3が湾中部、B4, B5, B6が湾口部になる。観測期間はS1, B3, B4が2002年7月から、S6, B5, B6は2003年10月から現在まで行っている。図2-2に諫早湾に設置された観測塔の写真を示す。この観測塔は自動昇降観測装置を備えており、観測用センサ(多項目水質系)が取り付けられている。図2-3に自動昇降観測装置の概念図を示す。観測時に海面で約5秒間停止し、深度ゼロ補正を行う。その後、海底まで降下し、着底位置で最下層(海底上0.1m)のデータを取得する。その後、海面から0.5m間隔となるように各観測水深を計算し、算出された観測層で停止して各層の測定を行っている。観測項目は水温、塩分、濁度、クロロフィル.a(Chl.a)、溶存酸素(DO)の5項目である。観測は毎正時に自動で行われ、観測したデータはFoma通信装置でインターネットメールとして九州農政局北部九州土地改良調査管理事務所へ送信される。測定補正を行うため、1か月に1度、各地点3層(海面下0.5m, 水深1/2, 海底上1.0m)の海水の採取を行い、DO, Chl.aの濃度分析を行っている。

本論文では、諫早湾に発生した赤潮と貧酸素水塊の特性を明らかにするため、2002年～2017年における6地点の水質データを解析した。ここではChl.a濃度が40 μ g/L以上の時を赤潮、DO濃度が4mg/L以下の時を貧酸素水塊と定義した。

2.2 風速データ

本論文では九州農政局が観測する風向・風速データを使用する．九州農政局は諫早湾央部の B3 地点で気象観測を行っている．観測は毎正時連続観測を行っており，観測項目は気温，降水量，風向，風速，湿度，日射量の 6 項目である．今回は風速のデータを扱う．このデータは毎正時の風速を 10 分間の平均値が計測される．風速計は海上から約 10m の高さに設置され，風速は 0.1m/s の精度で得られている．

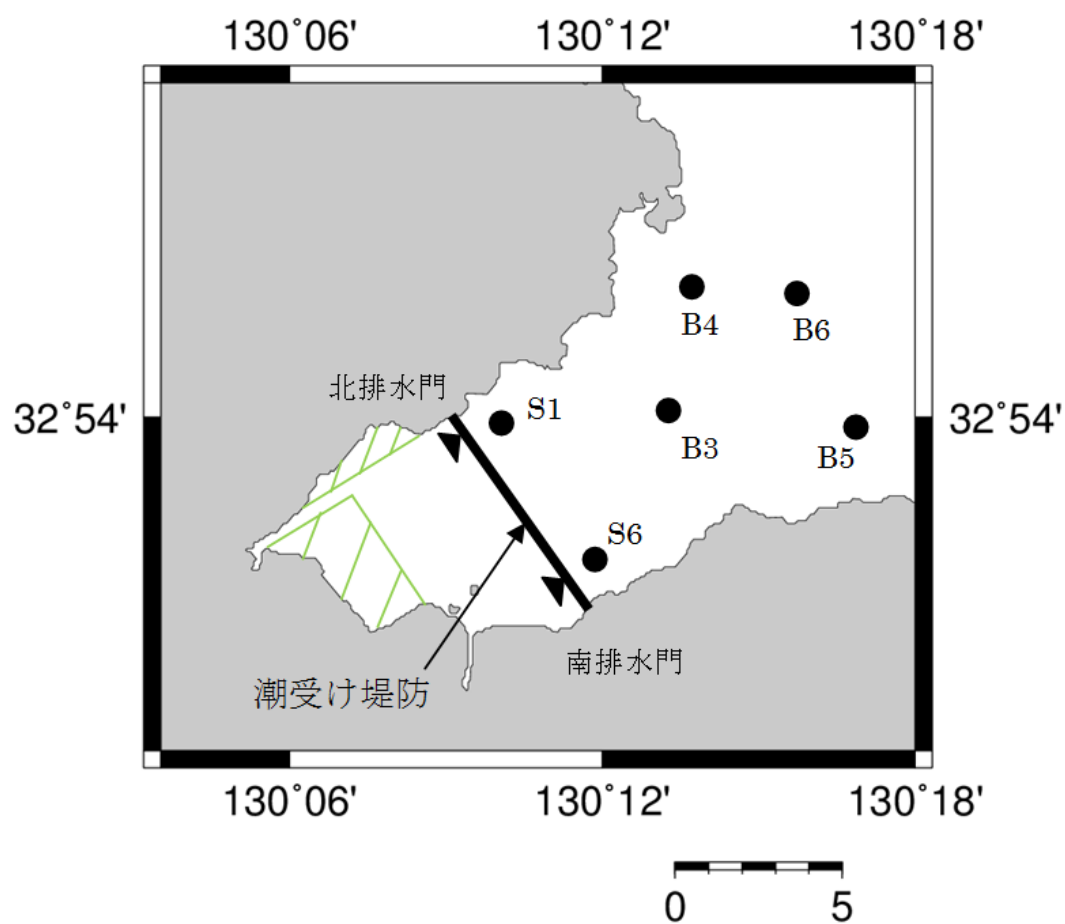


図 2-1 諫早湾における九州農政局の観測地点



図 2-2 自動昇降観測装置(2017/09/22 撮影)

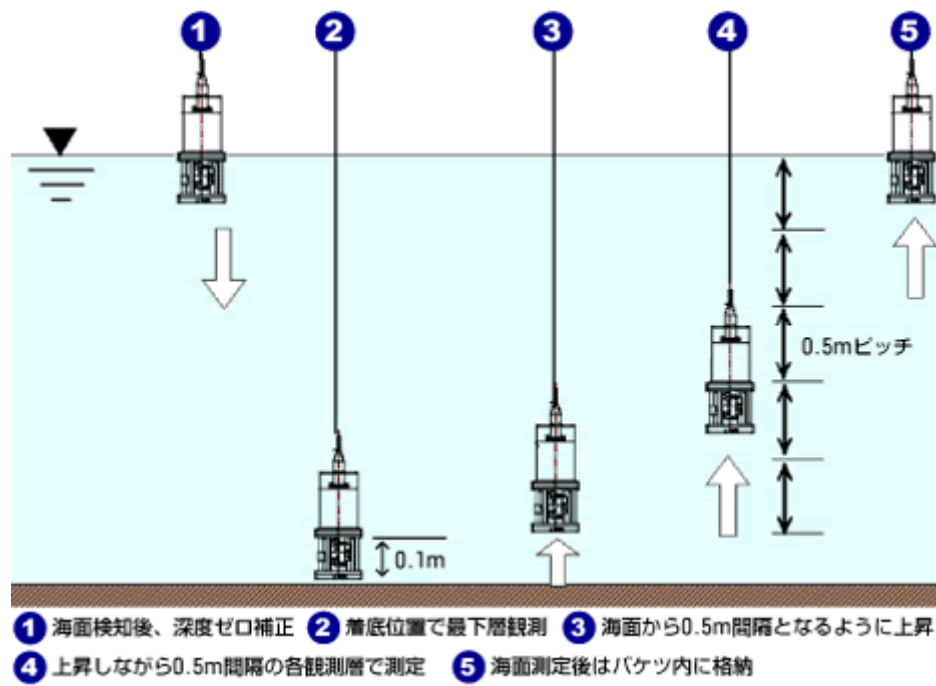


図 2-3 自動昇降観測装置の概念図(九州農政局 HP より抜粋)

第 3 章 Chl.a の変動特性

3.1 経年変化

諫早湾内 6 地点における Chl.a 月平均値の経年変化を図 3-1(a)~(f)に示す。Chl.a は毎正時に表層から底層までで得られたデータの中から最大値を取りだし、1 か月分を平均したものである。図 3-1(a)~(f)から、B5 地点以外で Chl.a 濃度は潮受け堤防締め切り後の 2002 年から 2004 年までは比較的高い値だったが、近年では低い値となっていることが分かる。また季節ごとに変化があり、夏季に Chl.a 濃度が高く、冬季に低くなる傾向にある。図 3-1(a)より S1 地点では 2007 年、2011 年の夏季、2016 年の冬季に Chl.a 濃度が高くなっているが、それ以外の年では年々低下しているのが分かる。図 3-1(b) より S6 地点では 2004 年以降低下傾向にあることが分かる。しかし 2012 年、2016 年冬季において Chl.a 濃度が高くなっている。図 3-1(c) より B3 地点では 2002 年から 2004 年までは季節に関係なく、Chl.a 濃度が高くなっている。その後 2008 年までは夏季に Chl.a が高くなり冬季は低くなっている。その後は夏季、冬季共に値が低くなっている。図 3-1(d) より B4 地点では 2002 年から 2004 年にかけて Chl.a 濃度が高くなっているが、その後は低下している。図 3-1(e) より B5 地点では 2005 年、2010 年に Chl.a 濃度が高くなっているが他の年では低い値となっている。図 3-1(f) より 2005 年で Chl.a 濃度が高くなるがその後は低下しており、2012 年以降はさらに低い値となっている。

図 3-2(a)~(f)に諫早湾内 6 地点における Chl.a 月最大値の経年変化を示す。毎月の Chl.a 濃度の最大値を取り出したものである。図 3-2(a)~(f)から Chl.a の月最大値は潮受け堤防締め切り後の 2002 年から 2004 年までは平均的に高い値を取る傾向が見られるが、その後は低い値となっている。図 3-2(a) より S1 地点において 2002 年から 2004 年までは平均的に Chl.a 濃度が高く、その後は夏季のみ濃度が高くなる傾向が見られる。特に 2004 年では $683.14\mu\text{g/L}$ 、2007 年では $671.46\mu\text{g/L}$ と高くなっている。しかし、2016 年、2017 年では冬季において Chl.a 濃度が高くなっている。図 3-2(b) より S6 地点において 2003 年、2004 年、2010 年は Chl.a 濃度が全体的に高いが、それ以外の年は低くなっているのが分かる。しかし 2012 年、2016 年は冬季において濃度が高くなっている。図 3-2(c) より B3 地点において 2003 年から 2004 年にかけて Chl.a 濃度が高くその後は夏季のみ高く冬季は低い年が続いている。またその夏季においても年々低下しているのが分かる。図 3-2(d) より B4 地点において 2003 年、2004 年では Chl.a 濃度が高くなっているが、その後は低い値となっている。夏季に濃度が上がる年もあるが、それほ

ど高くはない。図 3-2(e) より B5 地点において 2005 年に Chl.a 濃度が高くなっており、その後も突発的に夏季で濃度が高くなる傾向にある。図 3-2(f)から B6 地点において 2003 年、2004 年に濃度が高くなるが、その後は低い値となっている。

3.2 赤潮発生頻度

諫早湾 6 地点における 1 カ月あたりの赤潮発生回数を図 3-3(a)～(f)に示す。赤潮は毎正時の最大値が $\text{Chl.a} \geq 40\mu\text{g/L}$ のときを一回の赤潮としてカウントした。潮受け堤防締め切り後の 2002 年から 2004 年までは赤潮の発生回数が多いのに対し、その後は発生回数が減少していることが分かる。このことから潮受け堤防建設後の 2002 年以降、赤潮の発生回数は低下しており、水質は改善されてきていると思われる。図 3-3(a) より S1 地点において 2003 年から 2007 年までは毎年夏季に赤潮が発生しており、その後は 2011 年に回数が多くなるがそれ以外の年は少なくなっているのが分かる。2016 年に赤潮発生回数が高くなっているが、この年は冬季に発生している。図 3-3(b)より S6 地点において 2003 年、2004 年において通年で赤潮が発生しているが、その後は夏季に発生回数が高いのが見られる。しかし 2009 年以降、度々冬季に赤潮が発生しているのが見られる。図 3-3(c)より B3 地点において 2007 年まで夏季に赤潮が発生しているのが分かる。その後は発生回数が減少しているのが見られる。図 3-3(d)より B4 地点において 2004 年まで発生回数が非常に多いのが分かる。しかしその後は徐々に落ち着き、近年ではほとんど発生していない。図 3-3(e)より B5 地点において 2005 年、2010 年、2011 年に赤潮発生が見られるが、その他の年ではほとんど発生していない。図 3-3(f)より B6 地点において 2005 年に赤潮発生回数が多いが、その後の発生回数はかなり少なくなっている。

3.3 季節ごとの赤潮変動特性

図 3-3(a)～(f)において赤潮発生頻度が高い時期があり、それらは夏季と冬季に集中していたため、ここでは夏季、冬季に着目して変動特性を解析する。夏季を 6, 7, 8, 9 月とし、冬季を 12, 1, 2 月とする。

諫早湾 6 地点における夏季(6, 7, 8, 9 月)の Chl.a の平均値を図 3-4 に示す。この図における Chl.a 濃度は 6, 7, 8, 9 月の月平均値を平均した値である。夏季において Chl.a 濃度は 5 地点(S1, S6, B3, B4, B6)で 2002 年以降、年々低下しているのが分かる。特に B4 地点では 2004 年に $33.89\mu\text{g/L}$ となっているのに対し、2017 年に $1.90\mu\text{g/L}$ となっており約 $21\mu\text{g/L}$ も低くなっている。B5 地点は 2005

年では $16.75\mu\text{g/L}$ と高い値だが、その後は $12\mu\text{g/L}$ 以下となっている。次に 6 地点における夏季の Chl.a の最大値を図 3-5 に示す。この図における Chl.a 濃度は 6, 7, 8, 9 月における最大値をプロットしたものである。2002 年や 2007 年に高い Chl.a 値となっているものの近年は低下傾向にある。夏季における赤潮発生時の植物プランクトンの量は少なくなっていることが分かる。次に夏季における 6 地点の赤潮発生頻度を図 3-6 に示す。毎正時における Chl.a の最大値が $40\mu\text{g/L}$ 以上の時を赤潮が 1 回発生したとして数え、6, 7, 8, 9 月の合計をプロットした。2002 年から 2007 年までは発生回数が多いのに対し、その後の発生回数は 2011 年で上がったものの減少傾向にある。特に近年ではほとんど発生していないのが分かる。

夏季の諫早湾において 2002 年から 2007 年にかけて Chl.a 濃度が高く、赤潮発生回数も多くなっているが、年々 Chl.a 濃度も低下し、赤潮発生回数が減っていることが分かった。これは潮受け堤防建設後に諫早湾内の海流が変わり、底泥の有機物や栄養塩が巻きあがることによって植物プランクトンが活発となっていたが、その後年々底泥が落ち着いてくることで植物プランクトンの量も減っていると考えられる。これらのことから夏季における諫早湾の水質環境の改善が見られた。

諫早湾 6 地点における冬季(12, 1, 2)の Chl.a の平均値を図 3-7 に示す。Chl.a 濃度は 12, 1, 2 月の月平均値を年平均した値である。冬季において 2003 年から 2005 年まで Chl.a 濃度は高い値となっているがその後低下している。B3, B4, B5, B6 地点はそのまま近年まで低い値なのに対し、S1, S6 地点は 2008 年から濃度が高くなり、近年まで高い値が続いている。特に 2016 年では S1 地点が $20.1\mu\text{g/L}$ で S6 地点が $28.4\mu\text{g/L}$ と高い値になっている。次に冬季における 6 地点の Chl.a 濃度の最大値を図 3-8 に示す。この図における Chl.a 濃度は 12, 1, 2 月における最大値をプロットしたものである。2003 年、2004 年では Chl.a は非常に高い値となっているのが見られる。特に 2004 年において B6 地点は $775.97\mu\text{g/L}$ 、S6 は $595.26\mu\text{g/L}$ と高い値になっている。その後、Chl.a 濃度は低くなっていることがわかる。しかし S6 地点は 2010 年から $439.47\mu\text{g/L}$ 、と再び値が高くなり、2016 年は S1 も Chl.a 濃度が高くなっている。次に冬季における 6 地点の赤潮発生頻度を図 3-9 に示す。毎正時における Chl.a の最大値が $40\mu\text{g/L}$ 以上の時を赤潮が 1 回発生したとして数え、12, 1, 2 月の合計をプロットした。S1, S6 地点において突発的に赤潮が発生している年があるのが分かる。特に 2016 年は S1 地点で 152 回、S6 地点で 256 回と高い数値になっている。B4 地点も 2005 年に赤潮が発生しているが、その後の発生は見られない。

冬季に発生している赤潮の原因は珪藻であるスケルトネマ属とわかった(木村ら 2015)。図 3-10 にスケルトネマ属の写真を示す。この種は円板状もしくは円筒形である。周りに連結棘が生えており隣の細胞と連結して群体をつくる。増殖

速度は早く、温度変化や塩分濃度の変化に対して強い適応力を持っているため、一年中出現する。また河川が流れ込むような塩分濃度が低くなっている沿岸域に多くみられる。S1, S6 地点は潮受け堤防付近であり、調整池からの排水の影響を受けやすい場所である。そのためスケルトネマ属の赤潮が増殖したものと考えられる。

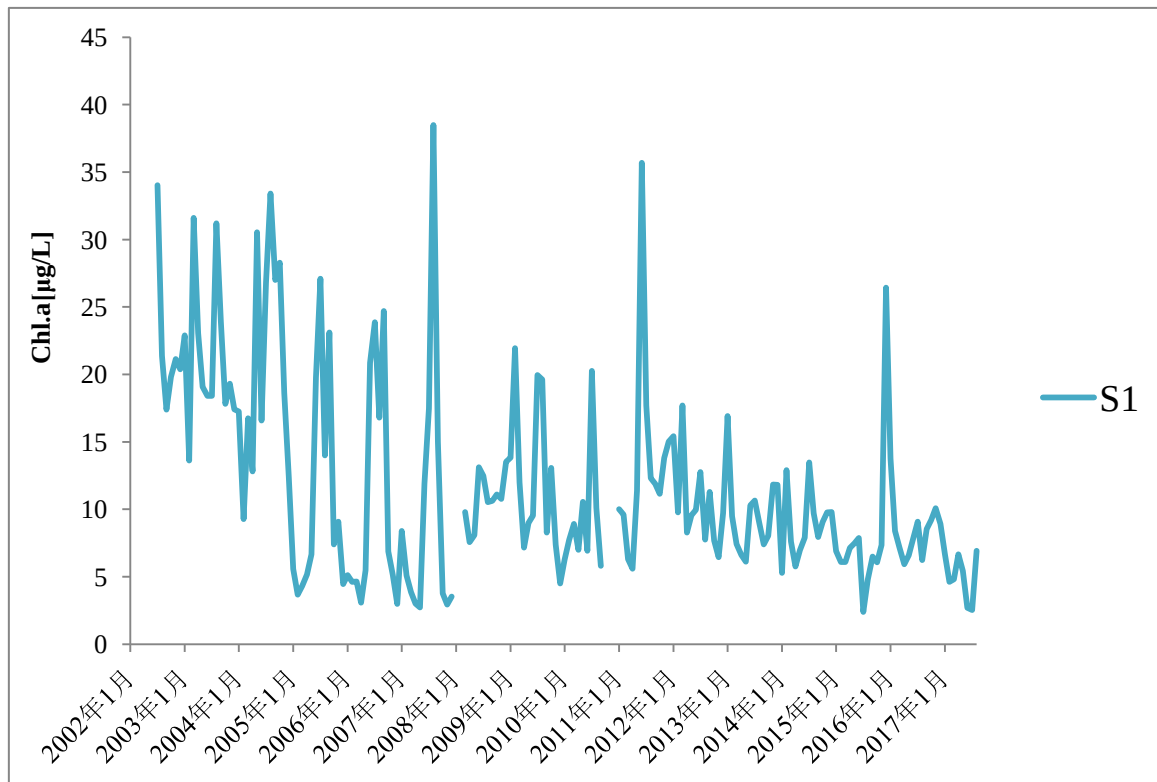


図 3-1(a) S1 地点における Chl.a 月平均値の経年変化

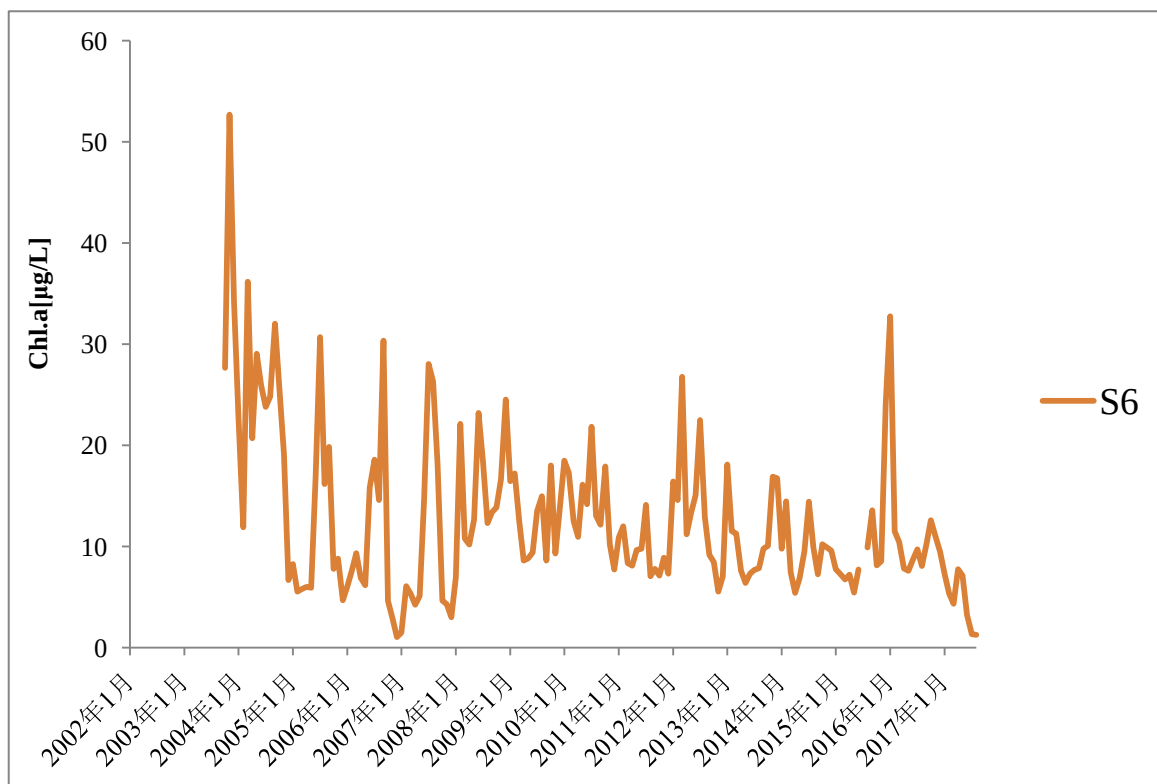


図 3-1(b) S6 地点における Chl.a 月平均値の経年変化

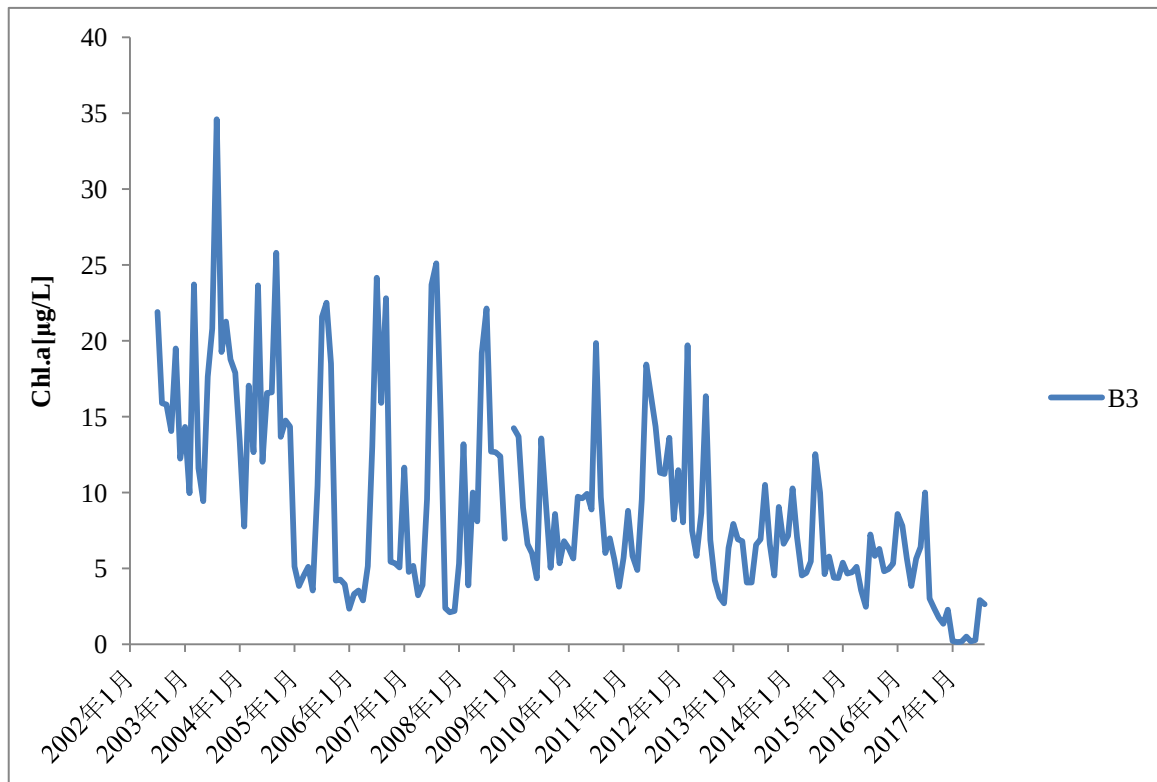


図 3-1(c) B3 地点における Chl.a 月平均値の経年変化

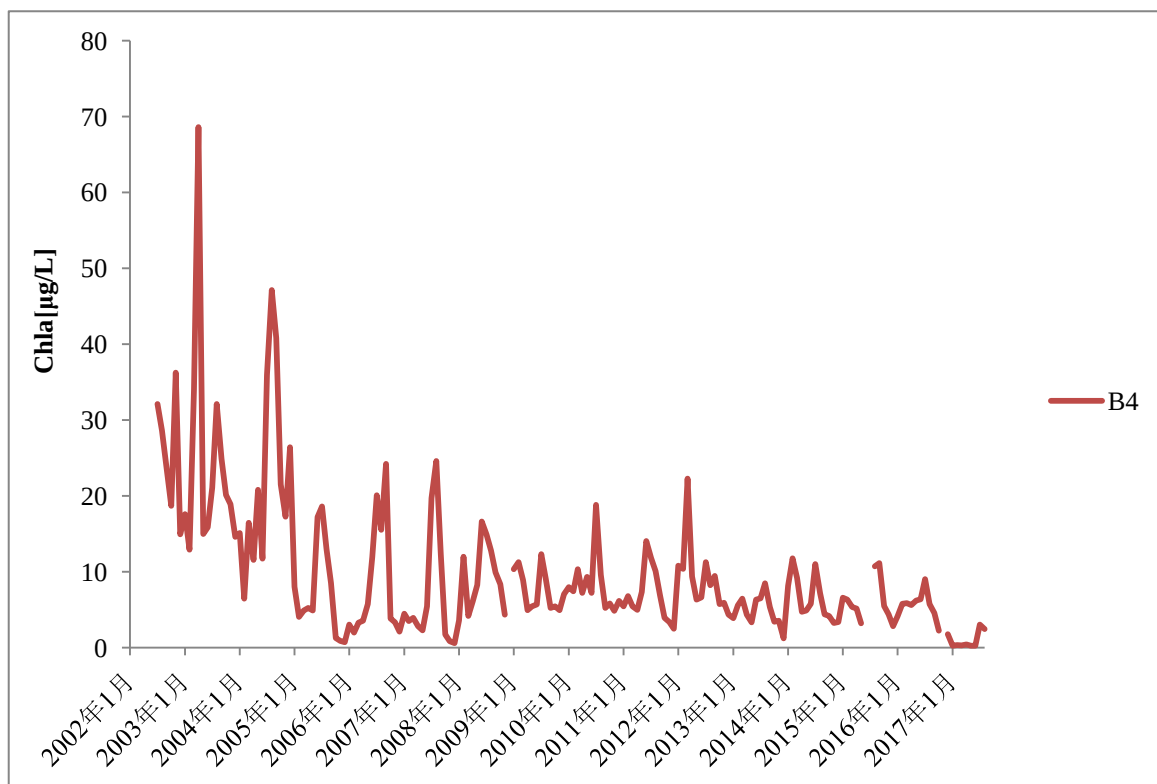


図 3-1(d) B4 地点における Chl.a 月平均値の経年変化

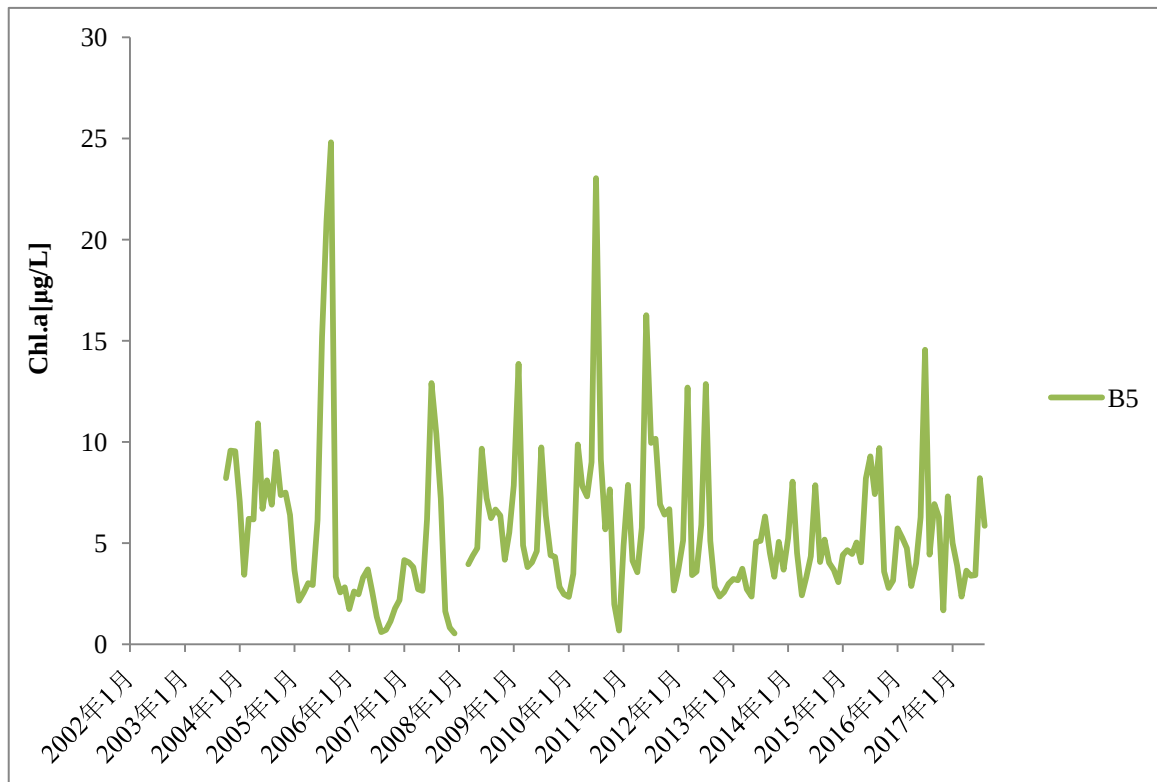


図 3-1(e) B5 地点における Chl.a 月平均値の経年変化

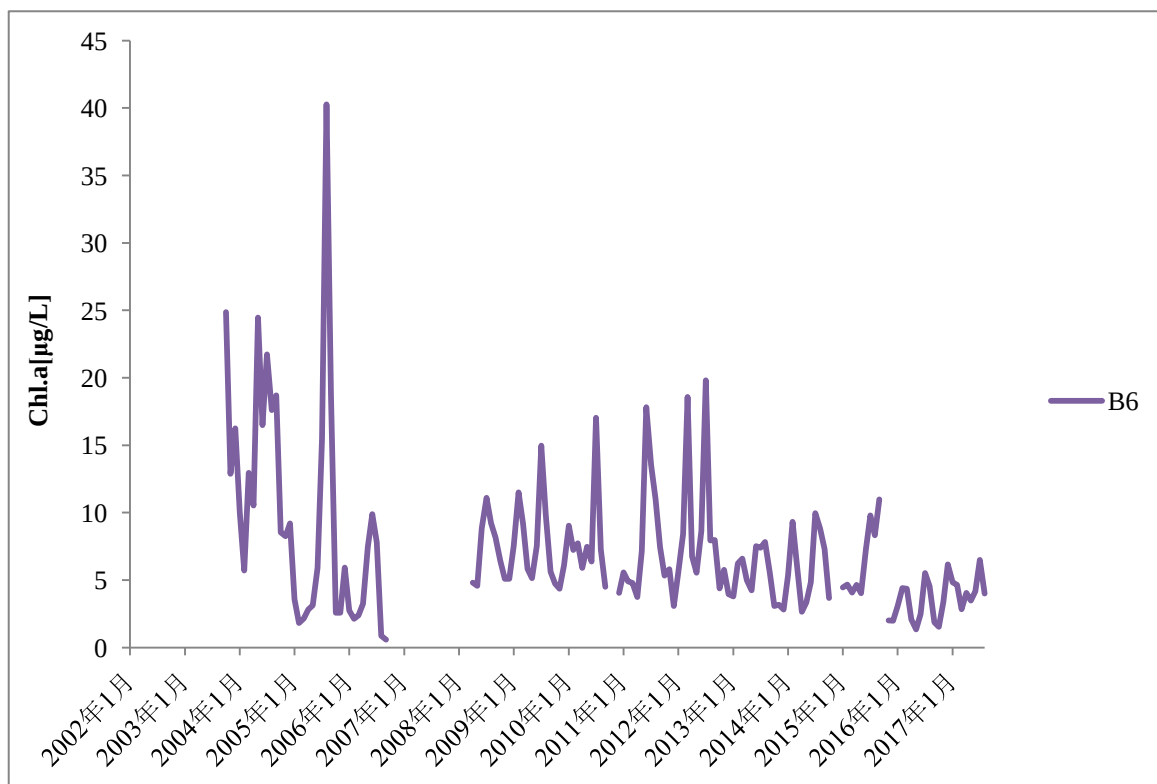


図 3-1(f) S6 地点における Chl.a 月平均値の経年変化

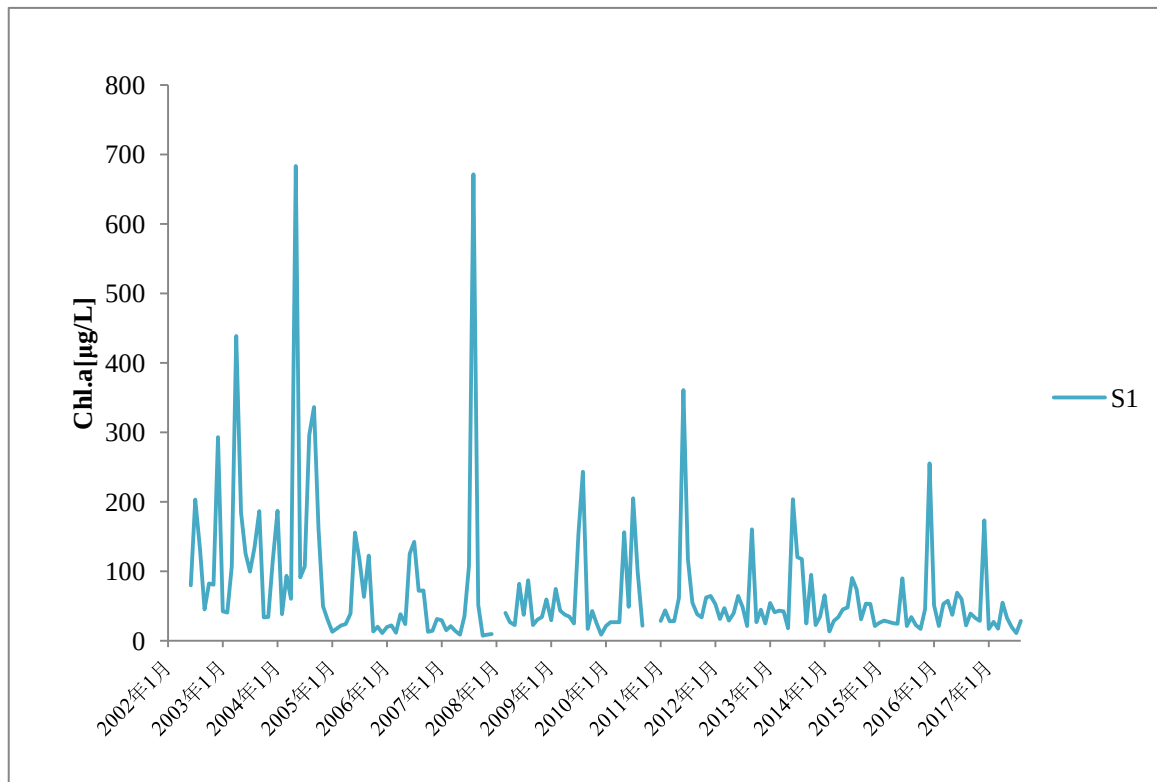


図 3-2(a) S1 地点における Chl.a 月最大値の経年変化

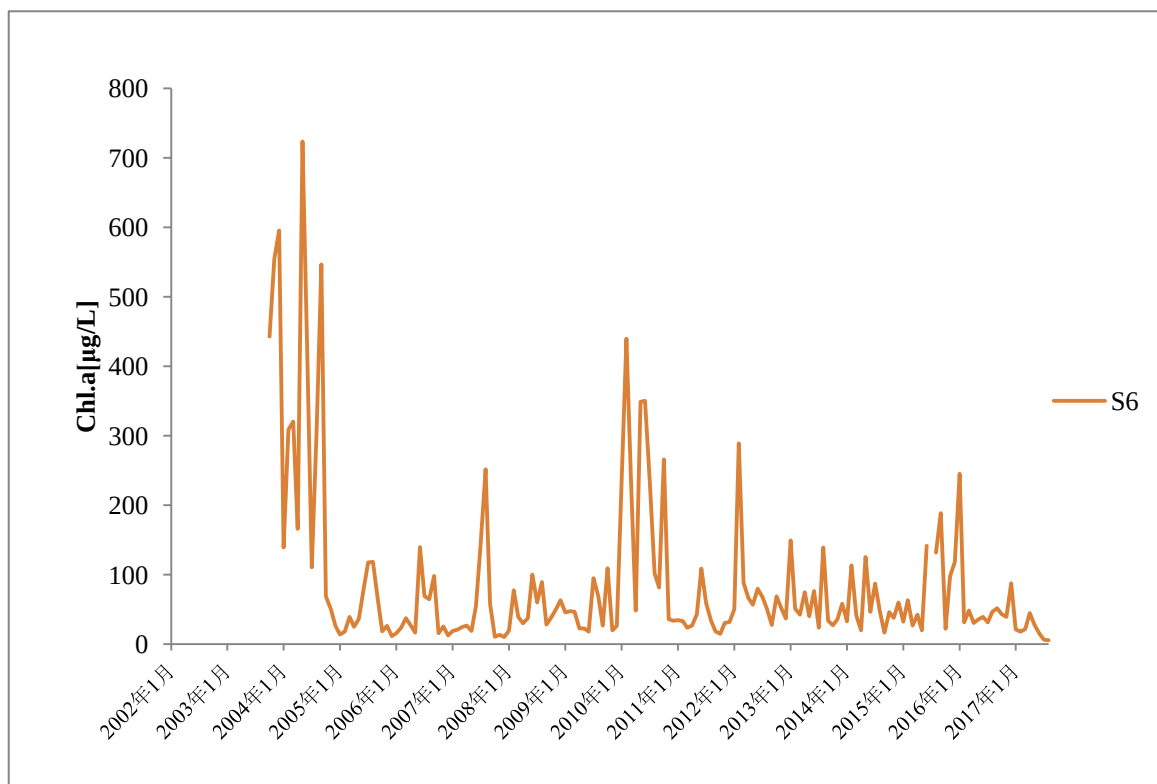


図 3-2(b) S6 地点における Chl.a 月最大値の経年変化

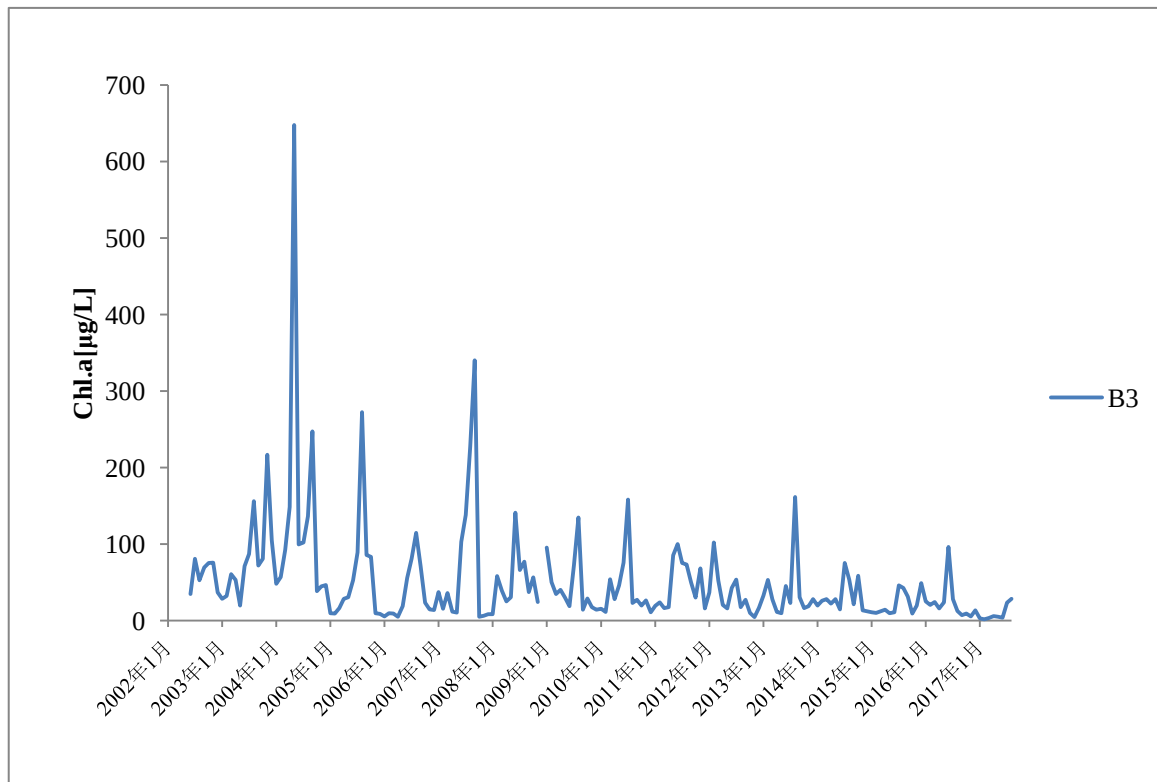


図 3-2(c) B3 地点における Chl.a 月最大値の経年変化

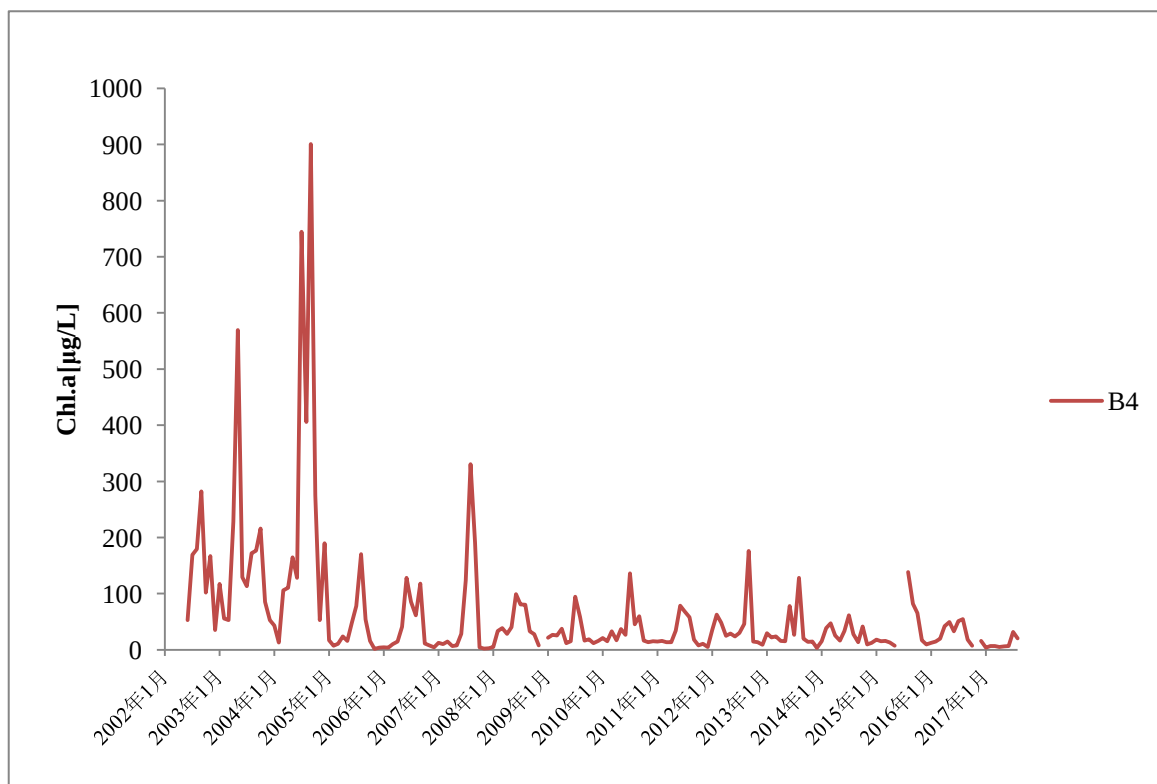


図 3-2(d) B4 地点における Chl.a 月最大値の経年変化

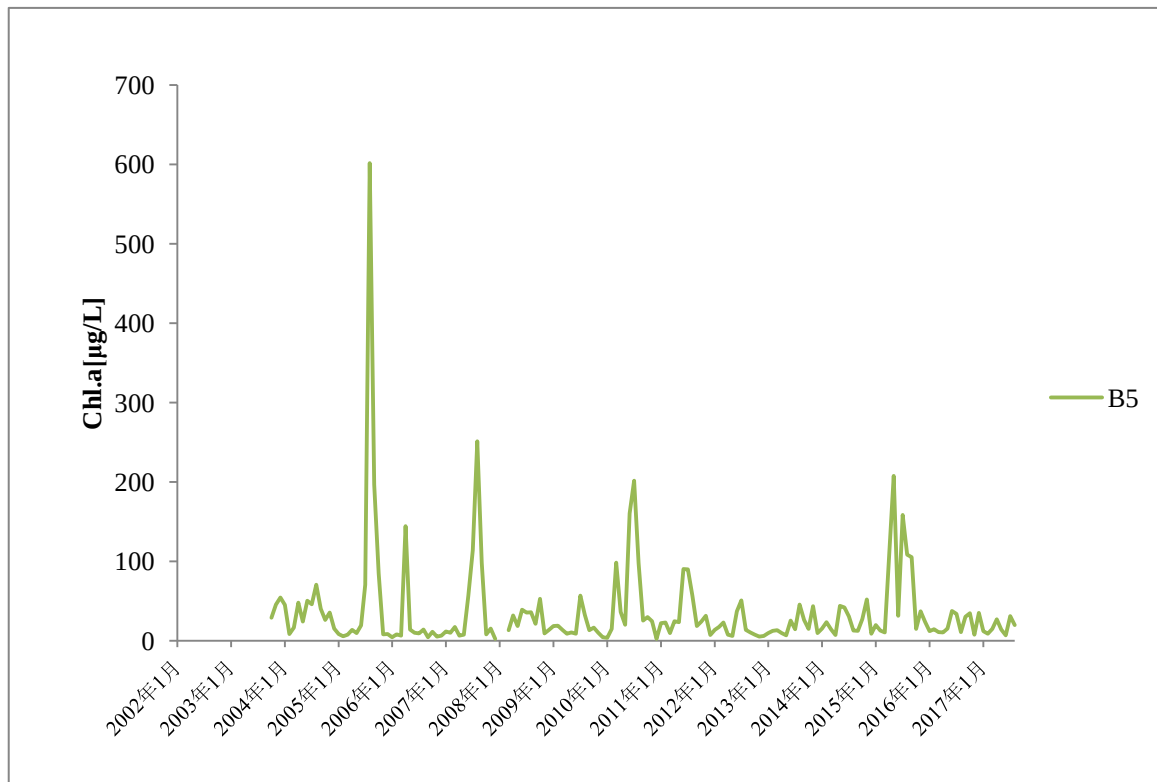


図 3-2(e) B5 地点における Chl.a 月最大値の経年変化

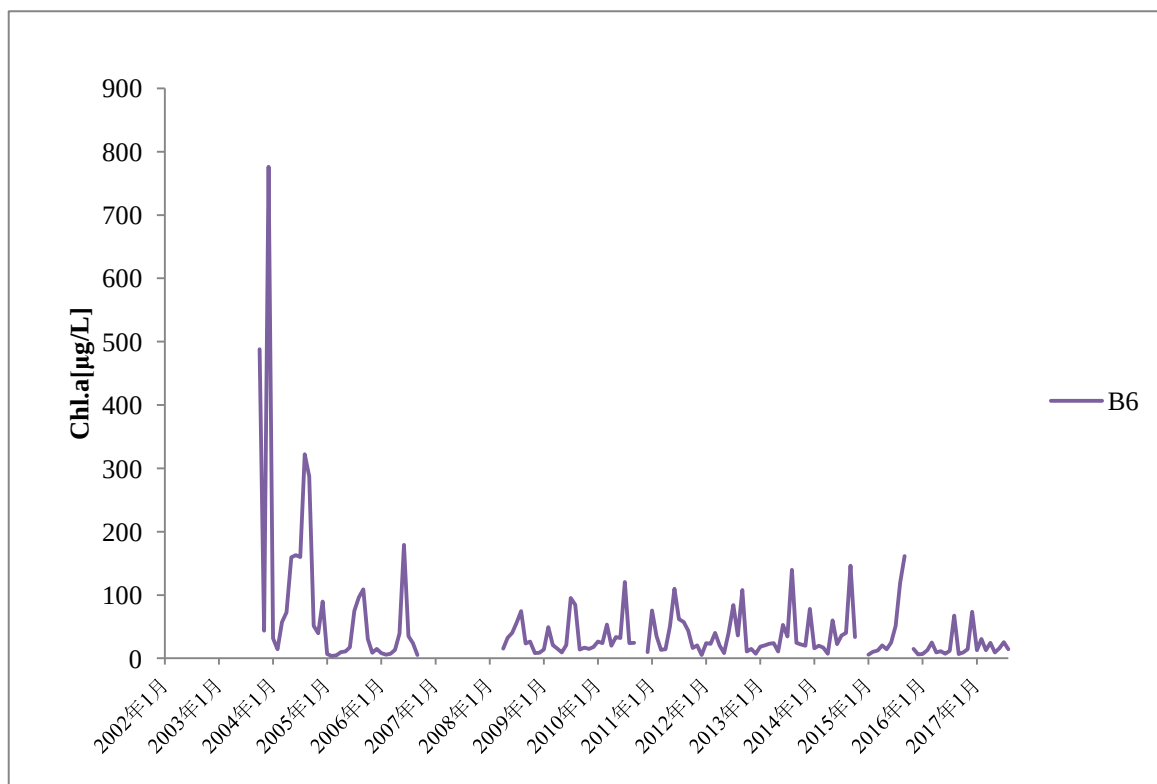


図 3-2(f) B6 地点における Chl.a 月最大値の経年変化

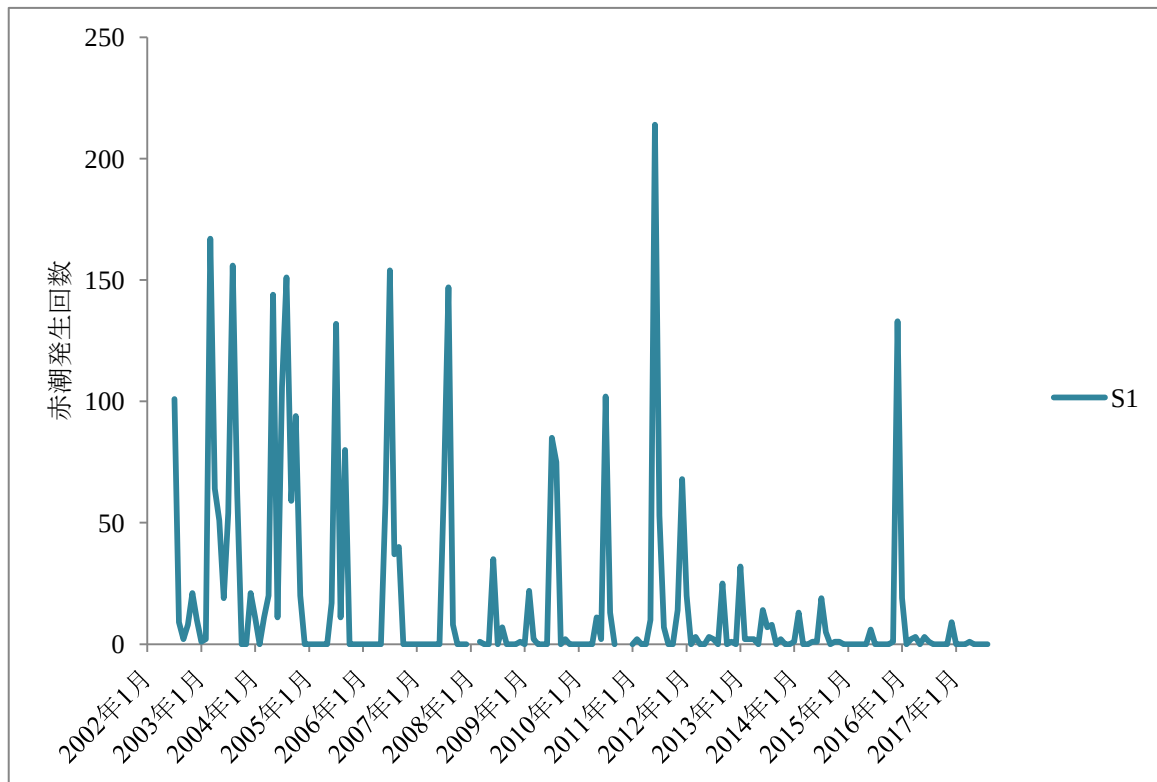


図 3-3(a) S1 地点における 1 カ月当たりの赤潮発生回数の経年変化

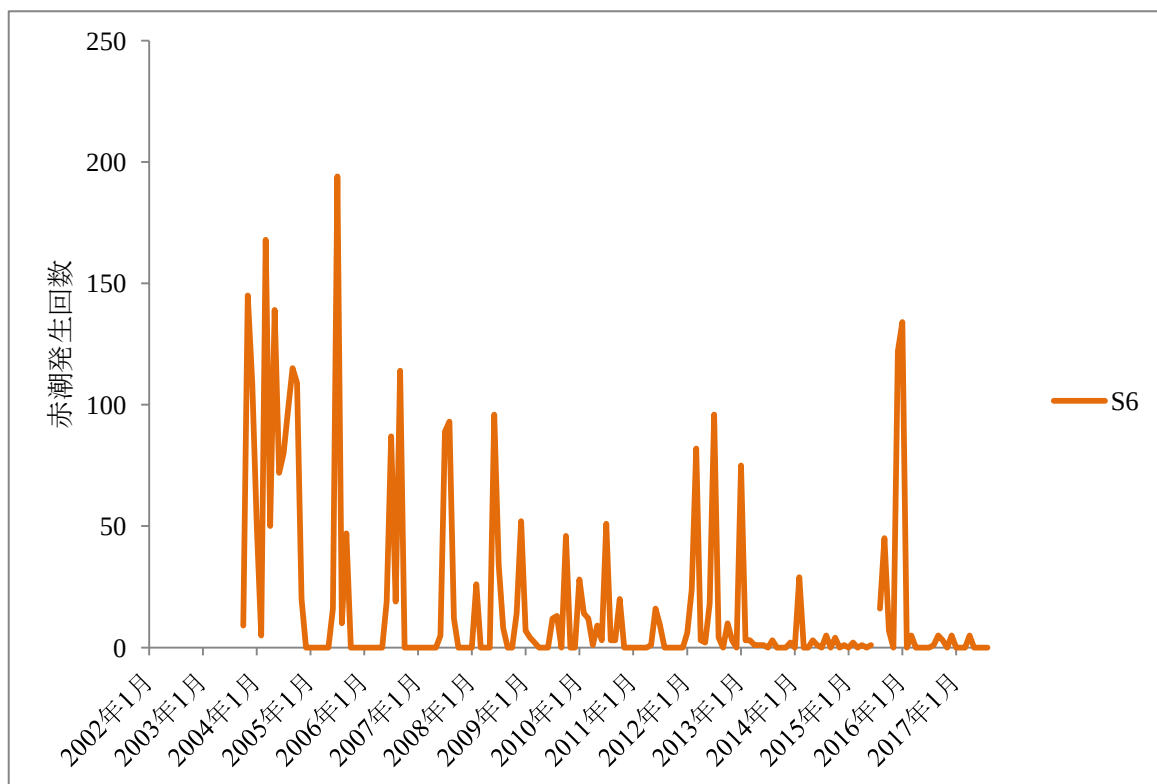


図 3-3(b) S6 地点における 1 カ月当たりの赤潮発生回数の経年変化

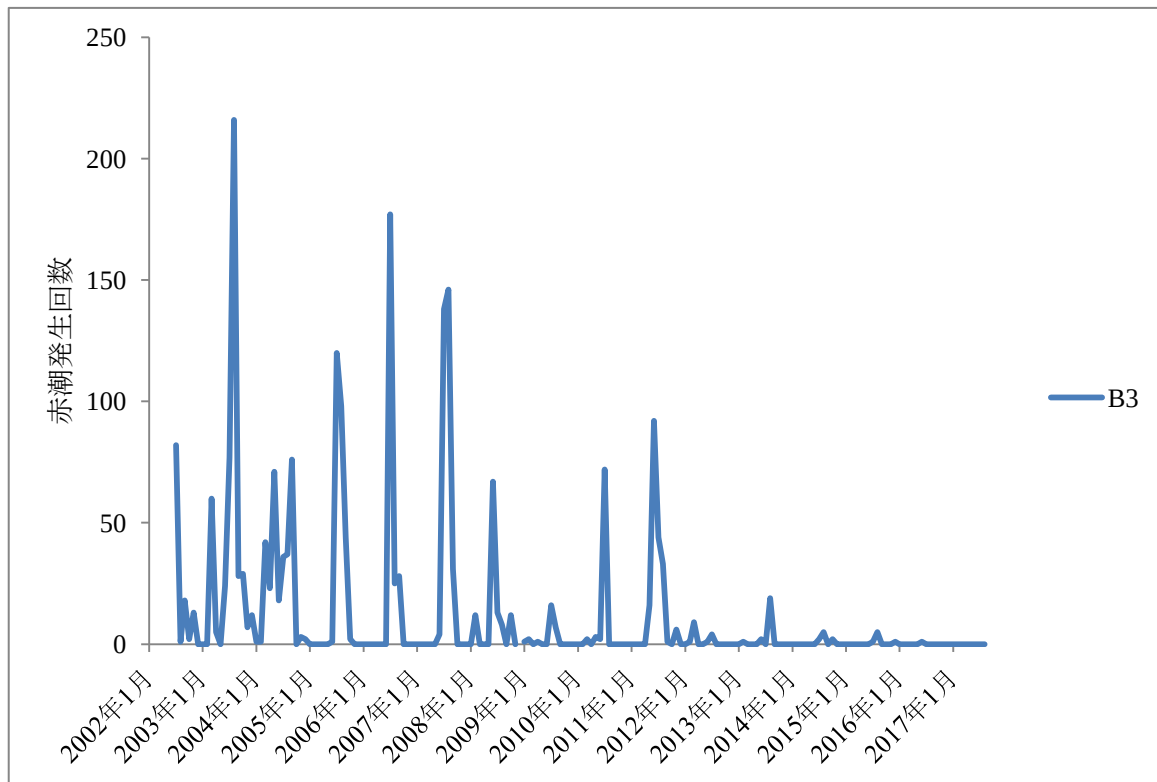


図 3-3(c) B3 地点における 1 カ月当たりの赤潮発生回数の経年変化

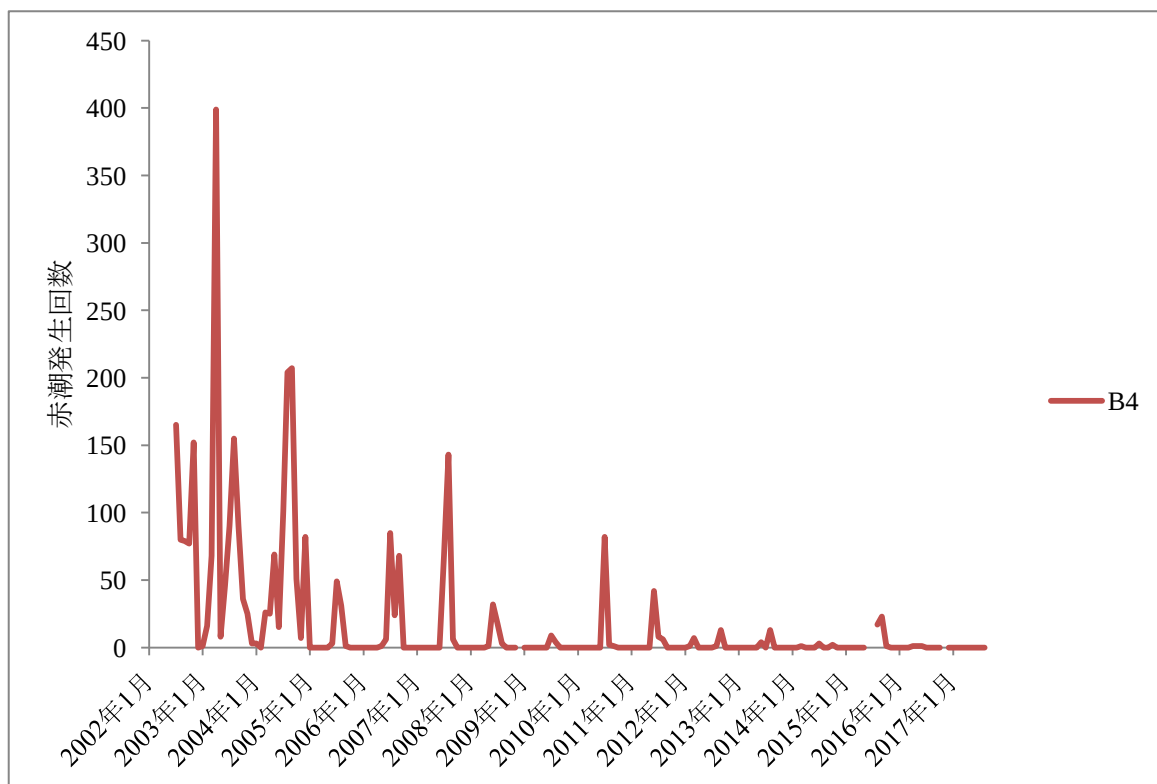


図 3-3(d) B4 地点における 1 カ月当たりの赤潮発生回数の経年変化

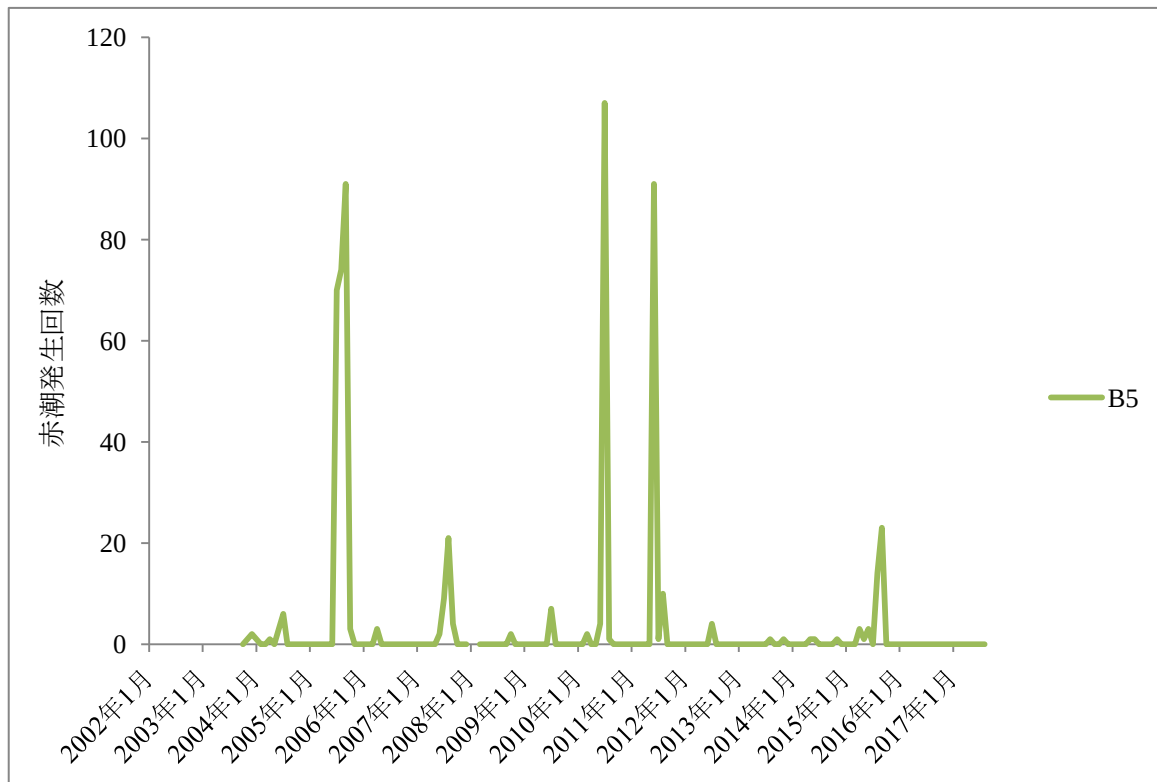


図 3-3(e) B5 地点における 1 カ月当たりの赤潮発生回数の経年変化

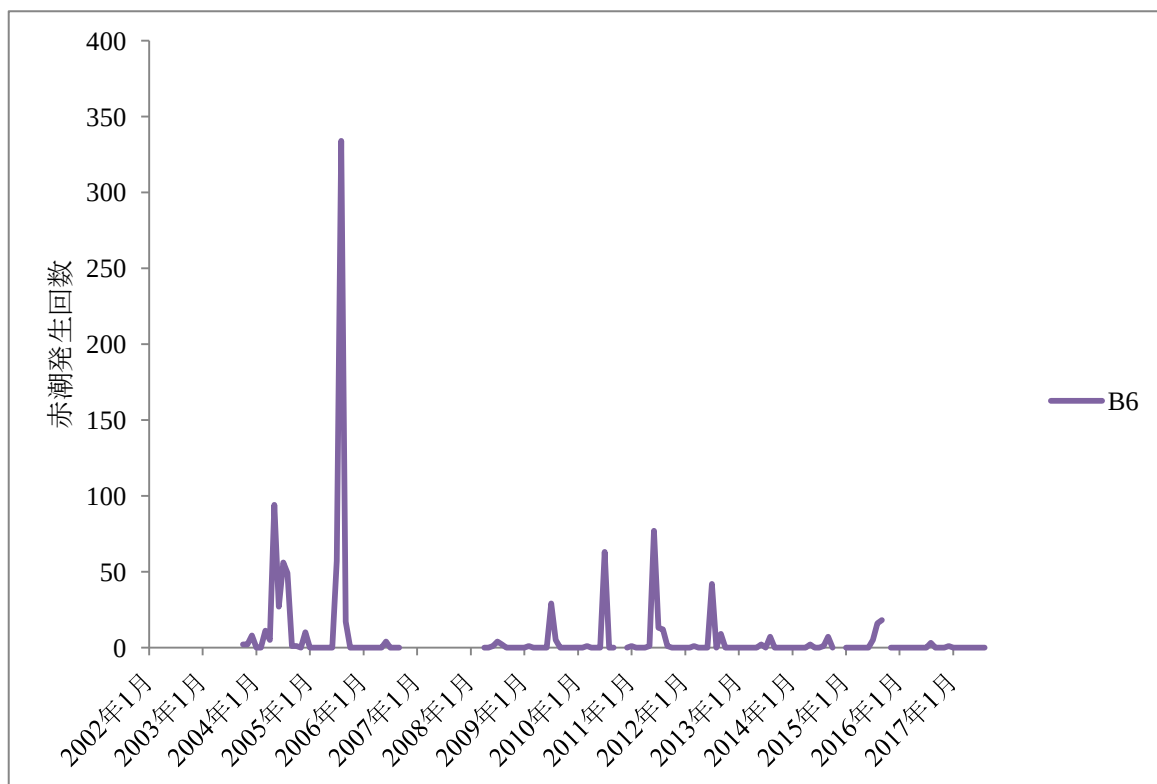


図 3-3(f) B6 地点における 1 カ月当たりの赤潮発生回数の経年変化

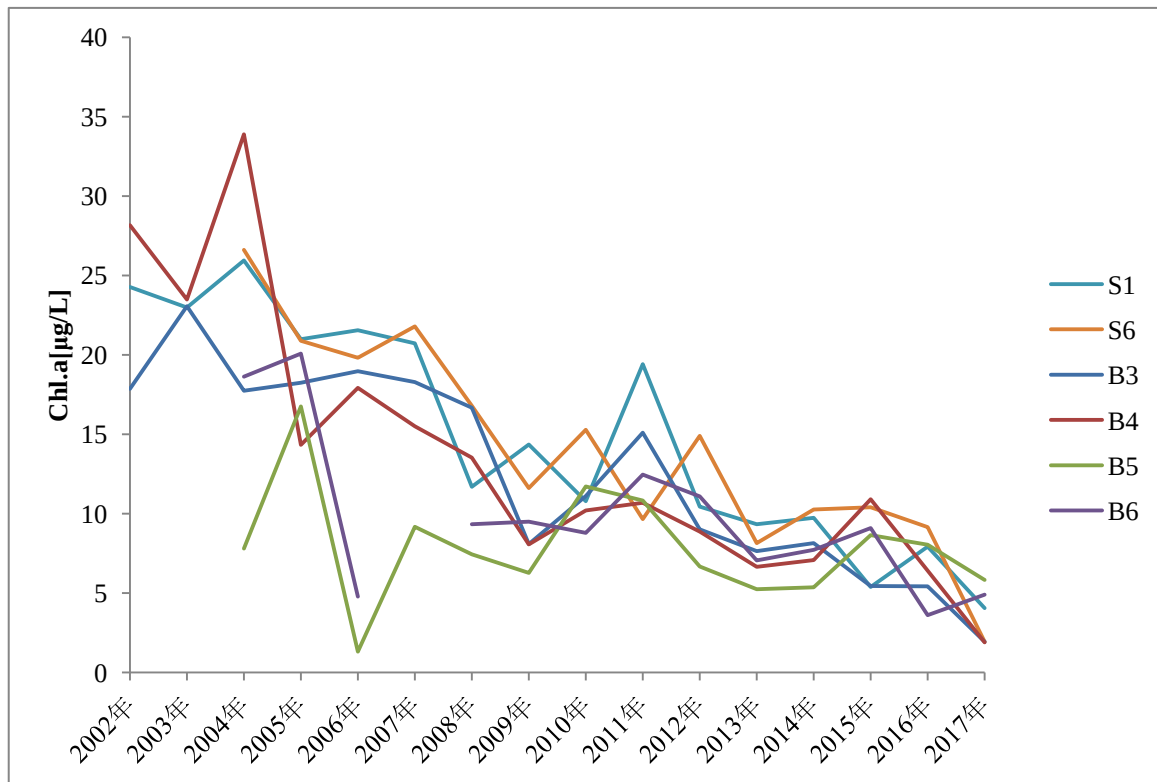


図 3-4 夏季(6, 7, 8, 9 月)における Chl.a 濃度の平均値

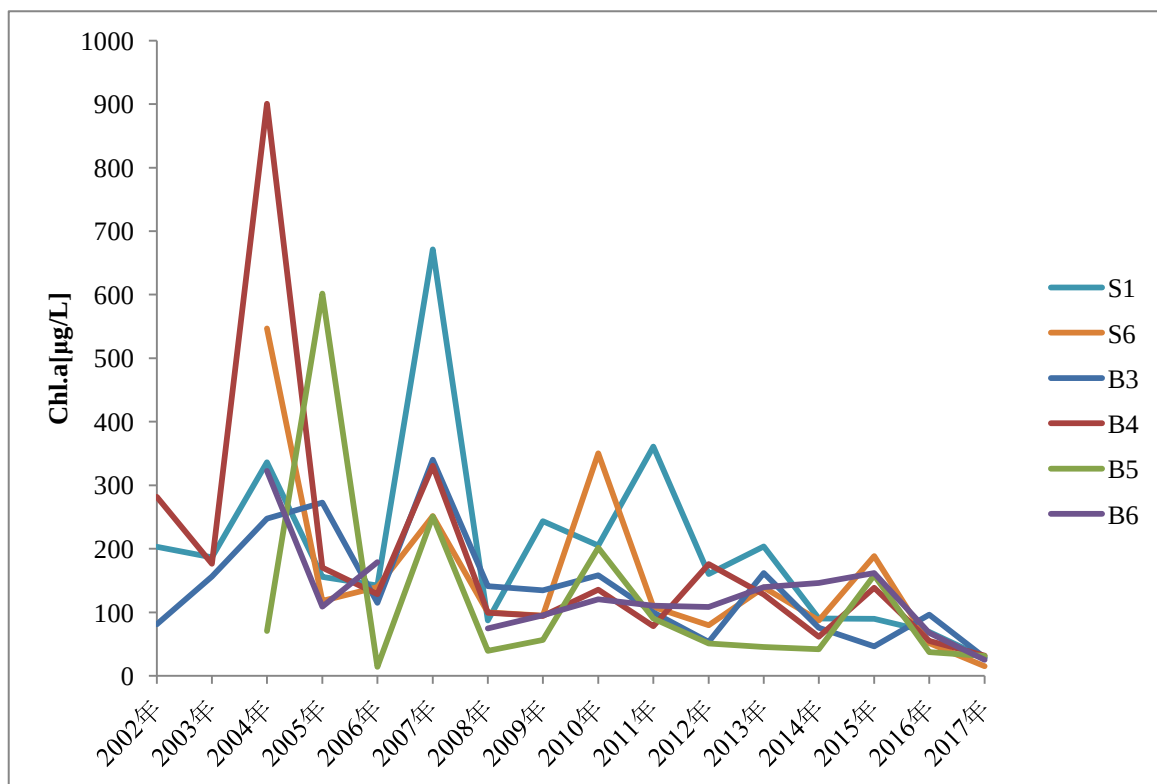


図 3-5 夏季(6, 7, 8, 9 月)における Chl.a 濃度の最大値

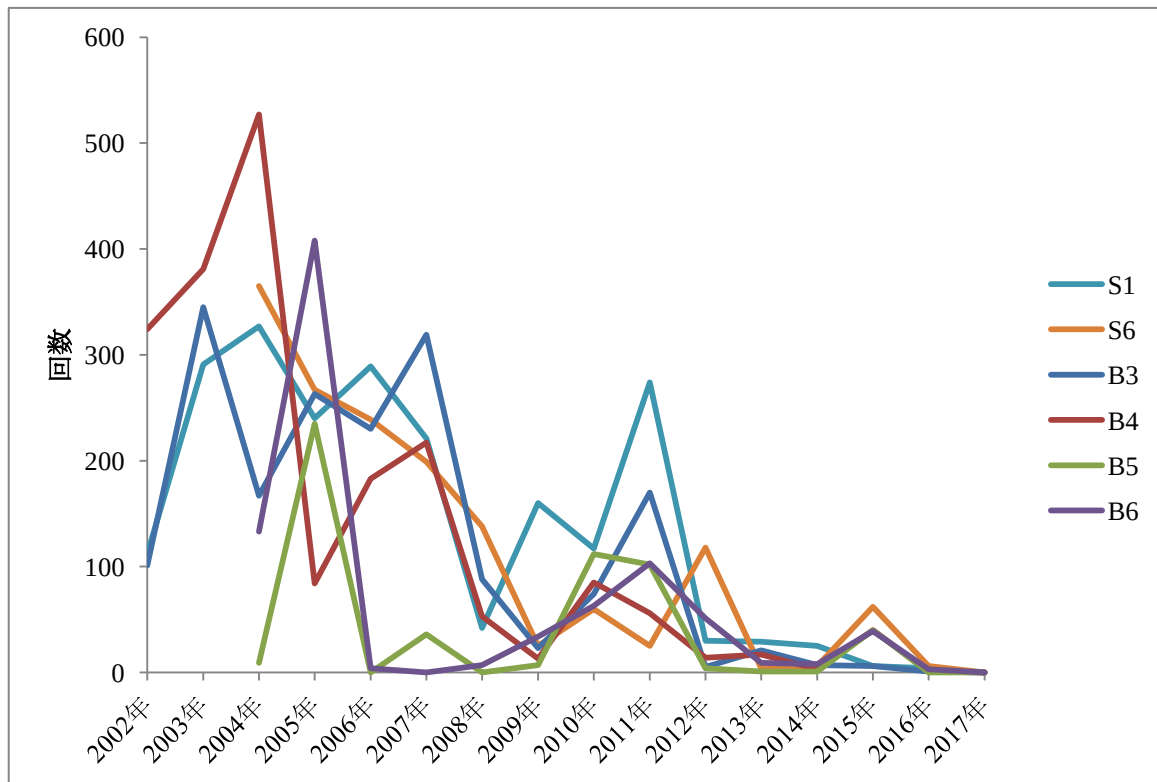


図 3-6 夏季(6, 7, 8, 9 月)における赤潮発生回数の経年変化

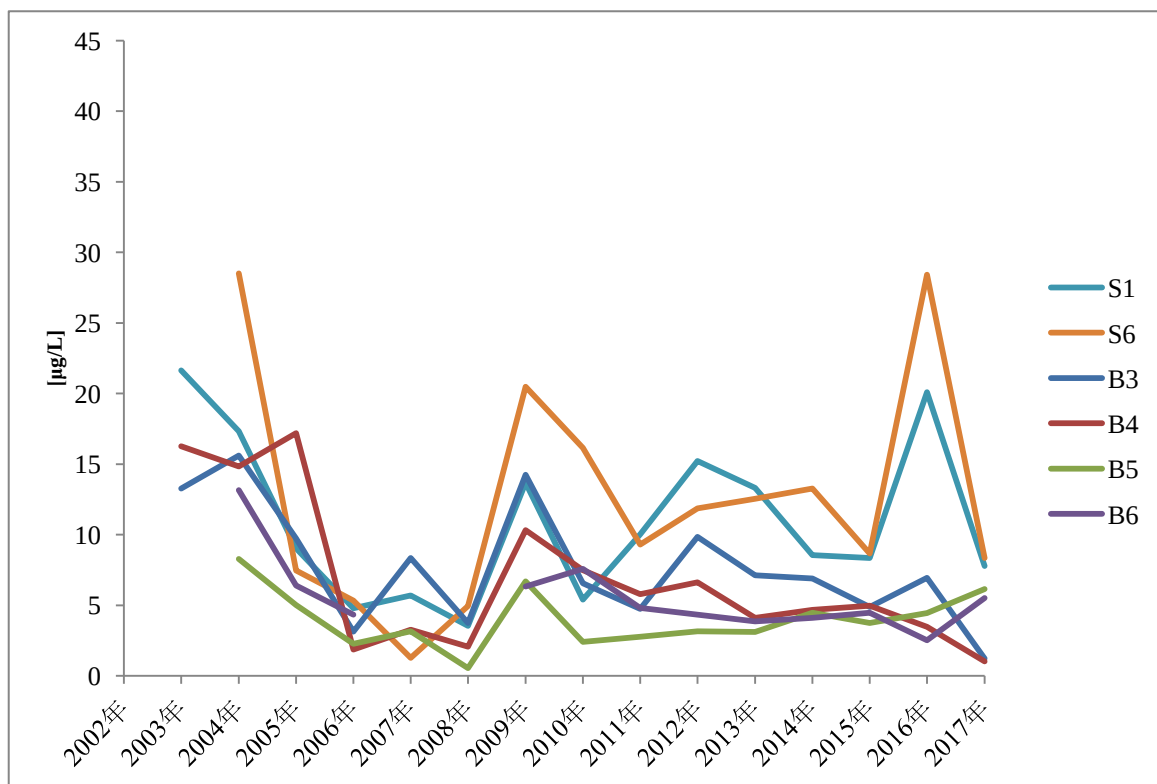


図 3-7 冬季(12, 1, 2 月)における Chl.a 濃度の平均値

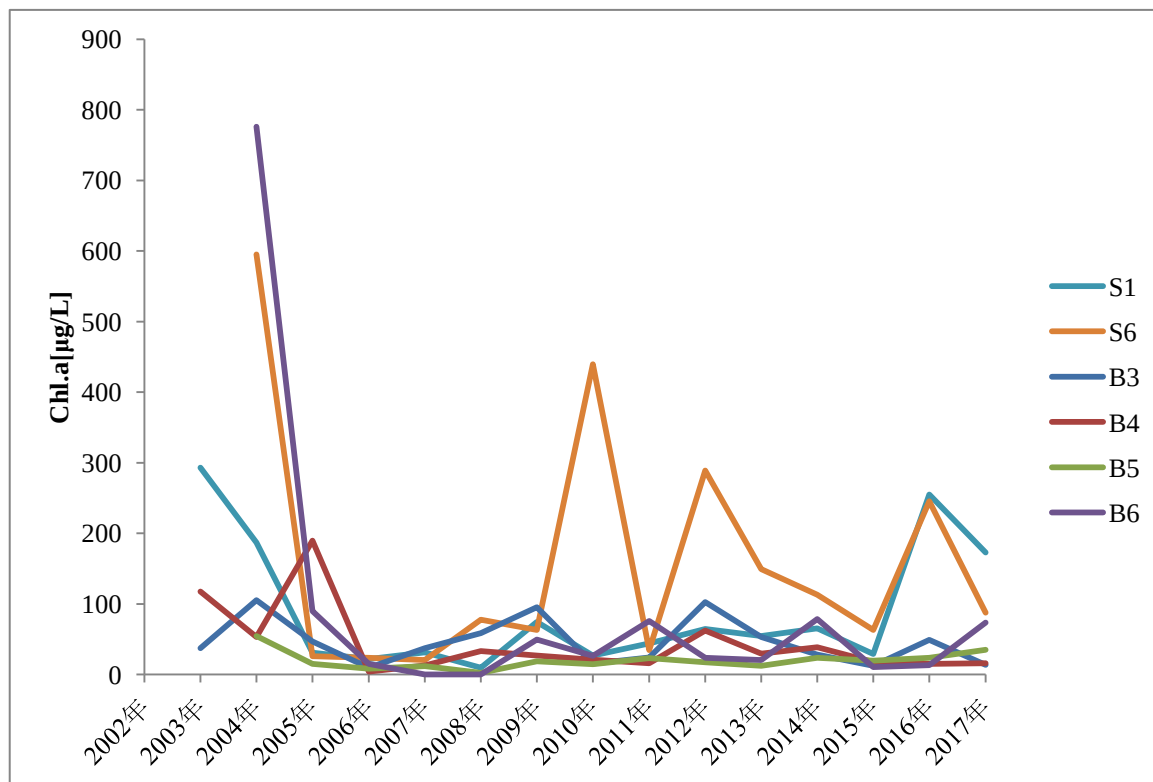


図 3-8 冬季(12, 1, 2 月)における Chl.a 濃度の最大値

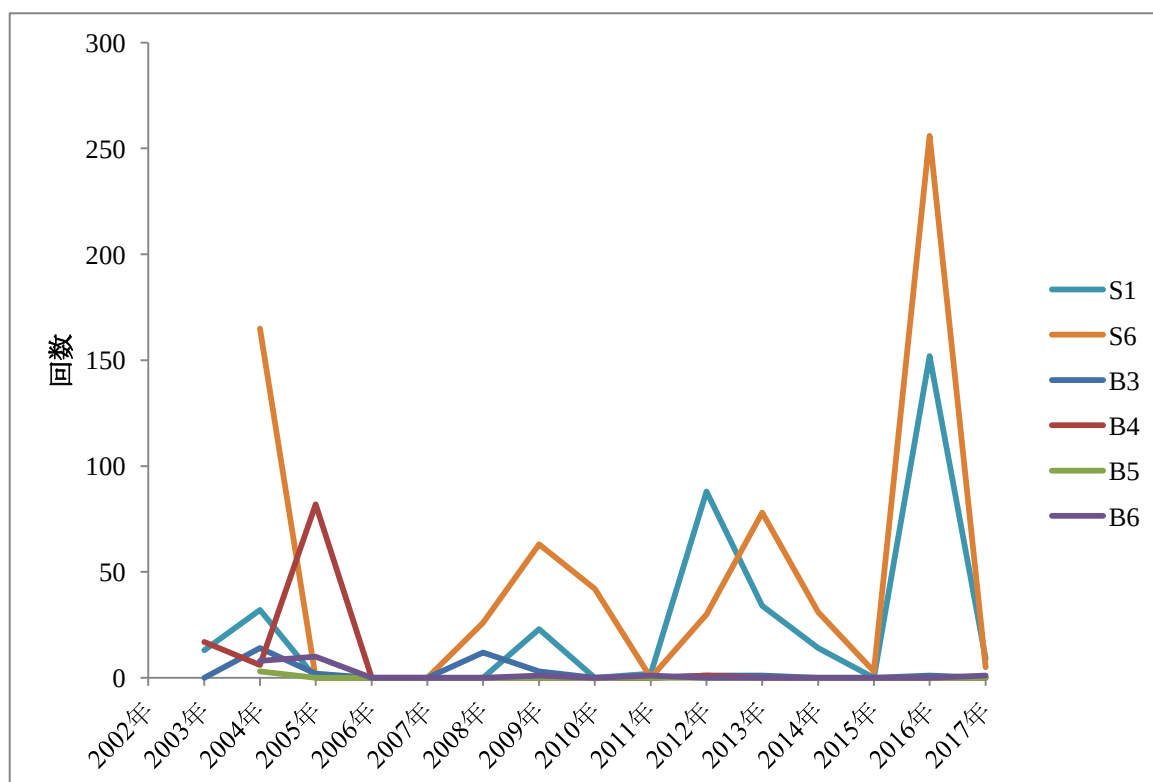


図 3-9 冬季(12, 1, 2 月)における赤潮発生回数の経年変化



図 3-10 スケレトネマ属の写真 (JAMBIO 沿岸生物データベースより抜粋)

第 4 章 DO の変動特性

4.1 経年変化

図 4-1(a)~(f)に諫早湾内 6 地点における底層 DO の平均値経年変化を示す。底層 DO の値は、データの信憑性を高くするために海底面上 0.1m と 0.5m における平均値を毎正時取り出し、1 カ月分を平均したものである。図 4-1 から潮受け堤防建設後の 2002 年から 2017 年までほとんど変化が見られない。夏季に DO 濃度が低くなり、冬季に高くなる傾向がある。図 4-1(a), (b)より S1, S6 地点において底層 DO 濃度平均値がほとんどの年で貧酸素水塊の 4mg/L 以下になることはなかった。しかし夏季において S1 地点では 2006 年と 2017 年で、S6 地点では 2006 年と 2007 年, 2017 年で 4mg/L 以下となった。図 4-1(c), (d), (e)より B3, B4, B6 地点において底層 DO 濃度が毎年夏季に 4mg/L を下回ることが分かった。図 4-1(e)より B5 地点において時折 4mg/L 以下の年があることが分かった。

図 4-2(a)~(f)に諫早湾内 6 地点における底層 DO の月最小値経年変化を示す。底層 DO の値は毎正時における海底面上 0.1m と 0.5m の平均値を 1 カ月間における最小値である。2002 年から 2017 年まで夏季に底層 DO 濃度が低くなり、冬季では高くなる傾向に変化はなかった。夏季は 0mg/L 近くまで低くなる年もあり、夏季の貧酸素化は非常に深刻となっている。図 4-2(a), (b)より S1, S6 地点において底層 DO 濃度最小値は毎年のように夏季で 0mg/L 近くになることがある。図 4-2(c), (d)より B3, B4 地点において底層 DO 濃度が 0mg/L に近くなる年が時折見られる。図 4-2(e), (f)より B5, B6 地点において底層 DO 濃度が 0mg/L 近くになることはほとんど見られなかった。B5, B6 地点で 2013 年から 2016 年までは共通して夏季においてもあまり濃度が低くならなかった。

4.2 貧酸素水塊の発生頻度

諫早湾内 6 地点における貧酸素水塊の発生頻度の経年変化を図 4-3(a)~(f)に示す。底層 DO の濃度が海底面上 0.1m と 0.5m における平均値を毎正時取り出した値が 4mg/L 以下の時を 1 回としてカウントした。夏季において貧酸素水塊が発生しており冬季には発生していない状態が続いている。図 4-3(a), (b)より S1, S6 地点において 2006 年, 2007 年において貧酸素水塊の発生回数が高い時があった。S6 地点において 2009 年は夏季でも発生回数が少なかった。図 4-3(c), (d)より B3, B4 地点において貧酸素水塊発生回数は夏季で多くなっている。図 4-3(e)より B5 地点において発生頻度は他の地点と比べ少ないが、2006 年, 2012 年は

発生回数が多くなっている。図 4-3(f)より B6 地点において 2006 年、2012 年は発生頻度が多くなっている。一方 2009 年と 2014 年から 2016 年までは発生回数が少なくなっている。

4.3 夏季における貧酸素水塊の変動特性

貧酸素水塊の発生頻度から夏季にしか発生しないことがわかった。そこで夏季(6, 7, 8, 9 月)にのみ注目することでその変動特性を解析する。

夏季(6, 7, 8, 9 月)における底層 DO の年平均値を図 4-4 に示す。夏季において潮受け堤防付近である S1, S6 地点の DO 濃度が高くなっていることが分かる。次に B5 地点が高く, B3, B4, B6 地点は平均値が 4mg/L を下回るときが多々見られた。夏季(6, 7, 8, 9 月)における底層 DO の年最小値を図 4-5 に示す。夏季において最小値は B5, B6 地点が高く, B4, B3, S6, S1 地点と続く。図 4-4 において底層 DO の年平均値は 6 地点の中で S1, S6 地点が高い値となっているが, 図 4-5 において底層 DO の年最小値は 6 地点において S1, S6 の値が他の地点よりも低くなっていることが分かる。これは S1, S6 地点が他の地点に比べ, 水深が浅いこと, 潮受け堤防付近における底泥環境の悪化という二つの原因があると考えられる。図 4-6 に溶存酸素濃度と水深の関係を示す。地点①, 地点②があるとして深さがそれぞれ $h_1, h_2(m)(h_1 < h_2)$ であるとする。このときの表層からの酸素供給量を $V_t(mg/s \cdot m^2)$, 底層からの酸素消費量を $V_b(mg/s \cdot m^2)$ として, 地点①, 地点②共に同じ量供給され, 消費すると仮定する。1m², 時間 t において地点①の DO 濃度は以下の式となる。

$$C_1 = \frac{C_0 \times h_1 \times 1 \times 1 + V_t \times t \times 1 \times 1 - V_b \times t \times 1 \times 1}{h_1 \times 1 \times 1} = C_0 + \frac{V_t t}{h_1} - \frac{V_b t}{h_1}$$

$$C_2 = \frac{C_0 \times h_2 \times 1 \times 1 + V_t \times t \times 1 \times 1 - V_b \times t \times 1 \times 1}{h_2 \times 1 \times 1} = C_0 + \frac{V_t t}{h_2} - \frac{V_b t}{h_2}$$

最初の溶存酸素濃度 $C_0(mg/m^3)$

この時 $V_t = V_b$ ならば $C_1 = C_2$ となるが, 表層からの酸素供給量が減り, $V_t = 0$ となった場合 C_1, C_2 は(2)式の結果となる。

$$C_1 = C_0 - \frac{V_b t}{h_1}$$

$$C_2 = C_0 - \frac{V_b t}{h_2}$$

$h_1 < h_2$ なので $C_1 < C_2$ となり水深が浅い方が溶存酸素の濃度が低下する。また逆に酸素供給量が増えた場合, $C_1 > C_2$ となり水深が浅い方が溶存酸素濃度は上昇する。水深が浅い場所では鉛直混合が起こりやすいため, 酸素供給の上下は起こ

りやすいと考えられる．そのため浅海域の方が溶存酸素量の上下が激しくなり底層 DO 平均値では S1, S6 地点が他の地点より高いのに対し，底層 DO 最小値では S1, S6 地点が他の地点より低くなったと思われる．また S1, S6 地点の底泥環境が悪化することで V_b が増えたこと，沖合の方が波は高いため，S1, S6 における V_t が小さいことにより底層 DO 最小値が他の地点よりも低い値になったと考えられる．

底層 DO 濃度の最小値の変動要因として，水温，密度成層と密接に関係があるのではないかと考えた．水温が高ければ，有機物分解速度が活性化し，DO 濃度は下がると考えた．密度成層は表層からの酸素供給が密度成層により途絶えるため，底層の DO 濃度は低下すると考えた．図 4-7(a), (b)に最も変動が大きかった B5, B6 地点の夏季(6, 7, 8, 9 月)における底層 DO の年最小値と水温，密度成層の関係図を示す．B5, B6 地点共に底層 DO の値は 6, 7, 8, 9 月における最小値をプロットしたものである．水温，密度成層は最小値時の値を用いた．B5, B6 共に密度成層と逆相関を取っていることがわかる．一方水温と DO 濃度には関連性が見られなかった．これは夏季という短い期間であったなら水温よりも密度成層の関連性が高くなるということが分かった．

次に夏季(6, 7, 8, 9 月)における貧酸素水塊発生回数の経年変化を図 4-8 に示す．底層 DO の濃度が海底面上 0.1m と 0.5m における平均値を毎正時取り出した値が 4mg/L 以下の時を 1 回として 1 年の合計をプロットした．B3, B4, B6 地点において発生回数が多く，S1, S6, B5 地点では発生回数が少なくなっているのが分かる．このことから湾奥部よりも湾央部，湾口部の方が貧酸素水塊の発生頻度が高くなることが分かった．

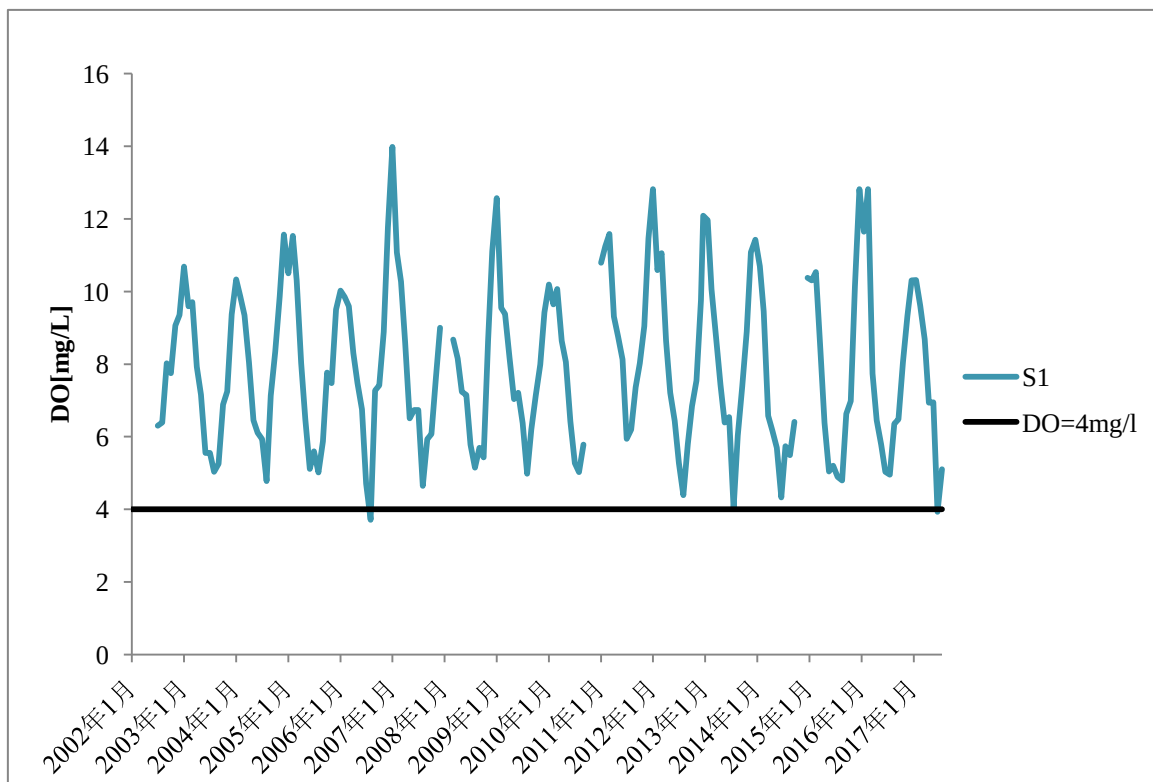


図 4-1(a) S1 地点における底層 DO 月平均値の経年変化

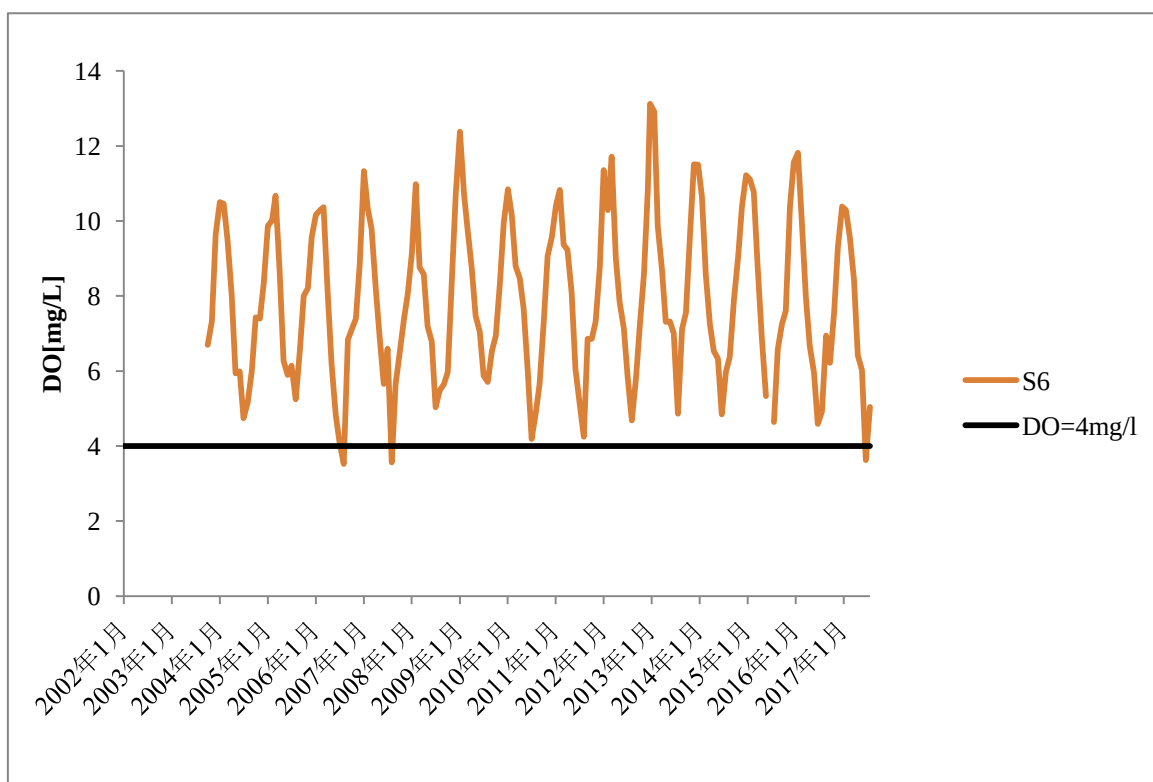


図 4-1(b) S6 地点における底層 DO 月平均値の経年変化

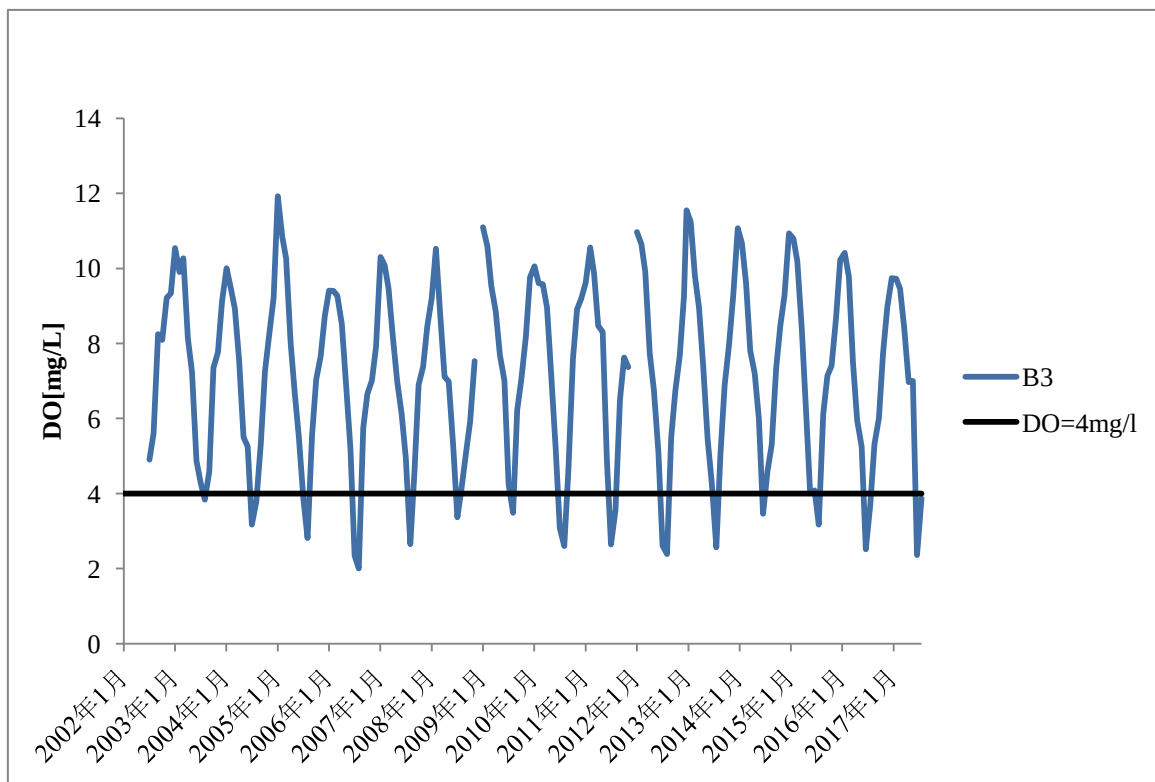


図 4-1(c) B3 地点における底層 DO 月平均値の経年変化

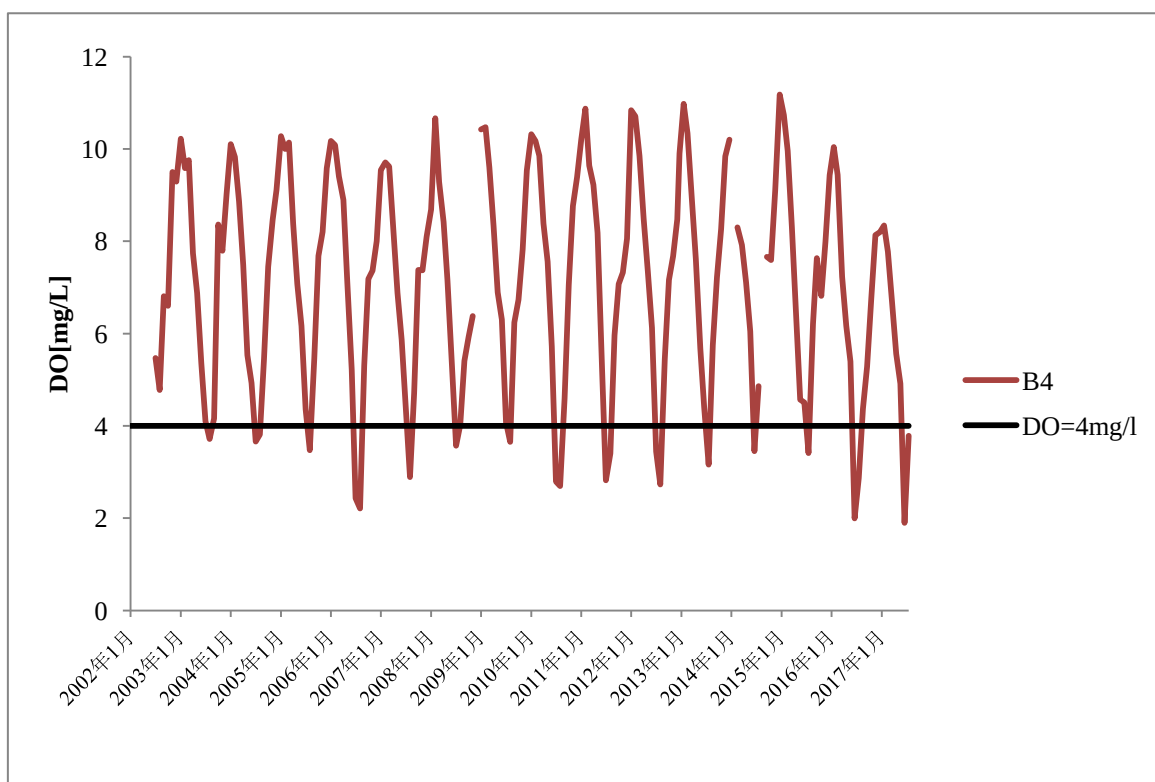


図 4-1(d) B4 地点における底層 DO 月平均値の経年変化

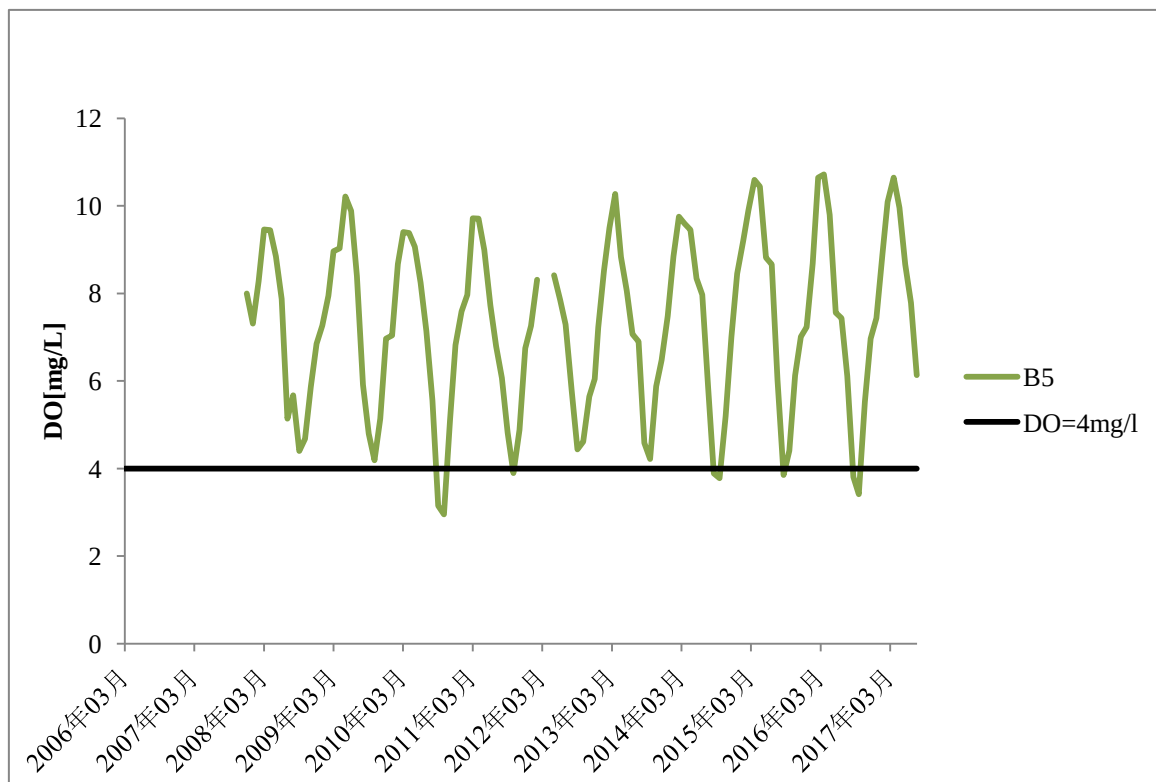


図 4-1(e) B5 地点における底層 DO 月平均値の経年変化

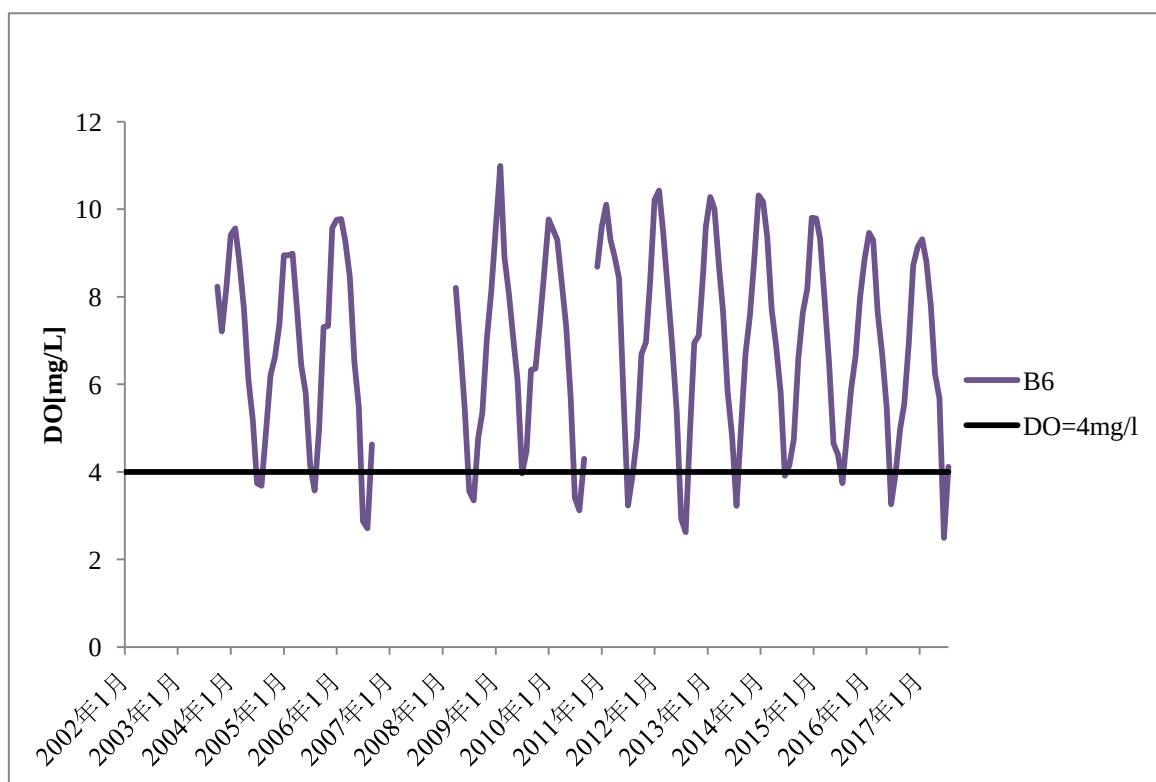


図 4-1(f) B6 地点における底層 DO 月平均値の経年変化

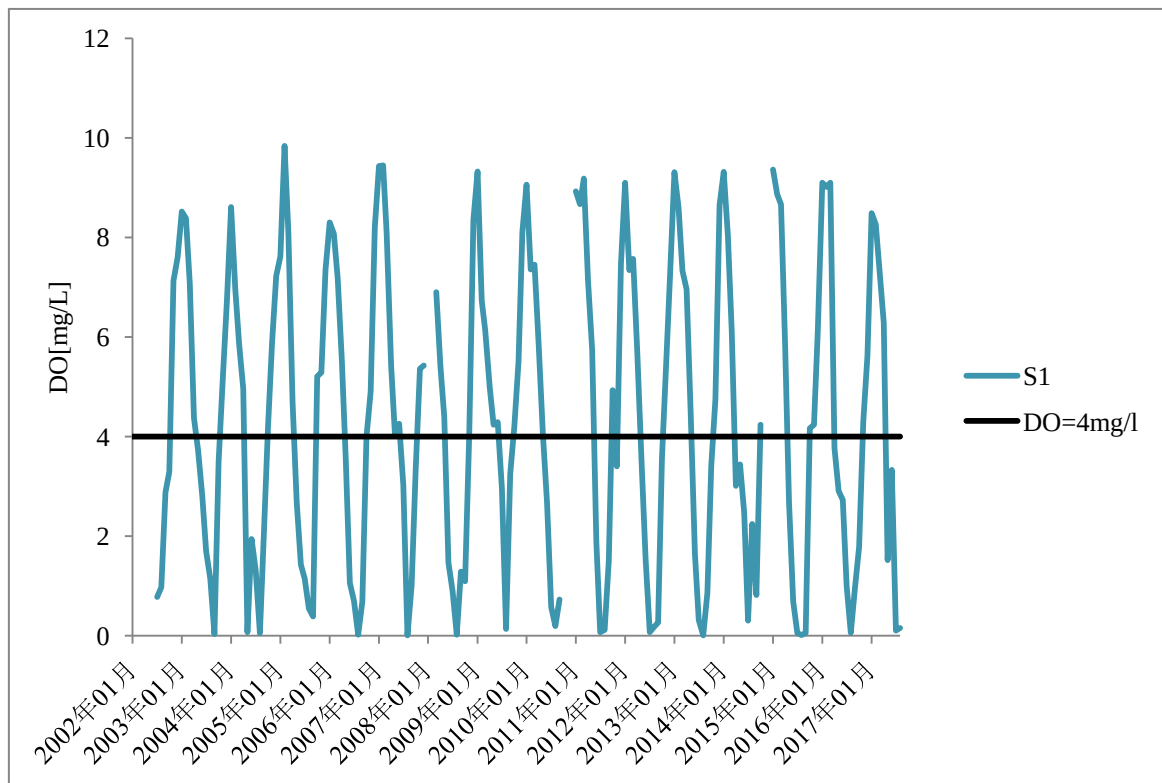


図 4-2(a) S1 地点における底層 DO 月最小値の経年変化

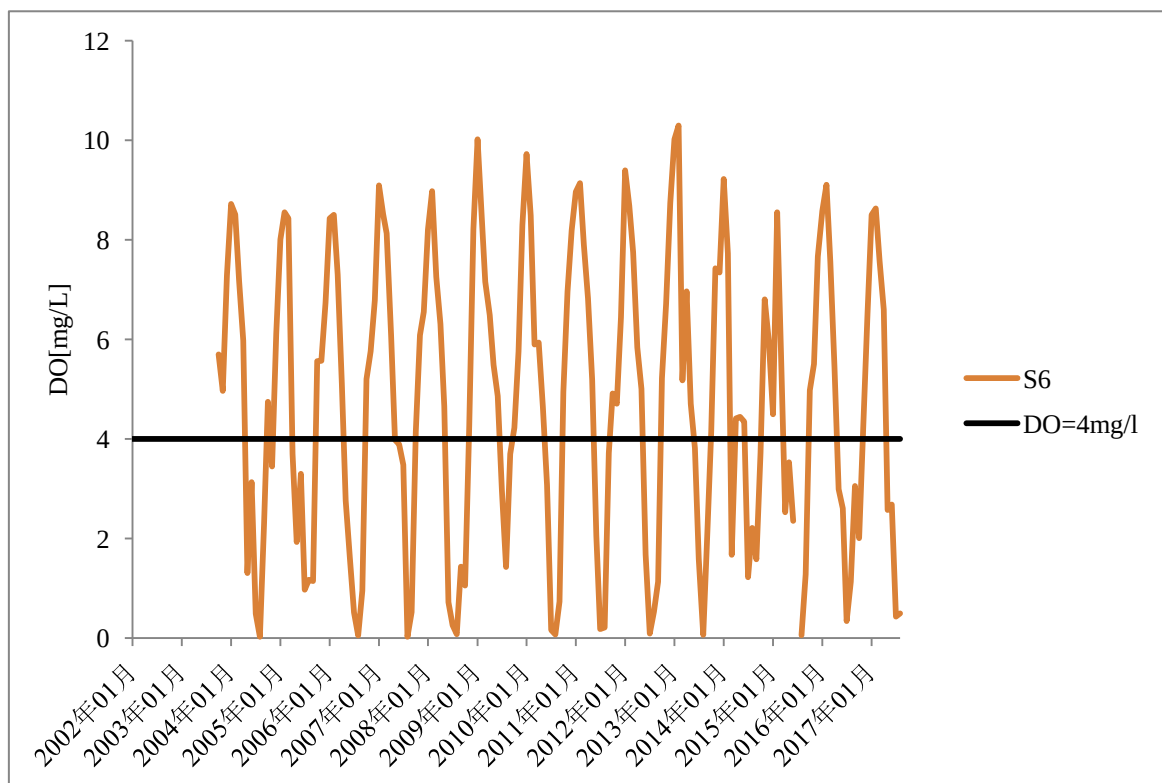


図 4-2(b) S6 地点における底層 DO 月最小値の経年変化

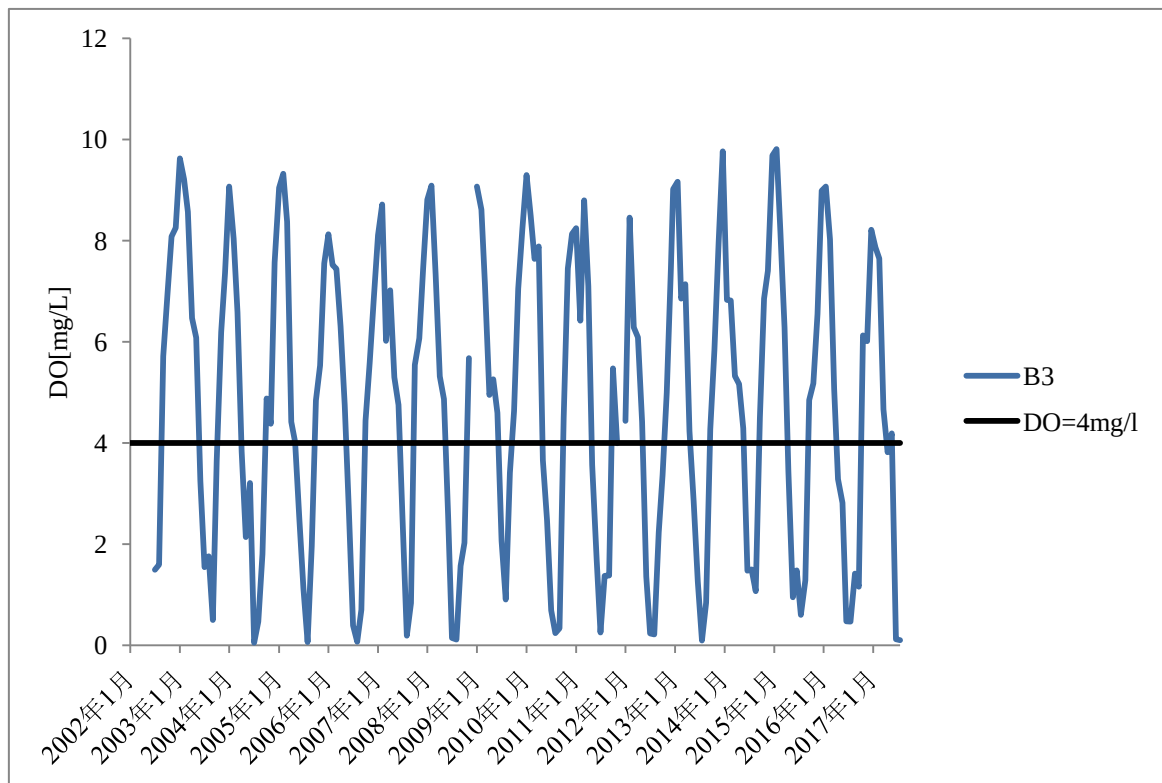


図 4-2(c) B3 地点における底層 DO 月最小値の経年変化

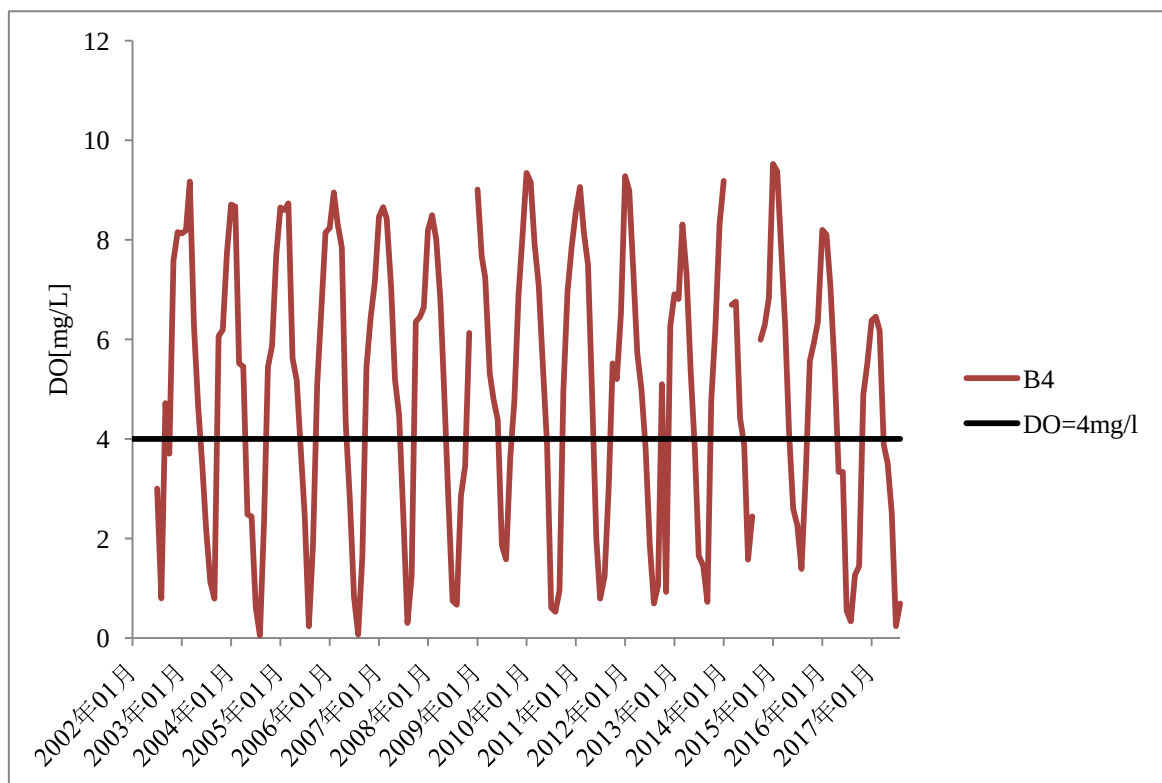


図 4-2(d) B4 地点における底層 DO 月最小値の経年変化

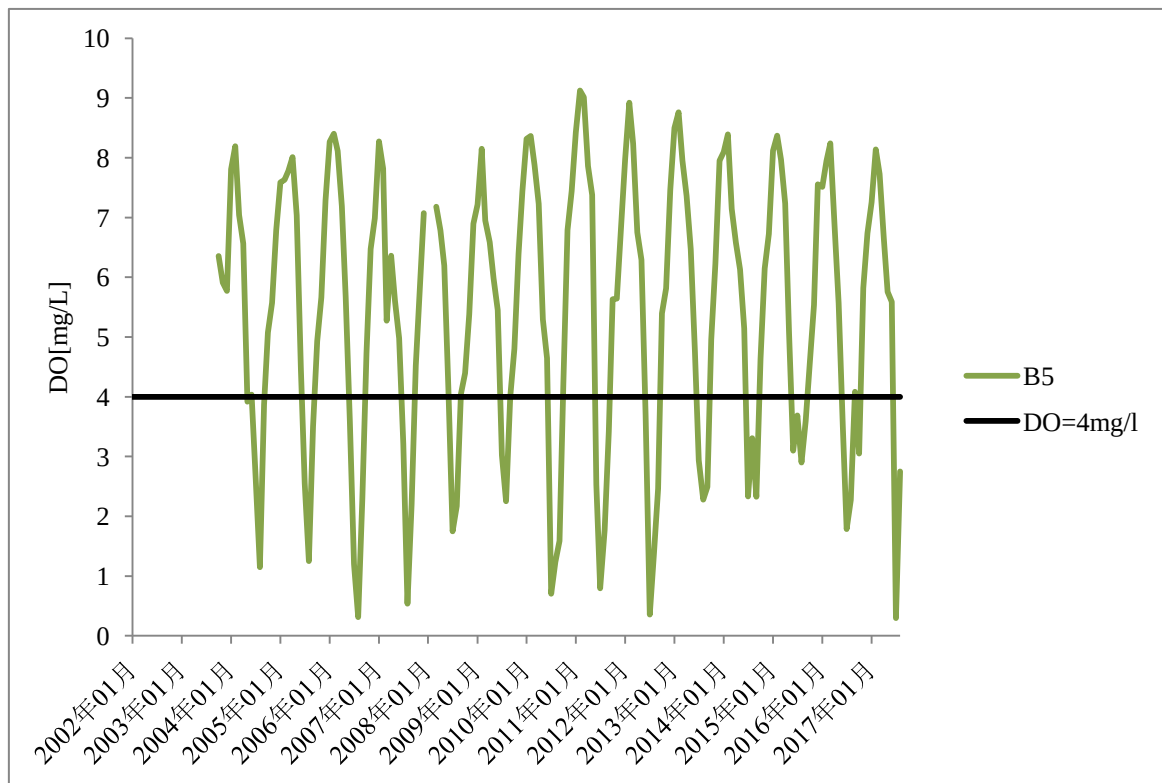


図 4-2(e) B5 地点における底層 DO 月最小値の経年変化

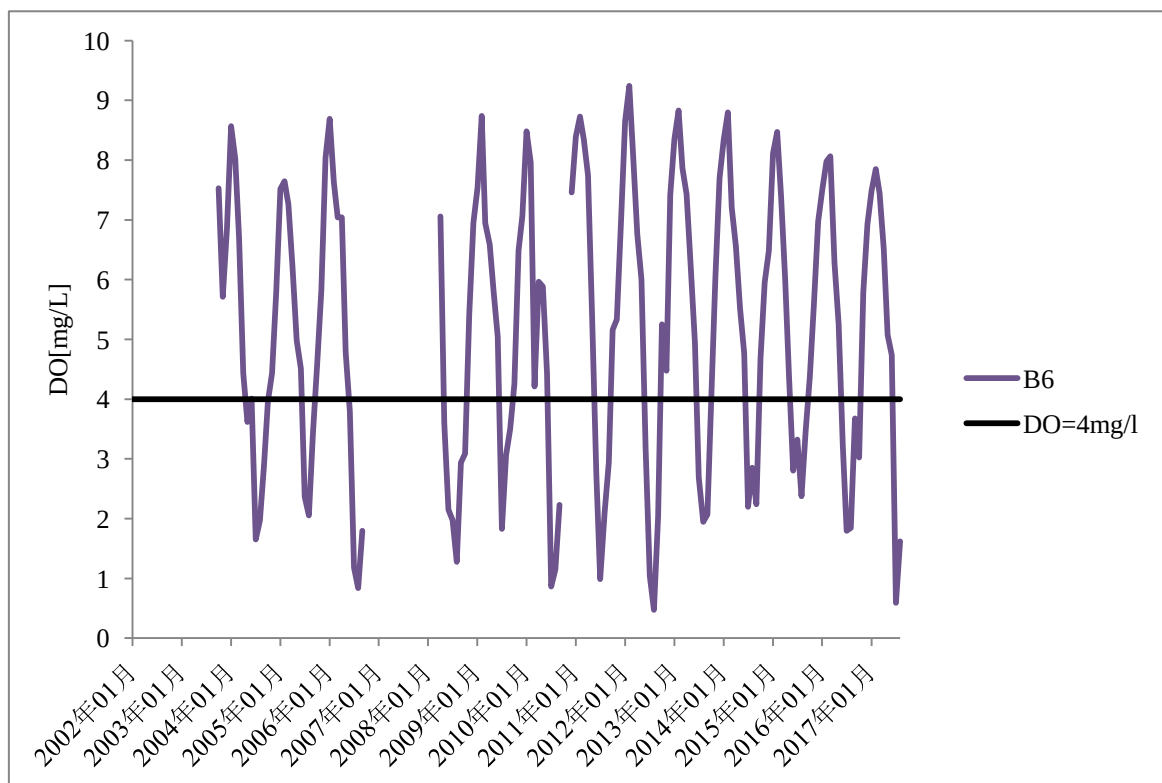


図 4-2(f) B6 地点における底層 DO 月最小値の経年変化

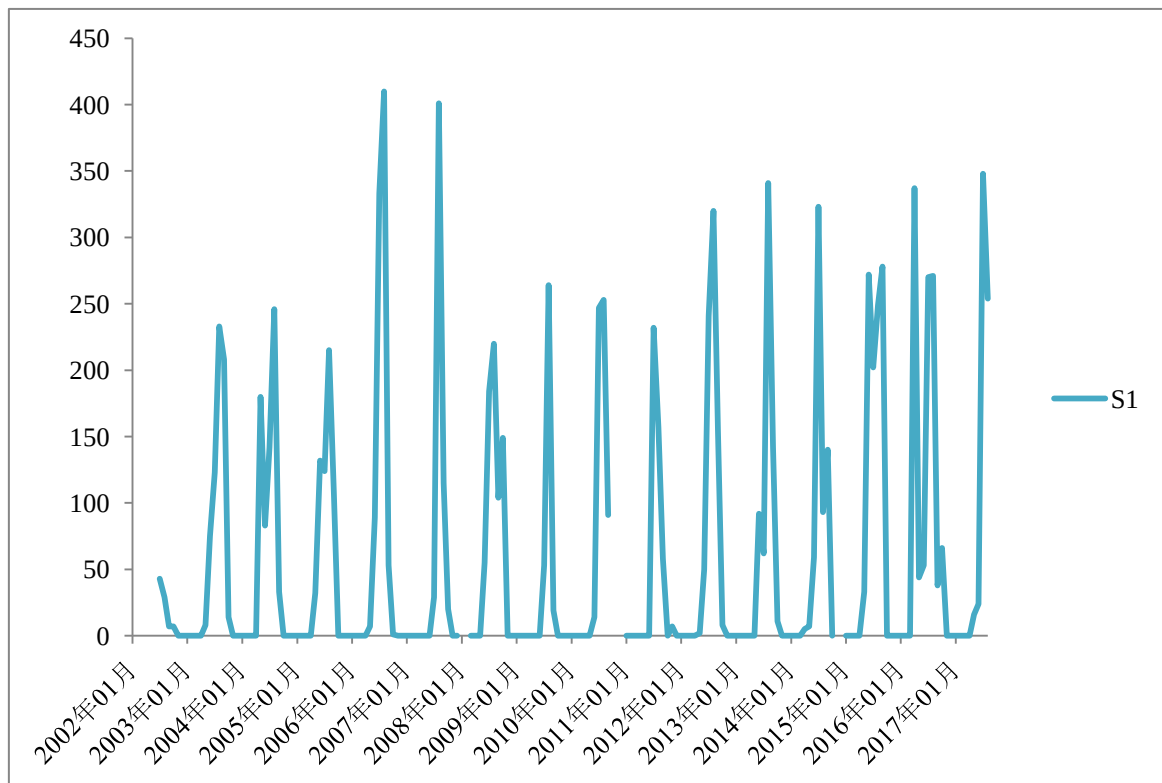


図 4-3(a) S1 地点における貧酸素水塊の発生頻度の経年変化

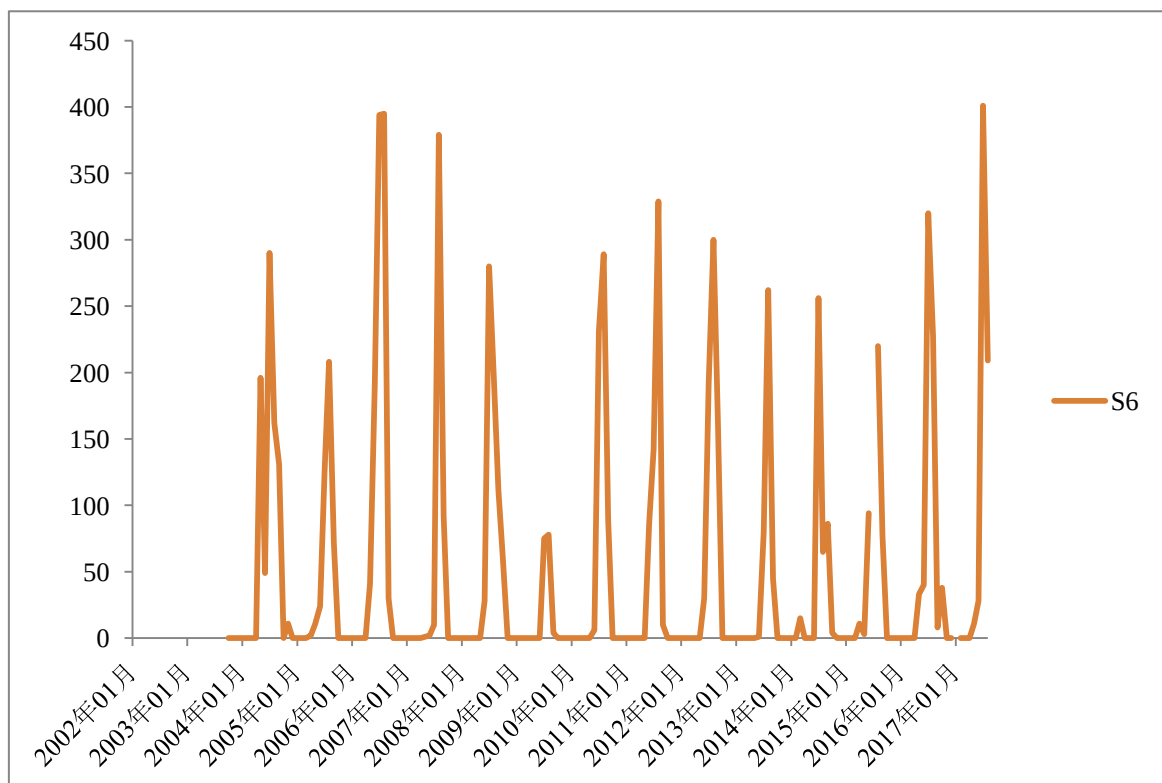


図 4-3(b) S6 地点における貧酸素水塊の発生頻度の経年変化

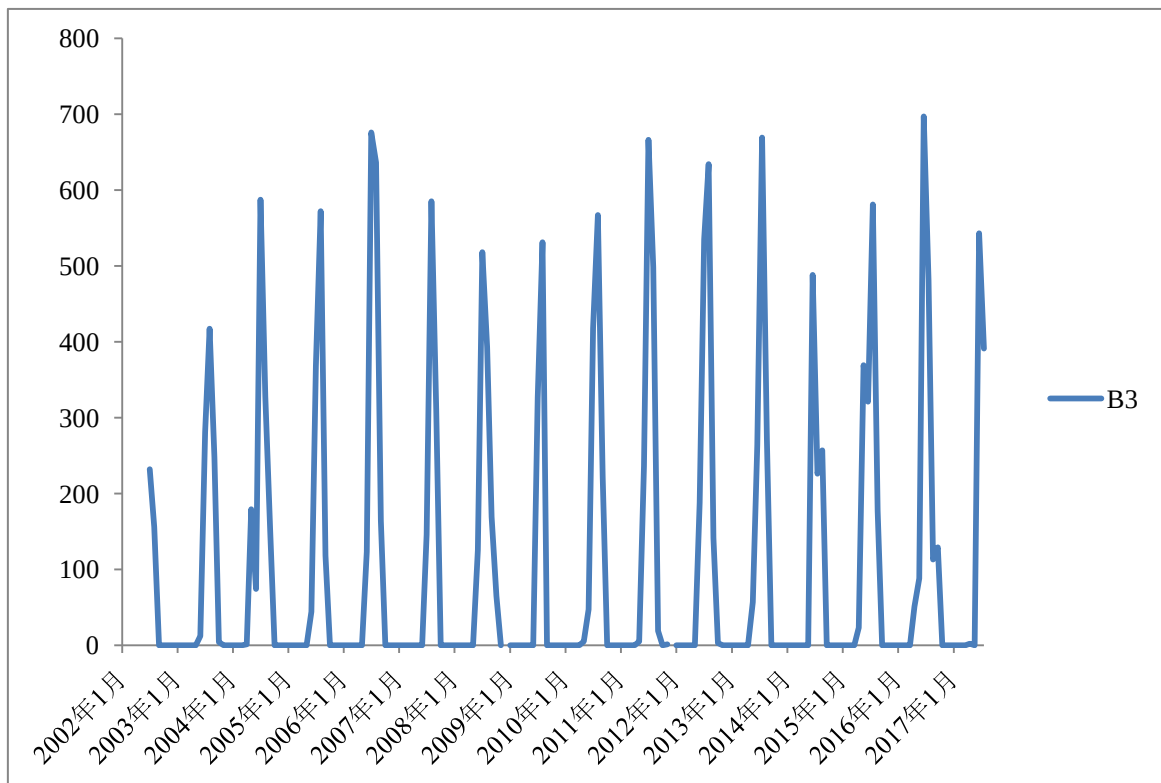


図 4-3(c) B3 地点における貧酸素水塊の発生頻度の経年変化

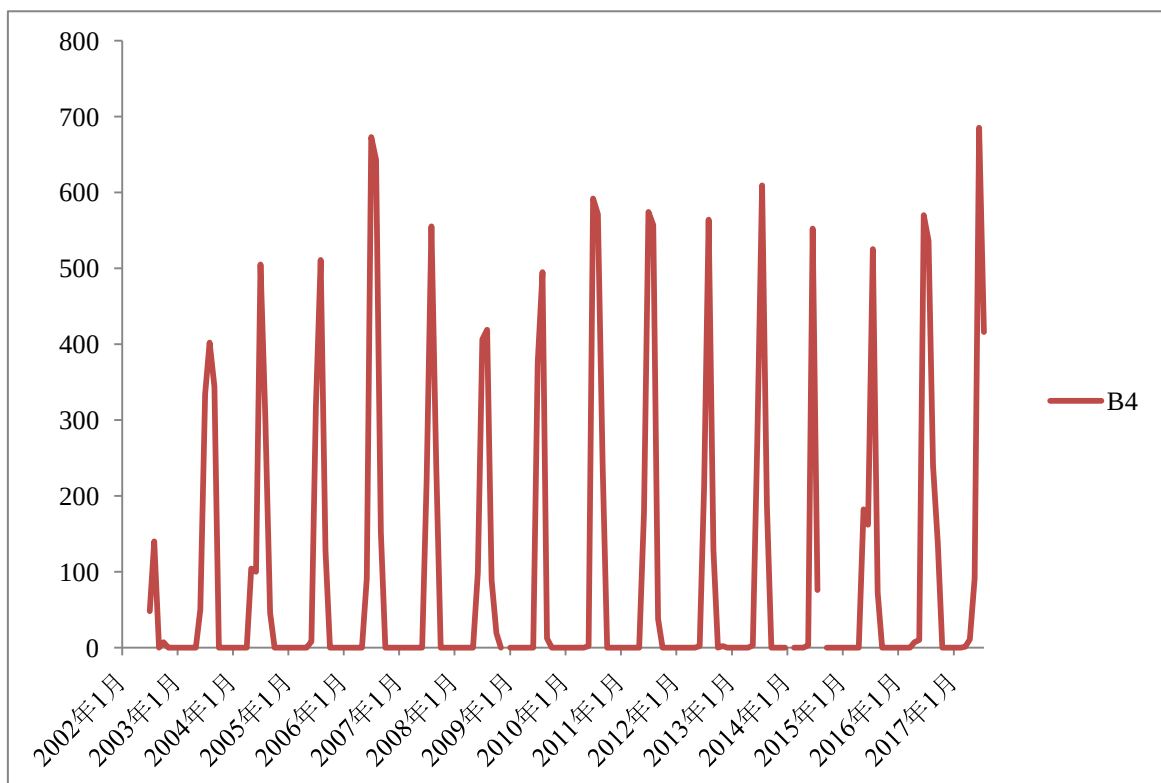


図 4-3(d) B4 地点における貧酸素水塊の発生頻度の経年変化

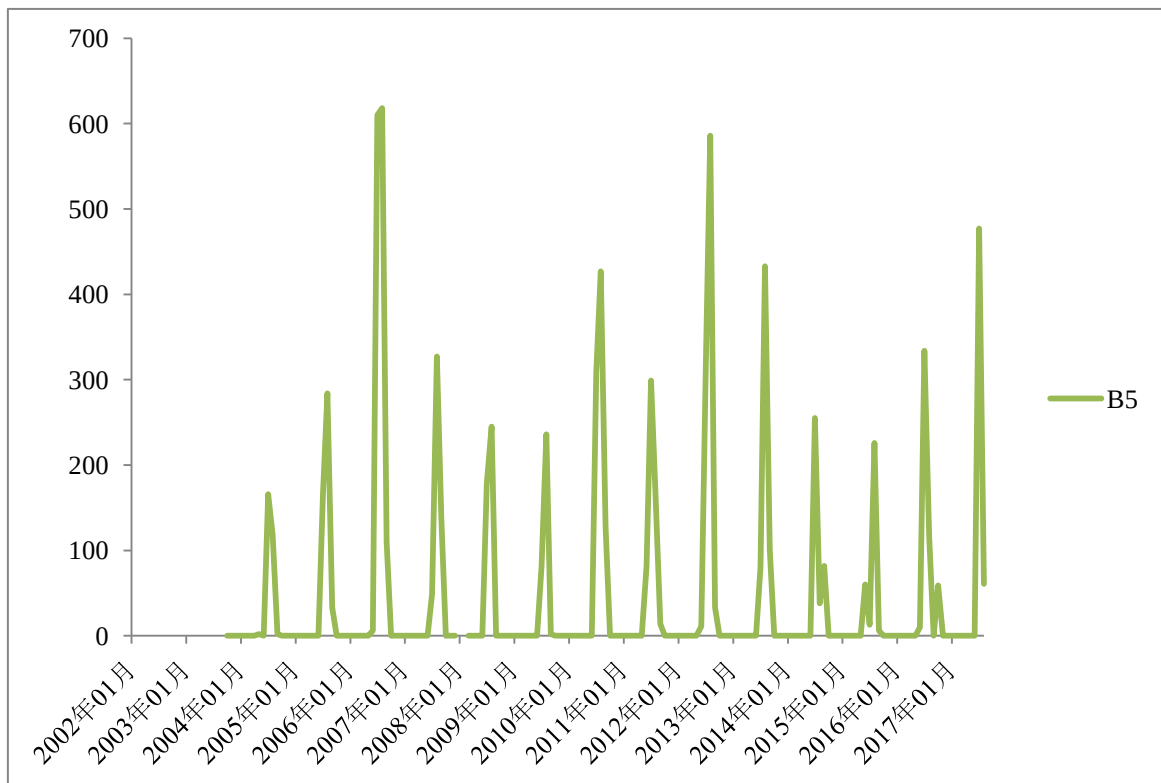


図 4-3(e) B5 地点における貧酸素水塊の発生頻度の経年変化

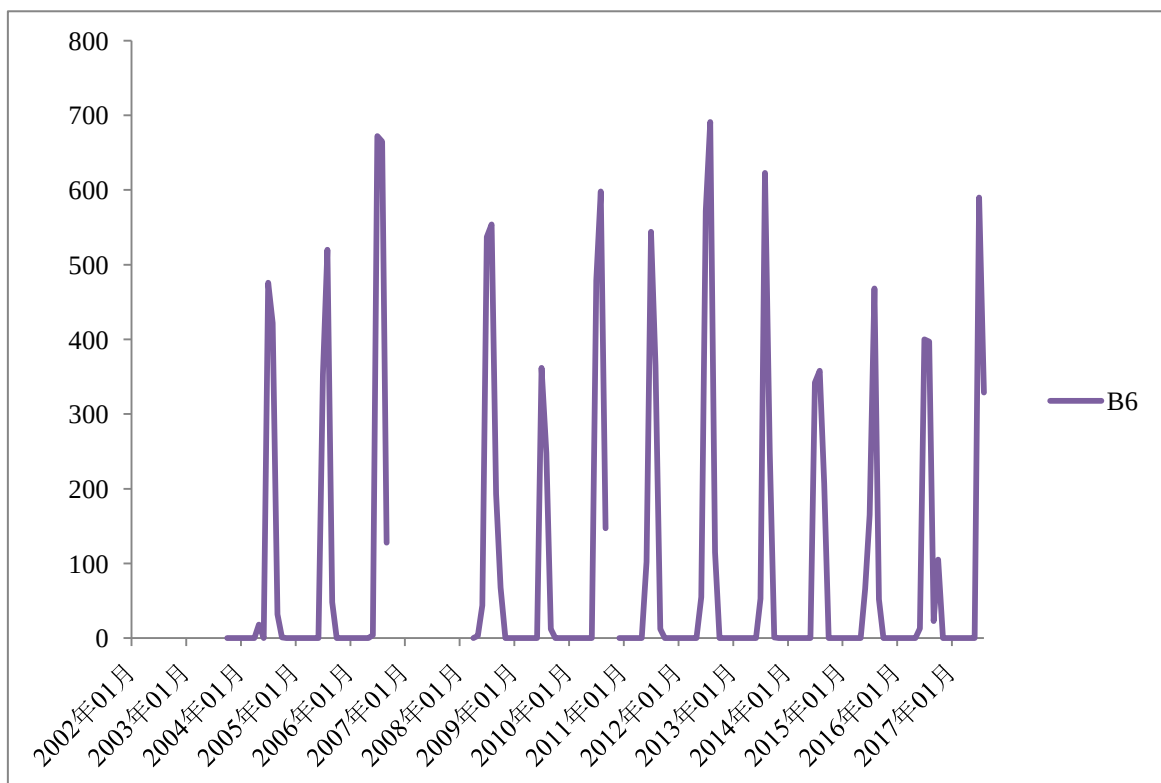


図 4-3(f) B6 地点における貧酸素水塊の発生頻度の経年変化

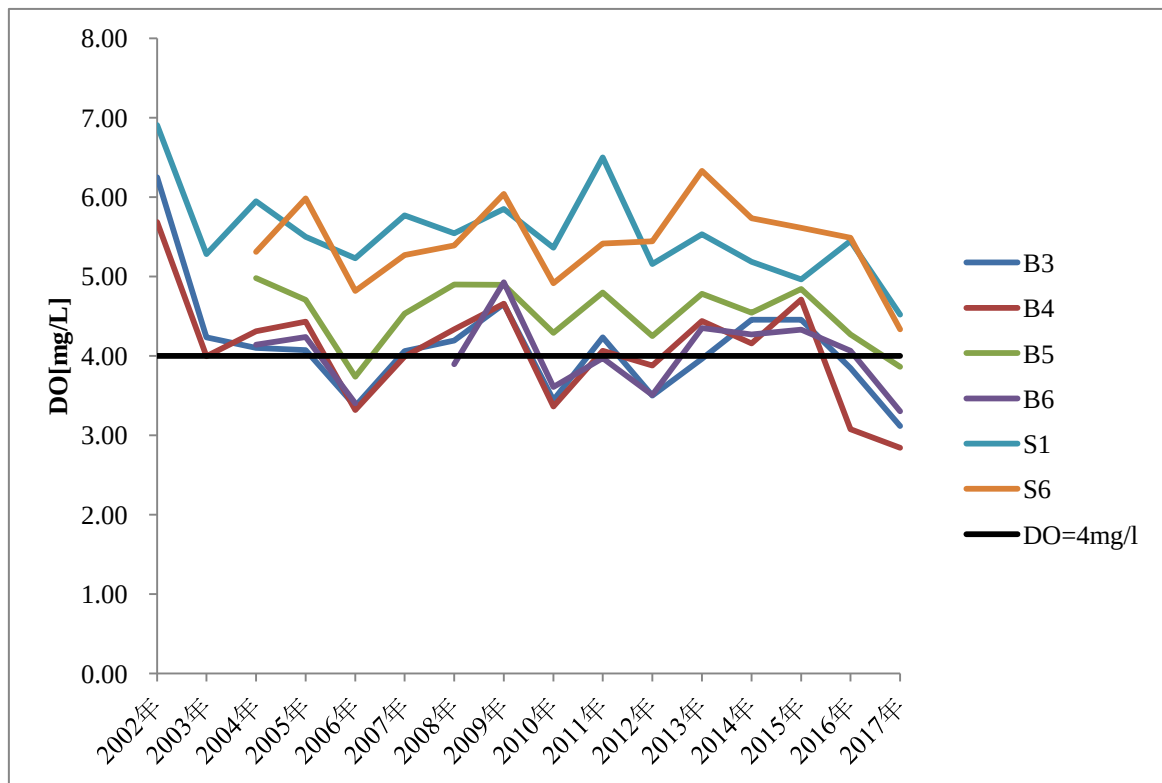


図 4-4 夏季(6, 7, 8, 9 月)における底層 DO の平均値

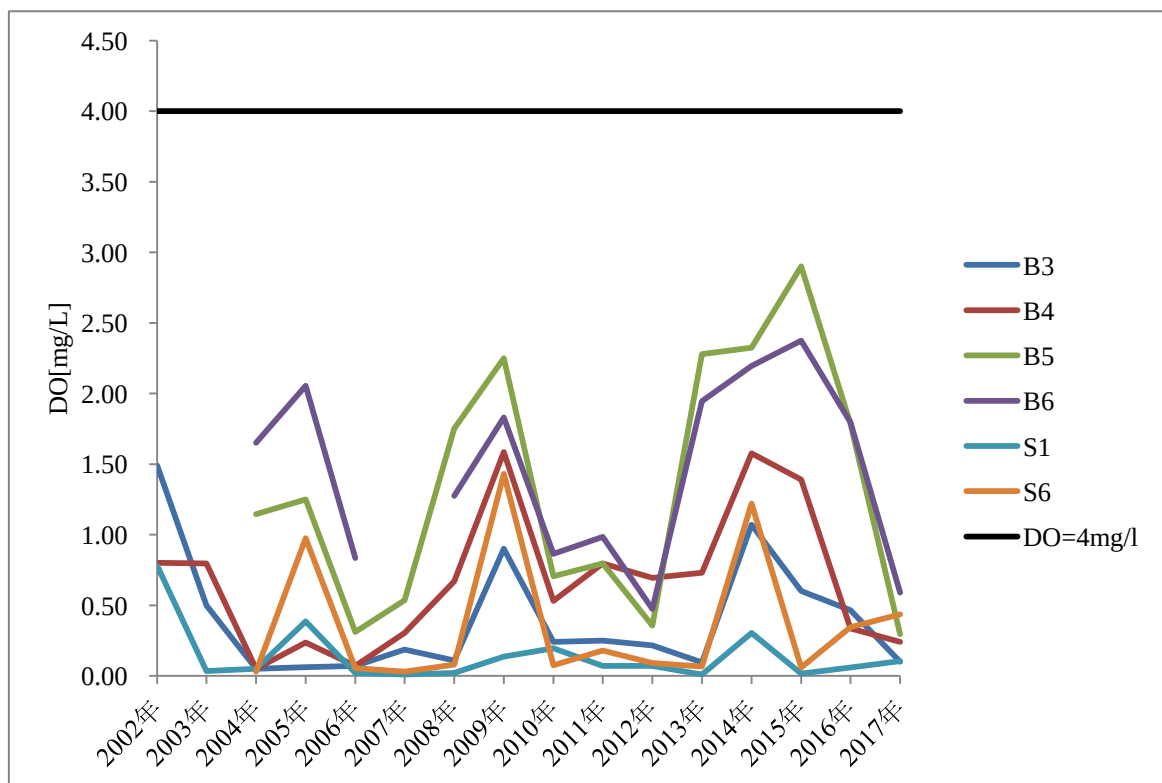


図 4-5 夏季(6, 7, 8, 9 月)における底層 DO の最小値

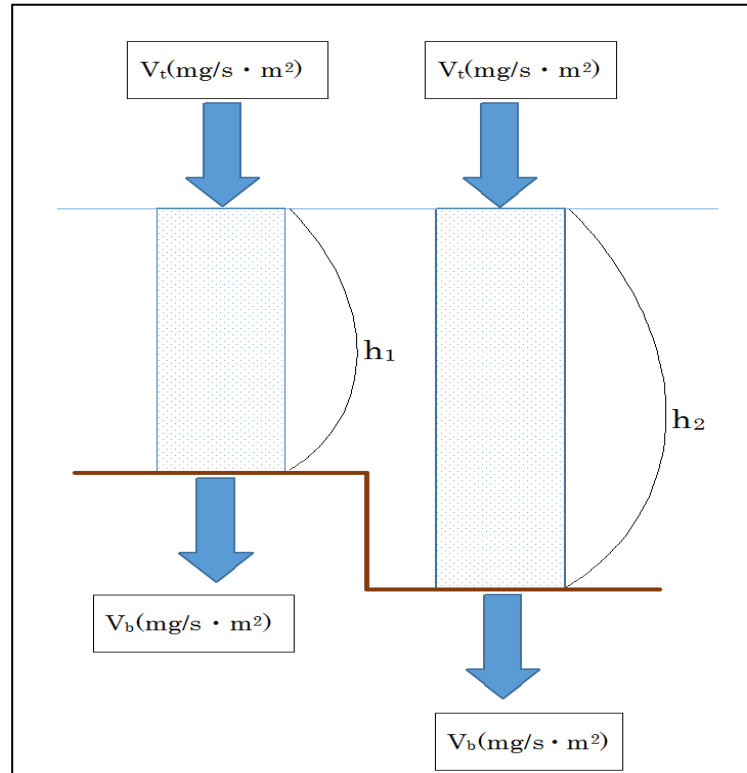


図 4-6 溶存酸素濃度と水深の関係図

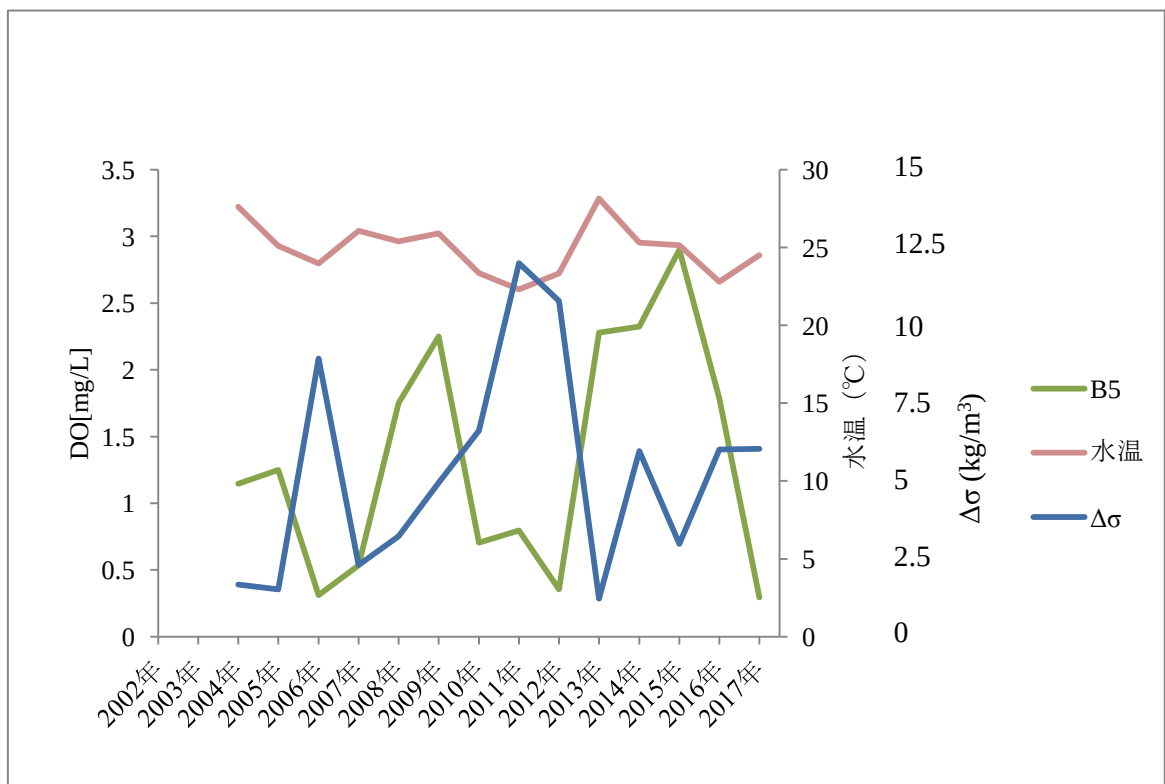


図 4-7(a) B5 地点における夏季(6, 7, 8, 9 月)における底層 DO の最小値と水温, 密度成層の関係図

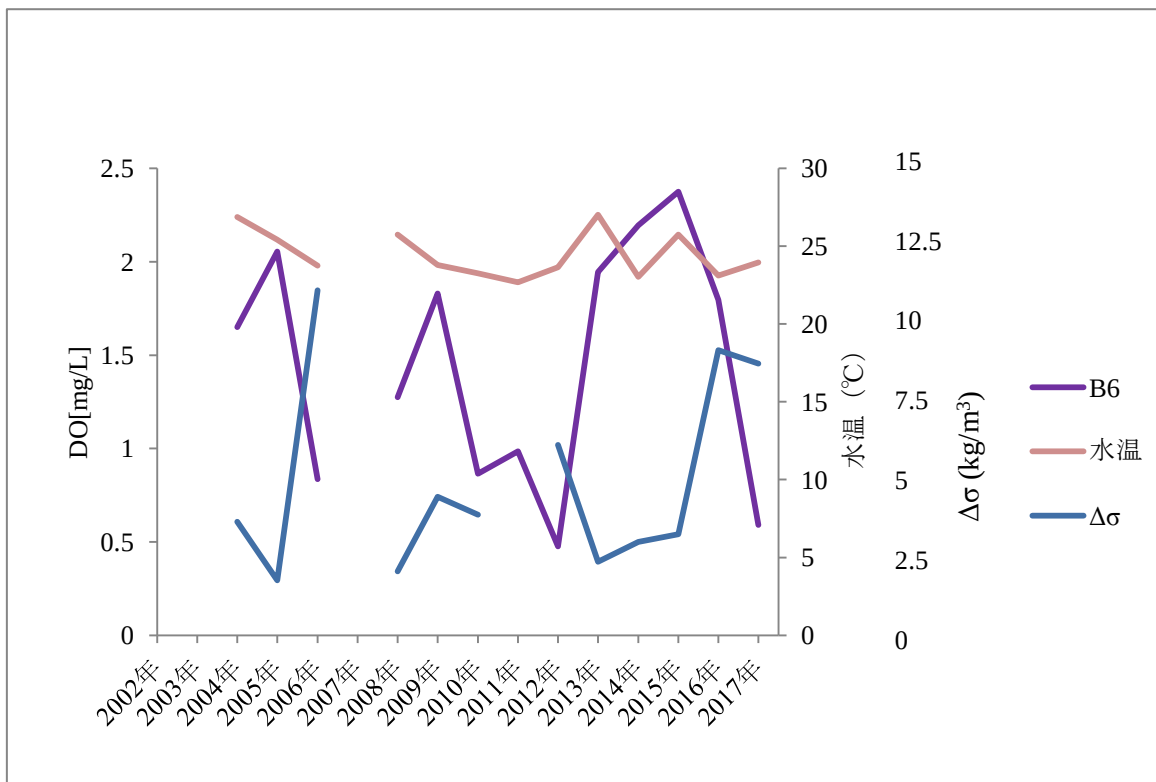


図 4-7(b) B6 地点における夏季(6, 7, 8, 9 月)における底層 DO の最小値と水温, 密度成層の関係図

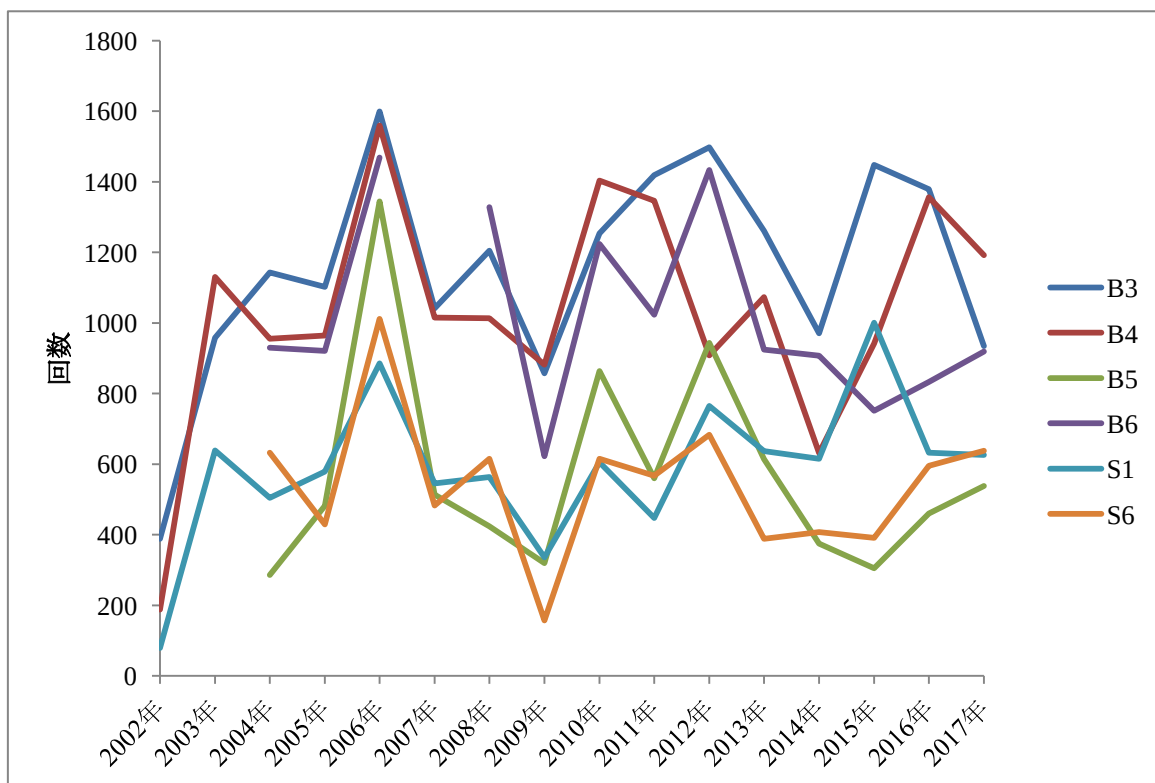


図 4-8 夏季(6, 7, 8, 9 月)における貧酸素水塊の発生頻度の経年変化

第 5 章 底層 DO の支配因子

5.1 水質特性量との相関関係

底層 DO の支配因子と思われる，水質特性量との相関関係について調べる．底層 DO は B3, S1 地点のデータを使い，海底面上 0.1m と 0.5m における平均値を毎正時取り出した値を月平均する．相対するパラメータも海底面上 0.1m と 0.5m における平均値を毎正時取り出した値を月平均し，プロットする．本研究では底層 DO の変動に関わる因子として以下の要素に注目した．

- (1)水温の上昇によって有機物分解速度が上がり，酸素消費量が増大する．
- (2)密度成層の形成により表層からの酸素供給が低下し，底層の酸素が低下する
- (3)濁度の上昇によるバクテリアの活性化で酸素消費が増大する
- (4)Chl.a（底層）によって光合成が行われ，酸素が供給される
- (5)風速が速くなることによって表層がかき混ぜられ，酸素が供給される

図 4-8(a, b)に底層 DO と水温の相関図を示す．その水温時の溶存酸素飽和量も共に示す．水温と底層 DO に負の相関があることが分かる．これは水温が高くなると底層における有機物分解速度を促進させ，DO を消費するためだと思われる．ただし，溶存酸素飽和量は水温と関わりがあり，水温が高くなるほど溶存酸素飽和量が低くなるという負の相関を持つ．そこで図 4-9(a, b)に酸素消費量の経年変化を示す．酸素消費量は溶存酸素飽和量から底層 DO 値を引いた値とする．溶存酸素飽和量は(1)~(3)式にて求めたものを使う．

$$T_s = T + 273.15 \quad (1)$$

$$\ln O_2^* = A_1 + A_2 \times \frac{100}{T_s} + A_3 \ln \left(\frac{T_s}{100} \right) + A_4 \times \frac{T_s}{100} + S \left\{ B_1 + B_2 \times \frac{T_s}{100} + B_3 \times \left(\frac{T_s}{100} \right)^2 \right\} \quad (2)$$

$$O_M = O_2^* \times 1.42903 \quad (3)$$

$$T_s = 273.15 + T \quad A_1 = -173.4292 \quad A_2 = 249.6339 \quad A_3 = 143.3483$$

$A_4 = -21.8492$ $B_1 = -0.033096$ $B_2 = 0.014259$ $B_3 = -0.0017$
水温:T(°C) 塩分:S(psu) 溶存酸素量:O_M(mg/L)

B3, S1 地点共に夏季に酸素消費量が多くなっているのが分かる。これは水温による溶存酸素量飽和量の低下だけでなく、有機物分解速度が促進された結果、酸素消費量が多くなったことが分かる。B3 地点の方が S1 地点よりも酸素消費量が多いことから、B3 地点の方が S1 地点よりも貧酸素化が起こっていることが分かる。また冬季において、酸素消費量がマイナスとなっている。これは過飽和の状態であり、水中の酸素消費量を酸素供給量が上回った状態である。S1 地点の方が B3 地点よりも過飽和量が多いことから、冬季に発生した植物プランクトンによる酸素供給が有機物分解による酸素消費量を上回ったため、過飽和になったと思われる。

図 4-10(a, b)に底層 DO と密度成層との相関図を示す。B3, S1 地点共に負の相関となっている。これは密度成層により表層からの酸素が底層に供給されにくくなるためである。

図 4-11~13(a, b)にそれぞれ底層 DO と濁度, Chl.a(底層), 風速の相関図を示す。これらのパラメータにおいて B3, S1 地点共に相関が見られなかった。

5.2 重回帰分析

底層 DO の変動に影響する因子を評価するために重回帰分析を行う。重回帰分析では、従属変数と独立変数との間に重回帰式を作る。次に重回帰式の精度を評価する。最後に各独立変数の偏回帰係数から影響する大きさ検討する。重回帰分析は、最小二乗法を使い、従属変数 y の実測値と予測値 Y との誤差($y-Y$)の二乗和が最小になるような回帰定数 b_0 , 偏回帰定数 b を求める。合計 n 個のデータと合計 p 種類の独立変数を用いて推定するとして、 i 番目のデータの従属変数は $y_i(i=1, 2, \dots, n)$, 予測値は $Y_i(i=1, 2, \dots, n)$ とする。J 種類目の偏回帰係数 b は $b_j(j=1, 2, \dots, p)$ とする。また重回帰分析の独立変数は x で表し、データ i 番目, j 種類目の独立変数は x_{ij} となる。回帰定数 b_0 と偏回帰係数 b_j , 独立変数 x_{ij} を用いれば、予測値 Y を算出することができる。

$$Y_i = b_0 + b_1 \cdot x_{i1} + b_2 \cdot x_{i2} + \dots + b_p \cdot x_{ij} \quad (4)$$

しかし(4)式であらわされる予測値 Y_i が従属変数 y_i と等しくなることはほとんどなく、二つの間には推定エラー e_i が存在する。推定エラー e_i は、データ i に対して回帰分析で説明できない部分になる。結果的に算出された推定エラー e_i を用

いて予測値 $\hat{Y}$ を調整すると(5)式のような従属変数 y_i となる.

$$y_i = \hat{Y}_i + e_i \quad (5)$$

重回帰式により算出した予測値がどれほど正しいか精度を評価する方法を示す. 重決定係数 R^2 は重回帰分析から得られた予測値 $\hat{Y}_i$ がどれだけ従属変数 y_i を説明できるかを予測値 $\hat{Y}_i$, 従属変数 y_i , 従属変数 y の平均値 $\bar{y}$ で表す.

$$R^2 = \frac{\sum(Y_i - \bar{y})^2}{\sum(y_i - \bar{y})^2} = 1 - \frac{\sum e_i^2}{\sum(y_i - \bar{y})^2}$$

$$\text{重決定係数} = \frac{\text{予測値の偏差平方和}}{\text{従属変数の偏差平方和}} = 1 - \frac{\text{推定エラーの二乗和}}{\text{従属変数の偏差平方和}} \quad (6)$$

重決定係数 R^2 は計算過程で二乗となっており, 正の平方根をとることで重相関係数が算出できる. 重決定係数は 0 から 1 の範囲にあるため, 正の平方根をとった重決定係数 R は独立変数全体での影響力の大きさを示す.

$$R = \sqrt{1 - \frac{\sum e_i^2}{\sum(y_i - \bar{y})^2}} = \sqrt{R^2}$$

$$\text{重相関係数} = \sqrt{1 - \frac{\text{推定エラーの二乗和}}{\text{従属変数の偏差平方和}}} \quad (7)$$

また, 切片以外の説明変数の進係数は全て 0 であるという帰無仮説の F 検定を行い, F 値を求めた. F 値は, 切片以外の全ての説明変数の効果が 0 であるという帰無仮説のもとで偶然によって偏回帰係数が得られてしまう確率の上限を示す. 偏回帰係数は両側 5% の有意水準を用いて, P 値によって判断した. 以下に底層 DO 濃度に対する重回帰式を仮定した.

$$DO_Y = a \cdot T + b \cdot \Delta\sigma + c \cdot \text{Tur} + d \cdot \text{Chl.a(d)} + e \cdot W + f \quad (8)$$

ここで T は底層の水温($^{\circ}\text{C}$), $\Delta\sigma$ は表層と底層の密度差を密度成層 (kg/m^3) とする. Tur は底層の濁度(度), Chl.a(d) は底層における $\text{Chl.a}(\mu\text{g/L})$, W は風速(m/s) とする. 底層のデータは毎正時における海底から 0.1m と 0.5m の平均値を月平均した値で, 表層のデータは海面から 0.1m と 0.5m の平均値を月平均した値である. 係数 a, b, c, d, e はそれぞれ $T, \Delta\sigma, \text{Tur}, \text{Chl.a(d)}, W$ の偏回帰係数

となる。係数 f は回帰定数である。底層 DO 濃度に対する各因子の寄与を調べるために、全てのデータに(9)式による無次元化を行った。

$$\hat{x} = \frac{(x - \bar{x})}{x_{\sigma}}$$

$$\text{無次元数} = \frac{(\text{観測値} - \text{平均値})}{\text{標準偏差}} \quad (9)$$

5.3 解析結果

諫早湾内の底層 DO 濃度の変動に影響する因子について検討するため、(8)式を用いて B3, S1 地点の重回帰分析を行った。今回の解析で独立間の相関係数は 0.3 以下であるため多重共線性は起こらなかった。また F 検定により得られた F 値はほぼ 0 であったが、P 値において B3 地点では Tur (濁度) が、S1 地点では Tur(濁度), W(風速)が 0.05 以上となったため、Tur, W の偏回帰係数の有意性を判定出来なかったため、Tur, W を除く以下の(10)式で重回帰分析を再度行った。

$$DO_Y = a \cdot T + b \cdot \Delta\sigma + d \cdot \text{Chl.a}(d) + f \quad (10)$$

その結果、F 値はほぼ 0 であり、P 値も 0.05 以下となったことから、この重回帰式は有意であると結論付けた。表 5-1 に重相関係数 R および各因子の偏回帰係数の値を示す。B3, S1 地点共に重相関係数は 0.9 以上となっており、高い値となっている。図 5-7(a), (b)に B3, S1 地点の無次元化した底層 DO と(10)式で求めた DO_Y の再現性を示した。図 5-7(a), (b)共に $y=x$ に近い値となり、重回帰分析による再現性が高いことが分かる。表 5-1 より偏回帰係数の a は負の値となることから、水温が上がることで DO 濃度が下がることを意味する。これは水温の上昇によりバクテリアによる有機物分解が促進されるためと考えられる。B3 地点では偏回帰係数が-0.704, S1 地点では-0.866 と数値が高く、底層 DO に与える影響が高いことが分かった。表 5-1 より偏回帰係数 b も負の値となっている。これは密度成層が強くなることで DO 濃度が下がることを意味する。密度成層が強くなることで、表層からの酸素が底層まで供給されなくなっているためだと考えられる。B3 地点では偏回帰係数が-0.372, S1 地点では-0.093 となった。これは B3 地点では底層 DO に対して影響があるが、S1 地点ではほとんど影響を与えないということである。これは B3 地点より S1 地点の方が水深は浅いため、密度成層が形成されにくいからだと考えられる。偏回帰係数 d は正の値となっており、Chl.a 濃度が上がることで DO 濃度が上がることが分かる。これ

は植物プランクトンの光合成により酸素が供給され、DO 濃度が上がったためだと思われる。しかし偏回帰係数は B3 地点が 0.071, S1 地点が 0.078 と共に低い
ため、底層 DO に対する影響は限定的である。

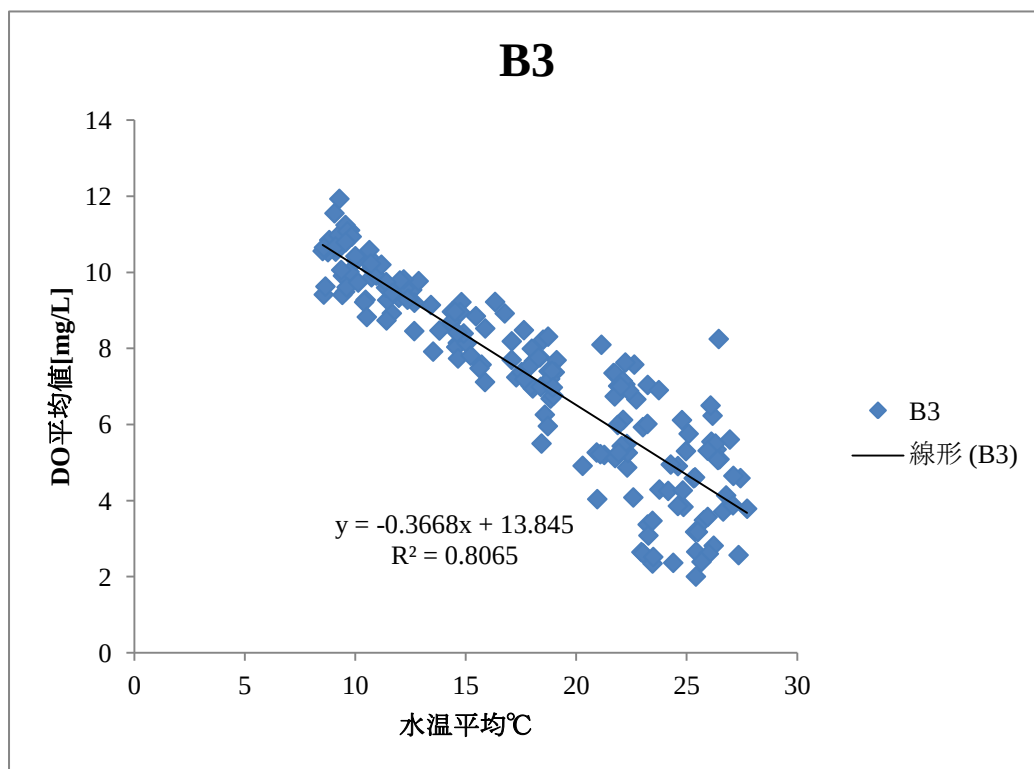


図 5-1(a) B3 地点における DO と水温の相関図

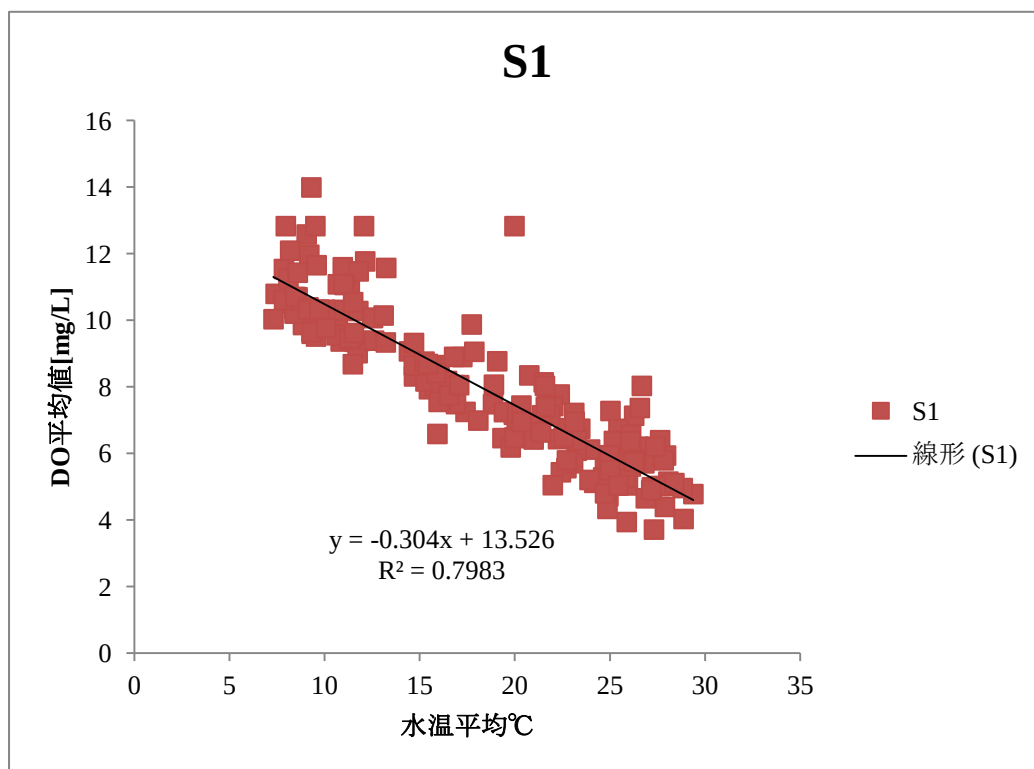


図 5-1(b) S1 地点における DO と水温の相関図

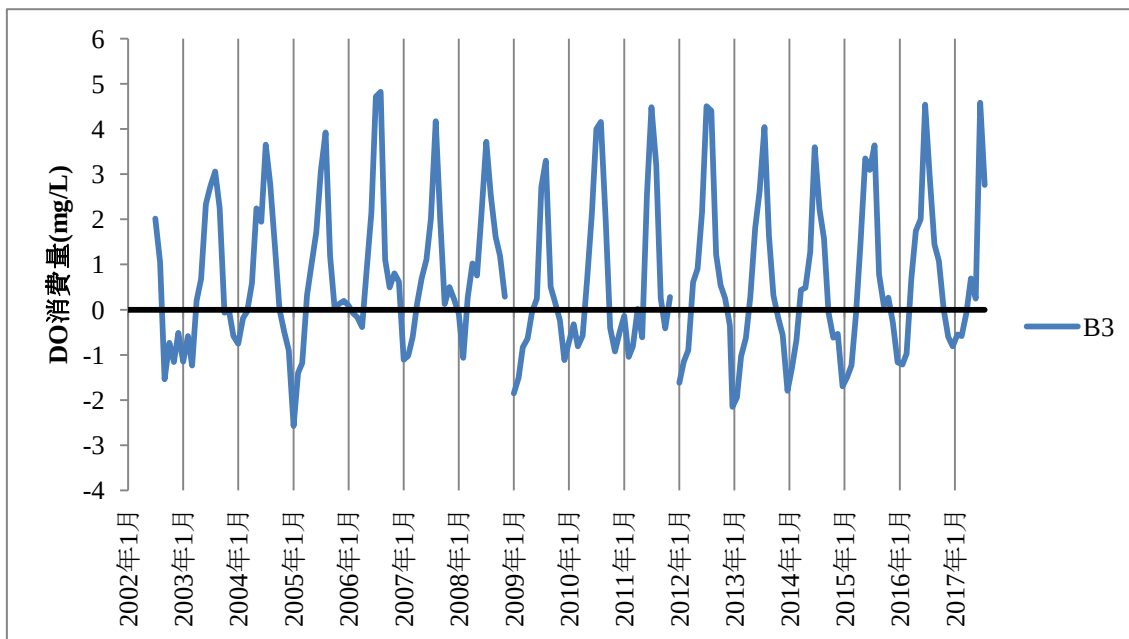


図 5-2(a) B3 地点における酸素消費量の経年変化

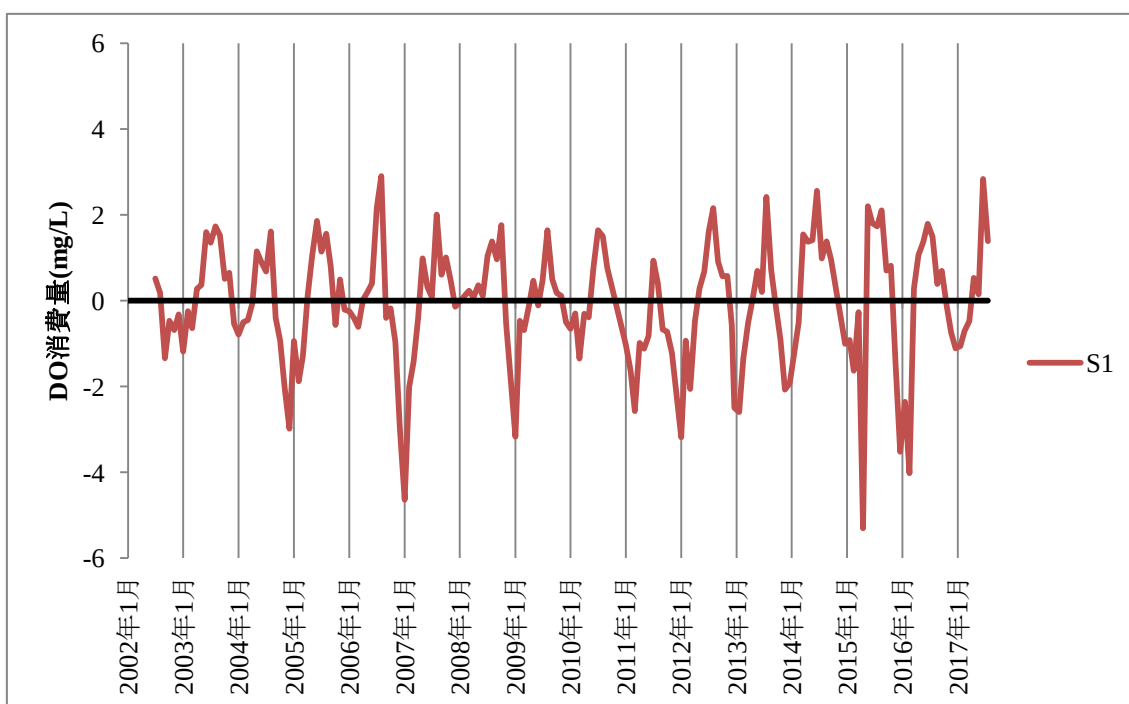


図 5-2(b) S1 地点における酸素消費量の経年変化

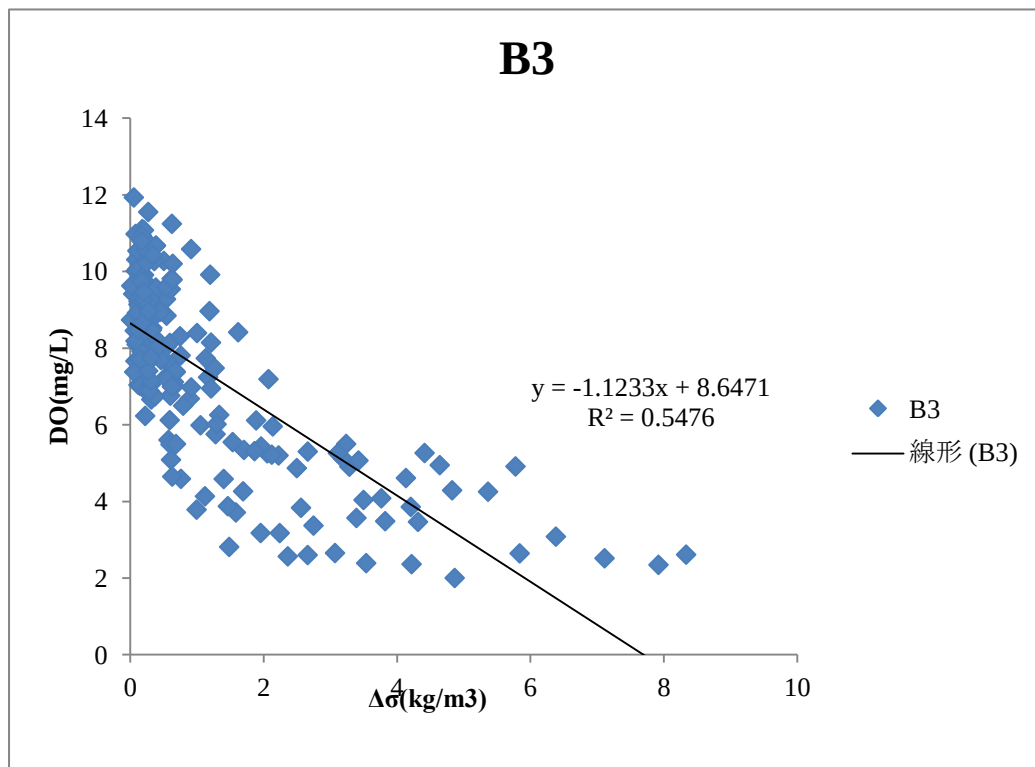


図 5-3(a) B3 地点における DO と密度成層の相関図

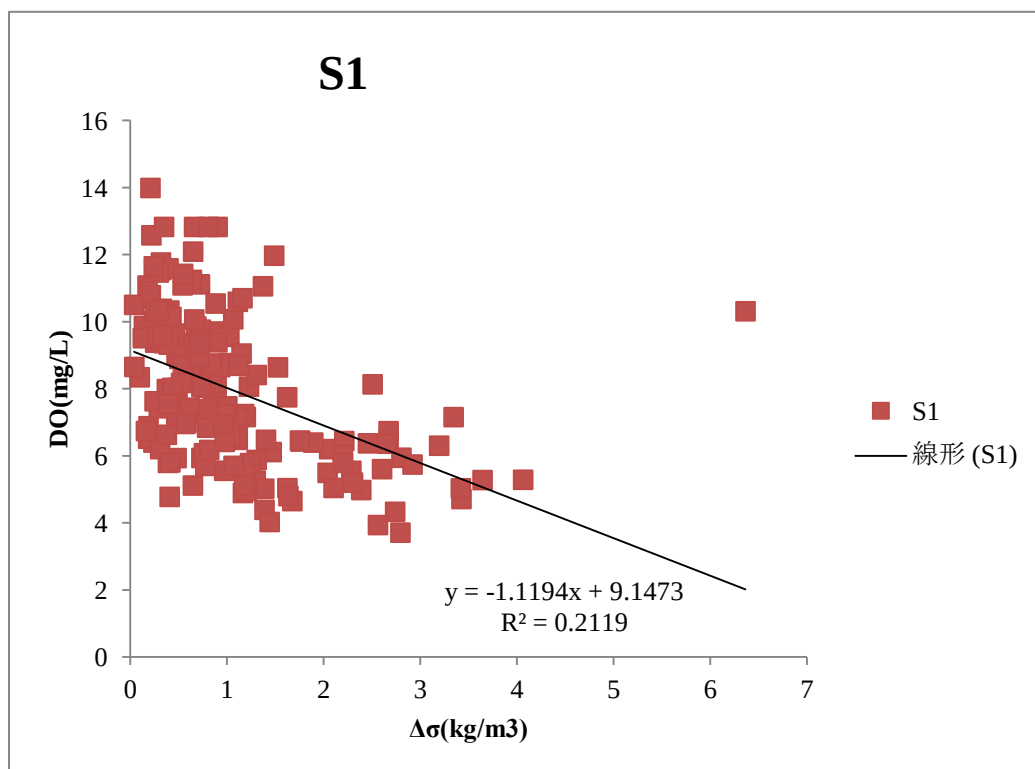


図 5-3(b) S1 地点における DO と密度成層の相関図

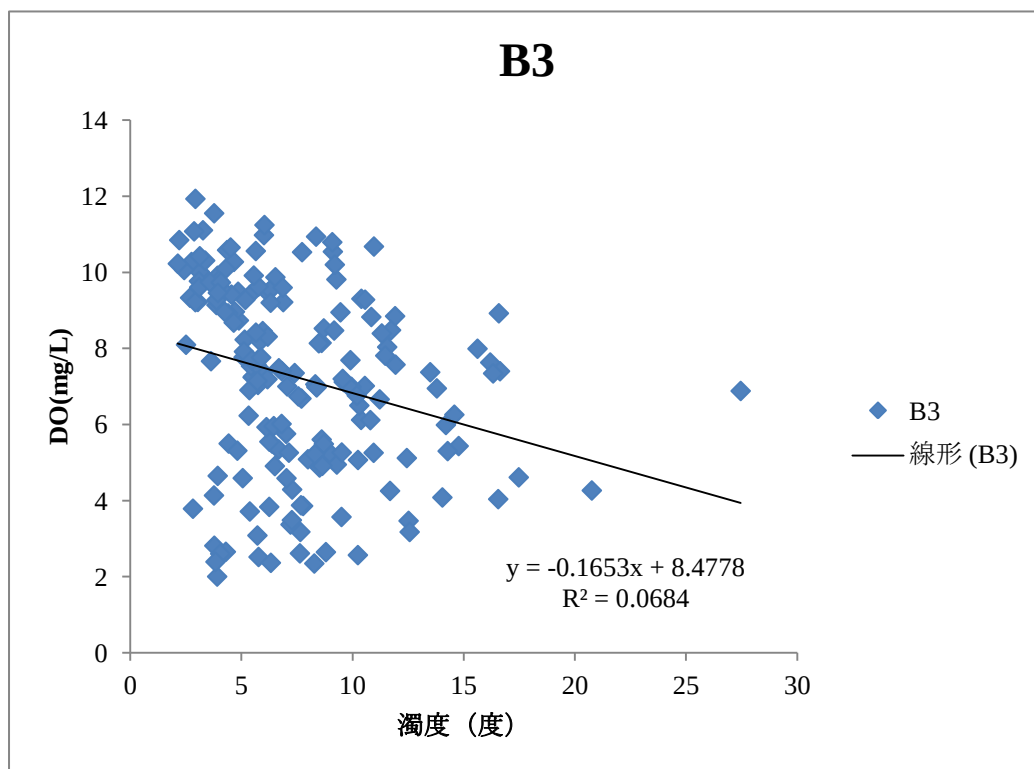


図 5-4(a) B3 地点における DO と濁度の相関図

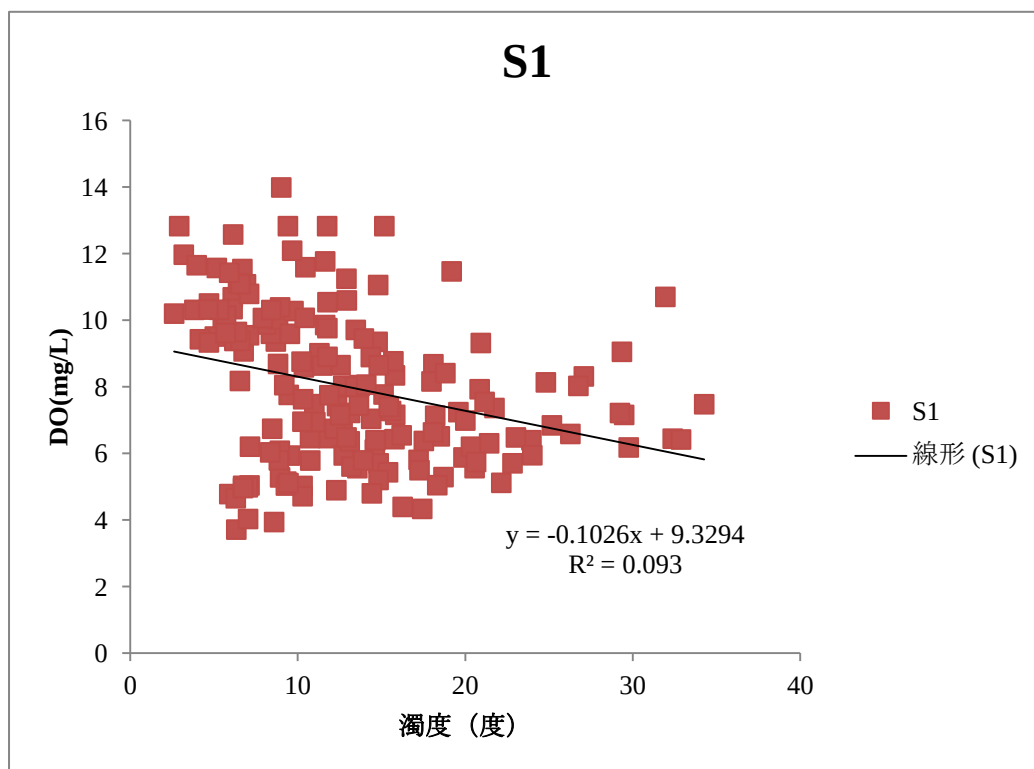


図 5-4(b) S1 地点における DO と濁度の相関図

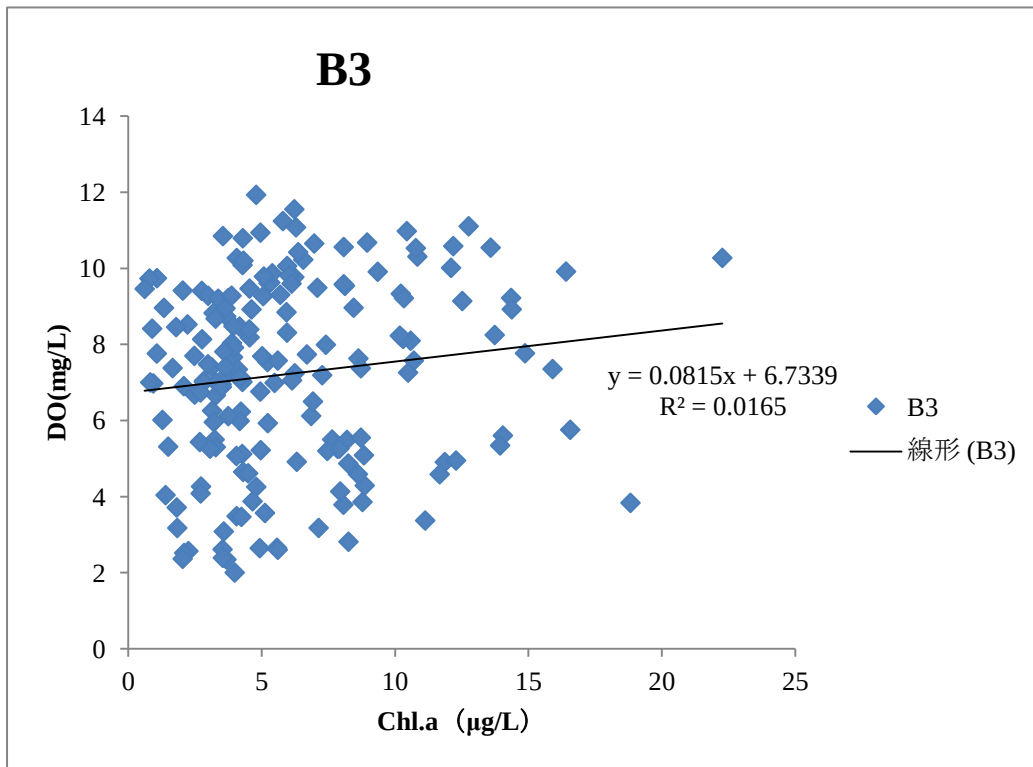


図 5-5(a) B3 地点における DO と Chl.a (底層) の相関図

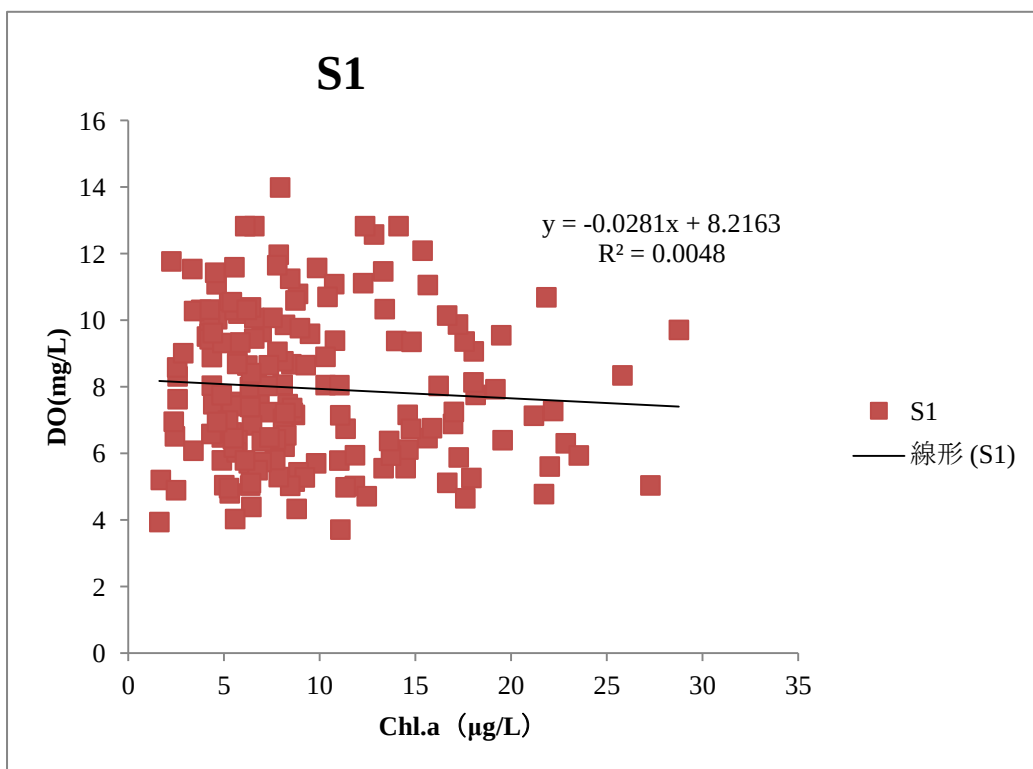


図 5-5(b) S1 地点における DO と Chl.a(底層)の相関図

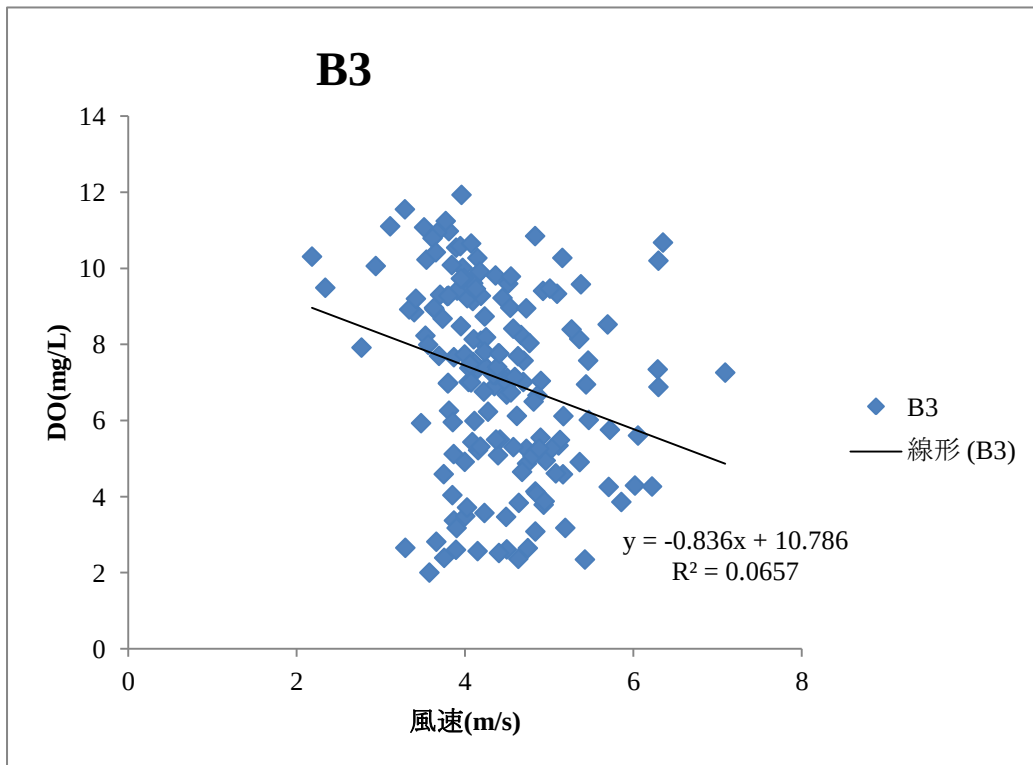


図 5-6(a) B3 地点における DO と風速の相関図

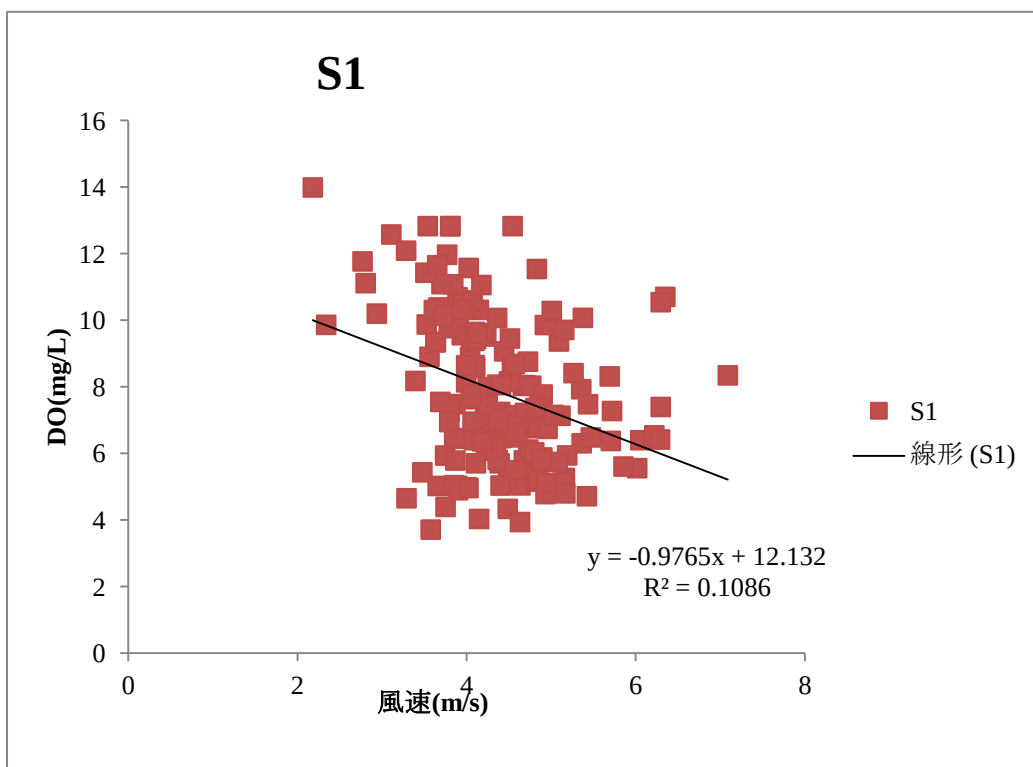


図 5-6(b) S1 地点における DO と風速の相関図

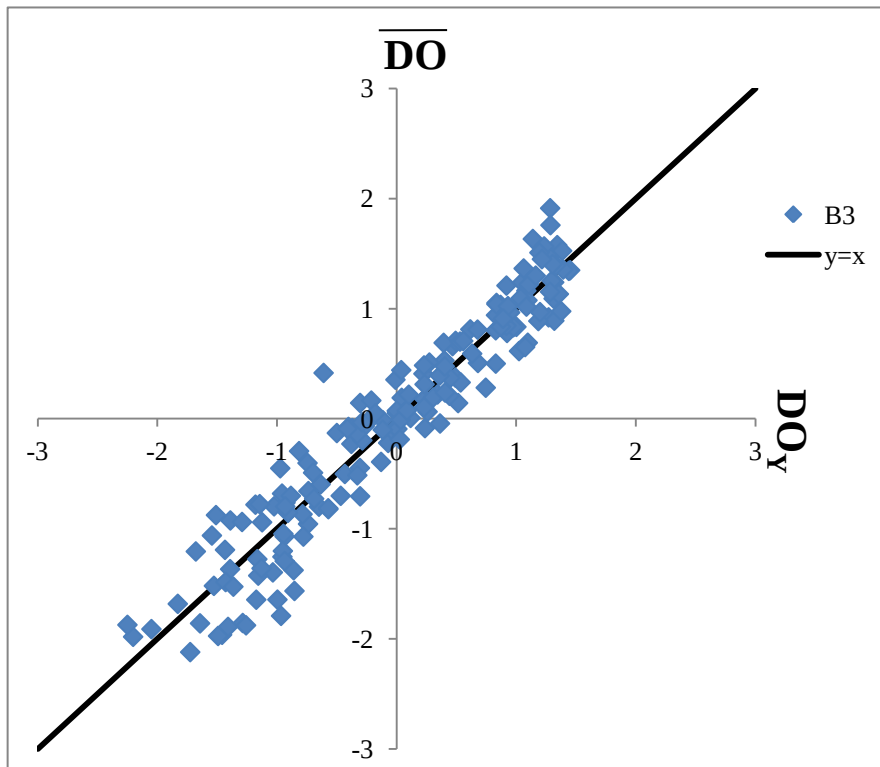


図 5-7(a) B3 地点における DO_Y の再現性

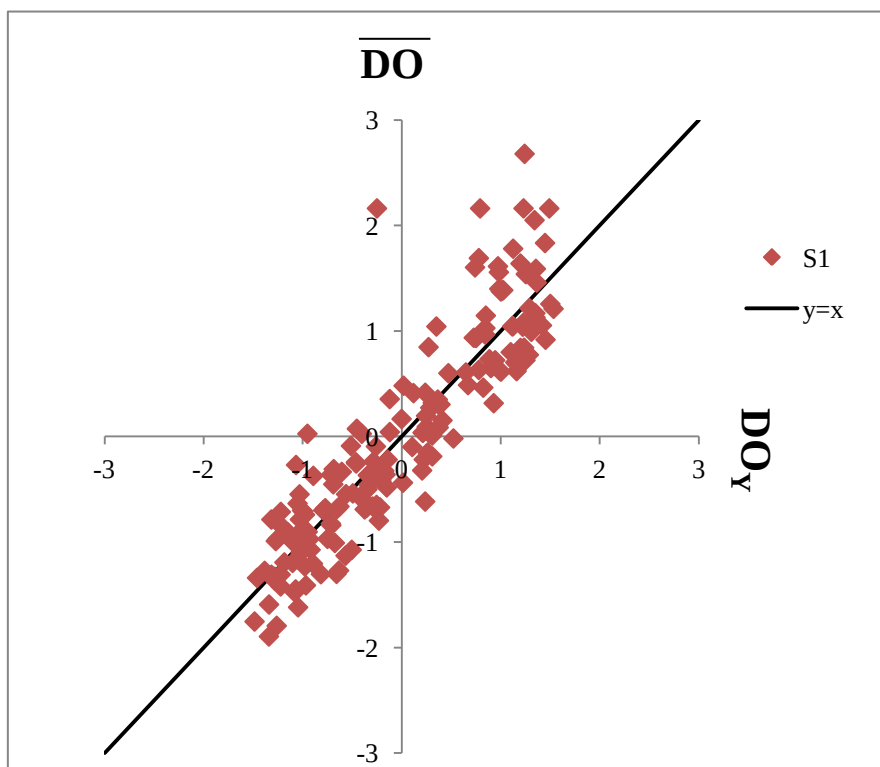


図 5-7(b) S1 地点における DO_Y の再現性

表 5-1 重回帰分析結果

	重相関 R	a[水温]	b[$\Delta\sigma$]	d[Chl.a(d)]
B3	0.957	-0.704	-0.372	0.071
S1	0.900	-0.866	-0.093	0.078

第 6 章 結論

本研究では諫早湾潮受け堤防建設後から現在まで長期間におよぶ Chl.a 濃度と DO 濃度の水質データに注目し、その変動特性と支配因子を解析した。以下に本研究で得られた結果を総括する。まず Chl.a 濃度について述べる。

(1) B3, B4, B6, S1, S6 の 5 地点において潮受け堤防締め切り後の 2002 年から 2004 年までは Chl.a 月平均値が高いのに対し、年々低くなっている傾向が見られた。B5 地点での Chl.a 濃度は 2005 年、2010 年は突発的に高くなっているが他の年は低い値となっている。

(2) Chl.a 月最大値においても年々低くなっている傾向が見られた。2002 年から 2004 年までは年中を通して高くなっているが、その後低下しているのが分かった。

(3) 赤潮発生頻度は年々減少している傾向が見られた。2002 年から 2004 年までの発生回数が多いのに対し、その後は減少傾向にある。しかし夏季と冬季において突発的に赤潮が発生する年が見られた。

(4) 夏季において Chl.a 年平均値と Chl.a 年最大値が年々低下している傾向が見られた。赤潮発生頻度においても年々減少していることが分かった。これは潮受け堤防建設後に諫早湾内の海流が変わり、底泥の有機物や栄養塩が巻きあがることによって植物プランクトンが活発となっていたが、その後年々底泥が落ち着くことで、栄養塩などの巻きあげも少なくなり、植物プランクトンの増殖が少なくなったためだと考えられる。以上のことから夏季における諫早湾の水質環境の改善が見られた。

(5) 冬季において Chl.a 年平均値と Chl.a 年最大値において 2004 年までは全域で Chl.a 濃度が高く、その後は低下傾向が見られた。しかし、S1, S6 地点では近年において Chl.a 濃度が上昇していた。また赤潮発生頻度においても S1, S6 地点のみ近年発生頻度が上がっていた。これはスケルトネマ属という植物プランクトンが大量発生したためである。S1, S6 地点は潮受け堤防付近であるため、調整池からの排水の影響を受け増殖したものと考えられる。

次に底層 DO について得られた結果を述べる。

(6) 底層 DO の平均値経年変化において 2002 年から 2017 年までで夏季に底層 DO 濃度が低くなり、冬季は上昇する傾向はほとんど変化が見られなかった。その中でも B3, B4, B6 地点は夏季の底層 DO 濃度が 4mg/L を下回ることが分かった。

(7) 底層 DO の最小値経年変化において 2002 年から 2017 年までで夏季に DO 濃度が低くなり、冬季は上昇する傾向が見られた。夏季においては 0mg/L 近く

まで低くなる地点もあり，夏季の貧酸素化は非常に深刻なものとなっている。

(8)貧酸素水塊発生頻度において 2002 年から 2017 年までで，夏季に貧酸素水塊発生回数が多くなり，冬季では全く起きていないということが分かった．特に B3, B4 地点では夏季において平均的に回数は多かった。

(9)夏季における底層 DO 濃度平均値は B3, B4, B6 地点においてほとんどの年で 4mg/L 以下となった．S1, S6 は他の地点よりも DO 濃度が高かった．底層 DO 濃度最小値では S1, S6 地点が他の場所より低い値となった．これは他の場所より水深が浅いため，鉛直混合が起こることで底層に酸素供給が行われ，DO 濃度が上がりやすいために DO 濃度平均値が高いのだと思われる．一方，表層からの酸素供給がなくなると DO 濃度が下がりやすいため最小値では他の場所より低くなっている。

(10)夏季における底層 DO 濃度最小値において B5, B6 地点が他の場所より高い値となっていた．この変動要因は密度成層の形成による酸素供給量が低下したためだと考えられる．また水温は夏季においてあまり変化しないため，DO 濃度最小値に対する影響は見られなかった。

(11)夏季における貧酸素水塊発生頻度は B3, B4, B6 地点で発生回数が多く，S1, S6, B5 地点では発生回数は少なかった．このことから湾奥部よりも，湾央部，湾口部のほうが貧酸素水塊の発生頻度が高くなることが分かった。

(12)底層 DO の支配因子と思われる水質特性量の相関関係を調べた．水温は相関関係が強く，次に密度成層に相関があった．濁度，Chl.a(底層)，風速には相関が見られなかった。

(13)重回帰分析を行うことで，底層 DO の支配因子を解析した．その結果，B3, S1 地点において水温が最も支配的であることが分かった．次に密度成層だが，S1 地点は B3 地点に比べて，影響が少ないことが分かった．これは S1 地点が B3 地点よりも水深が浅いためである．他の因子は底層 DO にほとんど影響を与えないことが分かった。

以上の結果から諫早湾潮受け堤防締め切り後の諫早湾の水質特性を解析する事が出来た．潮受け堤防建設以前とはデータがないため比べることが出来ない．しかし現状として赤潮に関しては建設後と比べると改善されていることが分かった．しかし貧酸素水塊は変わらず発生し続けている．これらの結果を考慮すると，潮受け堤防を設けた今の状態で貧酸素水塊や冬季赤潮への対策を考えることが得策だと思われる．

参考文献

- 1) Deanna, L., Dana, R., Heather, E. and Wendy, L.: Time-series observations during the low sub-surface oxygen events in Narragansett Bay during summer 2001, *Marine Chemistry*, Vol.97, pp.90-103, 2005.
- 2) Karageorgis, A. P., Nikolaidis, N. P., Karamanos, H. and Skoulikidis, N.: Water and sediment quality assessment of the Axios River and its coastal environment, *Continental Shelf Research*, Vol.23, pp.1929-1944, 2003.
- 3) 佐藤正典, 2000: 有明海の生きものたち, 海游舎 pp10-35, 320-337
- 4) 佐々木克之, 2005: 有明海の生態系再生をめざして, 日本海洋学会 pp69-94
- 5) 岡市友利, 1997: 赤潮の科学, 恒星社厚生閣, pp101-213
- 6) 堤裕昭, 岡村絵美子, 小川満代, 高橋徹, 山口一岩, 門谷茂, 小橋乃子, 安達貴浩, 小松利光, 2003: における近年の貧酸素水塊および赤潮発生と海洋構造の関係, 海の研究, Vol.12, No.3, pp.291-305
- 7) 中山哲厳, 佐伯信哉, 時吉学, 木元克則, 2003: 有明海北西部で発生する貧酸素水塊に着目した現地調査, 海岸工学論文集, 第 50 番, 土木学会, pp976-980
- 8) 鯉渕幸生, 佐々木淳, 有田正光, 磯部雅彦, 2003: 有明海における水質変動の支配要因, 海岸工学論文集, 第 50 番, 土木学会, pp971-975
- 9) 深山顕寛, 磯部雅彦, 鯉渕幸生, 2005: 有明海奥部における貧酸素水塊の動態に関する現地観測, 海岸工学論文集, 第 52 卷, pp.951-955, 2005.
- 10) 山口創一, 経塚雄策, 2006: 諫早湾における貧酸素水塊の形成機構, 海の研究 Vol.15(1), pp37-51
- 11) 三品裕史, 中田英昭, 平野慶二, 高橋鉄哉, 2008: 諫早湾における底層貧酸素水塊の変動特性: 特に風の影響について, 熊本, 佐賀, 長崎 三大学合同第 5 回みらい有明・不知火シンポジウム要旨集, pp31-34
- 12) 李洪源, 樋口秀太郎, 松永信博, 2009: 南風により諫早湾南岸で発生した低酸素水塊の湧昇, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol.B2-65, No.1, pp406-410
- 13) 多田彰秀, 中村康裕, 阿部和也, 田井明, 鈴木誠二, 中村武弘, 2010: 淡水流入が諫早湾の水質動態に及ぼす影響について, 土木学会論文集 B2(海岸工学), Vol.66, No.1, pp366-370
- 14) 李洪源, 松下康平, 神崎真人, 杉原裕司, 松永信博, 2016: 諫早湾内における大規模赤潮の形成プロセス, 土木学科論文集 B2(海岸工学), Vol.72, No.2, I_1234-I_1248

- 15)本城凡夫, 1980:赤潮—発生機構と対策, 日本水産学会偏, 恒星社厚生閣, pp25-35
- 16)中嶋雅孝, 横山佳裕, 内田唯史, 中野拓治, 中西弘, 2005:有明海における冬季のノリ及び赤潮プランクトンの増殖特性, 水環境学会誌, Journal of Japan Society on Water Environment Vol.28, No.5, pp339-345
- 17)吉田陽一, 山本圭吾, 中嶋昌紀, 辻野耕実, 小玉一哉, 酒井康彦, 2002:大阪湾北東域における *Skeletonema costatum* の高密度発生と水質, 気象要因との関係, Nippon Suisan Gakkaishi 66(2), p200-206
- 18)吉野健児, 片野俊也, 藤井直紀, 郡山益実, 木村圭, 濱田孝治, 2014:有明海奥部および諫早湾生態系モニタリング, 平成 26 年度 ハブ型ネットワークによる有明海地域共同観測プロジェクト報告書, pp15-20
- 19) 木村圭, 吉野健児, 藤井直紀, 片野俊也, 2015:有明海奥部・諫早湾の植物プランクトンモニタリング, 平成 27 年度 ハブ型ネットワークによる有明海地域共同観測プロジェクト報告書, pp31-38
- 20)石村貞夫・石村光資郎, 2007:入門はじめての多変量解析, 東京図書株式会社, pp34-83
- 21)涌井良幸, 涌井貞美, 2011:多変量解析がわかる, 株式会社技術評論社, p40-71
- 22)JFE アドバンテック株式会社 海洋・河川事業部, 2012:溶存酸素計算式
- 23)JAMBIO 沿岸生物データベース, *Skeletonema costatum*, <https://www.shimoda.tsukuba.ac.jp/~marinelife-db/?marinelifedata=skeletonema-costatum>
- 24) 有明海貧酸素水塊広域連続観測(諫早湾):有明海貧酸素水塊広域連続観測(諫早湾)の観測方法, <http://isahayawan.jp/kansoku.htm>
- 25)宮原淳也, 2011:諫早湾における低酸素水塊の特性, 九州大学大学院総合理工学府大気海洋環境システム学専攻, 修士論文
- 26)財前亜美, 2013:諫早湾における潮受け堤防建設後の赤潮と底層 DO に関する研究, 九州大学大学院総合理工学府大気海洋環境システム学専攻, 修士論文
- 27)上枝健人, 2017:諫早湾における底泥環境変化, 九州大学大学院総合理工学府大気海洋環境システム学専攻, 修士論文

謝辞

本研究は九州大学大学院総合理工学研究院環境理工学部門 松永信博教授のご指導の下で行われました。物分かりの悪い私に対して何度も丁寧に教えて下さったため、なんとか私もここまで修士論文を書き終えることが出来ました。ここに深く感謝の意を表します。また松永教授には本研究の指導だけでなく、研究者としての物の見方、考え方を教えて下さり、必ずこれからの生活に役立てたいと思います。

九州大学大学院総合理工学研究院 IFC 部 Eljamal Osama 准教授には貴重なご助言など様々なサポートをしていただきました。心より感謝いたします。

環境流体科学研究室の有墨康子秘書には研究室での生活やゼミが円滑に進むように様々なサポートをしていただきました。心より感謝いたします。

環境流体科学研究室の久田由紀子研究員には研究室でのパソコンなどの通信機器において様々なサポートをしていただき、心より感謝いたします。

共に研究に打ち込んだ修士課程2年の新宅祐貴氏、平川裕基氏、高見誠也氏、王宇坤氏には研究において様々な協力や議論をいただき、心より感謝いたします。

環境科学研究室の留学生方には学生生活を送る上でサポートなどをして頂きました。心より感謝いたします。

最後に学生生活とこれまで育ててくれた家族と支えてくれた彼女に心より感謝いたします。