

北太平洋西部熱帯域における水温と流速の経年変動

青島 隆, 吉村 浩, 兼原 壽生, 森井 康宏, 山脇 信博, 村尾 彰,
筒井 博信, 木下 宰, 神尾光一郎^{*1}, 松野 健^{*2}Interannual Variation of the Water Temperature and Current Velocity
in the Western Equatorial Region of the North PacificTakashi AOSHIMA, Hiroshi YOSHIMURA, Hisao KANEHARA, Yasuhiro MORII,
Nobuhiro YAMAWAKI, Akira MURAO, Hironobu TSUTSUI, Tsukasa KINOSHITA,
Kouichiro KAMIO^{*1} and Takeshi MATSUNO^{*2}

Oceanic current in the western region of the north equatorial Pacific was measured using ADCP and casting of XBT and CTD were also repeatedly carried out from 1991 to 2000. The geostrophic current velocity values, which were computed using XBT and CTD data with the depth of 480m used as a reference, were consistent with ADCP measured current velocities over a wide area, hence supporting the validity of the geostrophic current calculation with the reference depth of 480m. Data also showed strong eastward currents near 4°N and relatively weak westward currents near 10°N, these corresponding to the Equatorial Countercurrents and the North Equatorial Currents, respectively. Both ADCP-measurements and the geostrophic current velocities showed significant interannual variation of the Equatorial Countercurrents, which corresponds to the large variation in the main thermocline on the meridian lines. A correlation was observed between these variations and the Southern Oscillation Index, indicating that the interannual variation of the Equatorial Countercurrents was related to the El Niño/Southern Oscillation.

Key Words: XBT, ADCP, 地衡流速 Geostrophic velocity, エルニーニョ El Niño,
ラニーニャ La Niña

1. はじめに

エルニーニョ・ラニーニャ現象とは、ペルー沖合の湧昇流による冷水塊と太平洋西部熱帯域にある暖水塊の均衡に変化が生じ、この暖水塊が東あるいは西に移動する現象である。この現象は海表面的な変化にとどまらず、海流や下層の水温さらには気象にも変化が生じる。例えばエルニーニョ期には日本において冷夏で多雨の傾向が強まり、インドやインドネシア付近、オーストラリアなどの広い範囲で少雨傾向が生じる。このようにエルニーニョ・ラニーニャ現象は局地的に影響を与えるだけでなく、太平洋の赤道海域全体に及ぶ大規模な現象である。

太平洋東部赤道海域はこのエルニーニョ・ラニーニャ現象を観測するため特に重要な海域であるが、これらの現象は赤道海域全域に影響がおよぶため、西部赤道海域の観測もまたその全体像を明らかにする上で重要である。この広大な海域の気温や水温を観測するため、近年TAO (Tropical Atmosphere Ocean) ブイが赤道海域に設置され、複数地点での同時観測

が常時行われている。しかし、このブイの設置間隔は広く、赤道を中心に南北には約222から333km間隔で3から10機設置され、東西には西経95度から東経137度までの間で、約1000から1666kmの設置間隔になっている。この設置間隔は例えば赤道反流の幅、約200から450kmと比べても広く、詳細な解析には不十分であると考えられる。

一方、この設置間隔を補う鉛直方向の水温観測装置として、XBT (Expendable Bathythermograph: 投下式水温深度計) の有効利用が考えられる。このXBTはその名の通り、使い捨ての水温深度計であり、センサー部 (以下プローブという) が着水後、一定速度で降下するように設計されているため、表層から連続的に鉛直方向の水温を測定できる観測機器である。このプローブは近年価格が比較的安価となり、ボランティア船による観測が数多く行われている。これらの水温観測はTAOブイによる同時観測と比べて、観測地点の間隔を密にすることは可能であるが、各船舶の運航に合わせて観測が実施されるため、同時観測にはなっていない。この観測結果はBathy報 (WMO国際気象通報式の表層水温通報式)

*1 株式会社 東京久栄

*2 九州大学応用力学研究所

等の海洋環境データ通報により, 国際的な水温観測資料として有効利用されている。

さらに, 海水の移動を観測する装置として, 船舶の船底に設置されている船速や潮流等を測定するADCP (Acoustic Doppler Current Profiler: 音響ドップラー流速計) がある。このADCPは任意の深度における流向流速を測定できる, 音波のドップラー効果を利用した観測装置であり, 各船舶の航路に沿って海水の移動を観測できるため, これらの船舶による観測は係留ブイによる観測の隙間を埋めるデータとして重要である。

そこで, 本研究では長崎大学練習船鶴洋丸の航行海域において, XBTやADCPを用いた同時観測が, エルニーニョやラニーニャといった大規模な現象をどのように把握できるかを明らかにするとともに, 船舶による海水温の詳細な観測が定点観測をどのように補完できるか調べ, 船舶による観測の有効利用について, その可能性を検討した。

2. 観測資料

赤道海域における流速と水温の観測は, Table 1 に示すように, 1991年から2000年の10年間に長崎大学練習船鶴洋丸を用いて, 夏季と秋季の年2回行った。表に示すように, 夏季の観測は7月に行い, 秋季の観測は主に10月末から11月初めに行った。なお, 1999年の夏季には荒天のため, 観測ができなかった。また, 1994年と1995年の秋季の観測は通常と異なり12月に行った。したがって, 秋季の観測は期間が若干異なるが, 合計19回の観測資料を解析に用いた。

Table 1. Observation period, Line, and Items

Observation period	Line	Items
Jul. 8th-11th, 1991	A	XBT, CTD, ADCP
Oct. 29th-Nov. 1st, 1991	A	XBT, CTD, ADCP
Jul. 10th, 15th-17th, 1992	A	XBT, ADCP
Oct. 28th-31st, Nov. 2nd-3rd, 1992	A	XBT, ADCP
Jul. 14th-17th, 1993	A	XBT, ADCP
Oct. 30th-Nov. 1st, 1993	A	XBT, ADCP
Jul. 17th-20th, 1994	C	XBT, ADCP
Dec. 9th-12th, 1994	A	XBT, ADCP
Jul. 21st-25th, 1995	C	XBT, ADCP
Dec. 10th-13th, 1995	A	XBT, ADCP
Jul. 20th-22nd, 1996	B	XBT, ADCP
Oct. 28th-31st, 1996	A	XBT, ADCP
Jul. 21st-23rd, 1997	A	XBT, ADCP
Oct. 28th-31st, 1997	A	XBT, ADCP
Jul. 21st-23rd, 1998	A	XBT, ADCP
Oct. 28th-31st, 1998	A	XBT, ADCP
Oct. 28th-31st, 1999	A	XBT, ADCP
Jul. 23rd-24th, 2000	A	XBT, ADCP
Oct. 28th-31st, 2000	A	XBT, ADCP

観測地点の概略をFig. 1 に示す。図に示すように東経141度に沿って, 赤道から北緯15度の間にXBTとCTD (conductivity-temperature-depth profiler) を用いた一定間隔の測点を設定し, 観測を行った。ここで, +印はXBTを用いた水温の測点を示し, 測線はADCPによる流速を観測した区域を示した。また, ○印は1991年に行ったCTDによる測点を重ねて表示した。XBTは鶴見精機製 T-6 型プローブ, CTD

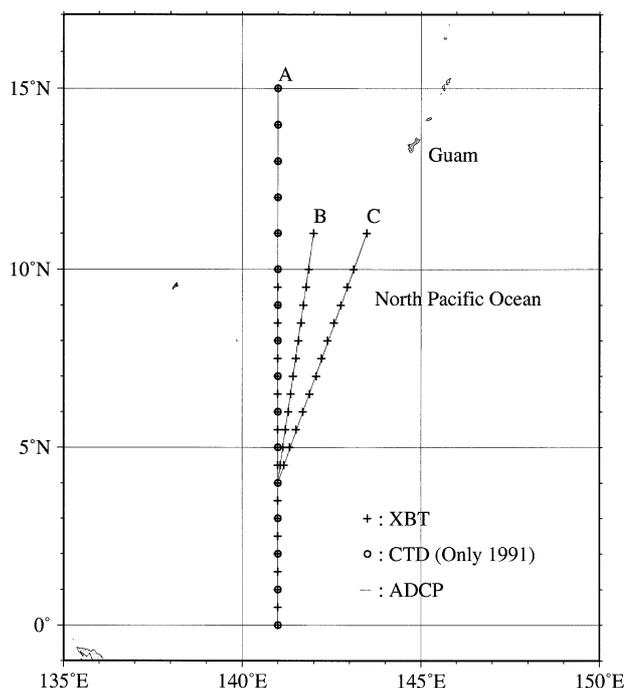


Fig. 1 ADCP transects and casting sites for XBT and CTD

はNeil Brown製 Mark B, ADCPは古野電気製CI-30を使用した。

ADCPによる流向流速観測において, 観測海域は深度が深く, 絶対流向流速を求めるのが困難なため, 対水モードで相対流向流速を観測した。そのため, 操船はできる限り測線を航行するように行った。観測した深度は年度によって異なるが各年度とも3層であり, 1991年7月から1994年7月は30m, 90m, 120m層, 1994年12月は30m, 90m, 150m層, 1995年7月から2000年10月は20m, 70m, 120m層を観測した。

各層の観測値は計測器内で計算された5分間の平均値を各層の流向流速値とした。なお, 1994, 1995, 1996年の7月の観測においては, 航海上の理由から斜行したため, 図に示すように, 最大2度経度が異なった。

3. 解析方法

XBTを用いた水温観測に関しては, 着水後からの経過時間 t と深度 Z との関係式が複数提案されているが, 本研究では $Z = 6.691t - 2.25 * 10^{-3}t^{2.13}$ にて換算し, 1m間隔の水温値として使用した。また表面水温は着水直後, センサーと水温の差があると正確な値を示さないことが多いため, 観測時に採取した表面海水の水温値を用いた。なお, CTDを用いた水温の観測値も同様に, 1m間隔の水温値を解析に使用した。

ADCPのデータは対水モードの値を実際の流向流速に変換するために, まず変換するデータの直前直後にある位置データから実航針路と実航速力を計算した。その値と解析するデータ内の船首方向およびADCPの対水速力との差を求めて表層の流れとした。この表層の流れを対水モードの基準値とし, 各層の流向流速を計算した。

前述の5分毎のADCPのデータから、標準偏差の3倍を超える値は異常値として除去した。さらにこのデータを30分間の移動平均によって平滑化し、解析に使用した。ADCP観測を行った海域は深度が深く、潮流成分は微小であることから、潮流成分の除去は行わなかった。

次に、ADCPによって観測された流速と地衡流速を比較するため、地衡流計算を行った。海水の密度計算には水温の他に塩分の観測値が必要であり、本研究では地衡流を計算するため、World Ocean Atlas 94⁹⁾の気候値を用いた。東経141度線上で北緯0度から15度まで1度ごとの16地点に関して、

深度方向に0mから10mごとに500mまでの水温と塩分の値を用い、XBTで得られた水温の観測値に対応した値に修正し使用した。なお、地衡流計算の基準になる無流面に関しては、XBTの最深観測深度である深度480m層を無流面と仮定した。

4. 結果および考察

XBTによる観測値から得られた水温分布をFig. 2に示す。図において、1991年の破線はCTDによる観測値を用いた点であり、空白箇所は欠測値を示す。各観測時とも、数10mか

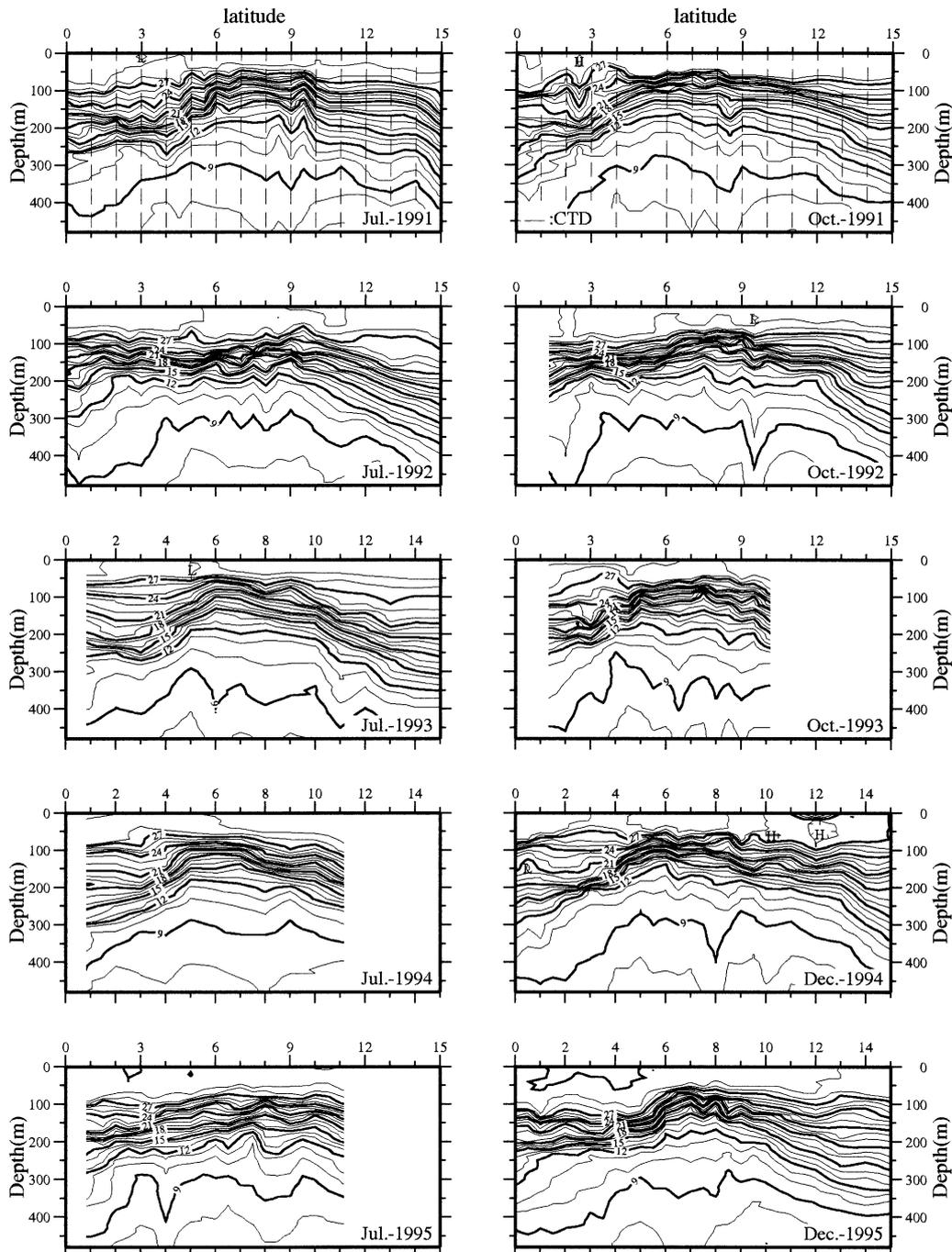


Fig. 2 Latitude-depth plots of temperature

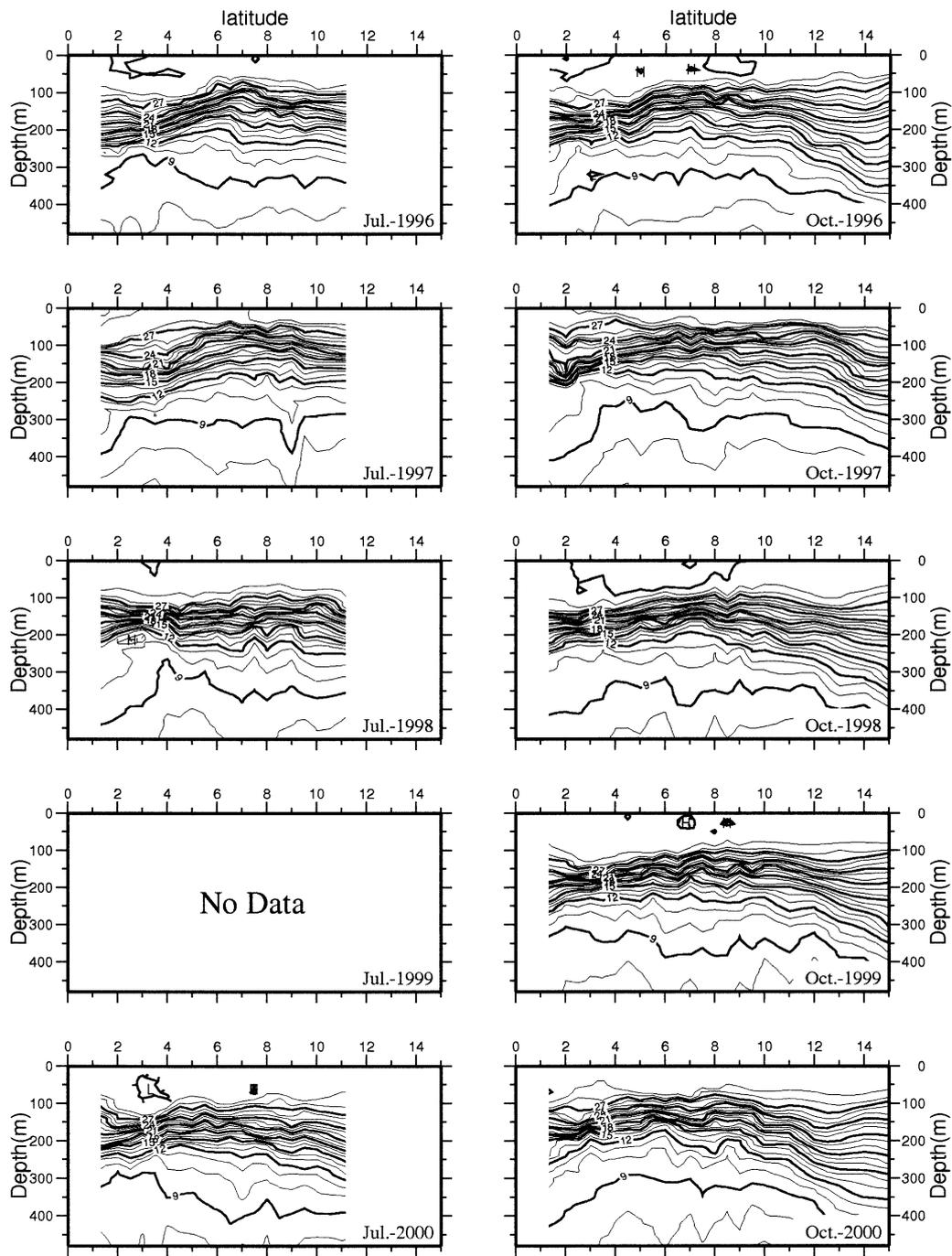


Fig. 2 (continued)

ら200m付近にかけて顕著な水温躍層が認められる。特に北緯10度付近より低緯度での躍層は顕著であり、10度以北では徐々に躍層が幅広くなっている。10度以北において、躍層の幅が広がり、等温線が徐々に深くなっていることに基づき、地衡流バランスを考慮すると、西向きに北赤道海流の存在が示唆される。また、10度以南で顕著な躍層は北緯7度付近で最も浅くなる傾向を示し、それより低緯度では徐々に深くなっていることが多く、北緯6度から3度にかけて等温線の南北勾配が急になっていることから判断すると、東向きの赤道反流の存在が示唆される。

ADCPで観測した流速の東西方向成分と計算した地衡流速との比較をFig. 3に示す。図において、+は東向き、-は西向きの流れを示し、太線は前述のように求めた地衡流速であり、細線はADCPで観測した流速の東西方向成分のみを表示した。図に示すように、両者はよく一致している。特に北緯6度以南の赤道反流に関しては、数例を除いて、最大流速が生じる緯度と流速値について、観測値と計算値は非常に一致している。両者に不一致が認められる場合の要因として、XBTによる水温の観測値に本来の地衡流バランスとは異なる短い時間スケールの変動が含まれていた可能性が考えられ

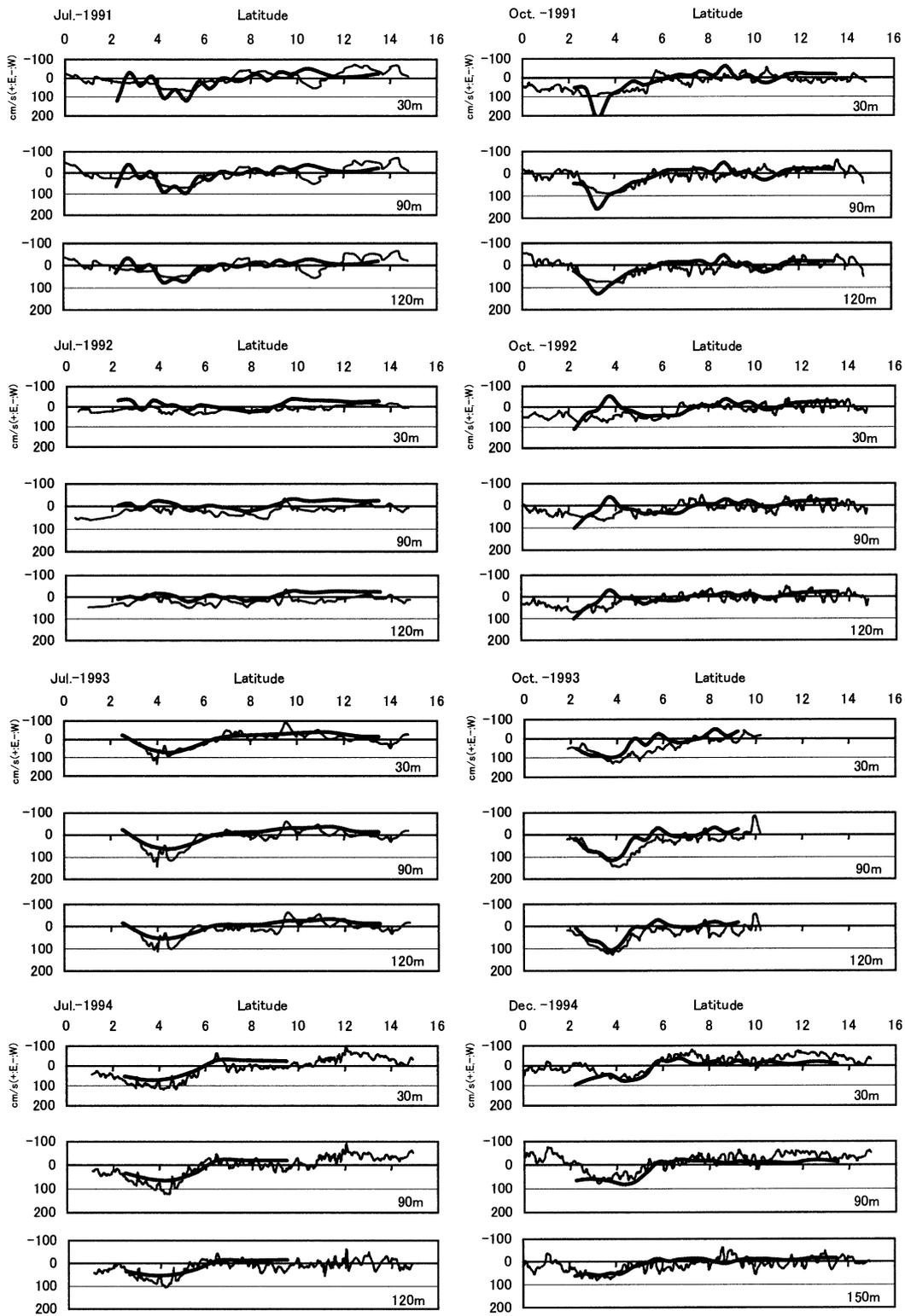


Fig. 3 Transversal component of ADCP velocity (Thin line) and geostrophic velocity (Bold line)

る。また、赤道に近い緯度附近では、わずかな測定誤差であっても地衡流速の推定値に大きな影響を与えるため、両者にずれが生じる原因になっている場合も考えられる。

また、数例を除いて、北緯6度から2度付近では顕著な東向きの流れが認められ、1 m/sを超える流れが生じていた。

この流れはXBTによる水温分布でも示唆された赤道逆流を示している。最大流速が生じる緯度は北緯3度か4度付近であり、顕著な東向きの流れを示す幅は300km程度である。3層の観測層を比較すると、観測を行った範囲では各層の流れに明瞭な相異は認められない。ただし、1995年12月から1997

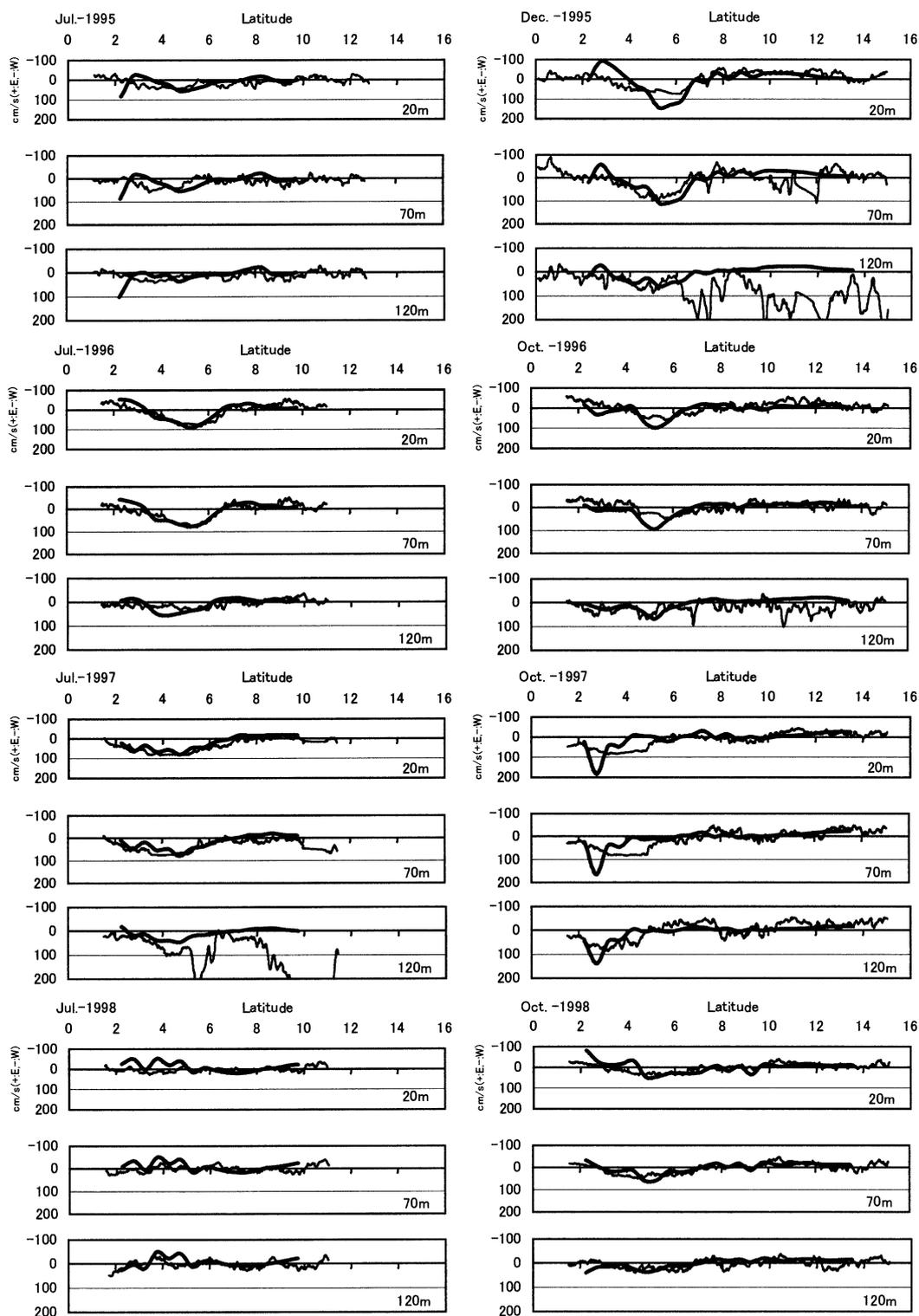


Fig. 3 (continued)

年7月までの観測に関しては、ADCPの測定器劣化により第3層の観測値が不良になっている。図に示すように、赤道反流の存在が比較的明瞭であるのに対し、北緯10度以北の北赤道海流に関しては、大部分が西向きの流れを示しているが、その存在は明瞭な場合と、あまり明瞭でない場合が生じている。次に、これらの観測結果とエルニーニョやラニーニャ現象

との関係を明らかにするため、これらの現象と南方振動指数 (Southern Oscillation Index, 以下SOIと記す) が密接に関係していることが知られていることを用いて詳細に調べた。本研究の観測期間が含まれる1990年から2001年について、気象庁のホームページにおいて公開されているSOIをFig. 4に示し、これを用いて観測結果と比較検討した。

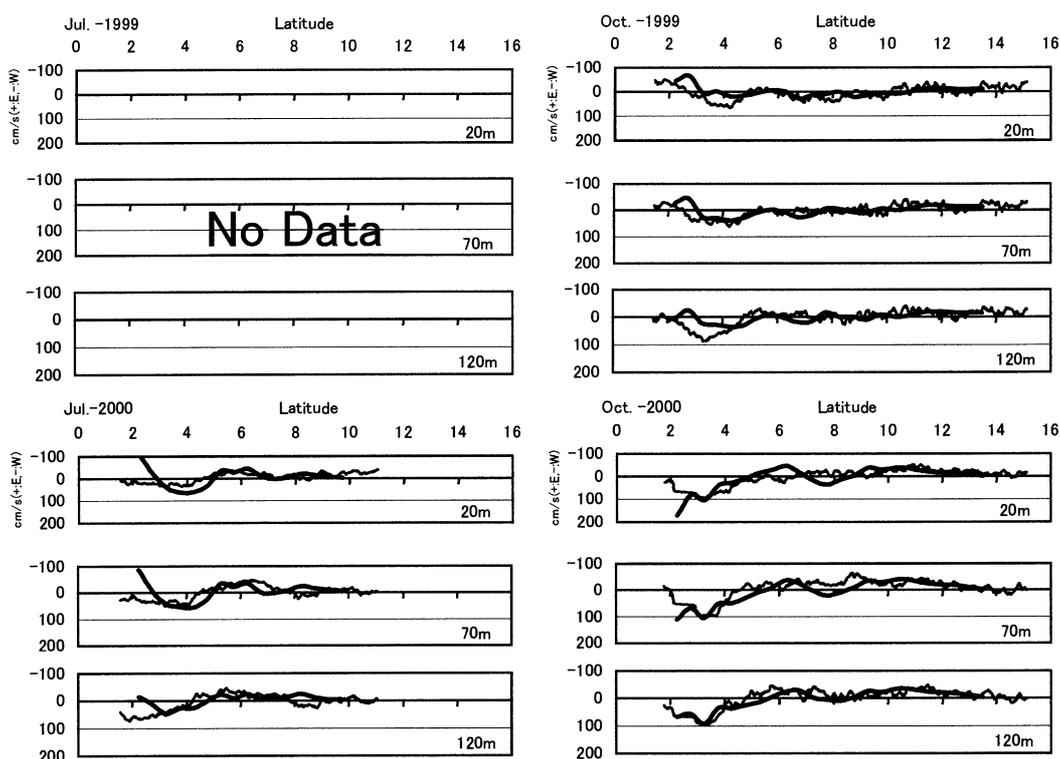


Fig. 3 (continued)

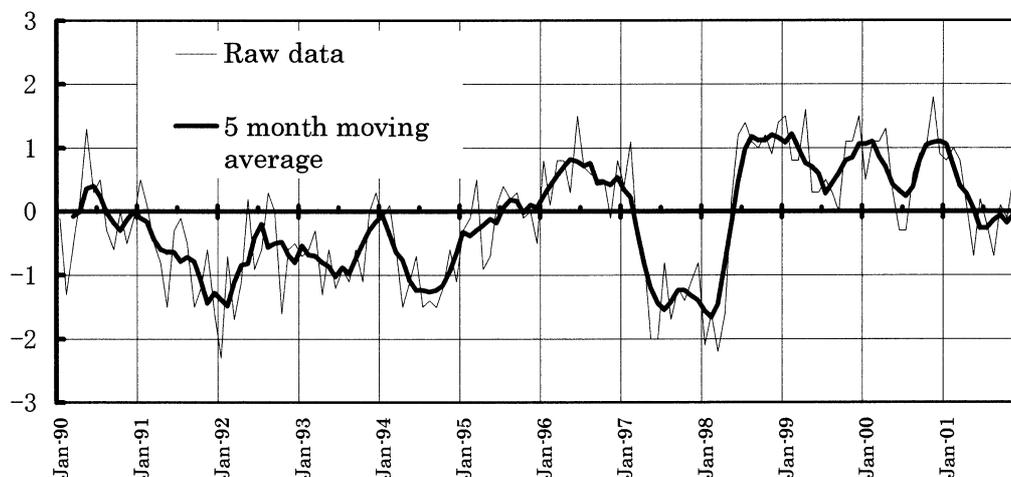


Fig. 4 Southern Oscillation Index

最初に、14 等温線の深度変化が水温躍層の深度変化を象徴している⁵⁾ ことに基づき、エルニーニョおよびラニーニャ期における水温躍層の深さの違いを調べた。XBTの観測値からSOIが - 1より小さいか1より大きくなる時期、つまりエルニーニョ期である1991年10月、1994年7月、1997年7月と10月の4観測期間、ラニーニャ期である1998年7月と10月、1999年10月、2000年10月の4観測期間における14 の深度値を抽出し、得られた深度の水平分布を各々Fig. 5とFig. 6に示した。両図を比較すると、特に北緯5度から8度付近では14 等温線の深度が異なり、エルニーニョ期ではその深度が150m付近まで上昇し、ラニーニャ期では200m付近まで下降

している。また、エルニーニョ期とラニーニャ期では、緯度によって14 等温線の深度が異なることを示唆するものであり、1997年10月を除き、エルニーニョ期には北緯3度付近と6度付近とは深度が50m以上異なっているのに対し、ラニーニャ期には深度の相違はほとんど認められない。

このような深度の相違は流速分布に反映されているはずであり、Fig. 3に示したADCPの流速分布を詳細に調べると、エルニーニョ期の1991年10月、1994年7月、1997年7月と10月において、北緯4度付近をピークに、顕著な東向きの流れが明瞭に認められる。一方、ラニーニャ期の1998年7月と10月において、赤道反流の流速が表層で特に小さくなる傾向が

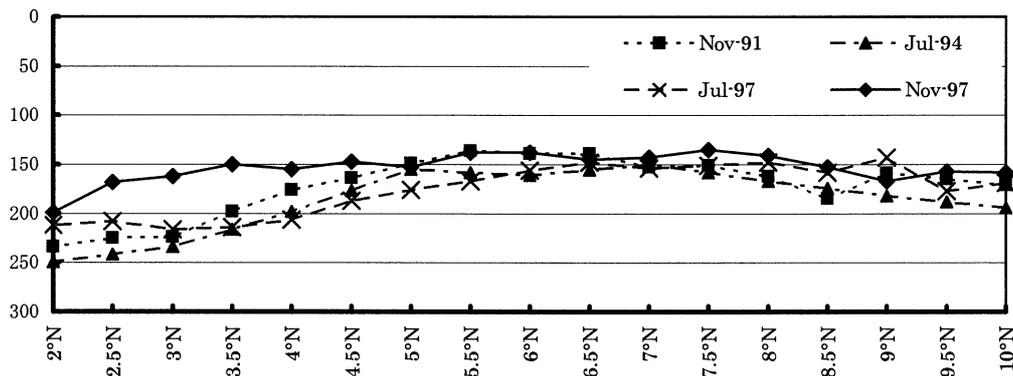


Fig. 5 14 isotherm depth during El Niño

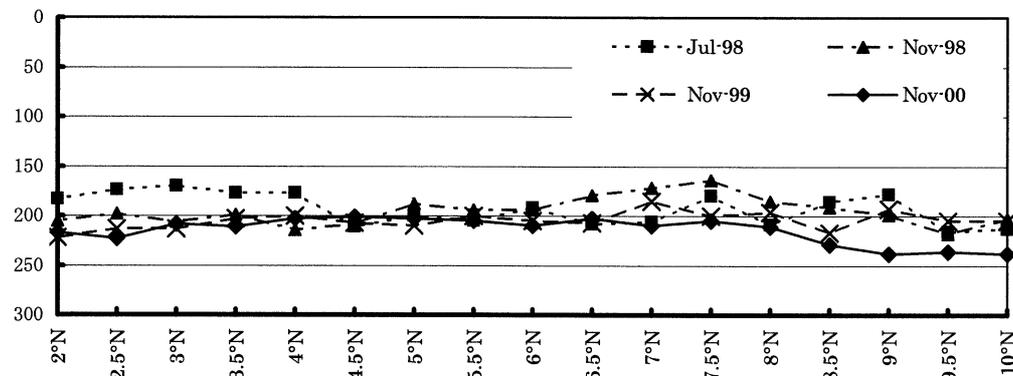


Fig. 6 14 isotherm depth during La Niña

認められ、ピークも不明瞭になっている。ラニーニャ期におけるこの現象は、貿易風が強まる^{6,7)}ことで西向きの流れが強まり、その結果、赤道反流の流速が減少したためと考えられる。

5. おわりに

本研究では、XBTによる鉛直方向の水温観測により、エルニーニョやラニーニャ現象を、表面水温の変化だけでなく、指標となる等温線の深度変化からも確認することが出来た。また、ADCPによって得られた3層の流速分布により、エルニーニョ期とラニーニャ期では、低緯度の流れの構造に相違があることを示した。さらに、気候値から得られた塩分とXBTによる水温値から地衡流を推定し、ADCPによる流速分布と比較した。その結果、数例を除いて両者は大部分が一致し、詳細な流向流速の解析は困難であるとしても、XBTによる観測だけであっても、流れの東西成分に関する変化については、その特徴を把握できることが確認できた。

このことは、ボランティア船によるXBT観測の重要性を示すものであり、不定期なXBT観測であっても、観測が繰り返し行われるため、水温や流れの構造変化が明らかになると考えられる。さらに広い間隔で設置された係留ブイによる観測では得られない詳細な水温分布が得られるため、局地的な水塊の移動を明らかにする上で、XBT観測が定点観測を補完する重要な観測値になると考えられる。

謝 辞

気象庁よりSOI資料の提供を受けたことに関して、謝意を表す。また、観測にご協力いただいた鶴洋丸乗組員各位に深く感謝する。

参考文献

- 1) UNESCO: UNESCO Technical Papers in Marine Science, No.67, (1994).
- 2) K.Hanawa, P.Rual, R. Bailey, A.Sy and M. Szabados: Deep-Sea Research 42, No.8, 1423-1451, (1995).
- 3) 安藤正: 海の研究 第4巻 第4号, 361-364, (1996).
- 4) S.Levitus, T.P.Boyer, J.I.Antonov: World Ocean Atlas 1994, U.S.Goverment Printing Office, Washington, DC, (1994).
- 5) G.Meyers: On the annual rossby wave in the tropical north Pacific Ocean, J. Phys. Oceanogr., 9, 663-674, (1979).
- 6) 日本海洋学会編: 海と地球環境, 東京大学出版会, 21-23, 38-39, (1991).
- 7) 小倉義光: 一般気象学, 東京大学出版会, 282-287, (2001).