

西部赤道太平洋域における大気安定度について —JAPACS 92 観測結果より—

米山 邦夫*¹ 安藤健太郎*¹ 中村 亘*¹

1991年12月終りから1992年2月始めにかけて、「なつしま」を用いてJAPACS92が実施され、そこで高層気象観測としてラジオゾンデ観測が実施された。

観測の行われた西部赤道太平洋域は対流活動の活発なところであるが、そこでの大気の潜在的な不安定性を調べた。大気安定度を測る指標として、今回は対流性有効ポテンシャルエネルギー (CAPE) を求めた。この値はある地点における対流の発生しやすさを表す潜在的なエネルギー量であり、大きければ大きいほど激しい対流が発生しやすいことになる。その結果、赤道上空では潜在的に非常に大気が不安定であったことが解ったが、北緯5度以北の海上では、貿易風の影響で温度逆転層が高度3km付近に形成されるため、潜在的には安定な様相を呈した。

また特に、CAPE値の高い赤道上で、この時期には西風が卓越している様子が見られた。

キーワード：西部赤道太平洋，対流性有効ポテンシャルエネルギー，不安定，西風

Atmospheric Stability in the Western Equatorial Pacific Based on JAPACS 92 Cruise from December 1991 to January 1992

Kunio YONEYAMA*² Kentarou ANDO*² Toru NAKAMURA*²

A Japanese Pacific Climate Study (JAPACS) cruise was conducted in the western equatorial Pacific Ocean from the end of December 1991 to the beginning of February 1992 by R/V Natushima. During this cruise, sounding investigations were conducted by radiosonde.

Convective Available Potential Energy (CAPE), which represents the instability of atmospheric conditions, are calculated. The results show that it is potentially very unstable at the equator, while it is potentially stable in those areas where trade winds blow.

The westerlies were dominant on the equator during this period.

* 1 海洋研究部

* 2 Ocean Research Department

Key words : Western equatorial Pacific, Convective available potential energy, Instability, Westerlies

1 はじめに

地球上において、西部赤道太平洋地域はもっとも対流活動の活発なところである。最近の異常気象と関連しているとされる ENSO (エル・ニーニョ/南方振動) が、大気-海洋相互作用によって引き起こされているという認識は、海洋の現象であるエル・ニーニョ現象が大気の現象である大規模な積雲対流活動の中心域の移動と等価である、ということの意味している。

大気に対する海洋の役割を評価する上でも、大気の状態についての知見がなくてはならない。西部赤道太平洋域が重要な空・海域であるにもかかわらず、これまで大気の観測は島での観測が中心であり、海上データは衛星データに頼ることが多く、大気中のデータが絶対的に不足している。例えば、エル・ニーニョ現象の発生に関与したとされる 1986 年終わってから 1987 年始めにかけてのケ

ルビン波の東進が、特異な西風により引き起こされたとする報告 (Delcroix et al. 1991)¹⁾ もあるなど、西部赤道太平洋域の風の分布を知ることは海洋学的にも重要であり、また、大気の状態も評価しなくてはならない。

1991 年 12 月終りから 1992 年 2 月始めにかけて、「なつしま」を用いて実施された『太平洋における大気・海洋変動と気候変動に関する国際共同研究』(JAPACS 92) において、気象研究所を中心としてオメガゾンデによる高層気象観測が計 89 点で行われた (図 1)。オメガゾンデはオメガ航法を利用したラジオゾンデの一種であり、大気調査に用いられる気象観測手段として広く実施されている。オメガゾンデ観測により直接求められる物理量は、温度、気圧、湿度、風向・風速である。

対流活動を理解するためには、雲物理過程を導

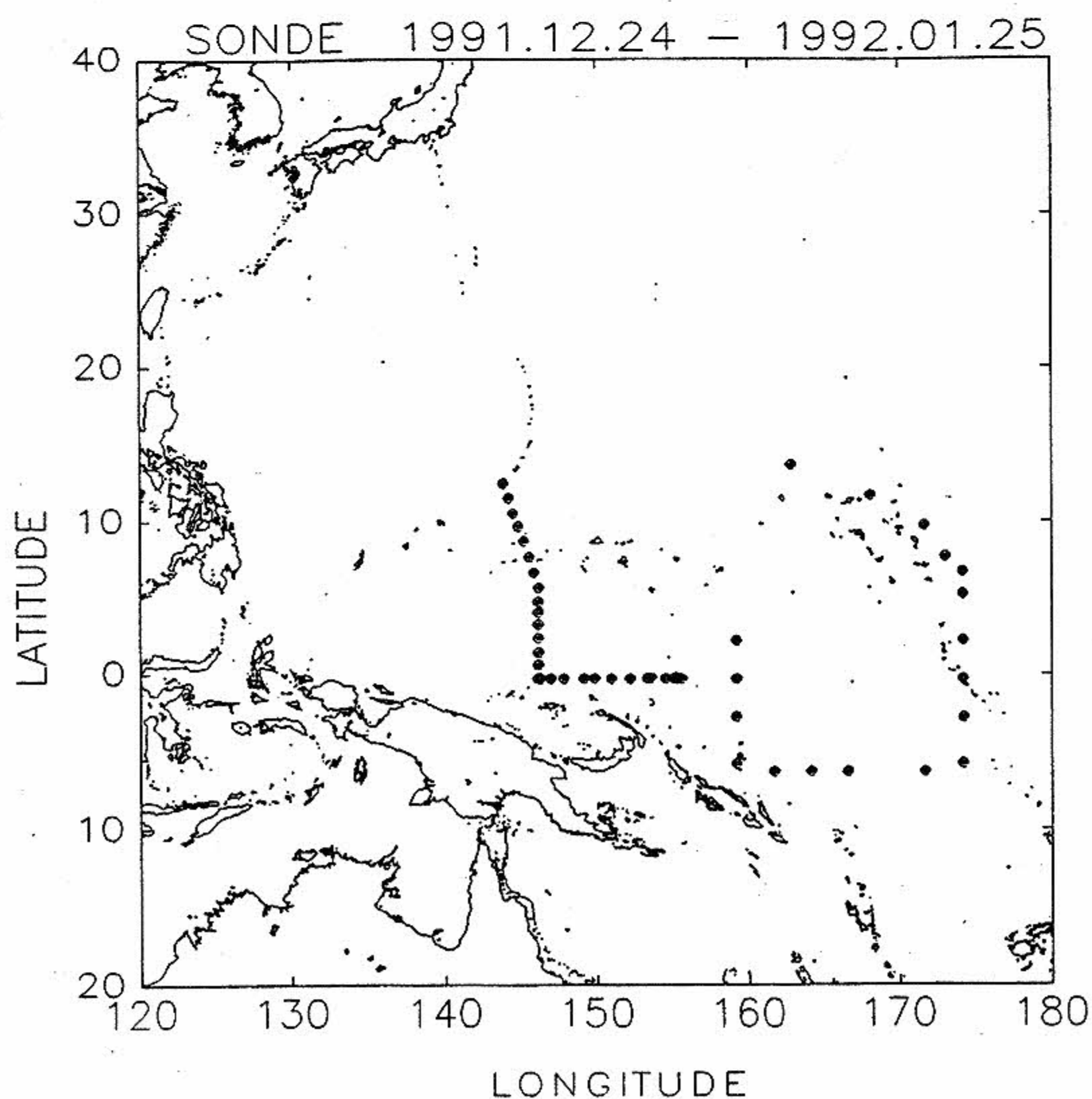


図 1 オメガゾンデ観測海域
Fig. 1 Sounding area with radiosonde

入して詳細に検討を行うことが肝要であるが、今回の観測は航海中のラジオゾンデ放球による気象観測であったため、ある特定の擾乱を対象とした観測ではない。そのため、ここでは焦点をこの観測期間中の西部赤道太平洋域上空大気の潜在性に置いた。つまり今回は、大気観測の結果をもとに大気の状態を評価することを目的として、潜在的な対流の発達しやすいさを表す指標の一つである対流性有効ポテンシャルエネルギー (CAPE) を計算により求めた。以下にその結果を示すとともに、風の場合を示し、このときの西部赤道太平洋域の大気の特徴を述べる。

2 大気安定度について

大気安定度を測る指標としては、大気の静的安定度と風の鉛直シアーとの比で定義されるリチャードソン数や、上昇運動と下降運動の静的安定度の比で定義される安定比 (Miura, 1986)²⁾ など多数あるが、ここでは特に対流を考慮にいたした CAPE 値を計算し、大気安定性を調べた。

CAPE は上昇流を引き起こすのに大気中で有効な浮力エネルギーを意味し、次式で定義される。

$$\text{CAPE} = \int_{\text{LCL}}^{\text{EL}} g \left(\frac{T_{vp} - T_{ve}}{T_{ve}} \right) dz \quad (\text{J} \cdot \text{kg}^{-1})$$

ここで、LCL は上昇凝結高度、EL は平衡高度、 g は重力加速度であり、 T_v は仮温度で添字の p と e はそれぞれ理想気塊と周囲とを意味する。CAPE 値が大きいほど対流が発生しやすい条件になっていること、すなわち大気が潜在的に不安定であることを意味する。

海洋性対流では $1000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 程度 (Jorgensen and LeMone, 1989)³⁾、大陸性対流で $3000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 程度 (Bleustein et al., 1988)⁴⁾ という報告がなされている。ここでいう対流は、スコールラインのような非常に激しい降雨をもたらす積乱雲 (群) を対象としている。

熱力学図として、ここではエマグラムと呼ばれるものを使用している。これは、横軸に温度を、縦軸に気圧の対数をとった値の逆符号をとったもので、座標内には等混合比線、等乾燥断熱線、等偽湿球相当温位線がそれぞれ記されている。ある

空気塊が理想的に高度を上昇すると、未飽和の場合は乾燥断熱線に沿って、飽和した場合は偽湿球相当温位線に沿って、それぞれ温度変化をすることを意味する。この図の特徴は、任意の閉じた線で囲まれた面積がエネルギー量となることである。そして、実際に観測された温度の変化線と理想空気塊のとりべき温度の変化線とによって囲まれる面積が、ここで求める CAPE 値になる。

3 結果及び考察

図 2 は、東経 156 度の赤道線上におけるエマグラムと風の鉛直分布である。エマグラム上には実際に観測された気温 (A) と露点温度 (B)、更に計算により求まる理想空気塊のとりべき温度変化 (C) がそれぞれ示されている。A 線と B 線の間隔が狭いほど大気が湿っていることを、広いほど乾燥していることを意味している。図の右上に CAPE 値が示されているが、実際にはゾンデが高度 10km 付近までしか上昇せず、大気の平衡点に達する以前にデータが途絶えており、A 線と C 線は閉じた系となっていないためその実際値は $2000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ を越えたと推測される。この値は前述の報告の値と比べて解るように非常に高く、つまりこの海上においてはいつ積雲対流が発生して、激しい降雨をもたらしてもおかしくない状態にあったといえる。

また、風の鉛直分布は西風が非常に卓越していることを示し、下層から上層まで平均 $15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上の強さとなっている。

一方、図 3 は東経 174 度、北緯 8 度におけるエマグラムと風の鉛直分布である。図 2 と温度線、露点温度線とも明らかに様相が異なる。高度 3km 付近より上空の大気は非常に乾燥している。これは温度線を見ると明らかなように、温度逆転層の存在に対応している。つまり、これより上空では周囲の大気の温度が高いため湿った空気の下からの流入が妨げられるためである。また、風の鉛直分布は北東風の卓越を示している。この図 3 の様相は貿易風帯下での典型的な型である (Takahashi et al., 1989)⁵⁾。

例として図 4 に示されているように、高度の違いを考慮した温度を表す温位は上空にいくほど高い。一方、太平洋の貿易風は北太平洋高気圧の吹き出しによるものであるから (図 5)、貿易風は

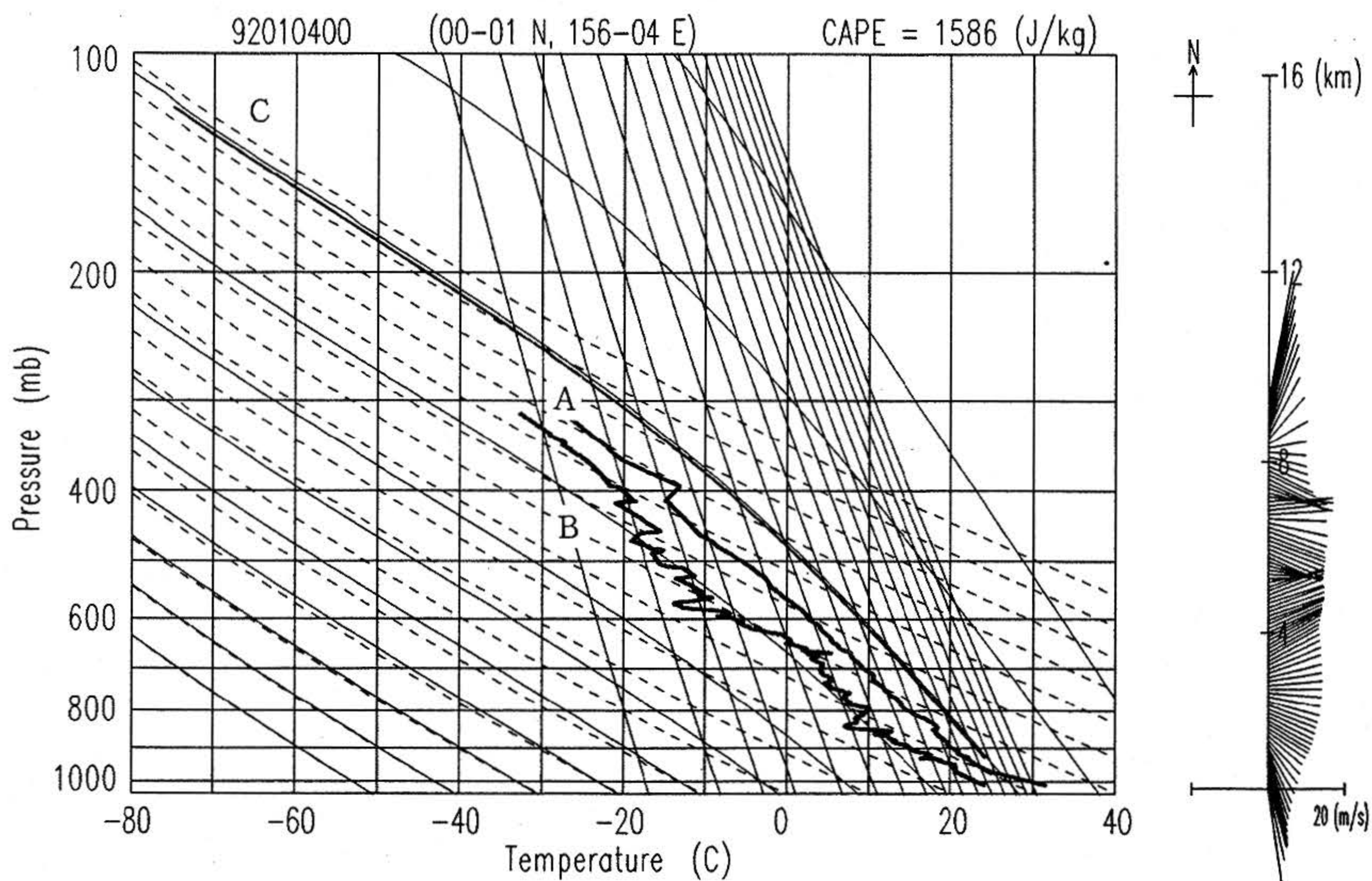


図2 (0N, 156E) におけるエマグラムと風の鉛直分布
Fig. 2 EMAGRAM and wind profile at (0N, 156E)

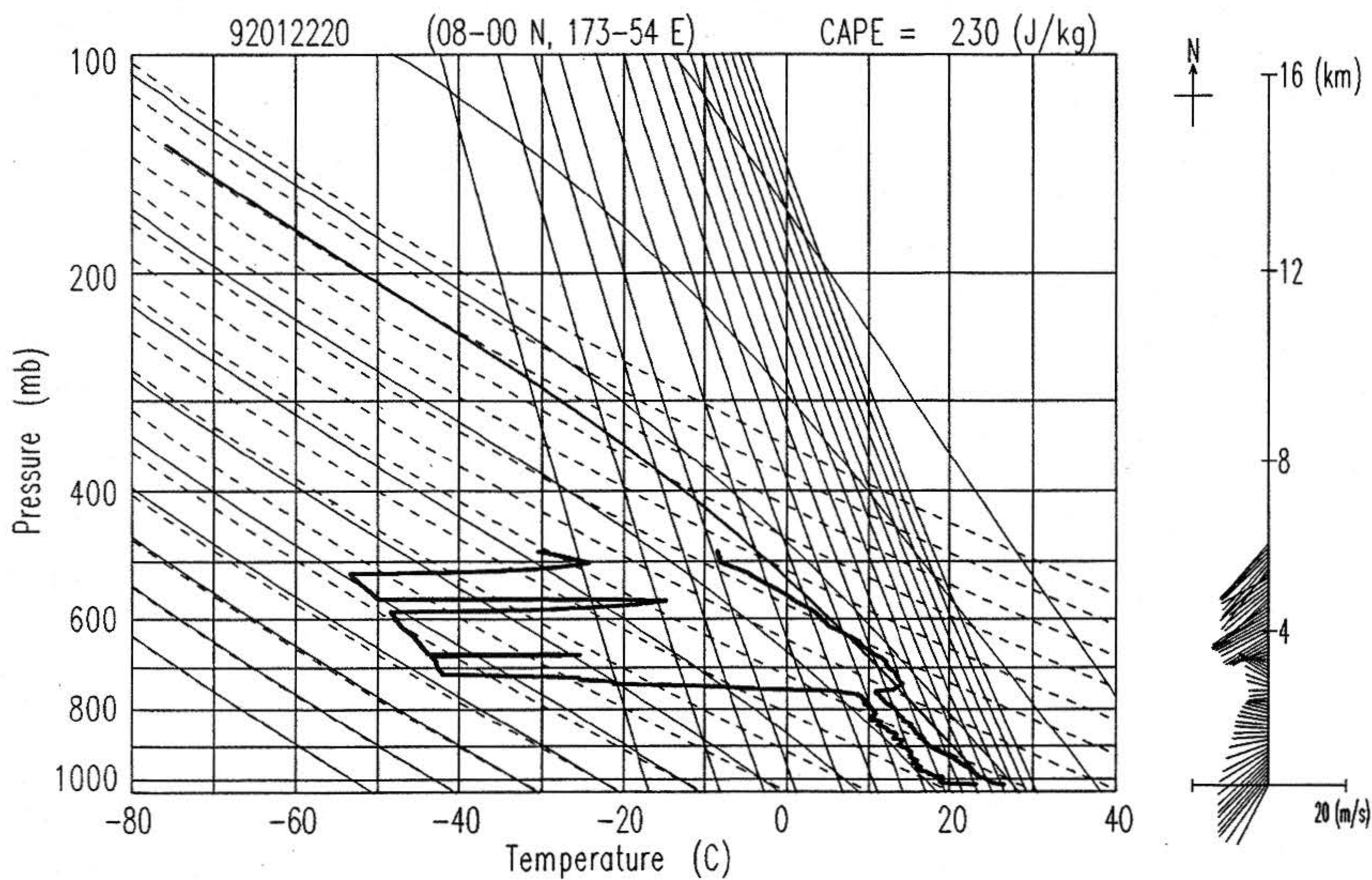


図3 (8N, 174E) におけるエマグラムと風の鉛直分布
Fig. 3 As is Fig. 2, except for (8N, 174E)

92010421 0° 01'N 156° 02'E

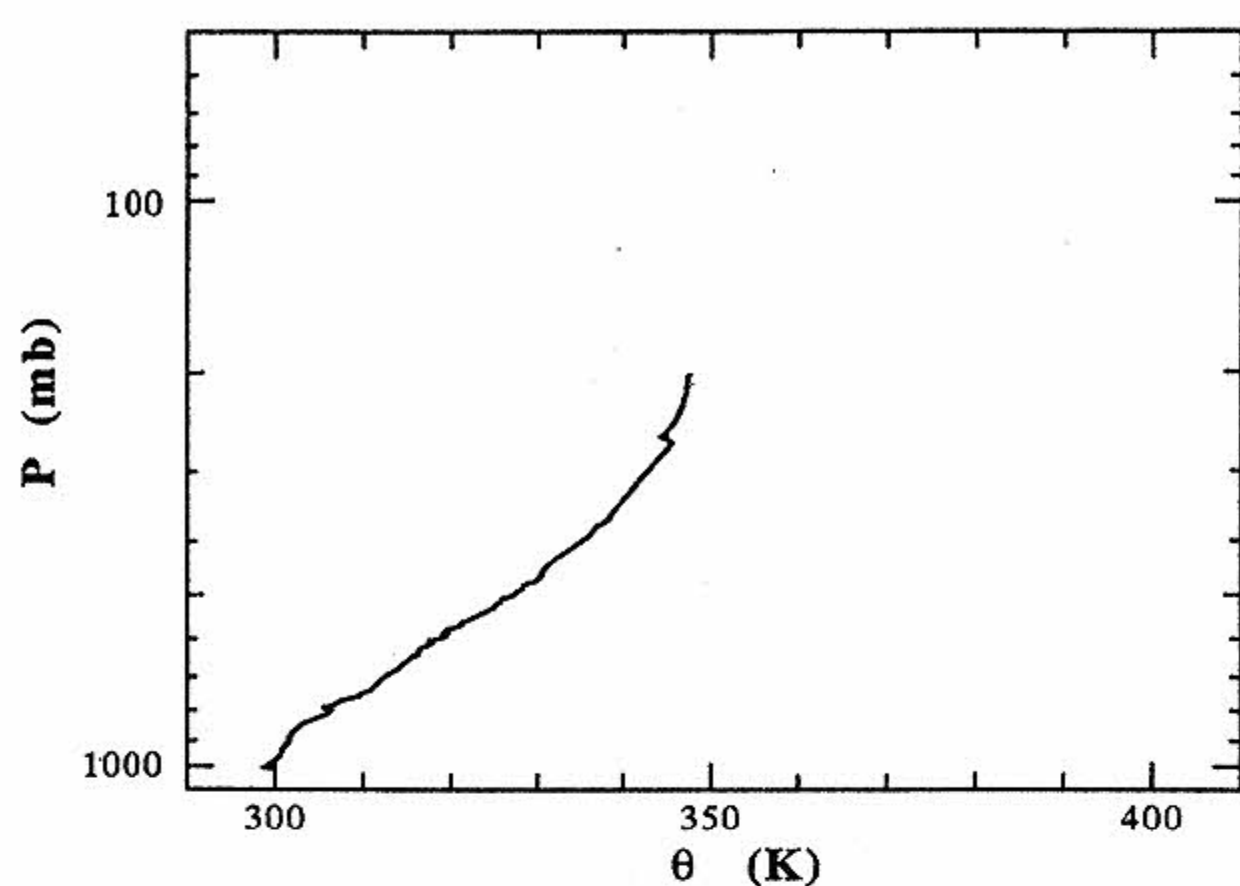


図4 温位の鉛直分布
Fig. 4 Vertical profile of potential temperature

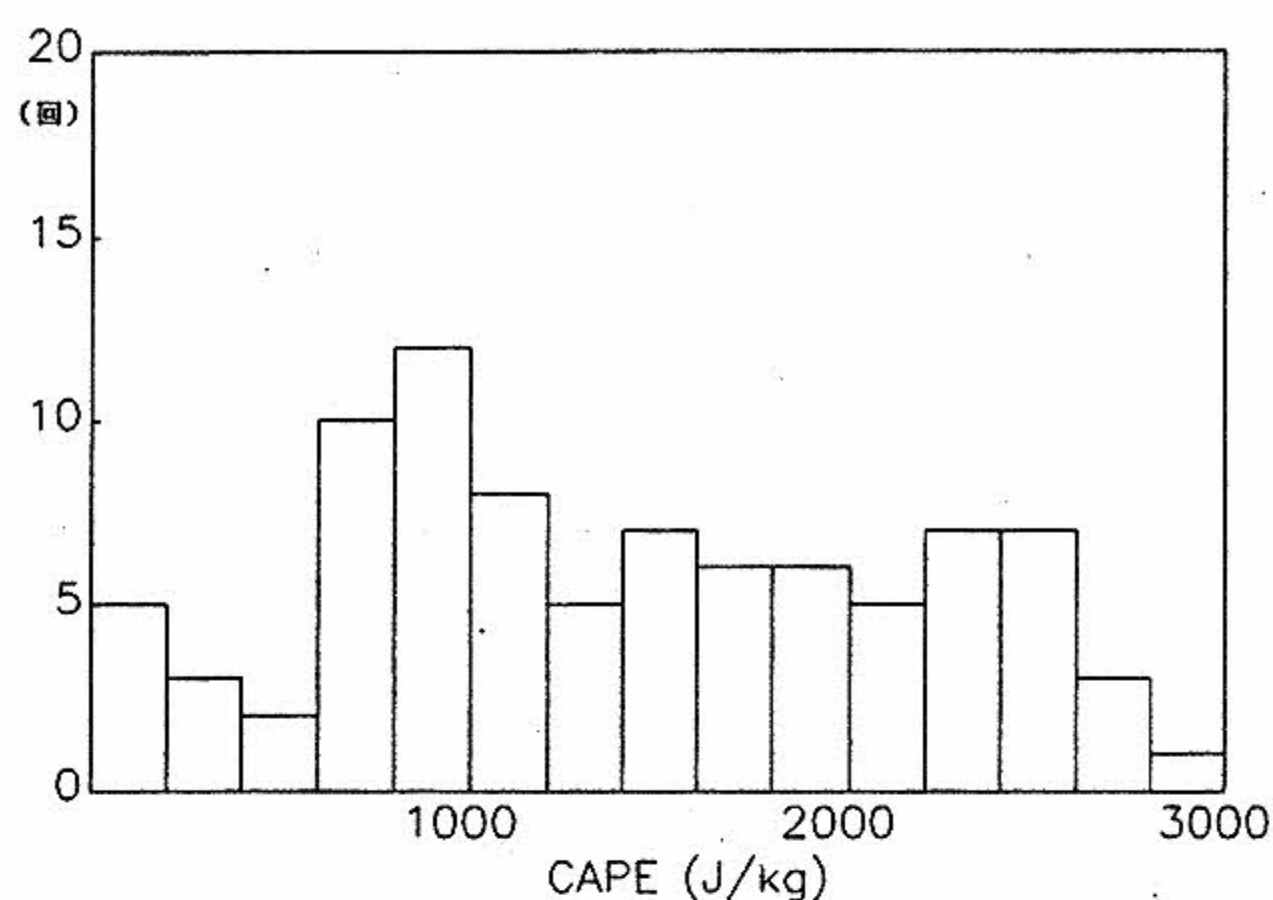


図6 CAPEの頻度分布
Fig. 6 Frequency distribution of CAPE values

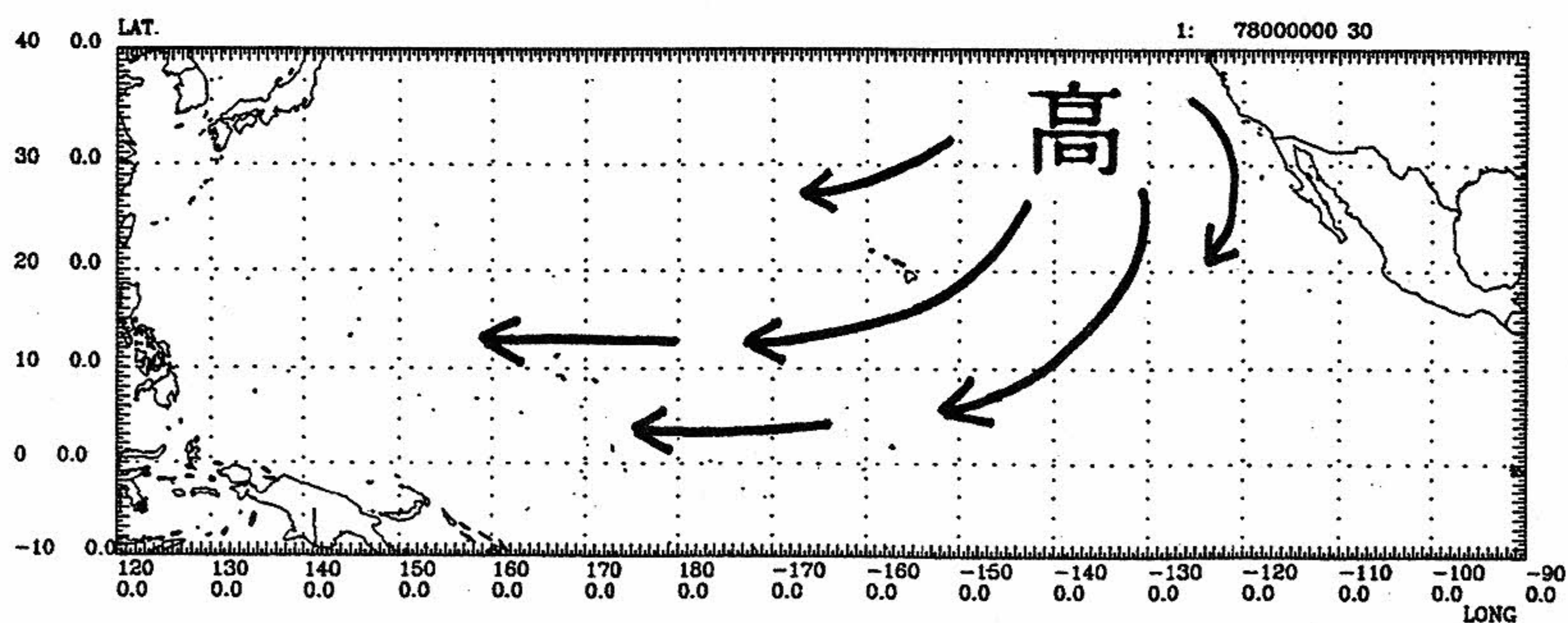
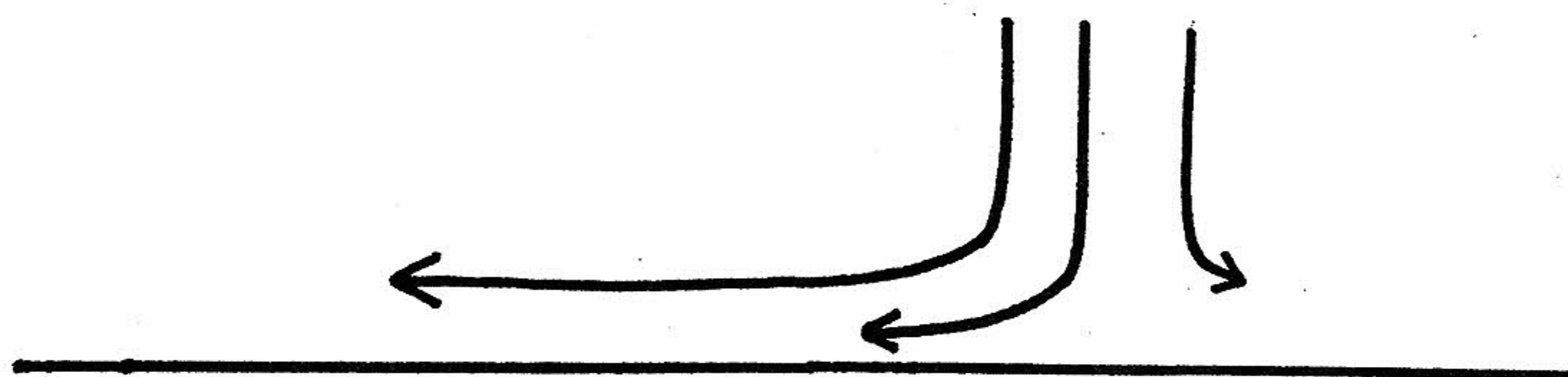


図5 北東貿易風の模式図
Fig. 5 Schematic diagram for trade wind

高温位の空気を運んでいることになり、そのために図3に見られたような温度逆転層が形成されたのである。このような貿易風帯下においてはCAPE値も低くなり、対流の発生が潜在的には起きづらかったことがうかがえる。

図6はCAPE値の頻度分布である。図2や図3に見られたように、実際にはゾンデが大気平衡点まで上昇しなかったために正確なCAPEを求められないので、高度14km当りの換算量としている。800J・kg⁻¹以上が全体の77%を占め、大

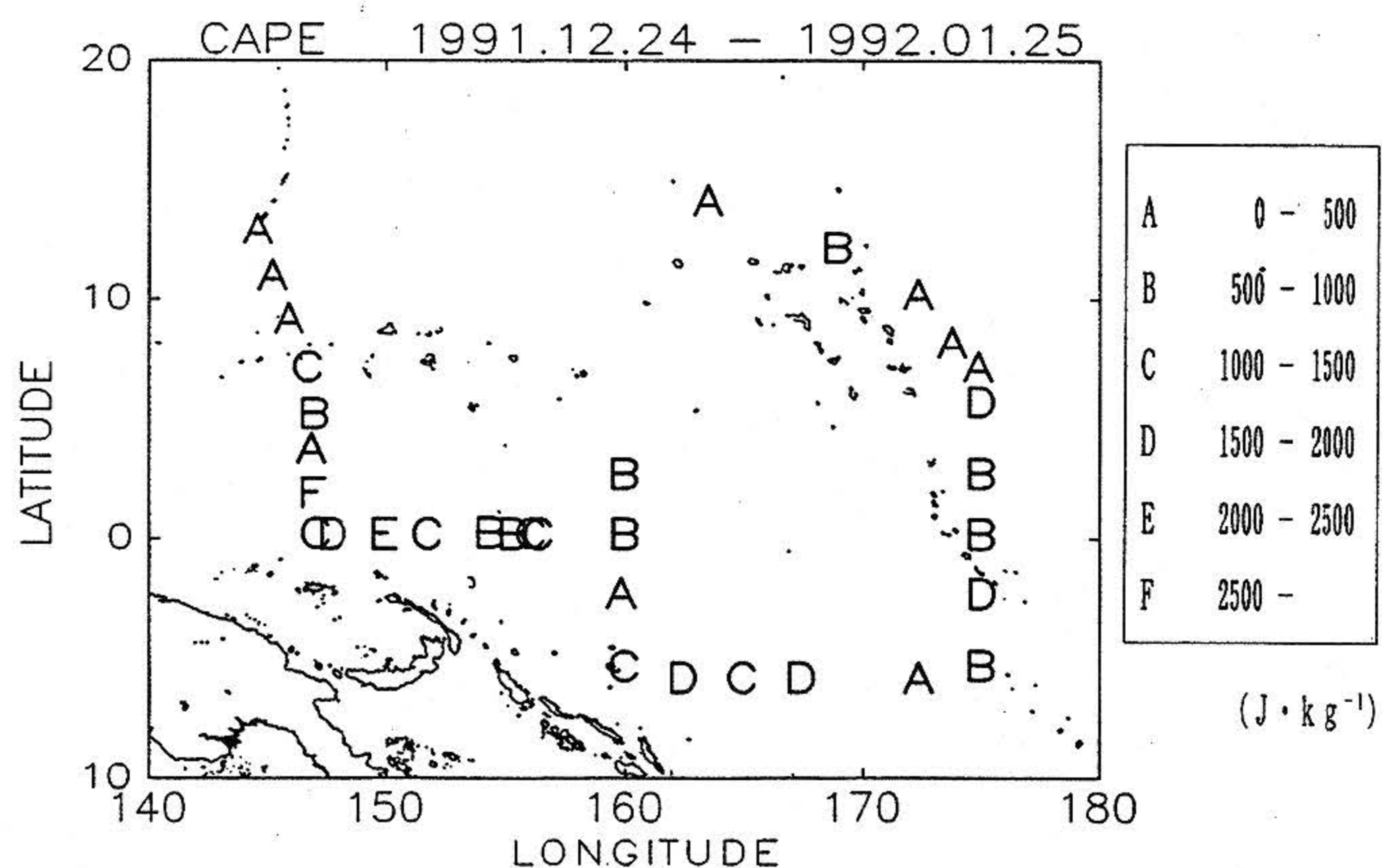


図7 CAPEの空間分布
Fig. 7 Spatial distribution of CAPE values

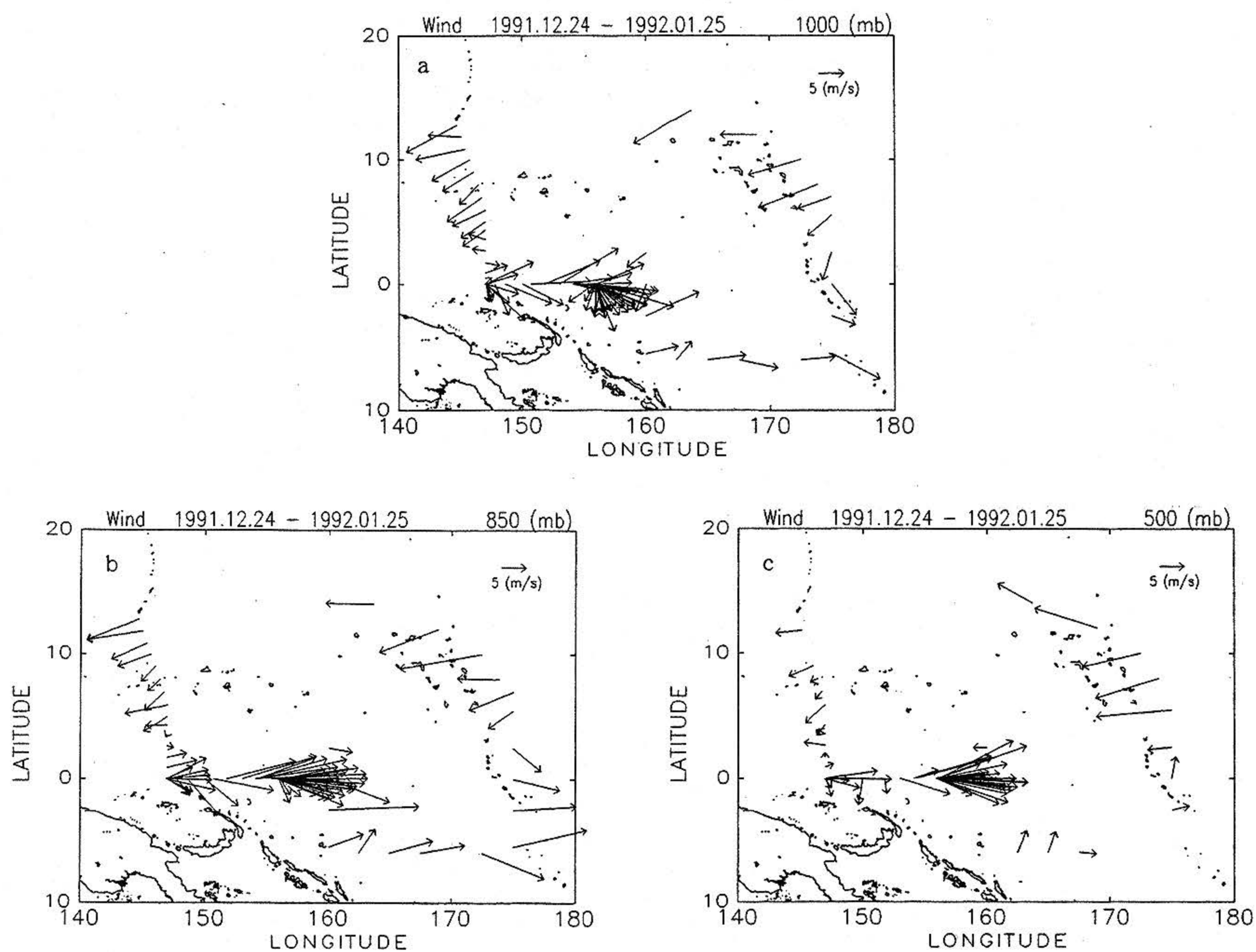


図8 各高度における風の水平分布(a) 1,000mb, (b) 850mb, (c) 500mb
Fig. 8 Wind distributions at (a) 1,000mb, (b) 850mb, (c) 500mb, respectively

気が潜在的に不安定であったことがわかる。特に、図7でも明らかなように大気不安定域は赤道付近中心で、貿易風帯下の北緯5度以北では、CAPE値で見ると限り、大気は潜在的には安定しているといえる。しかしながら、ここで注意しなくてはならないのはCAPE値が低いことがそのまま対流が発達せず、降雨が起きないことを意味するものではまったくないことである。何らかの雲物理過程により積雲対流は発生できるし、貿易風帯下で $100\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 以上の激しい降雨の報告もなされている (Takahashi, 1977)⁶⁾。

図8はそれぞれ(a)1000mb, (b)850mb, (c)500mbの風の分布である。海上付近を示す図8(a)の赤道付近でやや北寄り成分があるものの、いずれも赤道と南緯6度の観測線に沿った領域では西風が強く、北緯5度以北の貿易風帯では東風が卓越している。ここで強調されるのは赤道域の強い西風($>15\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)である。西風の卓越している場所でCAPE値が高い、つまり大気不安定で対流が発生しやすいことは、両者がよい相関をもっていることを示唆している。大気と海洋の結合不安定モードの発達に西風が重要な役割を果たしているとする報告もあり、この西風の成因については今後十分検討しなくてはならない。

4 おわりに

オメガゾンデによる気象観測結果をもとに、西部赤道太平洋域の大気不安定性について解析を行った。その結果、赤道付近は潜在的に不安定で、対流の発生し易い条件を備えていた。その一方で、北緯5度以北の貿易風帯下では温度逆転層の存在により潜在的に不安定なCAPE値を示さなかった。

今回の解析は約1カ月間という短期の観測結果に基づくものであり、これによって西部赤道太平洋域の潜在的な様子がすべて記述されたことにはならない。しかしながら、CAPE値の高い場所と西風の卓越域との一致などが顕著に表れた。今後、この様相が今回特有の現象であったのか否かを検討するためにも、同域の観測を継続することが重要であり、また、風の効果を対流の発達の要因として取り入れるなどの詳細な解析を行う必要がある。

謝 辞

本研究のデータ取得のための高層気象観測を行うにあたり、お世話になった気象研究所の萩野谷博士、藤谷博士、日本気象協会の榎本氏、鶴羽氏、市川氏、岡田氏、浜里氏、新藤氏、日本海洋事業の岩田氏、菅原氏、ならびに「なつしま」の越智船長をはじめとする船員の方々に感謝致します。また、研究の運営に協力いただいた海洋研究部の佐々木氏に感謝致します。

参考文献

- 1) Delcroix, T., J. Picaut and G. Eldin : Equatorial Kelvin and Rossby waves evidenced in the Pacific ocean through GEOSAT sea level and surface current anomalies. *J. Geophys. Res.*, **96**, 3249–3262. (1991)
- 2) Miura, Y. : Aspect ratios of longitudinal rolls and convection cells observed during cold air outbreaks. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 26–29. (1986)
- 3) Jorgensen, D. P. and M. A. LeMone : Vertical velocity characteristics of oceanic convection. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 621–640. (1989)
- 4) Bluestein, H. B., E. W. McCau, G. P. Byrd and G. R. Woodall : Mobile sounding observations of a tornadic storm near the dryline, The Canadian, Texas storm of 7 May 1986. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 1790–1804. (1988)
- 5) Takahashi, T., K. Yoneyama and Y. Tsubota : Rain duration in Hawaiian trade wind rainbands—aircraft observation. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 937–955. (1989)
- 6) Takahashi, T. : A study of Hawaiian rain showers based on aircraft observation. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 219–232. (1977)

(原稿受理：1992年11月4日)