

熱帯対流圏界面付近に存在する赤道ケルビン波の時空間構造の解明

(研究課題番号：16540398)

平成16年度－平成17年度科学研究費補助金

(基盤研究(c))

研究成果報告書

平成18年5月

研究代表者 塩谷 雅人

(京都大学生存圏研究所教授)

はしがき

熱帯域には積雲活動にともなう大気加熱をエネルギー源とする大規模な大気波動が存在する。なかでもケルビン波は赤道上で大きな振幅を持ち、空間スケールも全球規模(帯状波数1・2)であるため、これまで成層圏ではその存在が比較的良好に調べられていた。最近になって、ゾンデによる断片的な定点観測から、対流圏界面付近に存在するケルビン波が対流圏－成層圏間の物質交換過程に寄与していることが示唆されるようになって、その重要性が再認識されている。ところが、対流圏界面領域においては信頼に足る全球的なデータがこれまで存在しなかったため、ケルビン波のグローバルな時空間構造はまだ十分に把握できているとはいえない。こういった背景のもとで、この研究では、全球客観解析データの信頼性を衛星観測データなどを用いて検証しながら、熱帯対流圏界面付近に存在するケルビン波の、季節から年々変動の時間スケールにおける時空間構造を明らかにした。これによって、どの季節、どの経度帯でケルビン波にともなう対流圏－成層圏交換が活発におこなわれうるのかに関する知見が今後ますます深まると期待される。

研究組織

研究代表者

塩谷雅人 京都大学生存圏研究所 教授

研究分担者

西憲敬 京都大学大学院理学研究科 助手

堀之内武 京都大学生存圏研究所 助手

江口菜穂 京都大学生存圏研究所 助手

研究協力者

鈴木順子 京都大学大学院理学研究科 大学院生

小石和成 京都大学大学院理学研究科 大学院生

松浦弘和 京都大学大学院理学研究科 大学院生

交付決定額

平成 16 年度 190 万円

平成 17 年度 160 万円

計 350 万円

研究発表

学会誌等

- Eguchi, N. and Shiotani, M., 2004: Intraseasonal variations of water vapor and cirrus clouds in the tropical upper troposphere. *J. Geophys. Res.*, 109, D12106, doi:10.1029/2003JD004314.
- 橋口(岡本)典子, 山中大学, 荻野慎也, 西憲敬, 塩谷雅人, Tien Sribimawati, 2004: インドネシアにおける上部対流圏温度場の季節・経年変動. 赤道大気上下結合平成 16 年度公開ワークショッププロシーディング集.
- 鈴木順子, 塩谷雅人, 2005: ERA-40 データをもちいた赤道対流圏界面付近にみられるケルビン波活動性の時空間変動について. 第 18 回大気圏シンポジウムプロシーディング集.
- Suzuki, J. and Shiotani, M., 2005: Space-time variations of equatorial Kelvin wave activity around the tropical tropopause region. *Proceedings for 3rd KAGI21 International Symposium*, in press.
- Hashiguchi, N. O., Yamanaka, M. D., Ogino, S.-Y., Shiotani M. and Sribimawati, T., 2006: Seasonal and interannual variations of temperature in tropical tropopause layer (TTL) over Indonesia based on operational rawinsonde data during 1992-1999. *J. Geophys. Res.*, accepted.
- 橋口(岡本)典子, 塩谷 雅人, 2006: 熱帯対流圏界面・UT/LS 領域における温度・高度場の半年周期季節変化とその空間構造. 平成 17 年度大気圏シンポジウムプロシーディング集, (印刷中).

学会発表

- Eguchi, N., Intraseasonal variations of water vapor and cirrus clouds in the tropical upper troposphere. *International Workshop on Critical Evaluation of mm-/submm-wave Spectroscopic Data for Atmospheric Observations*, Mito, 2004.
- 江口菜穂, 熱帯対流圏界面付近における水蒸気の季節内振動. 日本気象学会 2004 年春季大会, 東京, 2004 年 5 月.
- Eguchi, N., Intraseasonal variations of water vapor and cirrus clouds in the tropical tropopause layer. *SPARC 3rd General Assembly*, Victoria, Canada, August, 2004.
- 江口菜穂, 熱帯対流圏界面遷移層内における水蒸気の季節・経年変動, 日本気象学会 2004 年秋季大会, 東京, 2004 年 10 月.
- Eguchi, N., Water vapor variation in the tropical tropopause layer. *COE21 KAGI 2nd International Symposium*, Beppu, November, 2004.
- 松浦弘和, 塩谷雅人, 岩崎杉紀, 清水厚, 杉本伸夫, 米山邦夫, みらいライダー観測にみられる熱帯対流圏界面領域の絹雲変動. 日本気象学会 2005 年度春季大会, 東京, 2005 年 5 月.

小石和成, 塩谷雅人, CEPEX 期間にみられた熱帯対流圏界面近傍の水蒸気変動. 日本気象学会 2005 年度春季大会, 東京, 2005 年 5 月.

Nishi, N., M. Yamamoto, A. Hamada, S. Mori, H. Hashiguchi and S. Fukao, Vertical wind distribution in the tropical upper troposphere in the in equatorial atmospheric radar data. Scientific Assembly of the International Association of Meteorology and Atmospheric Sciences (IAMAS), Beijing, China, August, 2005.

Takashima, H., Shiotani, M., Ozone variation in the tropical upper troposphere as seen from ozonsonde data. Scientific Assembly of the International Association of Meteorology and Atmospheric Sciences (IAMAS), Beijing, China, August, 2005.

Shiotani, M., Comparison of MLS with SOWER observations, Aura Validation Workshop, Greenbelt, U.S.A., September, 2005

塩谷雅人, 熱帯域における大気変動とその観測. 第 20 回生存圏シンポジウム, 京都, 2005 年 11 月.

Suzuki, J. and Shiotani, M., Space-time variations of equatorial Kelvin wave activity around the tropical tropopause region. 3rd KAGI21 International Symposium, Wuhan, China, November, 2005.

Shiotani, M., Balloon-born ozone and water vapor observations around the tropical tropopause layer. The international workshop on sublimimeter wave earth observation, Kyoto, November, 2005.

鈴木順子, 塩谷雅人, ERA-40 データをもちいた赤道対流圏界面付近にみられるケルビン波と季節内振動活動度の時空間分布. 日本気象学会 2005 年度秋季大会, 神戸, 2005 年 11 月.

西憲敬, 山本真之, 阿保 真, 古津年章, 深尾昌一郎, 赤道大気レーダーおよびライダーによる熱帯域アンビル内および周辺の鉛直流観測, 日本気象学会 2005 年秋季大会, 神戸, 2005 年 11 月.

Shiotani, M., Ozone and water vapor observations over Vietnam. Aero-Meteorological Observatory National Hydro-Meteorological Service, Hanoi, Vietnam, January, 2006.

高島久洋, 塩谷雅人, オゾンゾンデデータから見た熱帯対流圏界面近傍のオゾン変動. 大気化学シンポジウム, 豊川, 2006 年 1 月.

西憲敬, 山本真之, 古津年章, 森修一, 阿保真, 濱田篤, 深尾昌一郎, 赤道大気レーダーデータを用いた層状降水領域内の鉛直流構造の解析. 第 20 回大気圏シンポジウム, 神奈川, 2006 年 2 月.

鈴木順子, 塩谷雅人, 対流圏界面付近にみられる赤道ケルビン波と季節内振動の時空間変動. 第 20 回大気圏シンポジウム, 神奈川, 2006 年 2 月.

橋口(岡本)典子, 塩谷雅人, 熱帯対流圏界面・UT/LS 領域における温度・高度場の半年周期季節変化とその空間構造. 第 20 回大気圏シンポジウム, 神奈川, 2006 年 2 月.

研究成果の概要

本研究では、まず、さまざまな全球データ(ECMWF, NCEPや衛星観測データ)を入手し、特に熱帯対流圏界面領域のデータ質について相互比較・検討をおこなった。その結果、ECMWFの再解析データ(ERA-40)は長期間にわたって安定したデータ質を示しており、解析に適当であることがわかったので、ここではおもにERA-40データの100hPa東西風と温度場に注目し、対流圏界面付近に卓越する赤道ケルビン波さらには季節内変動の特性を明らかにするため、時・空間スペクトル解析をおこなった。

対流圏界面付近の温度場・東西風についてみると、2種類の周期の東進シグナルが卓越している。1つは2週間程度の周期をもつ赤道ケルビン波であり、もうひとつは1-2ヶ月の周期をもつ季節内振動である。これらの変動について、特徴的な時空間フィルターを通したグリッドデータを再構築し、それら変動成分の経度・時間変動性について調べた。

季節内周期振動は対流とカップルして東進し、その季節・経度変動性は対流圏内の卓越した変動の1つである Madden-Julian 振動と一致した。衛星観測から得られた水蒸気データとも組み合わせた解析から、この季節内変動にともなってあらわれるケルビン波応答が、水蒸気の脱水過程に寄与していることを明らかにした(Eguchi & Shiotani, 2004)。

さらに、赤道ケルビン波の活動度をより詳細に理解するため、閾値を設定して 3467 例のケルビン波事例を抽出した。これらを合成してその構造について調べたところ、ケルビン波の発生地点付近には対流活発域が存在し、約 180°東進して対流活発域に入り変形する様子が捉えられた。ケルビン波の通過数、開始数、背景場東西風と活動度を比較した結果、開始地点から東風の領域では通過数が多く活動度が大きくなることもわかった(Suzuki & Shiotani, 2005)

以下に掲載した成果の一覧

鈴木順子, 塩谷雅人, 2005 : ERA-40 データをもちいた赤道対流圏界面付近にみられるケルビン波活動性の時空間変動について. 第 18 回大気圏シンポジウムプロシーディング集.

Suzuki, J. and Shiotani, M., 2005: Space-time variations of equatorial Kelvin wave activity around the tropical tropopause region. Proceedings for 3rd KAGI21 International Symposium. in press.

Eguchi, N. and Shiotani, M., 2004: Intraseasonal variations of water vapor and cirrus clouds in the tropical upper troposphere. J. Geophys. Res., 109, D12106, doi:10.1029/ 2003JD004314.

対流圏界面付近にみられる

赤道ケルビン波と季節内周期振動の時空間変動

鈴木順子・塩谷雅人（京都大学生存圏研究所）

1. はじめに

対流圏界面付近の温度場、東西風をみると、主に 2 種類の周期の東進シグナルが卓越している。1 つは 2 週間程度の周期をもつ赤道ケルビン波であり、下部成層圏に流入する水蒸気の脱水メカニズムへ寄与していることが指摘されている (Fujiwara et al, 2001)。もうひとつは季節内周期をもつ振動であり、力学場にみられる季節内周期振動が対流圏界面付近の水蒸気に影響を及ぼすことが分かっている (Eguchi and Shiotani, 2005)。このように、対流圏界面付近の水蒸気変動を理解する上で、赤道ケルビン波と季節内周期振動の活動性を把握することは重要である。この研究では、長期間データを使用して赤道ケルビン波と季節内周期振動の活動性について解析をおこなった。

2. データ

本解析には 1957 年 9 月から 2002 年 8 月の 45 年間について、ECMWF 客観再解析データ (ERA-40) の東西風と温度場をもちいた。また対流活動の指標として、1979 年から 2002 年までの 23 年間について、NOAA の OLR データをもちいた。対流圏界面付近に卓越する波数・周波数成分を調べるために 100hPa の温度場において時空間スペクトル解析をおこなったところ、赤道ケルビン波と季節内周期振動とみられる東進シグナルのスペクトルピークが得られたことから、赤道ケルビン波と季節内周期振動を抽出するフィルタを作成してグリッドデータを再構築した (鈴木、第 18 回大気圏シンポジウム)。

3. 解析結果

3.1 波動活動度

図 1 は赤道ケルビン波、季節内周期振動フィルタをほどこして再作成したデータのうち、100hPa における 1990 年の東西風と OLR について描いた時間経度断面図である。ただし、OLR については季節内周期振動成分のみ描いてある。赤道ケルビン波と季節内周期振動はそれぞれ特徴的な活動性を持っており、ともに東半球および北半球冬季に卓越しているが、季節内周期振動は比較的大きな振幅をもって東進しているのに対し、赤道ケルビン波は季節内周期振動に比べて半分程度の振幅ではあるが、ほぼ毎月、さまざまな経度帯で通過している。また季節内周期振動は東西風場、OLR とともに日付変更線付近で位相速度が大きくなるという特徴を持ち、赤道対流圏内で卓越した変動のひとつである Madden-Julian 振動とよく似ており (cf. Knutson and Weickmann, 1987)、関連性が示唆される。

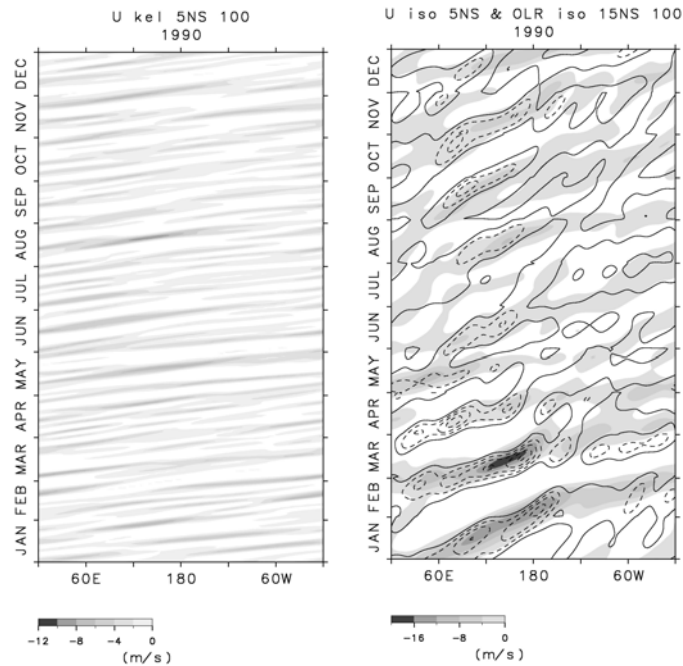


図 1 ケルビン波成分(左)、季節内周期振動成分(右)の 100hPaにおける東西風とOLR(季節内周期振動成分のみ)の時間経度断面図。陰影部は東西風、等値線はOLR(間隔は $8[W/m^2]$ ごと)。ただし負値のみ描いてある。

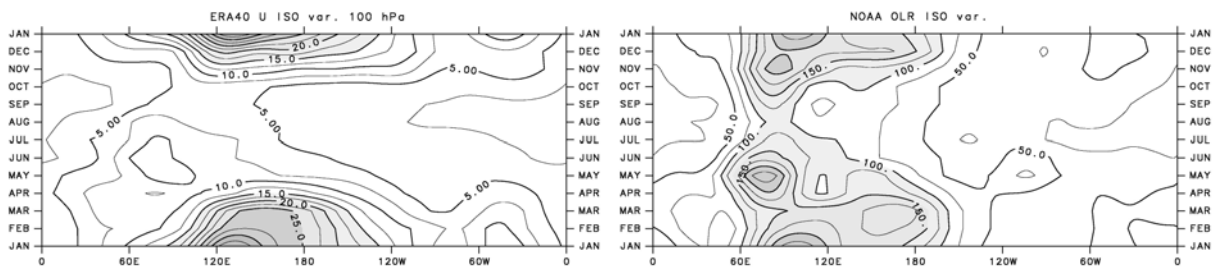


図 2 東西風 100hPa(左)、OLR(右)における振幅 2 乗値にみられる季節内周期振動活動度の時間経度断面図。等値線間隔は $2.5[m^2/s^2]$ (左)、 $25[W^2/m^4]$ (右)ごと。

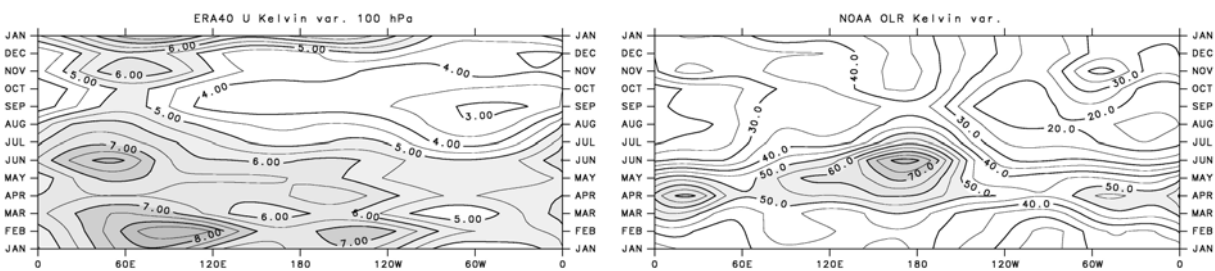


図 3 図 2 に同じ。ただし、ケルビン波活動度の時間経度断面図。等値線間隔は $0.5[m^2/s^2]$ (左)、 $5[W^2/m^4]$ (右)ごと。

赤道域での大気の運動は、積雲対流活動による潜熱加熱を重要なエネルギー源としていることから、次に対流活動との位相関係について調べた。図 2 と図 3 は、波動活動度を振幅の 2 乗値と定義し、その気候値の時間経度断面図を描いたものである。季節内周期振動(図 2)においては、東西風と OLR でみた活動度の時空間分布がよく対応しており、対流とカップルした季節内周期振動が東進していることが示唆される。また前述したように Madden-Julian 振動と活動性が似ていることから、対流圏内の東進擾乱は対流圏界面付近まで影

響をおよぼしていると考えられる。対照的に、赤道ケルビン波（図 3）においては、東西風と OLR でみた波動活動度にはあまり対応がみられないことから、東進する対流とカップルしていないか、していても活動度の位相が一致していないと考えられる。ところで赤道ケルビン波は東風時のみ伝播できるという特性をもつことから、背景風との関連性を明らかにする必要があると考えられる。たとえば 60° E 付近を中心とした東半球で一年中活動度が比較的大きいという特徴は、対流圏界面付近 100hPa では東半球で東風、西半球では西風が卓越している影響を赤道ケルビン波が受けていることを示唆している。さらに背景風や対流活動と赤道ケルビン波の活動度の対応についてより詳しく調べるために、閾値を設定して比較的振幅の大きいケルビン波を抽出した。

3.2 ケルビン波の解析

対流とカップルするケルビン波は発生時、OLR 負域より 20° 東側に 100hPa 東風最大域が存在する (Wheeler et al., 2000)。このため閾値を $-2.76951[\text{m/s}] (-1\sigma)$ と設定し、3.1 でもちいたケルビン波のうち振幅の大きいものを取り出して、以後ではケルビン波の卓越シグナルとしてもちいた。図 4 は、得られた 3467 例のケルビン波の開始時をリファレンスとして、東西風、温度場、OLR をもちいて合成したケルビン波の時間経度断面図を描いたものである。図 4 (左) にみられるように、温度場偏差と東西風偏差は位相が 90° ずれてケルビン波の理論構造に一致しており、位相速度は約 $29[\text{m/s}]$ と時空間スペクトル解析でえられた等価深度に対応していた。また、東西風偏差と対流活動との対応関係をみてみると（図 4 右）、東西風偏差でみた赤道ケルビン波シグナルは対流とカップルしていた。また、ケルビン波の開始時の 4 日前に開始地点より 60° から 120° 西側に活発な対流域が存在し、この対流域からケルビン波が発生したあと約 180° 東進し、さらに対流活動の活発な領域に突入して変形していることがわかる。

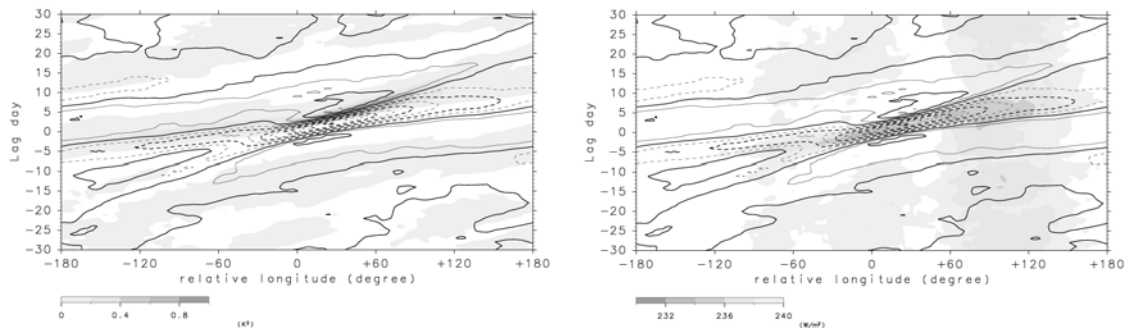


図 4 赤道ケルビン波の時間経度合成図。波動活動度が閾値 ($-2.76951[\text{m/s}]$) 以下となるケルビン波について、100hPa における東西風と温度偏差(左)、東西風偏差と OLR(右)を合成した。等値線間隔は $0.5[\text{m/s}]$ ごと。

さらに、ケルビン波の活動度(図 3 左)と通過数(図 5 左)は、ほぼ対応していることが分かった。西半球 120° W から 0° W の 6 月から 11 月にはほとんどケルビン波は通過しておらず、ケルビン波は伝播しにくい領域であることが示唆される。また発生数(図 5 右)をみると、西半球で活動度が大きい領域のうち、5 月から 7 月には東半球から伝播しているのに対して、1 月から 3 月には東半球からの伝播はみられず、比較的近接の場所でケルビン波が発生している。東半球は一年を通じて活動度が大きく、 60° E 付近で活動度のピークをもつケルビン波は、発生数との比較から、 50° W から 50° E (西太平洋から西インド洋) で発生していることがわかる。また 100hPa 東西風(図 6 左)をみると、東風領域が 120° W 付近まで東にのびる北半球夏季には、ケルビン波の通過数の多い領域もより東にのびている。つまり、ケルビン波発生時から背景風が東風の領域であること

が、ケルビン波の通過数に影響し、活動度に影響を与えていると考えられる。さらにケルビン波の振幅値(図 6 右)をみると、2 月 90° E、6 月 60° E、11 月 60° E 付近をピークにもつ活動度が大きい領域は、2 月 90° E 付近にみられるケルビン波に比べて他の 2 つの領域にみられるケルビン波は、通過数は約 10%多く、振幅は約 10%小さいことから、2 月 90° E 付近にみられるケルビン波は、比較的振幅が大きいことが分かった。

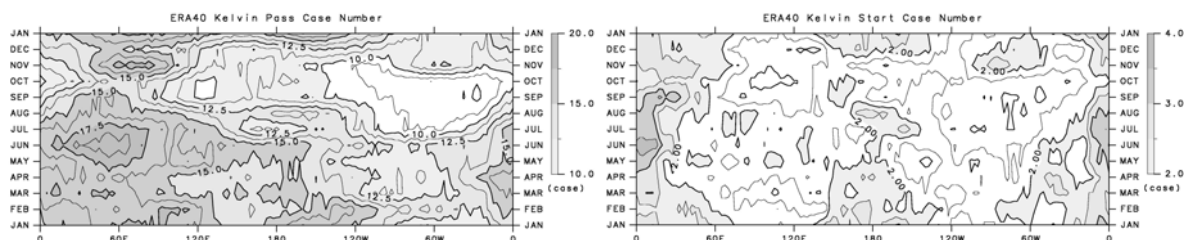


図 5 東西風 100hPa にみられるケルビン波の通過数(左)と発生数(右)。

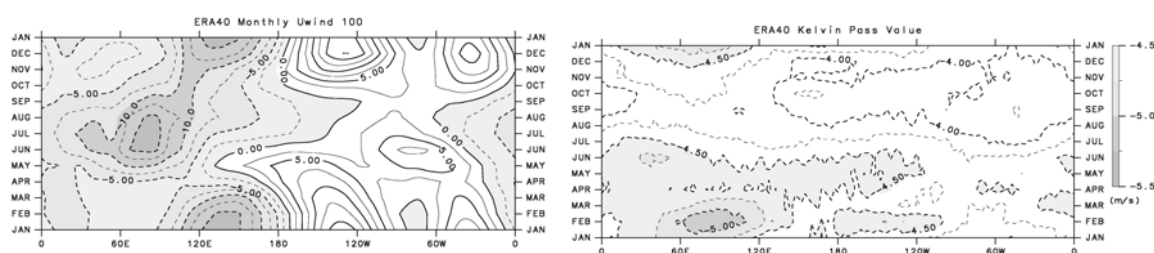


図 6 東西風 100hPa の気候値(左)とみられるケルビン波の振幅値(右)。

4. まとめ

対流圏界面付近において卓越する波数・周波数成分を調べるために時空間スペクトル解析をおこなった結果、温度場、東西風において、赤道ケルビン波と東進する季節内周期振動シグナルがスペクトルピークとして明瞭に検出された。この結果をもとにデータの再構築をおこない、赤道ケルビン波と季節内周期振動を取り出して調査した。

波動活動度を振幅の 2 乗値として定義すると、季節内周期振動は対流とカップルして東進し、季節経度性は対流圏内の卓越した変動の 1 つである Madden-Julian 振動と一致した。赤道ケルビン波の活動度を理解するには、背景風による影響を考慮する必要があるため、閾値を設定して特に振幅の大きなケルビン波を抽出した。得られた 3467 例のケルビン波を合成して平均的な構造を調査した結果、温度場と東西風の位相関係がケルビン波の理論構造と一致しており、対流とのカップルがみられた。発生地点付近に対流活発域が存在し、約 180° 東進して対流活発域に入り、変形していることが分かった。

ケルビン波の通過数、開始数、背景場東西風と活動度を比較した結果、背景場東西風（100hPa では東半球で東風、西半球で西風）が赤道ケルビン波の伝播距離に影響しており、開始地点から東風の領域では通過数が多く、活動度が大きくなることがわかった。

References:

1. Eguchi, N., and Shiotani, M., *J. Geophys. Res.*, **109**, doi:10.1029/2003JD004314, 2004
2. Fujiwara, M., F. Hasebe, M. Shiotani, N. Nishi, H. Voemel, and S. J. Oltmans, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3143-3146, 2001
3. Knutson, T. R., and K. M. Weickmann, *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1407-1436, 1987
4. Wheeler, M., G. N. Kiladis, and P. J. Webster, *J. Atmos. Sci.*, **57**, 613-640, 2000

Space-time variations of Equatorial Kelvin Wave Activity and Intraseasonal Oscillation around the tropical tropopause region

***Junko Suzuki and Masato Shiotani**

Research Institute for Sustainable Humanosphere (RISH), Kyoto University

Abstract

Space-time variations of the temperature and the zonal wind around the tropical tropopause region are examined using the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) Re-Analysis data set (ERA-40). The spectral analysis is performed to calculate power spectra in the zonal wavenumber and frequency domain for the zonal wind data. Two spectral peaks are found: one is in a region with frequency 0.035-0.25 [1/day] and zonal wavenumber 1-10 for the Kelvin wave, and the other in a region with frequency 0.011-0.035 [1/day] and zonal wavenumber 1-10 for the Intraseasonal Oscillation (ISO). On the basis of these frequency-wavenumber domains the grid data are reconstructed to represent Kelvin wave and the ISO activities, and the variances are calculated from the gridded data to see space-time variations of the Kelvin wave and the ISO. The ISO activity is clearly related to the eastward propagating convections, though the Kelvin wave activity is organized around 60°E (the western Indian Ocean) throughout the year. We selected Kelvin wave events from the reconstructed zonal wind data with a threshold of -2.938 [m/s] to see the life cycle of the Kelvin waves. Kelvin waves with high activity around 60°E begin mostly around 30°W to 60°E and disappear around 60°E to 150°E. By performing the composite analysis for the Kelvin wave events we found that the Kelvin wave generation is closely coupled with the convective event, though the area of the Kelvin wave generation does not correspond to the active convective area such as in the western Pacific.

Keywords

equatorial Kelvin wave, tropical tropopause region

1. INTRODUCTION

Many types of the atmospheric waves with various periods and wavenumbers are found around tropics. The latent heat release due to evaporation in deep convections is an important energy source for these waves. Among them the Kelvin wave is one of the most dominant equatorial waves. In the stratosphere, the Kelvin wave has been mainly studied for understanding mechanisms of the Quasi-Biennial

Oscillation (QBO) and the Semi-Annual Oscillation (SAO) from the view point of its possible transport of momentum. In the troposphere, the Kelvin wave is assumed as a convectively coupled wave and is detected in the wavenumber-frequency spectra of tropical clouds using the outgoing longwave radiation (OLR) data (Wheeler et al., 2000). They specified the wavenumber and frequency domains of the Kelvin wave under the linear theory for zonally and vertically propagating equatorial waves. In the tropical tropopause region, a transition layer between the troposphere and the stratosphere, it is emphasized that the Kelvin wave plays a critical role in mixing and possible exchanges between the troposphere and the stratosphere (Fujiwara et al., 1998). Moreover there is another eastward propagating signal with different periodicity. Eguchi and Shiotani (2004) investigated distributions of meteorological fields associated with the Intraseasonal Oscillation (ISO) using satellite data. However, Kelvin wave and ISO activities around the tropopause have not been clearly documented in view of the global and seasonal characteristics with use of the long term data. In this study we will investigate these activities on the basis of the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) Re-Analysis data set (ERA-40).

2. DATA AND METHODOLOGY

Two datasets are utilized in this study: European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) Re-Analysis (ERA-40) data and OLR data from the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) polar-orbiting satellites. In order to investigate signals in the dynamical fields, we used the ERA-40 data that is available on a $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ grid and every 6 hours over the period from September 1957 to August 2002. The OLR data are available on a $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ grid over the period from January 1979 to August 2002, and used as a proxy of convective activity.

Because the Kelvin wave has a symmetric structure about the equator, antisymmetric-symmetric decomposition is used for the data; the gridded field as a function of latitude, ϕ , can be written as $OLR(\phi) = [OLRA(\phi) + OLRS(\phi)]$, where $OLRA(\phi) = [OLR(\phi) - OLR(-\phi)]/2$ is the antisymmetric component, and $OLRS(\phi) = [OLR(\phi) + OLR(-\phi)]/2$ is the symmetric component (Wheeler and Kiladis, 1999). Then, the space-time spectral analysis is performed to calculate power spectra in the zonal wavenumber and frequency domain. These are averaged over the latitudes between 15°S and 15°N . In order to see features about Kelvin waves in the zonal wavenumber and frequency domain, power spectra calculated from symmetric data (hereafter symmetric power spectra) are divided by those calculated from the original data (hereafter background power spectra). Since the raw but unfiltered power spectra have large estimated errors especially in high frequency, the power spectra are smoothed with a 1-2-1 filter.

3. RESULTS

3.1. Power spectra

Figure 1 shows a contour plot of the symmetric power spectra divided by the background power spectra for the zonal wind field at 100 [hPa] around the tropical tropopause region. There exist two strong powers in the eastward propagating signals. One has zonal wavenumbers from 1 to 4 and frequencies from

0.011 to 0.035 [1/day], and the other has wavenumbers from 1 to 10, frequencies from 0.035 to 0.25 [1/day]. The equivalent depth which can be transformed into phase speed is also plotted. Additionally, by executing the wavenumber-frequency cross-spectral analysis between zonal wind and temperature at 100 [hPa], we found the phase for the temperature field precedes that for the zonal wind about 90° (not shown). This result consists with the theoretical structure of the Kelvin wave. The ISO spectral peak has a period close to the Madden-Julian oscillation (MJO). The MJO is an eastward moving system with a period around 35 – 95 [day] (Hendon and Salby, 1994) in the troposphere. The ISO peak suggests that the MJO influences dynamical fields around the tropopause region.

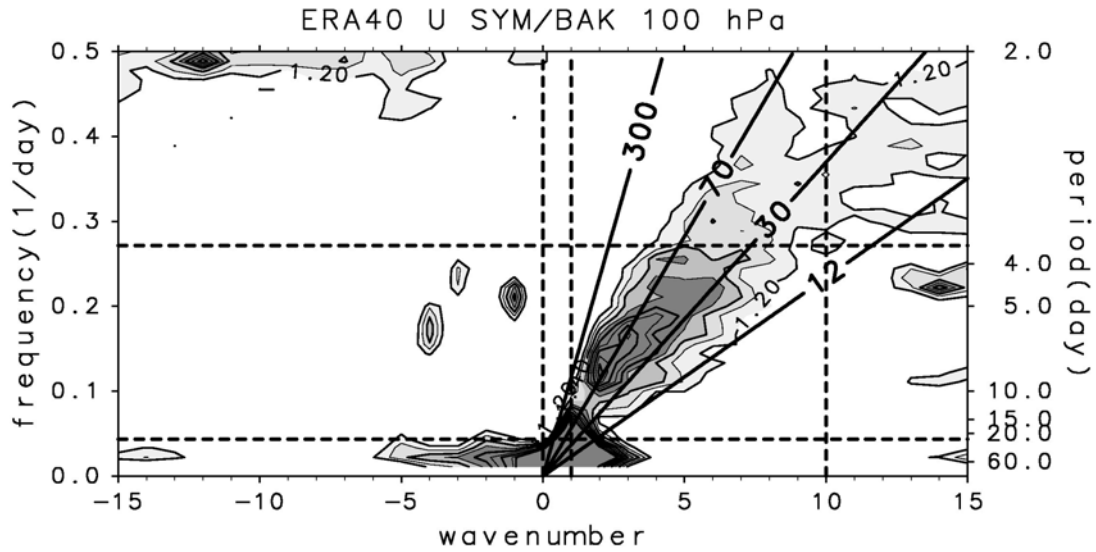


Figure 1. Zonal wavenumber-frequency plot for the symmetric zonal wind power spectra divided by the background power spectra averaged over the latitudes between 15°S and 15°N at 100 [hPa]. Contour interval is 0.1. Shading is also incremented in a step of 0.1.

3.2. Wave activities

Gridded data are restructured as representing space-time variations of the Kelvin wave (hereafter Kelvin wave data) and the ISO (thereafter ISO data) using the FFTs and the inverse FFTs for the spectral regions mentioned above. Figure 2 shows Hovmöller diagrams (time versus longitude plot) for the restructured zonal wind data at 100hPa and OLR data averaged over the latitudes 15°S and 15°N in 1990. This year is recognized as a normal one from the view point of the ENSO cycle. Eastward propagation is clearly seen throughout the year especially in the eastern hemisphere during the northern winter. The Kelvin wave signal prevails more uniformly, but the amplitude is smaller than that of the ISO. Since the eastward propagating signals of easterly (westerly) wind anomalies are in-phase with the negative (positive) OLR anomalies for the ISO, almost all the signals are recognized as being convectively coupled systems. The phase speed increases, and the amplitude is reduced in the western hemisphere. These features are similar to those of the MJO (e.g. Hendon and Salby, 1994). For the Kelvin wave, however, it does not seem to be clearly related to the convectively coupled system.

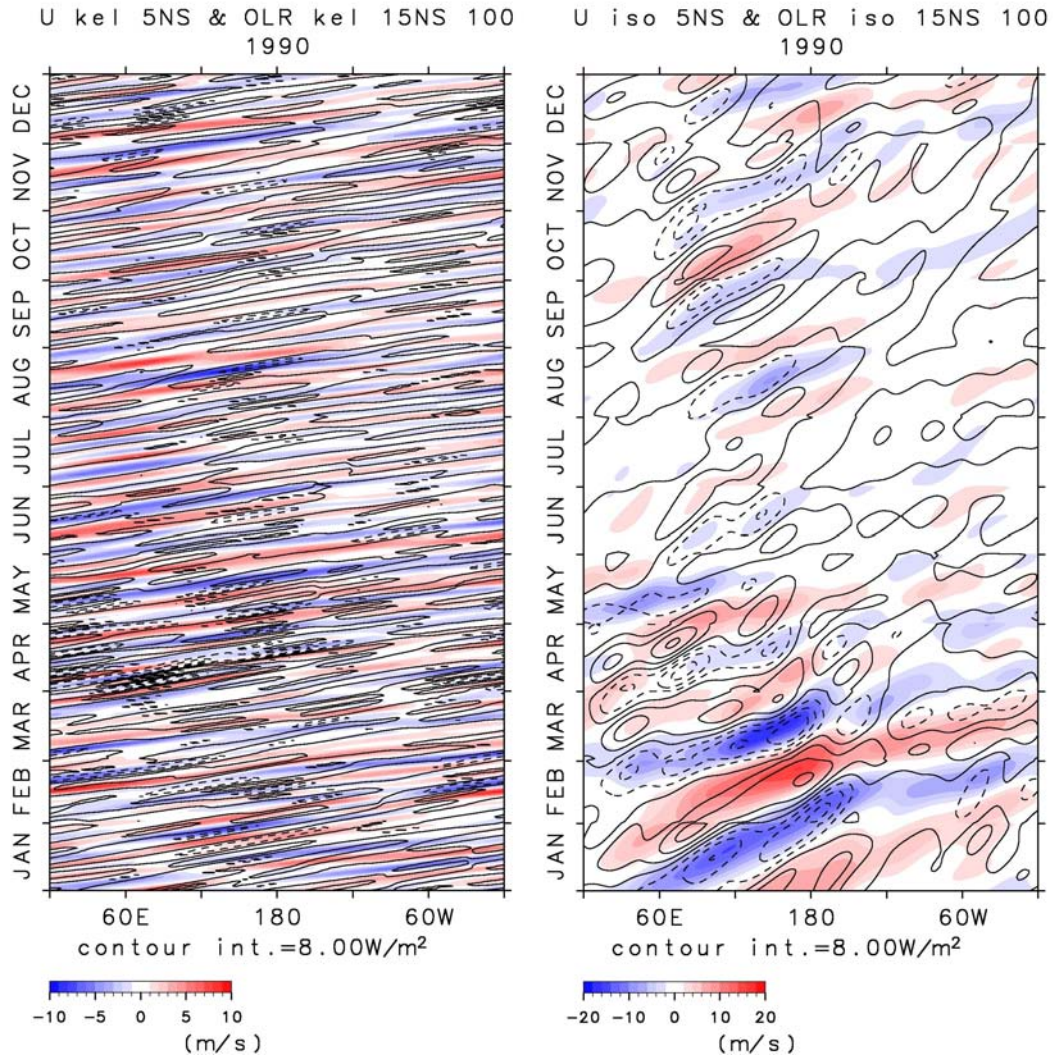


Figure 2. Longitude-time section of the Kelvin wave and ISO filtered zonal wind anomaly (shading) and OLR anomaly averaged between 15°S and 15°N in 1990. Contour intervals are 8.0 [W/m²].

3.2.1 ISO activities

Figure 3 shows time-longitude section of climatological ISO activity as represented by the square amplitude calculated for each month and longitude grid. The amplitudes are averaged over the latitudes between 5°S and 5°N for the zonal wind field at 100 [hPa] (top) and for the OLR (bottom). The ISO activity in the zonal wind field has an annual maximum during the northern winter and May with large values on the eastern hemisphere, especially around 130°E. These spatial and temporal variations agree closely with those of deep convection activity inferred from the OLR data, and they might be related to the annual variation of the MJO (Jones et al., 2004). This suggests the most of the ISO signals are coupled with convections, and are probably coupled with the MJO systems.

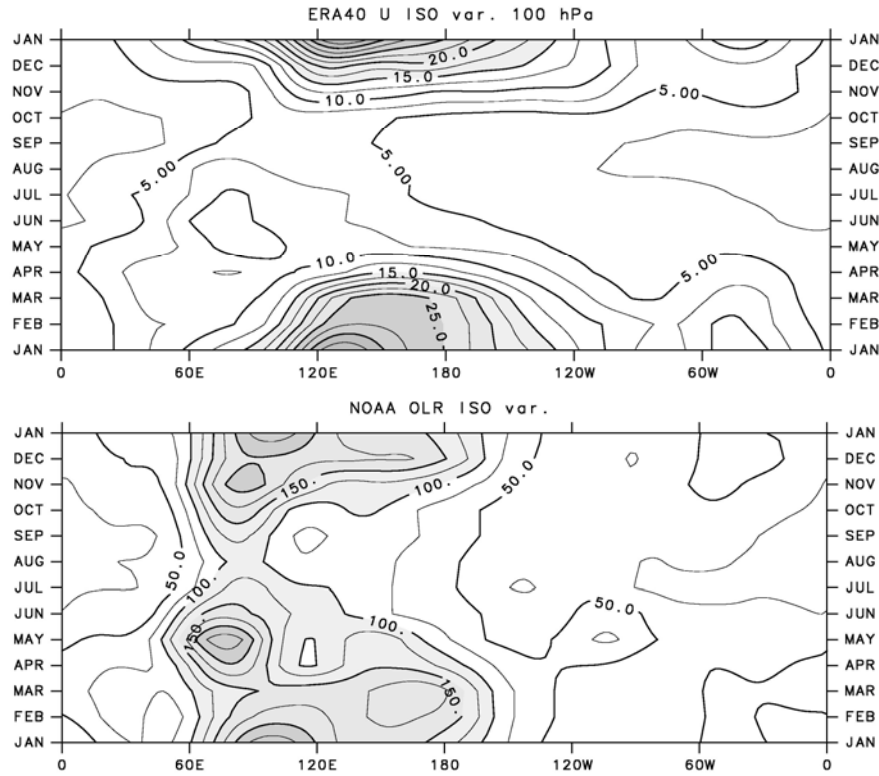


Figure 3. Time-longitude section of ISO activity for the zonal wind field at 100 [hPa] (above) and OLR (bottom) described as the squared amplitude averaged over the latitudes between 5°S and 5°N. For the upper figure contour interval is 2.5 [m^2/s^2] and shading levels are 15.0, 20.0, 25.0 and 30.0 [m^2/s^2]. For the bottom figure contour interval is 25 [W^2/m^4] and shading levels are 100, 150.

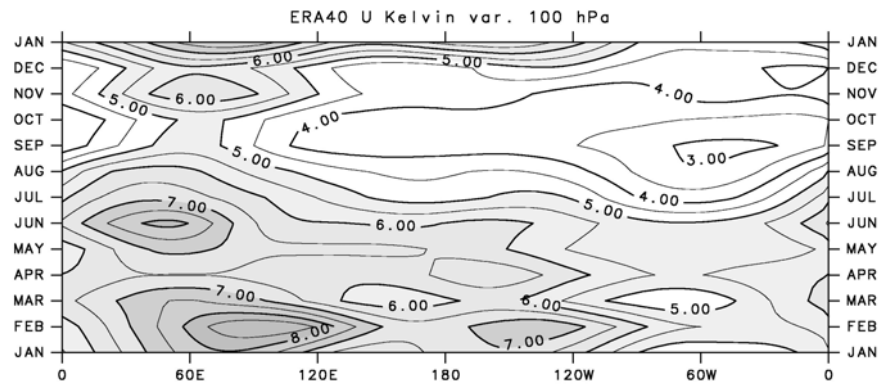


Figure 4. Same as Figure 3 but for Kelvin wave activity. Contour interval is 0.5 [m^2/s^2] and shading levels are 5.0, 6.0, 7.0 and 8.0 [m^2/s^2].

3.2.2. Kelvin wave activities

Figure 4 shows time-longitude section of Kelvin wave activity averaged over the latitudes between 5°S and 5°N for the zonal wind field at 100 [hPa]. Annual maxima are seen in January to March and May to August. The most active region throughout the year is located in the eastern hemisphere, especially around 60°E. Of most relevance for the propagation of the Kelvin wave is the presence of zonal wind flow from the source region to the arrival region. The eastern hemisphere is a good condition for the propagation of Kelvin wave, because there are easterly winds between the upper troposphere and the cold point tropopause in the eastern hemisphere; on the other hand, the condition is opposite in the western hemisphere.

3.2. Composite analysis for Kelvin wave

In order to investigate signatures of the Kelvin wave life cycle, we defined the start location and the end location of the Kelvin wave event in the zonal wind where the anomaly becomes below -2.9376 [m/s] for about 45 years, and found there are 2715 Kelvin wave events. Figure 5 shows the Kelvin wave activity in a solid line, the accumulated number of the start point in a dotted line, and that of the end point in a chain line. Kelvin wave activity has two maxima around 60°E and 150°E. The number of the start point has maxima around 60 degrees west of the activity maxima, and that of the end point has a peak around 30 – 50 east of that. The peak of the start point is sharper than that of the end point. This suggests the Kelvin waves appear around 0°E and propagate eastward with the maximum amplitude around 60°E, and then they disappear around 120°E. We are able to refer to the westerly wind area in the western hemisphere 100 [hPa] as a factor of decrease.

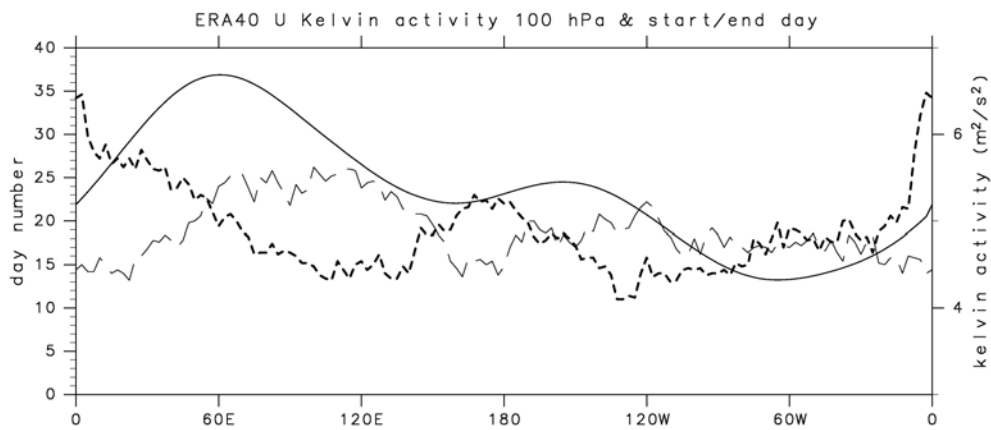


Figure 5. Longitude structure of event number and activity for the Kelvin wave at 100 [hPa]. The Kelvin wave activity is drawn in a solid line, the accumulated number of the start point in a dotted line, and that of the end point in a chain line.

Figure 6 show longitude-time sections of the composite zonal wind anomaly (contours), temperature anomaly (above; shading of blue color) at 100 [hPa], and total OLR (bottom; shading of red color). All diagrams are drawn by use of the unfiltered data. The eastward propagating signals in the zonal wind and temperature agree with the theoretical structure of the Kelvin wave, because a phase for the temperature field precedes that for the zonal wind about 90° . It is consistent with the result of the spectral analysis that the propagation speed is about 29 [m/s]. The amplitude in zonal wind field is around 6.5 [m/s] as peak-to-peak, and it is equivalent to $10.56 \text{ [m}^2\text{/s}^2\text{]}$ in variance. The beginning of the wave event has about a -4 day lag. Since the local convections affect the composite Kelvin wave, the signals disappear in the east of around 60 to 120 [degree] in +10 day lag. The lifetime of the Kelvin wave can be assumed about two weeks.

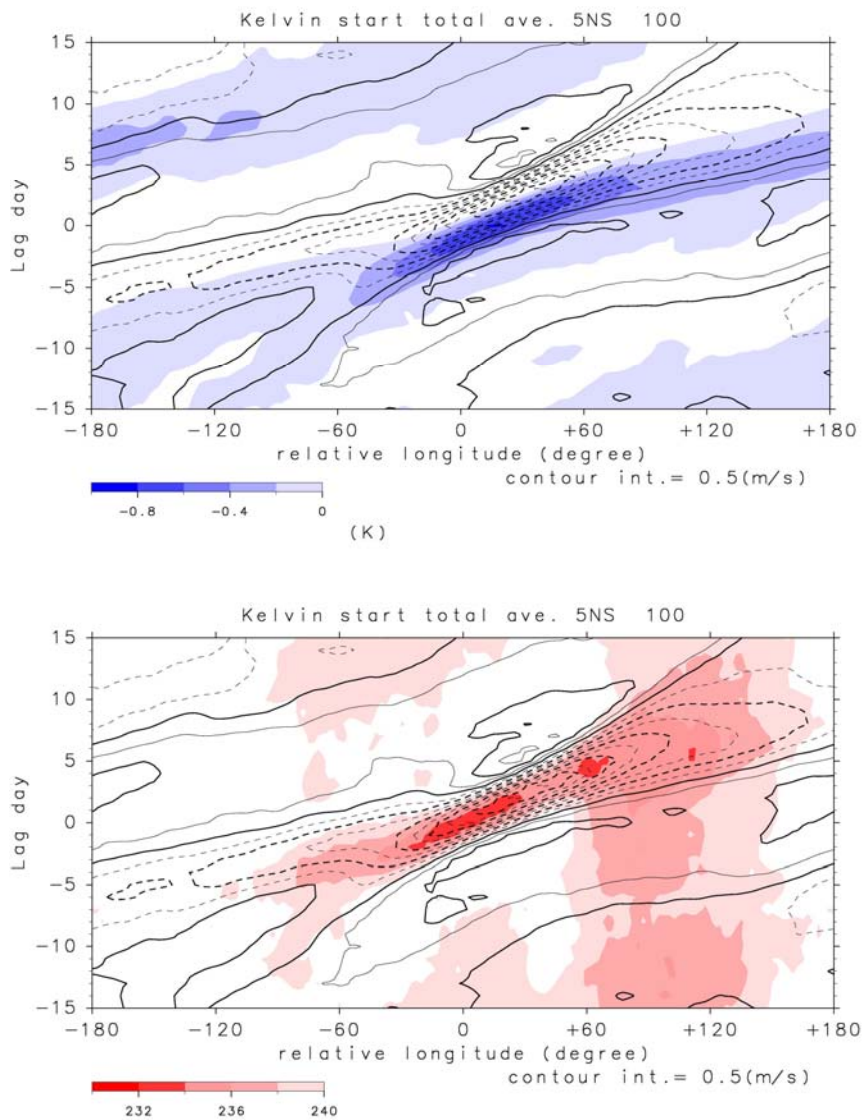


Figure 6. Longitude-time sections of composite zonal wind anomaly [m/s] (contours), temperature anomaly [K] (shading of blue color) and total OLR [W/m^2] (shading of red color). Contours intervals are 0.5 [m/s].

4. SUMMARY

We have conducted the spectral analysis to investigate characteristics of the disturbances in the zonal wind field at 100 [hPa] around the tropical tropopause. From the wavenumber-frequency structure, two spectral peaks are evidently separated each other. We have identified the peaks as the Kelvin wave and the ISO, based on their frequencies, zonal wavenumbers and equivalent depths. It is found that the horizontal distributions of the Kelvin wave and ISO activities are higher during northern winter and in the eastern hemisphere. In the ISO data, the eastward propagating signals in the zonal wind field are clearly coupled with convective activity, and the space-time signatures are consistent with the MJO. In order to see the relationship between the Kelvin wave and convection, we have selected 2715 cases as the Kelvin wave events and made a composite analysis. The lifetime of Kelvin wave is about 16 days, and the phase speed of the wave is approximately 29 [m/s]. The structure in composited fields clearly agrees with the theoretical Kelvin wave, and the eastward propagating signal seems to accompany with convection.

References

Journal Article:

- Eguchi, N. and Shiotani, M., 2004, Intraseasonal variations of water vapor and cirrus clouds in the tropical upper troposphere, *J. Geophys. Res.*, 109, doi:10.1029/2003JD004314.
- Fujiwara, M., Kita, K. and Ogawa, T., 1998, Stratosphere-troposphere exchange of ozone associated with the equatorial Kelvin wave as observed with ozonesondes and rawinsondes, *J. Geophys. Res.*, 103, 19 103-19 182.
- Hendon, H. and Salby, M.L., 1994, The life cycle of the Madden-Julian oscillation, *J. Atmos. Sci.*, 51, 2225-2237.
- Jones, C., Waliser, D.E., Lau, K.M. and Stern, W., 2004, The Madden-Julian oscillation and its impact on northern hemisphere weather predictability, *Mon. Wea. Rev.*, 132, 1462-1471.
- Wheeler, M., Kiladis, G.N. and Webster, P.J., 2000, Large-Scale Dynamical Fields Associated with Convectively Coupled Equatorial Waves, *J. Atmos. Sci.*, 57, 613-640.

付記

当該研究成果報告書は、日本学術振興会への冊子提出時に以下の論文を含んでいたが、
著作権が American Geophysical Union (AGU)に属するものであるため、京都大学学術情報リポ
ジトリへ登録する際に、その部分を除いて登録・公開することとした。

Eguchi, N. and Shiotani, M., 2004: Intraseasonal variations of water vapor and cirrus clouds in the
tropical upper troposphere. J. Geophys. Res., 109, D12106, doi:10.1029/2003JD004314.
<http://www.agu.org/pubs/crossref/2004/2003JD004314.shtml>