

平成 26 年度 卒業研究論文

オホーツク海が無ければ梅雨は弱まる！？

Without the Okhotsk Sea, the Baiu would weaken.

地球環境気候学研究室

川崎 健太 511395

指導教員 立花義裕

目次

第 1 章 序論	1
1.1 背景	2
1.2 目的	2
第 2 章 使用データ・解析手法	4
2.1 使用モデル・データ	5
2.2 解析手法	5
第 3 章 結果	8
3.1 降水量の評価	9
3.2 大気場の評価	9
3.3 波活動度フラックスの評価	9
3.4 日本付近のジェットの評価	9
3.5 対流活動の評価	10
第 4 章 結論	21
4.1 結論	22
引用・参考文献	23
謝辞	24

第 1 章

序論

1.1 背景

1.2 目的

1.1 背景

梅雨降水帯はチベット高原からのジェット気流がもたらす暖気移流が上昇流を励起し、形成する[Sampe, T. and S.-P. Xie, 2010]^[1]という要因が現在の主流の考えとなっている。また、他の要因として、太平洋高気圧からの暖気とオホーツク海からの寒気が日本上空で衝突することで前線を強めるという要因も知られている。

梅雨降水帯を形成する要因の一つであるオホーツク海に着目してみると、オホーツク海は大陸、島々に囲まれたいわば、閉ざされた海であり、陸地と比べ夏季は冷たい特異な海、冬季は反対に暖かい海となっている。このことから、オホーツク海は中緯度でありながらも独特の気候を形成することが知られている（立花・本田 2007）^[2]。

梅雨の最盛期（5月～6月）において、オホーツク海がどのような水温分布を形成しているのかを知るため、1979年から2011年までの5月～6月の平均海面水温を求めたところ、4°C以下と非常に冷たい（Fig.1）。

このことから、オホーツク海の存在が梅雨形成に対してどのような役割を持っているのかに興味を持った。しかし、オホーツク海そのものが大気へどのように影響を及ぼすのかを研究した事例は少ない。先行研究では、[Honda et al,1999]^[3]が冬季におけるオホーツク海の海氷分布の違いによる大気応答実験を数値モデルを用いて行ったが、夏季においては海氷が張らないので、海の大気への露出の違いによる応答を見ることは出来ない。よって、私は海と大気の相互作用を無くす方法として、オホーツク海自体を周りの陸地と同じように埋め立てる方法を考えた。この方法では、夏季のみならず全季節においてもオホーツク海が大気へどのような影響を与えるのかを評価することができる。

1.2 目的

これらの背景から、本研究では、オホーツク海の存在が梅雨形成にどのように影響を及ぼしているのかを知るため、オホーツク海を陸地とする数値実験を行うことにより、大気への応答を評価し、オホーツク海の梅雨期における役割を検討することを本研究の目的とする。

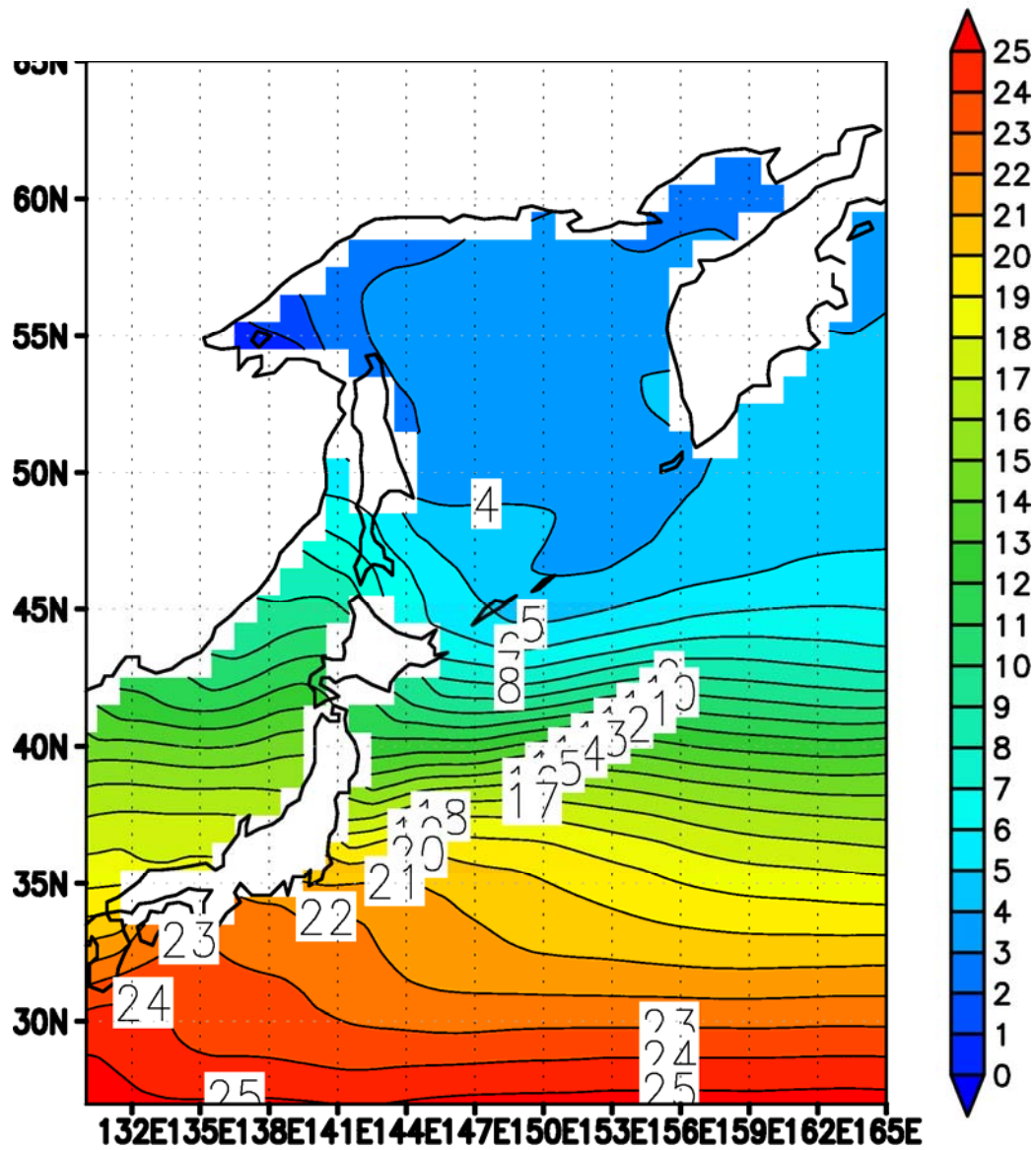


Fig.1 1979yr-2012yr mean of May-Jun mean in sea surface temperature [$^{\circ}\text{C}$]
(shade and contours).

第 2 章

使用データ・解析手法

2.1 使用データ・モデル

2.2 解析手法

オホーツク海の有無による大気への影響を評価するため、本研究では埋立を行ったランド実験（LAND）、埋立を行わないコントロール実験（CTL）の2つの実験を行った（Table1a）。下記に使用モデル及び、使用データの概要を記載する。

2.1 使用モデル・データ

大気大循環モデル

大気大循環モデル（Atmospheric General Circulation Model : AGCM）とは、全球の大気の変動を計算機上で再現するもので、大気の様々なプロセスを考慮して、大気の状態の時間変化を計算している。

本研究では、大気大循環モデルである AFES (AGCM For Earth Simulator) [Ohfuchi, W., and Coauthors, 2004]^[4]を使用した。初期条件として JRA-25 の 1979 年 1 月の月平均データ、海面水温（Sea Surface Temperature : SST）、海氷（Sea-Ice Concentration : SIC）の境界条件として Merged Hadley-NOAA/OI SST & SIC [Hurrell et al, 2008]^[5]を使用した。計算期間は 32 年間であり、SST 及び海氷の境界条件は 1979 年から 1983 年までを平均した月別データを使用した。

JRA-25 の概要

JRA-25 とは日本の気象庁が開発した再解析モデルである。再解析とは、過去の大気や海洋の循環場・温度場などを当時の観測データと最新の数値予報モデルを使用し、計算機で再現することである。過去の異常気象を詳細に解析することができ、メカニズム解明に役立てられる。また、数値モデルの初期条件としても使用される。本研究では、月平均データを使用している。

Merged Hadley-NOAA/OI SST & SIC の概要

Met office Hadley Centre における SST データ（Hadley Centre Sea Ice and Sea Surface Temperature data set : HadISST）と NOAA Optimal Interpolation（version 2; OI.v2）の SIC データを結合した再解析データである。データとしては月平均データである。

上記のモデル及び、データに関してまとめたものを Table1b に示す。

2.2 解析手法

CTL と LAND の違いはオホーツク海に SST・SIC の境界条件を与えるか、陸面と同じ境界条件を与えることのみであるので、CTL と LAND の差を評価すれば、オホーツク海の有無による大気への応答を評価することが出来る。よって、CTL から LAND の差を取り、オホーツク海が大気にどのような影響を与え梅雨を形成する要因となるのかを評価した。また、梅雨期における役割を検討するため、最盛期である 5 月～6 月の平均場について解析を行った。また、計算初期では初期値がモデルに十分整合していないため、ノイズ

が現れる可能性がある．そのため，計算した 32 年間の内，最初の 2 年間をモデルにならすための期間（スピニアップ）とし，残り 30 年間で解析を行った．

さらに本研究では，水蒸気フラックスの発散，波活動度フラックス，温度移流，そして水平温度傾度を算出し解析を行った．

2.2.1 水蒸気フラックス

水蒸気フラックスとは，単位時間あたりに単位面積を通過する水蒸気量である．水蒸気フラックスの発散とは，水蒸気がある地点から出ていくことを示しており，その値が負であると，水蒸気がある地点に集まること（収束）を示している．ここで， g を重力加速度， uq ， vq を東西，南北の水蒸気フラックス， P を気圧， P_b を 925hPa， P_t を 500hPa とし， P_b から P_t までを積算し，式 (1a) に示す水蒸気フラックスの発散を算出した．また，水蒸気フラックスの収束を評価したいためマイナスを掛け，符号を反転している．

$$\text{flux div} = -\left(\frac{1}{g} \int_{P_t}^{P_b} \frac{\partial(uq)}{\partial x} dP + \frac{1}{g} \int_{P_t}^{P_b} \frac{\partial(vq)}{\partial y} dP\right) \quad (1a)$$

2.2.2 波活動度フラックス

波活動度フラックスとはロスビー波束の伝搬を示す指標である．性質としては，フラックスが波（波束）の群速度に比例すること，フラックスの収束（発散）が基本場西風の原則（加速）と等価なことが挙げられる．これらの性質から，フラックスを求めることにより，波束の振る舞いを解析することが出来，さらに波が基本場に及ぼす影響を解析することもできる．よって，大気中のどの領域でロスビー波が発生し，どのように伝搬し，減衰するのか，そしてそれによる基本場の影響はどのようなものかということの評価することが出来る．また，本研究では 3 次元波活動度フラックス[Takaya, K. and H. Nakamura, 2001]^[6]を算出した．

2.2.3 温度移流

温度移流とは，温度差が存在する場において，ある地点へ風によって暖かい（寒い）空気が運ばれ，温度変化が起こることである．温度移流を算出することで，暖気と寒気がどのようにある地点に流入しているのかを評価することが出来る．よって， T を温度， T_c を温度の気候値， u_c ， v_c は東西風，南北風の気候値， ∂x ， ∂y は東西，南北の距離として，式 (1b) に示す温度移流を算出した．また，30 年間の平均値で解析を行っているため，気候値で算出している．

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -u_c \frac{\partial T_c}{\partial x} - v_c \frac{\partial T_c}{\partial y} \quad (1b)$$

2.2.4 水平温度傾度

水平温度傾度とは，水平の温度勾配を示しており，値が大きいほど，温度勾配が強い箇

所を示している．水平温度傾度が大きな箇所を前線と呼び，温帯低気圧の発達のためには大きな温度傾度の存在が必要であるため，これを求めることで，前線，対流活動の活発度合を評価することが出来る．よって， T を温度とし，式 (1c) に示す水平温度傾度を算出した．

$$|\nabla \cdot T| = \left\{ \left(\frac{\partial T}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)^2 \right\}^{\frac{1}{2}} \quad (1c)$$

Table1a. *Boundary conditions*

Type of Simulation	Period of SST average	Ground parameter of Sea of Okhotsk
CTL	1979-1983	SST
LAND	1979-1983	Land

Table1b. *model and data settings*

	AFES	JRA-25	Merged NOAA/OI SST & SIC
Initial condition	Monthly mean of 1979/01 from JRA-25		
SST & SIC condition	Merged NOAA/OI SST & SIC		
Horizontal resolution	150km	110km	110km
Vertical levels	27 (top: 60km)	17 (top: 60km)	1
Period of reanalysis		1979/01-2004/12	1870/01-2012/03

第 3 章

結果

- 3.1 降水量の評価
- 3.2 大気場の評価
- 3.3 波活動度フラックスの評価
- 3.4 ジェットの評価
- 3.5 対流活動の評価

3.1 降水量の評価

CTL と LAND での降水量の違いを見ると、オホーツク海が存在することで、直上では減少し、日本の九州から関東にかけての沿岸で増加している (Fig.2). このことから、オホーツク海は梅雨強化の原因の一つであることが分かる.

3.2 大気場の評価

3.1 章で分かる日本付近の降雨増加がなぜ起きているのかを検討するため、大気-海洋間の熱フラックスを見ると、オホーツク海では負であることが分かる (Fig.3a). これは、大気から海へ熱が輸送されていることを示しているため、オホーツク海が冷源であることが分かり、直上の大気の気温偏差を見たところ冷却されていることが分かった

(Fig.3b). 大気が冷却されることで、気圧場にどのような影響があるのかを見るため、海面気圧をみるとオホーツク海上の高気圧だけでなく、ベーリング海上の低気圧、そして太平洋上の高気圧が有意に強化されていることが分かる (Fig.4a). また、500hPa 面におけるジオポテンシャル高度を見ると、オホーツク海高気圧は消え、周辺の高緯度帯で低気圧が強化されていることが分かり、太平洋高気圧は上層でも強化されていることが分かった (Fig.4b).

ここで、2.2.1 章で示した水蒸気フラックスの発散を見たところ、太平洋高気圧が作る南東風 (Fig.4a and 4b) により、日本付近へより多くの水蒸気が輸送されていることが分かった (Fig.5).

3.3 波活動度フラックスの評価

オホーツク海上を含む北緯 45 度から 60 度までと東経 140 度から西経 130 度までを平均した二種類の鉛直構造と 200hPa 面におけるジオポテンシャル高度、そして 2.2.2 章における波活動度フラックスを評価した (Fig.6a, 6b and 6c). Figure6a を見ると、オホーツク海の東側の低気圧が上層になるにつれ、西に傾いていることが分かる. これは、オホーツク海直上の高気圧と東側での低気圧の傾圧性の違いにより引き起こされていることが分かる. Figure6a, Figure6b を見ると、オホーツク海から鉛直東側に波が伝播し、上層になるにつれ、水平に伝播していることが分かる. これは、オホーツク海上で励起された波が上層の低気圧を強化し、さらに水平に伝播することで、太平洋高気圧を強化することを示している. このことから、太平洋高気圧の強化はオホーツク海からによるものであることが分かる.

3.4 日本付近のジェットの評価

背景で記載したようにジェット気流が梅雨形成の一因であることから、オホーツク海の存在はジェット気流にどのような影響を与えているのかを見るため、日本付近のジェット

について比較したところ，ジェット的位置には影響しないが，日本付近で強化されていることが分かった (Fig.7a)．梅雨期において，日本付近を流れるジェット気流は東南アジアを通り，湿った空気を運ぶ亜熱帯ジェット気流と呼ばれるもので，これが強化されることで，さらに日本へ暖湿な風が運ばれ，降雨が強化されることが分かる．また，850hPaでも同様にジェットが強化されていることが分かる (Fig.7b)．

3.5 対流活動の評価

次に，2.2.3 章で示した 500hPa 面における温度移流を見た (Fig.8)．Figure8 を見ると，本州付近で南北に寒気移流と暖気移流が衝突していることが分かる．このことから，本州上空では温度勾配がさらに強まり，対流活動が活発化し，上昇流が強化されていることが考えられた．このことから，2.24 章で示した 500hPa 面における水平温度傾度と，鉛直流（下向き正），外向き長波放射 (OLR) を評価した (Fig.9a, 9b and 9c)．OLR とは，対流活動の活発度を示す指標であり，地表面や雲頂から放射される赤外線エネルギー量のことである．雲頂は地表に比べ温度が低いため，OLR は小さくなる．よって，OLR が小さいほど対流活動が活発であることを示している．Figure9a, Figure9b において日本付近に着目するとチベット付近から太平洋にかけて東西に延びる温度傾度が強い領域に日本が覆われているので，日本の南側で上昇流が活発化していることがわかる．また，Figure9c を見ると，日本上空で鉛直流に対応して対流が活発化していることが分かった．

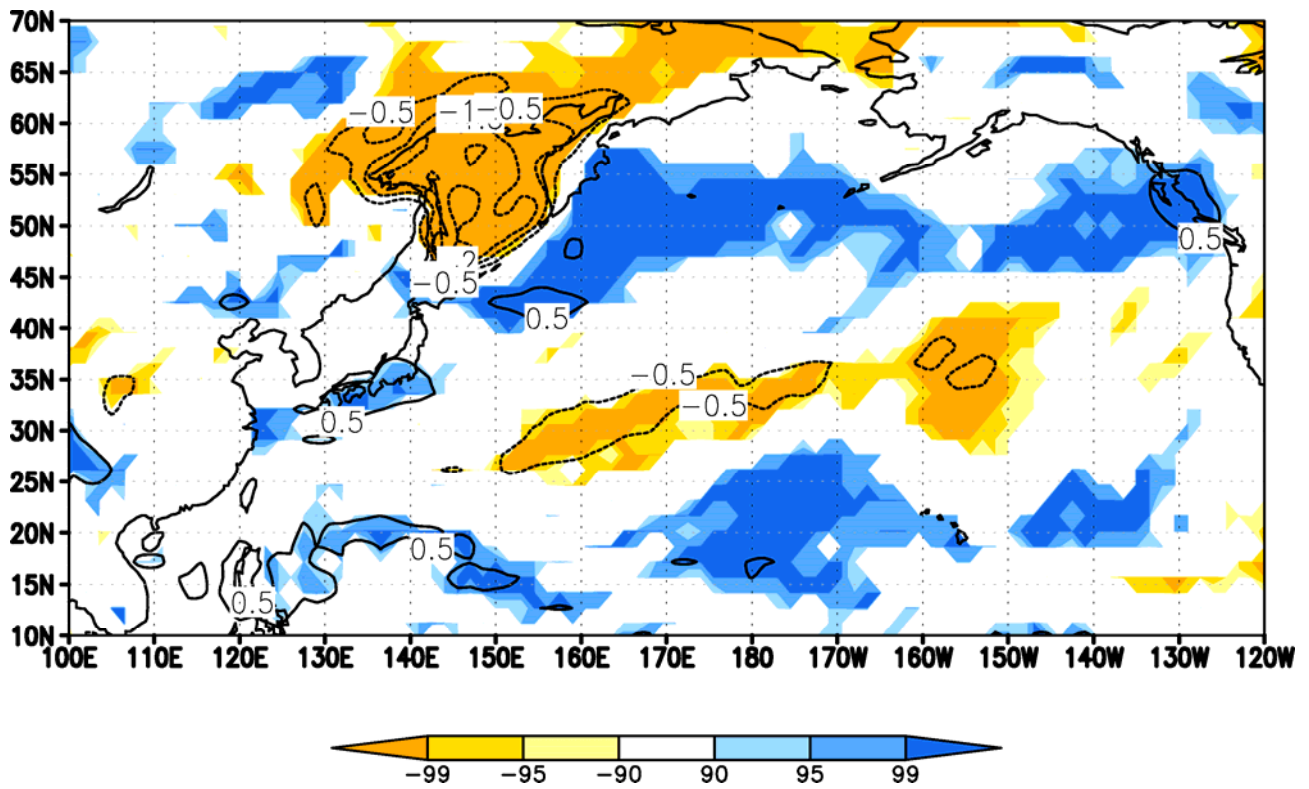


Fig.2 Difference in May-Jun mean in precipitation [mm/day] between CTL and LAND. Significance levels of 90%, 95%, 99% based on t-test are shaded. The contours denote anomaly between CTL and LAND.

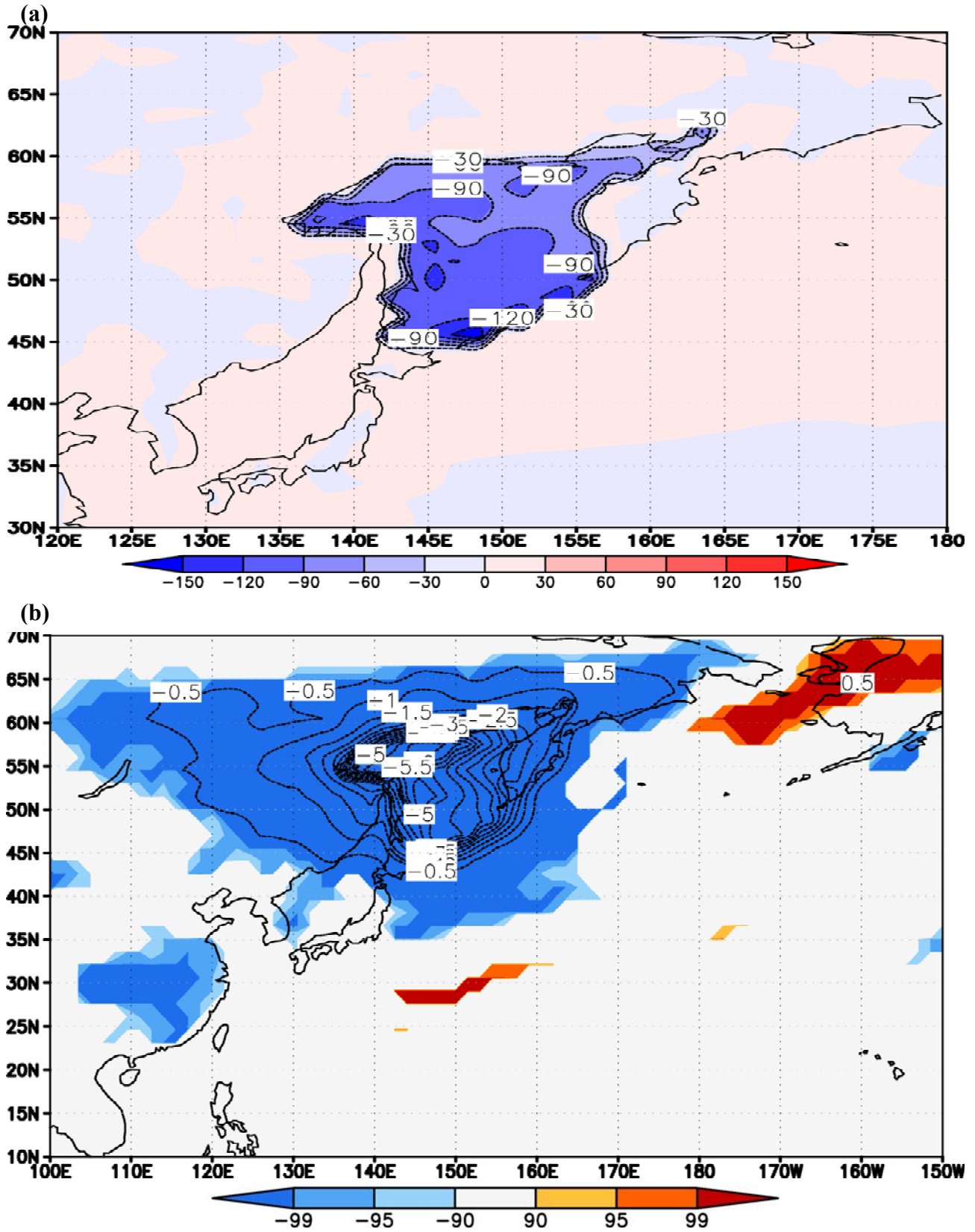


Fig.3 Difference in May-Jun mean in (a) net heat flux $[W/m^2]$ and (b) temperature at 2m $[K]$ between CTL and LAND. Significance levels of 90%, 95%, 99% based on t-test are shaded (b). The contours denote anomaly between CTL and LAND.

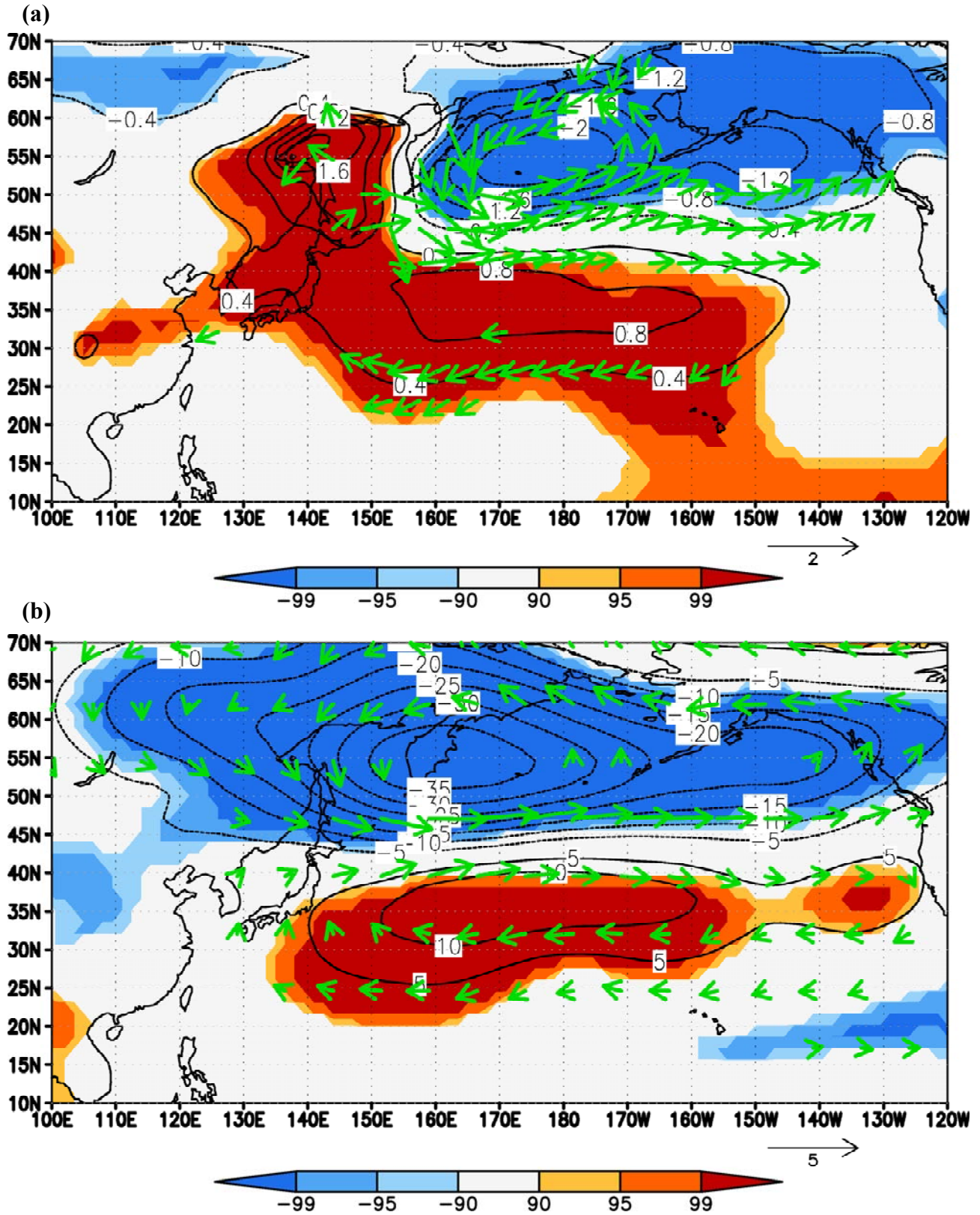


Fig.4 Difference in May-Jun mean in (a) sea level pressure [hPa], vectors denote 2m horizontal winds [m/s], (b) 500hPa geopotential height [m] and vectors denote 500hPa horizontal winds [m/s] between CTL and LAND. Significance levels of 90%, 95%, 99% based on t-test are shaded. The contours denote anomaly between CTL and LAND.

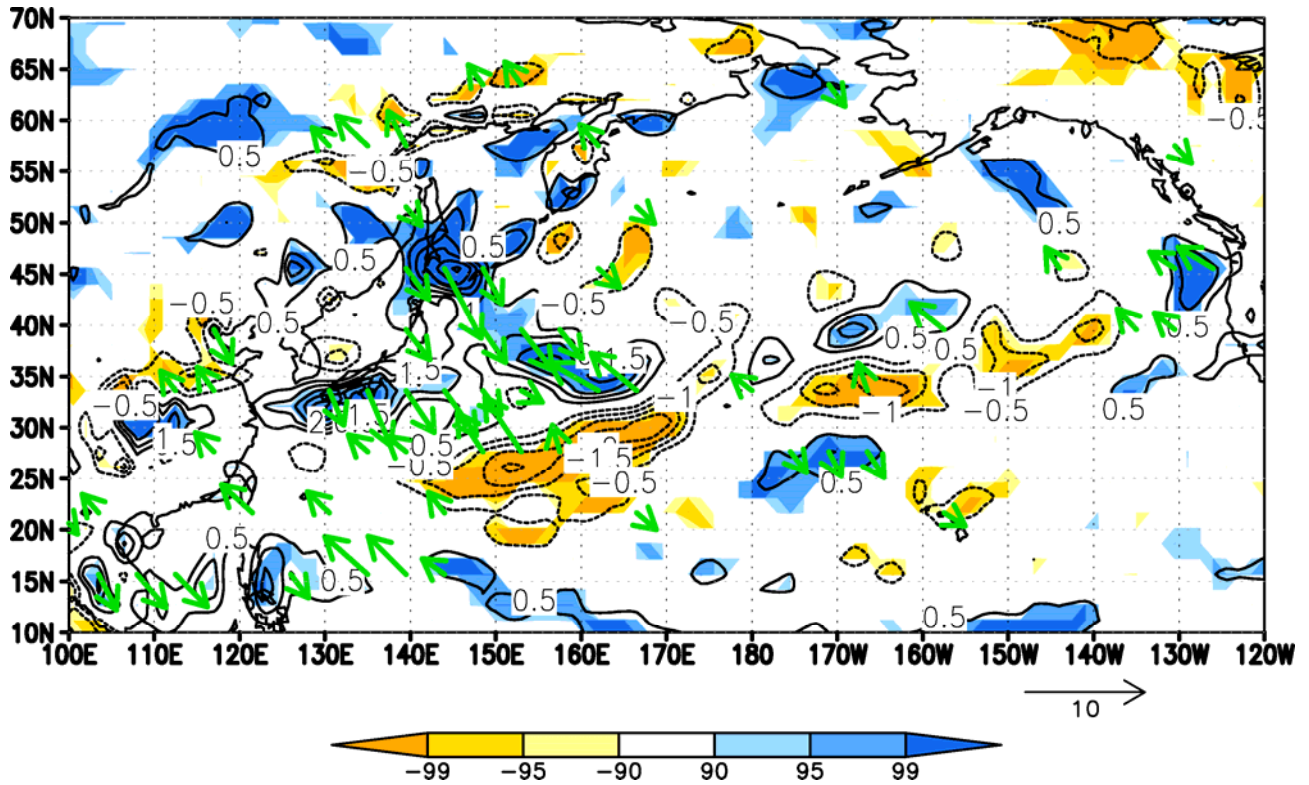
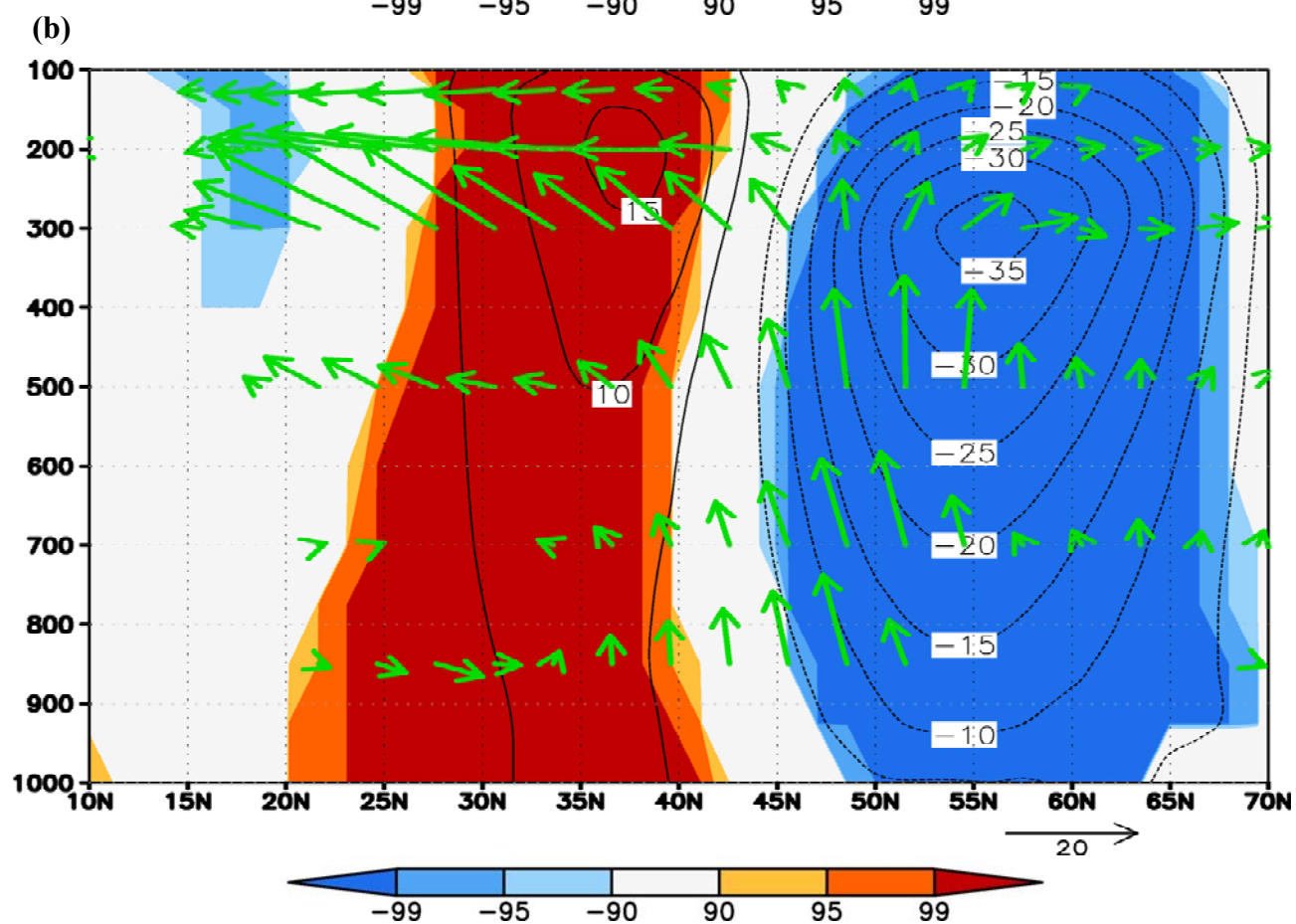
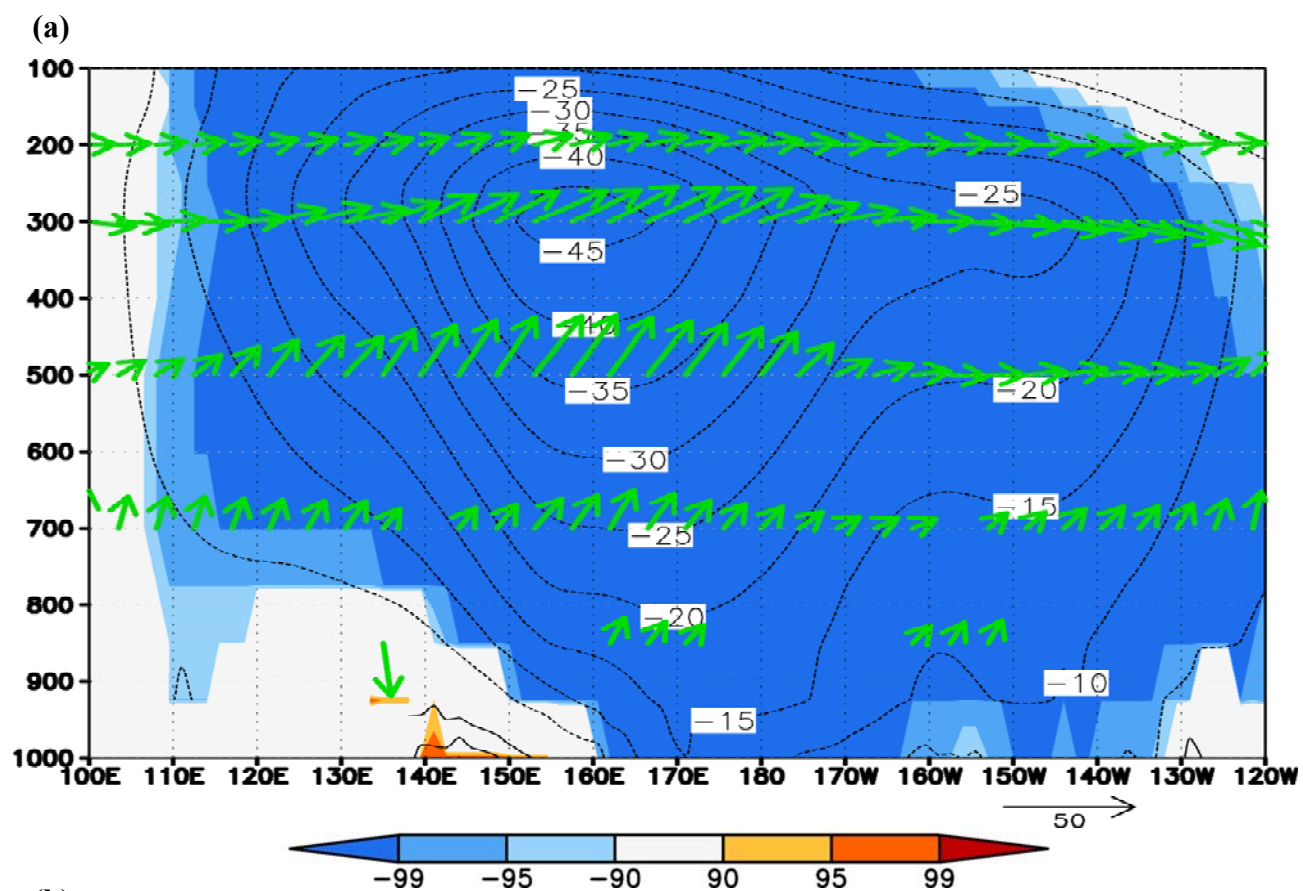


Fig.5 Difference in May-Jun mean in integrated 925hPa to 500hPa moisture flux convergence [mm/day] and vectors denote moisture flux [mm/day] between CTL and LAND. Significance levels of 90%, 95%, 99% based on t-test are shaded. The contours denote anomaly between CTL and LAND.



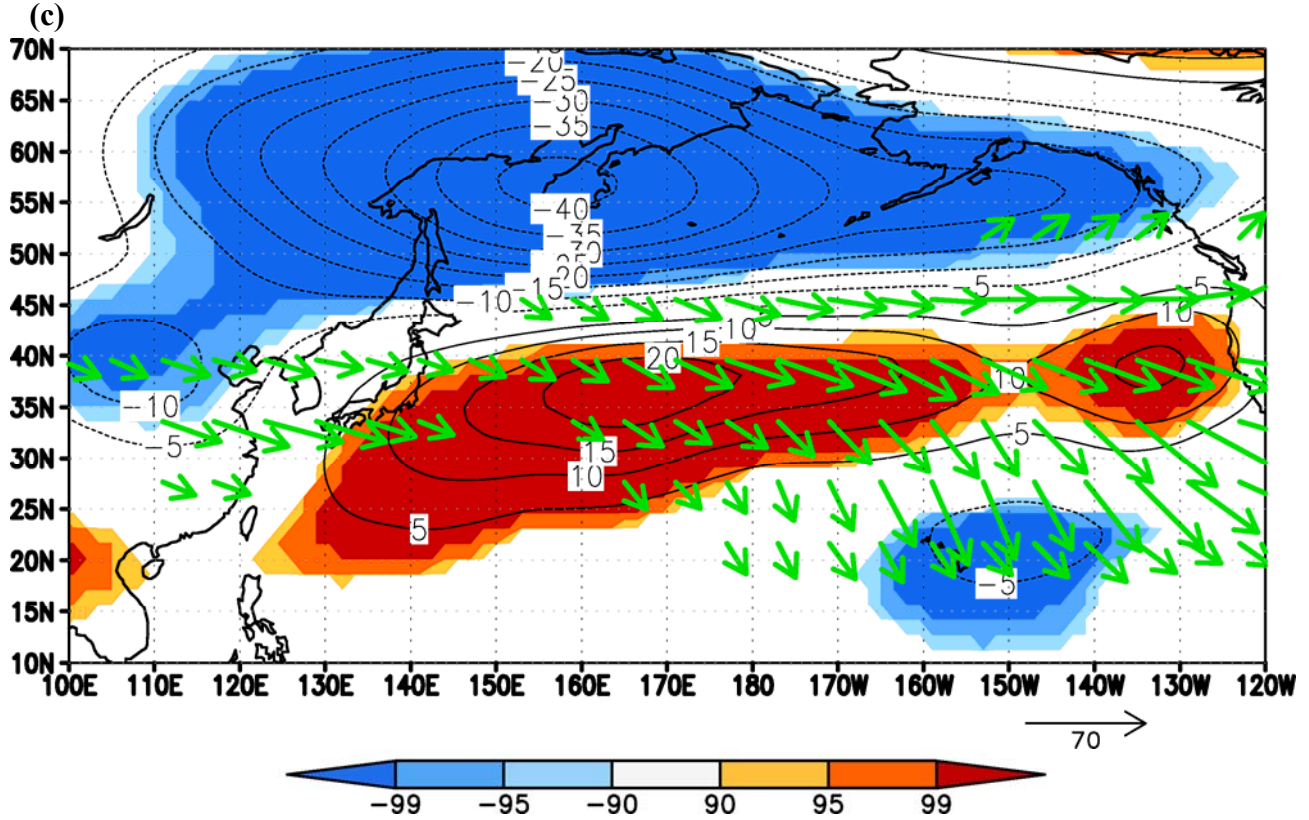


Fig.6 Difference in May-Jun mean in (a) Zonal cross section based on 45°N-60°N average in 1000hPa-100hPa geopotential height [m], (b) Zonal cross section based on 140°E-130°W average in 1000hPa-100hPa geopotential height [m] and (c) 200hPa geopotential height [m] between CTL and LAND. Significance levels of 90%, 95%, 99% based on t-test are shaded. The vectors denote wave activity flux [$10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}^2$]. The contours denote anomaly between CTL and LAND.

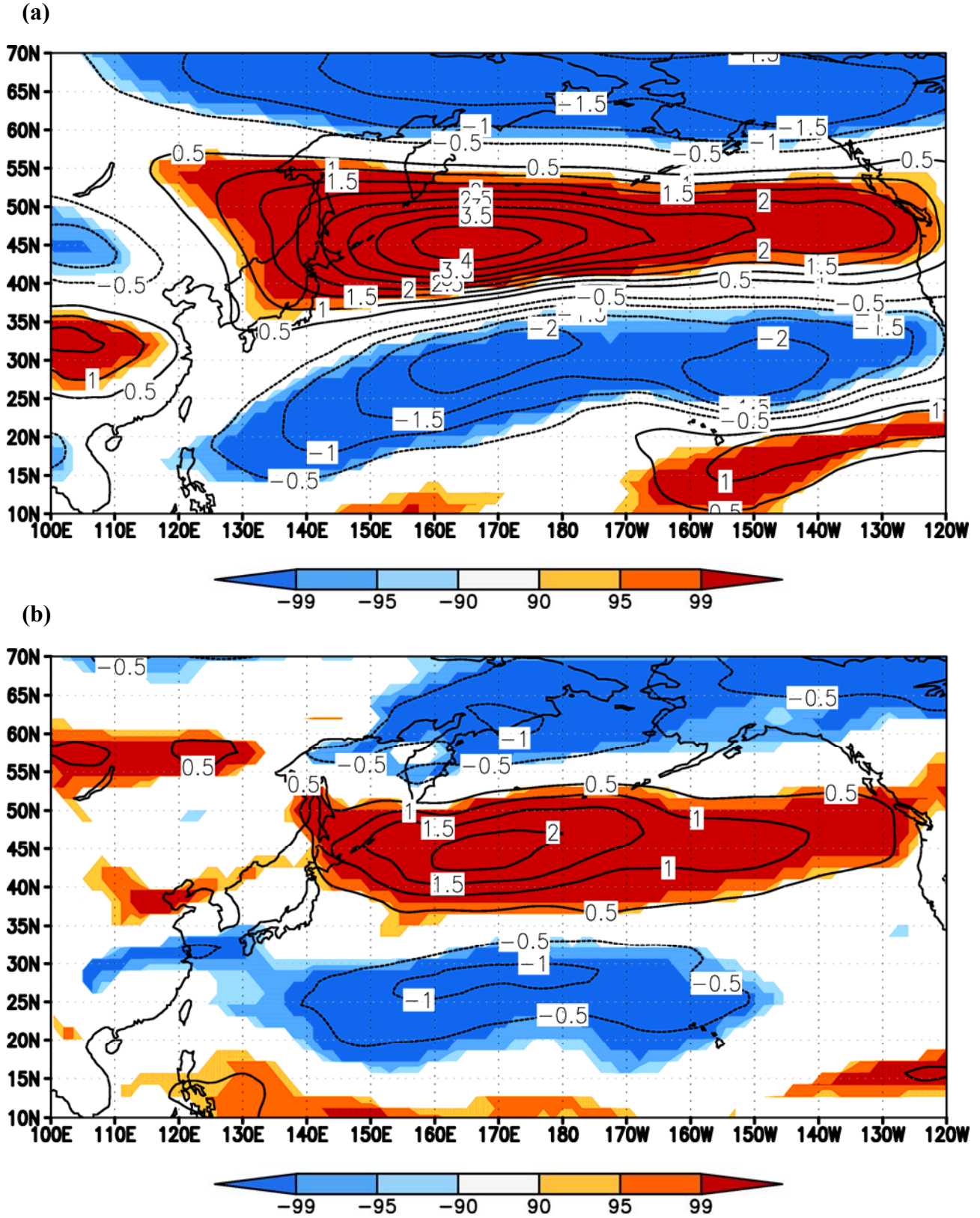


Fig.7 Difference in May-Jun mean in (a) 200hPa zonal wind [m/s] and (b) 850hPa zonal wind [m/s], between CTL and LAND. Significance levels of 90%, 95%, 99% based on t-test are shaded. The contours denote anomaly between CTL and LAND.

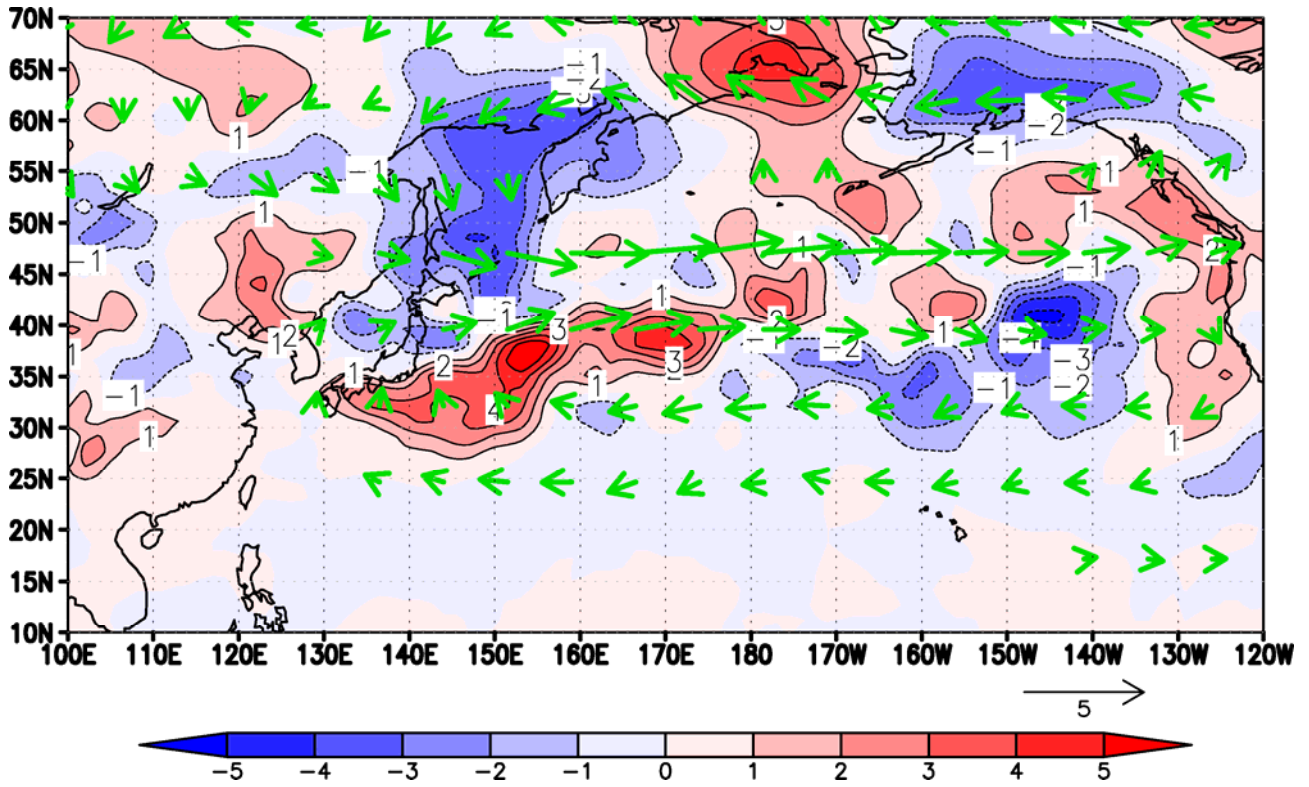
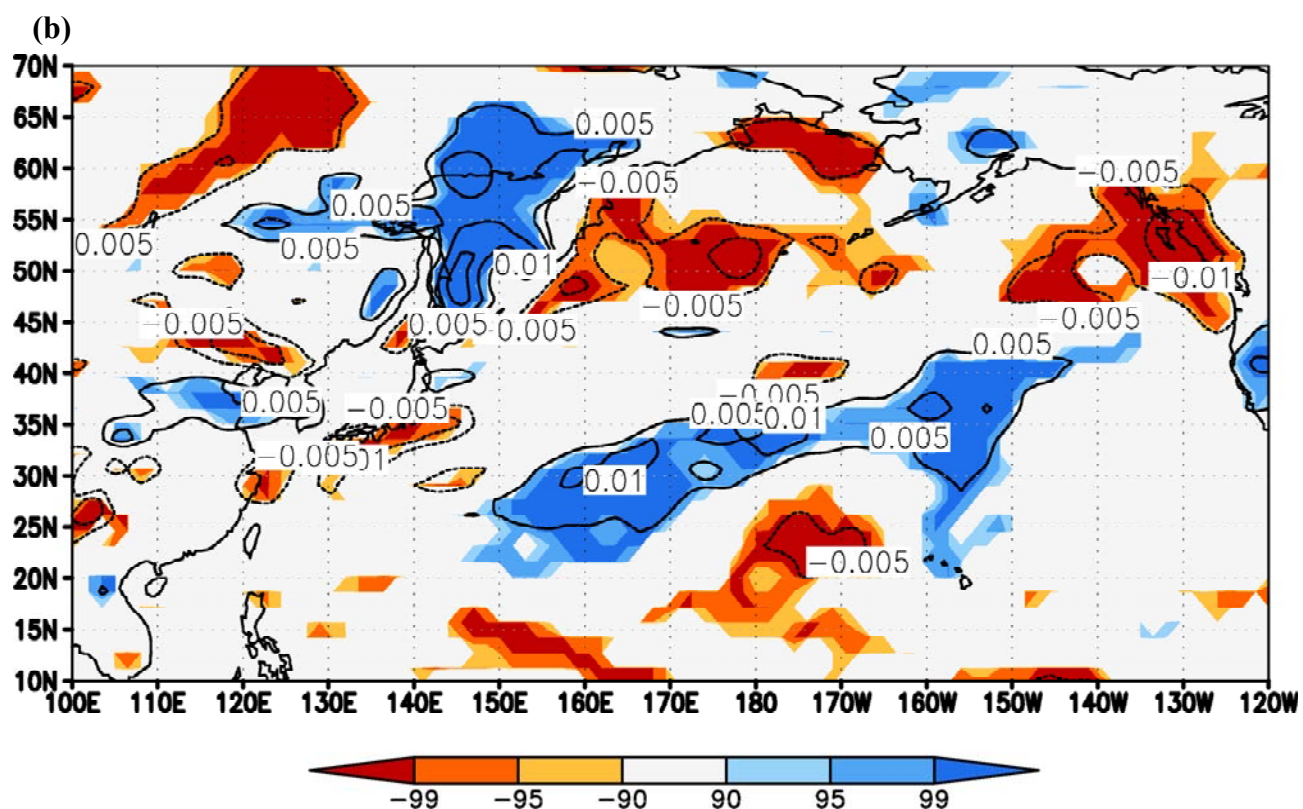
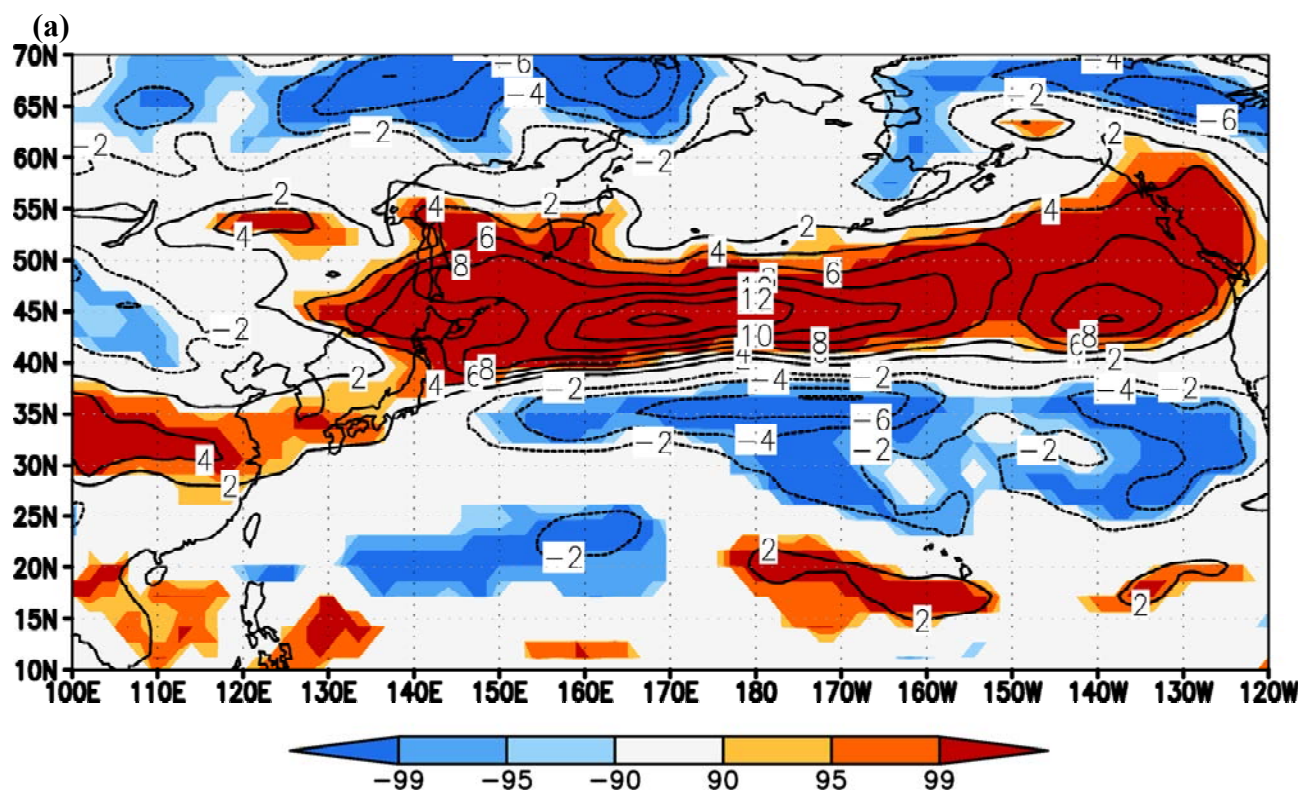


Fig.8 Difference in May-Jun mean in 500hPa temperature advection [K/s] and vectors denote 500hPa horizontal winds [m/s] between CTL and LAND. The contours denote anomaly between CTL and LAND.



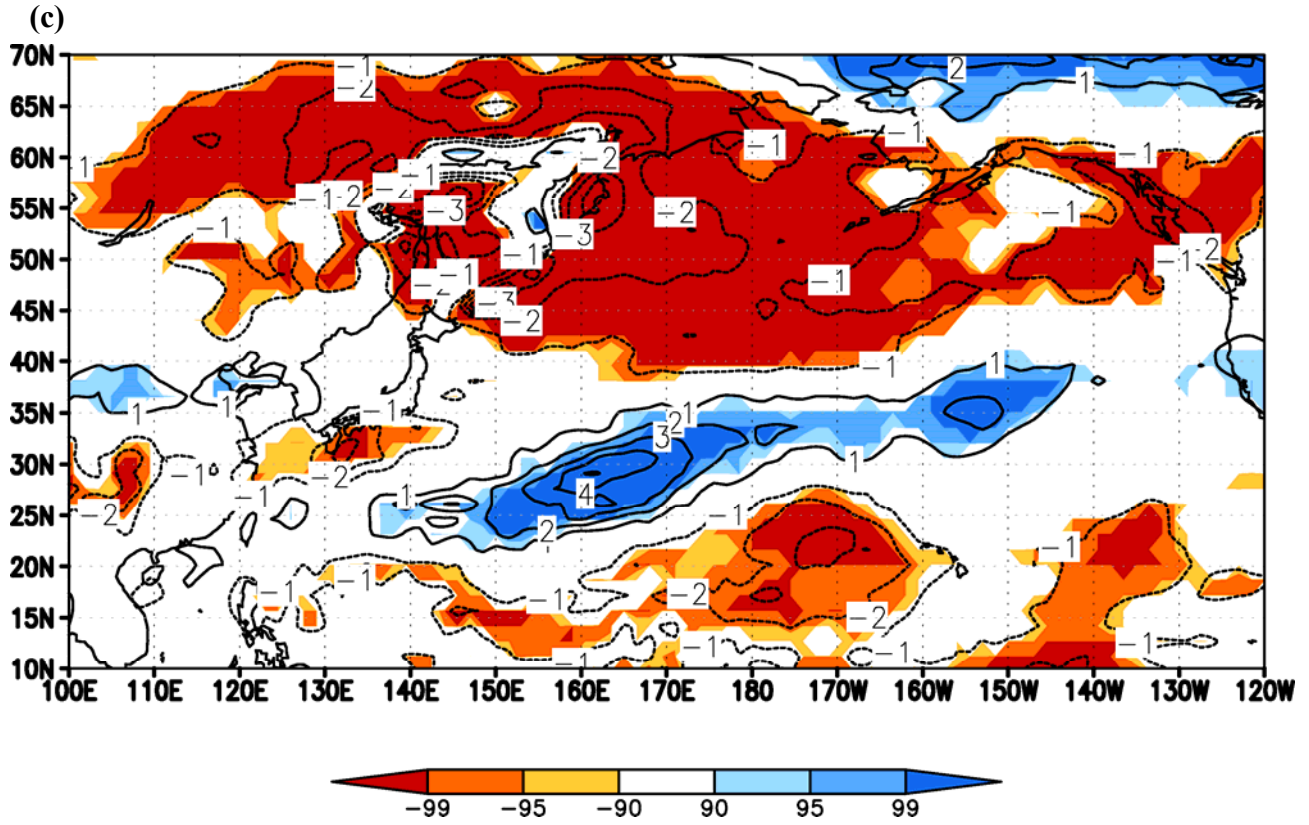


Fig.9 Difference in May-Jun mean in (a) horizontal temperature gradient [K/km], (b) vertical velocity [Pa/s] and (c) outgoing long wave radiation (OLR) [W/m²] between CTL and LAND. Significance levels of 90%, 95%, 99% based on t-test are shaded. The contours denote anomaly between CTL and LAND.

第 4 章

結論

4.1 結論

4.1 結論

オホーツク海が存在することで、梅雨期において冷源となり、直上で大気が冷やされる。このことから、直上で高気圧、東側で低気圧が有意に強化される。上層になるにつれ、東側の低気圧が傾圧性により、西へ傾き、同時にオホーツク海から波が伝播し、高緯度で大きな低気圧を形成し、上層で低気圧から波が南に伝播することで、太平洋高気圧を強化する。このメカニズムにより、太平洋高気圧の南東風によって日本へ水蒸気が輸送され、降雨を強めている。また、高緯度の低気圧、太平洋高気圧が強化されることで、亜熱帯ジェット気流が日本付近で強化され、暖湿な風が通過することで、さらに降雨を強めていた。さらに、温度移流を求めたところ、日本で寒気と暖気がぶつかることで前線をより強め、対流を活発化させていた。

つまり、オホーツク海が存在することで、太平洋高気圧を強化し、梅雨を強めていることが本研究では示唆された。

参考・引用文献

- [1] Sampe, T. and S.-P. Xie, 2010: Large scale dynamics of the Meiyu-baiu rainband: Environmental forcing by the westerly jet. *J. Climate*, 23, 113-134.
- [2] 立花義裕, 本田明治, 2007-08: オホーツク海的重要性と特殊性, オホーツク海の気象－大気と海洋の双方向－, 気象研究ノート, (214), 日本気象学会, pp.3-7.
- [3] Honda, M., K. Yamazaki, H. Nakamura, and K. Takeuchi, 1999: Dynamic and Thermodynamic Characteristics of Atmospheric Response to Anomalous Sea-Ice Extent in the Sea of Okhotsk. *J. Climate*, 12, 3347-3358.
- [4] Ohfuchi, W., and Coauthors, 2004: 10-km Mesh Meso-scale Resolving Simulations of Global Atmosphere on the Earth Simulator: Preliminary Outcomes of AFES (AGCM for the Earth Simulator). *J. Earth Simul.*, 1, 8-34.
- [5] Hurrell et al, 2008: Merged Hadley-NOAA/OI Sea surface temperature & Sea-Ice concentration
- [6] Takaya, K. and H. Nakamura, 2001: A Formulation of a Phase-Independent Wave-Activity Flux for Stationary and Migratory Quasigeostrophic Eddies on a Zonally Varying Basic Flow. *J. Atmos. Sci.*, 58, 608-627

謝辞

私が学部3年の4月から研究室配属となってから約2年が過ぎました。その間様々なことがありましたが、あっという間に過ぎていきました。初めて研究というものを経験し、色々と勉強不足な点がありましたが、研究を進めるにあたり、大変ご多忙な中、貴重な時間を割いてご指導いただきました本学教授立花義裕先生をはじめ、同研究室の山崎孝治氏、小寺邦彦氏そして、モデル計算をしていただいた北海道大学の中村哲氏に心からお礼申し上げます。そして、研究室配属の時から様々なことを教えてくださった小松謙介先輩、緒方香都先輩、西川はつみ先輩、安藤雄太先輩、鈴木はるか先輩、松本直也先輩、そして中田晃志氏に深く感謝致します。地球環境気候学研究室に配属され、たくさんの出来事を経験しましたが、楽しく2年を過ごすことが出来ました。本当にありがとうございました。