

## アリューシャン・アイスランド両低気圧間のシーソー現象\*

中村 尚<sup>\*1</sup>・本田 明治<sup>\*2</sup>・山根 省三<sup>\*3</sup>・大淵 濟<sup>\*4</sup>

### 1. はじめに

アリューシャン低気圧とアイスランド低気圧 (以下各々AL, IL と記す) は, 寒候期の海面気圧 (SLP) 場にて北太平洋及び北大西洋上に各々準定常的に見られる大規模な低気圧である (第1図 a). それらの西側に当るアジア・北米両大陸の東岸では大陸からの北寄りの風が厳冬をもたらす一方, その東側では海からの南寄りの風が北米・欧州両大陸西岸の冬季気候を温和に保つ. また, 両低気圧南縁の下層傾圧帯や附随する上空の西風ジェットに沿っては, 移動性高低気圧が発達しつつ頻繁に通過し, 中高緯度の寒候期降水量分布を規定する重要な要因となっている.

これら両低気圧は, 北半球対流圏で循環の経年変動が最も著しい場所に位置している. Wallace and Gutzler (1981) は, AL と IL の変動が各々北半球冬季で最も主要なテレコネクションパターンである PNA (Pacific/North American) パターンと北大西洋振動 (North Atlantic Oscillation, 以下 NAO) とに関係すると指摘した. IL の経年変動はこれら停滞性波動や移動性高低気圧活動の変動をも通じ, 北大西洋及び周辺域の気候に大きく影響する (van Loon and Rogers, 1978). 同様に, AL の変動が北太平洋及びその周辺に与える気候学的影響も著しい.

ところで, 広大な大陸に隔てられた両低気圧の変動相互間の関連には, 特段の注意が払われてきた訳ではない. だが, 文献を紐解くと, 各冬の両低気圧の勢力

が負相関関係 (シーソー関係) にあることに, 一部の研究者は気付いていた事が判る (例えば, Wallace and Gutzler, 1981). 殊に, van Loon and Rogers (1978) は NAO に伴う冬季 IL 偏差が, 逆符号の AL 偏差と結びつく傾向を見出している.

一方, Kutzbach (1970) 以来, 北半球中高緯度の SLP 偏差場に経験直交関数展開を施し, 最も卓越する経年変動パターンを純統計的に同定する研究が行われて来た. そのパターン (第1 EOF) からも両低気圧間のシーソー関係が見取れる. 但し, それは van Loon and Rogers (1978) の見出したシーソーより遥かに東西一様である. 極く最近になって, Thompson and Wallace (1998, 2000) は, この第1 EOF が極渦の強弱を反映した実体のある変動だと主張し, これを北極振動 (Arctic Oscillation, 以下 AO) と名付けた. Ting *et al.* (1996) の結果と相まって, 彼らの研究は, AO に伴う周極偏西風の偏差が, 両大洋上の両低気圧間の変動を結び付けるかのような印象を与えたのも事実である. 尚, AO に関する詳細や最近の研究動向については, 山崎 (2001) や中村 (2002) の解説, 及び本田・山根 (2002) の報告を参照されたい.

上記の研究は AL・IL 両勢力間のシーソー関係を示唆しながらも, 純統計的研究であったが故に, その形成に至る循環偏差場の季節的な時間発展や, それに与える力学過程については全く触れられて来なかった. 最近, 高坂 (1997) は両低気圧の経年変動を詳細に記述し, それらのシーソー関係 (以下, AIS と呼ぶ) の再検証を試みた. 筆者らは彼女の研究を発展させ, AIS の季節性や形成過程を明らかにした (Honda *et al.*, 2001; 以下, Part I と呼ぶ). また, AIS が北半球各地の天候に与える影響や (本田・中村, 2002), 成層圏循環へ与える影響 (Nakamura and Honda, 2002; 以下, Part III) も明らかにした, さらに AIS の現れ方の長期変調 (山根ほか, 2002) や AIS の北半球中高緯度循

\* Interannual seesaw between the Aleutian and Icelandic lows.

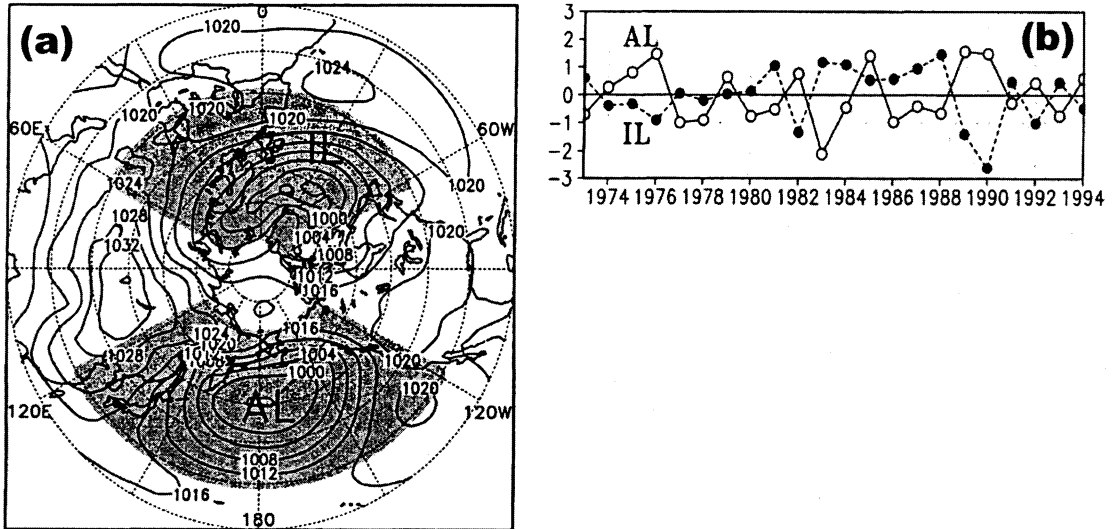
\*1 Hisashi NAKAMURA, 東京大学理学部/地球フロンティア研究システム.

\*2 Meiji HONDA, 地球フロンティア研究システム.

\*3 Shozo YAMANE, 地球フロンティア研究システム.

\*4 Wataru OHFUCHI, 地球シミュレーションセンター.

© 2002 日本気象学会



第1図 (a) 北半球海面気圧 (SLP) の冬季気候平均場 (hPa). 31日移動平均場にて各陰影部内の最低気圧を、アリューシャン低気圧 (AL) とアイスランド低気圧 (IL) の勢力とする. (b) AIS 最盛期 (1月31日～3月16日) における AL (白丸) と IL (黒丸) 勢力の変動時系列 (1973~94). 各々の標準偏差で規格化してある. この AL 時系列から IL 時系列を差引き規格化したものが AIS 指数 (AII). Part I より引用.

環の経年変動における重要性についても議論した (Honda and Nakamura, 2001; 以下, Part II). 本稿ではこれら最新の研究の概要を紹介する.

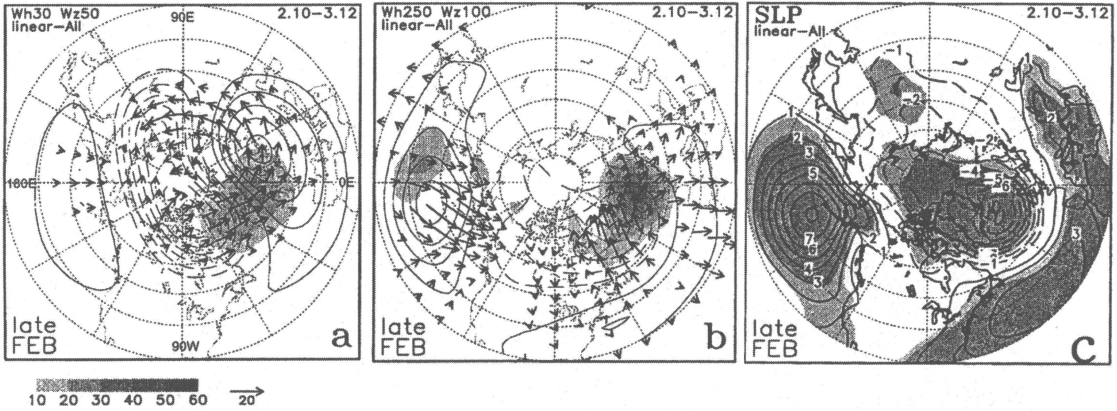
## 2. AIS の形成過程と季節依存性

AIS の季節性を調べるため, SLP の31日移動平均場における北太平洋及び北大西洋上の最低気圧を各々 AL, IL 勢力の指標とした (第1図 a). 用いたのは米国気象局 (NMC) 客観解析データ22年分 (1973~94) である. 両低気圧勢力の経年変動は2月から3月中旬にのみ負相関が有意で (第1図 b), AIS が晩冬にのみ顕著なことが判った (Part I). この期間 (1月31日～3月16日) を AIS 「最盛期」と定義する. AIS の極性と振幅の指標として, 第1図 b の規格化された AL 中心 SLP 偏差から IL のそれを差引き, 更に規格化したものを AIS 指数 (AII) と定義した. AII の正值・負値は各々 IL と AL が相対的に強い状況に対応する. 念のため, 米国環境予測センター (NCEP; 旧 NMC) 再解析データ31年分 (1967~97) を用いて, 最盛期 (2月10日～3月12日) の平均 SLP 偏差を, 北太平洋 [40°~55°N, 180°~150°W] と北大西洋 [60°~70°N, 40°~10°W] にて空間平均した値を各々 AL, IL 勢力偏差とし, それから AIS 指数 (AII\*) を同様に定義しても, 以下の解析結果は殆ど同一であった.

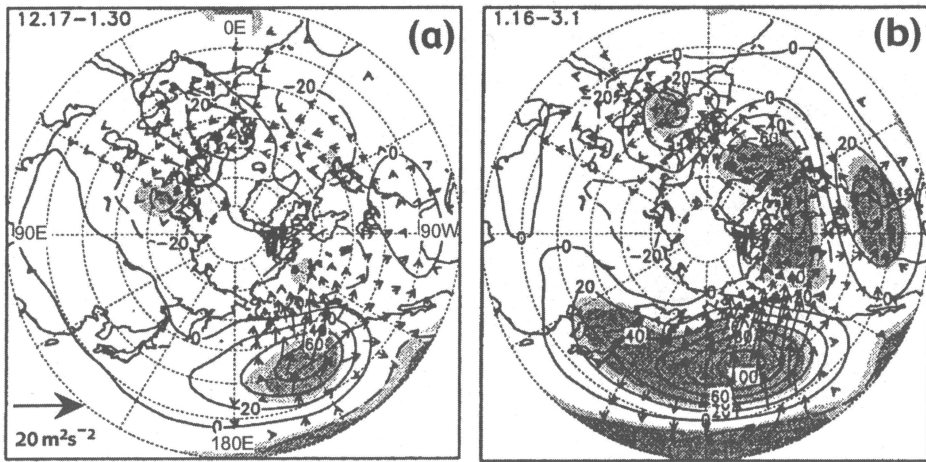
最盛期の AIS の典型的な空間構造を, 対流圏から下部成層圏の各変数と AII\* との線型回帰図として第2図に示す (Part I・Part III). AIS に伴う対流圏の気圧偏差は両大洋上に大きく拡がり (第2図 b, c), 殊に対流圏上層では AIS が PNA と NAO という2つのテレコネクションパターンを反映することが判る.

次に, 真冬から晩冬にかけて45日平均の250 hPa 高度場と AII との線型回帰係数の分布図にて AIS の形成過程を調べた. 第3図からは, AIS を形成する循環偏差が両大洋上で同時に発達せず, 寧ろ真冬までに北太平洋上で成長した気圧偏差の影響が, 北米上空を経て北大西洋上に及んでゆく様子が明白である. 例えば, AL の弱い冬には, 対応する高気圧性偏差がまず北東太平洋で発達を始め, 1月までにそこから PNA パターンに酷似した定常ロスビー波列が射出され, カナダ西部と米国南東部に低気圧性, 高気圧性の偏差を各々形成する (第3図 a). 間もなく後者から別の定常ロスビー波列が射出され, 1月後半には北西大西洋上と北欧に各々低気圧性・高気圧性の偏差を形成する (第3図 b). 前者が強い IL に対応する. その後, 北米上の波列は次第に弱まるが, 両大洋上の偏差は発達を続け AIS の最盛期を迎えるのである (第2図 b, c).

AIS の形成に与る両大洋上の停滞性循環偏差は移動性高低気圧波の経路や振幅に影響を与える一方, 後



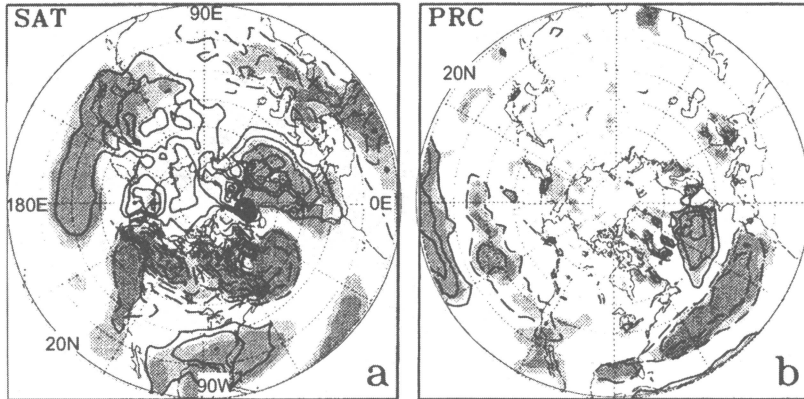
第2図 最盛期（2月下旬）におけるAISの典型的空間構造（Part III）. 30年間（1968-97年）のAIS指数（AII\*）と、31日平均の（a）30-hPa高度（30 m 毎）、（b）250-hPa高度（30 m 毎）、及び（c）海面気圧（1 hPa 毎）偏差との線形回帰図（実線は正值；破線は負値；ゼロ線は略）. 矢印は、循環偏差を東西非一様な気候平均場に重畳した定常ロスビー波とした時の活動度フラックス水平成分（ $m^2 s^{-2}$ ）. 陰影は各々（a）50-hPa面、（b）100-hPa面における上向きフラックス（ $\times 10^{-3} N m^3 s^{-2}$ ）. フラックスのスケールは（a）の下. Takaya and Nakamura (2001) の定義に基づく. （c）にて淡影と濃影は、AII\*とSLP偏差と相関係数が各々95%、99%の有意水準を超える領域. 図はAII\*の単位標準偏差分の増加に伴う偏差場を示し、ALが弱化した冬に対応. 偏差符号を反転すれば、ALが強化した冬の偏差場に相当するが、フラックスの向きは不変. 第1図とは異なり、手前側が90°W.



第3図 第2図と同様. 但し、AIS形成に伴う（a）1月前半（12/17-1/30）、及び（b）2月前半（1/16-3/1）典型的な250-hPa高度場偏差を示す各45日平均250-hPa高度場とAII（2月後半）との線形ラグ回帰図（20 m 毎）. 淡影と濃影はAIIと各地の高度偏差の相関係数が各々90%、95%の有意水準を超える領域. 矢印は定常ロスビー波の活動度フラックスの水平成分（スケールは図左下端）. ALが弱化した冬の状態. Part Iより引用.

者が及ぼすフィードバックも前者の発達に重要な寄与をする（Part I）. 第3図の例では、弱いALに対応して偏西風が弱まり北上したのに伴い、北太平洋中緯度

で移動性擾乱の活動が抑えられ、その北側で活発化する. 一方、2月以降のILの強化は大西洋中緯度で移動性擾乱を活発にする. こうした状況では、移動性擾乱



第4図 第2図と同様。但し、AIS最盛期(2月後半)における典型的な(a)地表気温偏差(0.4°C毎)と(b)降水量偏差(0.4 mm/day)。実線は正偏差、破線は負偏差。ILが強くALが弱い冬の状態。NCEP/NCAR再解析データに基づく。本田・中村(2002)から引用。

による水平過度輸送の偏差が、両大洋上の停滞性循環偏差を維持・強化しようと働く。つまり、AISの形成には、北太平洋から北大西洋への定常ロスビー波束の伝播だけでなく、それに伴う循環偏差と移動性高低気圧波との相互作用が重要な寄与をするのである。この相互作用がなければ、定常ロスビー波列を射出した北太平洋の循環偏差はIL偏差の成熟を待たずに弱まってしまうだろうし、様々な散逸過程が効くなかで遙か東方の北大西洋に、その波列の効果のみであって強いIL偏差を作るのもまた不可能であろう。

### 3. 天候への影響

前述のように、AL・IL共に北半球中高緯度の冬季気候分布の重要な決定要因である。故に、AISとして両者の勢力偏差が連動すれば、晩冬に広大な地域の気候に系統的な影響を及ぼすだろう。実際、ALが弱くILの強い晩冬には、季節風や偏西風の弱まる極東や中部北太平洋、南西風の強まる欧州と北東大西洋、亜熱帯高気帯に覆われる米国南部と周辺海域にて、暖冬傾向が顕著である(第4図a)。逆に、南寄りの風の弱まる北米西岸や北東太平洋、及び北西風の強まるカナダ東部やその沖合では低温傾向が見られる。海面水温偏差は海上気温偏差の分布をほぼ反映するが、前者の方がより明瞭である。

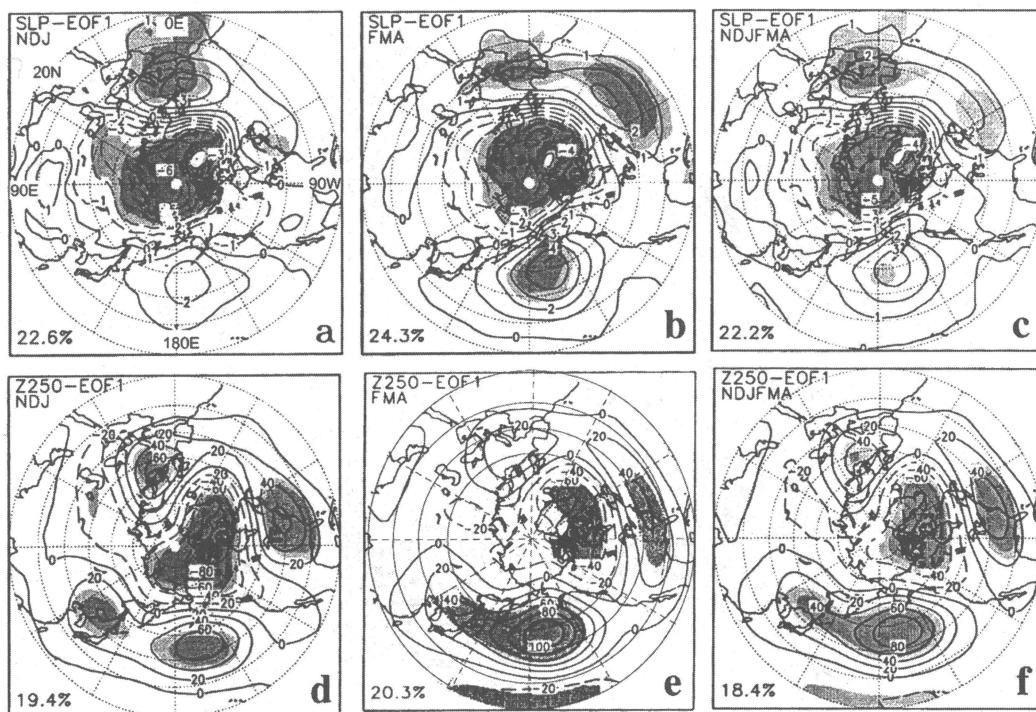
AISは移動性低気圧の活動に前節後半で論じたような影響を与え、晩冬に降水量変動をもたらす(本田・中村, 2002)。第4図bはやはりILが強い冬の場合で、北東大西洋では降水量が増加するが、地中海方面では

乾燥する。北太平洋上でもALの弱体化に伴う移動性擾乱の活動変化が降水量に反映される。

以上はAISに伴いALが弱くILが強い晩冬の傾向だが、反対にALが強くILの弱い冬は、各地域で見られる気温偏差や降水量偏差の符号が全て反転する。

### 4. AISが成層圏循環に及ぼす影響

AL・ILは北半球対流圏の惑星規模波動(東西平均流からのずれとして定義されるプラネタリー波)の地表における現れでもある。両者間のシーソー(AIS)は惑星規模波動の位相や振幅に変調を与え、その影響は下部成層圏にも及ぶだろう(Part III)。実際、AISに伴う30-hPa面高度偏差は、北極上空の他、カナダ東部から欧州を経て北シベリアに至る領域で顕著である(第2図a)。但し、北太平洋上の偏差は弱い。上部対流圏偏差との比較からは(第2図b)、擾乱の鉛直構造が欧州・北大西洋域と北太平洋域とで本質的に異なることが判る。前者では、IL偏差がカナダ北東部の成層圏低気圧性偏差に対応するように、擾乱の位相が高度と共に西偏している(欧州上の偏差も同様)。また、対応する偏差の振幅も250 hPa面から30 hPa面にかけて2~4倍も増加している。これに対応し、成層圏最下層100 hPa面での温度偏差はより上空の高度偏差と同符号である。一方、北太平洋上空では両者は逆符号で、位相の傾きはなく、高度場偏差も成層圏では減衰する。上記の傾向から、AISに伴う対流圏変動の影響は主に北大西洋上空から成層圏へ伝播することが示唆される。実際、これらの偏差を気候平均場に重畳した定常



第5図 北半球中高緯度の海面気圧場（上段）及び250-hPa 高度場（下段）に各々最も卓越する経年変動パターン（第1 EOF）. (a, d) 11～1月, (b, e) 2～4月, (c, f) 11～4月. 何れも対応する第1主成分が単位標準偏差だけ増加したときに予想される典型的の偏差場表わす線型回帰図（上段：1hPa 毎；下段：20 m 毎）. 破線は負偏差. 薄い陰影と濃い陰影は主成分と偏差との相関係数が各々90%, 95%の有意水準を超える領域. 左下の数字は第1 EOF の経年変動全分散に占める寄与率（%）. Part II より引用.

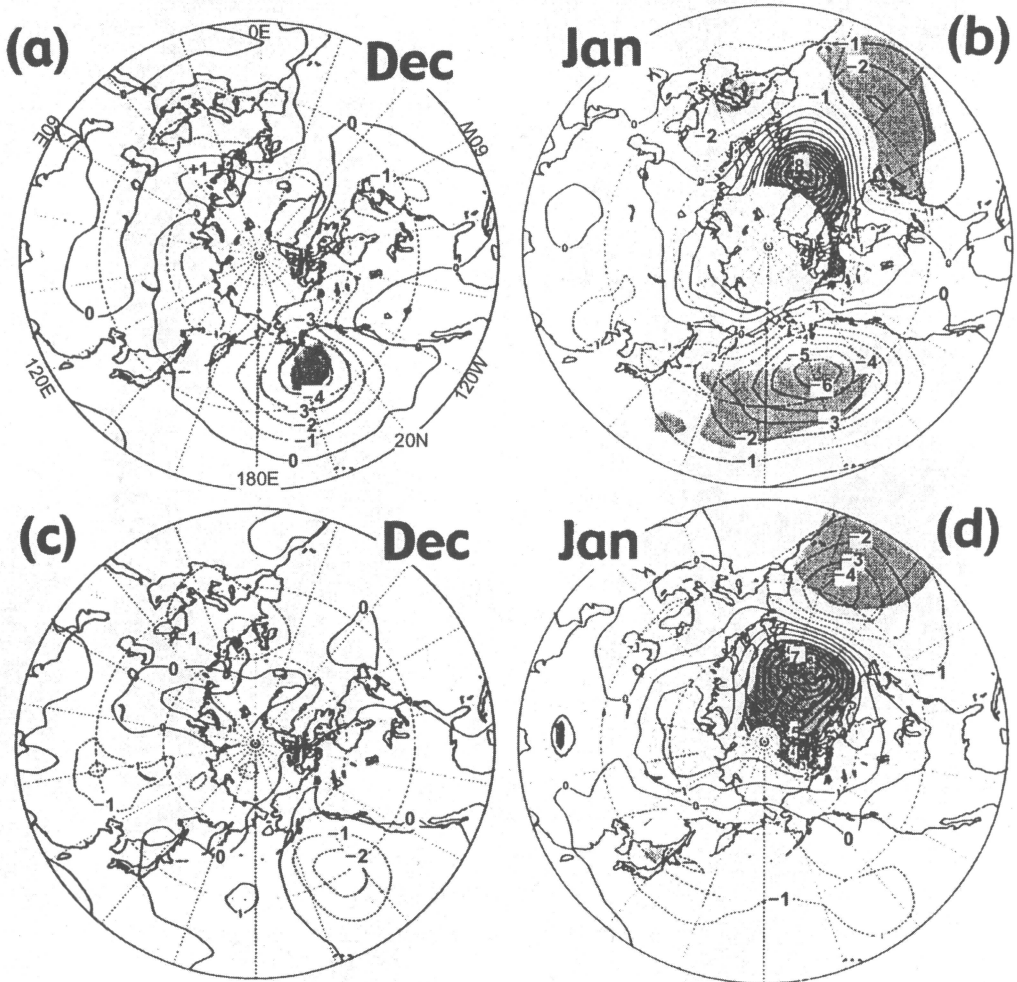
ロスビー波とし、その活動度フラックスにて局所的群速度を推測すると、北大西洋域にのみ顕著な上方伝播が確認される(第2図 a, b). 成層圏では、ロスビー波束がさらにそこから極夜ジェット沿いに東方伝播する。一方、極夜ジェットが北上し過ぎる北太平洋上空では、AL 変動に伴う定常ロスビー波束が鉛直伝播できないものと解釈される (Part III).

では、AIS 形成に伴う停滞性循環偏差が生じた場合、惑星規模波動全体の振舞はどのような影響を受けるのだろうか？ AL が弱く IL が強い場合、極東上空だけでなく東カナダ上空でも極渦の谷が深まり、対流圏・成層圏ともに東西波数2の惑星波成分が顕著である。反対にAL が強く IL が弱い場合には、波数2成分が弱まって波数1成分が卓越するようになる。尚、こうした惑星規模波動の変調は、晩冬の成層圏突然昇温に影響を及ぼす可能性がある。実際、過去30年に晩冬に起きた7例の大規模昇温においては、昇温に与る東西波数1と2の惑星波成分の相対的な重要性がAIS

の極性に従って入れ替る傾向が見られる (Part III).

### 5. 大気循環の経年変動における AIS の重要性

さて、海盆規模の AL・IL 偏差が晩冬に AIS として連動すると、付随する循環偏差は北半球中高緯度の相当な部分を覆い、卓越した経年変動パターンとなろう。そこで、Thompson and Wallace (1998) に倣い、寒候期全体 (11～4月) で卓越する経年変動パターンを、月平均偏差場の第1 EOF として求めた (Part II). AO の定義でもある SLP 第1 EOF は、北極海から北大西洋上に大きく拡がる偏差が特徴で、それと逆符号の偏差が両大洋上中緯度に附随する (第5図 c). これに対し、250 hPa 高度場の第1 EOF は AIS 偏差の上空への反映で、北極上空の偏差が弱く東西一様性も低い (第5図 f). Ambaum *et al.* (2001) が示した850hPa 流線関数場の第1 EOF (12～2月) も同様に AIS を反映する。つまり、冬季全体で見ても対流圏の大部分で卓越する経年変動は AIS なのである。



第6図 1929-50年の22年間における1月のIL偏差時系列と(a)12月及び(b)1月のSLP偏差との線型回帰図(山根ほか, 2002). 何れも単位標準偏差だけ弱まった(中心気圧が高まった)ILに伴う典型的な気圧偏差場. 陰影部は1月のIL偏差との相関係数の有意水準が95%を超える領域. (c), (d): 各々(a), (b)と同様. 但し, 1951-72年の22年間.

次に, AIS 形成に伴う卓越経年変動パターンの変化を調べるため, 寒候期を前半(11~1月)と後半(2~4月)に分け, 同様なEOF解析を別々に施した(Part II). 50 hPa 高度場では, 地上のAOに対応して極渦の強弱を表す東西一様な変動が冬を通じて卓越する[中村(2002)の第1図]. 即ち, AISは成層圏循環に有意な影響を与えるものの, AOの卓越には揺るぎがない. 対照的に, 250 hPa 高度場では, 後半に卓越する変動は予想通りAISの反映だが(第5図e), AIS形成前に卓越する偏差場はずっと東西一様性が高く,

NAOを強く反映している(第5図d). 対応する主成分時系列とAIIとの相関も, 前半は僅か0.19だが後半では0.92にも昇る. 一方, SLPの第1 EOFは冬の前半・後半ともAOと類似するが(第5図a, b), 晩冬には北太平洋の偏差が強まりAISの特徴が色濃く出る. 実際, 主成分時系列とAIIとの相関係数も, 前半は僅か0.11だが後半には0.86に高まる. 尚, SLPと250 hPaの第1主成分同士の間は冬を通じて高く, 第5図が対流圏全体で卓越する経年変動パターンの季節的变化を表すものと解釈できる.

## 6. AIS と AO (または NAM)

AIS は晩冬に顕著な AL, IL 両低気圧勢力間の負相関に基づく実体のある変動である。一方、定義が EOF 解析に基づく AO の実体は必ずしも明確ではない。同解析の特性として、空間的に拡がる偏差が第 1 EOF に抽出され易いからである。Wallace (2000) は、成層圏の極渦変動と連動する東西一様性の高い対流圏の変動こそが AO の力学的本質だと主張し、「北半球環状モード (NAM)」と名付けたが、それが SLP 第 1 EOF である AO に純粹に反映される保証はない。そこで、前節の結果を踏まえ、AO の構造を再検討したい。

まず、各月の偏差場から、AIS に伴う変動を予め人為的に除去したら AO の構造がどう変わるかを調べてみた (Part II)。AIS に伴う偏差は AII とある変数の各月の経年変動との線型回帰図で与えられる。ここでは、寒候期 (11~4 月) 全体で卓越する変動を、実測のデータ、及びそれから AIS 変動を除去した場、各々に対する第 1 EOF として定義した。実測の月平均 SLP 第 1 EOF は AO そのものだが (第 5 図 c)、AIS を除去した場の第 1 EOF では AL 偏差が殆ど消滅し、第 5 図 a に酷似した NAM が現れる。一方、250 hPa 高度場では AIS を反映した波状偏差が実際には卓越するが (第 5 図 f)、AIS の変動を除去すると北太平洋のシグナルが弱体化し、そこに最も卓越するのはやはり NAM である (第 5 図 d に類似)。尚、成層圏では AIS に伴う変動を除去しても、NAM の卓越は揺るがない。

以上の解析は、Thompson や Wallace が初め AO と呼び、現在 NAM と呼ぶ変動パターンが、寒候期全体の偏差場から、彼らの常用する EOF 解析では純粋な形で抽出できない事を示すものである (Part II)。特に、AO の太平洋上の気圧偏差は、AIS に伴う変動が EOF 解析を通じ人為的に紛れ込んだものようだ。また、対流圏上層では、寒候期全体を見ても NAM は最も卓越した経年変動パターンではない。実際、50 hPa 高度場偏差の第 1 主成分時系列に基づく対流圏偏差場の線型回帰図においては、成層圏 NAM に伴う気圧偏差は北極海・北大西洋上空に限られる (Part II)。よって、成層圏 NAM が北太平洋域の天候に及ぼす影響は Thompson and Wallace (2001) が示唆する程ではないと推察される。実際、2 月の地上気温偏差から AIS に伴う変動を除去すると、AO に伴う北太平洋域の偏差は大幅に弱まってしまう (本田・中村, 2002)。

また、Thompson and Wallace (2000) は、NAM

の東西一様性の高さから、偏差場を東西平均して (渦成分はその熱や運動量のフラックスとして) 子午面に投影し、NAM の構造や力学を議論している。これは、Kimoto *et al.* (2001) のように NAM を惑星波と帯状流との相互作用の現れと捉える立場からすれば尤もな方法とも見える。だが、AIS は東西一様流にかなりの偏差をもたらす、その緯度分布は NAM のものと酷似するのである (Part II)。これは、シーソー関係にある AL の北縁と IL の南縁 (上空では PNA パターンの北縁と NAO の節) が共にほぼ 55°N に位置するという偶然の所産であろう。嘗て、Lorenz (1950) は、55°N と 35°N 間の西風強度の変動に顕著な負相関を見出し、Wallace (2000) はこれが NAM の反映だと主張した。だが、上記の事実は、AIS が帯状流変動 (index cycle) において NAM と共に占める重要な位置を示唆すると共に、安易な東西平均操作が NAM と AIS とのシグナルを混在させかねないという警告でもある。

## 7. AIS の 10 年規模変動

以上、過去 30 年の観測データに基づき AIS を論じてきたが、果たしてそれ以前にも AIS は出現したのだろうか？ そこで、測候所や船舶の観測に基づく過去 100 年の月平均 SLP 場を用いて、各月の AL と IL 勢力の経年変動に見られる負相関の強さを年代毎に調べて行ったところ、約 20 年毎に AIS 出現の特徴が異なっていた傾向が判明した (山根ほか, 2002)。前節まで着目した 1970 年代以降は AIS が顕著に現れ、その最盛期は月平均データでは 2 月になる。この他、1920 年代後半~50 年代初頭においても、それと比肩して AIS が顕著だった事が判った (第 6 図 b)。但し、その最盛期は 1 月だった。実は、1 月に AIS の存在を示唆した van Loon and Rogers (1978) の解析期間の大半はこの時期に当たる。一方、それ以外の時期では AIS の出現は余り顕著でなかった。特に、1950 年代半ばからの 10 年間は、両低気圧勢力間の負の相関係数が  $-0.3$  を超えることがなく、言わば AIS 消滅期であった (第 6 図 d)。こうした AIS の長期変動を反映し、AO の構造にも顕著な変化が現れる。前世紀を 22 年ずつ 4 期間に分け、各々寒候期 (11~4 月) の SLP 第 1 EOF を求めると、各期間の AIS の顕著さに応じ北太平洋上のシグナルの有意性が高まる傾向が明瞭である。即ち、1950~60 年代のように AIS が弱かった時期の第 1 EOF には、近年の冬前半のように NAM のみが現れる。この様相は、IL 偏差時系列と SLP との相関図 (第 6 図) が示す

傾向と良く対応する。

このように、AISの出現特性は長期変動を受けるものの、北太平洋で発達した循環偏差の影響が「大気の架け橋」を介して数週間後に北大西洋へ及ぶという形成過程には変りがない(山根ほか, 2002)。例えば、1930~40年代にて、AIS最盛期であった1月のILの振幅時系列と同月のSLP偏差場との相関図には、NAOに加え、AISに対応して北太平洋にも有意なシグナルが見られる(第6図b)。その1月のIL時系列と前年12月のSLP場との相関図では(第6図a)、NAOのシグナルは最早消滅し、AL偏差のみ有意である。1970年代以降も、AIS最盛期2月のIL偏差と有意な相関を持つ1月の気圧偏差は北太平洋上に限られる。一方、AIS消滅期の1950~60年代で、IL偏差の起源を前月のAL偏差に求めることはできない(第6図d)。

では、こうしたAIS出現特性の長期変動をもたらした要因は何だろうか？ 大気循環の内部力学の結果生ずる変動が、恰もブラウン運動のように、西風ジェットの構造に持続的变化を与える可能性がある。そこで、地球シミュレータ用に開発中の大気大循環モデル(AFES)にて、下方境界条件として付与する海面水温を平年の季節変化成分に固定して積分した60年分の出力データを解析した。このモデルは東京大学気候システム研究センターと国立環境研究所が共同開発した大気モデルを、地球フロンティア研究システム(IGCR)や地球シミュレータセンターが中心となってその並列計算性能を格段に高めたものである。水平波数T42切断、鉛直20層というやや低解像度にも拘わらず、冬季北半球の惑星波や経年変動ともに、それらの空間分布が現実的に再現されている。モデル積分6年目以降から連続する15冬(12~2月)を任意に選び、計45か月の平均SLP場(20°N以北)から第1 EOFを求めた。その結果、16~30年目ではAISがあまり出現せず、第1 EOFにはNAMのシグナルしか現れなかったが、46~60年目ではAISが明瞭で、第1 EOFにも北太平洋に強いシグナルが見られた(山根ほか, 2002)。この実験においてはモデル大気に経年変動をもたらす得る外力は皆無だから、実験結果は大気の内力学のみによってもAISの出現特性に長期変動が現れ得ることを示すものと言えよう。

## 8. まとめ

以上、IGCRにおける筆者らの最近の研究から、冬季北太平洋上で発達する停滞性循環偏差の影響が、大気

波動として北米大陸上を経て北大西洋に及ぶことが明らかとなった。上空ではこの「大気の架け橋」によって両大洋上の変動が結合され、AO(NAM)を凌いで卓越する経年変動パターンとなることが判った。この結合が地表では、冬季に広い地域の気候状態に影響を与えるAL・IL両低気圧勢力に、顕著なシーソー関係(AIS)をもたらすのである。北太平洋上の循環偏差の遠隔影響としてのAIS形成は、欧州・北大西洋域の冬季天候予測への1つの手がかりともなる。

その形成に寄与するのは、定常ロスビー波束の伝播やそれに伴った移動性擾乱の変動とフィードバックといった中高緯度の力学過程である。一方、エルニーニョ・南方振動(ENSO)がALの勢力に強く影響することも知られている。筆者ら(Part I)やLau and Nath(2001)はENSOの影響がALを変化させ、晩冬にはさらに北大西洋にまで達する傾向を見出した。ENSOの遠隔影響もAISの形成に寄与するのである。驚くべき事に、筆者らが明らかにしたAIS形成過程の概要は、1957~58年に起きた欧州の寒冬をこのようなENSOの遠隔影響として説明しようとしたBjerknes(1966)の推論に見て取る事ができる。但し、AIS形成過程の本質が中高緯度力学にあることは、観測データから予めENSOの遠隔影響を除去してしまっても、AISをほぼ再現できることや(Part I)、前述のモデル実験の結果からも明らかである。

今後の課題としては、まず太平洋から大西洋への遠隔影響の力学をより詳細に明らかにすることが挙げられる。このうち太平洋から米国南東部まではPNAパターンが寒候期を通じて結び付けている。問題はそこから北大西洋への「架け橋」がどう築かれるかである。カリブ海上空では偏西風は10°N付近まで吹いており、定常ロスビー波の臨界緯度付近での(過剰)反射とは解釈できない。海洋との相互作用も視野に入れる必要があろう。この理解はAIS出現特性に見られる長期変動の仕組の解明にも繋がるはずである。

## 謝辞

本研究遂行に当たり、貴重なご意見を頂いた谷本陽一、山崎孝治、小寺邦彦、黒田友二、立花義裕、竹内謙介、伊藤尚徳、高谷康太郎、渡部雅浩、M. Wallace、Y. Kushnir、B. Hoskins、U. Bhatt及びT. Shepherdの各氏に感謝致したい。各種データの整備では、IGCRの堀内一敏、橘田かおり両氏の手を煩わせた。



## 参考文献

- Ambaum, M. H. P., B. Hoskins and D. B. Stephenson, 2001 : Arctic Oscillation or North Atlantic Oscillation? *J. Climate*, **14**, 3495-3507.
- Bjerknes, J., 1966 : A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature, *Tellus*, **18**, 820-828.
- Honda, M. and H. Nakamura, 2001 : Interannual seesaw between the Aleutian and Icelandic lows. Part II : Its significance in the interannual variability over the wintertime Northern Hemisphere circulation, *J. Climate*, **14**, 4512-4529.
- Honda, M., H. Nakamura, J. Ukita, I. Kousaka and K. Takeuchi, 2001 : Interannual seesaw between the Aleutian and Icelandic lows. Part I : Seasonal dependence and life cycle, *J. Climate*, **14**, 1029-1042.
- 本田明治, 中村 尚, 2002 : 冬季北半球循環場に卓越する変動の季節依存性及び天候への影響, *グロースベクター*, **40**, 55-76.
- 本田明治, 山根省三, 2002 : 「北極振動」をめぐる最近の動向 2001年米国内地球物理学連合 (AGU) 秋季大会セッション「北極振動/北大西洋振動一定義とメカニズム」の報告, *天気*, **49**, 661-666.
- Kimoto, M., F.-F. Jin, M. Watanabe and N. Yasutomi, 2001 : Zonal-eddy coupling and a neutral mode theory for the Arctic Oscillation, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 737-740.
- 高坂 泉, 1997 : アリューシャン低気圧とアイスランド低気圧の季節進行の特徴と相互関係, 北海道大学修士論文, 28頁, 図表37枚.
- Kutzbach, J., 1970 : Large-scale features of monthly mean Northern Hemisphere anomaly maps of sea-level pressure, *Mon. Wea. Rev.*, **98**, 708-716.
- Lau, N.-C. and M. J. Nath, 2001 : Impact of ENSO on SST variability in the North Pacific and North Atlantic : Seasonal dependence and role of extratropical sea-air coupling, *J. Climate*, **14**, 2846-2866.
- Lorenz, E. N., 1950 : Seasonal and irregular variations of the Northern Hemisphere sea-level pressure profile, *J. Meteor.*, **8**, 52-59.
- Nakamura, H. and M. Honda, 2002 : Interannual seesaw between the Aleutian and Icelandic lows. Part III : Its influence upon the stratospheric variability, *J. Meteor. Soc. Japan*, **80**, in press.
- 中村 尚, 2002 : 北極振動, *天気*, **49**, 687-689.
- Takaya, K. and H. Nakamura, 2001 : A formulation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasi-geostrophic eddies on a zonally varying basic flow, *J. Atmos. Sci.*, **58**, 608-627.
- Thompson, D. W. J. and J. M. Wallace, 1998 : The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1297-1300.
- Thompson, D. W. J. and J. M. Wallace, 2000 : Annular modes in the extratropical circulation. Part I : Month-to-month variability, *J. Climate*, **13**, 1000-1016.
- Thompson, D. W. J. and J. M. Wallace, 2001 : Regional climate impacts of the Northern Hemisphere annular mode, *Science*, **293**, 85-89.
- Ting, M., M. P. Hoerling, T. Xu and A. Kumar, 1996 : Northern Hemisphere teleconnection patterns during extreme phases of the zonal-mean circulation, *J. Climate*, **9**, 2614-2633.
- van Loon, H. and J. C. Rogers, 1978 : The seesaw in winter temperatures between Greenland and Northern Europe. Part I : General description, *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 296-310.
- Wallace, J. M., 2000 : North Atlantic Oscillation/Annular mode : Two paradigms-one phenomenon, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 791-805.
- Wallace, J. M. and D. S. Gutzler, 1981 : Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter, *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 784-812.
- 山根省三, 中村 尚, 本田明治, 大淵 濟, 2002 : 観測データと数値実験に見られる冬季北半球循環場に卓越する変動の10年規模の変調について, アリューシャン・アイスランド低気圧のシーソー現象に着目して—*グロースベクター*, **40**, 88-97.