

地磁気活動の季節変化と長期変化

吉 田 明 夫

博士（学術）

総合研究大学院大学
複合科学研究科
極域科学専攻

平成20年度
(2008)

地磁気活動の季節変化と長期変化

吉 田 明 夫

総合研究大学院大学

複合科学研究科

極域科学専攻

2008

謝辞

総合研究大学院大学の学生として極地研究所で学ぶ機会を与えて下さった島村英紀元所長、佐藤夏雄教授、渋谷和雄教授に深謝します。

昭和基地で *K index* データをこれまで計測して来られた観測隊員諸氏の労に謝するとともに、*Hermanus* 観測所の *K index* データを快く提供して下さい下さった *Pieter Kotze* 博士、気象庁地磁気観測所の *K index* データの内容について、種々、ご教示下さった外谷 健観測課長にお礼申し上げます。ACE データの使用に関して、ACE SWEAPAM instrument team と ACE Science Center に、また、*am index*、*aa index* と *AE index* データ、それから太陽黒点データをそれぞれ提供いただいた International Service of Geomagnetic Indices、京都大学理学研究科附属地磁気世界資料解析センター、Solar Influences Data Analysis Center に感謝します。

極地研究所の門倉 昭準教授からは昭和基地の *K index* データの解析の初期の段階でご助言をいただきました。山岸久雄教授ほか宙空グループの皆さんからはセミナーを通して多くのことを学ばせていただきました。西田篤弘元宇宙科学研究所長からは *dayside reconnection* と地磁気活動の半年周変化について、情報通信研究機構宇宙環境計測グループの國武 学博士からは地磁気活動の長期変化と電離層環境の変化との関連性について、また、同グループの亘 慎一博士からは太陽活動の変化について、それぞれ貴重な多くのご教示をいただきました。気象庁の小林昭夫氏、細野耕司氏には一部、図の作成を手伝っていただきました。

研究を続ける上で励まされ活力を受けた若かった頃からの友人、横尾広光、谷川清隆、高橋正清の諸氏に、また、楽しい研究環境をつくって下さった新しく知り合えた若い大学院生の仲間感謝します。

最後に、気象庁退職後に再び学生としての研究生生活を送るにあたって、様々な形で支えてくれた家族、妻の三喜子と娘の明希子、真希子に心から感謝します。

要旨

地磁気活動の季節変化及び長期変化を、*am index*、*aa index*、*AE index* を用いて調べ、それらと太陽風、太陽活動との関連について考察した。主な結果は、sub-aurora 帯の地磁気活動指数である *am index* に見られる半年周変化の主要因と考えられている equinoctial effect の意味を明らかにしたことである。*am index* の月あるいは年平均値は、GSM 座標系 (geocentric solar magnetospheric coordinates) での interplanetary magnetic field (IMF) の南向き成分 (B_s) と太陽風速度 (V) の二乗の積の平均値、またはそれぞれの平均値の積に比例することが、これまでの多くの研究によって示されているが、本論文では、日々 3 時間毎に計測される *am index* のデータと、ACE 衛星データから算出した IMF 及び速度の 3 時間平均値を使って、それらの関係をいろいろな視点から詳細に解析することにより、地磁気擾乱の生成に関わる有効な太陽風速度は地球磁場の双極子軸に直角な成分であること、そして半年周変化の主要因である equinoctial effect の意味は、その直交成分が、たとえ太陽風速度が年間を通して変わらなかったとしても、地球の公転運動によって季節変化することであることを定量的に明らかにした。この単純な結果が長い間、見逃されてきたことについては理由がある。その理由についても合わせて示した。半年周変化は aurora 帯の地磁気活動指数である *AE index* に関しては一見して明らかではない。それは日射の影響を受けて、*AE index* と太陽風パラメータとの関係に夏と冬で違いが存在するためであるが、*am index* との相関関係を使って日射の影響を除くことにより、*AE index* についても半年周変化が存在して equinoctial effect が作用している可能性を示した。

2003 年の *aa index* の年平均値は、同指数が求められている 1868 年以來の 140 年間において最大であった。この高い地磁気活動の第一の要因は、太陽風速度がほぼ年間を通して大きかったためであるが (B_s はその前後の数年と比べてとりわけ大きくはなかった)、*am index* の年平均値や月平均値を用いた解析を基に、従来から指摘されている $am - B_s V^2$ 相関関係が、実は V の range によって変わり、 V の range が大きい場合の方が同じ

$B_s V^2$ の値に対して am は大きくなるという性質も 2003 年の異常に高い地磁気活動に関与していたことを示した。

地磁気活動は太陽黒点数の変化と同位相ではないが、太陽活動の 11 年周期変化に伴って変化する。この 11 年周期変化において、地磁気活動がもっとも低くなったときの年平均値が、それに続くサイクルの太陽活動の極大値と相関を持つことが知られており、その相関関係を用いた太陽活動の予測が以前から行われている。この予測手法の物理的根拠はいまだ明らかでないが、 am index の変化を太陽風速度や IMF の変化と比較することにより、地磁気活動の極小値は太陽表面上の磁場の強さを反映していると見られることを示した。そして、太陽活動の極小期直前における太陽黒点数の減少率が次の太陽活動周期の極大値と関係していることを新しく見出し、その関係を用いて次のサイクル 24 の太陽黒点の極大値を予測した。この予測は、地磁気活動の極小値等に基づく従来の手法による予測とおおよそ一致し、サイクル 24 の太陽活動は、最近数回のサイクルと比べて小さな規模になると推定される。太陽活動極小期直前の黒点数の減少率が次の極大期における太陽活動の規模と相関することは、次のサイクルの準備が、前のサイクルが終わる数年前から始まっていることを示唆する。このほか、長期間のデータを用いた太陽活動と地磁気活動の関係の調査から、太陽活動極大期の黒点数の月平均値は、70 付近、110 付近、140 付近、180 付近に集まる傾向があることを発見した。これは、太陽活動の 11 年周期変化の振幅は連続的な量ではなく離散的な値をとることを示しており、太陽ダイナモ理論を構築する上で重要な制約条件になると考えられる。また、この性質を基に太陽活動の長期的な変化を予測する手がかりが得られる可能性もあると期待される。

南極の昭和基地では、1966 年より地磁気活動の K index が計測されている。この K index を、地磁気活動の変動振幅に関して線形的なスケールである a index に変換し、それと am index や Hermanus、柿岡の a index と比較して、昭和基地での地磁気活動の長期的、季節的变化の特徴を調べた。長期的な変化としては、 am index との相対比が経年的に増大してきていることを見つけた。この am index に相対的な昭和基地の a

index の増大率は、南半球の夏の季節の昼の時間帯で大きく、冬の季節では小さい。また、増大傾向が昼間ほど顕著ではない夜の時間帯では、夏と冬とで増大率に大きな違いは見られない。これに対して、Hermanus では 1980 年代初めまで、*am index* との比が逆に減少してきた傾向が見られる。また、柿岡では、*am index* に相対的な、そうした一方向への変化は見られない。昭和基地の地磁気活動の季節・日変化は、*am index* に見られる季節・日変化と比べて、昼の時間帯では半年周変化が明瞭でなく、かつ、活動が極大となる月が 3 月、9 月でなく、南半球の初夏と晩夏にずれるという特徴がある。これは、日射の影響を受けて夏に電離層の電気伝導度が大きくなるためであると推定される。このことを考慮すると、南極の夏の昼の時間帯で、*am index* に相対的な昭和基地の地磁気活動の増大傾向が明瞭なのは、極域の電離層電気伝導度が次第に増大してきていることを示しているのではないかと考えられる。

目次

第1章. 序	1
第2章. 季節変化	4
2.1. <i>am</i> index	4
2.1.1. はじめに	4
2.1.2. データと解析	6
2.1.3. 月平均値に見られる半年周変化	11
2.1.4. 議論	12
2.2. <i>AE</i> index	16
2.2.1. はじめに	16
2.2.2. <i>am</i> index との相関	17
2.2.3. <i>AE</i> – <i>BV</i> ² 関係の季節による差異	19
2.2.4. <i>AE</i> index の半年周変化と equinoctial effect	21
第3章. 地磁気活動と太陽活動	55
3.1. はじめに	55
3.2. <i>aa</i> index と黒点数の相関	56
3.3. 太陽活動の予測	60
3.4. 議論	64
第4章. 昭和基地の地磁気活動の季節変化と経年変化	87
4.1. はじめに	87
4.2. データと解析内容	87
4.3. 解析結果	88
4.3.1. <i>a</i> index の年平均値の経年変化	88

4.3.2.	<i>a</i> index の各月の平均値の経年変化	91
4.3.3.	<i>a</i> index の各時間帯の平均値の経年変化	92
4.3.4.	各 <i>K</i> index の観測頻度の年々変動	93
4.3.5.	季節変化	94
4.4.	まとめと補遺	95

参考文献

112

第1章. 序

地上で観測される周期が数日より短い地磁気変化は主に磁気圏や電離層を流れる電流に起因する。磁気圏や電離層の電流は、主に太陽風と地球磁気圏との相互作用によって作りだされるから（電離層電流には太陽放射によって生じる高層大気の運動が作りだすものもある）、地磁気活動を長期的に追跡していくことによって、太陽風—地球磁気圏相互作用の長期的な変化を調べることができる。地球の外核の電磁流体ダイナモによってつくられている地球磁場も長期的に変化しており、それについての考慮も必要であるが、周期が数日より短い地磁気活動の季節による変化や太陽活動の11年周期変化に付随した変化、さらに数十年～100年の期間での変化は、主として太陽風（風速及びその中の磁場）の変動によって引き起こされていると考えてよい。ただし、オーロラ活動等に伴う電離層電流の強さは電気伝導度の大きさにも依存する。電離層の電気伝導度は太陽輻射の影響を受けるから、特に夏と冬とで日射量が大きく異なる高緯度での地磁気活動では電気伝導度の変化の影響が現れる。更に、地磁気活動の半年周変化の主要因は、太陽風の変動ではなく、太陽の赤道面が地球の黄道面に対して約7度傾いていること、地球の磁気双極子軸の方向が自転軸の方向と約11度違っていること、そして地球の自転軸が黄道面に対して23.5度傾いていることのために、太陽の赤道面と地球の双極子軸のなす角、及び太陽と地球を結ぶ方向が地球の双極子軸となす角度が、それぞれ地球の公転運動によって変化することにあると見られるので（前者は Russell-McPherron effect、後者は equinoctial effect と呼ばれる）、地磁気活動の変化が、即、太陽風や太陽活動の変化を反映するわけではない。

本論文の第2章では、sub-aurora 帯と aurora 帯の地磁気活動指数である *am index* と *AE index* の、太陽風速度及び惑星間空間磁場（interplanetary magnetic field ; 以下、IMF と略記）との関係を調べ、特にそれぞれの *index* が示す季節変化の特徴とその原因について考察する。初めに sub-aurora 帯の地磁気活動指数である *am index* の半年周変化の主要因である equinoctial effect について検討を行う。ここでの主たる結果は、これまで

未解明だった **equinoctial effect** の物理的意味を定量的に明らかにしたことである。この発見のきっかけとなった 2003 年の異常に高かった地磁気活動の原因調査についても、この検討の中で述べる。次いで、**aurora** 帯の地磁気活動指数である **AE index** の季節変化について議論する。**AE index** の季節変化の様相は **am index** と異なり、日射の年変化の影響を受けて年周変化が卓越するために、半年周変化及び **equinoctial effect** の存在は一見して明らかではない。本論文では、**am index** と対比させてその季節変化の特徴を詳細に調べることにより、**AE index** についても **equinoctial effect** が働いていることを示す。

本論文で詳述するように、**sub-aurora** 帯での地磁気活動の半年周変化をもたらす主要因は、太陽風や太陽活動そのものの変動ではなく、太陽から見たときの地球の双極子磁場の空間的配位が地球の公転運動に伴って変化することである。しかし、地磁気活動の年平均値の長期的な変化は、太陽風や太陽活動の変動を示す良い指標とみなすことができる。そうした視点に立って、1868 年に遡って計測されている **aa index** を基に、過去の太陽風や太陽活動の変化、さらには太陽の輻射量の長期的変化に関する情報を得ようとする研究が、これまで数多くなされてきた。地磁気活動は黒点とはやや異なった位相で 11 年周期変動をしており、地磁気活動が直接的に反映するのは黒点ではなく太陽風の消長と考えられるが、地磁気活動は太陽活動の推移についての興味深い指標でもある。第 3 章では、地磁気活動と黒点数の変化の関係を調べ、太陽活動極大期の規模に関する新しい知見を指摘する。また、黒点の 11 年周期変動のパターンを注意深く読み取ることによって見出した経験的手法を用いて、次のサイクル 24 の太陽活動の規模の予測を行う。なお、地磁気活動の長期的な変動の主要因である太陽風の変動は、地球に飛び込む宇宙線量の変動をもたらすことが知られている。そして宇宙線が大気中の雲の生成に関わっているという説を背景に、地磁気活動の変化が地球の気候変動と相関するという研究も鋭意、行われている。これは非常に興味深い話題であるが、地磁気活動と気候変動との直接的な関わりは、本論文の主題ではないので、この問題については第 3 章の議論のところで多少触れる程度に留める。

第4章では、南極の昭和基地で40年以上にわたって計測されてきた *K index* データを基に、昭和基地での地磁気活動の季節変化と長期変化の特徴について調査した結果を記述する。ここでの解析の主眼は、*K index* から地磁気変動振幅について線形的なスケールに変換した *a index* と、全地球的な *am index* の比較である。この比較と対照させるために、**Hermanus** 及び柿岡の *K index* から求めたそれぞれの地点の *a index* と *am index* との比較も行った。昭和基地の *a index* の季節・日変化は、*am index* の季節・日変化と、特に昼の時間帯で明瞭に異なる。また、長期的な変化で注目されるのは、昭和基地の年平均値と *am index* の年平均値の比が経年的に次第に大きくなってきていることである。すなわち、*am index* に相対的に、昭和基地での地磁気活動が増大してきている。その増大傾向は南半球の夏の季節の昼の時間帯で顕著である。これに対して **Hermanus** では1980年代の初めまで *am index* に相対的に減少してきた様子が見える。一方、柿岡では、そのような経年的な一方向への変化傾向は見られない。

第2章. 季節変化

2.1. *am* index

2.1.1. はじめに

地磁気活動が春・秋分時に大きく、夏至・冬至の頃に小さいという傾向は 150 年以上前に発見された (Sabine, 1852)。それ以来、どのような原因で季節変化が生じるのかについて、多くの研究者が関心を寄せてきた。これまでに、その原因に関して 3 つの主な仮説が提唱されている。それらは、axial 仮説 (Cortie, 1912)、equinoctial 仮説 (Bartels, 1932; McIntosh, 1959)、そして Russell and McPherron (RM) 仮説 (Russell and McPherron, 1973) である。axial 仮説では、3 月と 9 月に地磁気活動が増大するのは、それらの季節に、地球を太陽面に投影した点が太陽赤道からもっとも離れた位置にくるためであると考えられる。黒点の周辺は太陽の活動領域を形成しているが、黒点は赤道面付近で少なく、中緯度に比較的多く出現するので、春・秋の頃には、活動領域により近いところからの太陽風を地球が受けることになるというのが、この仮説の依って立つ根拠である。これに対して、equinoctial 仮説で鍵となるパラメータは、太陽を地球表面上に投影した点の磁気余緯度である。この磁気余緯度は太陽風が吹く方向と地球磁場の双極子軸がなす角度に対応し、春分・秋分時には、自転軸と双極子軸の差を考えなければ 90 度となるのに対して (太陽風は地球の自転軸に直角な方向から吹き付ける)、夏至と冬至の頃は地球回転軸が黄道面と傾いているために、その角度は約 66.5 度と小さくなる。equinoctial 仮説が提唱されて、すでに数十年が経つ。そして、後述するように、近年は equinoctial 仮説が地磁気活動の半年周変化の主要因とみなされているにもかかわらず、磁気余緯度の変化が、なぜ、地磁気活動の半年周変化と関係するのか、これまで理解されていなかった。本節では、この equinoctial 仮説の物理的意味について考察する。RM 仮説は、geocentric solar magnetospheric (GSM) 座標系において、太陽赤道面上で spiral line を描くと仮定したときの IMF が、4 月初めと 10 月初めに、もっとも大きな南向きの成分を持つ (ただし、そのときの B_x 成分の向きは春と秋

で逆となる) という幾何学的な関係に注目する。

RM 仮説は、それが 1973 年に発表されて以来、一般にもっとも多く支持を受けてきた。その理由としては、RM 仮説が、IMF の南向き成分の大きさの変化に注目したということが挙げられる。IMF の南向き成分は、磁気圏昼側での IMF と地球磁場の間の magnetic reconnection において本質的な役割を果たす。ただし、この仮説が提唱された非常に早い段階から、RM 効果は季節変化の振幅の大きさを説明するのに十分でないと指摘されてきた (Murayama, 1974; Berthelier, 1976; Schreiber, 1981)。また、地磁気活動の日変化の特徴は RM 仮説が予想するものと合わないという批判もあった (Mayaud, 1978; Berthelier, 1990)。こうした実際のデータに基づく反証が示されたにもかかわらず、RM 仮説が支持されたことについては、衛星データの取得によって、IMF の南向き成分が磁気圏昼側の magnetic reconnection で決定的な役割を果たすこと、そして、その南向き成分の大きい時に強い地磁気擾乱が生じることが益々明らかにされつつあったという時代背景も影響したと考えられる。また、他方で、観測データとの整合性が RM 仮説よりも良いと見られた equinoctial 仮説では、magnetic reconnection との関わりがはっきりしなかった。しかしながら、近年、*am index* や *Dst index* に基づく詳細な解析研究によって、季節変化における RM 効果は副次的なもので、大部分は equinoctial 効果によって生じていることが明確になった (Cliver, Kamide and Ling, 2000; Cliver, Kamide, Ling and Yokoyama, 2001; O'Brien and McPherron, 2002)。現在では、季節変化の主要因は equinoctial 効果であると、広く認められているように思われる。しかし、equinoctial 効果の意味については、なお明らかにされていない (Cliver et al., 2004)。本論文では、この equinoctial 効果が何を表しているかを明らかにし、それが磁気圏昼側での IMF と地球磁場の間の magnetic reconnection に深く関わっていることを示す。

2.1.2. データと解析

本節で解析するのは *am index* に見られる季節変化である。*am index* のような中緯度帯での地磁気活動指数は IMF の南向き成分 B_s と太陽風速度 V (以下で太陽風速度を V

と表記した場合、これはGSM座標系での太陽風速度の V_x 成分、すなわち、太陽と地球を結ぶ方向の速度を表している) の2乗に比例することが、これまでの多くの研究によって示されている (Svalgaard, 1977; Feynman, 1980; Maezawa and Murayama, 1986)。ただし、 $am - B_s V^2$ 関係を議論しているこれまでのほとんどすべての研究は、それぞれの量の月平均値や年平均値、あるいは B_s や V^2 の範囲を適当に区切ったときの平均値に基づいたものである。これに対して、本論文では3時間毎に計測される am index (Menvielle and Berthelier, 1991) と、 V や B_s の3時間平均値を直接比較して、それらの関係を詳細に検討する。太陽風パラメータの3時間平均値はACE衛星で取得されたレベル2データの時間値から計算した。このとき、太陽風がACE衛星付近を通過してから地球の磁気圏に到達するまで平均して約1時間かかることを考慮して、 am index と対応させる3時間平均値を求める際にはACEデータを1時間ずらした。

図2-1は、equinoxes と solstices をはさんでそれぞれ ± 15 日間(以下では、これらをそれぞれ equinoctial epochs と solstitial epochs と呼ぶ)における1998-2007年のデータを使って、 $B_s V$ 、 $B_s V^2$ 、 $B_s V^3$ に対する am をプロットして示したものである。これらの間の差異は一見して明らかではないが、 $am - B_s V$ 関係では下に凸の傾向が見られ、 $am - B_s V^3$ 関係では $B_s V^3$ が大きなところで頭打ちの傾向が見られる。そうした傾向は、それぞれの月平均値の間の関係をプロットした図2-2でより明瞭に認められる。これは、過去の多くの研究が示すように、 am は $B_s V^2$ に比例すると考えて良いことを示している。ただし、 $am - B_s V^2$ 関係において、同じ $B_s V_x^2$ に対して am がある幅を持って分布していることに注意したい。実は、この線形関係に見られる幅は単なる散らばりではなく、次に述べるように重要な意味を持っている。

季節変化における equinoctial effect の物理的意味を定量的に明らかにする上で、2003年の異常に高かった地磁気活動の原因を探る調査が、大きな糸口となった。それは、 $am - B_s V^2$ 関係において、 B_s と V^2 は同等の寄与をしていないという事実の発見である。図2-3は、1998-2007年の期間における am index の年平均値の変化を示したものである。2003年に地磁気活動が突出して大きかったことが見てとれよう。 am index と同

じく *mid latitude* における地磁気指数で 1868 年以來のデータが存在する *aa index* の年平均値では、2003 年にこれまでの最大値を記録している。図 2-4 は、この 2003 年の異常に大きかった地磁気活動の第一の原因が、その年の大きな太陽風速度であったことを示す。図 2-4 では、2003 年の *am index* の月平均値が赤丸で、その比較として、太陽風速度が相対的に小さかった 2001 年の月平均値が青丸でプロットされている。図 2-4 (a)、(b)、(c) はそれぞれ、*am index* の月平均値と B_s 、 V^2 、 $B_s V^2$ の月平均値との関係を示したもので、これらの図から、2003 年は、 B_s は平均に近かったのに、太陽風速度がほぼ年間を通して大きかったことがわかる。これに対して、2001 年は、 B_s は 2003 年よりむしろ大きめであったが (2001 年、2003 年の B_s の年平均値はそれぞれ、2.42 と 2.13)、太陽風速度が小さかった。図 2-4 (c) で注目されるのは、2003 年の多くのデータが $am - B_s V^2$ 関係の上限に近く分布しているのに対して、2001 年のデータはむしろ下限付近に分布していることである。 B_s が 2003 年の各月の平均値に比べて顕著に大きかった月についてもそれが言える。これは、同じ $B_s V^2$ の値に対して、そのときの V^2 の値が大きい方が *am index* は大きくなることを示唆する。このことに気づいたことが、後述するように、季節変化の *equinoctial effect* の物理的意味を初めて定量的に明らかにするうえでたいへん役に立った。同じ $B_s V^2$ の値に対応する *am index* が、2003 年は 2001 年に比べて平均的に大きめであったことは、個々の *am index* の観測値を、 $B_s V^2$ の観測値に対してプロットした図 2-5 から明らかに見てとることができる。図 2-6 は、 $B_s V^2$ が 200000 - 300000 nT · km²/sec² の範囲のデータについて、*am* 対 B_s 、*am* 対 V^2 をプロットして示したものである。これらの図から、 $B_s V^2$ の値の範囲が同じときに、 B_s が小さいほど、すなわち、 V^2 が大きいほど *am index* も大きくなる傾向があることは明らかであろう。図 2-6 (c) の $am - V^2$ 散布図からは、また、図 2-5 で、それぞれの $B_s V^2$ の値に対して *am index* の散らばりが、2001 年に比べて 2003 年の方が大きいのは、2003 年には V^2 の分布範囲が広がったためであることもわかる。

$am - B_s V^2$ 関係が V^2 の range に依存することは、*am* が実際は V^2 より V のもっと大きなべき乗に比例していることを意味しているのではないかとも考えられるが、そうではな

い。 $am - BsV^2$ 関係が、 $am - BsV$ や $am - BsV^3$ 関係よりも線形性が良いことは先に見たが、 V のrangeに対する依存性が $am - BsV^3$ 関係についても見られることから、それが言える。図2-7は、2001年と2003年の、それぞれ BsV^3 が $150000000 - 200000000 \text{ nT} \cdot \text{km}^3/\text{sec}^3$ の範囲に入るデータについて、 am index の Bs 及び V^3 依存性を見たものである。図2-7(c) から、この範囲の BsV^3 に対して、図2-6で見たものと同様の傾向、すなわち、 Bs が小さいほど、また V^3 が大きいほど、 am index が大きくなる傾向のあることがわかる。過去に、しばしば、mid-latitudeにおける Ap index や am index は BsV^n ($n>2$) に比例するという見方がだされたことがある（例えば、Crooker et al., 1977; Maezawa, 1979）。これは恐らく、上で見た $am - BsV^2$ 関係が V^2 のrangeに依存するという性質のためではないかと推定される。

季節変化の equinoctial effect の意味を定量的に明らかにする上で、 $am - BsV^2$ 関係が V^2 のrangeによって変わること気づいたことが大きかった。図2-8は、equinoctial epochs と solstitial epochs それぞれについて、 V^2 の3つのrangeに対する $am - BsV^2$ 関係を示したものである。同じrangeについて equinoctial epochs と solstitial epochs を比べると、 BsV^2 が同じ値のときに前者の方が大きいという様子が見えるが、これが equinoctial effect を表している。しかし、先に述べたように、 V^2 のrangeが大きいほど、同じ BsV^2 に対する am index は大きくなる。このために、もし、ある期間における solstitial epochs の平均的な V^2 が、同期間におけるequinoctial epochs の平均的な V^2 よりも大きいと、同じ BsV^2 に対して、 am の平均値は equinoctial epochs よりも solstitial epochs の方が大きいという予想外の結果にもなる。また、Russell-McPherron effect によって、 Bs の大きさについては、多くの年で季節変化が認められるのにもかかわらず、 am index の各年の月平均値に関して、通常、季節変化がはっきりしないのは、 V^2 の月平均値が年間を通して一定していないことが関係している。しかし、その場合でも、 V^2 のrangeを同じにすれば、equinoctial effect による季節変化が見えてくることを図2-8は示している。以下に示すように、季節変化の equinoctial effect を定量的に評価するにあたって、 V^2 のrangeを分けて調べることは決定的に重要だった。

equinoctial effect の原因を探るこれまでの研究では、equinoctial effect は太陽風パラメータの値にはよらないと考えられてきた。 B_s や太陽風速度が地磁気活動に大きな影響を与えることは、よく調べられ、かつよく知られていたが、equinoctial effectはそれらのパラメータとは無関係に働くとみなされ、地磁気活動に対する太陽風パラメータの影響と equinoctial effect とは分離できると想定された (Svalgaard, 1977; Svalgaard, 2002; Cliver, Svalgaard and Ling, 2004)。しかし、例えば、 V^2 のrangeを限らずに equinoctial epochs と solstitial epochs での特定の B_sV^2 の値に対する *am index* の平均値を調べると、その差異は B_sV^2 の値によって変わる。一方、 V^2 を制限すれば、その比はほぼ一定となる。この事実を知った上で図2-8を見ていたとき、equinoctial effect には太陽風速度が関係しているに違いないという考えが浮かんだ。それから間髪をいれずに、equinoctial effect は、地磁気擾乱の生成に有効な太陽風速度が地磁気双極子軸に垂直な成分であることを示しているのではなかろうかという考えを思いついた。この考えは、論理的に突き詰めて得た結果ではなく、むしろ、直感的なものだったが、この考えを思いつくと同時に、これによって、なぜ、地磁気余緯度が equinoctial effect と関係するのか理解できることを悟った。太陽風速度の地磁気双極子軸に直角な成分は、それに地磁気余緯度の正弦関数を掛けたものに相当するからである。

あとは、定量的にこの考えが equinoctial effect を説明できるかどうか確認する作業が残るだけである。その作業結果を示したのが図2-9～図2-14である。図2-9は、solstitial epochs の個々のデータの V^2 を 0.841 倍したときの *am vs BsV²*分布が、equinoctial epochs の *am vs BsV²*分布とよく重なり、また、 B_sV^2 の値の範囲を区切って、そのそれぞれの区域に入るデータについて *am index* の平均値を求めると、solstitial epochs の個々のデータの V^2 を 0.841 倍したものの平均値は、equinoctial epochs のデータについて求めた平均値と、 B_sV^2 の値のどの区域についても、よく一致していることを示す。図2-10は、 V^2 が 100000-200000 km²/sec² の範囲に入る equinoctial epochs のデータ及び solstitial epochs のデータを用いて、それぞれの *am vs BsV²*分布を重ねて見た場合と、solstitial epochs の V^2 を 0.841 ($\sin^2(66.5)$) 倍して equinoctial epochs のデー

タと重ねて見た場合を比較して示したものである。これらの図から、前者では明らかに solstitial epochs の am index が equinoctial epoch の am index と比べて下側に分布しているのに対して、後者ではよく重なっていることが見てとれる。後者の場合、分布の最小二乗回帰直線は、equinoctial epochs と solstitial epochs とでほとんど変わらない。図 2-1 1 は、 V^2 が $200000 - 300000 \text{ km}^2/\text{sec}^2$ の範囲のデータについて、図 2-1 0 と同様に、equinoctial epochs と solstitial epochs のデータ、及び equinoctial epochs と solstitial epochs のデータの V^2 を 0.841 倍した場合について、 am vs $B_s V^2$ 分布を重ねて比べて見たもので、この速度 range についても、solstitial epochs の個々のデータの V^2 を 0.841 倍して重ねてプロットした分布は、equinoctial epochs のデータの分布とほぼ重なり、最小二乗回帰直線もほぼ一致することがわかる。図 2-1 2、1 3、1 4 は、 B_s の大きさにデータを区分けして、 $am - V^2$ 関係を見たものである。 B_s の値がほぼ同じデータに限ることによって、Russell-McPherron effect がまったく関与する余地のない状況での、太陽風速度に依存する equinoctial effect を純粹に調べることができる。これらの図を見ると、 B_s の大きさが 3 つの範囲のすべての場合について、solstitial epochs のデータの V^2 を 0.841 倍すると、その $am - V^2$ 分布は、equinoctial epochs のときの $am - V^2$ 分布と重なり、両者の分布の最小二乗回帰直線もよく一致することがわかる。

2.1.3. 月平均値に見られる半年周変化

図 2-1 5 に示すように、地磁気活動の半年周変化は、各年の月平均値や 5 年、10 年という比較的短期間の月平均値について見た場合には明瞭でない。これは、前述したように、太陽風速度が変動して、各月でその平均や分散が一定していないためである。たとえ Russell-McPherron effect によって、 B_s に季節変化があっても、その効果は速度のばらつきの中に埋もれてしまう（2001 年の場合は、速度が年間を通して比較的小さく、それほど大きく変動しなかったために（図 2-4 を参照）、Russell-McPherron effect が表れている）。しかし、40 年、50 年という長期間のデータの月平均値を調べると、半年周変化が見えてくる。これは、そのくらいの長期間についての平均をとると、

速度の平均値や分散の月による差異がほとんどなくなって、それらがどの月もほぼ同じになるためと考えられる。この半年周変化のパターンは、太陽から地球を見た視線方向と地球双極子軸のなす角度（磁気余緯度）が、地球の公転速度に伴って変化することと関係しているらしいという考えは、何十年も前から提出されていた (Bartels, 1932)。磁気双極子軸が自転軸に対して傾いているために生じる磁気余緯度の日変化が、地磁気活動の日変化のパターンとよく合うことも指摘された (McIntosh, 1959)。しかし、地磁気活動の半年周変化が、なぜ、磁気余緯度と関係するのか、また、その半年周変化の振幅がどのようにして決まるのかについて、物理的な理解はなかった。図 2-16 (a) は 1961-2007 年の 41 年間のデータを使って *am index* の月平均値を求め、それをプロットして示したもので、これからきれいな変半年周化を見ることができる。もし、長期間の月平均値に見られるこの半年周変化が主として *equinoctial effect* によって生じており、そして *equinoctial effect* について上で提示した考えが正しいならば、その振幅の変化は $\sin^2(\psi)$ の季節変化（ここで ψ は太陽を地球表面上に投影した点の磁気余緯度）と相関を持つはずである。その相関を調べて見たのが図 2-16 (b) で、これから、実際に各月の *am index* の平均値はその月の $\sin^2(\psi)$ の平均値と良く相関していることが見てとれる。このことは、長期間の *am* の月平均値に見える半年周変化の主要因は *equinoctial effect* であり、*equinoctial effect* によるその変動振幅は太陽を地球表面上に投影した点の磁気余緯度の正弦関数の二乗に比例することを示している。このことの物理的含意は、先に、*equinoctial epochs* と *solstitial epochs* のデータの比較によって明らかにしたように、地磁気擾乱の生成に寄与する有効な太陽風速度は磁気双極子軸に直角な成分であるということである。

実は、長期間のデータから求められる *am index* の各月の平均値の変化を説明する経験式が提案されている (Svalgaard, 1977; Svalgaard, 2002)。実際、その経験式と *am index* の月平均値との間には、図 2-16 (b) と同様の相関が認められる。興味深いことに、その経験式と $\sin^2(\psi)$ との間には図 2-16 (c) に示すように、相関関係がある。しかし、これは不思議でも何でもない。なぜなら、その経験式を Taylor 展開して 1 次の項だけ

を残すと、それは $\sin^2(\psi)$ の関数になっているからである。しかし、その経験式は、双極子磁場の空間分布を表す関数を基に *am index* の半年周変化と相関する表式をつくったもので、物理的意味は特にない(Svalgaard, 2002)。これに対し、本論文において提案する、*equinoctial effect* の定量的な表現としての関数 $\sin^2(\psi)$ は、地磁気活動の生成に関与する有効な太陽風速度は磁気双極子軸に直交する成分であるという明確な物理的な意味を持っている。次節では、この単純な解釈が、なぜ、これまで長い間、見過ごされてきたかについて述べる。

2.1.4. 議論

本論文によって提案された *equinoctial* 効果の原因についての説明は驚くほど単純である。なぜ、こんなに簡単な解釈が、これまでの多くの研究で見過ごされてきたのか。それには二つ理由が考えられる。そのうちの一つは、ほとんどすべての研究が、3時間毎に計測される *am index* と太陽風パラメータとを直接比較しないで、ある期間におけるそれぞれの平均値の間関係を調べていたことである。これは、半年周変化が各年のデータでは必ずしもはっきりせず、長期間の平均値で明瞭に見えてくることのほかに、宇宙空間の同一場所で連続的に観測された太陽風パラメータのデータが、かつては容易に得られなかったということもあると思われる。平均値を使った解析では、*equinoctial*効果の本質的な意味、すなわち、地磁気擾乱に有効な太陽風速度は地球の双極子磁場に直角な成分であるということを見出し難い。本研究では3時間毎の個々のデータを使うことによって、*solstitial epochs* のそれぞれのデータの V^2 に $\sin^2(\psi)$ を掛けたときに、そのときの $am - BsV^2$ 関係が*equinoctial epochs*のデータの $am - BsV^2$ 関係とよく一致することを示すことができた。これは、*am index* が、太陽風速度そのものでなく、地球の双極子磁場に直角な速度成分の二乗と相関することを意味する。この単純な事実が見逃された二つ目の理由は、 $am - BsV^2$ 関係が、 V のrangeによって変わることが認識されていなかったことが挙げられる。本研究では、 V^2 の大きさに区分けしたデータを使うことによって、同じ BsV^2 の値に対する *am index* の *solstitial epochs* におけ

る平均値は、equinoctial epochs における *am index* の平均値に $\sin^2(\psi)$ を掛けたもので与えられることを示すことができた。これは、季節変化における equinoctial effect の寄与を初めて定量的に評価したことにあたる。同じ $B_s V^2$ の値に対して、equinoctial epochs における *am index* の平均値は solstitial epochs における平均値よりも大きいことが指摘されていた (Cliver, Kamide and Ling, 2000)。しかし、先行する研究では、いろいろな速度のデータが混在したものについて平均値をとっていたために、*am index* の値の季節による差異を定量的に評価することができなかった。

前述したように、RM 仮説よりも equinoctial 仮説の方に適合する多くの事実が指摘されていたにもかかわらず、地磁気活動の半年周変化の説明として、RM 仮説が広く受け入れられた。それは、RM 仮説が、IMF と地球磁場の間の magnetic reconnection と密接に関係していたためと考えられる。Dungey (1961) のモデルが示すように、dayside の magnetic reconnection において IMF の南向き成分は本質的な役割を果たす。これに対して、equinoctial 仮説では merging process との関わりがわからなかった。一時は、equinoctial 効果は magnetic reconnection ではなく、磁気圏境界での Kelvin-Helmholtz instability と関係しているという考えが出され (Boller and Stolov, 1975)、それが支持されたことがある (例えば、Berthelier, 1976; Maezawa and Murayama, 1986)。本論文によって、長い間探し求められた equinoctial 仮説と dayside magnetic reconnection との関係がとうとう明らかになったといえる。equinoctial effect は、これまで研究者が探し求めてきた B_s との関係にではなく、magnetic reconnection に関わるもう一つの factor である太陽風速度と関係していた。RM 効果と equinoctial 効果の双方とも、地球の双極子磁場と太陽の間の幾何学的な配位が季節的に変化することによって、たとえ太陽から吹き出すときの太陽風速度やその中の磁場が一定であっても、magnetic reconnection の効率に寄与する B_s と有効太陽風速度の二つの factor がそれぞれ変化すること、すなわち、一方は B_s 成分が春と秋に大きくなり、他方は有効速度成分が夏と冬に小さくなるということに起因していたというのは興味深い。

季節変化の equinoctial effect に関連して本論文が明らかにしたことは、昼側の

magnetic reconnection について、二つの問題を提起する。一つはすでに言及してきたことで、 $am - BsV^2$ 関係が、なぜ、 V のrangeに依存するかということである。もう一つは magnetic reconnection の起きる場所に関係する。magnetic reconnection に対する太陽風の有効速度が、双極子磁場の軸に垂直な成分であるということは、merging が生じるのは太陽風が磁気圏に最初に衝突するところではなく、むしろ磁気赤道に近いところであることを示唆する。merging がどこでどのように起きるのかについては、かつて多くの議論を呼び、今でもまだ、完全には解明されていない問題である。Park et al. (2006) は地磁気双極子軸が傾いている場合の dayside reconnection のシミュレーションを行い、reconnection が地磁気赤道付近で起きること、そのときの merging rate は地磁気双極子軸が傾いていないときに比べて小さくなることを示した。また、merging rate が小さくなることについては、reconnectionが生じる場所で太陽風が磁気圏に沿って流れる速度成分を持つためと説明している。双極子軸が傾くほど軸に直交する太陽風速度成分は小さくなり、その分、双極子軸方向に流れる速度が大きくなるので、これは概念的に本論文で得た結果と一致する。また、双極子軸と太陽風が 30 度の角をなすとき、直交する場合と比べてmerging rateが 0.84 倍になると述べているが、この数値は equinoctial epochs と solstitial epochs の地磁気活動の比にほぼ対応する。本論文では、地磁気活動を生起する有効太陽風速度は双極子軸に直交する成分であることを明らかにした。これと、Park et al. (2006) のシミュレーション結果を合わせると、dayside magnetic reconnectionには、双極子軸に直交する太陽風速度成分が有効に効いていると考えられる

もう一つの問題、すなわち $am - BsV^2$ 関係の V の rangeに対する依存性は、そもそも、なぜ、am index が BsV^2 に比例するかという、より基本的な疑問につながり、それは太陽風—磁気圏相互作用を理解するうえで重要な問題と考えられる。著者は、 $am - BsV^2$ 関係式の V の rangeに対する依存性は、magnetic reconnection の効率が、磁気圏に流入する Bs のfluxのみでなく、magnetic reconnection が生じる場所での地球磁場の大きさにも関係し、例えば、Crooker and Siscoe (1986) が議論しているように、それは太陽風が

磁気圏に侵入する深さに依存していることを表しているのではないかと考えている。
しかし、この問題は、本論文が目的とする調査の範囲を超えるので、ここではこれ以上深く立ち入ることはせず、今後の課題としたい。

2.2. AE index

2.2.1. はじめに

AE index は北半球のオーロラ・ゾーンに位置している観測点で観測される地磁気変化の水平成分を基に算出される地磁気活動指数で、もともと極域電離圏に流れるオーロラ・ジェット電流の大きさを表す指標として導入された。オーロラ活動の激しいときには大きな指数が計測される。地磁気変化のプラス側の値から算出されるものは AU index、マイナス側の値から算出されるものは AL index と呼ばれ、AE index は $(AE - AL) / 2$ で与えられる。通常、AE index には AL index の寄与が大きいこともあって、過去の研究結果では、AL index と太陽風パラメータとの関係の特徴は AE index と太陽風パラメータとの関係の特徴に重なることが示されている（例えば、Murayama, 1982; Maezawa and Murayama, 1986）。

本節では、AE index と太陽風パラメータとの関係、特に equinoctial effect が AE index にも見られるかどうかについて考察するが、その際、手がかりとするのは am index と比較しての類似性と差異である。これまで、この視点から詳しく研究されることはなかったもので、本調査によって新しく発見された結果がいくつかある。なお、本論文では、毎3時間のデータがある am index との比較を基に解析を進めたため、AE index として地磁気世界資料解析センターから公開されている時間値データを3時間平均したものをを用いた。

AE index と太陽風パラメータの関係については、これまでの多くの研究によって、AE index は B_s と V^2 の積にもっともよく相関することが知られている。この関係は am index と同じである。また、 $AE - B_s V^2$ 関係が V の range に依存して、その比例係数が変わるという点でも am index と共通している。これらの特徴を、前節にならって、2001年と2003年のデータを使って例示しておく。

図2-17は、2001年と2003年のデータについて、 $B_s V^2$ に対する AE index の分布を比べて見たものである (B_z が負の場合、すなわち、GSM座標系でIMFが南向きの場合のデータを用いているが、図2-5と同様に、 B_z の絶対値をとってプロットしてい

る)。先に述べたように、2003 年は太陽風速度が特別に大きかった年で、これに対して 2001 年は相対的に速度が小さかった年にあたる。いずれの年についても、 AE index は $B_s V^2$ に比例して大きくなる様子が見えるが、同じ $B_s V^2$ の値に対して、 AE index の平均値及び分散ともに、2003 年の方が 2001 年よりも明らかに大きい。これは am index で見られた特徴と同じである。また、 $B_s V^2$ の値が 200000 – 300000 nT km²/sec² の間のデータについて AE index と B_s 、 AE index と V^2 の関係を見た図 2 – 1 8 から、 $AE - B_s V^2$ 関係において速度と B_s の寄与は同等ではなく、速度が大きいほど、また、 B_s が小さいほど AE index は大きくなるという特徴が見られることがわかる。この性質も am index と共通している。

しかし、 AE index が am index と大きく違っている点がある。それは、 AE index の場合、solstitial epochs の夏と冬とで、太陽風パラメータとの関係に明瞭な差異が見られることである。このため、 AE index では年周変化が顕著に見られ、半年周変化はその中に埋もれてしまっている。従って、 AE index についても、 am index に対するのと同様な意味での equinoctial effect が作用しているかどうかを明らかにするには、速度の range が同じデータを用いて比較するというに加えて、夏と冬での太陽風パラメータとの関係の違いを補正し、半年周変化成分を取り出してやる必要がある。本節では、この目的のために AE index と am index の相関関係を利用する。次節で、まず、春、夏、秋、冬それぞれの季節における AE index と am index の相関関係を比較する。

2.2.2. am index との相関

図 2 – 1 9 は、春、秋、夏、冬それぞれについて、 AE index と am index の間の相関を見たものである。どの季節についても、正の相関関係を見ることができる。なお、ここで春、秋、夏、冬のデータは、春分、夏至、秋分、冬至をはさんで、それぞれ前後 15 日間の 3 時間毎の値を用いている（期間は 1998-2007 年の 10 年で、IMF が南向きのときのデータをプロットしている）。これらの図から、正の相関が見られるということの他にいくつか特徴を読み取ることができる。例えば、冬でもっとも顕著である

が、*am index* が 70 くらいから、また、それに対応して *AE index* が 700 くらいから大きなところで、数が急減していることが目に付く。夏の場合、この数の減少は *AE index* で見ると冬と同じ 700 付近からだが、相関関係の勾配が大きいために、*am index* では 60 くらいから生じている。春、秋の場合にも、*am index* が 70 くらいから同様な減少傾向が認められる。しかし、冬や夏に比べると減り方は顕著ではない。この違いは、磁気嵐が春と秋に多く夏と冬に少ないという半年周変化に対応していると考えられる。また、*AE index* は 700 くらいから大きなところで数が急減するとともに、そのあたりで (700-800 付近で) 頭打ちの傾向が見え、それより大きなところと小さなところで、*am index* との間の相関関係が変化している (図 2-19 で分布に折れ曲がりが見える)。なお、秋のデータで特に目立つが、平均的な相関関係からはずれて、*am index* が大きくても *AE index* が 100 前後の小さな値をとる場合が存在する。一方、*AE index* は大きいのに、それに対応する *am index* は小さいという事例もないことはないが、逆の場合に比べるとまれである。

相関関係の勾配の季節による差異は、図 2-19 ではあまりはっきりしないが、例えば、同じ *am index* の値に対する夏と冬の *AE index* の値を比べてみると、夏の方が大きめであることが見てとれる。この違いは、両 *index* 間の線形関係が良く成り立っている、*am index* が 60 以下のデータを用いて最小二乗回帰直線を求めた図 2-20 で、より明瞭に見ることができる。図 2-21 は、これらの各季節についての最小二乗回帰直線を重ねて描いたもので、これから、同じ *am index* に対して、*AE index* は夏にもっとも大きく、冬にもっとも小さくなる傾向のあることがわかる。比例係数 (線形関係の勾配) は夏の場合に有意に大きいほかは、他の季節ではほとんど変わらない。春と秋では、式で表すと一見、最小二乗回帰直線に違いがあるようにも見えるが、図ではほとんど差は認められない。*am index* が 10 以上 60 以下では、同じ *am index* に対する春と秋の *AE index* の平均値の違いは 0.5% 以下である。

同じ *am index* に対する *AE index* が、冬と比べて (春や秋と比べても) 夏の方が大きいということは、*AE index* と太陽風パラメータとの関係が夏と冬、更にそれらの季

節と equinoctial epoch とで異なっていることを示唆する。次節では、その季節による違いについて検討する。

2.2.3. $AE - BV^2$ 関係の季節による差異

図 2-22、23 は、それぞれ春と秋、夏と冬の $AE - BsV^2$ 関係を、3つの速度range について比較してみたものである。春と秋では、それぞれの図に記入した最小二乗回帰直線がほとんど一致するのに対して、夏と冬では、夏の場合の最小二乗回帰直線の方が上にくることが明らかに見てとれる。すなわち、同じ BsV^2 の値に対して、夏の方が冬よりも AE index は大きいという傾向がある。これに対して、図 2-24、25 に見るように、 $am - BsV^2$ 関係では、春と秋だけでなく、夏と冬についても最小二乗回帰直線はよく一致している（ただし、equinoctial effect のために、夏・冬の方が春・秋に比べて同じ BsV^2 の値に対して am は小さい）。

図 2-22、23 でもう一つ注目すべき特徴は、速度のrangeが大きいと、最小二乗回帰直線の勾配が小さくなることである。この性質は、春、夏、秋、冬のどの季節についても共通して認められ、 $am - BsV^2$ 関係でも見られる。先述したように、 AE index や am index と太陽風パラメータとの関係を調べた過去の多くの研究は、これらの indices が BsV^2 ともっとも良く相関するという結果を報告している。ただし、かつて、 AE (AU) index と太陽風パラメータとの関係について、 $AE = aV^2 + bBsV^2$ (a , b は定数) の表式が提案されたことがある（例えば、Maetzawa and Murayama, 1986）。こうした表式は、 AE index が V^2 のrangeに依存するという性質を、ある意味で取り入れたものになっている。しかし、 am index や AE index の V^2 のrangeに対する依存性は、 BsV^2 に比例する項に加えてそれとは別の関数形の項が入ってくるというより、速度rangeによって $am - BsV^2$ 相関関係の係数が変わるということに重要な意味合いがあると考えられるので、過去に提案されたような二つの項の和として表すよりも、速度rangeで分けて BsV^2 に比例する（ただし、その係数は速度rangeに依存する）という形を残しておく方が、地磁気活動と太陽風パラメータとの関係を考察する上で優れていると思われる。

速度のrangeが大きくなるに従って $AE - BsV^2$ 関係の傾きが小さくなることは、 AE index が V^2 の大きなところで飽和してくることを示している。それは am indexが大きいところで $AE - am$ 相関関係が変化してその比例係数が小さくなることや AE に頭打ちの傾向が見られること（図2-19の説明のところで既述）と対応していると考えられる。これは、また、Polar Cap Potential が magnetic reconnectionの merging rate の大きなところで頭打ちになってくる（Reiff et al., 1981; Nagatsuma, 2002）こととも関係していると推定されるが、これらの関連性についての説明は将来の研究課題としたい。

図2-26は、二つの速度rangeについて、春と秋、夏と冬の $AE - BsV^2$ 関係をそれぞれ重ねてプロットしたものである。これから、春と秋では $AE - BsV^2$ 関係はよく一致しているのに比べて、同じ BsV^2 の値に対して夏は冬に比べて AE index が大きくなる傾向のあることが明らかに見てとれる。一方、 $am - BsV^2$ 関係については、図2-27に示すように、春と秋だけでなく、夏と冬についても、それぞれの最小二乗回帰直線はほぼ重なる。

AE index と am index の相関関係の比例係数が、図2-21で示したように夏と冬で異なっていることと、 $AE - BsV^2$ 関係に夏と冬で違いが見られる（夏の方が冬よりも上にくる）こととは関連しているはずである。なぜなら、 $am - BsV^2$ 関係には夏と冬で違いが見られないのに（図2-27）、同じ am index に対して冬よりも夏の AE index の方が大きいことは、同じ BsV^2 に対して冬よりも夏の AE indexの方が大きいことを示していると考えられるからである。それでは、なぜ、 AE indexについてのみ、太陽風パラメータとの関係に夏と冬で違いが見られるのだろうか。 AE index に半年周変化が見られず、むしろ夏に最大となる年周変化が卓越していることは、早くにBerthelier (1976)によって指摘されている。彼女はその理由として、北半球高緯度がずっと太陽に照らされたままになる夏には、オーロラ帯の電気伝導度が大きくなるからであろうと推定している。太陽風と磁気圏との相互作用によって同じ大きさの起電力が電離層に作用した場合に、電気伝導度の大きい夏の方が冬よりも大きな電流が流れて、そのために大きな磁場変動が観測されるということは十分に考えられることである。いずれにし

ても、夏と冬での日射の変化が原因と推定される大きな年周変化によって半年周変化は覆い隠されてしまっているため、半年周変化が存在するかどうかを調べるには、日射の影響を取り除いてやる必要がある。次節では $AE - am$ 関係を用いることで、 AE index に対する日射の影響の除去を試みる。

2.2.4. AE index の半年周変化と equinoctial effect

$AE - BsV^2$ 関係に見られる年周変化を、 $AE - am$ 関係に見られる季節変化を用いて補正するという試みは、もし、日射の影響がなければ $AE - am$ 関係は季節によってかわらないはずという考えに基づく。これは、必ずしも自明なことではない。なぜなら、 $AE - BsV^2$ 関係と $am - BsV^2$ 関係はともに定数項を含むので ($BsV^2 = 0$ であっても、 AE 、 am ともに 0 ではない)、equinoctial effectのために磁気擾乱の生成に寄与する V^2 が solstitial epochs には 0.841 倍した大きさの効果しか持たないとしたときに、equinoctial epochs と solstitial epochs における AE/am の比が一致するという保証はないからである。例えば、いま、equinoctial epochs において $AE = \alpha BsV^2 + \beta$ 、 $am = a BsV^2 + b$ とおくと、solstitial epochs ではこれらの関係は $AE = 0.841 \alpha BsV^2 + \beta$ 、 $am = 0.841 a BsV^2 + b$ となる。このときに、 AE/am が equinoctial epochs と solstitial epochs で一致することは自明ではない。しかし、この場合に AE/am が equinoctial epochs と solstitial epochs で変わらない条件が唯一存在する。それは、 $\alpha / a = \beta / b$ となるときである。このとき、 BsV^2 の任意の値に対して $AE/am = \alpha / a = \beta / b$ となる。実際のデータで見ると、equinoctial epochs において、 $\alpha = 0.00046 \text{ (km}^2/\text{sec}^2)^{-1}$ 、 $a = 0.000038 \text{ (km}^2/\text{sec}^2)^{-1}$ 、 $\beta = 81 \text{ nT}$ 、 $b = 7.5 \text{ nT}$ である。これから $\alpha / a \sim 12$ 、 $\beta / b \sim 11$ となって、厳密に上記の条件が満たされているわけではないが、 AE vs BsV^2 及び am vs BsV^2 の分布の散らばりから考えれば、条件はほぼ成立していると見て良いと思われる。以下の結果もその仮定が正しかったことを示している。

図 2-28 は、夏及び冬における AE vs am の分布の最小二乗回帰直線が equinoctial epochs における AE vs am の分布の最小二乗回帰直線に一致する (図 2-21 の夏、

冬、equinoctial epochs に対する最小二乗回帰直線の式は、日射の影響を取り去ったときにはすべて一致する) と仮定して、夏及び冬のAE index の値を補正した場合の、夏及び冬における AE vs am の分布をequinoctial epochsの AE vs am の分布と比べてみたものである。当然ではあるが、これら3つの図の AE vs am の分布の最小二乗回帰直線はよく一致する。この補正したデータを使って夏及び冬の AE - BsV² 関係を見たのが図 2-29 で、両季節の AE vs BsV²分布はこの補正によってよく重なることがわかる。両季節のデータに対する AE vs Bs²分布の最小二乗回帰直線の一致は、夏と冬の日射の違いの影響がこの手法によって期待通りに除去されていることを示すと見てよいだろう。

am index に対する equinoctial effect は、同じBsV²の値に対して、solstitial epochsでは equinoctial epochs に比べて実効的なV²の値が 0.841 倍した大きさになるということであった。AE/am が equinoctial epochs と solstitial epochs で変わらないとする上の条件は、solstitial epochs では equinoctial epochs と比べて、同じBsV²の値に対してV²の値が実効的にある定数倍になることを暗々裏に要請するが、その定数が 0.841 であることまでは制約しない。すなわち、am index と同様、AE index についても、solstitial epochs では equinoctial epochs と比べて、同じBsV²の値に対してV²の値が実効的に 0.841 倍の大きさになるということが、上の条件から自動的に導かれるわけではない。とにかく定数倍でありさえすれば良いので、例えば1より大きくてもかまわない。しかし、図 2-30 は、その定数が実際に 0.841 であることを示している。図 2-30を見ると、solstitial epochs (夏と冬) のAE - BsV²分布はそのままでは equinoctial epochs (春と秋) の AE - BsV²分布に比べて平均的に下側にくるが、solstitial epochs のV²を 0.841 倍すると、equinoctial epochs と solstitial epochs の AE - BsV²分布は良く重なり、両分布の最小二乗回帰直線はほとんど一致することがわかる。このことは AE index についても、am index に対するのと同様な意味での equinoctial effect が働いていることを示していると考えるべきだろう。

速度の大きなrangeについても、同様な手法を適用してみたが、AE - am 関係を用い

た補正がうまくいかないことがわかった。それは図 2-31 に示すように、速度range
が大きなデータでは *am index* が 30 くらいのところから *AE-am* 関係が頭打ちとなり、
それ以下でしか比例関係が成りたっていないためであると考えられる。このことは、
先述したように、*AE index* が V^2 の大きなところで飽和してくること、すなわち *AE* に頭
打ちの傾向が見られることに対応していると考えられる。しかし、 V^2 のrangeが 200000
 km^2/sec^2 以下のときに、*AE index* についても半年周変化が存在し、その半年周変化が
equinoctial effect によって生じている可能性が高いことは、本論文によって初めて示さ
れた。

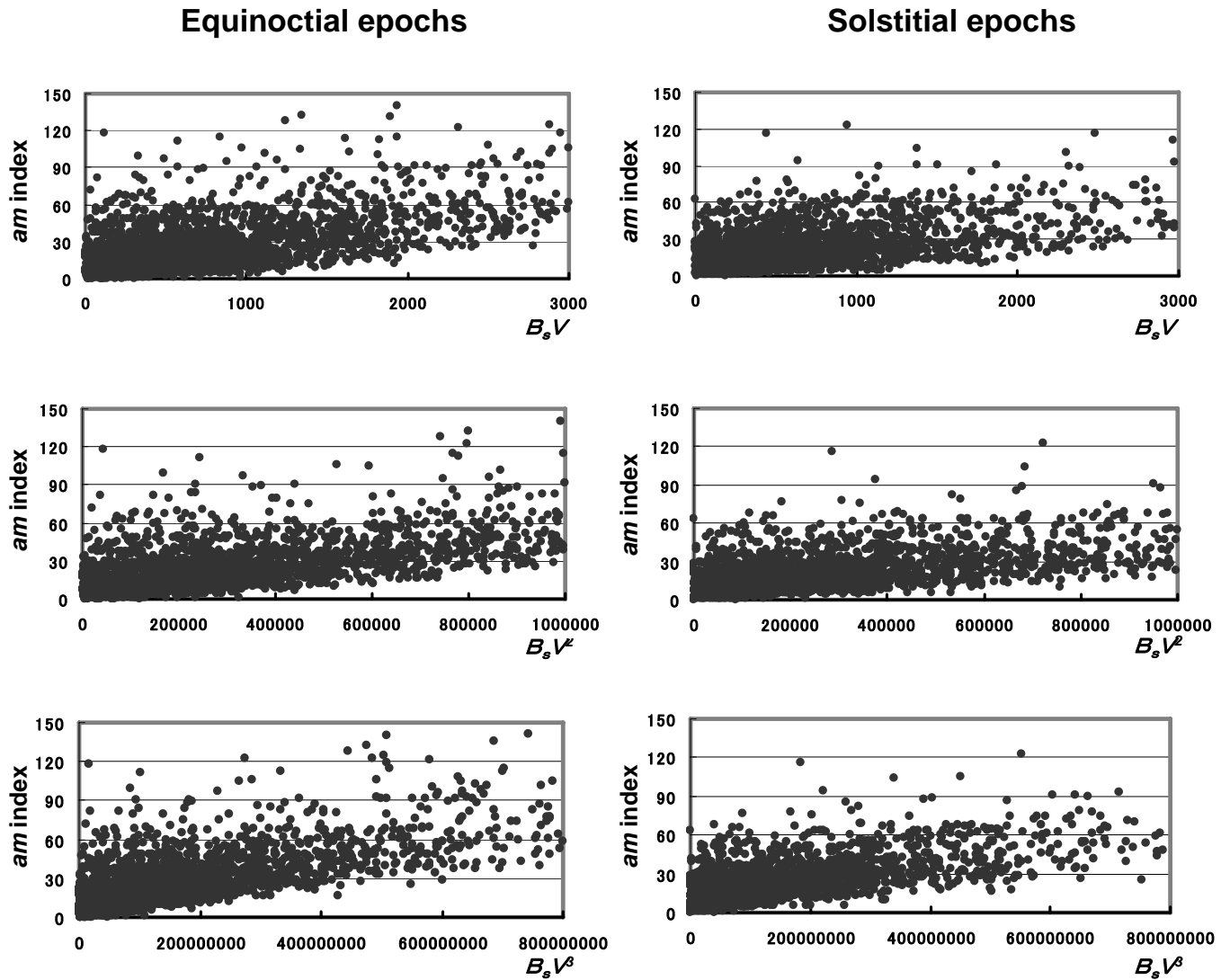


図 2 - 1.

am index 対 $B_s V$ (上)、 am index 対 $B_s V^2$ (中)、 am index 対 $B_s V^3$ (下) の散布図。左側は equinoctial epochs、右側は solstitial epochs。

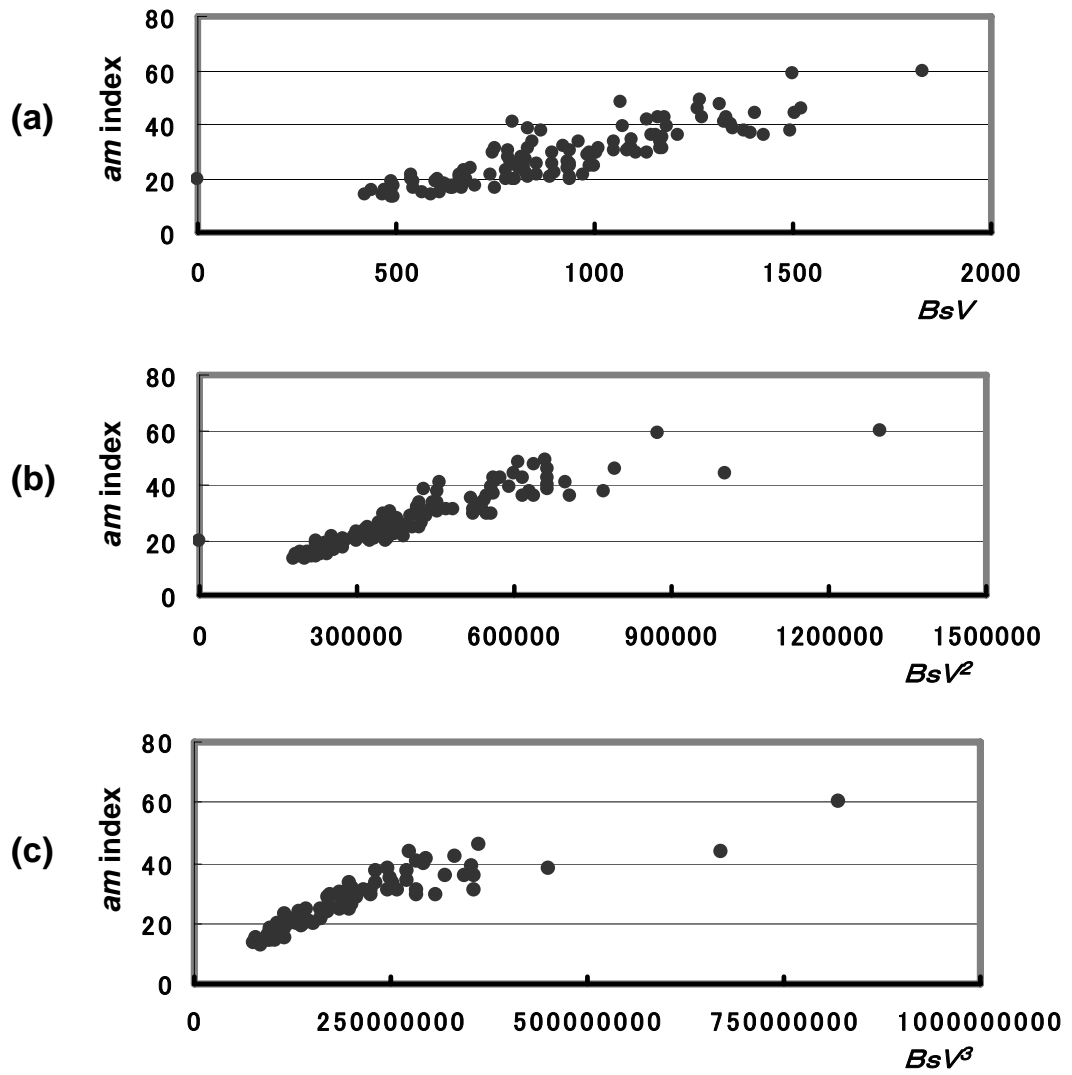


図 2-2.
 $am\ index$ の月平均値 対 BsV (a)、 BsV^2 (b)、 BsV^3 (c)
 の月平均値の散布図。

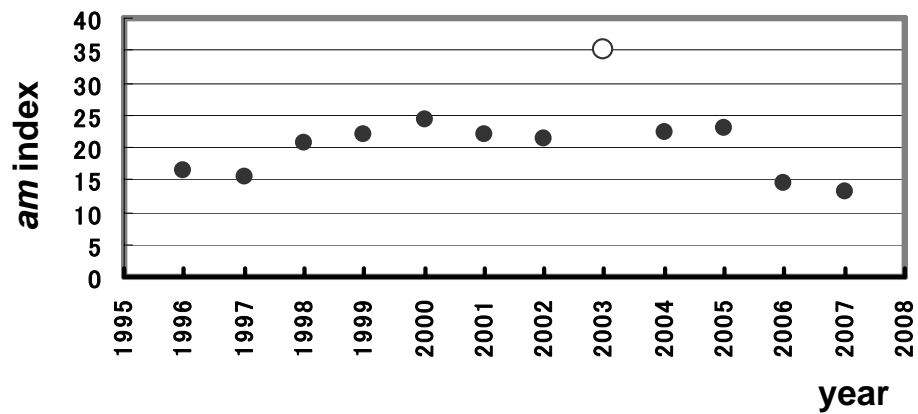


図 2-3.
am index の年平均値の変化。白丸は2003年。

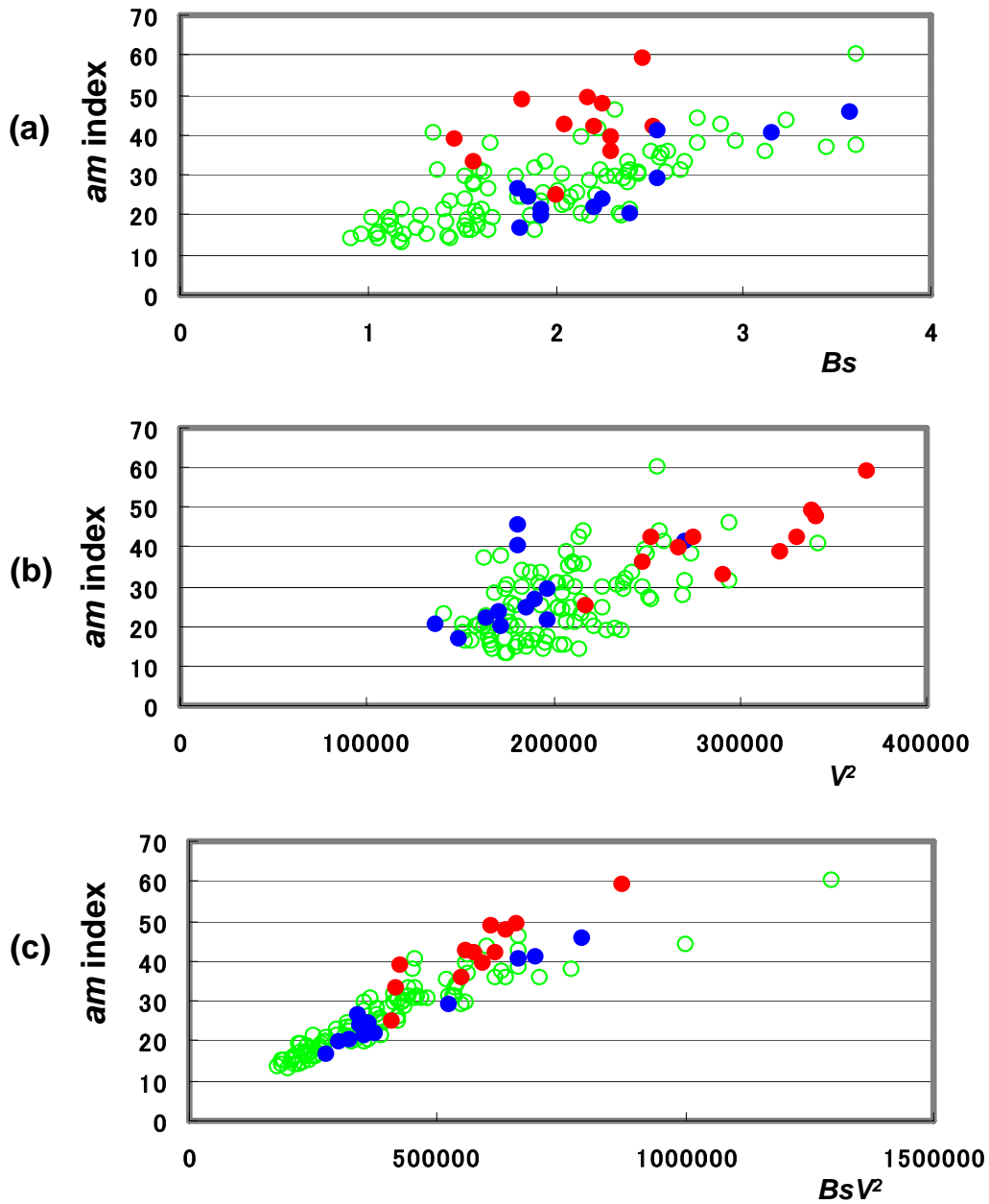


図 2-4.
am index の月平均値 対 Bs (a)、 V^2 (b)、 BsV^2 (c) の
 月平均値の散布図。青丸は2001年、赤丸は2003年の
 データ。

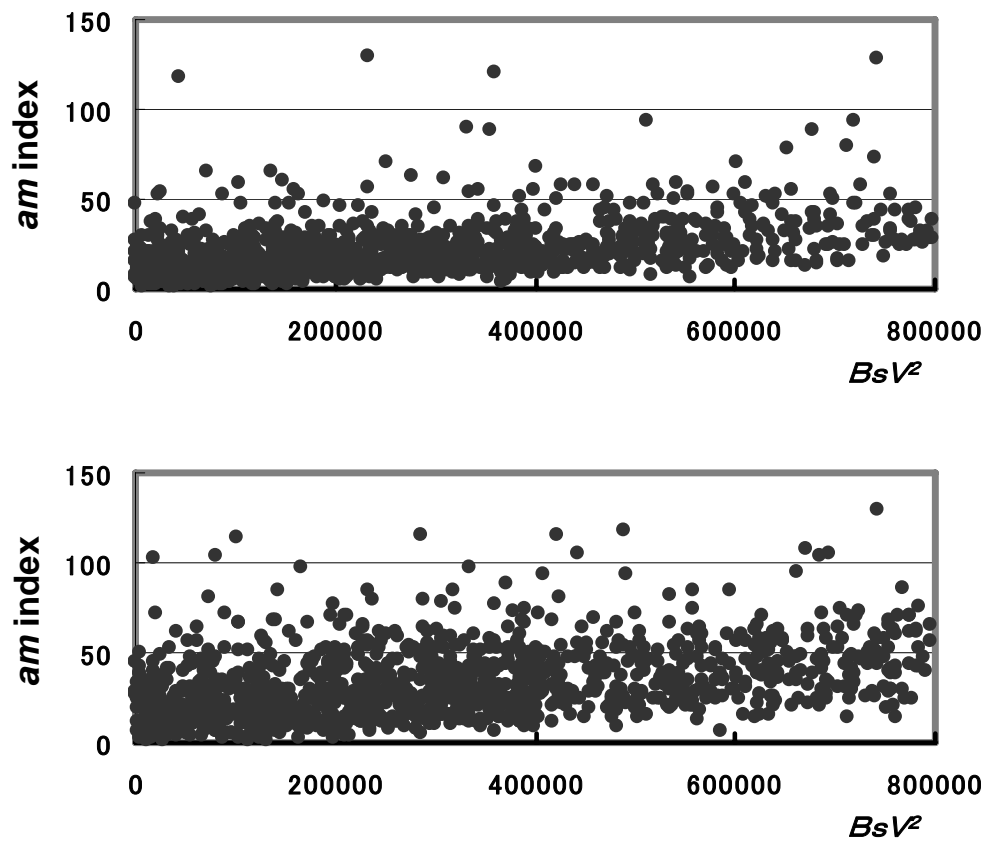


図 2-5.
 $am\ index$ 対 BsV^2 の散布図。(上) 2001年、(下) 2003年。

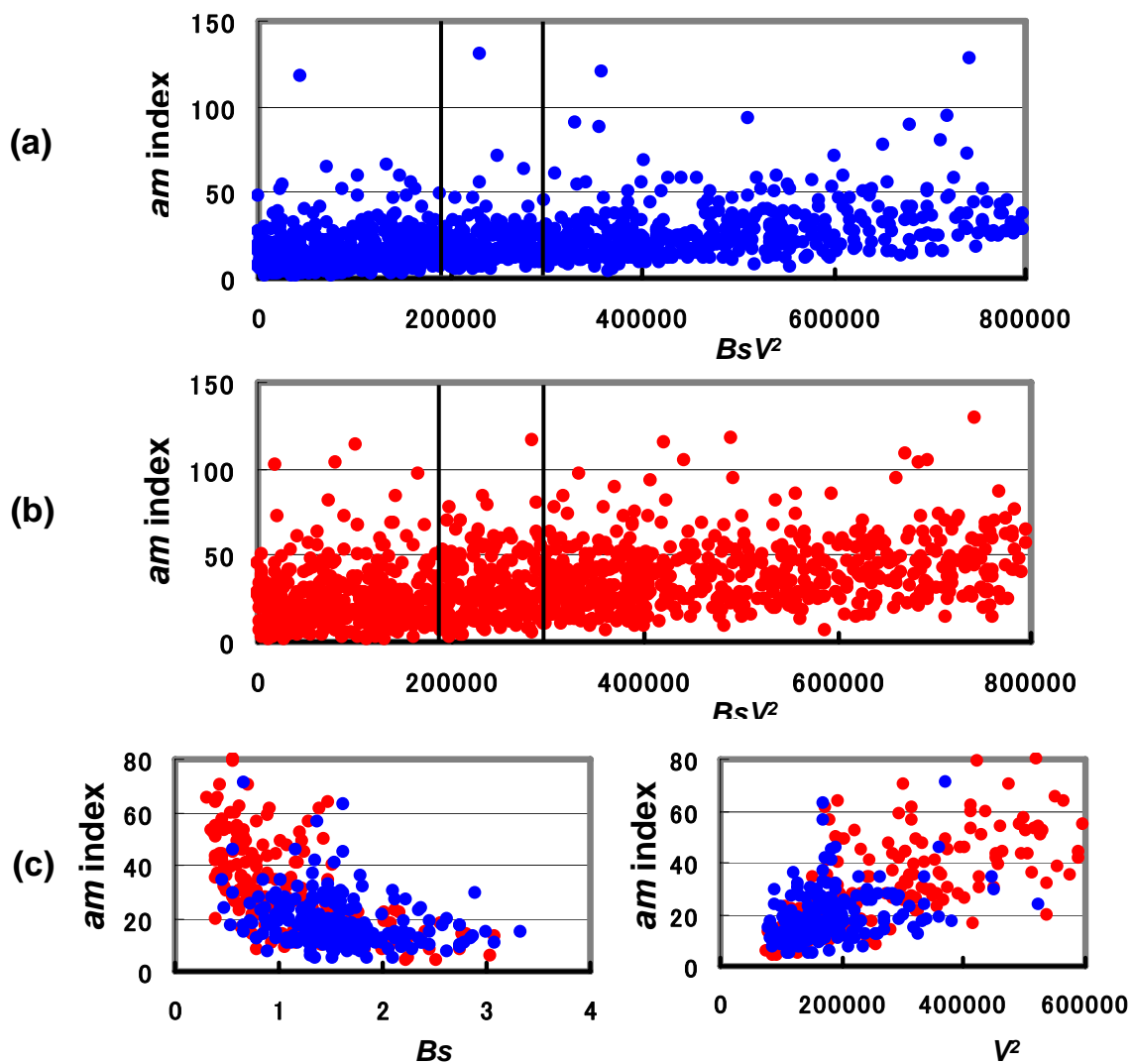


図 2-6.

(a) 2001年の am index 対 BsV^2 の散布図。

(b) 2003年の am index 対 BsV^2 の散布図。

(c) BsV^2 が 200000 – 300000 $nT km^2/sec^2$ の範囲のデータについての am index 対 Bs の散布図 (左) と am index 対 V^2 の散布図 (右)。青丸は2001年、赤丸は2003年。

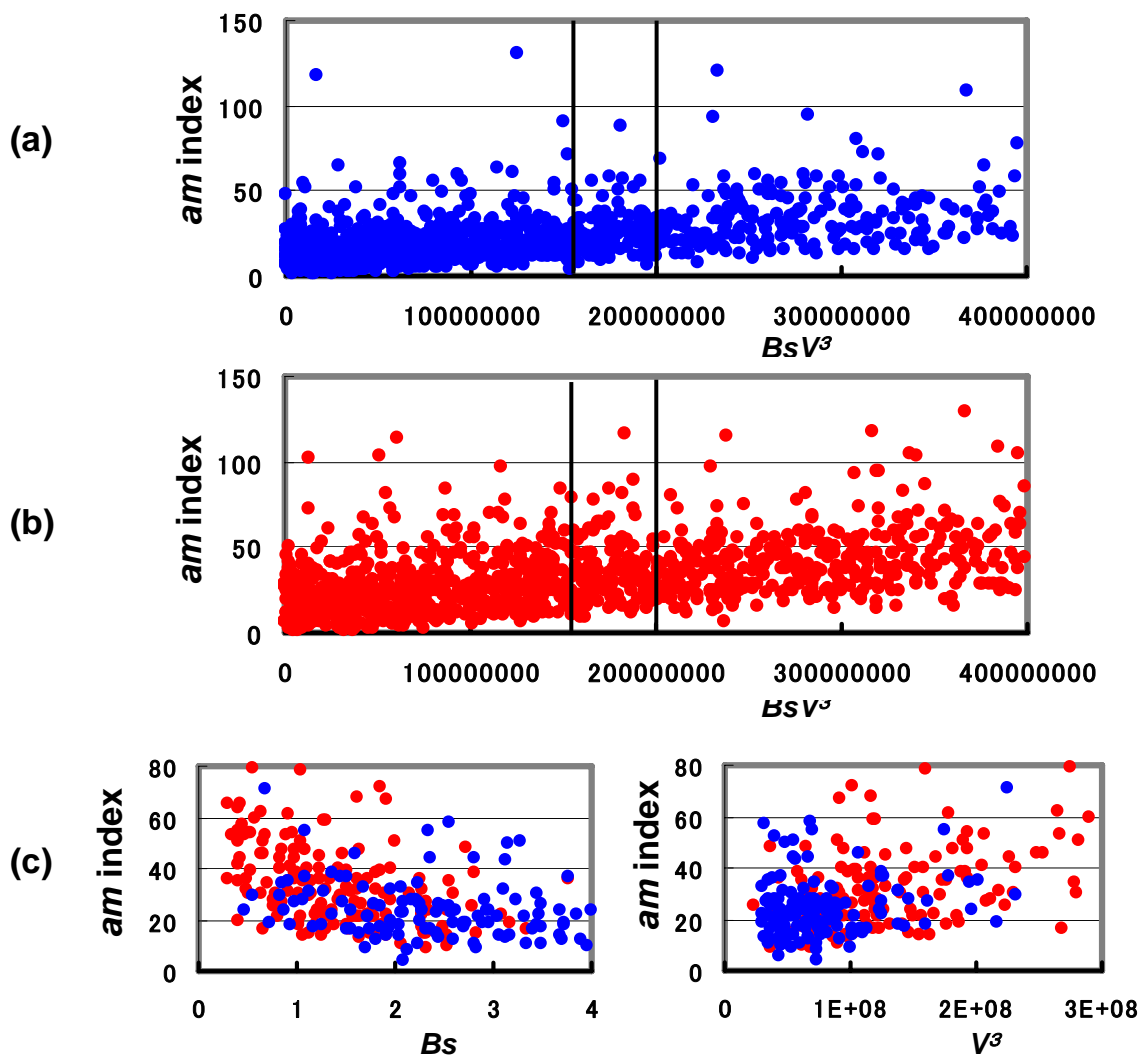


図 2-7.

(a) 2001年の am index 対 BsV^3 の散布図。

(b) 2003年の am index 対 BsV^3 の散布図。

(c) BsV^3 が 1500000000 – 2000000000 nT km³/sec³ の範囲のデータについての am index 対 Bs の散布図 (左) と am index 対 V^3 の散布図 (右)。青丸は2001年、赤丸は2003年。

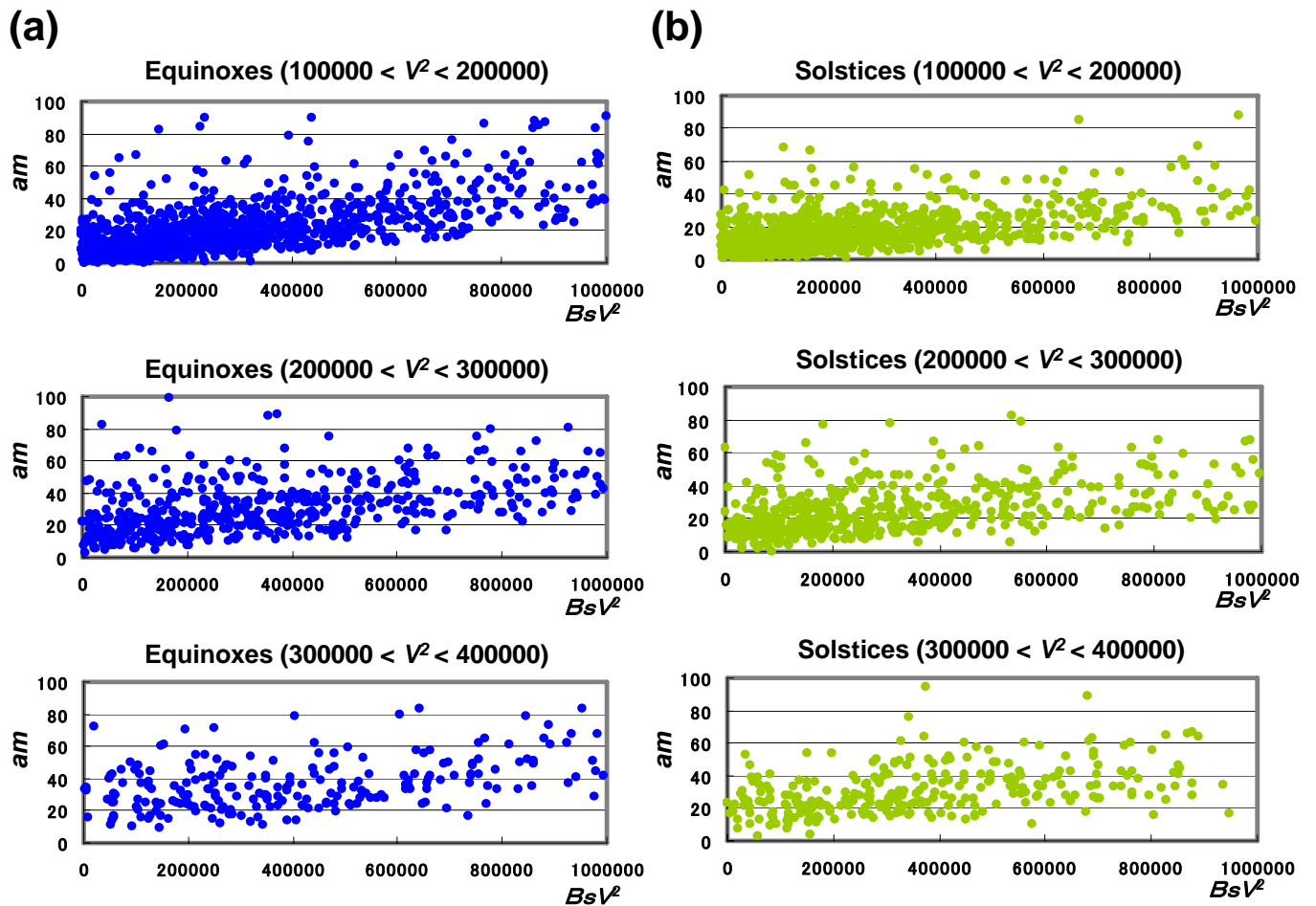


図 2-8.

(a) equinoxes と (b) solstices における am index 対 BsV^2 の散布図。
 上は $100000 < V^2 < 200000$ 、中は $200000 < V^2 < 300000$ 、
 下は $300000 < V^2 < 400000$ の範囲のデータを使用。
 速度の単位は km/sec。磁場の単位は nT。

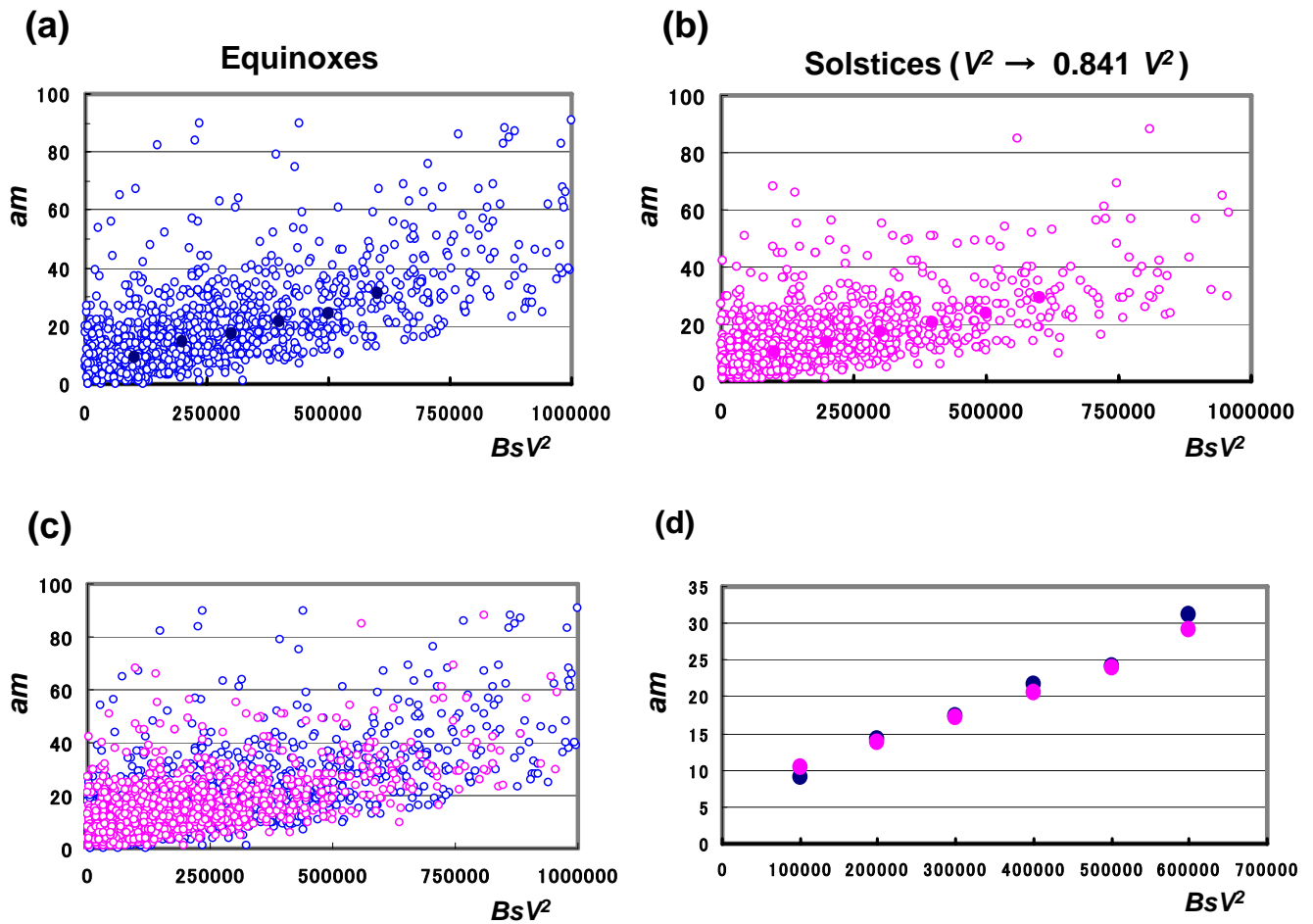


図 2-9.

$100000 < V^2 < 200000$ (km^2/sec^2) の速度の範囲における am index 対 BsV^2 の散布図。(a) は equinoctial epochs、(b) は solstitial epochs のデータの V^2 を0.841倍してプロット。それぞれ BsV^2 の各binについての平均値も示してある。(c) は (a) と (b) のプロットの重ね合わせ。(d) は、(a) と (b) に示した BsV^2 の各binについての equinoctial epochs と solstitial epochs の am index の平均値の比較。

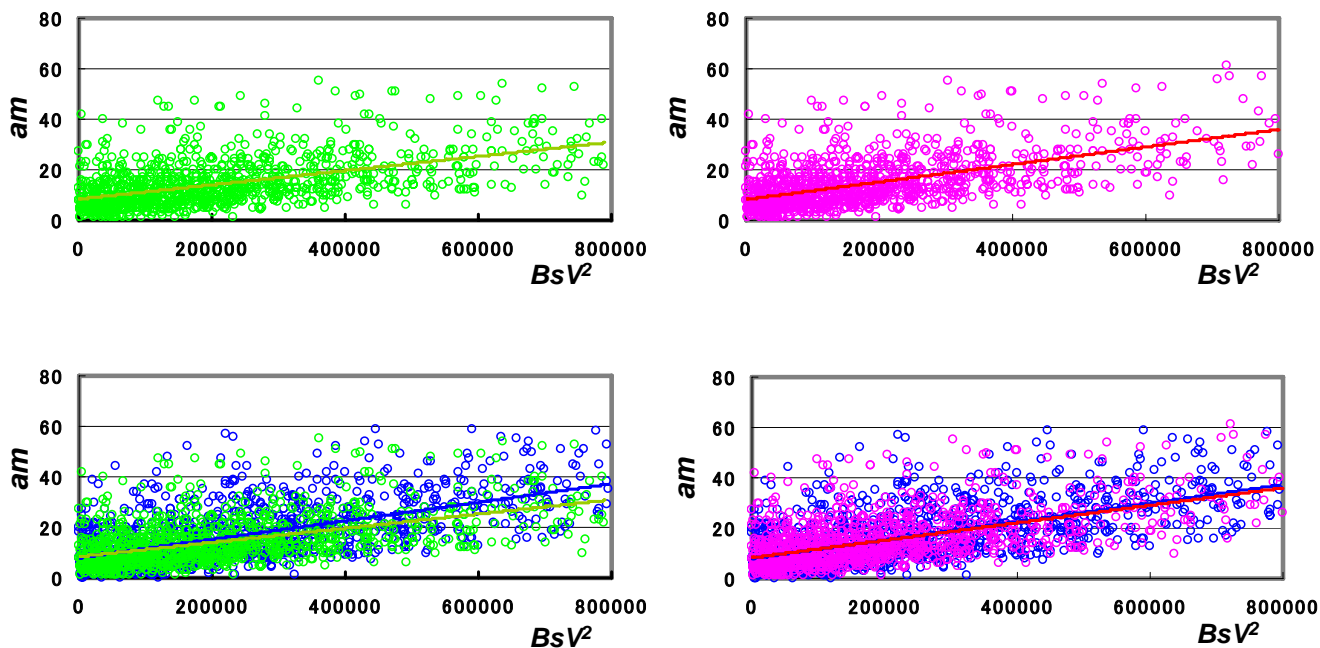


図 2-10.

am 対 BsV^2 の散布図。速度の範囲は $100000 < V^2 < 200000$ (km^2/sec^2)

青: equinoctial epochs 緑: solstitial epochs 桃: solstitial epochs のデータの V^2 を 0.841 倍してプロット。

solstitial epochs の分布は equinoctial epochs の分布の下にくるが、 V^2 を 0.841 倍してプロットすると equinoctial epochs の分布とよく重なり、最小二乗回帰直線もほとんど一致する。最小二乗回帰直線の式は

$$\text{equinoctial epochs: } am = 0.000037 BsV^2 + 8.0$$

$$\text{solstitial epochs: } am = 0.000028 BsV^2 + 8.4$$

$$V^2 \text{ を } 0.841 \text{ 倍したときの solstitial epochs: } am = 0.000035 BsV^2 + 8.3$$

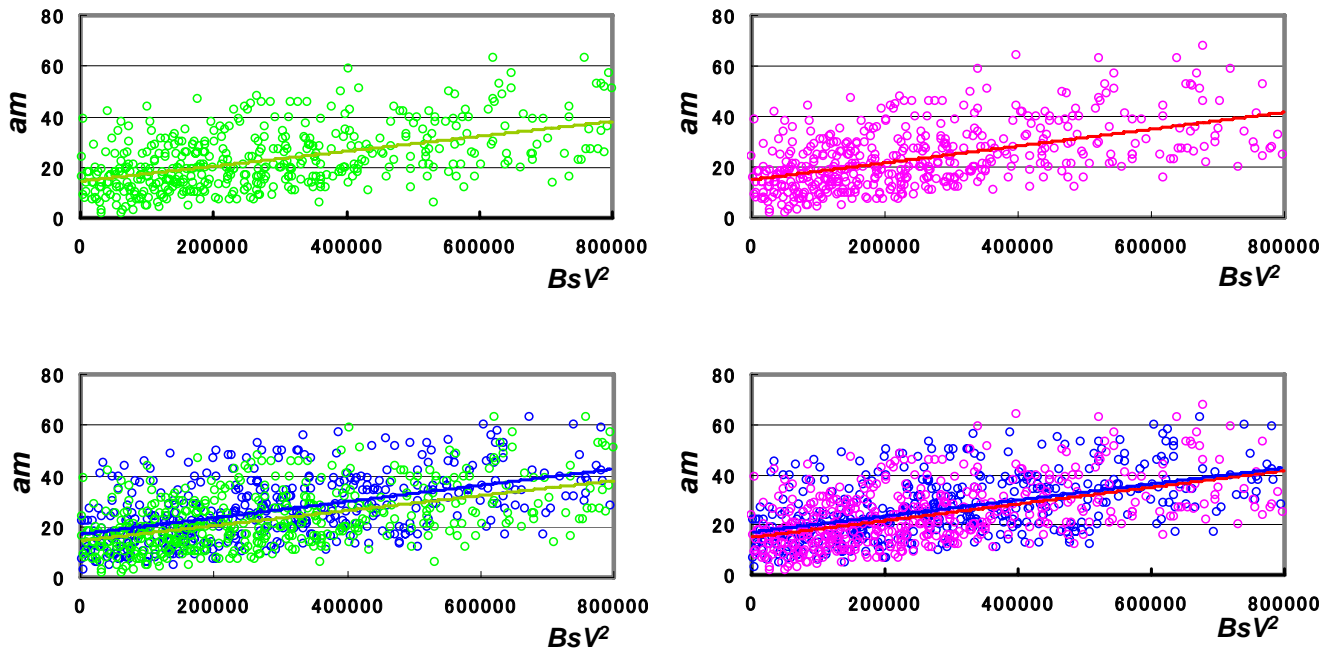


図 2-11.

am 対 BsV^2 の散布図。速度の範囲は $200000 < V^2 < 300000$ (km^2/sec^2)

青: equinoctial epochs 緑: solstitial epochs 桃: solstitial epochs のデータの V^2 を 0.841 倍してプロット。

solstitial epochs の分布は equinoctial epochs の分布の下にくるが、

V^2 を 0.841 倍してプロットすると equinoctial epochs の分布とよく重なり、

最小二乗回帰直線もほとんど一致する。最小二乗回帰直線の式は

$$\text{equinoctial epochs: } am = 0.000032BsV^2 + 17.0$$

$$\text{solstitial epochs: } am = 0.000030 BsV^2 + 14.5$$

$$V^2 \text{ を } 0.841 \text{ 倍したときの solstitial epochs: } am = 0.000033 BsV^2 + 15.0$$

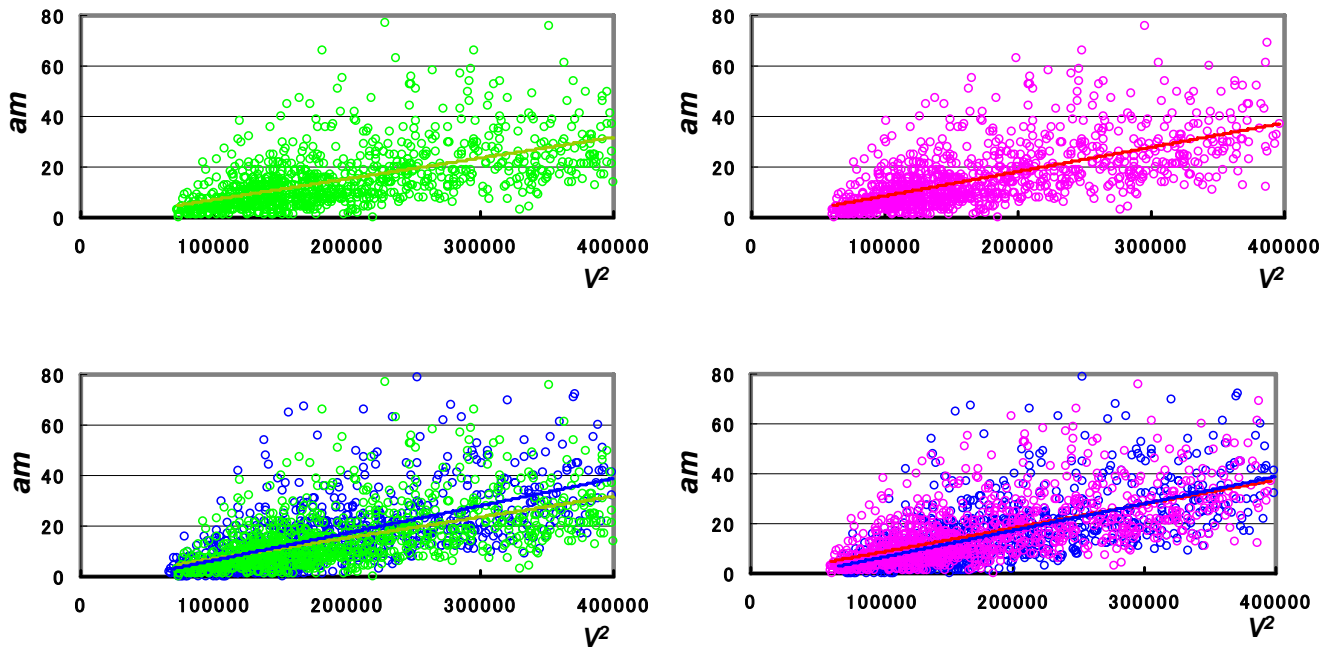


図 2-12

$0 < Bs < 1$ (nT) のときの am index 対 V^2 の散布図。

青: equinoctial epochs。緑: solstitial epochs。

桃: solstitial epochs の V^2 を0.841倍してプロット。

下の図は equinoctial epochs と solstitial epochs の重ねあわせで、solstitial epochs の V^2 を0.841倍してプロットすると、最小二乗回帰直線はequinoctial epochsに対するものとほとんど一致する。

回帰直線の式は equinoctial epochs: $am = 0.00011Bs + 4.3$

solstitial epochs: $am = 0.00008Bs + 1.1$

V^2 を0.841倍したときの solstitial epochs: $am = 0.00010Bs + 1.0$

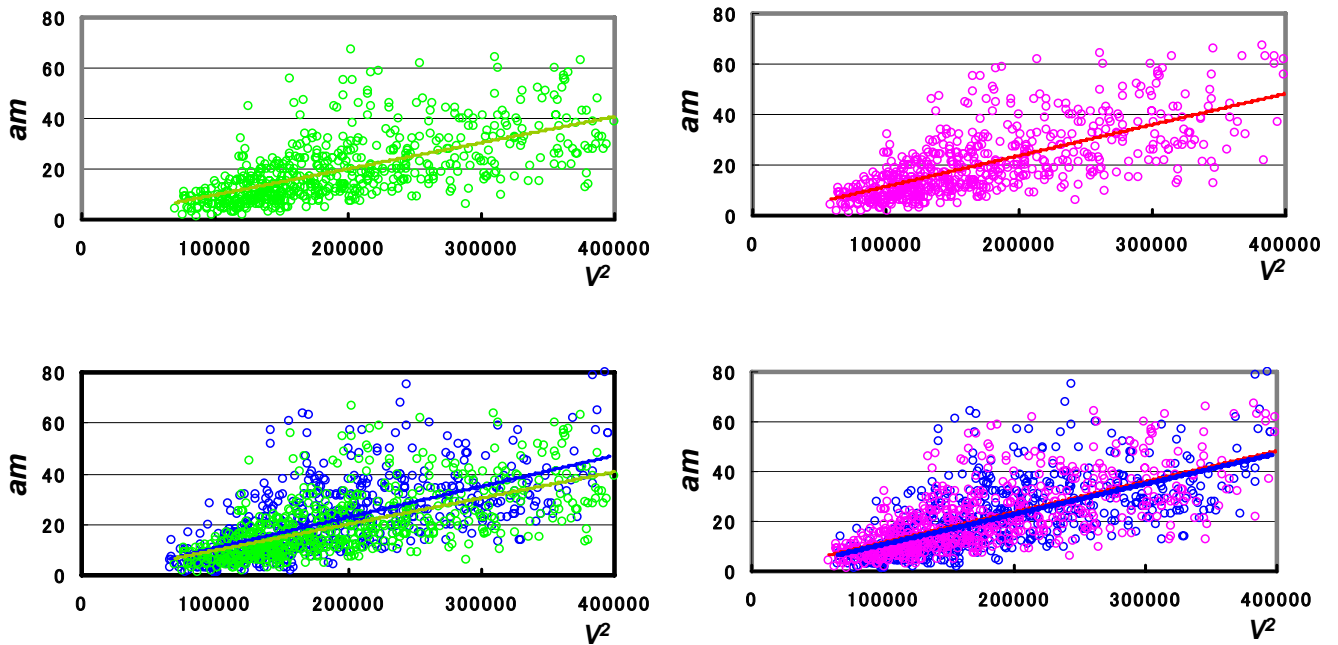


図 2-13.

1 < B_s < 2 (nT) のときの am index 対 V^2 の散布図。

青: equinoctial epochs。 緑: solstitial epochs。

桃: solstitial epochs の V^2 を 0.841 倍してプロット。

下の図は equinoctial epochs と solstitial epochs の重ねあわせで、solstitial epochs の V^2 を 0.841 倍してプロットすると、最小二乗回帰直線は equinoctial epochs に対するものとほとんど一致する。

回帰直線の式は equinoctial epochs: $am = 0.00012B_s - 1.4$

solstitial epochs: $am = 0.00010B_s - 0.5$

V^2 を 0.841 倍したときの solstitial epochs: $am = 0.00012B_s - 0.7$

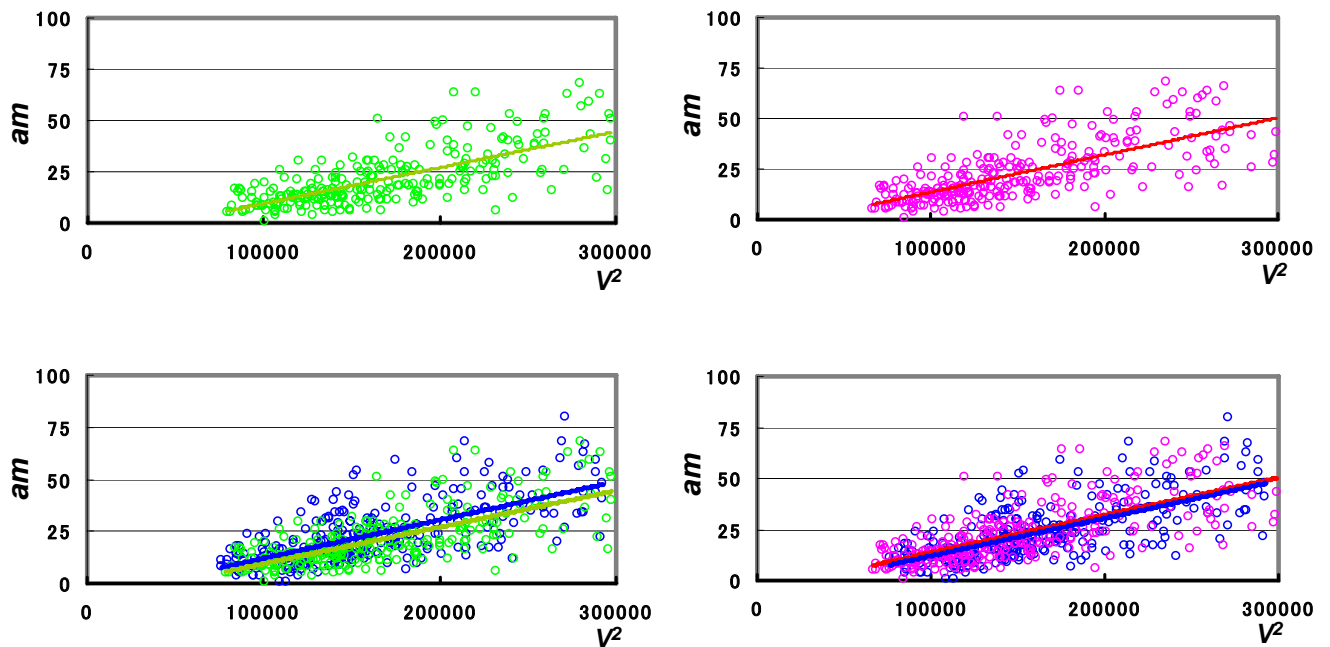


図 2-14.

$2 < Bs < 3$ (nT) のときの am index 対 V^2 の散布図。

青: equinoctial epochs。 緑: solstitial epochs。

桃: solstitial epochs の V^2 を 0.841 倍してプロット。

下の図は equinoctial epochs と solstitial epochs の重ねあわせで、solstitial epochs の V^2 を 0.841 倍してプロットすると、最小二乗回帰直線は equinoctial epochs に対するものとほとんど一致する。

回帰直線の式は equinoctial epochs: $am = 0.000184Bs - 6.4$

solstitial epochs: $am = 0.000176Bs - 8.1$

V^2 を 0.841 倍したときの solstitial epochs: $am = 0.000184Bs - 4.7$

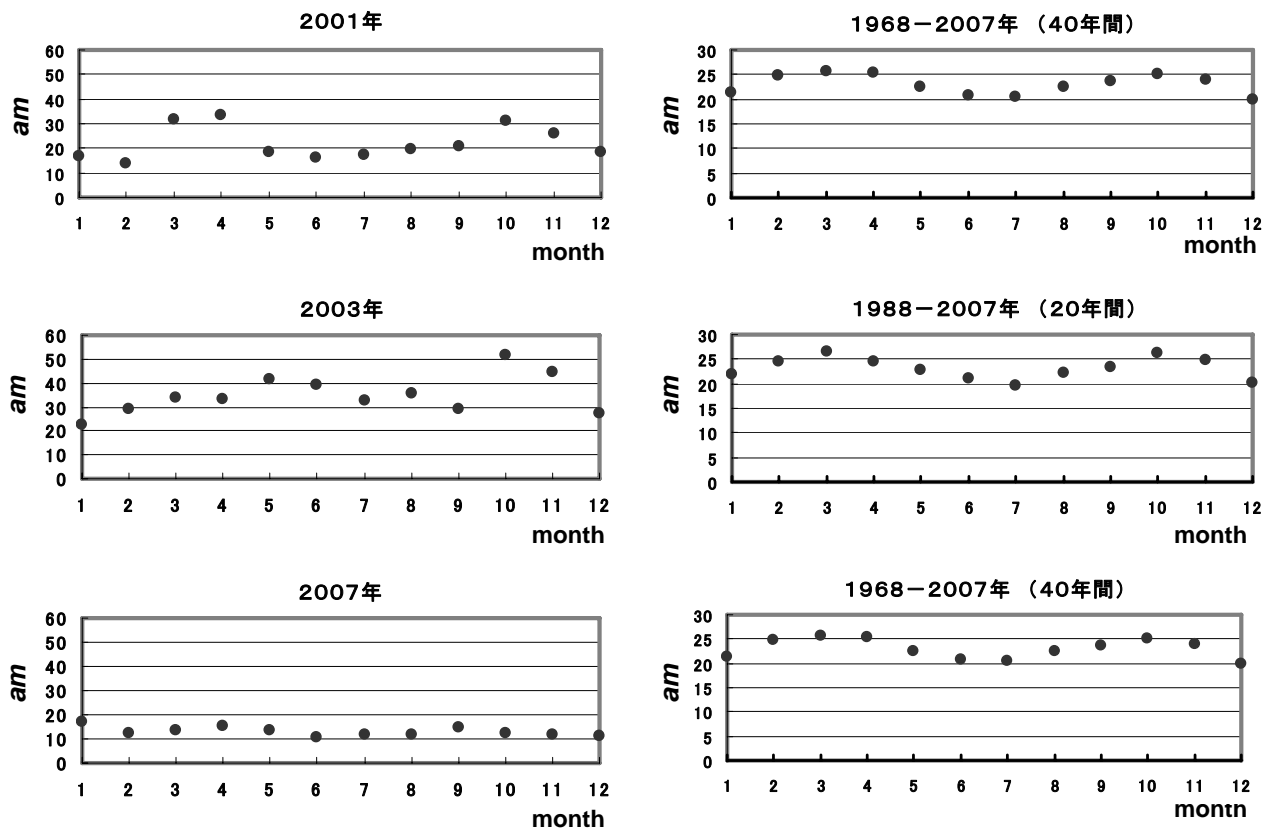


図 2-15.
 2001年(左上)、2003年(左中)、2007年(左下)、1998-2007年(右上)、
 1988-2007年(右中)、1968-2007年(右下)の期間における am index
 の月平均値の季節変化。各年の月平均値では半年周変化は明瞭でなく、
 また、am index の値は年によって大きく異なる。10年間の月平均値でも
 きれいな季節変化のパターンは見え、30年、40年と期間を長くとると
 半年周変化が明瞭になる。

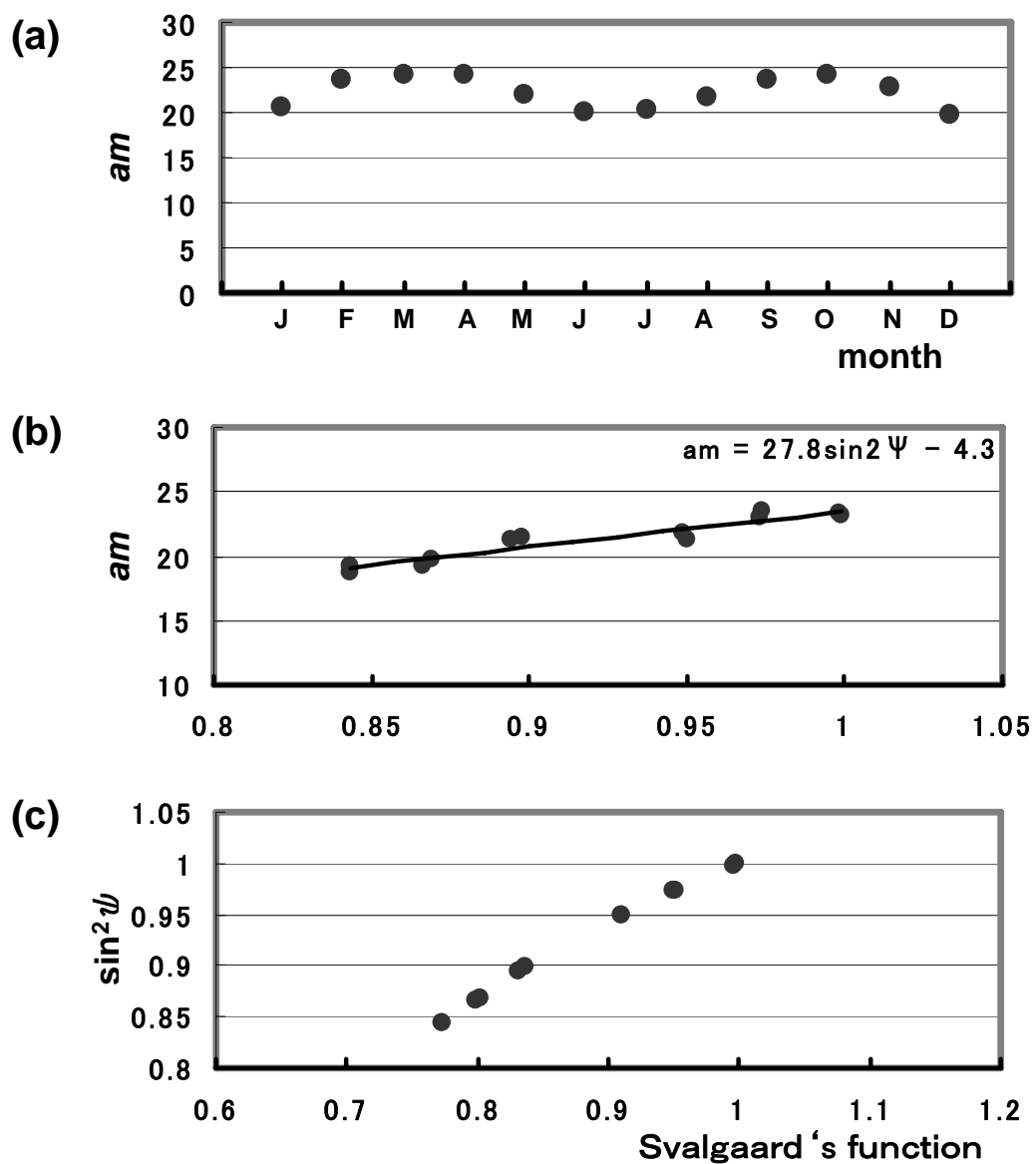


図 2-16.

- (a) 1961-2007年の期間における am index の月平均値の季節変化。
 (b) 1961-2007年の期間における am index の月平均値と $\sin^2 \psi$ の相関。
 (c) $\sin^2 \psi$ と Svalgaard の経験式の相関。

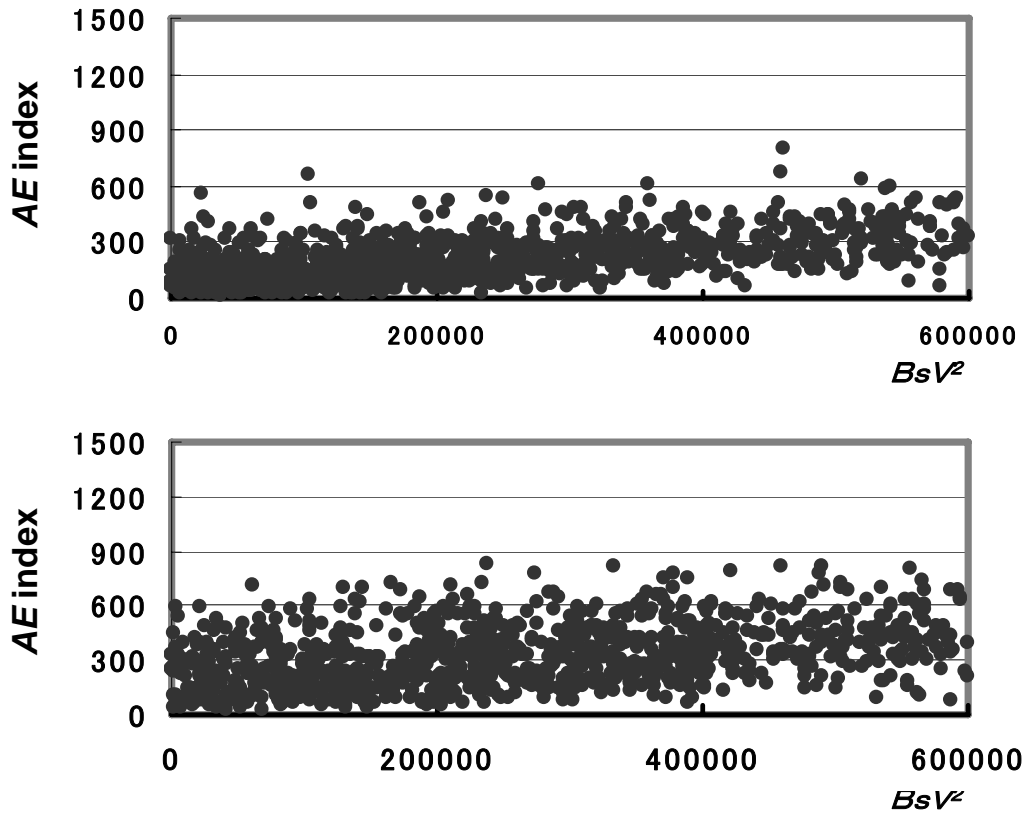


図2-17.
 AE index 対 BsV^2 の散布図。(上)は2001年、(下)は2003年。

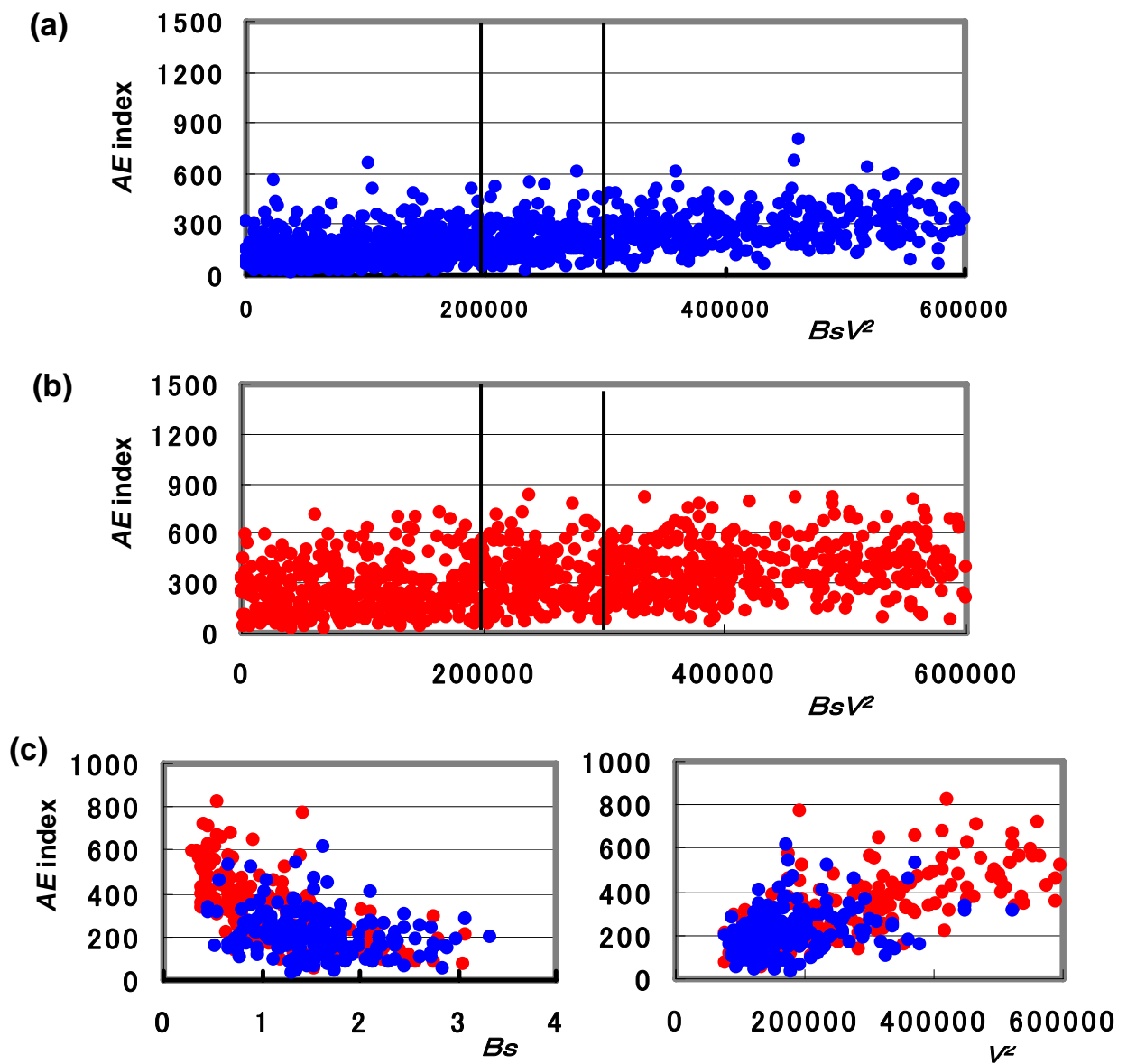


図2-18.

(a) 2001年の AE index 対 BsV^2 の散布図。

(b) 2003年の AE index 対 BsV^2 の散布図。

(c) BsV^2 が $200000 - 300000$ nT km²/sec² の範囲のデータについての AE index 対 Bs の散布図 (左) と AE index 対 V^2 の散布図 (右)。

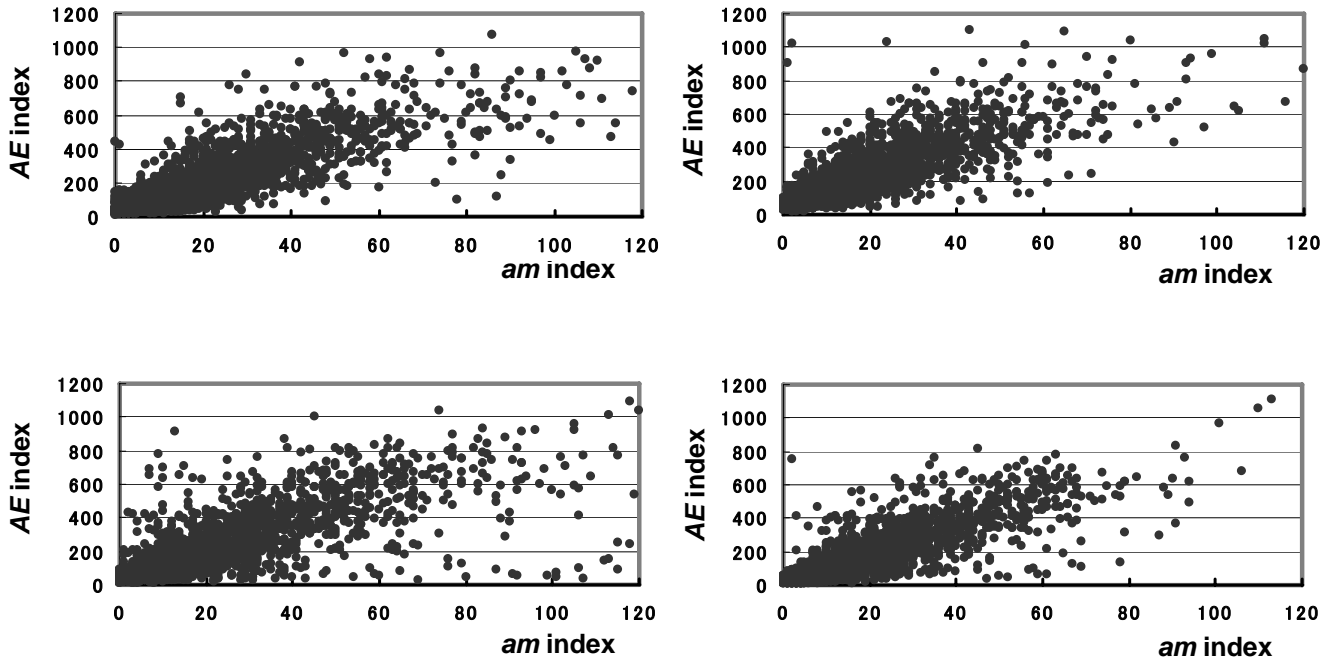


図2-19.
春(上左)、夏(上右)、秋(下左)、冬(下右)における AE index 対 am index の散布図

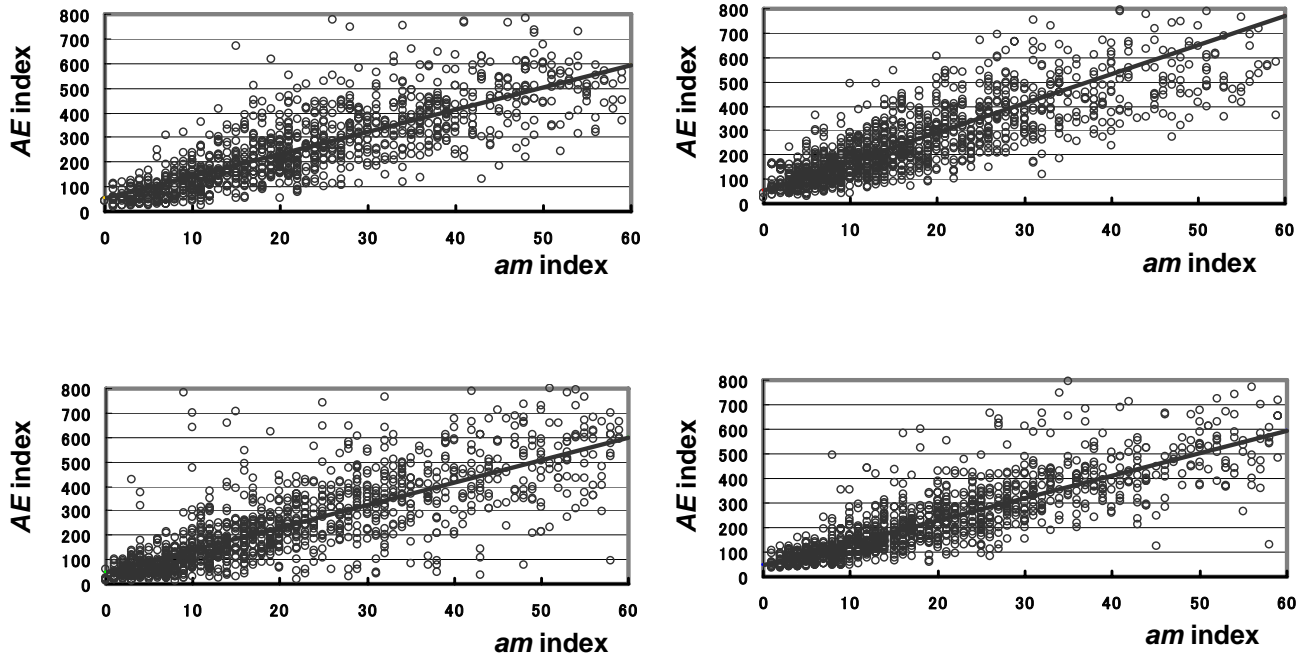


図2-20.

$am < 60$ の場合の、春(上左)、夏(上右)、秋(下左)、冬(下右)における AE index 対 am index の散布図と相関の最小二乗回帰直線。回帰直線の式は、それぞれ、
 春: $AE = 9.0 am + 53.3$ 相関係数 0.80; 夏: $AE = 12.0 am + 52.3$ 相関係数 0.74
 秋: $AE = 9.2 am + 45.8$ 相関係数 0.79; 冬: $AE = 9.1 am + 19.3$ 相関係数 0.83

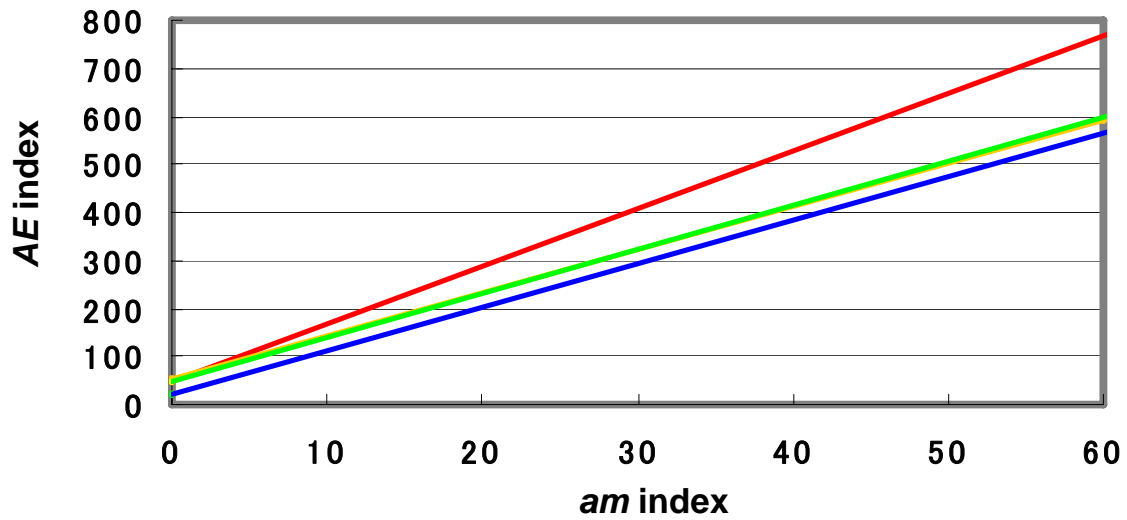


図 2-21.

AE vs am の相関の最小二乗回帰直線の春、夏、秋、冬の比較。

春(黄): $AE = 9.0 am + 53.3$; 夏(赤): $AE = 12.0 am + 52.3$

秋(緑): $AE = 9.2 am + 45.8$; 冬(青): $AE = 9.1 am + 19.3$

春と秋の回帰直線はほとんど重なっている。

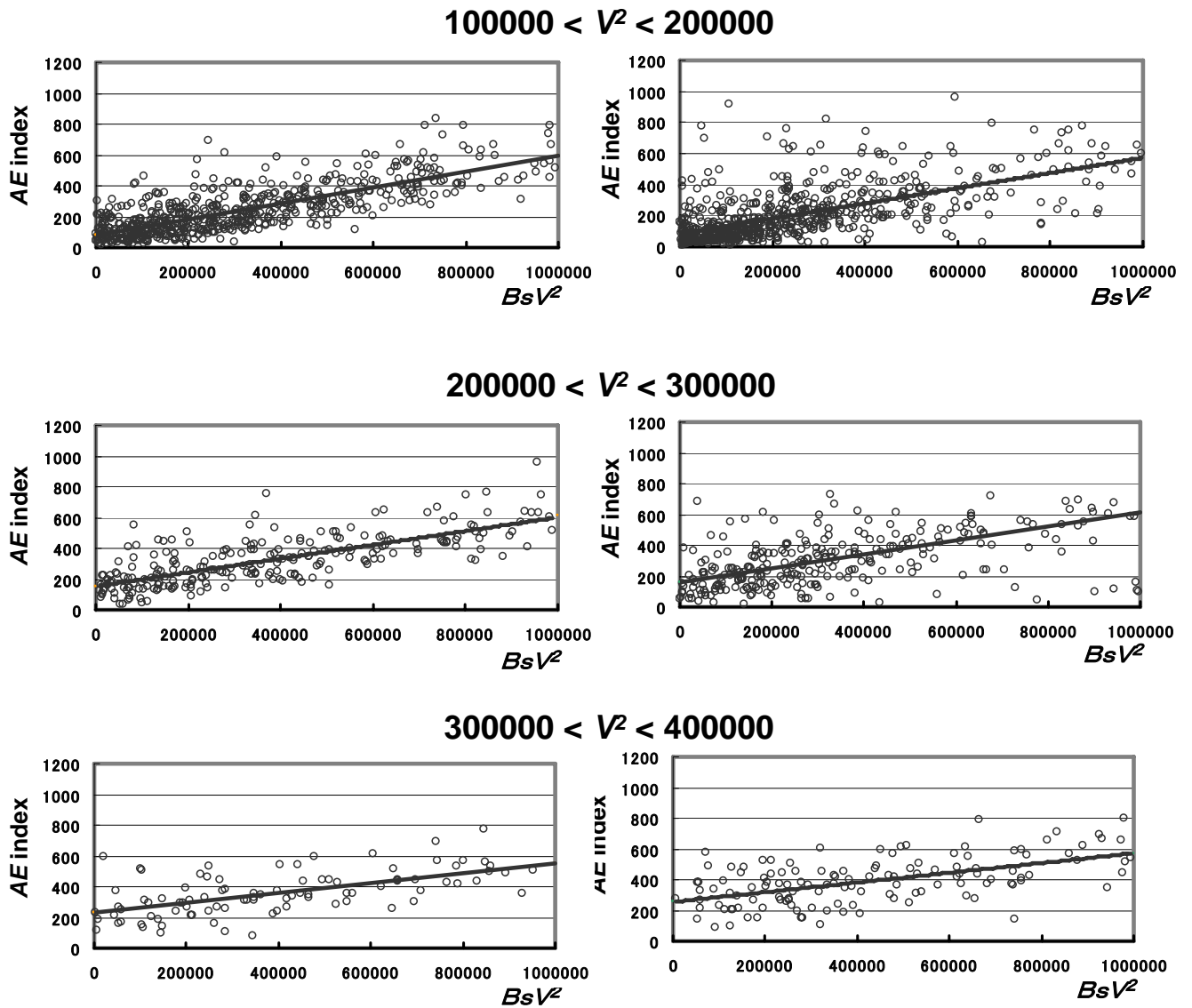


図2-22.

春(左)と秋(右)における AE index 対 BsV^2 の散布図と最小二乗回帰直線。

100000 < V^2 < 200000 km^2/sec^2 の場合(上)、最小二乗回帰直線の式は
 春が $AE = 0.00051 BsV^2 + 81.7$; 秋が $AE = 0.00049 BsV^2 + 84.7$

200000 < V^2 < 300000 km^2/sec^2 の場合(中)、最小二乗回帰直線の式は
 春が $AE = 0.00045 BsV^2 + 153.5$; 秋が $AE = 0.00045 BsV^2 + 155.9$

300000 < V^2 < 400000 km^2/sec^2 の場合(下)、最小二乗回帰直線の式は
 春が $AE = 0.00032 BsV^2 + 229.2$; 秋が $AE = 0.00032 BsV^2 + 255.5$

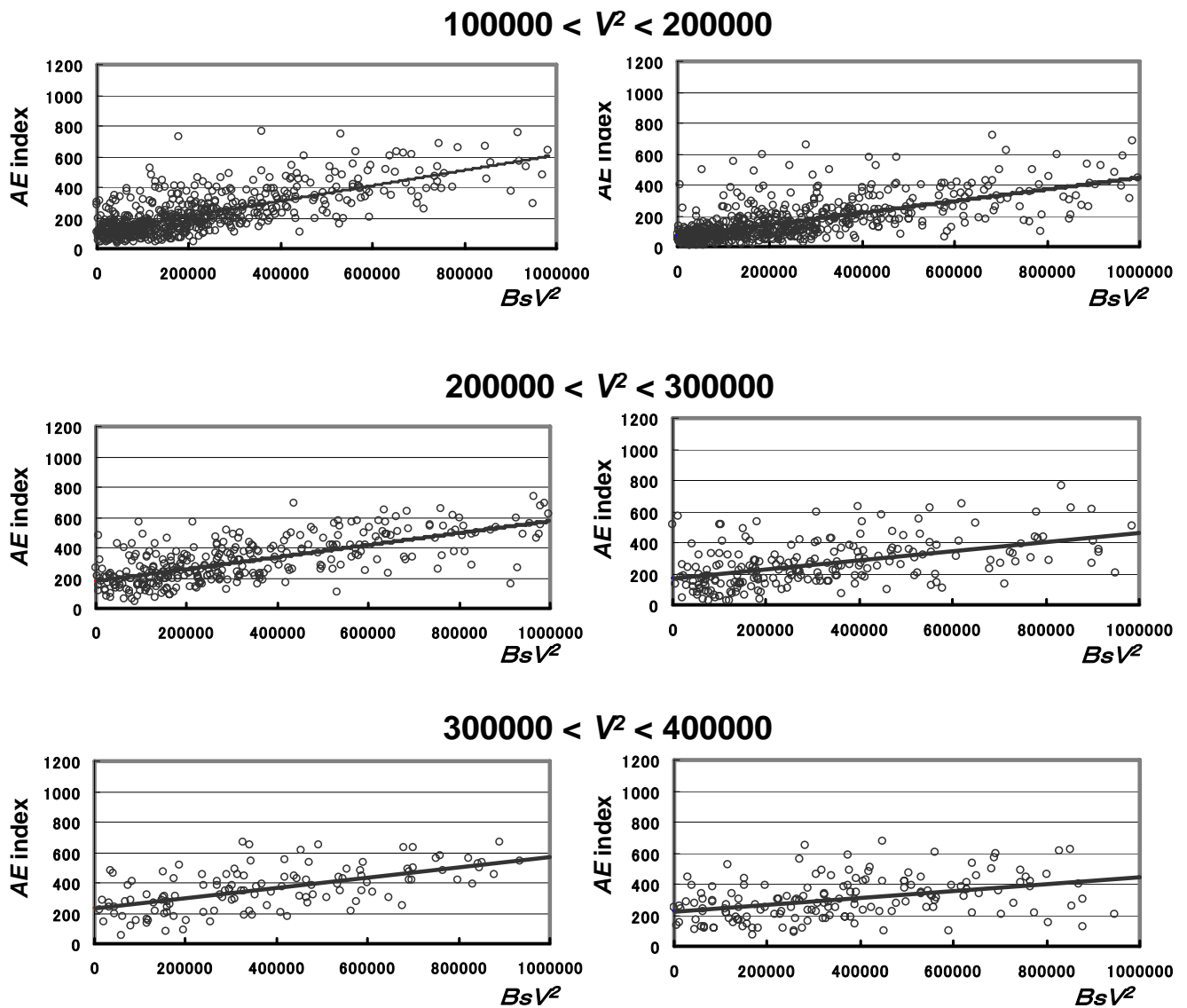


図2-23.

夏(左)と冬(右)における AE index 対 BsV^2 の散布図と最小二乗回帰直線。
 $100000 < V^2 < 200000 \text{ km}^2/\text{sec}^2$ の場合(上)、最小二乗回帰直線の式は
 夏が $AE = 0.00050 BsV^2 + 111.5$; 冬が $AE = 0.00038 BsV^2 + 67.0$
 $200000 < V^2 < 300000 \text{ km}^2/\text{sec}^2$ の場合(中)、最小二乗回帰直線の式は
 夏が $AE = 0.00040 BsV^2 + 180.6$; 冬が $AE = 0.00030 BsV^2 + 165.3$
 $300000 < V^2 < 400000 \text{ km}^2/\text{sec}^2$ の場合(下)、最小二乗回帰直線の式は
 夏が $AE = 0.00034 BsV^2 + 230.4$; 冬が $AE = 0.00022 BsV^2 + 222.5$

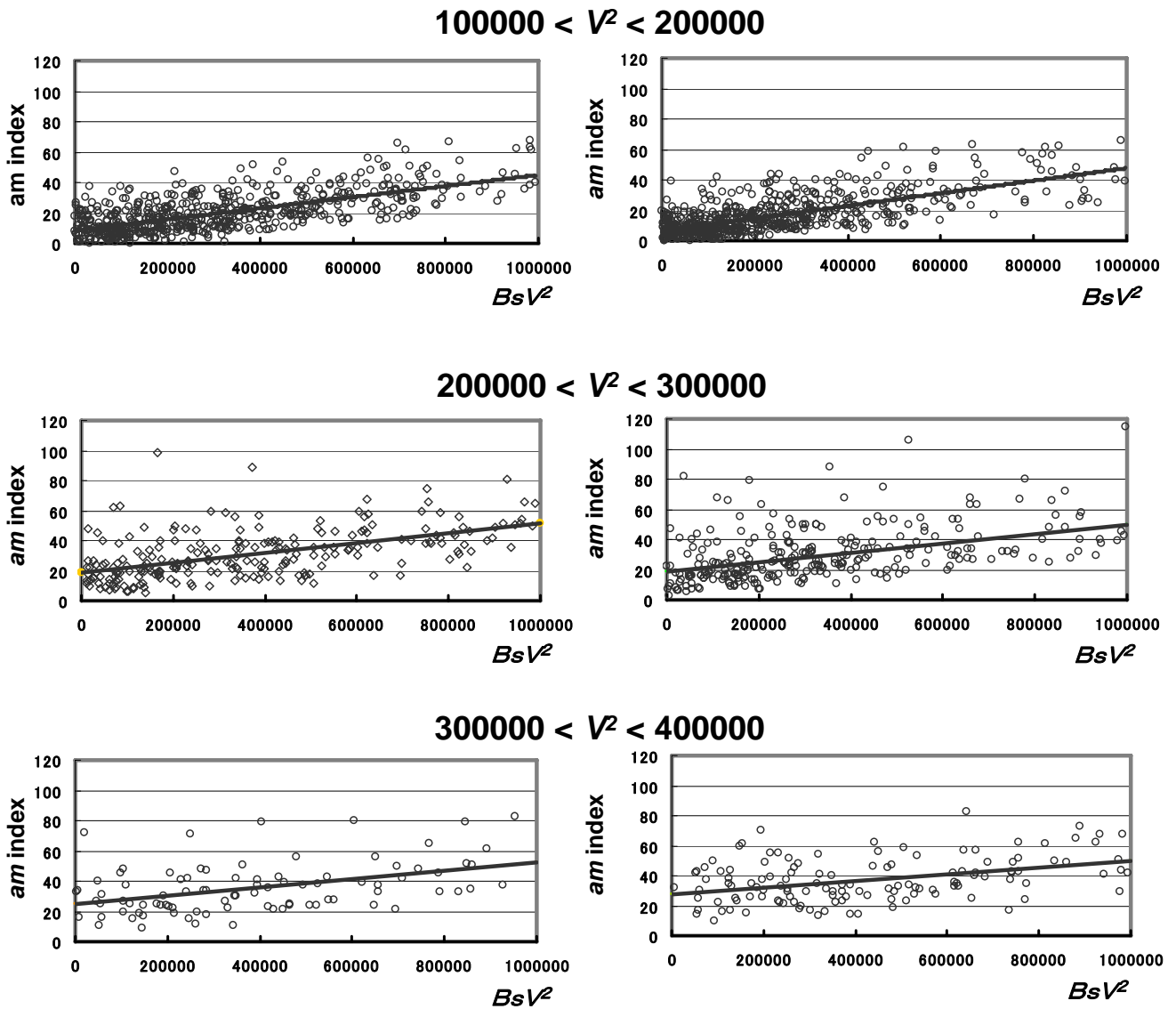


図2-24.

春(左)と秋(右)における am index 対 BsV^2 の散布図と最小二乗回帰直線。
 100000 < V^2 < 200000 km²/sec² の場合(上)、最小二乗回帰直線の式は
 春が $am = 0.000037 BsV^2 + 8.4$; 秋が $am = 0.000041 BsV^2 + 6.5$
 200000 < V^2 < 300000 km²/sec² の場合(中)、最小二乗回帰直線の式は
 春が $am = 0.000033 BsV^2 + 18.5$; 秋が $am = 0.000031 BsV^2 + 18.5$
 300000 < V^2 < 400000 km²/sec² の場合(下)、最小二乗回帰直線の式は
 春が $am = 0.000023 BsV^2 + 23.4$; 秋が $am = 0.000022 BsV^2 + 27.3$

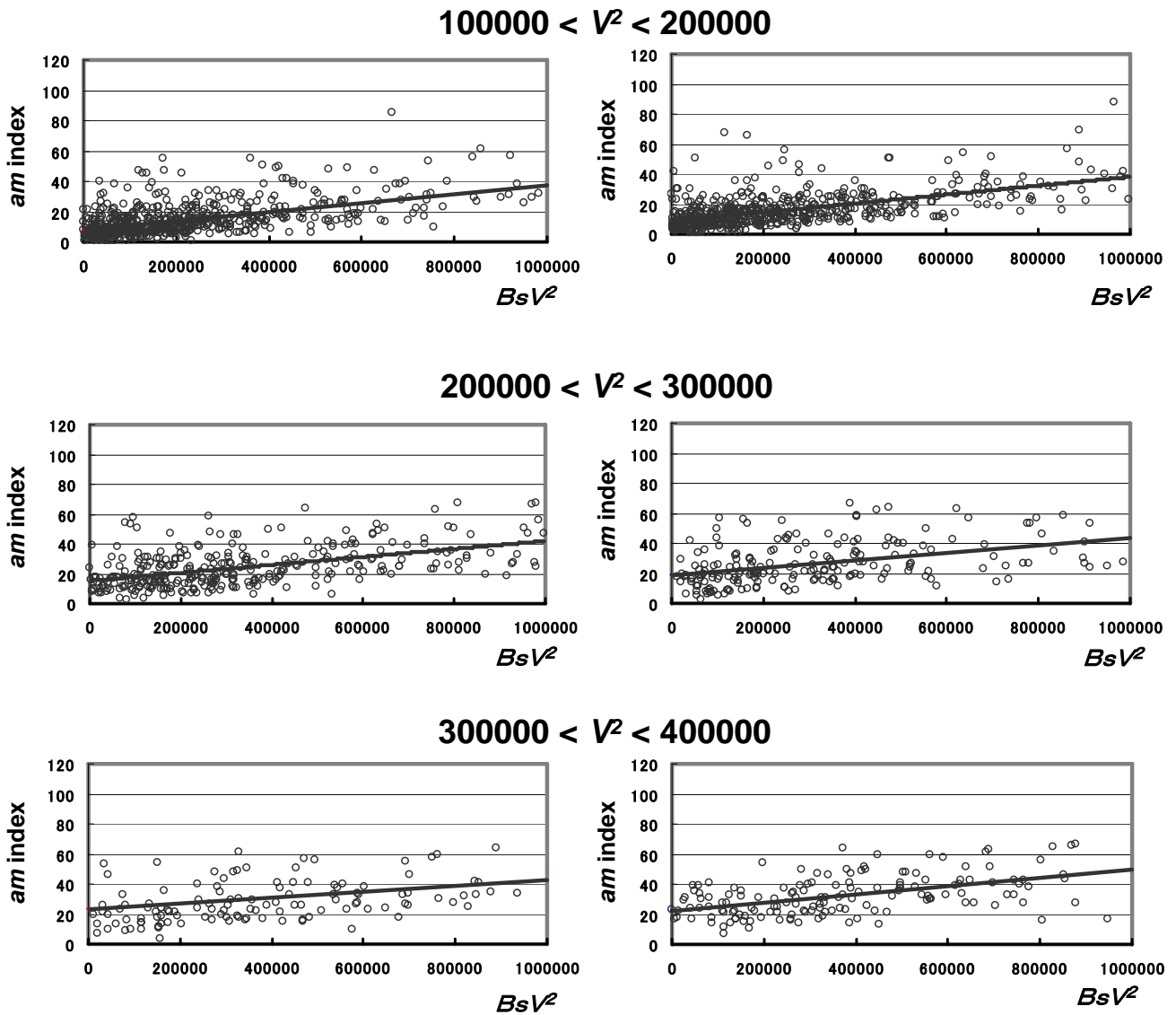
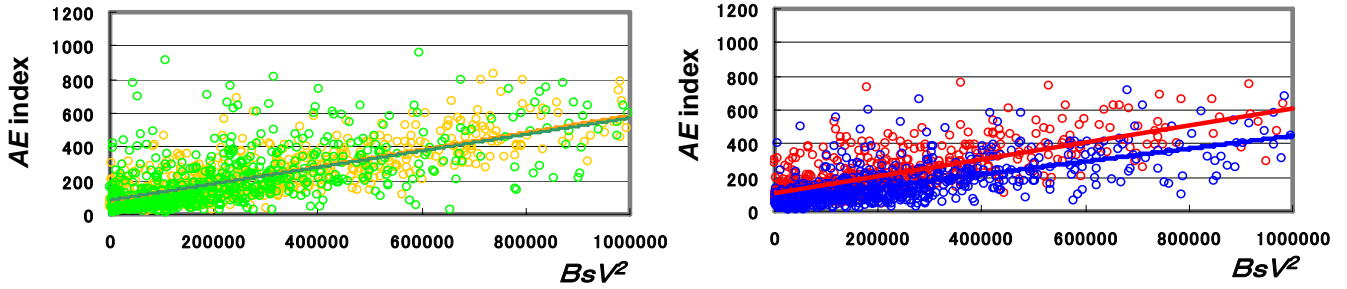


図2-25.

夏(左)と冬(右)における am index 対 BsV^2 の散布図と最小二乗回帰直線。
 100000 < V^2 < 200000 km^2/sec^2 の場合(上)、最小二乗回帰直線の式は
 夏が $am = 0.000029 BsV^2 + 8.3$; 冬が $am = 0.000029 BsV^2 + 8.5$
 200000 < V^2 < 300000 km^2/sec^2 の場合(中)、最小二乗回帰直線の式は
 夏が $am = 0.000027 BsV^2 + 15.4$; 冬が $am = 0.000025 BsV^2 + 18.7$
 300000 < V^2 < 400000 km^2/sec^2 の場合(下)、最小二乗回帰直線の式は
 夏が $am = 0.000023 BsV^2 + 19.5$; 冬が $am = 0.000028 BsV^2 + 22.1$

$100000 < V^2 < 200000$



$200000 < V^2 < 300000$

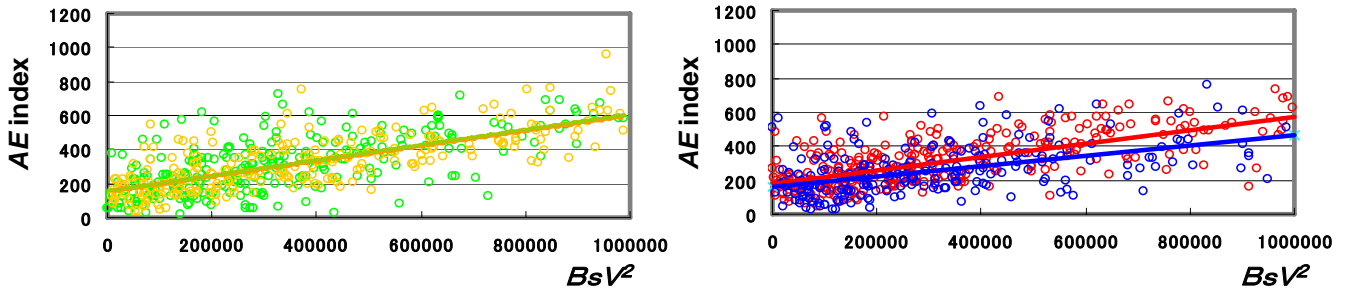
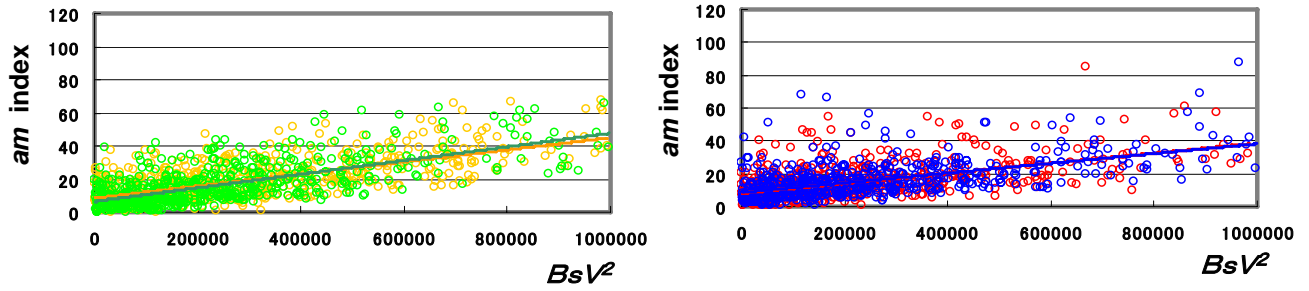


図 2-26.

左は春(黄)と秋(緑)の AE index 対 BsV^2 の散布図の重ね合わせ、
右は夏(赤)と冬(青)の重ね合わせ。上は $100000 < V^2 < 200000 \text{ km}^2/\text{sec}^2$ 、
下は $200000 < V^2 < 300000 \text{ km}^2/\text{sec}^2$ の速度の範囲。
春と秋は平均が一致しているが、夏は冬に比べて明らかに大きい。

$100000 < V^2 < 200000$



$200000 < V^2 < 300000$

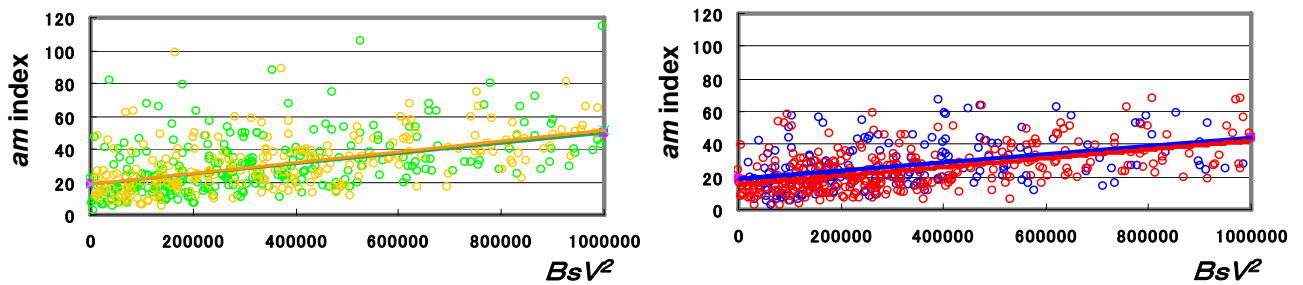


図 2-27.

左は春(黄)と秋(緑)の am index 対 BsV^2 の散布図の重ね合わせ、
 右は夏(赤)と冬(青)の重ね合わせ。上は $100000 < V^2 < 200000 \text{ km}^2/\text{sec}^2$ 、
 下は $200000 < V^2 < 300000 \text{ km}^2/\text{sec}^2$ の速度の範囲。
 am については、春と秋と同様、夏と冬も平均が一致している。ただし、春と秋
 に比べて、夏と冬は equinoctial effect のため小さい。

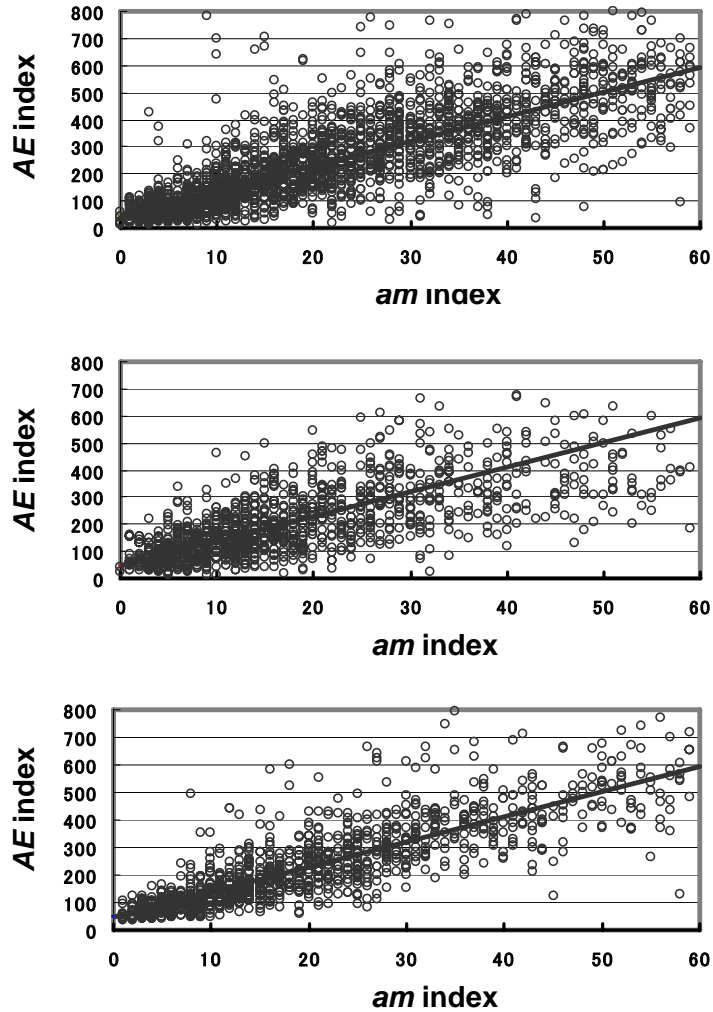


図2-28.

- (上) equinoctial epochs(春と秋)における AE index 対 am index の相関関係。最小二乗回帰直線の式は $AE = 9.1 am + 49.0$
- (中) AE index 対 am index の相関関係が equinoctial epochs と変わらないとして夏の AE index を補正したときの相関関係
最小二乗回帰直線の式は $AE = 9.1 am + 49.0$
- (下) AE index 対 am index の相関関係が equinoctial epochs と変わらないとして冬の AE index を補正したとき相関関係
最小二乗回帰直線の式は $AE = 9.1 am + 49.3$

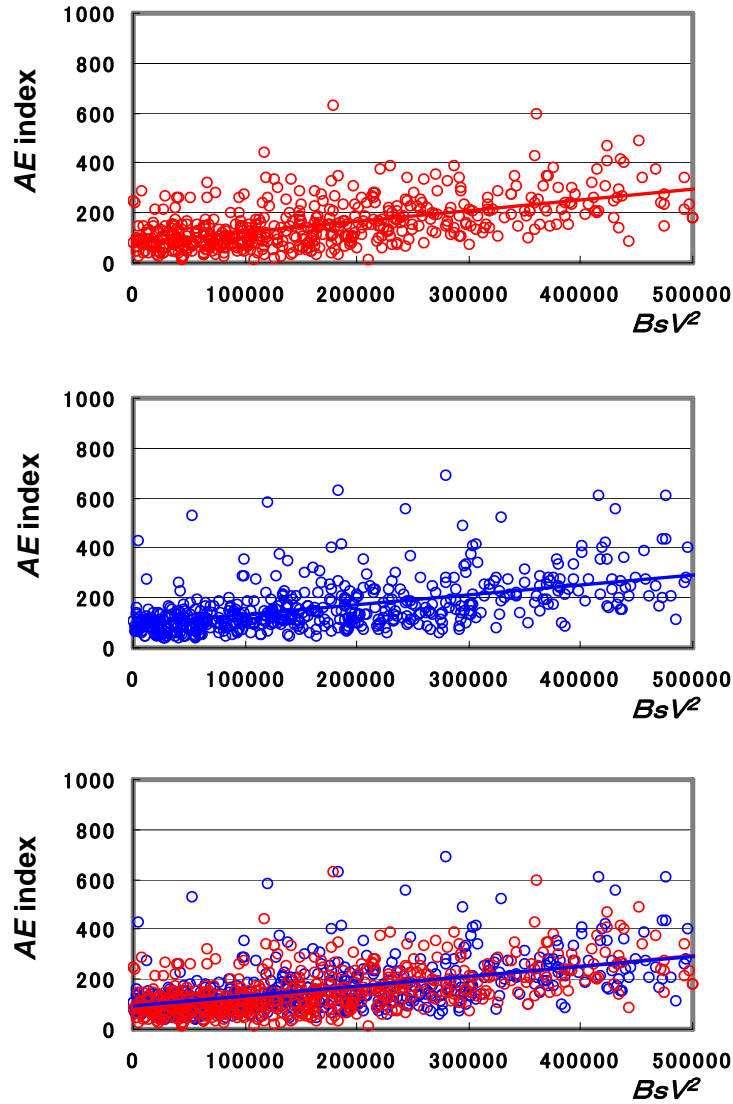


図2-29.

- (上) $AE - am$ 相関関係を用いて補正した夏のデータの $AE - BsV^2$ 関係。
 最小二乗回帰直線の式は $AE = 0.00043 BsV^2 + 81.7$
- (中) $AE - am$ 相関関係を用いて補正した冬のデータの $AE - BsV^2$ 関係。
 最小二乗回帰直線の式は $AE = 0.00041 BsV^2 + 88.0$
- (下) $AE - am$ 相関関係を用いて補正した夏と冬のデータの $AE - BsV^2$ 関係の重ね合わせ。夏と冬の最小二乗回帰直線はほとんど重なる。

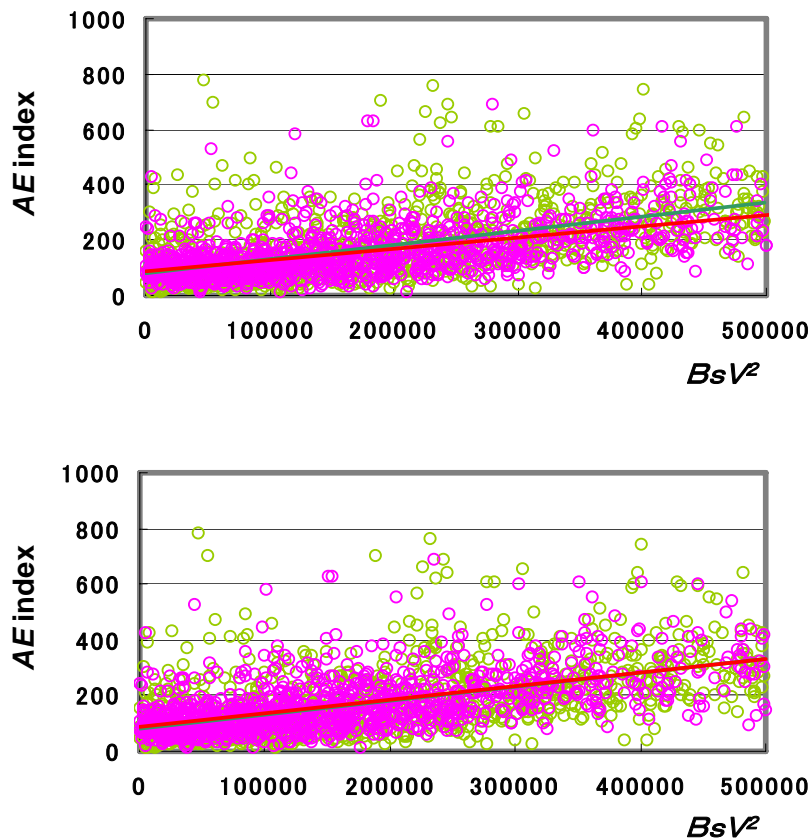


図 2-30.

equinoctial epochs (春と秋: 緑で表示)と、 $AE - am$ 関係を用いて補正した solstitial epochs (夏と冬: 赤で表示)の AE index 対 BsV^2 の散布図の重ね合わせ。速度 range は $100000 < V^2 < 200000$ (km^2/sec^2)。上は solstitial epochs のデータに対する equinoctial effect についての速度補正なし、下は solstitial epochs の V^2 を 0.841倍している。equinoctial epochs の最小二乗回帰直線の式は $AE = 0.00051 BsV^2 + 80.9$ 。solstitial epochs の最小二乗回帰直線の式は $AE = 0.00041 BsV^2 + 88.0$ 。solstitial epochs の V^2 を 0.841倍したときの最小二乗回帰直線の式は $AE = 0.00049 BsV^2 + 88.0$ で、equinoctial epochs の最小二乗回帰直線の式とほぼ一致し、二つの回帰直線は図ではほとんど重なっている。

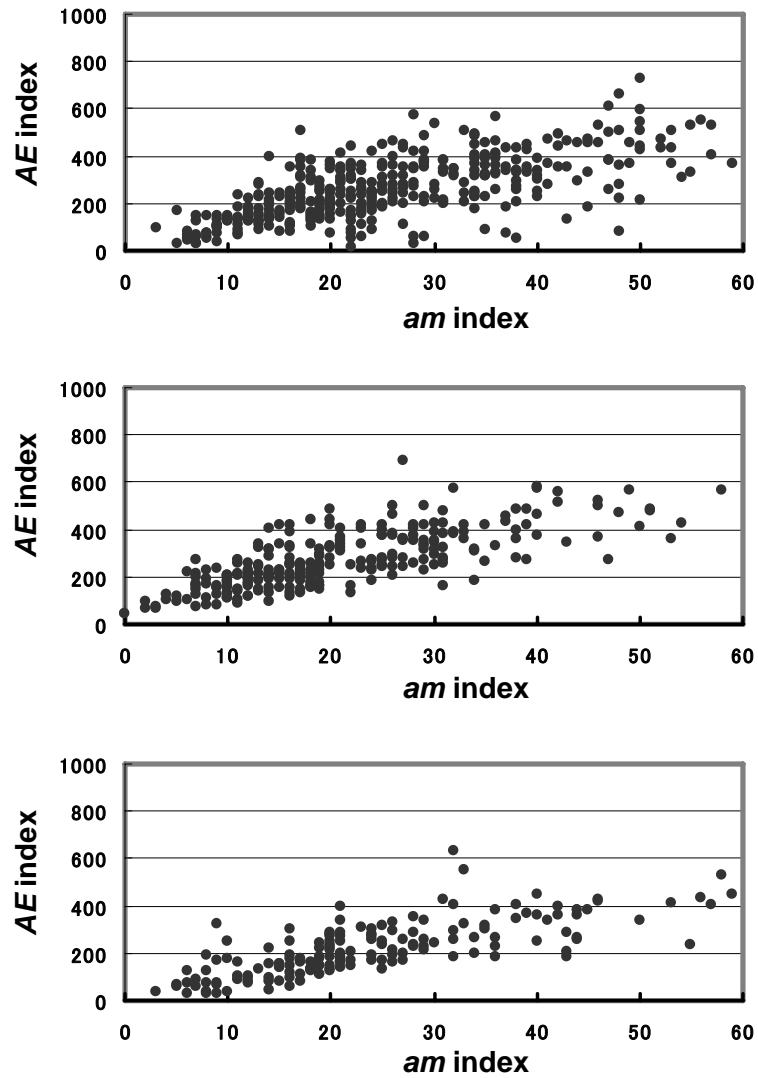


図 2-31.
 速度が $200000 < V^2 < 300000$ (km^2/sec^2) の範囲のデータについて見た AE index 対 am index の分布。
 (上) equinoctial epochs (春と秋)。(中)夏。(下)冬。
 いずれも am が 30 くらいから AE に頭打ちの傾向が見える。

第3章. 地磁気活動と太陽活動

3.1. はじめに

宇宙天気予報は、現在及び少し過去の太陽活動や惑星間空間の状況を基に、近未来の地球磁気圏、電離圏の状態を予測することを言う。近年、シミュレーション技術の進歩も相まって、鋭意、研究が進められつつある。こうした研究では、地磁気活動は予測すべき対象の中に入る。実際、前章で詳述したように、地磁気活動は太陽風の速度とその中の磁場によって大きな影響を受ける。しかし、地磁気活動は一方で、太陽活動に対しての良い指標であり、地磁気活動を用いて近未来の太陽活動を予測することが可能であることが経験的に知られている。本章では、地磁気活動が、なぜ、将来の太陽活動と関係するのかということに焦点を当てながら、地磁気活動と太陽活動の長期変化から読み取れることを考察する。その中で両者の関連性は、実は、太陽ダイナモがどのようにして生じているかという大きな問題と結びついていることが示される。しかし、その問題を真正面から論じるのは、本論文の範囲を超える。ここでの議論の主目的は、地磁気の *aa index* と太陽黒点の長期間のデータを比較検討することによって、地磁気活動と太陽活動の関係が示唆する事柄についての理解を深めることにある。

黒点の観測は17世紀初めのガリレオ・ガリレイに始まる。また、地磁気活動については、*aa index* が1868年に遡って算出されているので、約13回の太陽活動サイクルに相当する140年間のデータを用いて、地磁気活動と太陽活動の関係を調べることができる。地磁気活動と太陽黒点数との間には相関関係が認められるが、それは単純な同時正相関ではなく、また、単に時間差を考慮すれば、相関がより明確になるという類のものでもない。3.2節では、太陽活動のサイクルの中での位相、すなわち極大期か極小期かによって、黒点数と地磁気活動との関係に明瞭な違いが存在することを示し、それが何を表すかについて検討する。

黒点数の変化と地磁気活動の変化が単純な相関関係にあれば、どちらかの変化を調

べることによって、他方の変化に関する情報も得られることになる。しかし、実際は、黒点数の変化と地磁気活動の変化との間に時間的なずれがあり、また相関関係の特徴が太陽活動の位相によって変わることから、地磁気活動のデータを使って、太陽活動のデータだけからは得られない、太陽活動の変化に関する興味深い情報を引き出すことができる。その最たるものは、次のサイクルの太陽活動の規模が、最も地磁気活動が下がったときの値から予測できることであろう。このことの意味は今もって解明されていないが、本論文の 3.3 節では、これを理解する鍵が太陽（太陽風の中の）磁場の強度変化にあることを示す。そして、従来から知られているこの経験的手法と、それとは別に本論文によって新しく提案する手法を用いて、次のサイクル 24 の太陽活動の規模を予測する。

17 世紀半ばから 18 世紀初めにかけての **Maunder Minimum** と呼ばれる期間は、黒点がほとんど観測されず、太陽活動が著しく低下したと考えられているが (Eddy, 1976)、その頃は小氷期と呼ばれ、イギリスのテムズ川が全面結氷するなど、ヨーロッパが寒冷化したことが知られている。しかし、太陽活動の 11 年周期変動に伴う太陽輻射の変動から推算して、**Maunder Minimum** 期に推定されている気温低下を引き起こすほど、その当時の太陽輻射量が減少したとは考えられないことから、なぜ、黒点数の減少が気温低下をもたらすのかについて、謎が残っていた。太陽活動の変化が地球の気候に及ぼす影響に関しては、本論文の主題ではないので詳しく述べないが、黒点数の減少と気温低下の関連を理解する鍵が地磁気活動の中にある可能性について、3.4 節の議論のところで簡単に触れる。

3.2. *aa index* と黒点数の相関

地磁気活動の *aa index* は 1868 年に遡って求められている。図 3-1 は、1868 年から 2007 年までの 140 年間の *aa index* と太陽黒点数の年平均値を並べてプロットしたものである。矢印で示したように、20 世紀初めから 1960 年頃まで、*aa index*、太陽黒点数とも増大してきたことがわかる。しかし、20 世紀末からは、その傾向が見えなくなっ

て、特に太陽黒点数の極大値はその後、次第に小さくなってきている様子が見える。次節では、この傾向が更に続く可能性について述べる。両者がともに増大した 20 世紀前半は、全球の平均気温が上がった時期と重なっており（特に北極域での気温上昇が大きかったことが指摘されている（Serreze and Francis, 2006））、この温暖化が太陽活動あるいは *aa index* の増大と関係していたかどうか興味を持たれるが、この問題についてはなお未解明である。20 世紀前半に *aa index* と太陽黒点数がともに増大したことの背景についても必ずしも理解されているとは言えない。地磁気活動と太陽活動が何らかの関係を持つことは十分、予想されることである。しかし、*aa index* と太陽黒点数は、図 3-2 に示すように単純な比例関係にはない。それは、地磁気活動が増大する原因として、黒点周辺あるいは太陽活動領域で発生する爆発現象が寄与するものと、コロナ・ホールから吹き出す高速太陽風が寄与するものの二つがあることによる。この二つの要素に起因する地磁気活動の間には直接的な関係は認められていない。むしろ、通常は独立とみなされて、両者の地磁気活動を分離しようとする試みもなされている。そうした努力には意図があって、それは一見不思議であるが、議論の中でも触れるように、爆発現象と関係ない地磁気活動成分が、次のサイクルの太陽活動の規模の指標になることが知られているからである。これについては、次の 3.3 節で述べる。なお、図 3-2 に引かれている赤線は、Feynman (1982) によって指摘された *aa index* の年平均値の下限である。この下限より下には 1 点だけ存在する。それは太陽活動極大期の 1980 年に観測された。また、2003 年には、*aa index* の年平均値が 1868 年以来で最大を記録した。2003 年になぜ、地磁気活動が異常に高かったかについては前章で議論した。1980 年になぜ、地磁気活動が異常に低かったか。そのことに言及している論文は少なくないが（例えば、Cliver and Boriakoff, 1998）、その原因について論じている研究はないようである。

図 3-3 は、1868 年 1 月から 2007 年 12 月までの *aa index* と太陽黒点数の月平均値の変化を示したものである。年平均値と比べて、相関関係は更に見にくい。*aa index* で平均的な値からはずれて上に飛び出しているのは、大きな磁気嵐が起きたときに対応

している。その多くは、太陽活動領域からのプラズマ雲の放出 (coronal mass ejection; CME) に伴うものであるが、高速太陽風が引き起こした場合も含まれる。次節で述べるように、大きな磁気嵐が起きることの稀な太陽活動の極小期の地磁気活動は、次のサイクルの太陽活動の規模と関係している。このことは、太陽活動の規模の推定に有効な指標となるのは、静かな状態のときの地磁気活動であることを示している。従って、太陽活動の予測のためには、前述したように、逆説的であるが、太陽活動の影響を除いた地磁気活動を用いて議論する必要がある。しかし、地磁気擾乱の成分の分離については、まだ誰も十分に成功していない (例えば、Feynman, 1982; Richardson and Cane, 2002)。図 3-4 は *aa index* と太陽黒点数の月平均値の関係を示したものである。年平均値をプロットした図 3-2 と比べて、相関関係は更に明瞭でないが、太陽黒点数が 30 付近のところで分布に折れ曲がりが見られることに注意したい。この折れ曲がりの意味することについてはすぐ後で触れる。

図 3-5 は、*aa index* 対黒点数の分布を、太陽活動の上昇期と極大期と減衰期と極小期とで分類し、それぞれ色分けしてプロットしたものである (上が年平均値、下は月平均値)。これから、太陽活動の状況によって、*aa index* と黒点数との関係に違いが見られること、そして先に述べた *aa index* の下限は、太陽活動の極大期における、*aa index* と太陽黒点数との関係を近似的に表していることがわかる。黒点数が同じ場合、太陽活動の上昇期や極大期よりも、むしろ極小期や減衰期の方が、地磁気活動が高いことも注目される。また、図 3-4 に見られた、太陽黒点数が 30 付近での分布の折れ曲がりには、太陽活動極小期の地磁気活動と、太陽活動極大期や上昇期の地磁気活動の違いを反映していることが見てとれる。

図 3-6 は、年平均値について、太陽活動の上昇期及び極大期と、減衰期及び極小期で分けて、それぞれ別々にプロットしたもので、前者では全体を通しての正の相関関係が、また、後者では特に極小期における、前者と比べて相対的に勾配の大きな相関が目につく。太陽黒点数の大きな点が後者に存在しないのは分け方からして当然であるが、同じ黒点数のところで後者の方が *aa index* が大きい傾向があるのは、コロナ・

ホールからの高速太陽風が減衰期に地球に到達しやすいことを表していると考えられる。図 3-7 は、月平均値について、図 3-6 と同様に、太陽活動の上昇期及び極大期と、減衰期及び極小期で分けて別々にプロットしたものである。年平均値についても見られたが、図 3-7 から、太陽活動極小期における *aa index* と太陽黒点数との間の相関は、太陽活動の他の *phase* における相関と比べて著しく異なっている様子が明瞭に見て取れる。次節では、太陽活動極小期の地磁気活動を用いた、次の太陽活動サイクルの規模の予測について述べる。図 3-7 でもう一つ注目されるのは、極大期の黒点数に *bunching* あるいは *swarming* の傾向が見られ、黒丸が 70 付近、110 付近、140 付近に多く分布していることである。このことは、極大期の黒点数は任意の値を取りうるのではなく、ほぼ等間隔の離散的な値をとる傾向があるらしいことを示唆している。これは本論文が初めて指摘する事実で、太陽ダイナモ理論を構築する上で重要な制約条件になると考えられる。また、この性質を基に長期的な太陽活動を予測する手がかりが得られる可能性もあると期待されるが、これらの問題の解明は将来の課題としたい。

太陽黒点数は太陽活動の一つの指標であって、それ以外にも、例えば波長 10.7 cm のフラックス (F10.7 flux) や MgII の輝度が指標として用いられる。これらはいずれも彩層とコロナの間の遷移層の磁場強度を反映した物理量であると考えられている。図 3-8 に、黒点数と F10.7 flux の経年変化及びそれら両者の関係を示す。どちらも太陽活動の指標であるので、当然、相関関係が見られる。指標としてどちらが優れているかは、どういう太陽活動を対象とするか、その目的にもよる。紫外線を含めた太陽輻射量との相関は F10.7 flux の方が良いと言われるが、地磁気活動との相関を調べる上では、以下の図が示すように、太陽黒点数の方が良さそうである。図 3-9 は、*aa index* の年平均値と F10.7 flux の年平均値の関係を見たもので、比較のために同じ期間での、*aa index* の年平均値と太陽黒点数の年平均値との相関も載せてある。全体的には両者は似ていて大きな違いは見られないが、極大期と極小期を取り出して *aa index* と F10.7 flux、太陽黒点数と F10.7 flux の関係をプロットした図 3-10 と図 3-6 を比べると、*aa*

index は F10.7 flux とよりも太陽黒点数との方が相関が良いことが見てとれる。

3.3. 太陽活動の予測

太陽黒点数が増加して活動が高まると、黒点周辺で多くの爆発的現象が発生し、高エネルギー粒子やプラズマ雲を宇宙空間に放出する。それらは衛星の軌道運動に影響を与えるとともに、宇宙飛行士の宇宙空間での作業を危険なものにし、磁気嵐やオーロラ現象を引き起こす。そして電離層を乱して電波伝播を妨げたり、油送管に大きな電流を生じさせたりする。それ故、将来の太陽活動のレベルを予測することは、人間の活動や社会にとって意義のある重要な課題であると言える。この予測を精密に行うためには、太陽ダイナモ理論を構築する必要があるが、それは非常に難しく、いまだ、将来の課題である。しかし、これまで、経験的に見出された手法を用いて、次の太陽サイクルの活動の規模を予測する試みが盛んに行われてきた。その経験的手法の一つが、地磁気活動を用いた方法である。

aa index と太陽黒点数との関係は、図 3-11 (上) に示すように、太陽活動の極大期と極小期で見かけ上、非常に異なっている。興味深いのは、地磁気活動の年平均極小値と次の太陽活動サイクルの極大値との間に相関関係が見出されていることである。なぜ、そのような相関が存在するのかについては、今もって明らかではないが（次節で考察する）、この経験的に知られた関係を使って、次の太陽活動サイクルの規模を予測する手法が Ohl たちによって発展させられてきた (Ohl, 1966)。図 3-11 (下) は、1868 年以降の 12 回のサイクルの *aa index* と太陽黒点数データを基に地磁気活動の極小値と次の太陽活動サイクルの極大値との間の最小二乗回帰直線を求め、その回帰直線と 2008 年の *aa index* の年平均値から、次のサイクル 24 の太陽黒点極大数を見積もった図である。この中の大きな白丸が予測値を示す。

地磁気活動との関係は使わずに、黒点数の年々の変化の特徴だけを基に太陽活動の規模を予測する手法も経験的に知られている。そうした特徴の一つに、太陽活動の上昇期における黒点数の増加率とそのサイクルの極大値との間の正の相関がある

(Thompson, 1988)。次のサイクルでなく、そのサイクルの極大値の予測であるが、これも広い意味で活動予測と言ってよいだろう。こうした黒点数の変化から見出された特徴で興味深いのは、サイクルの長さが、そのサイクルの極大値とでなく、次のサイクルの極大値と負に相関することである (Hathaway et al., 2002; Watari, 2008)。ただし、不思議なことに、サイクル長を、黒点数が極小から極大に到る期間と、極大から極小に到る期間の二つに分けると、それぞれの期間の長さで次のサイクルの黒点数の極大値との間には相関が見られない (Watari, 2008)。上昇期の長さで下降期の長さを合わせたサイクル全体の長さが次のサイクルの規模と相関するのに、二つの期間に分けると相関が見られなくなるのは何故か。

上で述べた見かけの謎は、次の事実を発見したことによって解消した。図 3-12 (上) は、太陽黒点数の 1750 年以來の年平均値をプロットした図で、著者はこの変化図を眺めていて、これまで誰にも注意されたことのない規則性に気づいた。それは、例えば黒点数が 50 以下になる谷間の長さが長いと次の山の高さが低くなるという性質である。この相関性を確かめて見たのが図 3-12 (下) の図で、黒点数が 50 以下の期間の長さで次のサイクルの黒点の極大値との間には、実際、良い相関が存在する (相関係数は -0.82)。この事実が、なぜ上述の謎の解消に関係するかということ、谷間の長さを下降期と上昇期に分けてみるとはつきりする。上昇期の長さは、すなわち上昇期における黒点数の増加率を表しているから、先に述べたように、そのサイクルの極大値と正相関する。問題は下降期の谷間の長さであるが、図 3-13 (上) に示すように、この長さが短いほど次のサイクルの規模が大きくなる傾向がある。

結局、太陽活動の予測にとって意味のある量は何であったかということ、実は、サイクル全体の長さではなく、黒点数が 50 まで落ちてきた後、それから極小にいたるまでの長さだったということになる。そのことの確認として、極小から極大を経て黒点数が 50 に再び落ちてくるまでの長さで次のサイクルの極大値との関係を調べると、図 3-13 (下) に示すように、それらの間には相関が見られない。ここで 50 という黒点数に、何ら特別な意味はないことは明らかである。重要なのは、極小直前の黒点数の

減り方であり、黒点数として 50 でなく、30 あるいは 40 をとってよい。そのことを次に示す。

図 3-14 (a)~(d) は、黒点数が極小に到るまでの期間の長さを、1 年、2 年、3 年、4 年ととったときのその間の黒点数の年減少率と、次のサイクルの黒点数の極大値との相関を調べた図である。どの期間の減少率についても相関関係が認められるが、もっとも相関係数が大きいのは期間を 3 年とした場合である。図には載せていないが、極小にいたる 3 年前から 1 年前までの 2 年間とした場合に 2 番目に相関が良かったのは興味深い。これらの相関関数の期間による差異で、極小の直前の 1、2、4 年よりも 3 年間の減少率が最も良い相関を示すことは、次の太陽サイクルの準備は、前のサイクルが極小にいたる 3 年くらい前に始まること、そしてそれより更に前には遡らないことを示唆している。図 3-15 (a)~(c) は、太陽活動が極小値から上昇に転じたあとの 1 年、2 年、3 年間における黒点数の増大率と、そのサイクルにおける黒点数の極大値との相関を見たもので、これから、サイクル初期の黒点数増大率と、そのサイクルの極大値の間には、Thompson (1988)がすでに指摘しているように、良い相関が存在することがわかる。ただし、1750 年以降、3 つのサイクルにおいては、極小値をとってから 3 年経たないうちに次のサイクルの極大値が現われている。

図 3-16 は、2008 年 8 月（あるいは 2008 年）の黒点数が太陽活動の月（年）平均極小値であったと仮定して、3 つの経験的な手法に基づいて次の太陽活動サイクルの極大値を予測し、比べて見たものである。本論文で提案する新しい手法に基づいて、2008 年 8 月までの 3 年間における黒点数の減少率から次のサイクル 24 の極大値を予測すると 92 と求まる（図 3-16 (a)）。また、地磁気活動の年平均極小値と次のサイクルの黒点数の極大値との相関関係を使うと、2008 年の *aa index* の平均値を基にしてサイクル 24 の極大値は 105 と予測される（図 3-16 (b)）。なお、この予測値は図 3-11 に示した値と少し異なっている。それは、図 3-16 (b) の予測値の算定にあたっては、1957 年以前の *aa index* にはエラーがあつて、実際より小さく見積もられているという提案（Svalgaard and Cliver, 2005; Svalgaard et al., 2004; Jarvis, 2005）を取り入れ、

Kane (2007) にならって、1957 年以前の極小値に 3 加えたからである。2、あるいは 4 加えた場合も、結果はあまり変わらない。地磁気活動の大きさをを用いて次のサイクルの黒点の極大値を予測する手法の別種として、*aa index* の極小値でなく、太陽活動の減衰期における地磁気活動の I 成分 (Feynman, 1982) を用いる方法がある。I 成分とは、簡単に言うと、図 3-6 (上) に示した、太陽黒点極大期における *aa index* と黒点数との相関関係から求まる地磁気擾乱成分を R 成分として、減衰期の *aa index* から、そのときの黒点数に対応する R 成分を差し引いたものである。太陽の活動領域ではなく、コロナ・ホールからの高速太陽風に起因する地磁気活動を表していると思定される。この方法により、Hathaway and Wilson (2006) は、サイクル 24 の黒点数の極大値を 160 と見積もっている。この数値は、ここで推定した値よりも相当に大きい。しかし、これは、2003 年の異常に大きかった地磁気活動を、そのまま用いたことによる。2003 年の *aa index* の値は過去 140 年間で最大であり、これは、前章で示したように、太陽風速度が年間を通じて例外的に大きかったためである。次節で議論するように、太陽活動減衰期あるいは終末期における地磁気活動が次のサイクルの予測に有効であるのは、それが太陽風 (太陽表面) の磁場の強さを反映しているからであると見られるので、磁場でなく速度の異常さを表していた 2003 年の地磁気活動は、予測にあたっては除いて考える必要があると思われる。

上で述べた二つの方法のほかに、簡便に太陽黒点の月平均極小値と、次のサイクルの極大値との相関を使った予測手法もある。その相関は、上で述べた相関関係に比べて弱いので精度は落ちるが、図 3-16 (c) に示すように、その手法によってもサイクル 24 の極大値は 94 と求まり、上記の二つの手法による予測値と概ね一致する。Dicpati (2006) や Hathaway and Wilson (2006) は、サイクル 24 の極大値として 160~180 という大きな値を予測し、一方、Shatten (2005) や Svalgaard et al. (2005) は、75~80 という小さな値を予測している。本論文の解析結果は後者の予測に近いが、特に、太陽黒点数や地磁気活動が 2008 年後半になっても回復してきた様子が明瞭に見られないことから、Svalgaard et al. (2005) が述べているように、最近 100 年間で最小の規模になる可能性も

あると考えられる。

3.4. 議論

なぜ、太陽活動極小期の地磁気活動が次の太陽活動の規模と関係するのか？この問いへの直接的な答えではないが、図3-17、18を見ると、それは、そのときの地磁気活動が、太陽表面の磁場の強さを反映しているためではないかと考えられる。図3-17は、最近10年間の太陽風中の各磁場成分の月平均値の変化を示したものである。磁場はGSE座標系での値であるので、ここでのy成分、z成分は、それぞれ太陽表面でのtroidal成分とpoloidal成分を、ほぼ表しているとみてよい。図3-17から、2005年後半以降、磁場は各成分とも急減していることがわかる。図3-17の一番下に、太陽黒点数の月平均値の変化を示しているが、これを見ると、やはり、同時期頃から黒点数が顕著に減っている。このことから、太陽サイクル末期において黒点数と太陽表面の一般磁場の強度とは良い相関を持つことが示唆される。図3-18に見るように、*am index* もほぼ同じ頃から小さな値となっている。前章で詳述したように、地磁気活動に大きく影響するのはGSE座標系ではなく、GSM座標系におけるIMFの南向き成分である。図3-18にはGSM座標系でのIMFの南向き成分の変化を示してあるが、*am index* の低下に対応して、GSM座標系での磁場の南向き成分も小さくなっている様子が明らかに見てとれる。これに対して、同じく地磁気活動に大きな影響を与える太陽風速度は、ここ数年、特に小さくなっている傾向は見えない。これらのことから、2005年後半以降の地磁気活動の低下は、太陽風中の磁場の減少に対応しており、それはまた、太陽表面での磁場が小さくなっていることを反映していると考えられる。

上述のように、太陽黒点の極小期及びその直前の地磁気活動は、太陽表面の磁場の強さ、特に、活動域ではない一般領域での磁場の強さを反映していると推定される。次の疑問は、それではなぜ、太陽活動極小期の太陽表面の磁場の強さが、次の太陽活動の規模と関係するのかということである。太陽ダイナモ理論が解明されていない現

在、これに対して適確に答えることはできないが、Schatten et al. (1978) や Svalgaard et al.(2005) の太陽活動予測モデルが、それを考える上で、一つの参考になると思われる。彼らは、太陽活動の減衰期に太陽表面の極域に集められた poloidal 磁場の強度が、次の活動サイクルの規模と相関することを経験的に見つけた。Schatten (2005) らはそれを基にサイクル 24 の規模は非常に小さなものになると予測している (Svalgaard et al.(2005) によれば、この 100 年間で最小の規模)。これに対して、Dikpati et al. (2006) は、太陽活動の規模は前サイクルの磁場の強さでなく、前々サイクルにおける磁場の強さと関係するという磁場フラックス輸送モデル (Dikpati et al., 2004) を基に、サイクル 24 の規模は、むしろ前サイクルよりも大きなものになると予測している。本論文で新しく提案した経験的な手法は、太陽活動サイクルの末期、特に最後の 3 年間における黒点数の減少率が、次の太陽活動の規模と良く相関するという事実に基づいている。この事実は、Dikpati et al. (2004) の理論よりも、Schatten et al. (1978) や Svalgaard et al.(2005) の経験的な予測手法を支持する (Svalgaard et al.(2005)は、太陽活動サイクルの最後の 3 年間における太陽の南及び北極域の磁場平均から推定した双極子磁場強度を予測に用いている)。前サイクル末期における太陽表面の磁場強度が、次のサイクルの規模と関係する理由は、太陽ダイナモの仕組みが解明されて初めて明確に答えることができる問いであるが、本論文で発見したサイクル末期における黒点数の減少の仕方と次のサイクルの規模との相関は、太陽ダイナモ理論を構築する上での制約条件となるとともに、その解明に向けての一つの手がかりになるのではないかと期待される。

太陽活動と気候との関わりは、古くて新しい問題である。古いというのは、氷期—間氷期変動と北半球高緯度の日射との関連性を提唱したミランコヴィッチ説は特別としても、Maunder Minimum と小氷期の関係 (Eddy, 1976)、太陽黒点数と全球海水面温度との関係 (Reid, 1987)、太陽活動の周期長と北半球気温偏差の関係 (Friis-Christensen and Lassen, 1991) など、これまで、多くの議論がなされてきたからである。一方、新しいという意味は、近年の地球温暖化が人為的な二酸化炭素の増大に起因するという通説 (例えば IPCC 第 4 次報告書) に対して、太陽活動の変化の影響の方がむしろ大き

く効いているという考えを強く主張する研究者も少なくないからである。温暖化の二酸化炭素原因説の支持者が global circulation model (GCM) を用いたシミュレーション結果に基づいて議論を進めるのに対して、太陽活動が主因であると考えた研究者は、シミュレーションにはまだ取り入れられていないメカニズムが存在しているとして、その解析結果よりも、長期的な過去の気候変化の観測的事実の方を重視する（例えば、赤祖父, 2008）。しかし、太陽活動の変化が 10 年、100 年、1000 年という時間スケールでの地球の気候に影響を与えるという主張には弱点がある。それは、太陽輻射量が、そのような時間スケールで地球の気候に影響を与えるほど大きくは変化しそうにないことである。ここでは、太陽活動と地球の気候変化との関係についての研究を総合的にレビューすることはしない。それは本論文の範囲を超える。以下では、地磁気活動と太陽活動との関係を調べてきた延長として、地磁気活動の変化が示唆する太陽活動と気候との関わりの一側面について述べる。

太陽と同じスペクトルタイプである G 型の恒星の全輻射量 (total solar irradiance; TSI) が、その変動サイクルの周期長と逆相関することが指摘されている（例えば、Baliunas and Soon, 1995）。そして縄文杉の¹⁴C解析から、Maunder Minimumには、太陽活動のサイクル長が 13-15 年に延びていたという推定もなされている（Miyahara et al., 2004）。しかし、指摘されている、全輻射量と活動サイクルの長さの逆相関関係の強さから見て、Maunder Minimumにおいて、気候に影響を与えるほど（地球大気の輻射平衡温度が有意に変化するほど）太陽の全輻射量が減っていたと考えることは難しい。紫外域での輻射の変化は全輻射量の変化の数倍大きいと推定されるが（Lean et al., 1995; Lean and Rind, 1998）、11 年周期でもそれより長期的に見ても、更に大きな変化が期待されるのは太陽風の速度とその中の磁場の強度である。図 3-17 は、最近の太陽風中の磁場が、10 年前と比べて半分くらいになっていることを示す。また、Lockwood et al. (1999) は、太陽活動が低かった 20 世紀の初めには、太陽磁場が近年の半分程度だったと推定している。磁気圏との相互作用を通して地球に流れ込む太陽風のエネルギーは、輻射エネルギーに比べて桁違いに小さく、太陽風の速度や磁場の強度が相当に

変わっても、それが大気の輻射平衡に直接影響を与えて、地球の気候を変えるとは考えられない。しかし、間接的に大きな影響を与える可能性がある。それは、太陽風の中の磁場 (IMF) の強度の変化が、地球に入ってくる宇宙線量の変化をもたらすことによる。太陽活動が高いときには、宇宙線量が減ることが古くから知られているが、宇宙線の増減は、黒点で表される太陽活動の変化よりも、むしろ地磁気活動が表す太陽風の変化と良い相関関係を示すことが観測的に明らかにされている (Cane et al., 1999)。この宇宙線量の変化を気候変化と結びつけるのは、宇宙線が雲の生成に関係しているという学説である。宇宙線が雲を作る際の核となるイオンを形成するために、宇宙線が増えると雲量が増え、それが太陽放射を反射するアルベド効果を大きくして大気の温度を下げるという考えが提出されている (Svensmark, 1998; Svensmark and Fris-Christensen, 1997)。雲の地球大気温に与える影響の仕方については、下層雲か上層雲かによって異なると考えられており、宇宙線—気候変動原因説の実証には、まだ、確認すべき多くの作業が残されているが、10年、100年、1000年という時間スケールでの気候変動を説明する一つの有望な仮説であるとは言えよう。もっと短い時間での気候の変化、例えば、北極振動や北大西洋振動の年々の変動が地磁気活動と関係しているという最近の研究もある (Thejil et al., 2003; Palamara and Bryant, 2004; Fujita, 2007)。また、地磁気活動の11年周期変動の平均値、特にその極小値と地表の平均気温との間に相関関係が見られることを指摘した研究もある (Cliver and Boriakoff, 1998)。太陽風を通しての地磁気活動と気候との関わりについては、その事実関係と合わせて背景の物理を明らかにしていく必要があるが、そうした研究を進めることは、地球の気候システムの理解を深める上で大きな可能性を持つと考えられる。

図3-17に示したように、2006年と2007年のIMFの大きさは10年前と比べて約半分に減っている。これは、次の太陽サイクルがそれほど大きな規模にならないことの予兆であることを先に論じたが、この小さなIMFは、地球に流入する宇宙線量を有意に増加させていると推定されることから、太陽風—宇宙線—気候変化のつながりに関する、上で述べた仮説の実証的な研究にとっても、今は、またとない機会が提供さ

れていると言ってよいだろう。

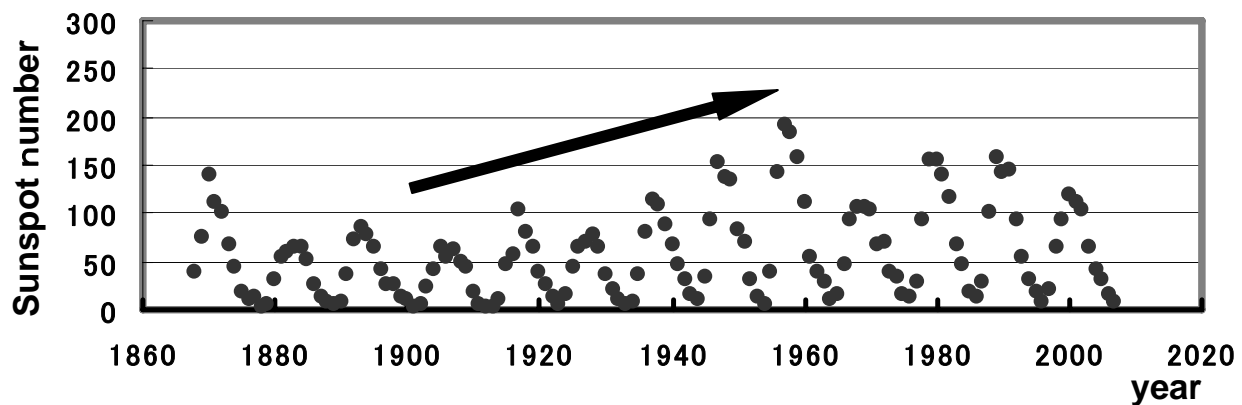
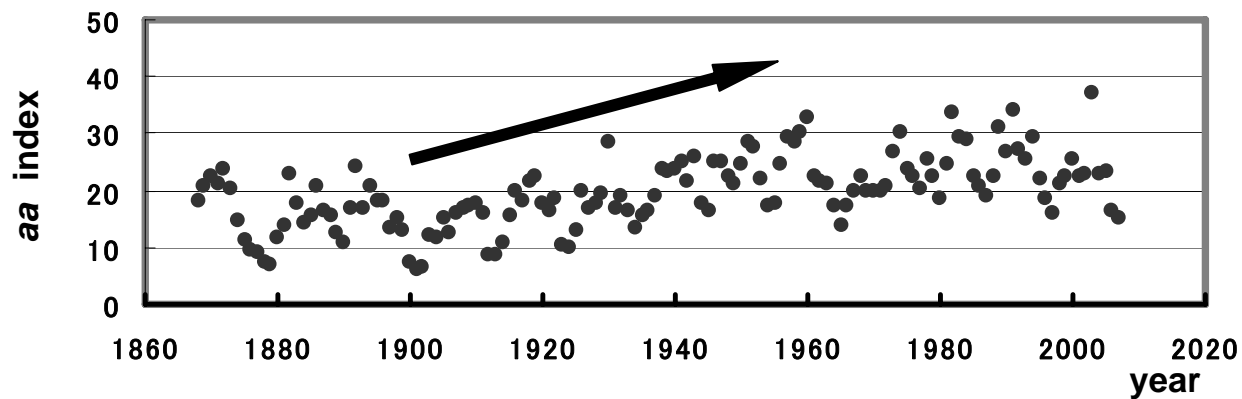


図 3-1.
 aa index (上)と太陽黒点数(下)の年平均値の変化。期間は1868-2007年。
 矢印は20世紀前半に、aa index、太陽黒点数とも増大してきたことを示す。

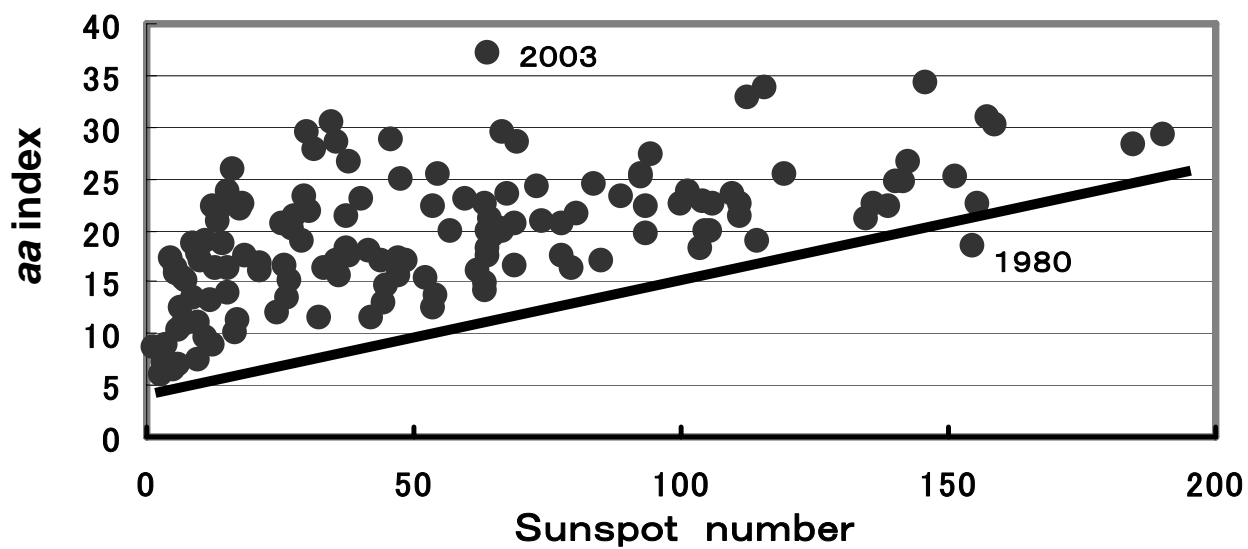


図 3-2.
 aa index 対 太陽黒点数の年平均値の散布図 (1868 - 2007 年)。
 太い実線はFeynman (1982) によって最初に指摘された分布の下限。
 その下限の下に来るのは1980年のみ。2003年はこれまでの最大値。

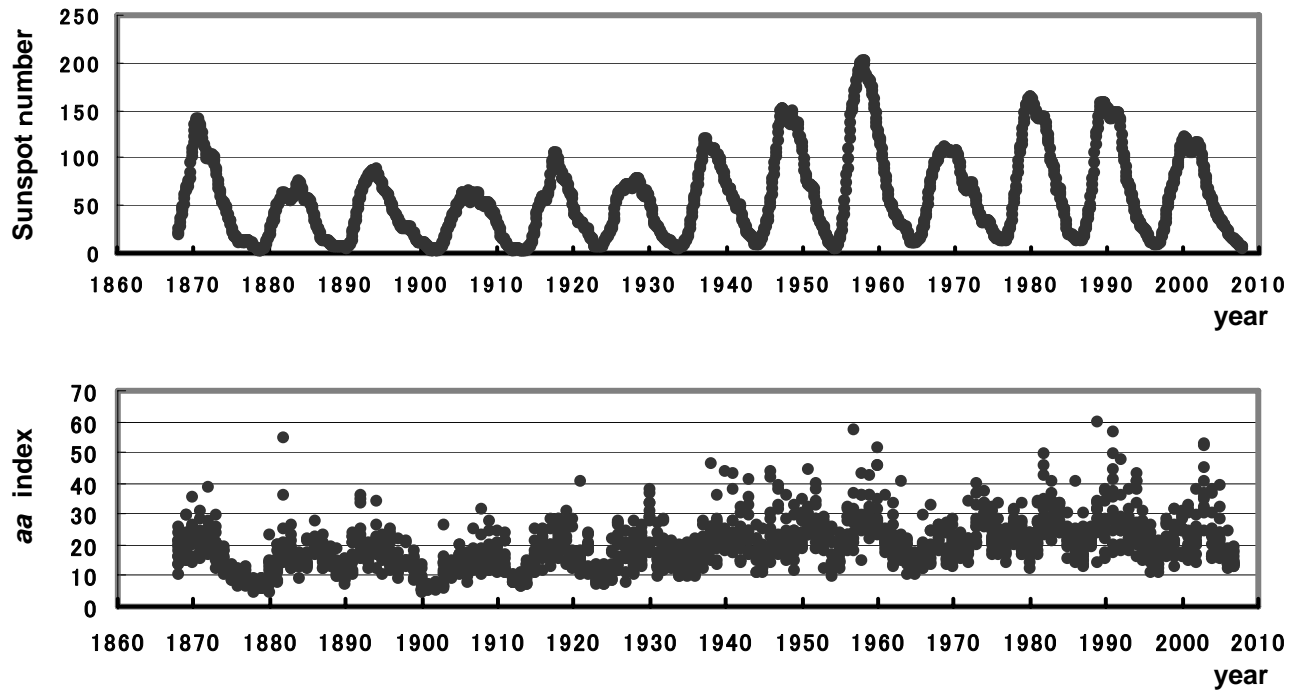


図 3-3.
太陽黒点数(上)と aa index (下)の月平均値の変化。期間は1868-2007年。

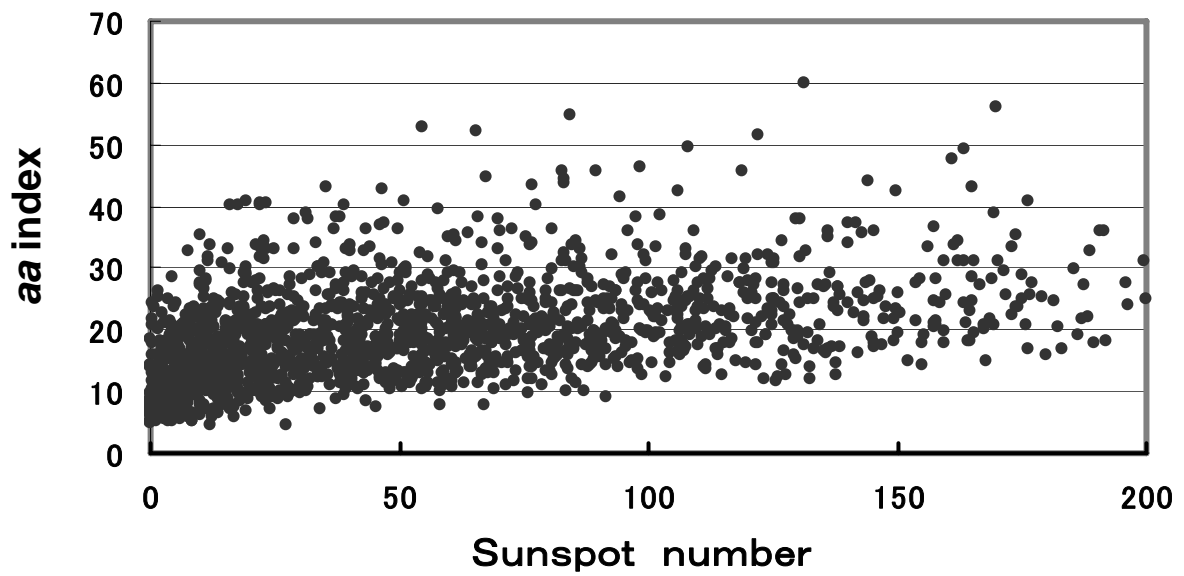


図 3-4.
aa index 対 太陽黒点数の月平均値の散布図。
太陽黒点数が30くらいのところで折れ曲がりが見える。

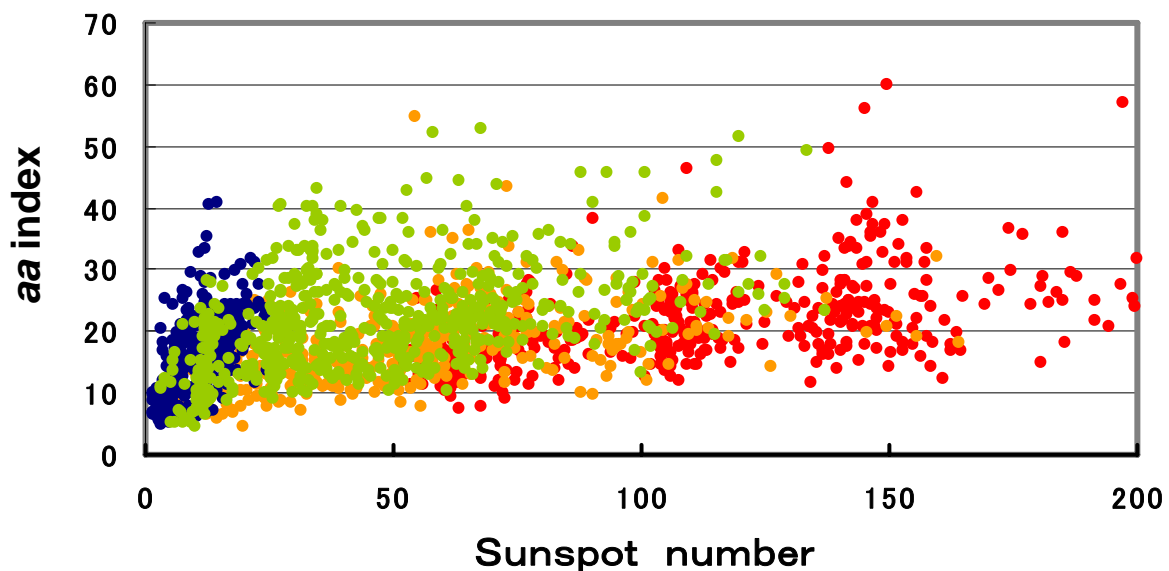
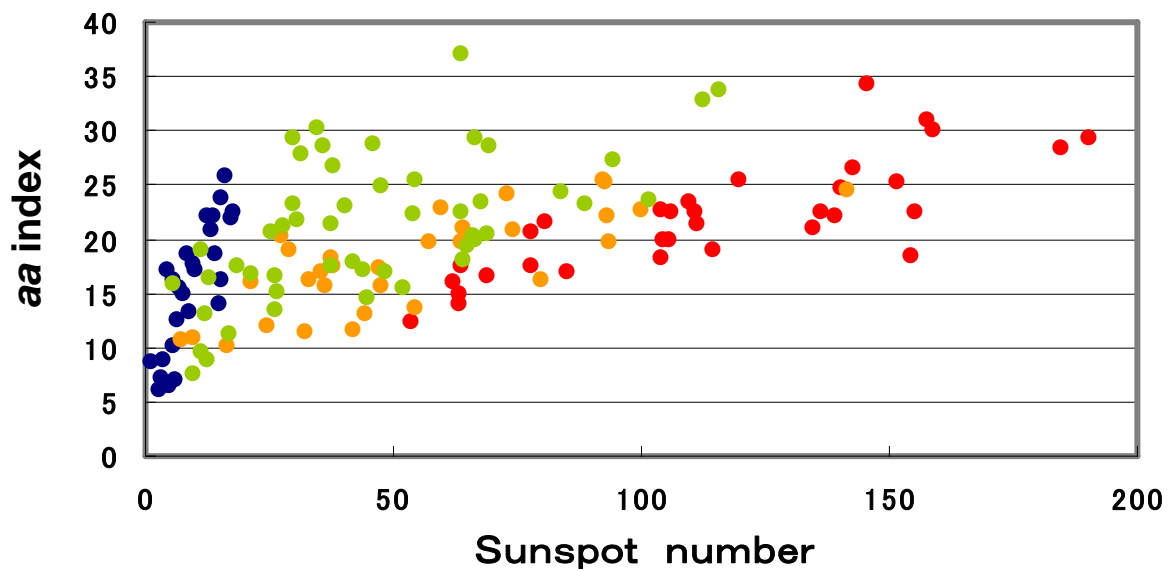


図 3-5.
 aa index 対 黒点数の散布図。太陽活動の上昇期(橙)と極大期(赤)及び
 減衰期(緑)と極小期(青)で分類し、それぞれ色分けしてプロットしてある
 (上が年平均值、下は月平均值)。太陽活動の位相によって、aa index と
 黒点数との関係に違いが見られる。

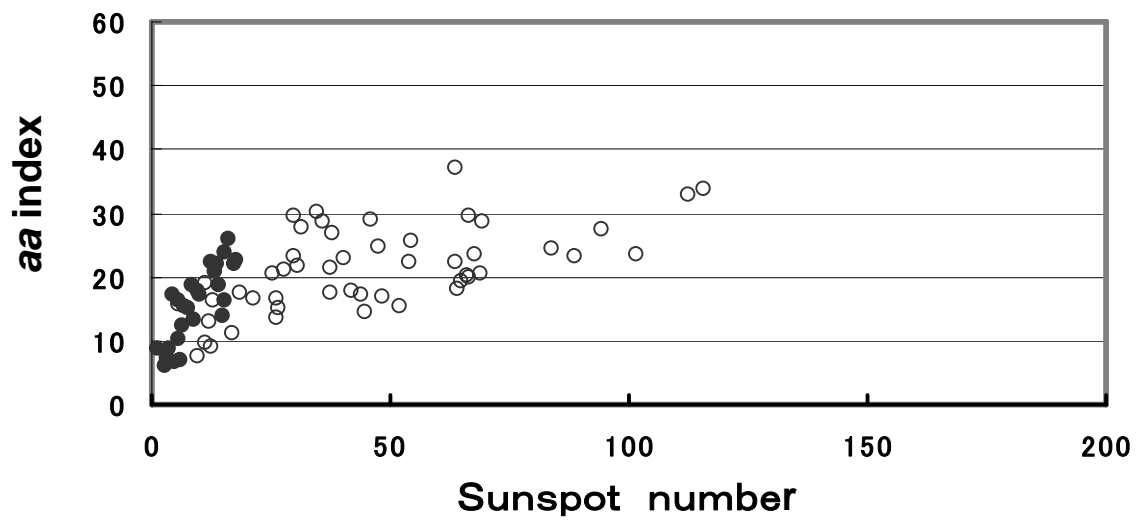
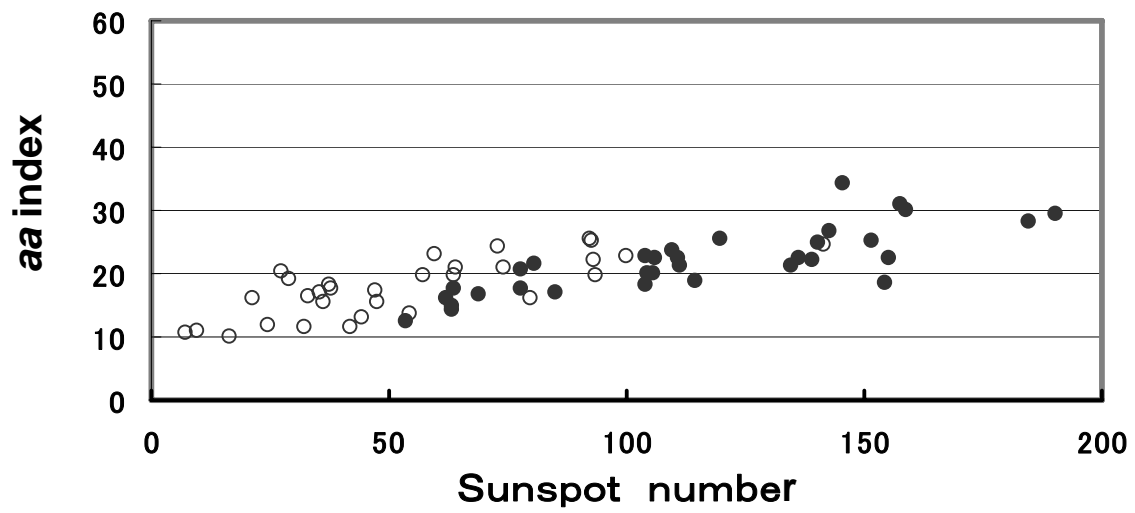


図 3-6.
 aa index 対 太陽黒点数の年平均値の散布図。
 (上) 太陽活動の上昇期(白丸)と極大期(黒丸)。
 (下) 太陽活動の下降期(白丸)と極小期(黒丸)。

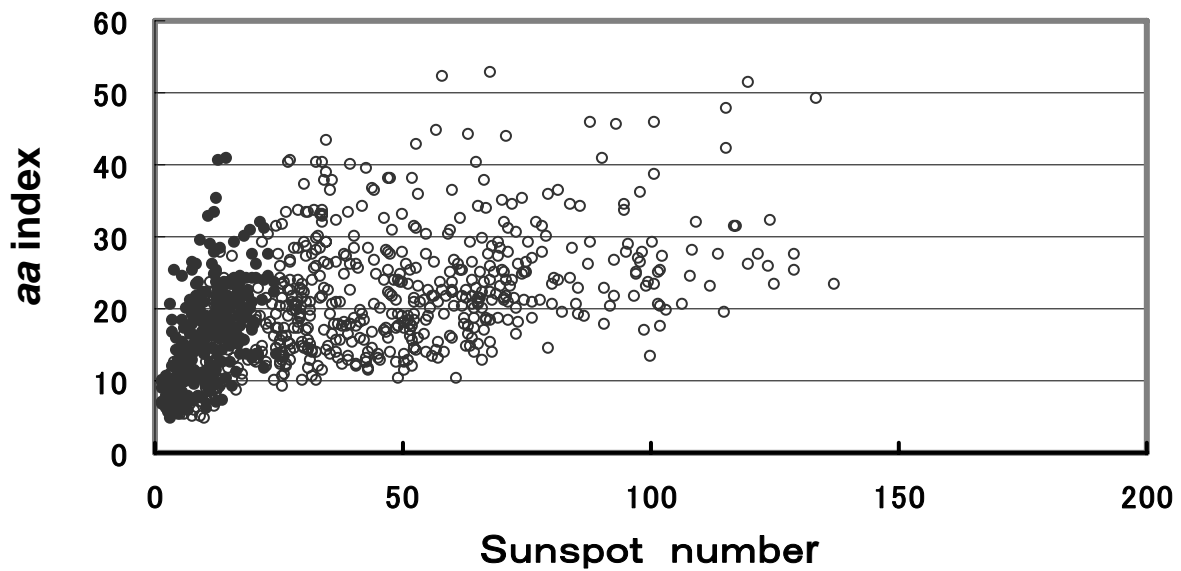
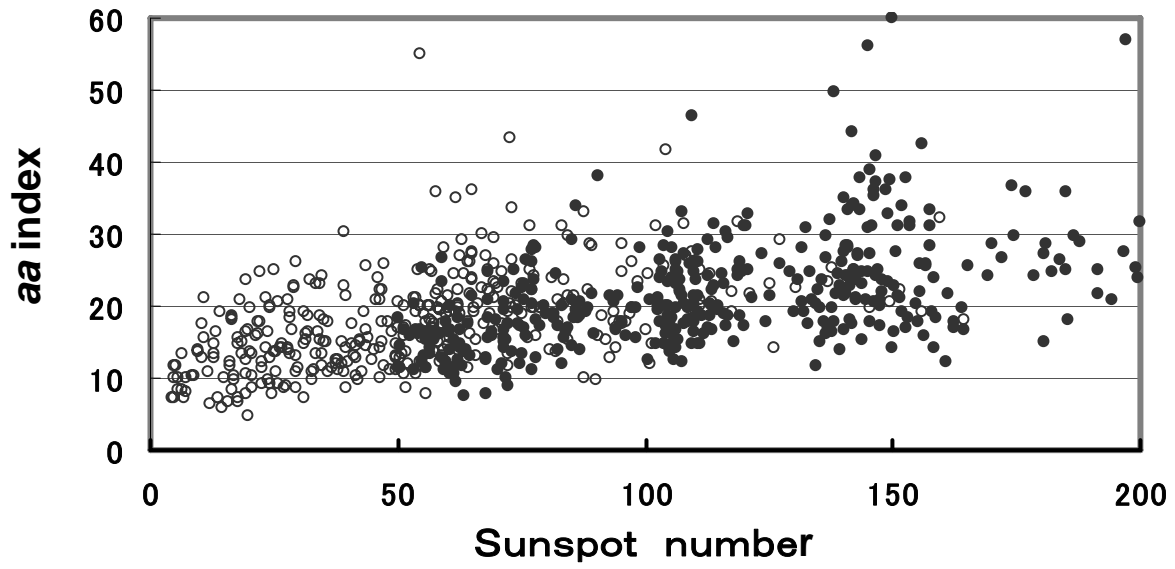


図 3-7.
 aa index 対 太陽黒点数の月平均値の散布図。
 (上) 太陽活動の上昇期(白丸)と極大期(黒丸)。
 (下) 太陽活動の下降期(白丸)と極小期(黒丸)。

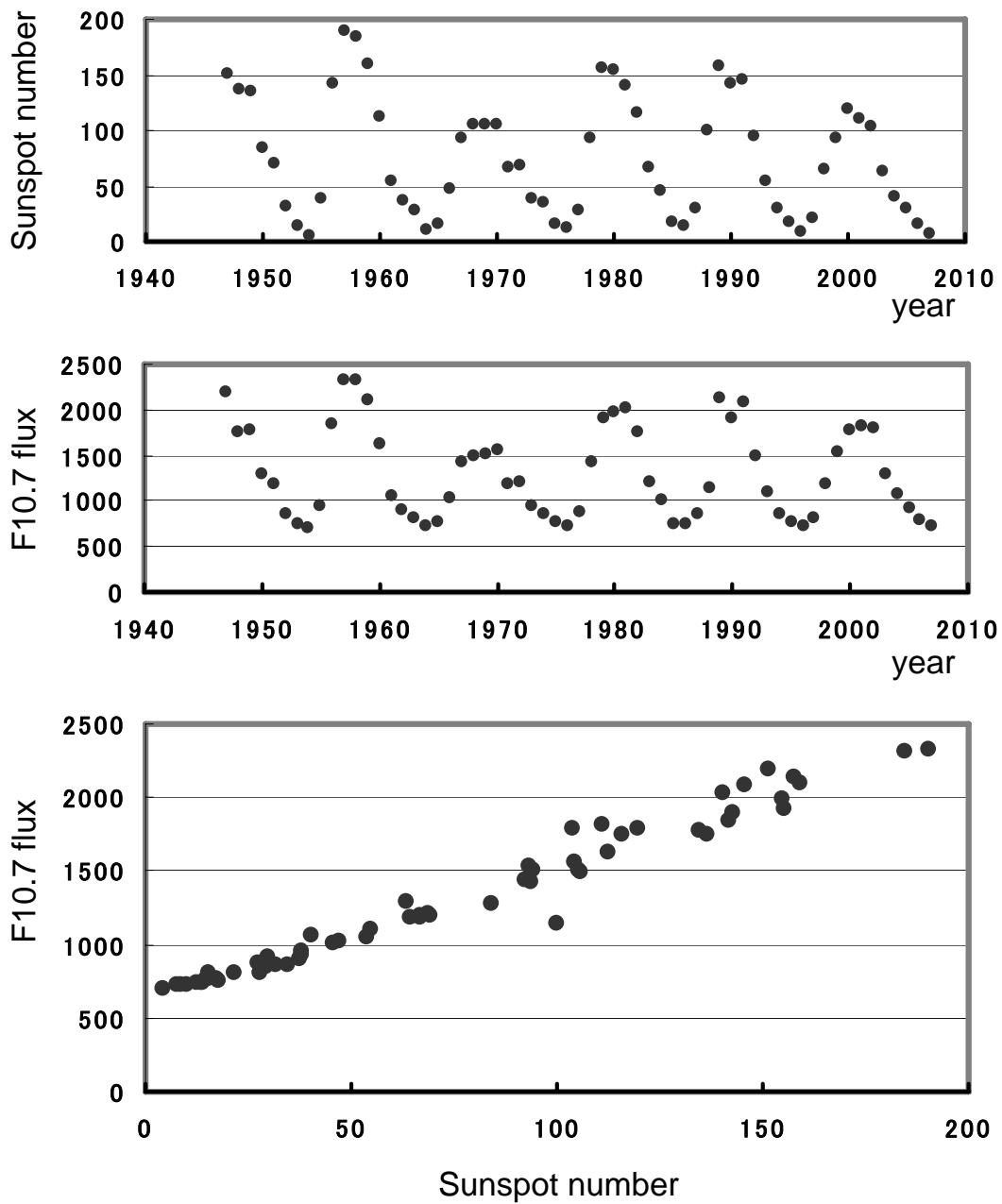


図 3-8.
 太陽黒点数の年平均値の変化(上)と F10.7 flux の年平均値の
 変化(中)、及び F10.7 flux と黒点数の年平均値の相関(下)。

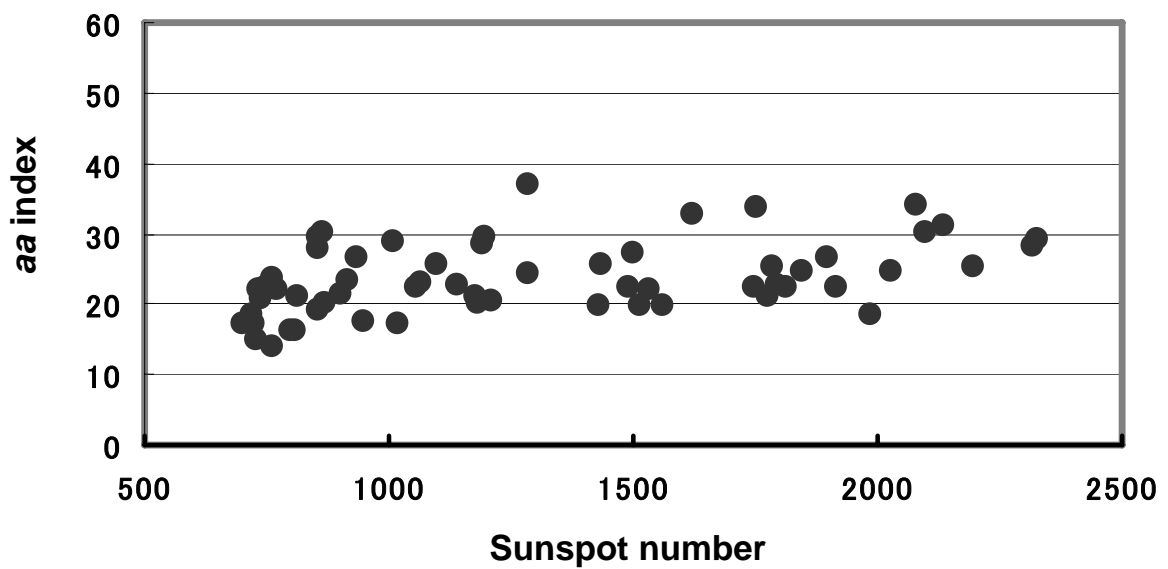
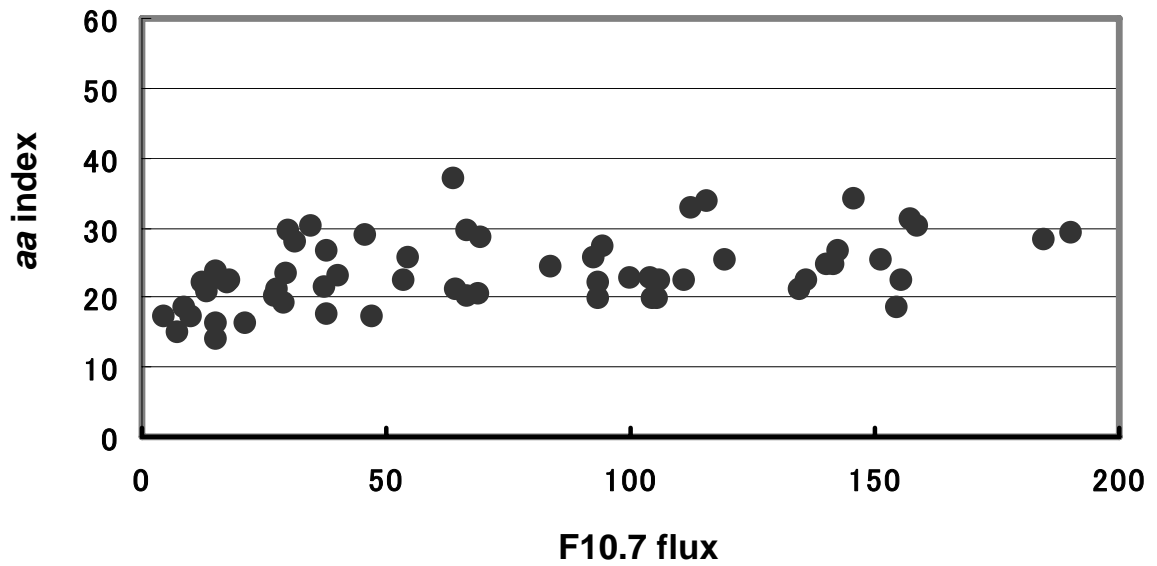


図 3-9.
 (上) aa index 対 F10.7 flux の年平均値の散布図。
 (下) aa index 対 太陽黒点数の年平均値の散布図。
 データ期間は 1947 - 2007 年。

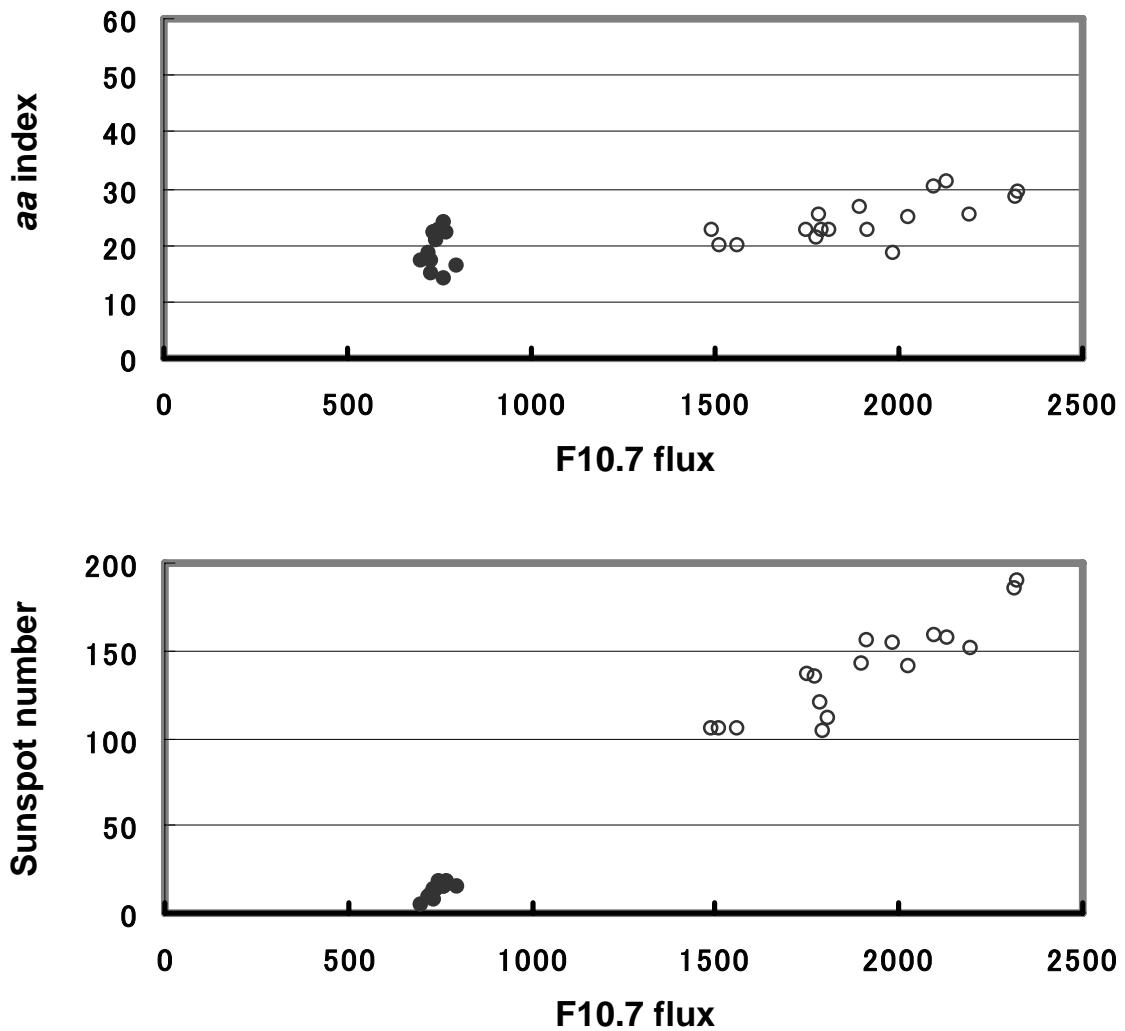


図 3-10.
 極大期と極小期における、aa index 対 F10.7 flux の年平均値の
 散布図（上）と太陽黒点数 対 F10.7 flux の年平均値の散布図（下）。
 極大期は白丸で、極小期は黒丸でプロットされている。データ期間
 は 1947 - 2007 年。

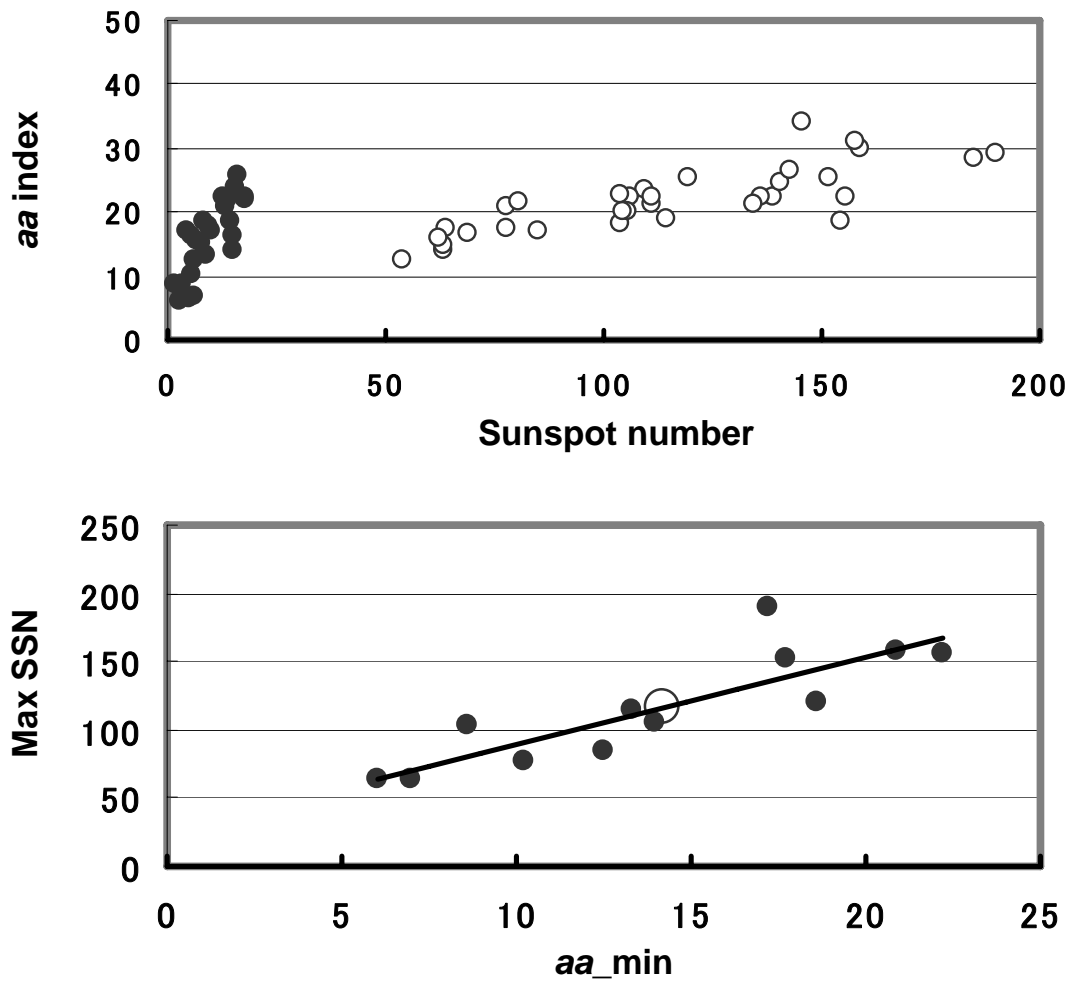


図 3-11.

- (上) 極大期(白丸)と極小期(黒丸)における aa index 対 太陽黒点数の年平均値の散布図。
- (下) aa index の年平均極小値と次のサイクルの太陽黒点年平均極大値の相関。大きな白丸はこの相関式と2008年の aa index の年平均値を用いて推測した、次のサイクル24の極大値。

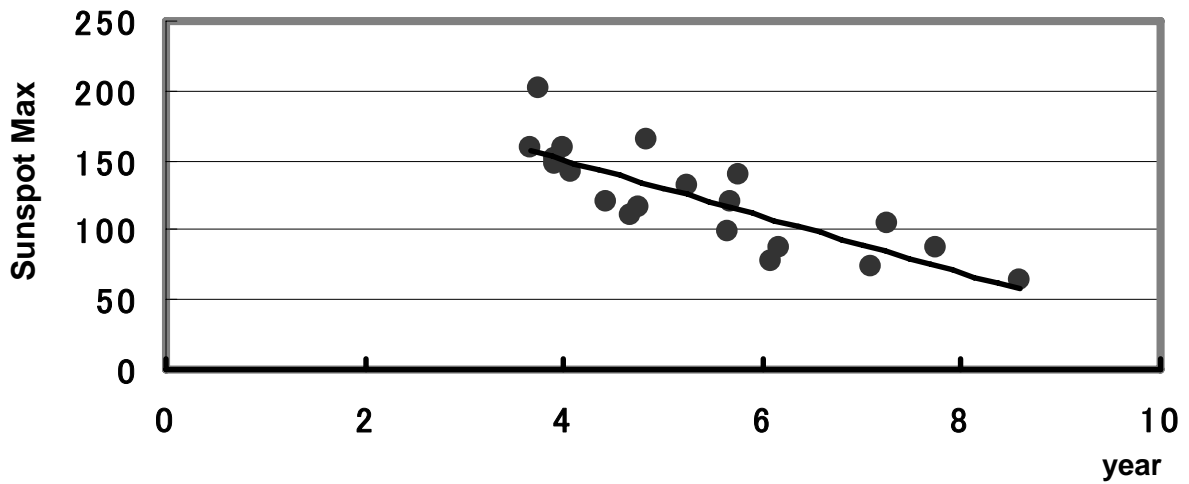
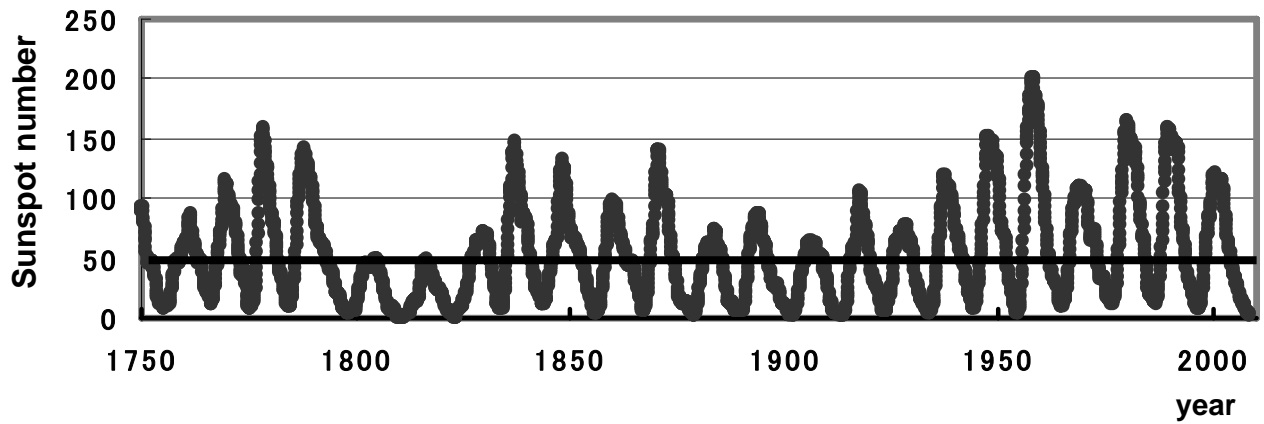


図 3-12.

- (上) 太陽黒点数の月平均値の変化(1750-2007年)。太い横線は太陽黒点数の月平均値が50の線。
- (下) 太陽黒点数の月平均値が50の線から下の谷間の期間の長さとの相関。

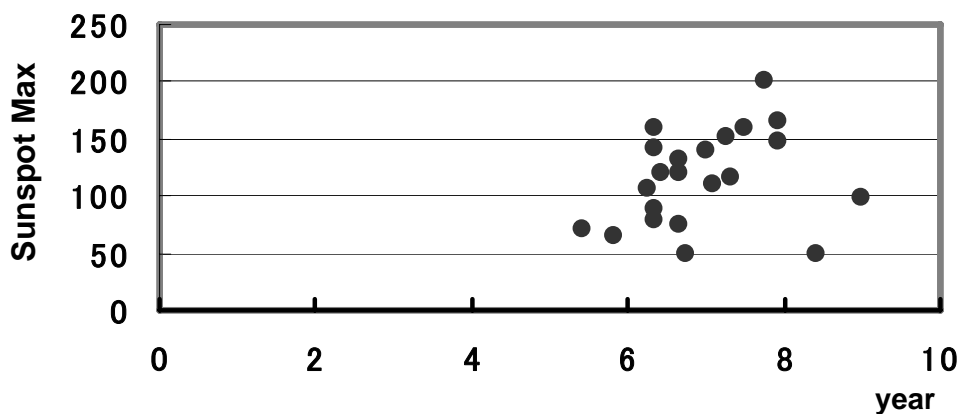
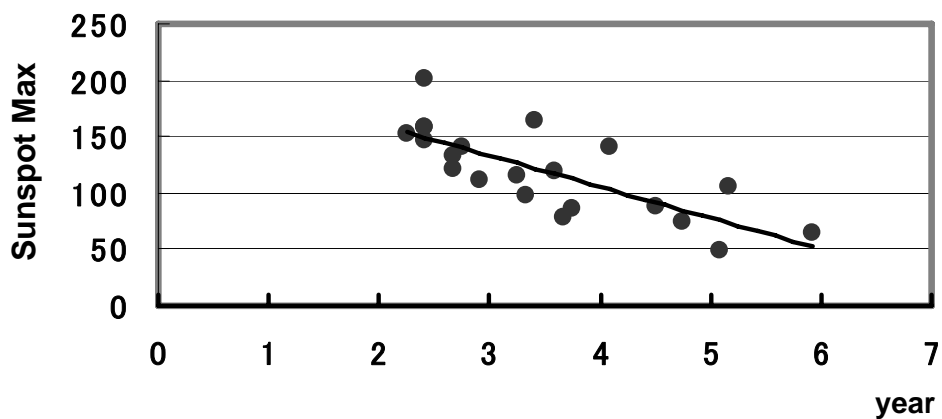


図 3-13.

- (上) 太陽黒点数の月平均値が50に落ちてから極小値に到るまでのサイクル末期の期間の長さとの間の相関。
- (下) 太陽黒点数が極小値から極大値を経て月平均値が再び50に下がってくるまでの期間の長さとの間の相関。相関は見られない。

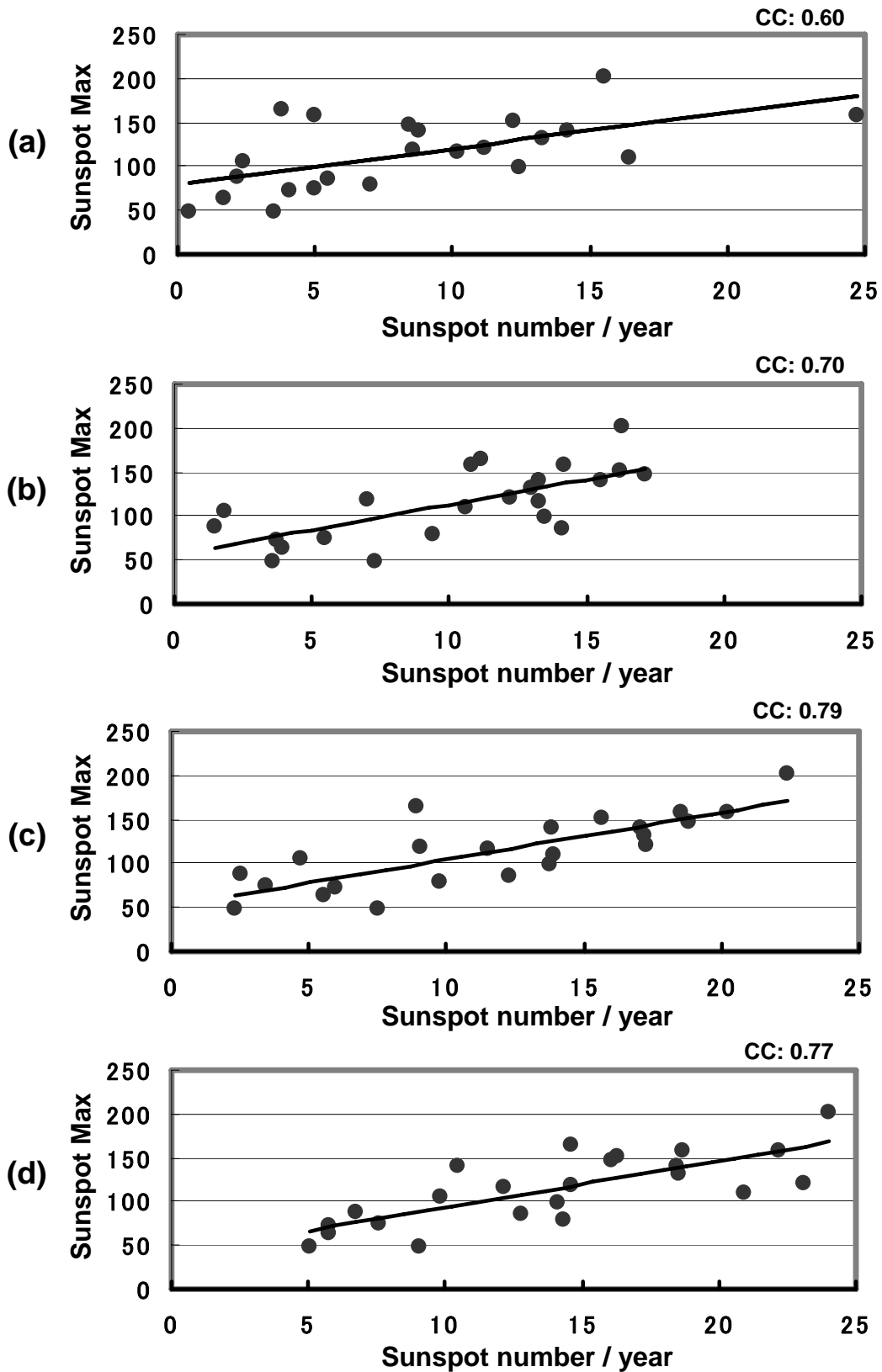


図3-14.

太陽黒点数が極小に到る直前の1年から4年の各期間における太陽黒点数の減少率と次の太陽活動サイクルの極大値との相関。

(a) 極小の前1年間、(b) 極小の前2年間、(c) 極小の前3年間、(d) 極小の前4年間。

極小に到る直前の3年間の減少率との相関が最も良い。

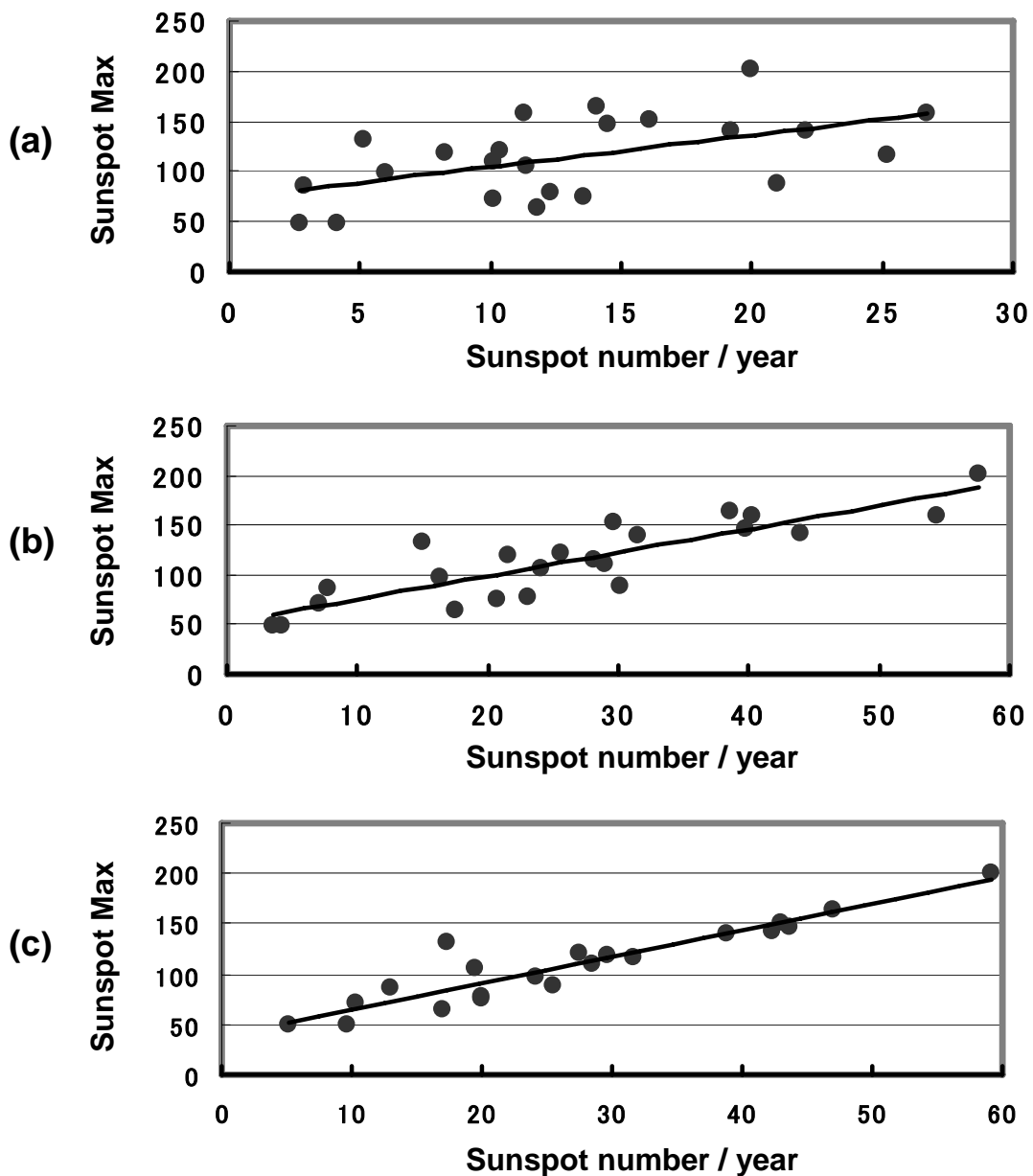


図3-15.
 太陽活動が極小値になってから1年~3年の各期間における太陽黒点数の増大率とそのサイクルにおける黒点の極大値との相関。
 (a) 極小から1年間、(b) 極小から2年間、(c) 極小から3年間。

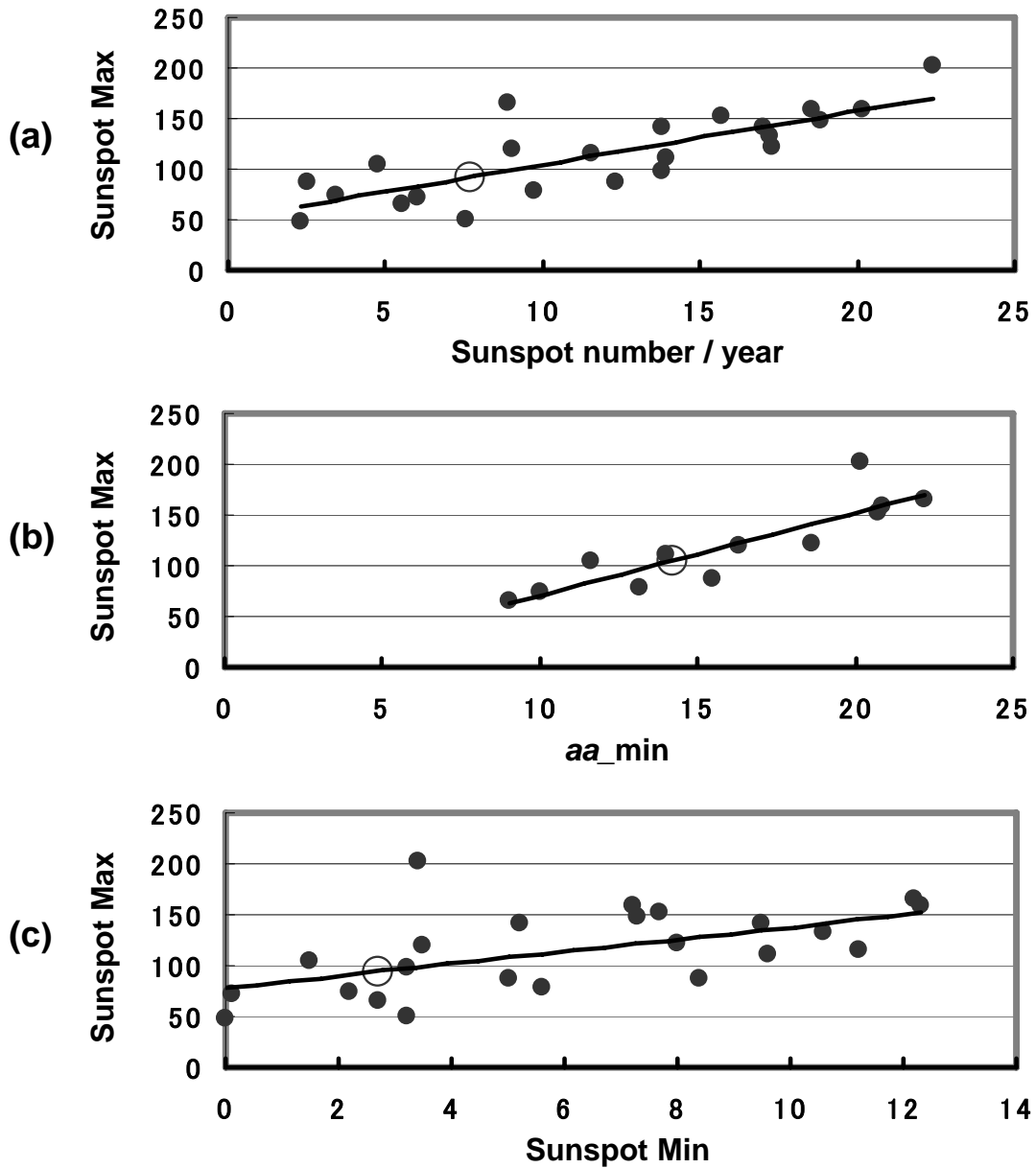


図 3-16.

3つの経験的な手法による次の太陽活動サイクルの極大値の予測。
 大きな白丸が予測値を示す。2008年8月に極小値をとったと仮定。

(a) 極小までの3年間の黒点数の減少率： 推定極大値は92.1

(b) 地磁気活動の年平均極小値： 推定極大値は104.9

(c) 黒点数の月平均極小値： 推定極大値は94.0

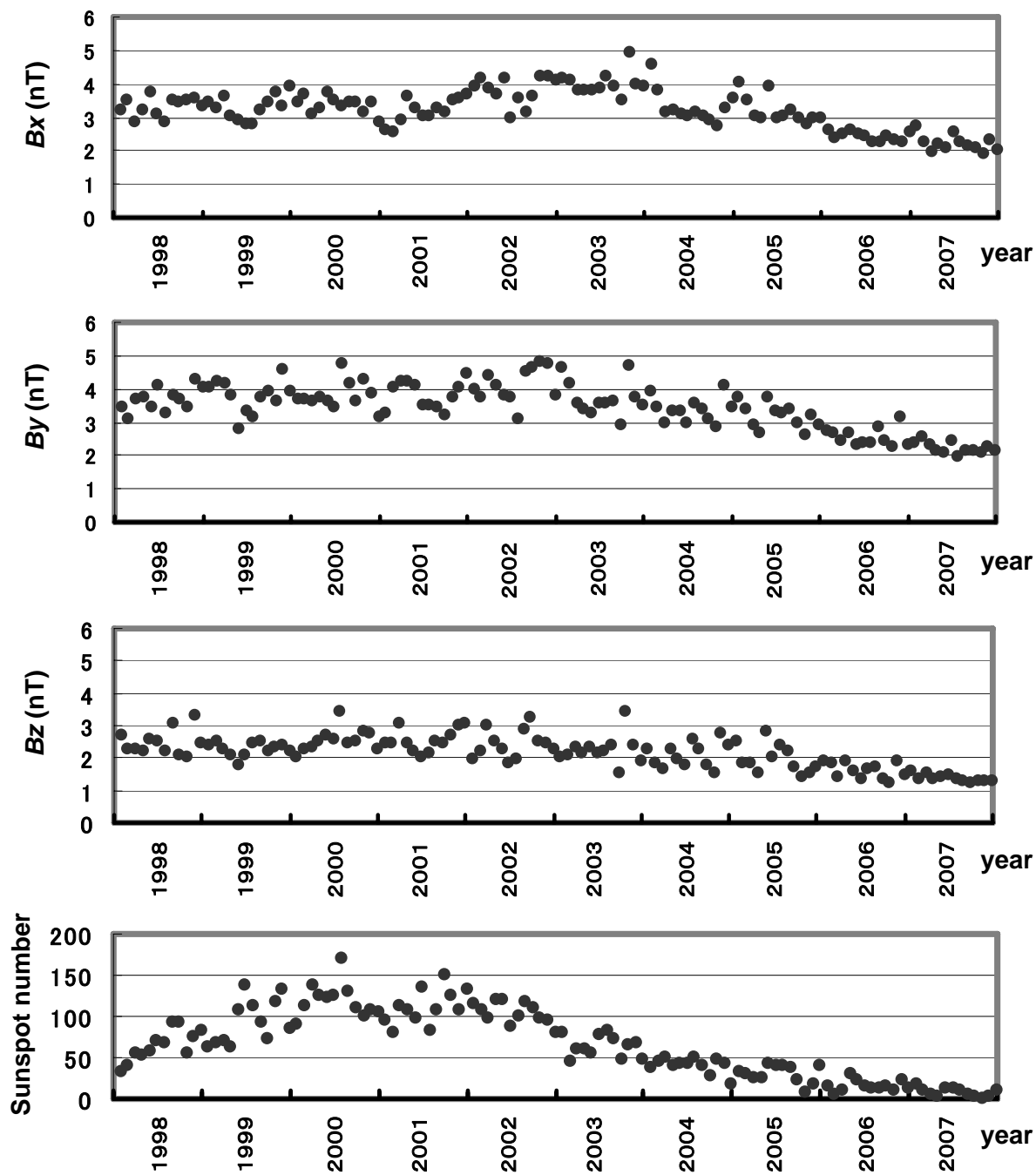


図3-17.

上から順に、1998 - 2007年の10年間におけるGSE座標系での磁場のx、y、z成分の月平均値と太陽黒点数の月平均値の変化。

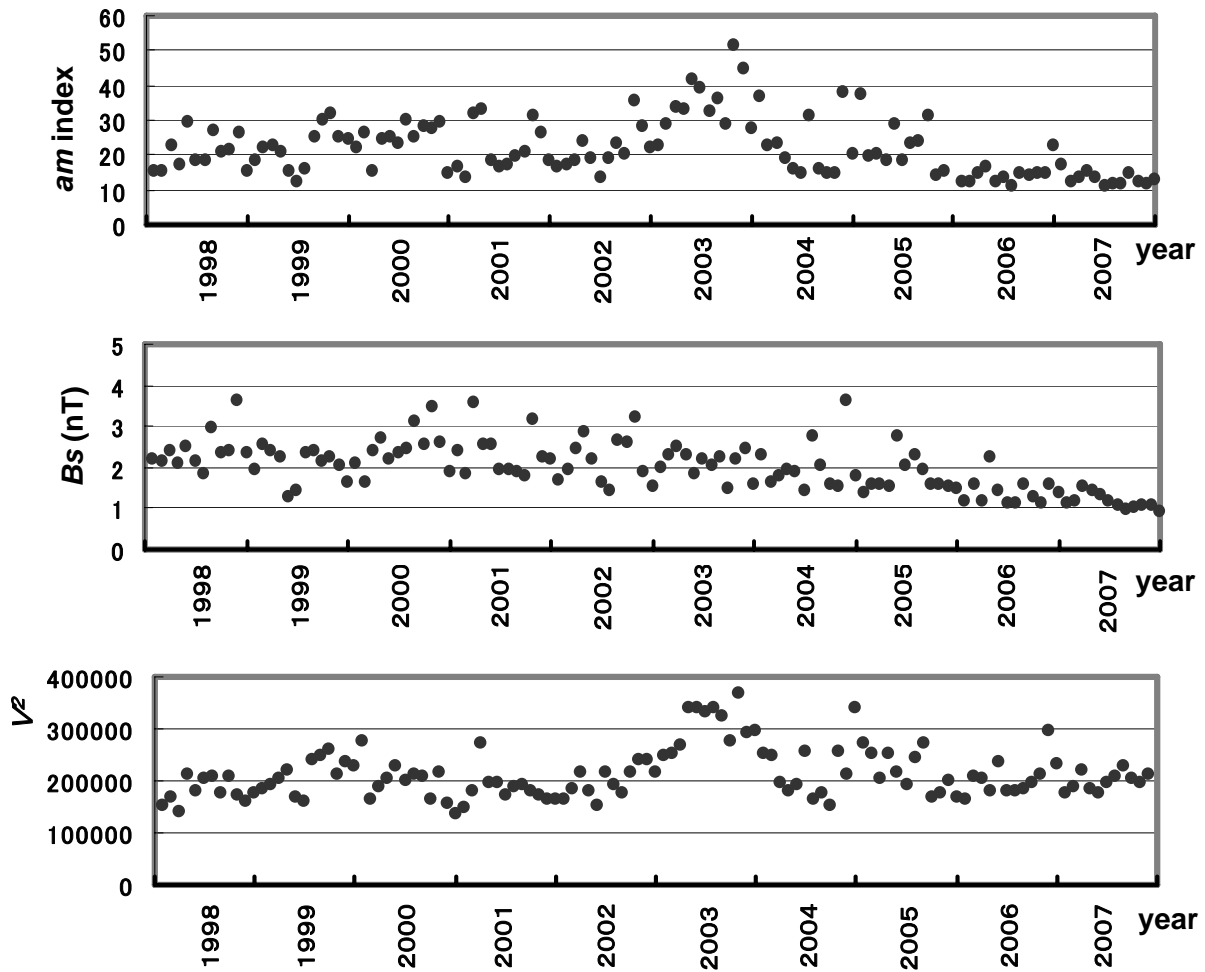


図3-18.

上から順に、1998 - 2007年の10年間の *am index*、GSM座標系での磁場の *Bs*成分(nT)及び太陽風速度の二乗(km²/sec²)の月平均値の変化。地磁気活動が最近落ちているのは太陽風磁場が小さくなっているためであることがわかる。

第4章. 昭和基地の地磁気活動の季節変化と経年変化

4.1. はじめに

本調査の目的は、南半球 aurora 帯に位置する昭和基地の地磁気活動の季節変化と長期変化の特徴を、観測開始以来のデータ（1966-2006年間の K index データ）を使って抽出し、 am index と比較することによって、それらが、全球的な地磁気活動の季節、長期変化とどのように異なるかを明らかにすることである。

4.2. データと解析内容

解析に使用したデータは、南極の昭和基地で計測された 1966 年から 2006 年までの 41 年間の K index である。昭和基地特有の変化を検出するために、対照地点として Hermanus と柿岡を選び、それらの K index データも使った。また、全球的な地磁気活動と比較するにあたっては、同期間の am index を使用した。 K index は対数的なスケールで計測された値であり（湯村, 1951）、その月平均値や年平均値を取り扱う際に考慮が必要なことと、 am index との比較を容易にするために、各点の K index を振幅について線形的なスケールである a index に変換した。ただし、 K index に関する算術処理結果がすべて無意味というわけではない。たとえば、 K index の年平均値と a index の年平均値との間には、各観測点とも良い相関が見られる。それは、 K index の年平均値が、 K index の度数分布の平均値に該当しているためと考えられる。また、 K index の年々の度数分布の変化からも意味のある情報を得ることができる。

K index から a index への変換にあたっては、Hermanus に関しては観測所で定められているものに拠った。柿岡と昭和基地については既存の変換レートが存在しないので、Hermanus と同じとした。柿岡と Hermanus では各 K index の計測に使われているスケールの上限値が一致しているため、柿岡について Hermanus と同じ変換レートを用いるのは自然である。一方、昭和基地では各 K index のスケールの上限値は柿岡の $25/3$ 倍となっているため、同じ変換レートを用いると、地磁気変動の実際の振幅が、昭和基地

に対しては柿岡及び **Hemanus** と比べて 3/25 倍に縮小されて数値化されることになる。しかし、本論で考察しようとしているのは、それぞれの観測点における地磁気擾乱の長期的トレンドを解析し（長期的トレンドは、初期値に対して終端値がどのように変わったか、その比率が問題となる）、それを観測点間で比較することであるので、昭和基地の *K index* から *a index* への変換に、柿岡や **Hermanus** と同じスケールを用いることは本質的な問題とならない。観測点間の実際の振幅比について議論したい場合には、昭和基地の *a index* を 25/3 倍して、他地点の *a index* と比較すればよい。

本章で記述する主な解析内容は以下の通りである。

1. 昭和基地、**Hermanus**、柿岡における *a index* の年平均値の経年変化と、それらの年平均値と *am index* の年平均値の比の経年変化
2. 昭和基地、**Hermanus**、柿岡における *a index* の各月の平均値の経年変化と、それらの月平均値と *am index* の月平均値の比の経年変化
3. 昭和基地、**Hermanus**、柿岡における各時間帯（1日8回観測）での *a index* の年平均値の経年変化と、それらの年平均値と *am index* の各時間帯での年平均値の比の経年変化
4. 昭和基地での *a index* の各月・各時間帯における年平均値の経年変化と、それらの年平均値と *am index* の各月・各時間帯における年平均値の比の経年変化
5. 昭和基地における *K index* の頻度分布の経年変化
6. 昭和基地、**Hermanus**、柿岡における季節・日変化の特徴の比較

4.3. 解析結果

4.3.1. *a index* の年平均値の経年変化

am index と昭和基地、**Hermanus**、柿岡における *a index* の日平均の年平均値の経年変化を図4-1に示す（以下、*a index* の日平均の年平均値を略して *a index* の年平均値と呼ぶことにする。月平均値も同様に日平均の月平均値を表す。ただし、1日8回観測される各時間帯の *a index* の月平均、あるいは年平均と言った場合には、当然のことな

がら日平均はとらずに、それぞれの日の各時間帯の *a index* の月毎、年毎の平均値を言う。なお、年平均値か月平均値のどちらかを言っていることが明らかな場合は単に *a index* と記述することもある)。図 4-1 から、*am index* と 3 つの観測点の *a index* の年平均値の経年変化は概略似ていると言える。例えば、磁気擾乱が 1990 年頃を境にそのトレンドが増大から減少傾向に変わったこと、11 年周期の変動が見られること、2003 年に突出して磁気活動が高かったこと等はすべての観測点で共通している。これらは、磁気擾乱の要因となる太陽風中の磁場や太陽風速度の変動を反映していると考えられる。ここでの主要な関心は、共通の要因（太陽風中の磁場 (IMF) や太陽風速度の変化）によって引き起こされる磁気擾乱の経年変化の特徴を各観測点について調べるとともに、観測点によってその長期的なトレンドに違いが見られるかどうかを明らかにすることである。このため、昭和基地、Hermanus、柿岡の *a index* と、全球的な地磁気活動指数である *am index* の年平均値との比をとって、その比の経年変化を各観測点について比較する。もし、この比に長期的な変化傾向が存在すれば、それは、長期変化の中に太陽風とは関係しない因子が含まれることを示唆する。何故なら、全球的な磁気擾乱指数である *am index* との比をとることによって、太陽風中の速度や IMF の大きさの変動から生じる成分は打ち消されると考えられるからである（同じ太陽風パラメータのときの磁気擾乱の規模は各観測点によって異なるので、文字通りに打ち消されるわけではない。しかし、もし、太陽風パラメータと磁気擾乱の規模との関係が経年的に変わらなければ、各観測点の磁気擾乱の年平均値と *am index* の年平均値の比も経年的に変化しないだろう。打ち消されるというのは、この意味である)。なお、上述のように、太陽風によって引き起こされる磁気擾乱の規模は観測点毎にそれぞれ異なるので、長期間におけるそれぞれの観測点の磁気擾乱の強さの平均値で規格化しておくこと、太陽風パラメータに依存する変動成分がほぼ同じスケールとなって消し合うので、それ以外の変動が見やすくなる。ここでは、1966-2006 年の 41 年間の各観測点における磁気擾乱の平均値でそれぞれ規格化した。このように規格化して経年変化を見たとき、それは図 4-1 に見られる経年変化の様相とまったく変わらず、ただ、縦軸の値が観

測点によらずに共通のスケールになる（すべての観測点に対して 41 年間の平均値は 1 になり、それぞれの観測点の各年の値はその平均値に対する比の値としてプロットされる）。図 4-2 は、このようにして作成した、3 つの観測点の年平均値と *am index* の年平均値の比の経年変化を示したものである。注目されるのは、図 4-2 から、昭和基地の *a index* は、*am index* に相対的に次第に増大してきた様子が見てとれることである。また、Hermanus では 1980 年代の初めまで、*am index* に相対的に減少してきた様子が見られる。これに対して、柿岡では、そうした一方向への長期的な変化傾向は認められない。

なお、図 4-2 では、1980 年と 1982 年に、昭和基地の磁気擾乱が他の地点と異なって著しく小さかった様子が見える。1980 年は、前章でも述べたように、太陽活動の 11 年周期変動の極大期であったにもかかわらず全球的に地磁気活動が異常に静かだったことが知られている（例えば、Cliver and Boriakoff, 1998）。そういう中でも、昭和基地では特別に磁気擾乱が低調だったと言える。

ここで一つ興味深い事実を指摘しておく。それは昭和基地と Hermanus との比をとると、図 4-3 に示すように、約 10 年周期の変動が明瞭に見られることである。同様な変動は図 4-2 でも見られるが、後で述べるように、昭和基地と Hermanus で逆位相の傾向があるため、昭和基地と Hermanus の比をとると、それがよりはっきりと見える。興味深いのは、この周期変動と、太陽黒点数の変動との間に明瞭な負の相関が認められることである。すなわち、両者の変動の位相が 180 度ずれている。*am index* や昭和基地の *a index* の年平均値の経年変化に見られる 11 年変動は太陽黒点数の 11 年変動と同位相ではないことに注意したい（図 4-1 参照）。比をとることによって見えてくる約 10 年周期の変動の位相が、磁気擾乱の強度の変動の位相と一致していないのは、比に表れている変動が太陽風のパラメータの変動によって作り出されているものではないことを示している。一方、黒点数の変化との間に明瞭な逆相関が見られることは、それが太陽活動の変動に伴う紫外線量の変動によって生じる電離層電気伝導度の変化を表していることを示唆すると考えられる。

4.3.2. *a* index の各月の平均値の経年変化

ここでは、*am* index に相対的な、昭和基地、Hermanus、柿岡の各月の *a* index の経年変化を検討する。図4-4は、6月と12月について、*am* index と昭和基地の *a* index、それに *am* index に対する昭和基地の *a* index の比の経年変化を並べて示したものである（比の計算では年平均値についてと同様に、それぞれの通年の月平均値で規格化した）。比の経年変化のグラフには最小二乗回帰直線も載せている。6月と12月を比べると、12月の方が回帰直線の傾きが大きいので、*am* index に相対的な昭和基地の磁気擾乱の増大傾向は、6月より12月の方が顕著であると言える。各月について増大傾向を調べると、南半球の春から夏にかけて大きく、秋から冬にかけて小さくなっていることがわかった。ただし、次節で示すように、増大率は季節によるだけでなく、時間帯にもよっている。なお、年平均値の比の経年変化に見られた、太陽黒点数の変化に逆位相の変動は、12月よりも6月の場合に顕著であることが見てとれる。

同様に、図4-5は、6月と12月について、Hermanus の *a* index の *am* index に対する比の経年変化を示したものである。Hermanus については、1980年頃まで、*am* index に相対的な減少傾向が年平均値について見られることを先に示したが、6月と12月を比べると12月の方が減少率は大きいことがわかる。ただし、両月とも、*am* index に相対的な減少傾向が明瞭に見られるのは1980年頃までであるので、全期間のデータを使って回帰直線を求めるのは問題があるかもしれない。Hermanus の地磁気活動の経年変化については、より詳細な解析が必要である。

柿岡の場合は、昭和基地、Hermanus と異なって、図4-6に示すように、6月についても12月についても、*am* index に対して増大傾向も減少傾向も見られない。また、昭和基地や Hermanus で見られたような黒点数変化に同期した変動も見られない。柿岡の地磁気活動の長期変動は、全球的な磁気擾乱の長期変動とおおよそ一致していると言える。

4.3.3. *a index* の各時間帯の平均値の経年変化

中緯度の地磁気活動には第2章で議論したように、春と秋に高く、夏と冬に低いという半年周変化が存在するが、高緯度においては1日の中で夜間に擾乱が強く、昼間は弱い傾向がある。図4-7は、*am index* と昭和基地の *a index*、それと前者に対する後者の比について、昼の時間帯 (UT で 9-12 時) と夜の時間帯 (UT で 21-24 時) の経年変化を比較して見たものである。*am index* については、日変化よりも半年周変化の方が変動振幅は大きい、昭和基地では、図4-7に見るように、夜の時間帯の磁気擾乱が昼の時間帯の磁気擾乱に比べて著しく大きく (縦軸のスケールが違っていることに注意)、1日の間で擾乱の強度は大きく変化する。ただし、41年間の平均値でそれぞれ規格化して *am index* との比の経年変化を見ると、その相対比の増大率は昼の時間帯の方が大きいことがわかる。

昭和基地の *a index* の *am index* に対する経年的な増大率を各季節及び時間帯について求め、それらをまとめて図示すると図4-8のようになる。これから、増大率は春から夏にかけての昼の時間帯で大きいことがわかる。ただし、地磁気活動が相対的に高い夜の時間帯では、季節による増大率の差は明瞭ではない。図4-7に戻って、もう一つ興味深い事実は、夜の時間帯での比の経年変化に、11年周期の太陽活動変化に同期した変化が、特に1980年以降、かなりはっきりと見えていることである。この変化は黒点数の変化とちょうど逆位相となっていて、地磁気活動それ自体の11年周期変化とは位相が合っていない。増大率が大きな昼の時間帯の比には、このような変化は見られない。

Hermanus について、同様に、昼と夜の時間帯での *am index* に相対的な比の経年的な変化を見たのが図4-9である。*Hermanus* の場合には、昭和基地とは逆に、昼の時間帯で減少傾向が顕著である。夜の時間帯については、昭和基地と同じように、比の経年的な変化ははっきりしない。むしろ、ほとんど見えない。面白いのは、11年周期の太陽黒点数の変化と同位相の変化が、昼の時間帯の比に明瞭に認められることである。

一方、柿岡については、図4-10に示すように、昼の時間帯も夜の時間帯も、*am*

index に対して、増大傾向も減少傾向も見られない。柿岡は UT にたいして 9 時間ずれているので（昭和基地と Hermanus は UT と約 1 時間の差）、UT で深夜の時間帯は柿岡で朝の時間帯となる。図 4-10 には図 4-7、図 4-9 と同様、UT で 9-12 時と 21-24 時における *am index* に対する比の変化を示す。これらの時間帯は柿岡の LT では 18-21 時と 6-9 時に相当する。

4.3.4. 各 *K index* の観測頻度の年々変動

前節で昭和基地では *am index* に相対的に地磁気活動が増大傾向にあること、その傾向は昼の時間帯で顕著に見られることを示した。4.2 節で既述したように *a index* の年平均値は *K index* の年平均値とよく相関するから、これは *K index* の年平均値が次第に大きくなってきていることを意味する。それを実際に確かめる目的で、図 4-11 は、*K index* = 0 の回数が、経年的にどのように変化してきたかを見たものである。これから、1990 年頃まで、その観測回数は顕著に減っていることがわかる。特に図の系列 4 から 6 の昼間の時間帯（系列 4、5、6 は、それぞれ、UT で 9 時から 12 時、12 時から 15 時、15 時から 18 時を示す）で減り方が目立つ。なお、1990 年以降は数の減少が見えないが、これは地磁気活動が低下してきているという背景の中で考える必要がある。図 4-1 で見たように、地磁気活動は、どの観測点で見ても 1990 年代以降、それ以前と逆に低下の傾向が見られる。それにもかかわらず、1990 年代以降、昭和基地で *K index* = 0 の回数が増えていないということは、昭和基地での地磁気活動が *am index* に相対的に増大しているという、これまで述べてきたことに対応していると考えられる。なお、1990 年以降、*K index* = 1 の回数には、やや増加傾向が見える。地磁気活動が全般的に増大傾向にあった 1990 年以前についても、*K index* が 6、7 の激しい擾乱が観測された回数が特に増えていた様子は見えないので、昭和基地における *a index* の年平均値の *am index* に対する比の経年的な増大は、昭和基地において *K index* = 0 の観測回数が減ったことが主として効いていると考えられる。

4.3.5. 季節変化

図4-12は1966年から2006年までの *am index* データを使って、各月、各時間帯での41年間の平均値を求め、それを基に描いた *am index* の季節・日変化図である。図4-13、14、15に、昭和基地、Hermanus、柿岡における同期間の *a index* データを用いて作った季節・日変化図を示す。なお、柿岡の図を描くにあたっては、時間を9時間ずらし（縦軸をUTでなく日本時間とし）季節を反転している。4枚の季節・日変化図を比べると、6-7月の昼の時間帯で最も小さくなり、春と秋の夜の時間帯で最も大きくなる傾向があることは似ている。しかし、昭和基地での季節・日変化は、*am index* や他の観測点での季節・日変化と比べて、一見して異なる印象を受ける。それは、昼の時間帯における季節変化が明瞭でないことである。そして、地磁気活動が最も高くなる季節が昼の時間帯では春分と秋分の頃でなく、南半球の初夏や晩夏の方に移動する傾向が見られる。これは、*AE index* について見られた季節変化の特徴と恐らく原因は共通していて、夏の日射による電離層電気伝導度の増大が影響を与えていると推定される。

4.4. まとめと補遺

昭和基地、Hermanus、柿岡の磁気擾乱の長期的変化を、*K index* から変動振幅に線形的なスケールの *a index* に変換し、その *a index* と *am index* と比較することによって、昭和基地における磁気擾乱が *am index* に相対的に経年的に増大してきていることを明らかにした。Hermanus では1980年代初めまで、相対的に小さくなった様子が見える。一方、柿岡については、そうした変化は見られない。季節や時間帯で分けて見ると、昭和基地での磁気擾乱の相対的な増大傾向は、南半球の初夏の昼の時間帯で最も顕著である。また、Hermanus での低下傾向は夏の昼の時間帯でもっとも大きい。

ここで、昭和基地での磁気擾乱の *am index* に相対的な増大傾向が何を意味するかについて、若干考えて見る。*am index* との比をとることによって数年から10年の周期の変動成分が小さくなっているのは（図4-1と図4-2を比較参照）、相対比では太陽

風の速度や IMF の変動の影響が、第ゼロ的に除かれていると見て良いことを示している。相対比に残る 11 年周期変動が、地磁気擾乱の 11 年周期変動の位相とは合わずに太陽黒点数の変動の位相とむしろ合うことも、相対的な増大傾向の原因が太陽風にはないことを示唆する。昭和基地の地磁気活動の *am index* に相対的な増大の原因を探る上で考慮する必要があるのは、昭和基地での地球磁場が減少してきていることである。これによって、オーロラ・オーバルの強さや、それと昭和基地の位置関係が変わってきたという可能性がある。しかし、磁場強度の減少は電離層にかかるポテンシャル場をむしろ小さくする方向に働くと考えられることや、相対比の見かけの増大率が季節によって異なること、オーロラ活動の盛んな夜間でなく昼間の時間帯で増大率が大きい等の特徴、更に、昭和基地での地球磁場の減少は次第に鈍化してきているのに、増大傾向はむしろ近年の方が明瞭であることは、その増大の原因が、昭和基地における地球磁場の減少にあるのではないことを示していると考えられる。

一方、相対比の増大傾向に重なって見えている約 11 年周期の変動が太陽黒点数の変化と相関を持つことは、相対比の増大傾向そのものも電離層の状況を反映していることを示唆する。昭和基地での地磁気擾乱の昼間の時間帯における季節変化が日射の影響を強く受けていると見られることや、その昼間の時間帯で増大傾向が顕著なことも、*am index* に相対的な昭和基地での *a index* の増大に、電離層の電気伝導度の変化が関与している可能性を示す。近年においてオーロラ帯での電離層の経年的な変化をもたらすものとして想定されるのは、温室効果気体の増加による極域の成層圏や中間圏の冷却である (Roble and Dickinson, 1989; Keating et al., 2000)。極域成層圏における 1980 年代以降の顕著なオゾンの減少に、フロンガスの影響だけでなく、成層圏の冷却も関与しているという研究が、最近、いくつか報告されている (Shinnhuber et al., 2000; Rex et al., 2004)。電離層の高度や、E 層、D 層の電子密度、大気密度が変化するというシミュレーション (Rishbeth, 1990; Rishbeth and Roble, 1992) や、観測によってそれを確かめようとする研究も活発に行われている (Bremer, 1992; 1998; Emmert et al., 2004; Ulich, and Turunen, 1997)。しかし、今のところまだ、中間圏での大気密度や電離度、D 層や E

層の高度や電子密度、電気伝導度等にどのような変化が生じているかについては、観測的にも理論的にも明確な結論が得られていないようである (Rodger and Jarvis, 2000; Ramaswamy, 2001; Beig, G. et al., 2003; Bremer, 2004; Lastovicka and Bremer, 2004)。本研究で明らかにした昭和基地での磁気擾乱の相対的な増大、あるいは相対比に見られる太陽黒点数との相関は、この重要な問題を考究する上で一つの手がかりを与える可能性があると期待される。

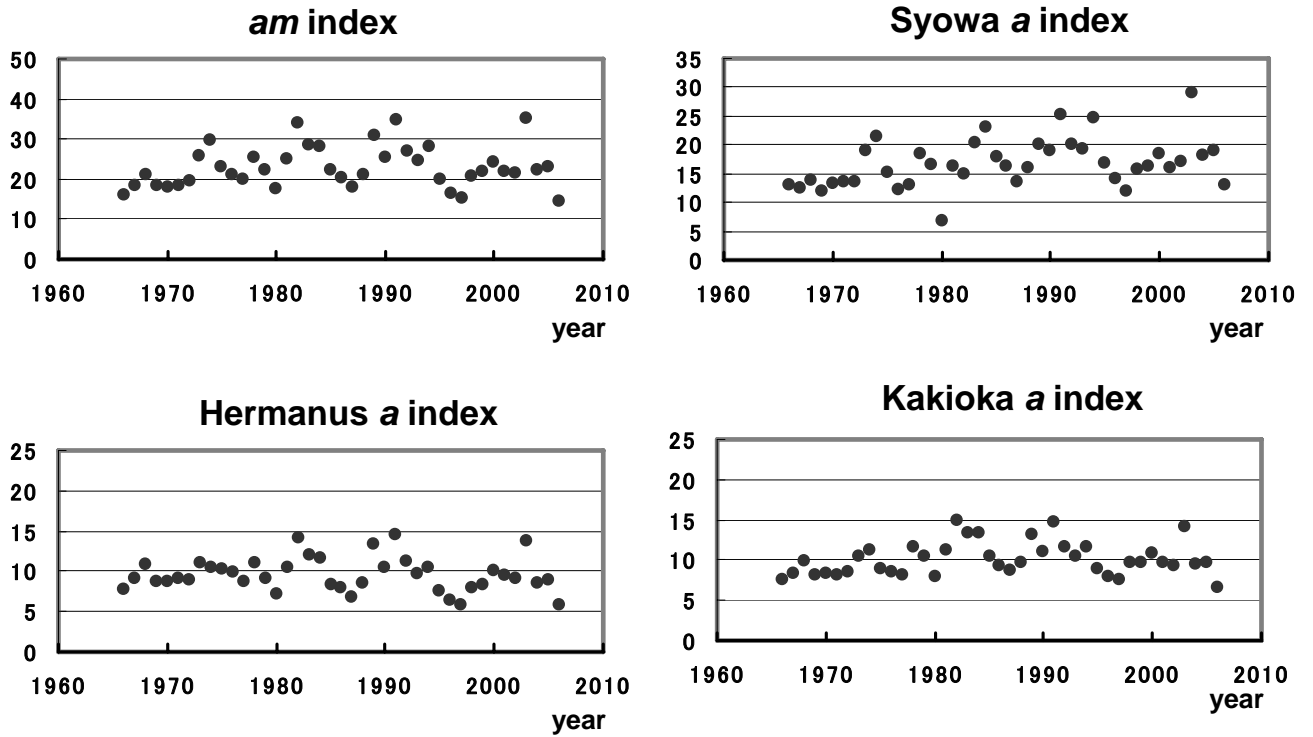


図4-1.

am index と、昭和基地、Hermanus、柿岡における *a index* の年平均値の経年変化。1990年頃までの増大とそれ以後の低下傾向、太陽活動の11年周期変化に伴う変動等、*am index* と3観測点における *a index* の年平均値の経年変化はおおよそ似ている。特に、柿岡と Hermanus における変動は、数値も含め良く似ている。

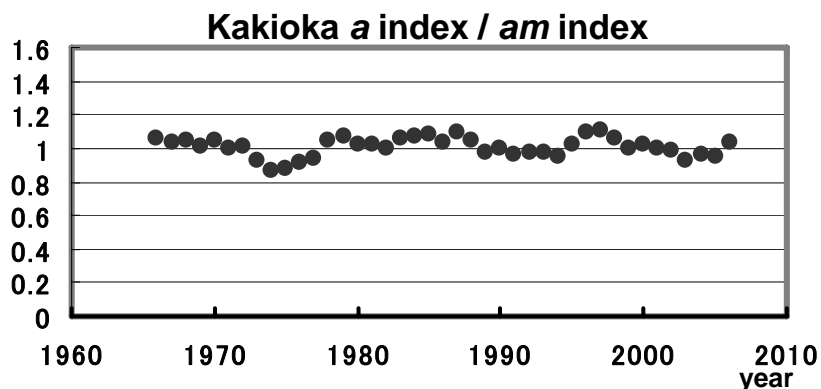
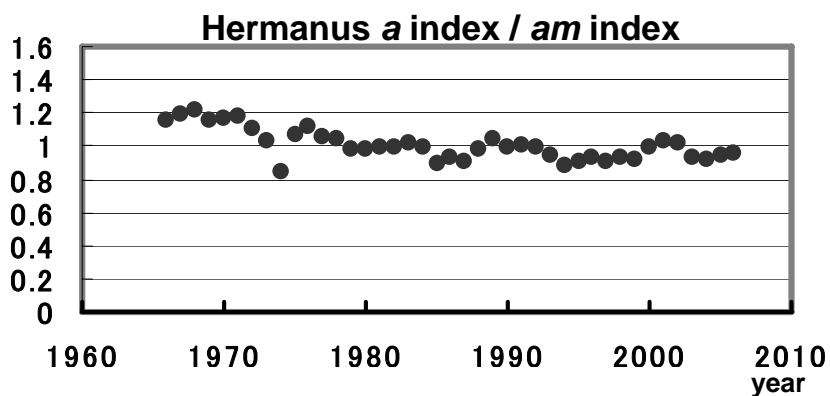
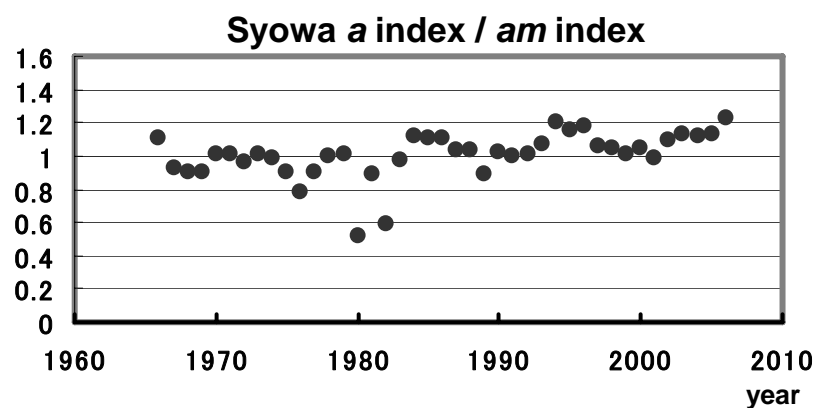


図4-2.
上から順に、昭和基地、Hermanus、柿岡における a index と am index の年平均値の比の経年変化。昭和基地では増大傾向が、またHermanusでは1980年頃まで比が小さくなってきた様子が見える。

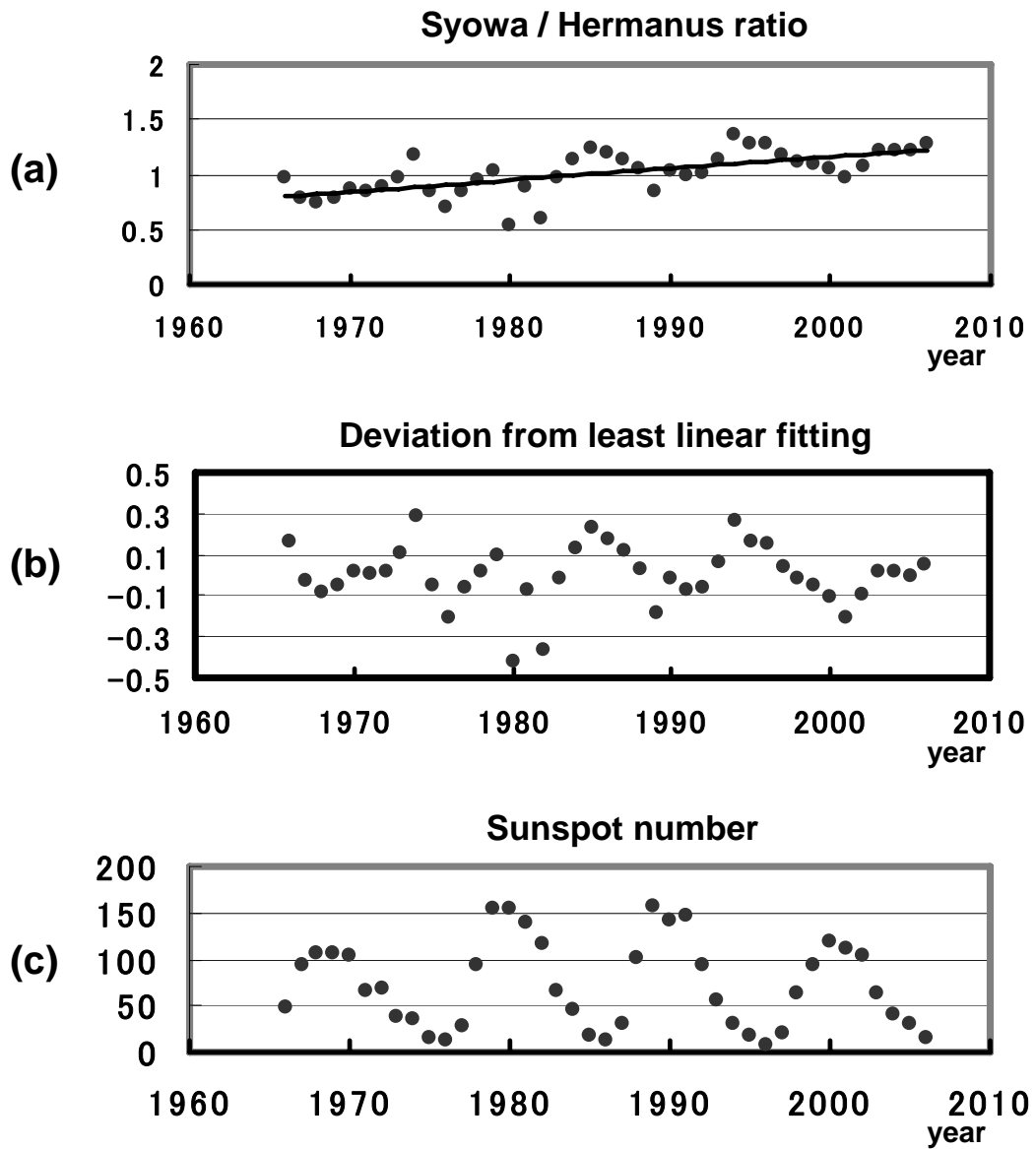


図4-3.

- (a) 昭和基地とHermanusの a index の年平均値の比の経年変化と最小二乗回帰直線。
- (b) 昭和基地とHermanusの a index の年平均値の比の最小二乗回帰直線からの偏差。
- (c) 太陽黒点数の年平均値の変化。

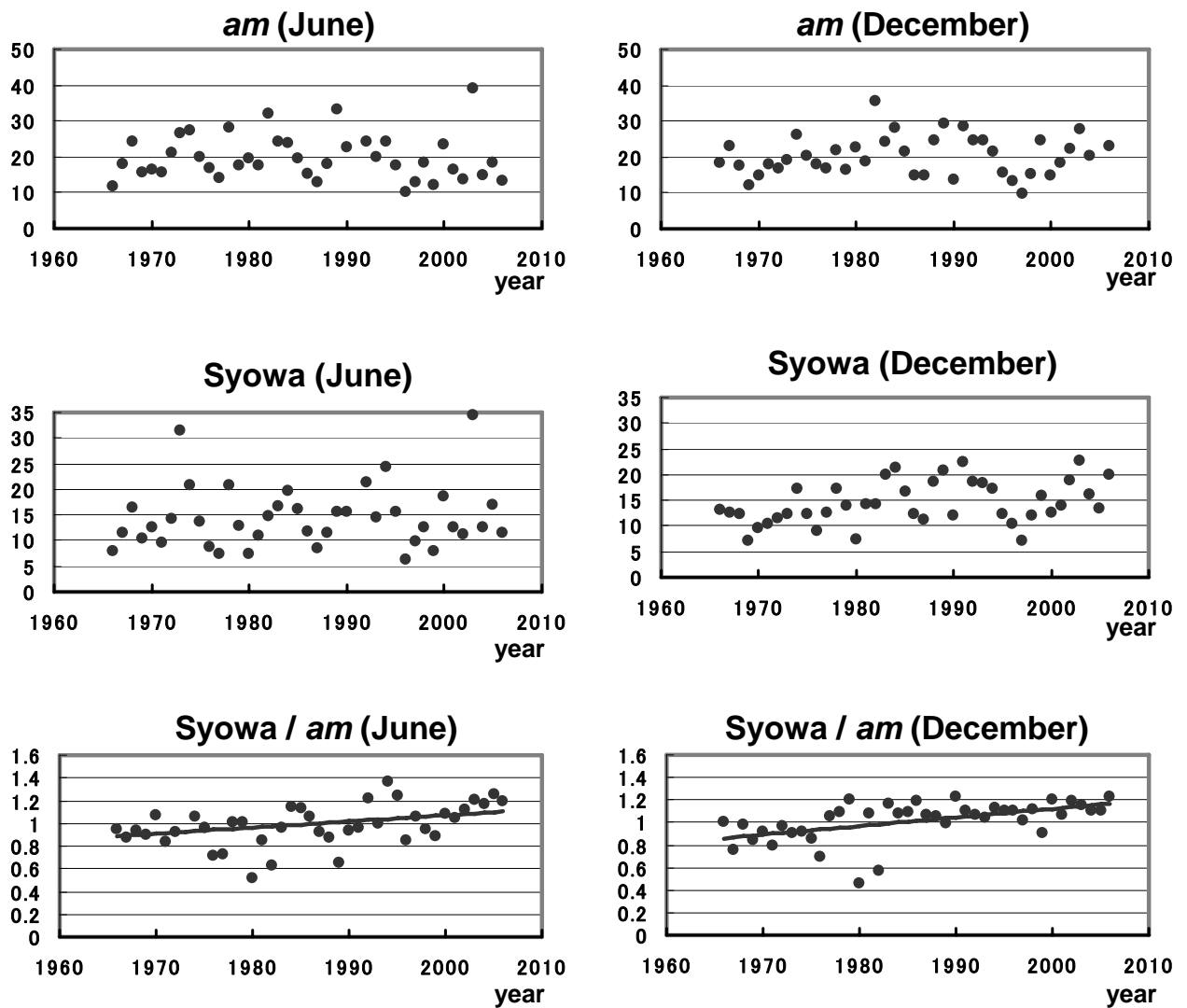


図4-4.

(上) *am* index の経年変化、(中)昭和基地の *a* index の経年変化、
 (下)昭和基地の *a* index の *am* index に対する比の経年変化。
 左は6月、右は12月の場合。相対比の増大率は6月より12月の方が大きい。

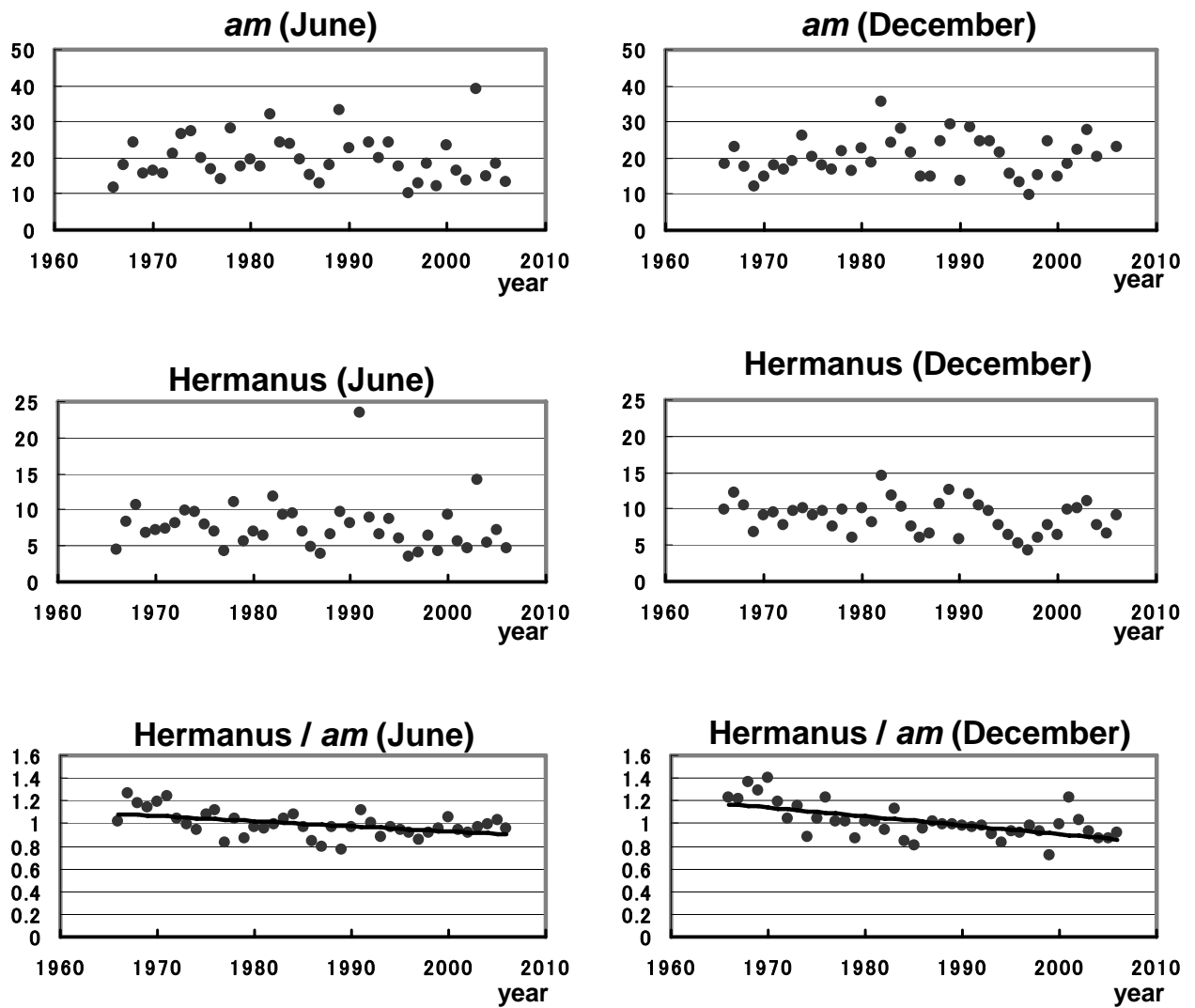


図4-5.
 (上) *am* index の経年変化、(中) Hermanus の *a* index の経年変化、
 (下) Hermanus の *a* index の *am* index に対する比の経年変化。
 左は6月、右は12月の場合。相対比の減少率は6月より12月の方が大きい。

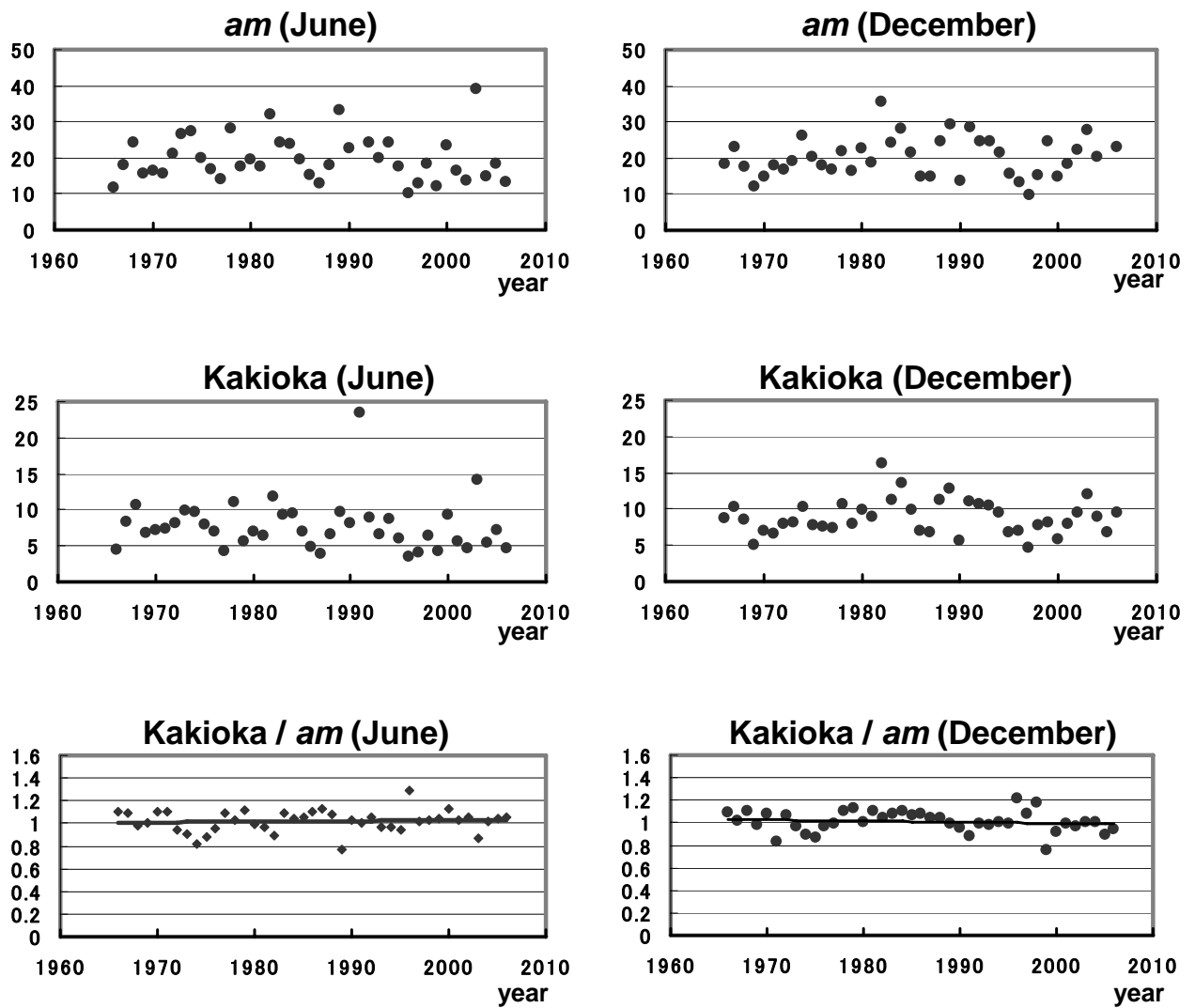


図4-6.
 (上) *am* index の経年変化、(中) 柿岡の *a* index の経年変化、
 (下) 柿岡の *a* index の *am* index に対する比の経年変化。
 左は6月、右は12月の場合。相対比はどちらの月も経年的に
 ほとんど変化していない。

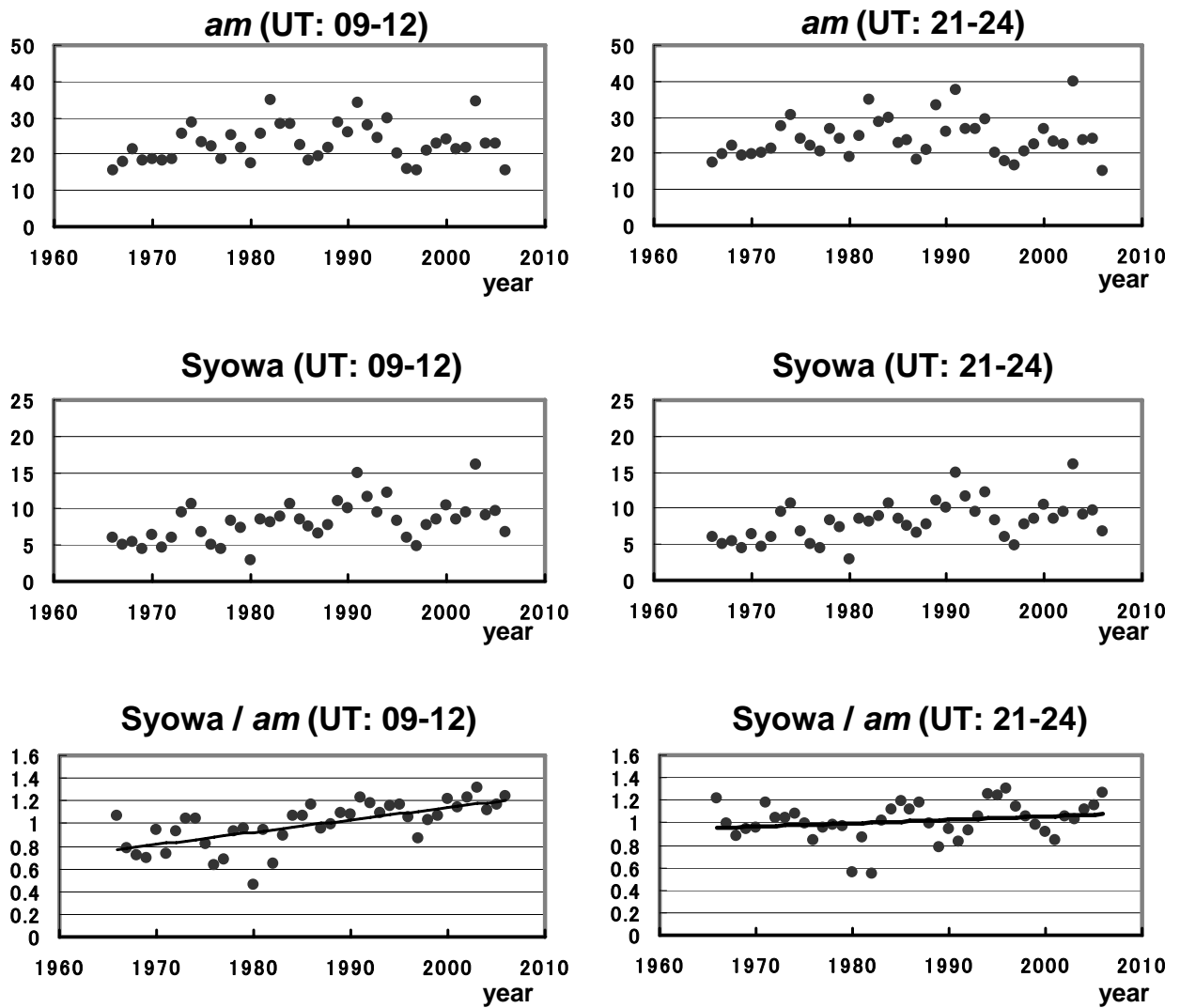


図4-7.
 UT: 09-12 (左)と UT: 21-24 (右) について見た *am* index の経年変化 (上)、
 昭和基地の *a* index の経年変化 (中)、昭和基地の *a* index の *am* index に
 対する比の経年変化 (下)。相対比の増大率は夜 (UT: 21-24) よりも昼の
 時間帯 (UT: 09-12) で大きい。

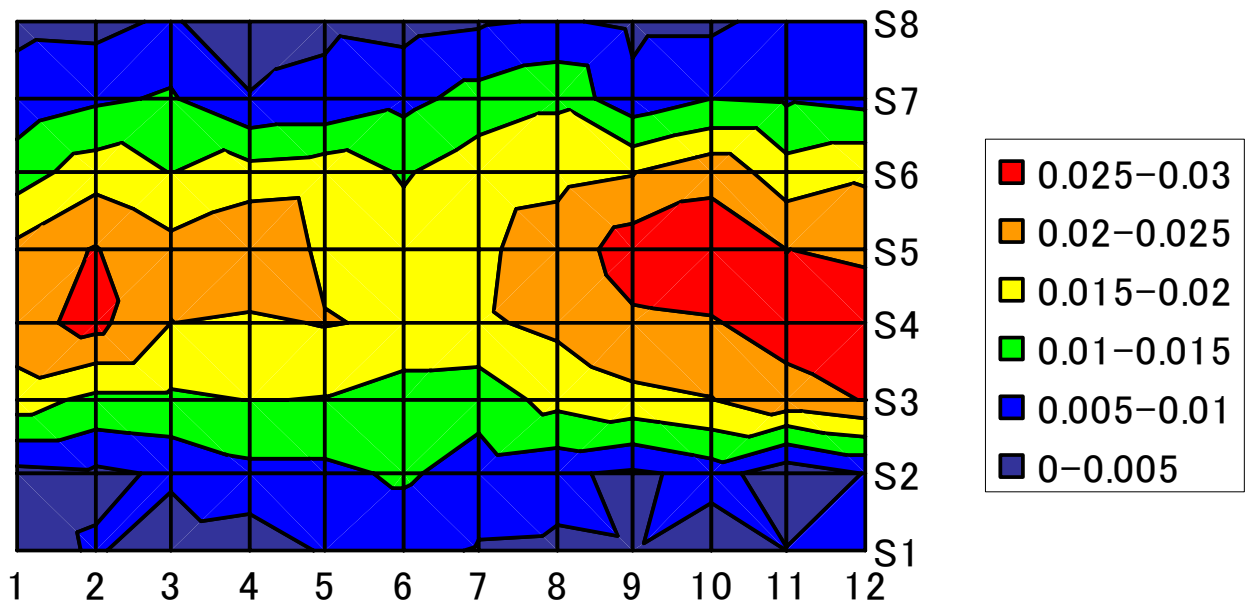


図4-8.
am index に対する昭和基地の *a* index の経年的な増大率の季節・日変化。
 横軸は1~12月、縦軸は0~24時 (S1からS8の1日8回の観測データ)。
 昼間の時間帯の南半球の夏の季節で増大率は大きい。

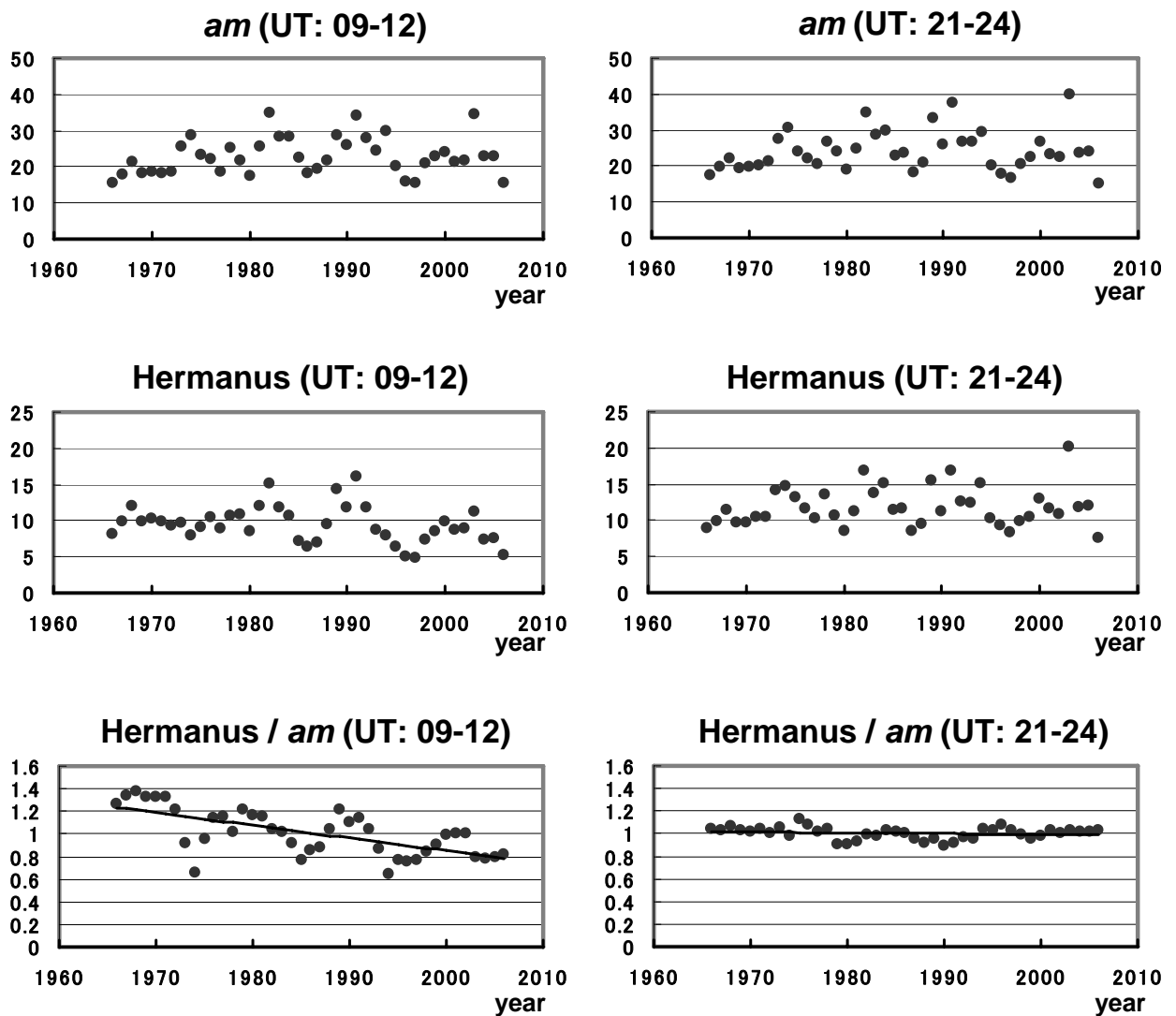


図4-9.

UT: 09-12 (左)と UT: 21-24 (右) について見た *am* index の経年変化 (上)、Hermanus の *a* index の経年変化 (中)、Hermanus の *a* index の *am* index に対する比の経年変化 (下)。相対比の減少率は昼の時間帯 (UT: 09-12) で大きく、夜 (UT: 21-24) ではほとんど見えない。

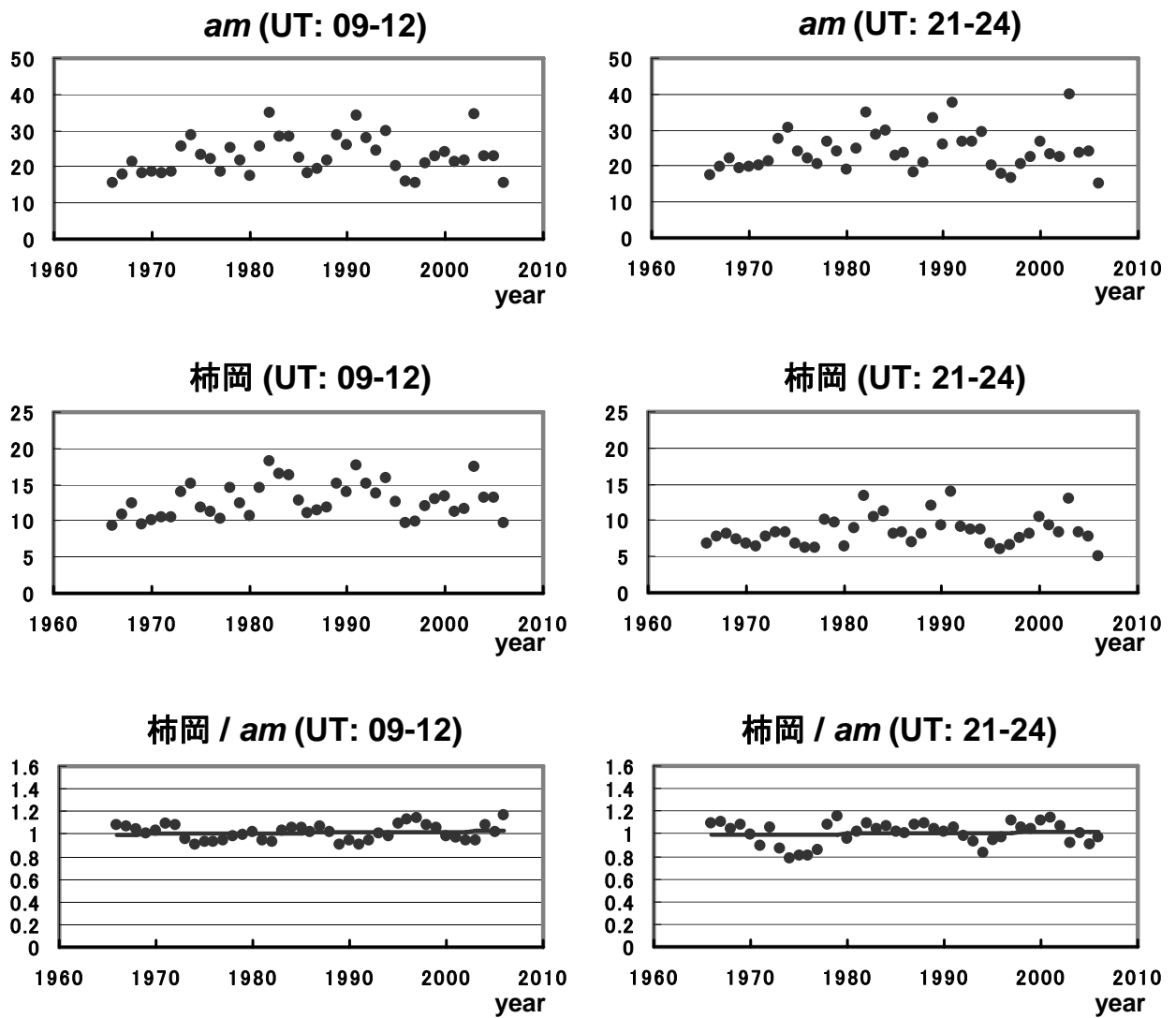


図4-10.

UT: 09-12 (左)とUT: 21-24 (右) について見た *am* index の経年変化 (上)、柿岡の *a* index の経年変化 (中)、柿岡の *a* index の *am* index に対する比の経年変化 (下)。相対比は昼も夜も、ほとんど経年的な変化が見られない。

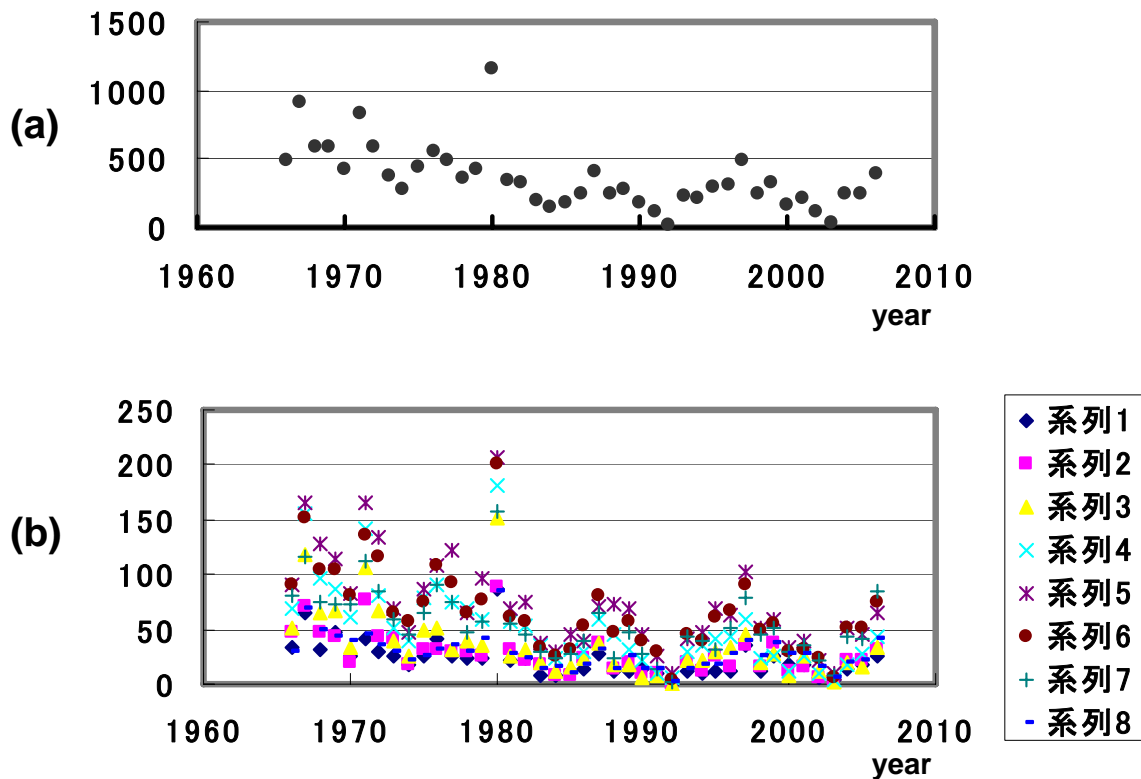


図4-11.

- (a) 昭和基地における $K \text{ index} = 0$ の観測回数の経年変化。
- (b) 各時間帯について見た昭和基地における $K \text{ index} = 0$ の観測回数の経年変化。系列1~8はそれぞれUTで0~3、3~6、6~9、9~12、12~15、15~18、18~21、21~24時の時間帯の観測回数を表す。系列4から6の昼の時間帯で減少が著しい。なお、地磁気活動が異常に低かった1980年は $K \text{ index} = 0$ の回数が突出して多かったことがわかる。

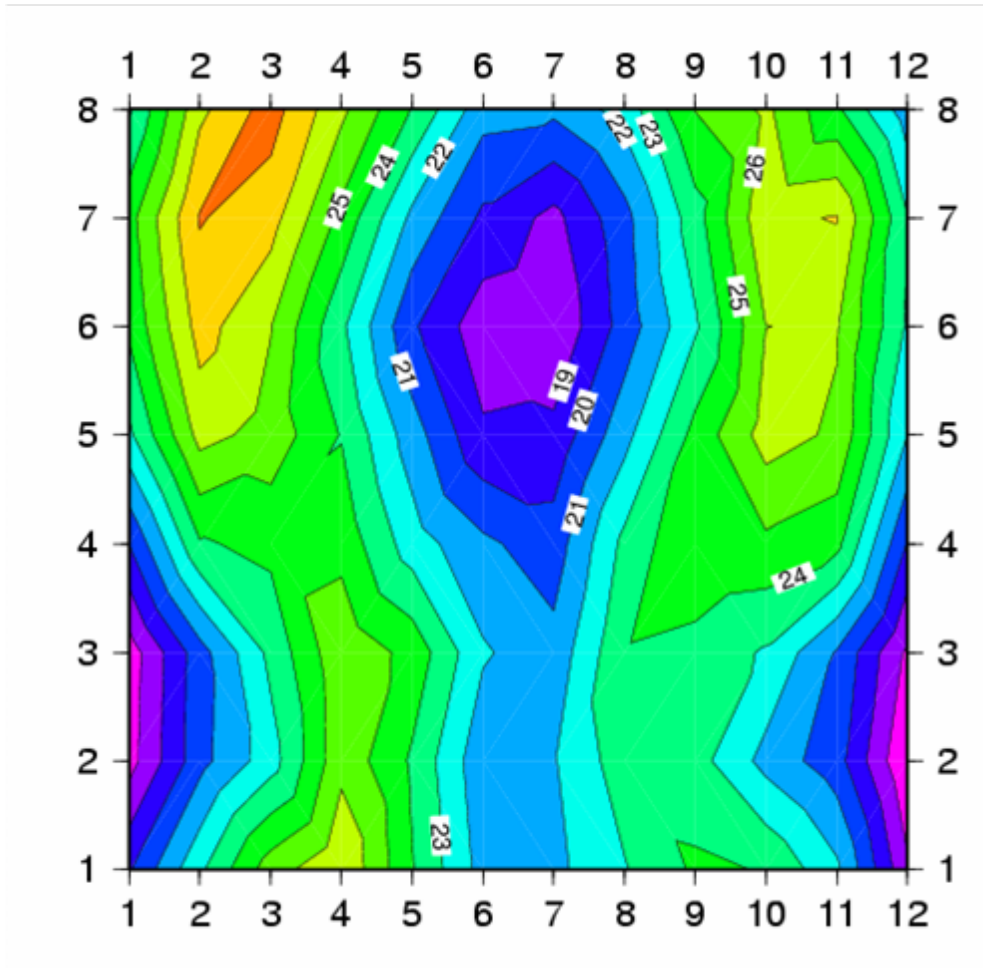


図4-12.
am index の季節・日変化。横軸は1~12月、
 縦軸は0~24時（1日8回のデータ）。

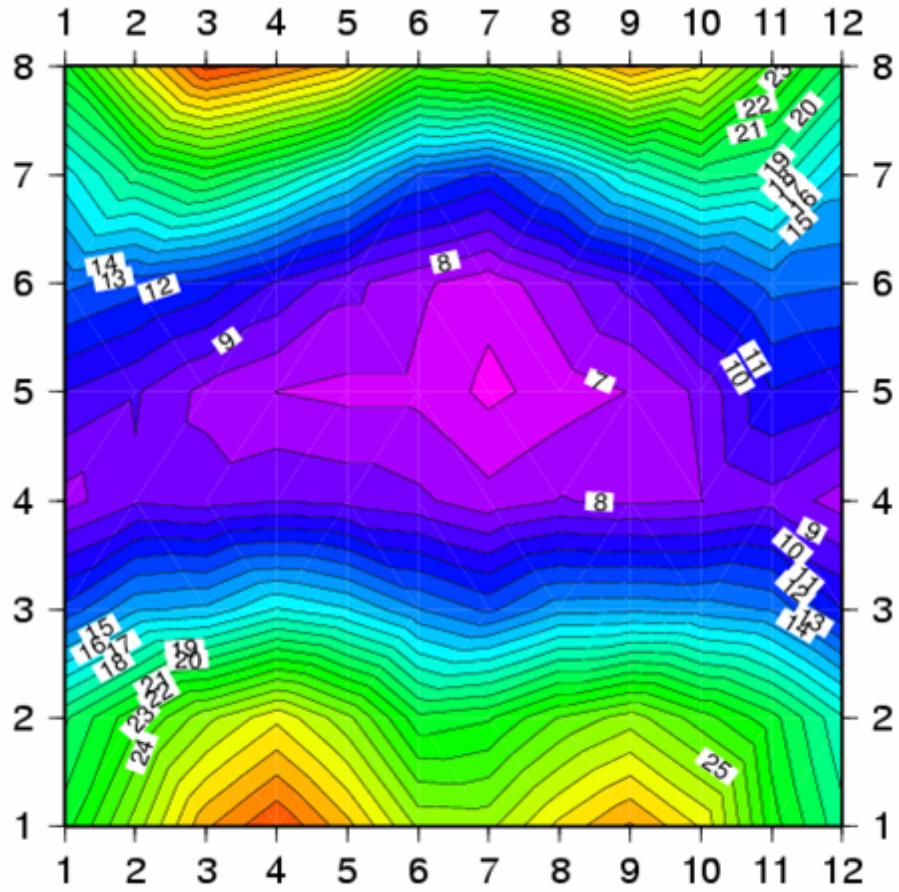


図4-13.
昭和基地 a index の季節・日変化。横軸は1~12月、
縦軸は0~24時（1日8回のデータ）。

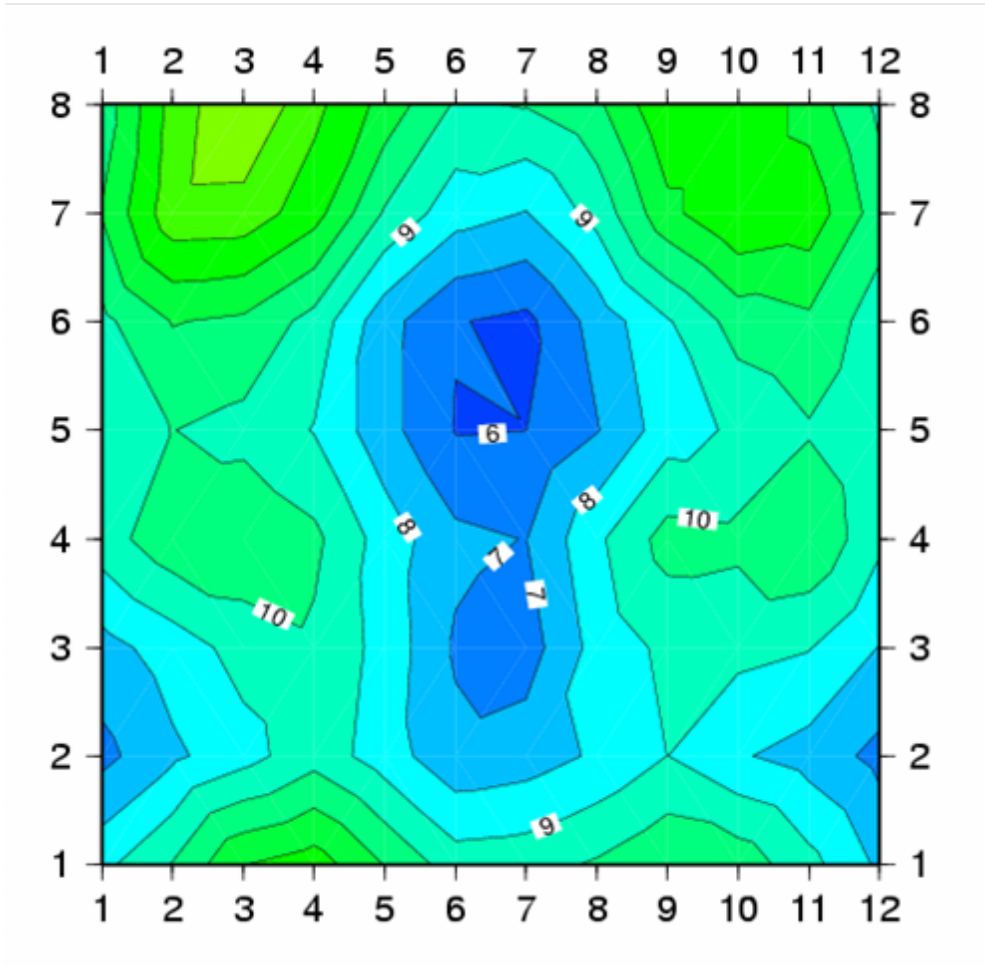


図4-14.
Hermanus の a index の季節・日変化。横軸は1～12月、
縦軸は0～24時（1日8回のデータ）。

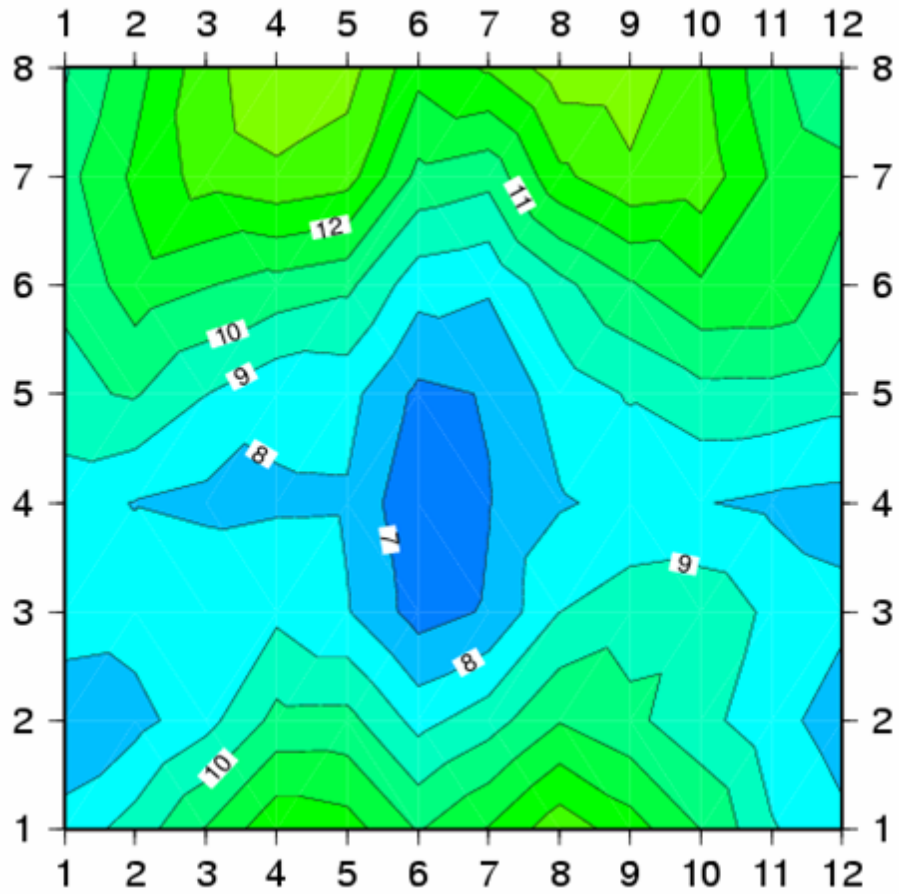


図4-15.
 柿岡の a index の季節・日変化。横軸は1~12月、
 縦軸は0~24時(1日8回のデータ)。季節を反転し、
 9時間ずらして日本時間でプロットしている。

参考文献

- 赤祖父俊一, 正しく知る地球温暖化 誤った地球温暖化論, 誠文堂新光社, pp183, 2008.
- Baliunas, S. and W. Soon, Are variation in the length of the activity cycle related to changes in brightness in solar-type stars?, *Astrophys. J.*, **450**, 896-901, 1995.
- Bartels, J., Terrestrial-magnetic activity and its relation to solar phenomena, *Terr. Mag. Atmos. Electr.*, **37**, 1, 1932.
- Beig, G., P. Keckhut, R. P. Lowe, R. G. Roble, M. G. Mlynczek, J. Scheer, V. I. Fomichev, D. Offermann, W. J. R. French, M. G. Shepherd, A. I. Semenov, E. E. Remsberg, G. Y. She, F. J. Leuben, J. Bremer, B. R. Clemesha, J. Slegman, F. Sigernes, and S. Fadnavis, Review of mesospheric temperature trends, *Rev. Geophys.*, **41**, doi:10.1029/2002RG000121, 2003.
- Berthelier, A., Influence of the polarity of the interplanetary magnetic field on the annual and diurnal variations of magnetic activity, *J. Geophys. Res.*, **81**, 4546-4551, 1976.
- Berthelier, A., Comments on “The universal time variation of magnetic activity,” *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 307-308, 1990.
- Boller, B. R. and H. Stolov, Kelvin-Helmholtz instability and the semiannual variation of geomagnetic activity, *J. Geophys. Res.*, **75**, 6073-6084, 1975.
- Bremer, J., Ionospheric trends in mid-latitudes as a possible indicator of the atmospheric greenhouse effect, *J. Atmos. Terr. Phys.*, **54**, 1505-1511, 1992.
- Bremer, J., Trends in the ionospheric E and F regions over Europe, *Ann. Geophys.*, **16**, 986-996, 1998.
- Bremer, J., Investigations of long-term trends in the ionosphere with world-wide ionosonde observations, *Ann. Geophys.*, **19**, 761-772, 2004.
- Cane, H. V., G. Wibberenz, I. G. Richardson and T. T. von Roseninge, Cosmic ray modulation and the solar magnetic field, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 565-568, 1999.

- Cliver, E. W., and V. Boriakoff, 1998, Solar variability and climate change: Geomagnetic aa index and global surface temperature, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1035-1038.
- Cliver, E. W., Y. Kamide, and A. G. Ling, Mountains versus valleys: Semiannual variation of geomagnetic activity, *J. Geophys. Res.*, **105**, 2413-2424, 2000.
- Cliver, E. W., Y. Kamide, A. G. Ling, and N. Yokoyama, Semiannual variation of the geomagnetic *Dst* index: Evidence for a dominant nonstorm component, *J. Geophys. Res.*, **106**, 21297-21304, 2001.
- Cliver, E. W., L. Svalgaard, and A. G. Ling, Origins of the semiannual variation of geomagnetic activity in 1954 and 1996, *Annales Geophysicae*, **22**, 93-100, 2004.
- Cortie, A. L., Sunspots and terrestrial magnetic phenomena, 1898-1911, *Mon. Notic. R. Astron. Soc.*, **73**, 52-60, 1912.
- Crooker, N. U., J. Feynman, J. T. Gosling, On the high correlation between long-term averages of solar wind speed and geomagnetic activity, *J. Geophys. Res.*, **82**, 1933- 1937, 1977.
- Crooker, N. U. and G. L. Siscoe, On the limits of energy transfer through dayside merging, *J. Geophys. Res.*, **91**, 13393-13397, 1986.
- Dikpati, M., G. de Toma, and P. A. Gilman, Predicting the strength of solar cycle 24 using a flux-transport dynamo-based tool, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, L05102, doi:10.1029/2005GL025221, 2006.
- Dikpati, M., G. de Toma, P. A. Gilman, C. N. Arge, and O. R. White, Diagnostics of polar field reversal in solar cycle 23 using a flux-transport dynamo model, *Astrophys. J.*, **601**, 1136-1151, 2004.
- Dungey, J. W., 1961, Interplanetary magnetic field and the auroral zones, *Phys. Rev. Lett.*, **6**, 47-48.
- Eddy, J. A., The Maunder Minimum, *Science*, **192**, 1189-1202, 1976.
- Emmert, J. T., J. M. Picone, J. L. Lean and S. H. Knowles, Global changes in the thermosphere: Compelling evidence of a secular decrease in density, *J. Geophys. Res.*, **109**, A02301,

- doi:10.1029/2003JA010176, 2004.
- Feynman, J., Implications of solar cycles 19 and 20, *Geophys. Res. Lett.*, **7**, 971-973, 1980.
- Fujita, R., Statistical analysis on the relationship between solar and geomagnetic activities and the Arctic Oscillation, *J. Meteorol. Soc. Japan*, **85**, 1-10, 2007.
- Friis-Christensen, E. and K. Lassen, Length of the solar cycle: an indicator of solar activity closely associated with climate, *Science*, **254**, 698-700, 1991.
- Hathaway, D. H. and R. M. Wilson, Geomagnetic activity indicates large amplitude for sunspot cycle 24, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L18101, doi:10.1029/2006GL027053, 2006.
- Hathaway, D. H., R. M. Wilson, and E. J. Reichmann, Group sunspot numbers: Sunspot cycle characteristics, *Solar Phys.*, **211**, 357-370, 2002.
- Jarvis, M., Observed tidal variation in the lower thermosphere through the 20th century and the possible implication of ozone depletion, *J. Geophys. Res.*, **110**, A04303, doi:10.1029/2004JA010921, 2005.
- Kane, R. P., A preliminary estimate of the size of the coming solar cycle 24, based on Ohl's precursor method, *Solar Phys.*, **243**, 205-217, 2007.
- Keating, G. M., R. H. Tolson and M. S. Bradford, 2000, Evidence of long term global decline in the Earth's thermospheric densities apparently related to anthropogenic effects, *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 1523-1526.
- Lastovicka, J. and J. Bremer, An overview of long-term trends in the lower ionosphere below 120km, *Surv. In Geophys.*, **25**, 69-99, 2004.
- Lean, J., J. Beer, R. Bradley, Reconstruction of solar irradiance since 1610: Implications for climate change, *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 3195-3198, 1995.
- Lean, J. and D. Rind, 1998, Climate forcing by changing solar radiation, *J. Climate*, **11**, 3069-3094.
- Lockwood, M., R. Stamper and M. N. Wild, A doubling of the Sun's coronal magnetic field during the past 100 years, *Nature*, **399**, 437-439, 1999.

- Maezawa, K., Statistical study of the dependence of geomagnetic activity on solar wind parameters, in *Solar Quqntitative Modeling of Magnetosphere Processes*, edited by W. P. Olson, pp. 436-447, Am. Geophys. Union, Washington, D. C., 1979.
- Maezawa, K. and T. Murayama, Solar wind velocity effects on the auroral zone magnetic disturbances, in *Solar Wind – Magnetosphere Coupling*, edited by Kamide and J. A. Slavin, pp.59-83, Terra Scientific, Tokyo, 1986.
- Mayaud, P. N., The annual and daily variations of the *Dst* index, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **55**, 193-201, 1978.
- McIntosh, D. H., On the annual variation of magnetic disturbance, *Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser.A*, **251**, 525-552, 1959.
- Menvielle, M. and A. Berthelier, The K-derived planetary indices: Description and availability, *Rev. Geophys.*, **29**, 415-432, 1991
- Miyahara, H., K. Masuda, Y. Muraki, H. Furuzawa, H. Menjo and T. Nakamura, Cyclicity of solar activity during the Maunder Minimum deduced from radiocarbon content, *Solar Phys.*, **224**, 317-322, 2004.
- Murayama, T., Origin of the semiannual variation of geomagnetic *Kp* indices, *J. Geophys. Res.*, **79**, 297-300, 1974.
- Nagatsuma, T., Saturation of polar cap potential by intense solar wind electric fields, *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 10.1029/2001GL014202, 2002.
- Ohl, A. I., Forecast of sunspot maximum number of cycle 20, *Solice Donie*, **9**, 84, 1966.
- O'Brien, T. P. and R. L. McPherron, Semiannual and diurnal variation of *Dst* dynamics, *J. Geophys. Res.*, **107**, NO. A11, 1341, doi:10.1029/2002JA009435, 2002.
- Palamara, D. R. and E. A. Bryant, Geomagnetic activity forcing of the Northern Annular Mode via the stratosphere, *Annales Geophysicae*, **22**, 725-731, 2004.
- Park, K. S., T. Ogino, and R. J. Walker, On the importance of antiparallel reconnection when the dipole tilt and IMF *By* are nonzero, *J. Geophys. Res.*, **111**, A05202,

- doi:10.1029/2004JA010972, 2006.
- Ramaswamy, V., M. –L. Chanin, J. Angell, J. Barnett, D. Gaffen, M. Gelman, P. Keckhut, Y. Koshelkov, K. Labitzke, J. –J. R. Lin, A. O’Neill, J. Nash, W. Randel, R. Reod, K. Shine, M. Shiotani, and R. Swinbank, Stratospheric temperature trends: Observations and model simulations, *Rev. Geophys.*, **39**, 71-122, 2001.
- Reid, G. C., Influence of solar variability on global sea surface temperatures, *Nature*, **329**, 142-143, 1987.
- Reiff, P. H., R. W. Spiro, and T. W. Hill, Dependence of polar cap potential drop on interplanetary parameters, *J. Geophys. Res.*, **86**, 7639-7648., 1981.
- Rex, M., R. J. Salawitch, P. von der Gathen, N. R. P. Harris, M. P. Chipperfield, and B. Naujokat, Arctic ozone loss and climate change, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, doi:10.1029/2003GL018844, 2004.
- Richardson, I. G. and H. V. Cane, Sources of geomagnetic activity during nearly three solar cycles (1972 – 2000), *J. Geophys. Res.*, **107**, doi:10.1029/2001JA000504, 2002.
- Rishbeth, H., A greenhouse effect in the ionosphere? *Planet. Space Sci.*, **38**, 945-948, 1990.
- Rishbeth, H. and R. G. Roble, Cooling of the upper atmosphere by enhanced greenhouse gases: Modeling of the thermosphere and ionosphere effects, *Planet. Space Sci*, **40**, 1011-1026, 1992.
- Roble, R. G., and R. E. Dickinson, How will changes in carbon dioxide and methane modify the mean structure of the mesosphere and thermosphere?, *Geophys. Res. Lett.*, **16**, 1441-1444, 1989.
- Rodger, A. S., and M. J. Jarvis, Ionospheric research 50 years ago, today and tomorrow, *J. Atom. Solar-Terr. Phys.*, **62**, 1629-1645, 2000.
- Russell, C. T. and R. L. McPherron, Semiannual variation of geomagnetic activity, *J. Geophys. Res.*, **78**, 92-108, 1973.
- Sabine, E., On periodical laws discoverable in the mean effects of the larger magnetic

- disturbances, II, *Philos. Trans. R. Soc. London*, **142**, 103-124, 1852.
- Schatten, K. H., Fair space weather for solar cycle 24, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L21106, doi:10.1029/2005GL024363, 2005.
- Schatten, K. H., P. H. Scherrer, L. Svalgaard, and J. M. Wilcox, Using dynamo theory to predict the sunspot number during solar cycle 21, *Geophys. Res. Lett.*, **5**, 411, 1978.
- Schreiber, H., Correlation of geomagnetic activity indices Ap with the solar wind speed and southward interplanetary magnetic field, *J. Geophys.*, **49**, 169-175, 1981.
- Serreze, M. C. and J. A. Francis, The Arctic amplification debate, *Climatic Change*, **76**, 241-264, 2006.
- Shinnhuber, B. –M., M. P. Chipperfield, S. Davies, J. P. Burrows, K. –U. Eichmann, M. Weber, P. von der Gathem, M. Guirlet, G. A. Cahill, A. M. Lee, and J. A. Pyle, Large loss of total ozone during the Arctic winter of 1999/2000, *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 3473-3476, 2000.
- Svalgaard, L., Geomagnetic activity: Dependence on solar wind parameters, in *Coronal Holes and High Speed Wind Streams*, edited by J. B. Zirker, pp. 371-441, Colo. Assoc. Univ. press, Boulder, Colo., 1977.
- Svalgaard, L., The semiannual variation of great geomagnetic storms, *Geophys. Res. Lett.*, **29**, NO. 16, doi:10.1029/2001GL014145, 2002.
- Svalgaard L. and E. Cliver, The *IDH* index: Its derivation and use in inferring long-term variations of the interplanetary magnetic field strength, *J. Geophys. Res.*, **110**, A12103, doi:10.1029/2005JA011203, 2005.
- Svalgaard, L., E. W. Cliver, and Y. Kamide, Sunspot cycle 24: Smallest cycle in 100 years?, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L01104, doi:10.1029/2004GL021664, 2005.
- Svalgaard, L., E. W. Cliver, and P. Le Sager, IHV: a new long-term geomagnetic index, *Adv. Space Res.*, **34**, 436-439, 2004.
- Svensmark, H., Influence of cosmic rays on Earth's climate, *Phys. Rev Lett.*, **81**, 5027-5030, 1998.

- Svensmark, H. and E. Fris-Christensen, Variation of cosmic ray flux and global cloud coverage – a missing link in solar-climate relationship, *J. Atmos. Solar Terrest. Phys.*, **59**, 1225-1232, 1997.
- Thejil, P., B. Christensen, and H. Gleisner, On correlations between the North Atlantic Oscillation, geopotential heights, and geomagnetic activity, *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1347, doi:10.1029/2002GL016598, 2003.
- Thompson, R. J., The rise of solar cycle number 22, *Solar phys.*, **117**, 279-289, 1988.
- Ulich, T., and E. Turunen, Evidence for long-term cooling of the upper atmosphere in ionosonde data, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 1103-1106, 1997.
- Watari, S., Forecasting solar cycle 24 using relation between cycle length and solar activity, *Space Weather.*, in print, 2008.
- 湯村哲男, 1951, 柿岡における K-index について, 地磁気観測所要報, **6**, 1-17.