

1 Holocene climate variability

2 Mayewski P. A. et al. 2004, *Quaternary Research*, 62, 243-255.

3 Abstract

4 最終氷期における劇的な気候変動は細心の注意が払われているが、完新世(11,500～現在)の気候変動
5 にはほとんどされていない。世界各地の 50 近い古気候記録の調査により暦年 9000-8000, 6000-5000,
6 4200-3800, 3500-2500, 1200-1000, 600-150 年前の計 6 回の気候が突然変化する期間があったことがわ
7 かった。世界各地の記録に見られる気候変動イベントのほとんどは、極地域の寒冷化・熱帯域の乾燥化・
8 (major)大気循環の変化で特徴付けられるが、最新の暦年 600-150 年前においては極地域は寒冷化する
9 が、熱帯のいくつかの地域では湿潤化した。いくつかの期間は文明の大混乱の時期に一致し、人間活動
10 に対する完新世の気候変動の重要性を示唆する。

11

12 Introduction

13 完新世(11,500 年前～現在)の気候は現代社会の成長と発展を支えているにもかかわらず、この期間の
14 気候変動に関する体系的な知識は驚くほどわずかである。最近 10 年間に行われた古気候に関する研究
15 の多くは最終氷期における極端な気候変動に集中している。しかしながら、もし我々が人為的な気候変
16 動に隠された自然変動のバックグラウンドを理解しようとするならば、より現在に近い過去の気候に注
17 目し、現在の完新世の間氷期(原文では, present Holocene interglacial)における自然の気候変動をより
18 包括的な視点で捉えることが重要である。我々は本論文で世界各地から選んだ高分解能の気候代替記録
19 を示した。これらの記録の研究は、一般的に最終氷期から現在にかけての劇的な変化に比べれば振幅は
20 小さいけれども、完新世の気候変動が一般に認識されているよりも大きく頻繁に起きていることを明示
21 している。古気候記録と気候変動の強制力の時間シリーズとの比較は、地球の軌道要素と太陽活動の変
22 動に由来する日射量変動が、過去 11,500 年間における全球規模の気候変動に重要な役割を果たしてい
23 ることを示す。

24 完新世の気候変動の約 2800-2000 年, 1500 年の間隔を持つ変動はよく知られている(Allen and
25 Anderson, 1993; Bond et al.,1997, 1999, 2001; Bray, 1971, 1972; Dansgaard et al., 1971; Denton
26 and Karlén, 1973; Johnsen et al., 1972; Mayewski et al., 1997; Naidu and Malmgren, 1996; Noren,
27 2002; O'Brien et al., 1995; Pisias et al., 1973; Sonett and Finney, 1990; Stager et al., 1997; Stuiver
28 and Braziunas, 1989,1993). 少なくとも北大西洋地域では、様々な古気候のアーカイブに記録された完
29 新世の気候変動は氷河記録, 氷床コア, 海底堆積物との間で対比される。この対比は西アフリカ沖の海
30 底堆積物にまで広がる。

31 完新世の気候変動についてのフレームワークとして、我々は世界各地の氷床面積の変化を示した
32 Denton and Karlén (1973)の結果を利用した。これを選んだ理由は、完新世の気候変動に関する地理的
33 に広い証拠を含んでいるためである。(補則; 100 年前までは拡大傾向にあった) 氷床の後退が過去 100
34 年間の温暖化と一致するという例が示すように、氷床の拡大・縮小は気候変動に直接関係する。我々は
35 Denton and Karlén (1973)以降多くの研究がされてきたことを知っているが、実質的にそれに挑戦した

36 研究を知らない。現に 1973 年以降、完新世の気候変動の記録を多くの研究者が提示し、それは我々が
37 本論で行っているような、この開拓的研究における新しいデータを出している。Denton and Karlén
38 (1973)の研究に示された完新世の気候変動の妥当性は、世界各地の古気候指標において識別されるのに
39 十分な規模と頻度を持っているが、実証の余地がある。本論の焦点はこの実証にある。この研究のため
40 に集めた多様な古気候指標の記録を通して、我々は完新世の気候が安定ではなく、人間活動や生態系へ
41 十分な影響を与えるスケールで変動したことを示す。

42

43 **Methods**

44 我々の研究で用いた古気候記録は、長さ(完新世全てをカバーできるものが望ましい)、サンプルの分
45 解能(高分解能)、データの質(不確実性が 500 年未満)、公表された解釈(代替記録に記された気候変化の
46 詳細が明記されている記録；原文 records that specify a climate variable assigned to proxy data)、地
47 理的分布(様々な地域)に基づいて選ばれた。記録は 3 つの地域にグループ化された：北半球(中～高緯度
48 域)、低緯度域、南半球(中～高緯度域)、それぞれ Figs. 1, 2, 3 に示す。Fig. 4 は世界各地に分布する氷
49 河変動記録と気候強制力の時間シリーズ(太陽活動の変動を反映する宇宙起源の同位体 ^{10}Be と ^{14}C 、地
50 球軌道要素による日射量変動、火山性エアロゾル、温室効果ガス)を示す。全ての記録が先に挙げた要求
51 を満たすわけではないが、追加される記録を組み込むためのフレームワークとして使える実質的な第一
52 近似を示し、1～10 年単位の分解能を持つ記録は、より分解能の低い記録と対比するために、200 年の
53 Gaussian filter で平滑化した。

54

55 **Results**

56 Major periods of Holocene rapid climate change (RCC)

57 我々は Denton and Karlén (1973)の記録で観察された気候変動の期間に関して、小氷期や中世温暖期
58 といった地理的あるいは時間的に限定された用語でなく、RCC(rapid climate change)という用語を用
59 いた。この用語が最終氷期における突然の気候変動と同程度の規模や速さだということを意味するわけ
60 ではない。それにもかかわらず、我々がこれから示すように、文明(数百年以下)の変化から見ても十分
61 に速い。これらの RCC の年代分布を確立するため、我々は GISP 2 の化学データ(Mayewski et al., 1997)
62 を用いた。これは O'Brien et al. (1995)によって世界各地の氷河変動と比較された記録である。我々は
63 氷河変動記録、または GISP 2 の化学データが完新世に起きた RCCs 全てを記録しているとは考えてい
64 ない。しかしながら我々は、我々の方法が完新世の気候の変わりやすさの特徴を評価できる有効なフレ
65 ームワークであることを示す。GISP 2 の年層による年代決定から、Denton and Karlén (1973)の氷河
66 変動記録に見られる RCCs が、暦年 9000-8000 年前、6000-5000 年前、4200-3800 年前、3500-2500
67 年前、1200-1000 年前、600 年以降と認定された。これらの RCCs(原文は anomalies)に関する地理的
68 分布と代替の解釈は、Fig. 5 に示す。地域ごとの気候の違いや記録ごとの気候指標の感度の違いは、RCC
69 イベント全てがすべての記録に見られるという可能性をさまたげ、または、全ての記録に RCC が記録
70 される可能性をさまたげる。我々は、RCCs のサインが全球的に分布することが、それが汎世界的な規

71 模(原文は *significance*)であることを証明するのに十分だと断言する。後述するように、我々は Figs. 1
72 から 5 の情報から引き出された 6 つの RCCs の気候変動の記載を示す。これらの記載の引用は図の説明
73 文に示してある。Figs. 1 から 5 に示されていない情報は本文中で引用している。

74

75 “Glacial Aftermath” RCC (暦年 9000-8000 年前)

76 暦年 9000-8000 年前に起こった広範囲かつ厳しい気候変動は完新世の RCC の中でも特異的である。
77 なぜなら、この気候変動は北半球に氷床が存在する期間に起きたからである。北大西洋では(Fig. 1),
78 8200 yr イベントと呼ばれる短期間の顕著な寒冷化イベントがある(Alley et al., 1997)。この期間を通し
79 て、北半球の大部分が一般に寒かったことは、大規模な流氷流出(ice rafting)、北大西洋～シベリアの大
80 気循環の強化、エーゲ海で頻発した polar north westerly (winter) outbreaks に証拠付けられるように、
81 明らかである。山岳氷河の前進は北米北西部とスカンジナビアで起き、スウェーデンでは森林限界が降
82 下した。ヨーロッパのアルプスでは氷河が後退し、これは乾燥した北風の影響を反映しているのだろう。

83 低緯度域では(Fig. 2), 前期完新世に始まった長い湿潤期の間に関わった広域にわたる乾燥期にあたる
84 (deMenocal et al., 2000a)。さらにこの期間の後に、熱帯アフリカでより季節性の強く激しい降雨域へ
85 変化する(Gasse, 2000; Kendall, 1969; Maley, 1982; Nicholson and Flohn, 1980)。アラビア海から熱帯
86 アフリカの夏のモンスーンはこの RCC の期間内に劇的に弱くなり、カリブ地域では貿易風の強さおよ
87 びまたは降雨は大きく変動した。広範囲にわたる長期間の乾燥がハイチ、アマゾン、パキスタン、アフ
88 リカで起きた。チチカカ湖の水位はこの期間に下がった。中東では降水量が増加した(Fig. 1)。

89 南半球では(Fig. 3), 南極大陸東部の極循環が弱まり、この地域での降雪量は減少し(Steig et al., 2000),
90 南極大陸の東西での温度変化の傾向は場所ごとに異なる(原文; the direction of temperature change is
91 different in different areas of East and West Antarctica are variable) (Ciais et al., 1994; Masson et
92 al., 1999)。完新世のより早い時期に始まった Ross 海の着底氷床の後退は、引き続いた。これは南アフ
93 リカ東西両側の海面水温の上昇と同調している。チリでは降水量が増加するが、これはおそらく南半球
94 中緯度域の偏西風の強化によるのだろう。

95

96 Classic “cool poles, dry tropics” RCCs

97 暦年 9000-8000 年前に続く RCCs は強さと地理的範囲は変化するが、たいてい高緯度域の寒冷化と
98 低緯度域の乾燥化が一緒に起こる。この極の寒冷化・熱帯の乾燥化のパターンは更新世の長期的な気候
99 変動傾向の典型である(deMenocal et al., 2000a; Gasse, 2000; Kendall, 1969; Maley, 1982; Nicholson
100 and Flohn, 1980)。これらの RCCs が最も広範囲に及んだのは暦年代で 6000-5000 年前と 3500-2500
101 年前であり、最も範囲が狭かったのは 4200-3800 年前と 1200-1000 年前である。

102 北半球では、暦年で 6000-5000 年前と 3500-2500 年前の RCCs は北大西洋の ice-rafting イベント
103 (Bond et al., 1997)、アルプスの氷河の前進(Denton and Karlén, 1973)、北大西洋とシベリア上空の偏
104 西風の強化(Meeker and Mayewski, 2002)が特徴である。スカンジナビアでは森林限界の高度が上がり、
105 暦年 6000-5000 年前に山岳氷河が発達したが、その状況は暦年 3500-2500 年前では逆である。地中海

106 北東部の寒冷化は冬期の大陸／極の大気の吹き出し(outbreaks)に関係している．北米中部の偏西風は暦
107 年 6000-5000 年前に強まり，暦年 3500-2500 年前に弱まった．

108 低緯度域では(Fig. 2)，暦年 6000-5000 年前の RCC は前期～中期完新世の熱帯アフリカの湿潤期の終
109 わりで特徴付けられ，場所によっては(パキスタン，フロリダ，カリブ)湿潤化したが，熱帯雨の変動幅
110 の増加と乾燥化の強化という長期的傾向が始まる．暦年 6000-5000 年前にはインド北西部とチベット南
111 部では降水量が減少し(Enzel et al., 1999)，チチカカ湖の水位が下がった．エクアドルの降水量と
112 Cariaco Basin の貿易風の強さは，6000-5000 年前の間は比較的安定だったが，3500-2500 年前では不
113 安定だった．3500-2500 年前では東アフリカ，アマゾン，エクアドル，カリブ／バミューダ地域は乾燥
114 化したが(Haug et al., 2001)，東南アジアでは東アジアの夏期モンスーンによって風が弱くなるにもか
115 かわらず湿潤化した(Zang et al., 2000)．

116 南半球においては，ニュージーランドでは氷河が前進し，南極の氷床コアの記録は大気循環の強化と
117 穏やかな温度の低下を示す．南極の現象は夏期の日射量増加の長期的傾向も重なっている．寒冷化は
118 South Georgia 島や南アフリカ沖の海面水温にも影響し，南アフリカ東部は寒冷化した．チリの中緯度
119 域では 6000-5000 年前に乾燥化したが，3500-2500 年前には湿潤化した(Van Geel et al., 2000)．この
120 時代は南極大陸からの不連続な湖成堆積物の記録が，南半球の夏期日射量が大きいために現在より暖か
121 かったことを示す(Ingolfsson et al., 1998)．

122 暦年 4200-3800 年前と 1200-1000 年前の RCC イベントの証拠はわずかな記録にしか見られないが，
123 それらの記録の明らかな同調性と広域分布は 9000-8000 年前や 6000-5000 年前と同じように全球規模
124 のテレコネクションを示す．北半球では，北大西洋とシベリア地域の風系が暦年 4200-3800 年前と
125 1200-1000 年前の間に弱まり，北米西部(Scuderi, 1993)とユーラシア(Briffa et al., 1992)では気温が下
126 かった．しかしながら，他の期間の気候変動は同時性があるが，この期間の分布や兆候(sign) や強さ
127 はばらつきがある．例えば，北米西部では氷河が前進する一方で，4200-3800 年前にヨーロッパでは氷
128 河が後退し，スカンジナビアでは影響を受けていないように見える．北大西洋深層水(NADW)の生産は
129 暦年 4200-3800 年前に減少し，暦年 1200-1000 年前には増加し，一方，北米の偏西風は 4200-3800 年
130 前に強化され，暦年 1200-1000 年前は安定していた．

131 低緯度域では，これら 2 つの RCCs は多様だが，熱帯アフリカのほとんどとパキスタンのモンスーン
132 地帯では乾燥化した(Gasse, 2000, 2001)．チチカカ湖の水位は下がったが，ハイチは湿潤化した．
133 Cariaco Basin では(Haug et al., 2001)，貿易風が強まった．暦年 1200-1000 年前の RCC の間に，乾燥
134 地域はエクアドルにまで拡大し，ケニア山では氷河が前進した(Karlén et al., 1999)．

135 南半球では，極域の風の強さがわずかに変わった．両方の RCCs の期間に Taylor Dome の温度は変
136 動し，チリの中緯度域は乾燥化した．暦年 4200-3800 年前の温暖化は South Georgia 島で起き，これ
137 は南極半島と Victoria Land の湖成堆積物から示される(Hjort et al., 1998; Ingolfsson et al., 1998)．ニ
138 ュージーランドの氷河は前進し，南アフリカ東部は暦年 1200-1000 年前に寒冷化・乾燥化した．

139

140 “Cool poles, wet tropics” RCC starting at ~600 cal yr B.P.

141 この期間では両極で寒冷化し風が強くなったが、これ以前の RCCs で見られた低緯度域の乾燥化はこ
142 の RCC では見られない。残念ながら、この期間後半の性質や期間を決定するのは困難である。なぜな
143 らば、高分解能記録が比較的少ない上に、サンプリング時に失われてしまうためである。さらに、潜在
144 的な人間活動の影響で解釈が複雑化する。従って、暦年 600-150 年前だけの期間におけるイベントの特
145 徴を調べた。

146 北半球では(Fig. 1)、氷河の前進と、北大西洋とシベリア上空の偏西風の強化に関する代替は、この期
147 間における気候変動が、短期間の 8200 yr イベントを除けば、完新世の中で最速かつ最大だったことを
148 示す(O'Brien et al., 1995)。低緯度域では、ハイチやフロリダのように、Cariaco Basin がより乾燥化し
149 た(Haug et al., 2001)。逆に、東アフリカ赤道域では不安定だが大体湿潤であった。この熱帯アフリカ
150 の湿度と北半球(高緯度)の気温(低下)の組合せは、第四紀後期では普通ではない。パキスタンとエクアド
151 ルの河川の水量の増加は、インドモンスーンと ENSO システムの両方が影響していたことを示す。

152 南半球では、南極半島が部分的に温暖化したが(Mosley-Thompson, 1996)、東南極大陸は寒冷化した
153 (Jouzel et al., 1983; Morgan et al., 1997)。この状況は現在の南極大陸上の気温の二極的状況と類似し
154 ている(Kreutz et al., 1997)。東南極とアムンゼン海の風は強まった。South Georgia 島は寒冷化し、ニ
155 ュージーランドの氷河は前進し、チリの降水量は大きく変動したが、一般に多雨であった。Benguela
156 の海面水温は下がり、南アフリカはかなり寒冷化・乾燥化した。

157

158 Discussion

159 Possible causes of Holocene RCCs

160 気候変動を支配する潜在的要因は多数あるし、観測された完新世の気候変動を説明するかもしれない
161 局地的～汎世界的スケールの境界条件も様々なものがある(例えば、海水循環、海水準、氷河、森林面積
162 の変化など)。以下では、本論文に示した古気候の応答の記録といくつかの気候強制力の時間変動との間
163 の基本的な関係を調べる(Fig. 4)、すなわち火山性エアロゾル、温室効果ガスの CO₂・CH₄、日射量の代
164 替である ¹⁰Be と $\Delta^{14}\text{C}$ の残差代替(Beer, 2000; Stuiver and Braziunas, 1989, 1993)、そして冬期・夏期
165 の日射量(我々は 60° N と 60° S を用いた)である。この比較を通じて、RCCs を引き起こす可能性が最
166 も高い気候の規制要因を絞り込もうと試みた。

167

168 “Glacial Aftermath” RCC (暦年 9000-8000 年前)

169 この RCC の期間は、北半球は依然として現在より氷に覆われていた時で、そして完新世前期に夏期
170 の日射量がピークを迎えた後の日射量が減少していくときに起きた。つまり暦年 9000-8000 年前は、北
171 半球の退氷における軌道駆動の遅延に続く、氷期の状態への部分的な逆戻りと考えられる。この時、氷
172 床の面積と量のバランスの変化が、気候変動における重要な役割を果たしている。北大西洋への融氷水
173 の大量流入は少なくとも 1 度あり、それは海氷の形成を促進し、寒冷化への正のフィードバックをもた
174 らした。この RCC の期間は北半球に影響した退氷気候(deglacial climate)の最終段階を示す。この期間
175 にも続いた南極大陸の退氷は、完新世以前の日射量の地球軌道要素の強制に対する氷床の応答が遅れた

176 結果である(Conway et al., 1999). この期間における ^{10}Be の変化の明白な証拠がないために、この期間
177 の前半に記録された $\Delta^{14}\text{C}$ の大幅な低下は海水循環が弱くなったことを反映することは確実性が高い
178 (Barber et al., 1999; Clark et al., 2001). なぜならば、融氷水生産の増加が北大西洋の熱塩循環を変化
179 させたかもしれないからである.

180 この RCC はまた北半球の火山性 SO_4 がかなり増加した時期と一致する. 上記の $\Delta^{14}\text{C}$ の極小には、
181 $\Delta^{14}\text{C}$ が全くない火山性の CO_2 の貢献しているかもしれないが、その主因となったとは考えにくい. こ
182 の RCC の期間における噴火に伴う火山性エアロゾルは、明らかに北半球を寒冷化させてアフリカ - ア
183 ジアのモンスーン循環を弱め、その結果、熱帯の乾燥化の一因となる. この RCC の期間に、大気中の
184 CH_4 濃度は急減したが、これは低～中緯度域の乾燥化に応答して、生物由来の CH_4 の減少が広範囲に
185 及んだためだろう(Blunier et al., 1995).

186 “Cool poles, dry tropics” RCCs (暦年 6000-5000, 4200-3800, 3500-2500, 1200-1000 年前)

187 暦年 9000-8000 年前以降の RCCs を説明するに際しては、北大西洋への淡水の大量流入の証拠もな
188 いし、顕著な北半球の氷河の成長あるいは衰退の証拠もない. 火山性エアロゾルや大気中の CO_2 濃度
189 も系統的な変化は見られない. 大気中の CH_4 濃度は、暦年 9000-8000 年前の RCC 以降に減少し、暦年
190 ～5000 年前以降は一樣に増加しているが、これはおそらく地球の水循環の変化の原因というよりはむ
191 しろ結果だろう. 日射量変動がより妥当な強制力である. 特に、暦年 6000-5000 年前と 3500-2500 年
192 前の RCC は、 $\Delta^{14}\text{C}$ と ^{10}Be 記録の極大に一致し、これらの時期に日射量が減少したことを示す. 広範
193 囲には見られない暦年 4200-3800 年前と 1200-1000 年前の RCCs を特定の強制メカニズムで説明する
194 のは難しい. 暦年 4200-3800 年前の RCC は ^{10}Be の極大に一致するが、日射量に関するものだとする
195 には同時期の $\Delta^{14}\text{C}$ の変化はほとんどない. 熱帯収束帯(Inter-Tropical Convergence Zone; ITCZ)の南
196 方移動は、この RCC に伴う低緯度域の乾燥化を説明するかもしれないし(Hodell et al., 2001), 北大西
197 洋の偏西風の強化とその結果として起こる北米の北西部の氷河の前進と矛盾しないだろう. 偏西風の強
198 化は湧昇流を強化し、それで $\Delta^{14}\text{C}$ が比較的低い値となる. 暦年 1200-1000 年前の間にはわずかな CO_2
199 の増加と、日射量の変化は同時期におけるユカタン地域の乾燥化をもたらした(Hodell et al., 1991,
200 2001).

201

202 “Cool poles, wet tropics” RCC starting at ~600 cal yr B.P.

203 最も新しい RCC では CO_2 が減少、 CH_4 が増加し、これらは熱帯域の湿潤化を示唆する. 火山性エア
204 ロゾルのレベルがこの期間の初期に高くなるから、おそらく RCC の始まりの一因であろう. $\Delta^{14}\text{C}$ と
205 ^{10}Be と太陽の黒点記録(Beer, 2000; Stuiver and Braziunas, 1989, 1993)の明瞭なピークは、太陽活動の
206 変動がこの期間の気候に大きく影響したことを強く示唆する(Bond et al., 2001 など). NADW の生産量
207 が変化した証拠はなく、貿易風の強度は弱かったが、これらは大気中の $\Delta^{14}\text{C}$ への影響はほとんどな
208 かったことを示す.

209

210 **Summary and conclusions**

211 我々が行った代替記録の編纂から得られた最も重要な結論は、完新世の気候がとても変わりやすく、
212 この変動の原因は多様であるということである。さらに、記述した RCCs はかなり規則的な準周期的パ
213 ターンを描き、これらの RCC イベントの頻度は中期完新世以降増加しているように見える。最後に、
214 汎世界的規模にもかかわらず、RCC イベントはすべての場所で同調的でもなく、同程度で応答してい
215 るわけでもない。この後者の点は、完新世の気候の複雑さを強調するものであり、1つの地域から他の
216 地域の状態を外挿する際のリスクを避けるためには、世界各地の地域特有の古気候データは重要である。

217 本研究で明らかになったように、更新世の気候を劇的に変化させた大きく不安定な氷床がなくても、
218 完新世の気候変動は極めて急速に起こる。さらに完新世の RCCs は生態系や人間活動に影響を及ぼすほ
219 ど大きい。暦年 1200-1000 年前における RCC イベントは短期間だが、干ばつに関係したマヤ文明の崩
220 壊と一致し、数百万人の命を奪い(Hodell et al., 2001; Gill, 2000)、暦年~600 年前におけるグリーンラ
221 ンドのノルウェー人のコロニーの崩壊(Buckland et al., 1995)は氷期を標準にすればマイナーな極地域
222 の寒冷化の期間に一致する。より狭い範囲で生じた暦年 4200-3800 年前のイベントでさえ、低緯度域の
223 乾燥化とアッカド帝国の崩壊に一致する。

224 暦年 9000-8000 年前の RCC は唯一、火山性エアロゾルの顕著な増加と一致するイベントで、両極の
225 氷床ダイナミクスがまだ汎世界的気候への実質的な影響を与える可能性を持っていたときに生じた。し
226 たがって、前期完新世の気候はおそらく、現在よりも氷期の状態に似ていた。8200 yr B.P.イベントが
227 今後の気候変動についての類似物になるとする指摘(e.g. National Academy of Science, 2002)を踏まえ
228 ると、このことは重要な点である。

229 暦年 9000-8000 年前と一番新しい RCC のほかは、一般に両極の寒冷化と高緯度域の大気循環の強化
230 および低緯度域における乾燥化で特徴付けられる。両極が寒冷化して極循環が強化されると、低緯度域
231 の大気循環が圧迫(compressed)されるだろう。これはモンスーン地帯において、風の運ぶ水蒸気の分布
232 を大きく変え、また大気中の水蒸気の運搬量を大きく変える。高緯度域の大気循環の両極での拡大とそ
233 の後の低緯度域の大気循環の分布の変化は、日射量変動のような対称的な(symmetrical; 北半球も南半
234 球も同程度に影響するという意味)汎世界的強制力を必要とする。より寒冷化した状態では、熱帯の乾燥
235 化はさまざまな要因によって起き、それらの要因にはモンスーンシステムの弱体化、海水温低下のあつ
236 た海域からの蒸発量の減少、熱帯の陸域における熱対流の弱体化、がある。最新の RCC は、両極地域
237 は寒冷化するが、低緯度域の湿度のより多様な応答が特徴である。この期間は更新世や完新世の早い時
238 期に生じた典型的な“極地域の寒冷化・熱帯の乾燥化”のパターンよりも複雑である。

239 すべての潜在的な気候強制メカニズムの中で、長期的な日射量変動に重複した太陽活動の変動は
240 (Bond et al., 2001; Karlén, 1973; Mayewski et al., 1997; O'Brien et al., 1995)、たぶん、暦年 9000-8000
241 年前と 4200-3800 年前を除いた RCCs に関する重要な強制メカニズムだろう。したがって我々は、太
242 陽活動の変動の潜在的役割に関する研究は重要であることを保証し、それには気候変動をもたらす潜在
243 的伝達メカニズムと、太陽放射の変動による比較的弱い強制力を増幅する自然のフィードバックの潜在
244 的強化、に関する評価が含まれる。

245 水蒸気の運搬を通じた大気中の潜熱の分布を支配する水循環は、完新世の気候変動に関して重要な役

246 割を果たし、それは古気候記録に保存された湖の水位、モンスーンの活動度、地域的湿度の大きな変動
247 で示される。海洋-大気の数値モデリングは水蒸気のバランスと ENSO の強さの長期的な変化を示し
248 た。例えば、中期完新世では、これらの変化は軌道要素に駆動された太陽放射の季節変動に関係してい
249 るようである。短期的には、RCC 型の水蒸気バランスイベントは、この軌道要素に駆動された挙動に
250 重複する。

251 完新世のほとんどの期間において CH₄ と CO₂ ガスの気候強制力としての役割は無視できるけれども、
252 氷期 - 間氷期の転換期と過去 100 年における変化量に比べると、ガス濃度の変動はわずかであるという
253 ことは注目に値する。暦年 8200 年前の CH₄ の減少と暦年 1200 年前の CO₂ の減少のような注目すべき
254 わずかな例外を除けば、産業革命以前には温室効果ガスの大きな変化はない。したがって、CH₄ と CO₂
255 の濃度変化は RCC の原因というより結果である。

256 Fig. 5 にみられる RCCs の期間の水蒸気バランス、温度、大気循環の変化の全球分布は、規模の点で
257 は ENSO と同程度の汎世界的気候変動現象を示唆する。ENSO イベントの間、地球は大規模な水蒸気
258 と熱の再分配を被る。これは推論に過ぎないが、ENSO の頻度の絶えざるシフトは、完新世の RCC イ
259 ベントの現在のそして短期間の類似物とみなせるかもしれない。

260 我々は、この論文は、完新世の汎世界的な気候の変わりやすさを調査するための最初の切り口にすぎ
261 ないことを強調する。究極的には、我々の定性的な解釈の EOF 分析(empirical orthogonal function)を
262 用いた時間変動の統計解析などによって定量化するのが理想である。しかしながら、そうするのはまだ
263 早い、ほとんどの記録における現在の年代測定のコントロールは低いので、このような分析では記録の
264 最も興味深い部分(すなわち RCC)が平均化されてしまうからである。さらに、多変量(温度、降水量、
265 大気循環など)間の比較には、これらの変数の相対的重みについての仮定も必要で、有効な解析を行う前
266 に、更なる研究が必要である。これらの記録を客観的に組み合わせる適切な方法の決定こそが理想的な
267 研究のゴールである。今後の研究は完新世の気候記録に付加的側面を認識することであり、それには、
268 最終間氷期(the current interglacial period)に起こった気候変動の包括的視点の発展への同等あるいは
269 それ以上の重要性がある。今後の発展は更なる古気候記録、特に南半球が必要であり、そして RCC の
270 期間のタイミングとそれらの期間と期間の間のテレコネクションに関するより正確な検討が必要であ
271 る。完新世の RCCs、特に北半球の退氷後に生じた、の性質と原因の確実な理解は、現在及び未来の気
272 候モデリングと予測とかなり深い関係がある。これらのイベントは、我々に、人間活動の顕著な影響が
273 ない自然の強制メカニズムへの現実世界の気候の応答に関するわずかな知見を提供する。

274 (北村晃寿・山本なぎさ)