

# 地球温暖化の 事典

独立行政法人国立環境研究所  
地球環境研究センター 編著

丸善出版

藤原和也	みずほ情報総研株式会社環境エネルギー第1部
本田靖	筑波大学体育系
増井利彦	独立行政法人国立環境研究所社会環境システム研究センター 統合評価モデリング研究室
松岡譲	京都大学大学院工学研究科
町田敏暢	独立行政法人国立環境研究所地球環境研究センター 大気・海洋モニタリング推進室
松本健一	滋賀県立大学環境科学部
向井人史	独立行政法人国立環境研究所地球環境研究センター
森本高司	三菱UFJリサーチ&コンサルティング株式会社環境・エネルギー部
谷津明彦	独立行政法人水産総合研究センター西海区水産研究所
山形与志樹	独立行政法人国立環境研究所地球環境研究センター
山野博哉	独立行政法人国立環境研究所生物・生態系環境研究センター 生物多様性評価・予測研究室
横沢正幸	静岡大学大学院工学研究科
横田達也	独立行政法人国立環境研究所地球環境研究センター衛星観測研究室
横畠徳太	独立行政法人国立環境研究所地球環境研究センター 気候変動リスク評価研究室
吉野正敏	筑波大学名誉教授
吉山浩平	岐阜大学流域圏科学研究センター
渡部雅浩	東京大学大気海洋研究所

(五十音順・2013年12月現在)

## 目次

1章 総論	1
1.1 地球温暖化と気候変動	1
1.2 温室効果ガス	7
1.3 温室効果と地球温暖化	12
1.4 古気候と気候変動要因（顕生代：5億4,200万年前以降）	17
1.5 古気候と気候変動要因（新世代と氷期・間氷期サイクル）	22
1.6 古気候と気候変動要因（後氷期から現代）	27
1.7 気候変化の将来予測	32
1.8 気候変動の影響・脆弱性	35
1.9 緩和策と適応策	39
1.10 低炭素社会	43
1.11 IPCC 評価報告書	47
2章 温室効果ガス	55
2.1 二酸化炭素	55
2.2 メタン	61
2.3 亜酸化窒素	66
2.4 ハロカーボン	71
2.5 対流圏オゾンと反応性ガス	78
2.6 エアロゾル	82
2.7 温室効果ガスの衛星観測	87
3章 地球システム	95
3.1 気象と気候	95
3.2 大気圏	99
3.3 水圏	102
3.4 地球の熱収支	106

3.5	大気大循環	111
3.6	海洋大循環	117
3.7	モンスーン	121
3.8	熱帯低気圧	126
3.9	気候の内部変動	132
3.10	植生と土壌	136
3.11	人間活動の気候影響	141
3.12	大気の組成	146
3.13	炭素循環	152
4 章	気候変化の予測と解析	159
4.1	社会経済・排出シナリオ	159
4.2	大気海洋結合気候モデル	163
4.3	地球システムモデル	168
4.4	予測される気温変化	173
4.5	ダウンスケーリング	177
4.6	不確実性の評価と低減	181
4.7	過去の気候変化の要因推定	185
5 章	地球表層環境の温暖化影響	191
5.1	水循環	191
5.2	海面上昇	195
5.3	海洋酸性化	199
5.4	極端現象	203
5.5	高山帯	207
5.6	湖沼	214
5.7	沙漠・乾燥地域	218
5.8	島嶼・沿岸域	225
6 章	生物圏の温暖化影響	231
6.1	生態系	231
6.2	温暖化と生物多様性	235
6.3	光合成	240
6.4	呼吸とバイオマス	244

6.5	陸上生物（動物，土壌微生物，ほか）	249
6.6	温暖化と外来生物	254
6.7	フェノロジー	259
6.8	海洋生物	261
6.9	サンゴ・サンゴ礁	265
7 章	人間社会の温暖化影響と適応	271
7.1	水資源・水利用	271
7.2	農業	276
7.3	水産業	280
7.4	健康影響	284
7.5	沿岸域，小島嶼の社会システム	288
8 章	緩和策	293
8.1	温暖化対策シナリオ分析	293
8.2	温暖化対策モデル	298
8.3	安定化シナリオ	302
8.4	需要側対策	305
8.5	供給側対策	318
8.6	非 CO <sub>2</sub> 対策	325
8.7	部門横断的対策「見える化」	329
8.8	政策の手段（炭素税，補助金，規制的手段，排出量取引） の経済学的評価	337
8.9	森林減少の防止	342
8.10	中期（～2020年）の温暖化対策	346
8.11	長期（～2050年）の温暖化対策	352
9 章	条約・法律・インベントリ	357
9.1	気候変動枠組条約・締約国会議	357
9.2	京都議定書・締約国会合	362
9.3	地球温暖化対策の推進に関する法律	367
9.4	京都議定書目標達成計画	372
9.5	温室効果ガスインベントリ	378
9.6	排出源・吸収源	383

9.7	排出主体別の排出量	388
9.8	排出係数・原単位	392
9.9	国際機関	396
10 章	持続可能な社会に向けて .....	401
10.1	持続可能な発展の概念	401
10.2	持続可能な発展の取組み	406
10.3	ミレニアム開発目標	411
10.4	低炭素社会と循環型社会	417
10.5	生物多様性と社会	422
索引	.....	427



## 1.5 古気候と気候変動要因 (新世代と氷期・間氷期サイクル)

新生代とは、顕生代(約5億4,200万年前以降)のうち、現代に最も近い約6,500万年間をいう。新生代の前期にあたる暁新世・始新世(約6,500万~3,400万年前)の気候は温暖であったが、始新世から次の漸新世(約3,400万~2,300万年前)へ遷移する時期に急速な寒冷化が起り、南極大陸にはじめて氷床が形成された。その後、中新世(約2,300万~500万年前)に一時的に温暖な時期が見られたものの寒冷化はさらに進行し、鮮新世(約500万~260万年前)の終りに北半球のグリーンランドや北米大陸にも氷床が出現した。

鮮新世以降の最近の500万年間は、それ以前の時代に比べて、古気候(過去の気候)を復元するうえで重要な指標(古気候指標)や、気候変動を起こす原因の1つである温室効果ガス、特に大気中二酸化炭素( $\text{CO}_2$ )濃度に関するデータが豊富に得られている。また、約700万年前に現れたとされる人類が二足歩行を始め、その一部が森林から草原に移動して適応したと推測される時期とも重なる[1]ことから、人類の歴史と地球環境変動の関係を明らかにするうえでも興味深い時代である。

### ◆南極氷床形成以降の気候と氷床と大気中 $\text{CO}_2$ 濃度の関係

過去の地球における気温や水温、氷床量、海水準(陸地に対する海面の相対的な高さ)、大気中 $\text{CO}_2$ 濃度などを推定するにはさまざまな方法が用いられる。例えば、気温(表面水温)の変動を良く反映する古気候指標として、海底堆積物中に残された浮遊性有孔虫の殻(炭酸カルシウム)の酸素同位体比( $\delta^{18}\text{O}$ )などがある。また、氷床量すなわち海水準の推定には、海底堆積物中の底生有孔虫の同位体比や、生育深度のわかっているサンゴの化石を利用する方法などがある。一方、大気中 $\text{CO}_2$ 濃度は、最近の約80万年間については、氷床に閉じ込められた

過去の空気の分析から精度良く推定できる。より古い年代については、推定精度は劣るものの、植物化石の葉にある気孔の密度や、海底堆積物から推定される過去の海洋酸性度を大気中 $\text{CO}_2$ 濃度に換算する方法がある。

これまでの研究で、南極大陸に大規模な氷床が形成された約3,400万年前以降、南極氷床は現在まで消えることなく存在し、その間、大気中 $\text{CO}_2$ 濃度は1,000ppmを上回ることにはなかったと推定されている。最近の400万年間を見ると(図1)、約400万~300万年前の大気中 $\text{CO}_2$ 濃度は250~450ppmで、この時期の気

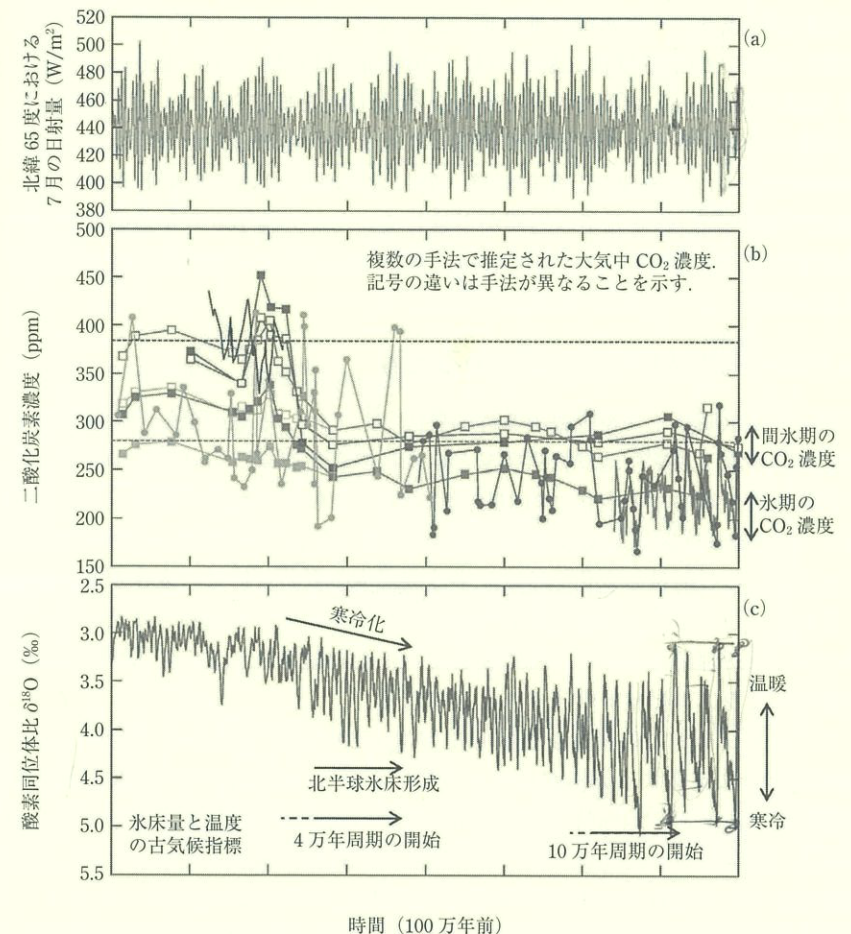


図1 過去400万年間の気候変化。(a) 地球軌道要素により計算された北緯65度における7月の日射量、(b) さまざまな方法で推定された大気中 $\text{CO}_2$ 濃度 [2]、(c) 氷床量と深海の温度を反映する古気候指標(底生有孔虫の酸素同位体比) [3]。



候は現在に比べてやや温暖であったが、その後ゆっくりと寒冷化して約270万年前には北半球における氷床の形成が始まり、大気中CO<sub>2</sub>濃度も低下し、約200万年前までに上限値が現代の産業革命前のレベル(280 ppm)に近づいた。

古気候に関するデータが蓄積され精査されることにより、気温と氷床量は互いに深く関連し合い、約4~10万年の周期でくり返す特徴的な変動をもつことがわかってきた(氷期・間氷期サイクル)。また、大気中CO<sub>2</sub>濃度が精度良く推定されている過去80万年においては、CO<sub>2</sub>も気候・氷床変動と調和的に変動していたことがわかってきた。例えば、間氷期より気温が低い氷期には、極域などに厚い氷床が形成され、海水準は間氷期に比べて最大約130 m低下する(図2(c))。一方、大気中CO<sub>2</sub>濃度は、最近の数十万年間では氷期(180~220 ppm)と間氷期(260~280 ppm)の間で80~100 ppm変動したと推定されている(図2(b))。

氷期・間氷期サイクルの周期や振幅がこれまで一定だったわけではないことも明らかになった。約300万年前以降、特に北半球において氷床形成が始まった270万年前以降、約4万年の周期が卓越していたが、約100万年前頃になると周期は約10万年に変化した(図1(c))。また、約100万年前以降、変動の周期性はより明瞭になり、振幅が拡大している。

#### ◆ 氷期・間氷期サイクルを決める要因

氷期・間氷期サイクルを決める外的要因としては、地球の公転や自転を決める天文学的要素(以下、地球軌道要素という)の変化が挙げられる。つまり、地球の公転軌道の離心率の変化(約10万年周期)、自転軸の傾きの変化(約4万年周期)、自転軸の首振り運動(歳差運動)の変化(約2万年周期)の組み合わせによって起こる日射量の変化、特に北半球高緯度の夏の日射量の変化が重要な要素とされる。この理論は、天文学者ミランコビッチによって提唱されたことからミランコビッチ理論とよばれ、軌道要素またはその結果として生じる日射量の周期的変動はミランコビッチサイクルとよばれる。

ミランコビッチがこの理論を提唱したのは1920年頃であるが、当時は、この理論を積極的に支持する証拠が見つかっていなかった。1970年代になると、海底堆積物のデータから地球軌道要素と気候変動の周期が2万年と4万年で良く一致することが発見され、ミランコビッチ理論が支持されることとなったが、日射量変動にほとんど現れない10万年周期が過去100万年間には卓越していたという、新たな謎が生まれた。一方、1980年代に入ると、氷床コアの分析から大気中CO<sub>2</sub>濃度が氷期・間氷期と連動して80~100 ppmの幅で変動していることが発見され、氷期・間氷期サイクルの主要因は温室効果ガスの変動であるという説が

一時有力になった。

ミランコビッチ理論だけでは説明できない現象は、ほかにもいくつか見つっている。その1つは、ミランコビッチ理論で主要因とされる日射量の時系列が「正弦波型」(日射が増加するときと減少するときで同程度の時間を要する)であるのに対し、気温・氷床・大気中CO<sub>2</sub>濃度の時系列は「のこぎり型」(増加と減少に要する時間が非対称)になる点である(図2)。このような非対称性はミラ

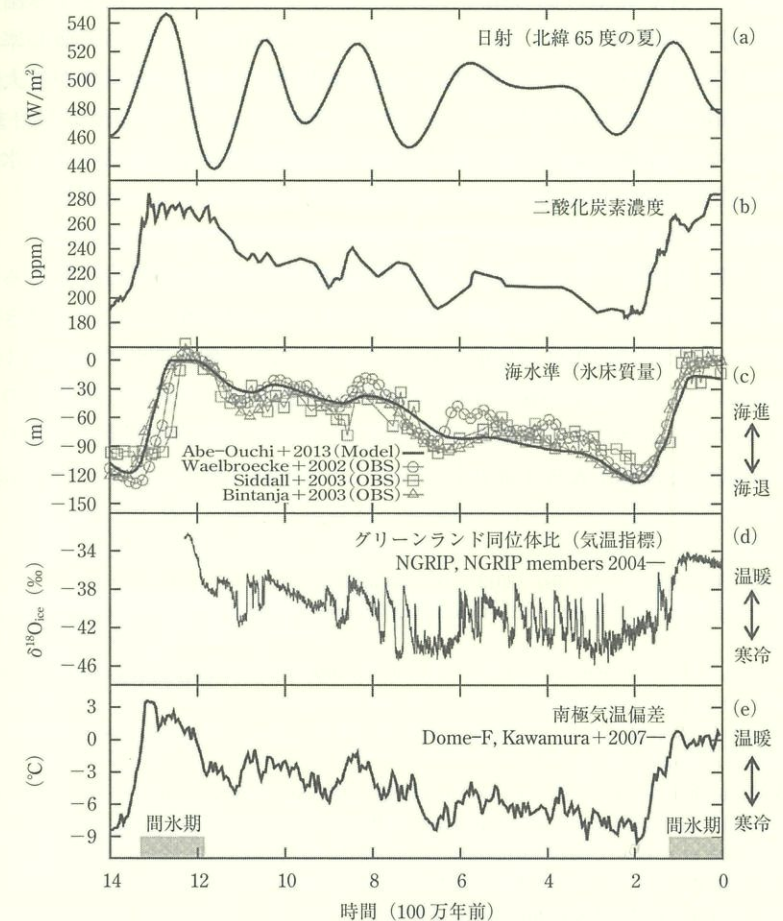


図2 過去14万年間の気候変化。(a)地球軌道要素により計算された北緯65度における7月の日射量、(b)大気中CO<sub>2</sub>濃度、(c)観測およびモデルによって推定された海水準[4][5][6][7]、(d)グリーンランドにおける気温の指標(氷の酸素同位体比)[8]、(e)南極における気温の偏差(過去1万年の平均気温との差)[9]。



ンコビッチ理論では説明できない。また、約100万年前に卓越周期が4万年から10万年に変わった原因についても、その前後で地球軌道要素に変化がないことから、ミランコビッチ理論だけでは説明できない。

このような氷期・間氷期サイクルの謎を解明するため、地球システムを構成する数多くのプロセスを組み込み、特に氷床の3次元変動を考慮した気候・氷床モデルを駆使することにより、10万年周期の要因を解明するための研究が進められている。その結果、外的要因である日射の変動が、気候システムの内的要素である大気・氷床・地殻の間の相互作用を引き起こし、10万年周期を生み出していることが解明された [4]。夏の日射の振幅（最大強度）を決める離心率（約10万年周期）が最小に近づくにつれ、気候は寒冷化し北半球の氷床が拡大するが、再び離心率が増加を始めると、日射が強くなることで氷床の後退が始まる。このとき、重い氷床によって沈み込んだ地殻の隆起に時間がかかるため、氷床末端付近の表面高度が低下（すなわち表面気温が上昇）し続けることになる。その結果、氷床の融解・後退が急速に起こると考えられる。

氷期・間氷期サイクルにおける大気中CO<sub>2</sub>濃度の10万年周期は、むしろ気候変動の結果として生じ、気候変動の振幅を増幅させる働きがあることも突き止められた。このほか、約100万年前より古い時代は氷期・間氷期サイクルが4万年周期であったことや、その後の10万年周期への変調も、大気中CO<sub>2</sub>濃度のわずかな低下がきっかけになって起こることも示され、氷期・間氷期サイクルのメカニズムに関する理解が大きく前進した。 [阿部彩子]

## 参考文献

- [1] 吉崎正憲, 野田 彰, 他 (編) (2013), 図説地球環境の事典, p.378, 朝倉書店
- [2] Beerling, D. J., D. L. Royer (2011), Convergent Cenozoic CO<sub>2</sub> history, *Nature Geoscience*, 4, pp.418-420
- [3] Lisiecki, L. E., M. E. Raymo (2005), A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records, *Paleoceanography*, 20, doi : 10.1029/2004PA001071
- [4] Abe-Ouchi, A. et al. (2013), Insolation-driven 100,000-year glacial cycles and hysteresis of ice-sheet volume, *Nature*, 500, pp.190-193
- [5] Waelbroeck, C. et al. (2002), Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records, *Quaternary Science Reviews*, 21, pp.295-305
- [6] Siddall, M. et al. (2003), Sea-level fluctuations during the last glacial cycle, *Nature*, 423, pp.853-858
- [7] Bintanja, R., R. S. W. van de Wal (2008), North American ice-sheet dynamics and the onset of 100,000-year glacial cycles, *Nature*, 454, pp.869-872
- [8] NGRIP members (2004), High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period, *Nature*, 431, pp.147-151
- [9] Kawamura, K. et al. (2007), Northern Hemisphere forcing of climatic cycles in Antarctica over the past 360,000 years, *Nature*, 448, pp.912-916