

国士舘大学 地理学報告

1997年 No.6 年刊

野回 泰生 / 1

気温極端年における夏日・真夏日・熱帯夜・冬日・真冬日の分布について
—関東甲信越地方とその周辺地域を中心に—

天井澤 暁裕 / 27

根室半島におけるアースハンモックの形成環境と分布形態

中島 亮 / 35

衛星データを用いた石垣島豊川流域における赤土流出域の検出
—植生・土地被覆・表層地質などを考慮に入れた土壌環境評価—

1996年度 国士舘大学文学部地理学専攻 卒業論文主題一覧 / 49

気温極端年における夏日・真夏日・熱帯夜・ 冬日・真冬日の分布について

—関東甲信越地方とその周辺地域を中心に—

野 口 泰 生

1. はじめに

化石燃料の燃焼や森林伐採により大気中の炭酸ガスは年々0.4～0.5%の割合で増加し、オゾンなど他の温室効果ガスを含めた等価二酸化炭素濃度の増加率は1%にもなると言われている。この増加率によるDoubling Periodは単純な複利計算で70年である。大気中の二酸化炭素が倍増し、平衡状態に達した時の全球年平均気温を様々なGCMで見積もると、モデルによる違いや雲量・海水の扱い方による違いはあるものの、21世紀中頃までに1.5～4.5℃の昇温量が得られる。昇温量は緯度による差が大きく、特に冬の北半球高緯度では6～16℃もの上昇が予想されている。温室効果ガスによる地球温暖化問題の現状については、Handel and Risbey (1992) が695編もの主要論文を用いて注釈付き文献目録を作成しており、国内でもいくつか優れた解説論文がある(例えば、気象庁 1989; 松野 1989; 山本 1990; 重原 1991)。

現在使われている気候モデルでは、温室効果ガスによる影響を地域レベルで細かく明らかにすることはできない。しかし、エネルギー政策や大気汚染対策など、社会・経済問題の処理に地域レベルの温暖化予測が重要であることはすでに指摘され、いくつかの方法が試みられている。例えば、過去の極端年(温暖

年・寒冷年など)の観測値を互いに比較したり、平年値と比較する方法や、過去の温暖期(ヒブシサーマル期など)の地域気候を復元して比較する方法がそれで、その長所短所が指摘されてきた(Williams 1980; Pittock and Salinger 1982; Lamb 1987; Cohen 1990; Crowley 1990)。

過去の気候データから温室効果ガスによる温暖化の影響を地域レベルで類推する方法の問題点は、気温極端年の気温分布が総観規模程度のローカルな気候システムの一変動に過ぎない場合が多いのに対し、温室効果による温暖化は世界的なエネルギー収支の長期に渡る変化に起因するものであることである。しかし、この点について、Wigley et al. (1980) は、気候システムの変動の初期原因が何であろうとも、その結果、地域の風系・水収支等に生じる変化は、全体としては似通った分布に収斂する傾向があると述べて、暗にこの方法を支持している。

そこで、温暖化の影響を地域的・局地的レベルで把握するための試みとして、過去の気温極端年に現れた夏日・真夏日・熱帯夜・冬日・真冬日の各日数を用いて、気温分布に現れやすい各地の癖を関東甲信越とその周辺部の15都県を例に考えてみる。また、同時に寒冷化の影響についても調べてみる。

平均気温や日最高・最低気温を使わずに、夏

日・冬日などの日数を用いた理由は、①月や季節にとらわれずに、暖候期・寒候期における極端な状況の積算値が得られる、②極端な状況を、暖候期に3つ（夏日・真夏日・熱帯夜）、寒候期に2つ（冬日、真冬日）のレベルで把握できる、③平均気温よりも日数の方が感覚的に分かりやすい、などである。

また、この地域を調査地とした理由は、緯度による気温差があまり大きくなく、日本海側と太平洋側の対比や親潮と黒潮の影響の違い、平野・盆地・山地などの地形効果、大都市の影響などが検討できるなどの点による。

2. 資料と方法

調査地域と使用したアメダス地点（230地点）を図1に示す。気温極端年の選び方は、

1900年以後の気温極値順位表（野口 1994）の中から、アメダス統計のある1974年以後で最も顕著な年を抽出した。この表は、「都市化の影響がほとんど無いと思われる無切断の6官署平均（寿都・石巻・伏木・水戸・飯田・厳原）の平均偏差」による94年間（1900～1993）の気温累年値（図2）をもとに、上位5位までの月・季節・年・連続複数年（2～10年）の最暖・最寒値を示したものである。この表にさらにその後の1994、95年のデータを加えて検討した。その結果、暑夏年（1994）、冷夏年（1993）、暖冬年（1989）、寒冬年（1984）の4年が抽出された。

これらの年は、夏・冬の季節平均としては1900年以降顕著な平均偏差を持つ年で、いずれも1900年以来全国的に上位5位以内に入る極端年である。なお、暑夏年の1994年は順位

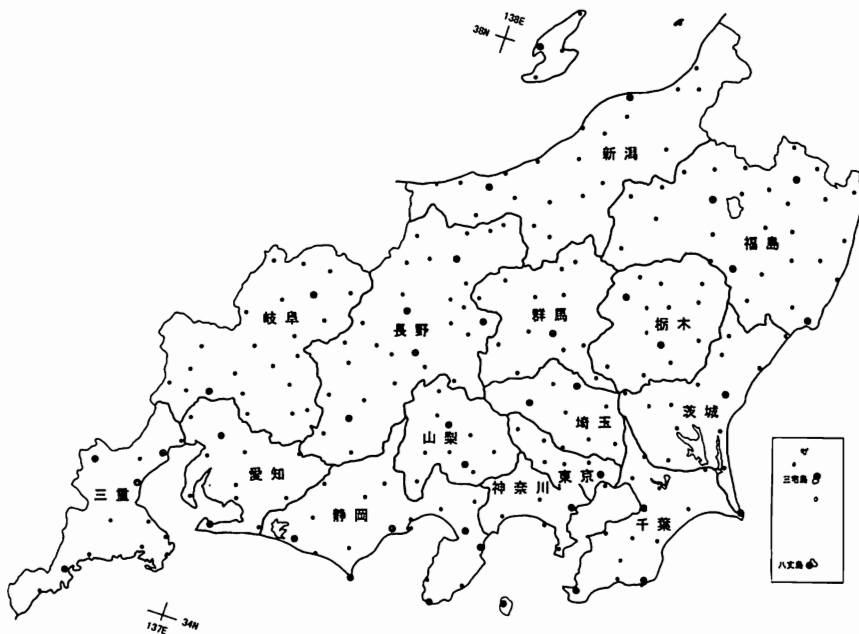


図1 調査地域と使用したアメダス地点

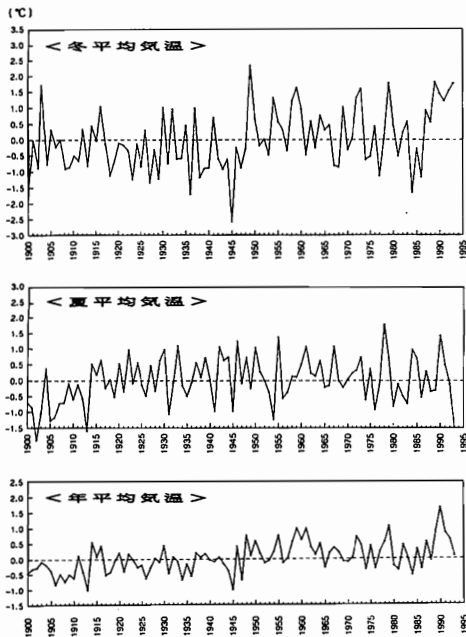


図2 都市化の影響がほとんど無いと思われる無切断の6官署平均による冬・夏・年平均気温の永年変化(1900～1993年)
(出典：野口 1994)

表の範囲外にあるが、様々な資料から観測史上最も高温な暑夏年であったことが分かっている。

アメダスMTデータからこれらの極端年における夏日・真夏日・熱帯夜・冬日・真冬日の各日数を地点ごとに求めた。アメダスデータは毎正時の24時間値であるので、日最高・最低気温の出現時間と値は気象官署のものとは多少異なる。各地点における平年値は気象庁(1993)の準平年値表(1979～1990)を利用し、準平年偏差(以下平年偏差と言う)は各極端年における日数と準平年値との差を取った。各極端年における日数は整数であるが、準平年値は小数点以下一位までが示され

ている。

ここで使用した夏日等の用語の定義は気象庁(1993)に従い、夏日とは24時間値の最高気温が25℃以上の日、真夏日とは同じく30℃以上の日、熱帯夜とは最低気温が25℃以上の日、冬日とは最低気温が0℃未満の日、真冬日とは最高気温が0℃未満の日である。従って、夏日日数には真夏日日数が含まれ、冬日日数には真冬日日数が含まれる。また本来、冬日・真冬日は該当年とその前年にまたがる一寒候期の値でなければならないが、ここでは一暦年の値、すなわち夏を挟む二つの寒候期の値を使っている。

一つのアメダス地点で、4つの極端年(暑夏・冷夏・暖冬・寒冬年)の地点番号や準平年値表に示された地点番号が異なっている場合、統計の切断(あるいは接続が確認されていない)を意味するが、等値線を描く際には参考値(同一の場所にあるもの)として使用した。それらの地点は、銚子、宇都宮、津などである。

3. 極端年の特徴

1) 暑夏年(1994年)

この年は一年を通して気温は高めに推移し、暖冬、猛暑、少雨の年であった。夏は全国的に長期間高温状態が続き、日最高気温に極値が続出した。夏平均気温を地域平均で見ると、東日本が平年偏差+1.8℃、西日本が+1.5℃で、1946年以降の最高値を示し(日本気象協会 1995)、1900年以降最高の暑夏年であった1978年夏の6官署平均の平均偏差+1.78℃(野口 1994)よりもさらに高い値が記録された(注1)。東・西日本を中心に、全国気象官

署の半分以上で7、8月の月平均気温の記録を更新する暑さであった。

7、8月平均の500hPa高度偏差図（日本気象協会 1995）によると、北極付近と日本の南に大きな負偏差域があり、日本を含む中緯度帯には帯状に正偏差域が広がって、北太平洋高気圧の勢力が平年よりも北に偏っていた。特に日本付近では東西流が卓越し、寒気の南下を妨げていた。

注1）平年偏差は1961～90年の30年平均からの偏差、平均偏差は1900～93の94年平均からの偏差である。また、アメダス地点の準平年値（1979～1990）からの偏差も平年偏差と呼ぶことにする。

2) 冷夏年（1993年）

この年は暖冬と記録的な冷夏・長雨を特徴とする年である。夏は全国的に低温で、「平成の大凶作」（日本農業気象学会 1994）と言われるほど稲作に大被害が出た。地域平均平年偏差は北日本で -1.7°C 、東日本で -1.4°C 、西日本で -1.1°C となった（日本気象協会 1994）。6官署平均の夏平均気温経年変化（野口 1994）では、1900年以来第3位（平均偏差 -1.46°C ）の低さとなった（1位は1902年の -1.88°C 、2位は1913年の -1.59°C ）。月平均で見ると特に7、8月が低く、1900年以来それぞれ4位の低さである。

夏平均の500hPa高度偏差図（日本気象協会 1994）では、日本の高緯度側と低緯度側に広く正偏差域があり、日本は中緯度帯を周極状に被う負偏差域に入って、1994年の暑夏の気圧配置とは対照的である。オホーツク海高気圧の発達が頻繁に見られ、亜熱帯高気圧の日

本付近への張り出しが例年と比べて弱かった。

3) 暖冬年（1989年）

この年は3年続きの記録的な暖冬、梅雨の低温、残暑を特徴とする年である。特に1～3月は全国的に高温で、冬平均気温は1900年以来2位の暖かさとなり（野口 1994）、平均偏差は $+1.81^{\circ}\text{C}$ であった（1位は1949年冬で平均偏差 $+2.34^{\circ}\text{C}$ ）。特に1月の月平均気温は極端に高く、6官署平均の平均偏差で $+2.85^{\circ}\text{C}$ に達し、東・西日本の多くの官署で月平均気温の記録を更新した。冬型の気圧配置は長続きせず、南岸低気圧の通過が多かった（日本気象協会 1990）。

4) 寒冬年（1984年）

この年は寒冬と暑夏の両極端の年である。冬平均気温は平年偏差が中部から西日本にかけて -1.8°C （日本気象協会 1985）で、野口（1994）の6官署平均では1900年以来第3位（平均偏差 -1.66°C ）の低さである（第1位は1945年冬の -2.58°C 、2位は1936年冬の -1.71°C ）。この年は特に2月が1900年以来第2位の低さで、平均偏差 -2.30°C となっている。

この冬は、中部太平洋上にシベリアからアメリカ太平洋岸に至る巨大な低圧部が広がり、アラスカからシベリア北部にかけて発達した強い気圧の尾根との間に顕著な南北流循環が形成され、極東では南下する寒気の影響を強く受けた。この北極寒気の大氾濫によって、日本海側だけでなく太平洋側でも多くの降水があり、東京の雪日数は29日を記録した（日本気象協会 1985）。

4. 夏日・真夏日・熱帯夜・冬日・真冬日日数の準平年値分布

1) 夏日日数

日本全体では南高北低の分布をしており、北海道で10～30日、関東地方で80～90日、九州地方で90～130日、沖縄地方で200日を超えるところが出ている。

調査地域における分布(図3)の特徴は次の通りである。

- ①110～120日という高い値が濃尾平野を中心に愛知県・静岡県から甲府盆地にかけて見られる。
- ②太平洋岸に沿って内陸側よりも低い値が分布する。特に福島県の浜通りから千葉県銚子にかけてその傾向が強く、新潟県の海岸平野

と比べ、20～30日少ない。

③脊梁山脈を構成する奥羽・足尾・越後・飛騨・木曾の各山地に、標高の影響による低い値が分布する。

④関東地方とその周辺部に90日台の比較的高い値が広範囲に分布する。

2) 真夏日日数

北海道では0～3日、関東地方で20～40日、九州地方で30～40日、沖縄県地方で70～80日、やはり南高北低であるが、夏日日数の分布ほど南北傾度は大きくない。

調査地域における特徴は次の通りである(図4)。

①40～50日の高い値が愛知県から静岡県西部にかけて広く分布し、特に名古屋圏に高い値

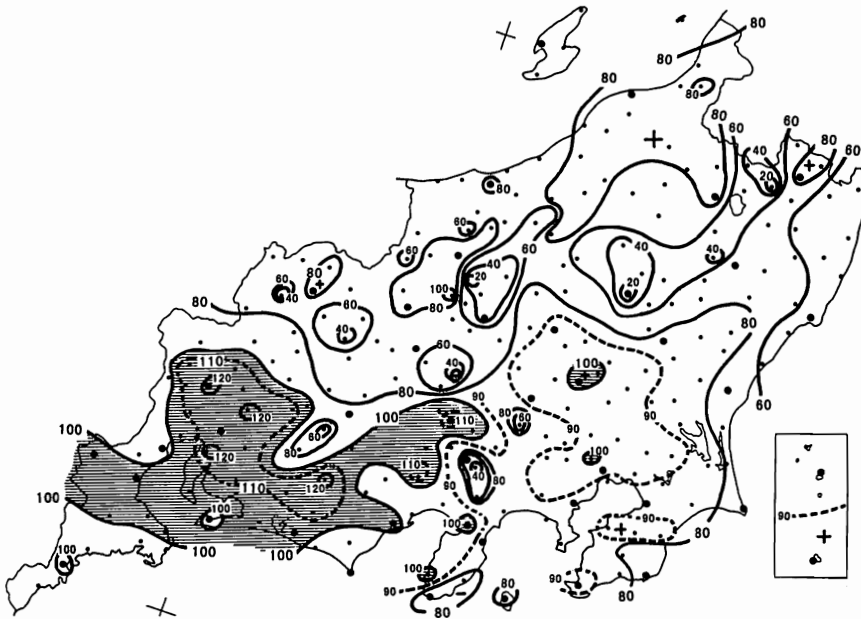


図3 夏日日数の準平年値(1979～1990年の平均)分布

注) 100日以上の地域に影をつけた。

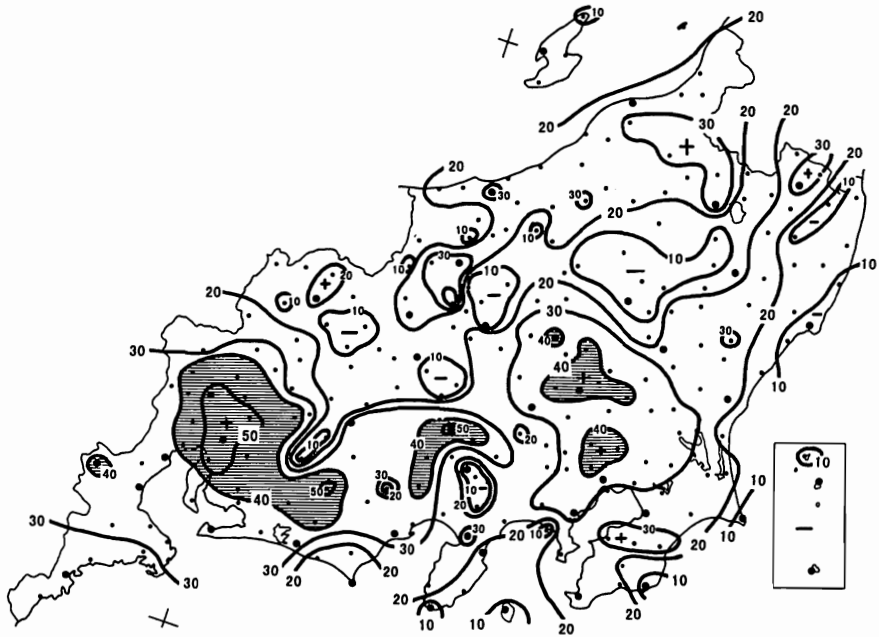


図4 真夏日日数の準平年値（1979～1990年の平均）分布

注）40日以上の地域に影をつけた。

が広がっている。

②甲府盆地から富士川に沿って局地的に高く、また関東平野の内陸部でも40日台の高い値が出ている。

③海岸に沿って低い値が分布するが、特に太平洋岸の福島県沿岸から千葉県、伊豆大島、石廊崎にかけて、5日前後の低い値が点々と見られる。その中でも、伊豆大島の1.8日、福島県大津の1.9日、銚子の2.7日は低い値である。伊豆諸島の夏日日数が関東地方の値とほとんど変わらないのに対し、真夏日日数は三陸海岸並に少ない。

④夏日の場合と同じように、標高の高い内陸山地で低い値を示している。

3) 熱帯夜日数

北海道から東北地方にかけて「該当日無し」または1日以下の地域が広がる。関東地方では東京湾岸の都市域を除くとほとんど5日以下で、九州地方でも地方中核都市を除くと10日以下である。ところが、鹿児島県南部から急増し、種子島で50日、沖縄県西部で100日を超え、石垣島では120日に達する。

調査地域における熱帯夜日数の特徴は次の通りである（図5）。

①内陸で少なく、太平洋・日本海沿岸に向かって徐々に高い値となる。

②大都市に高い値が見られ、東京は24日で九州南部並である。千葉・横浜・浜松・名古屋・岐阜・大垣・桑名・津などでも10日を超える。



図5 熱帯夜日数の準平年値（1979～1990年の平均）分布

注）5日以上の地域に影をつけた。内陸の0以下の地域は「該当日無し」を示す。

③夏日・真夏日同様に、濃尾平野から静岡県西部にかけて高い値が分布する。

④大平洋沿岸、特に東京湾・駿河湾、に沿って5日以上の高い値が分布する。石廊崎・御前崎・伊良湖・鳥羽などの半島先端部では10日を超える。伊豆諸島では南ほど高く、八丈島で21.8日となって、ここも九州南部並である。

4) 冬日日数

北高型の分布で、北海道では概ね130～170日、関東地方では内陸部で40～50日、九州地方では10～60日、奄美諸島や沖縄県では「該当日無し」となっている。

調査地域の特徴は次の通りである（図6）。

①大平洋岸・日本海岸から内陸に向かって带状に値が大きくなる。太平洋岸では、伊豆諸島や伊豆半島の相模湾側で5日以下であるほか、海岸に沿って20日以下の値が分布する。日本海沿岸では30～60日台の値を取る。

②北海道並の高い値（140～170日）が福島県から岐阜県にかけての内陸山間部に分布する。

5) 真冬日日数

北海道では太平洋岸および渡島半島の40日台を除くと60～90日が多い。真冬日日数は東北地方太平洋岸に沿って急激に減少し、福島県に入ると1日以下に落ち、関東地方よりも南の太平洋岸では1日以下か「該当日無し」となる。日本海側では新潟平野あたりで5日前

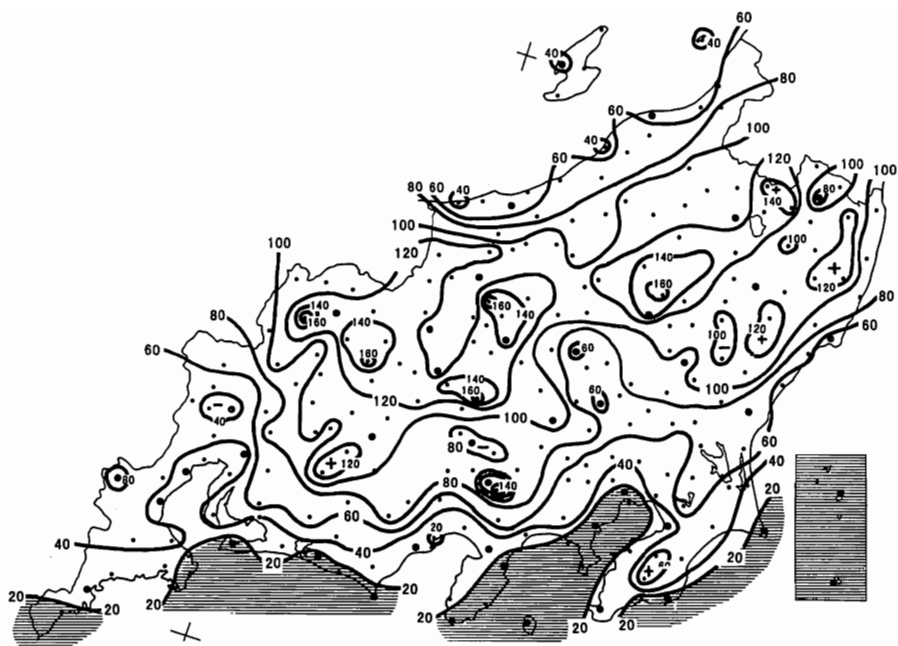


図6 冬日日数の準平年値（1979～1990年の平均）分布

注）20日以下の地域に影をつけた。

後となり、能登半島付近を境に1日以下となる。内陸では山間地を带状に岐阜県まで20日以上の地域が広がっている。

調査地域の特徴は次の通りである（図7）。

①太平洋岸に沿って、茨城県南部から三重県にかけて「該当日無し」の地域が広がっている。特に千葉県・神奈川県ではほぼ全域で真冬日を体験していない。

②関東地方では鬼怒川沿いに1日以下の地域が南下し、東京湾にまで達している。

③真冬日日数の多い（20日以上）地域が、内陸山間部を福島県から岐阜県にかけて日本海側に偏って带状に伸び、その中に点々と北海道南部並の40日以上地点が現れている。

④日本海側でも海岸沿いに小さい値（10日以

下）の地域が細長く広がっている。

5. 極端年における夏日・真夏日・熱帯夜日数および平年偏差の分布

1) 夏日日数

a) 暑夏年（1994年）

記録的な猛暑に見舞われた1994年夏の夏日日数の分布を図8に示す。分布の特徴は次の通りである。

①分布パターンは平年値の分布とよく似ており、名古屋圏を中心に岐阜県南部、愛知・静岡県、甲府盆地にかけて130～140日台の高い値が現れている。関東平野内陸部や房総半島の東京湾側にも120日台の高い地域が見られ



図7 真冬日日数の準平均値（1979～1990年の平均）分布
 注）太平洋岸に広がる0以下の地域は「該当日無し」を示す。

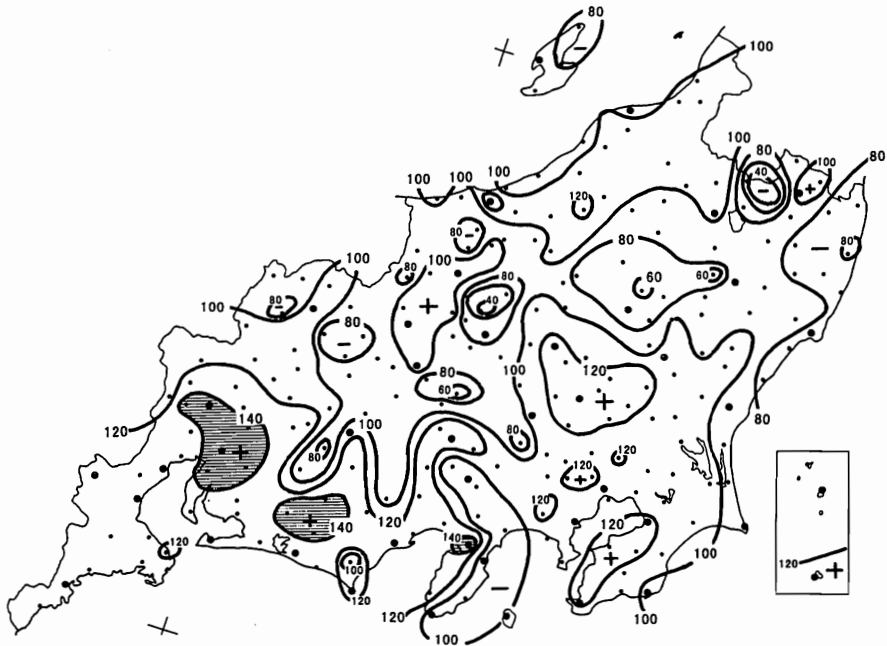


図8 暑夏年（1994年）における夏日日数の分布
 注）140日以上の地域に影をつけた。

る。

- ②福島県の太平洋岸から千葉県銚子にかけて内陸より20日前後（関東平野よりも50～60日も）低い地域が存在する。
- ③伊豆半島・房総半島・佐渡などで西側が高く東側で低い顕著な非対称分布が見られる。

図9には暑夏年（1994年）における夏日日数の平年偏差を示す。上述のように、準平年値の分布パターンと1994年の分布パターンに大きな違いがないということは、平年偏差の図に大きな地域差が現れないということである。平地も山地も全体的に20～25日くらいの増加（正偏差）が見られるが、相模湾から甲府盆地を通して日本を横断するような、正偏差20日以下の地域が帯状に見られる。越後平野・越後山地・那須野原・阿武隈山地北部などにも

島状に20日以下が現れる。

b) 冷夏年（1993年）

図10は冷夏年における夏日日数の分布である。

- ①分布パターンは平年値の分布や暑夏年（1994年）の分布とよく似ており、濃尾平野を中心に岐阜県南部、愛知県、静岡県西部にかけて100日を超える高い地域が分布する。また、富士川の谷から甲府盆地にかけても高く、甲府盆地で100日を超える。関東平野の中央部にも80日を超える比較的高い地域が南北に広がる。
- ②内陸山地の低い値の地域は準平年値や暑夏年の場合と分布パターンがよく似ている。
- ③福島県の太平洋岸から千葉県銚子にかけて40日以下の低い値が分布する。地点によって

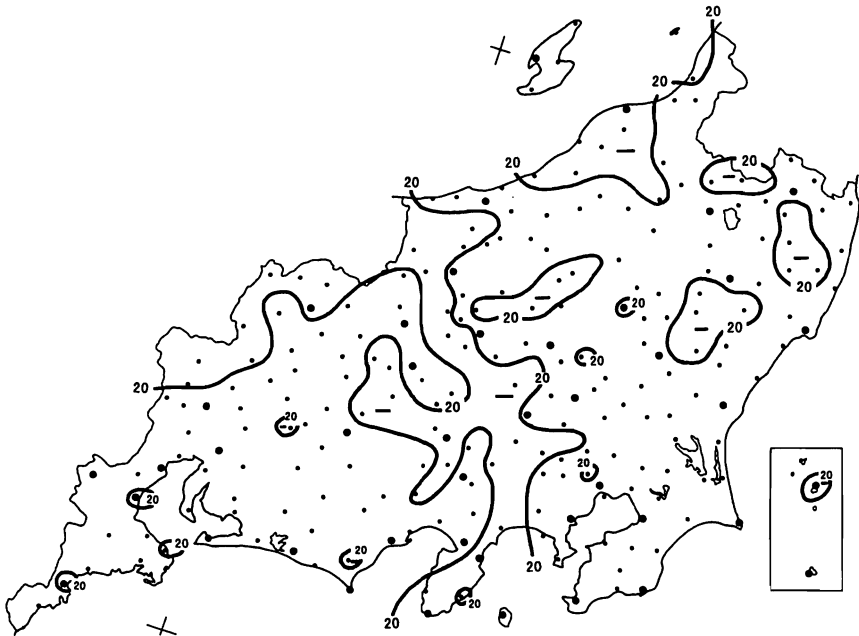


図9 暑夏年（1994年）における夏日日数の平年偏差分布

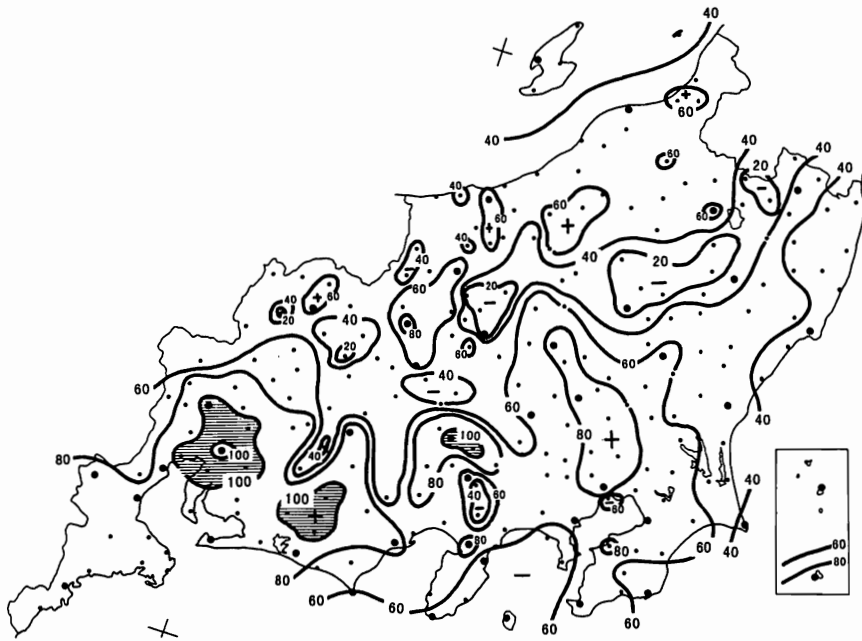


図10 冷夏年（1993年）における夏日日数の分布
注）100以上の地域に影をつけた。

は20日台の低さである。

図11は冷夏年（1993）における夏日日数の
 平年偏差である。平年と比べ10～30日程度夏
 日が少ない。30日以上低下した地域は日本海
 に面した海岸平野や伊吹山地西麓斜面、会津
 盆地である。一方、低下した日数が小さかつ
 た地域は、図10で高い値を示した三重・愛知・
 静岡の地域と関東平野内陸部から山梨・長野
 にかけての地域である。

2) 真夏日日数

a) 暑夏年（1994年）

図12は暑夏年の真夏日日数の分布である。
 70日を超える値が岐阜県南部から三重県北部
 と愛知県に及ぶ地域に見られ、夏日の場合と

同様にこの地域が他の場所と比べ高温である。
 このほか、甲府盆地や関東地方内陸部にも70
 日を超える地域が見られる。これに対し、内
 陸山間地域や福島県・茨城県の太平洋岸から
 千葉県銚子にかけて、また伊豆諸島などに10
 ～30日台の低い値が分布する。特に小名浜地
 区の10日という日数は内陸山間部並の値であ
 る。

図13には暑夏年における真夏日日数の平年
 偏差を示す。暑夏年には調査地域全体で25～
 35日程度の増加がある。岐阜県から三重県、伊
 勢湾周辺部にかけて30～35日の高い値が広が
 る。

内陸山間部では増加数が少なく、暑夏年の
 影響を受けにくいことが分かる。また、小名
 浜を中心とした福島県から茨城県の太平洋岸



図11 冷夏年（1993年）における夏日日数の年偏差分布



図12 暑夏年（1994年）における真夏日日数の分布
注）70日以上の地域に影をつけた。



図13 暑夏年（1994年）における真夏日日数の年間偏差分布

にかけても10日以下の小さい値が分布し、この沿岸域が暑夏年でも真夏日日数が増加しにくいことを示している。

b) 冷夏年（1993年）

図14には冷夏年の真夏日日数の分布を示す。これまでの暑夏年・冷夏年における夏日日数の分布や暑夏年の真夏日日数の分布と同様に、岐阜県南部から愛知県・静岡県さらに甲府盆地に及ぶ地域に日数20以上の高い値の地域が見られる。また、関東地方内陸部にも20以上の地域が広がる。

一方、福島県から岐阜県に至る内陸の山間地域には真夏日日数5日以下の地域が帯状に伸びている。太平洋岸にも5日以下の小さい値が分布しており、半島の先端部や伊豆諸島で特に小さくなっている。

これを年間偏差で見ると（図15）、福島県か

ら千葉県のパシフィック岸にかけて負偏差の小さい地域（10日以下）が分布する。このほか、伊豆諸島・伊豆半島南部、御前崎などで負偏差の値が小さい。また、内陸山地でも負の偏差が小さい。

これに対し、冷夏年の影響を強く受けて真夏日日数が20日以上少なくなる地域が、岐阜県南部から愛知県にかけての夏の高温を特徴とする地域や、長野盆地・松本盆地・富士川流域・越後平野・会津盆地・福島盆地などに点在している。

3) 熱帯夜日数

a) 暑夏年（1994年）

暑夏年の熱帯夜日数の分布パターン（図16）は年間の分布パターン（図5）と酷似している。その特徴は次の通りである。

- ①太平洋側と日本海側に海岸に沿って高い値

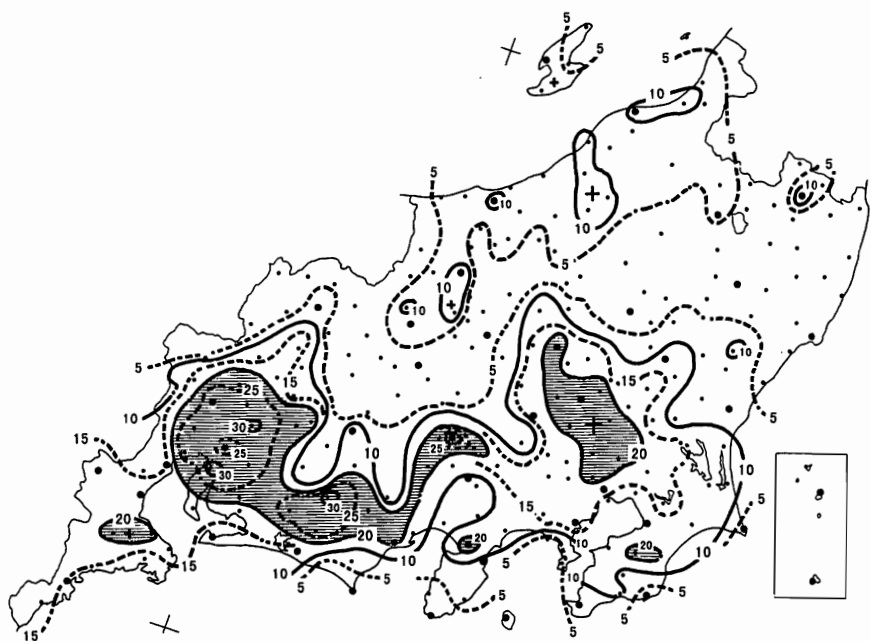


図14 冷夏年（1993年）における真夏日日数の分布
 注）20日以上の地域に影をつけた。

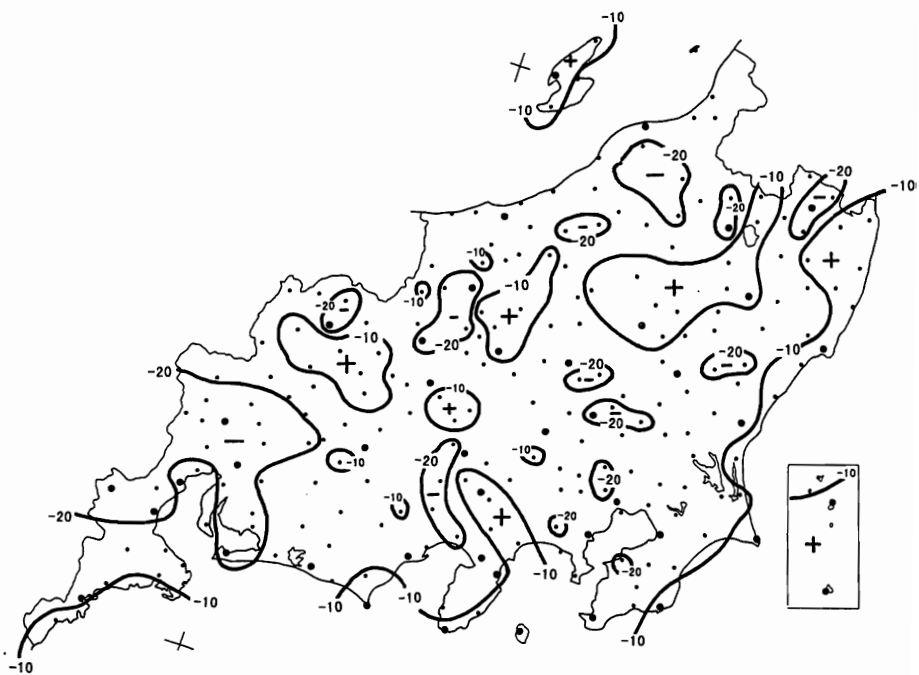


図15 冷夏年（1993年）における真夏日日数の年偏差分布

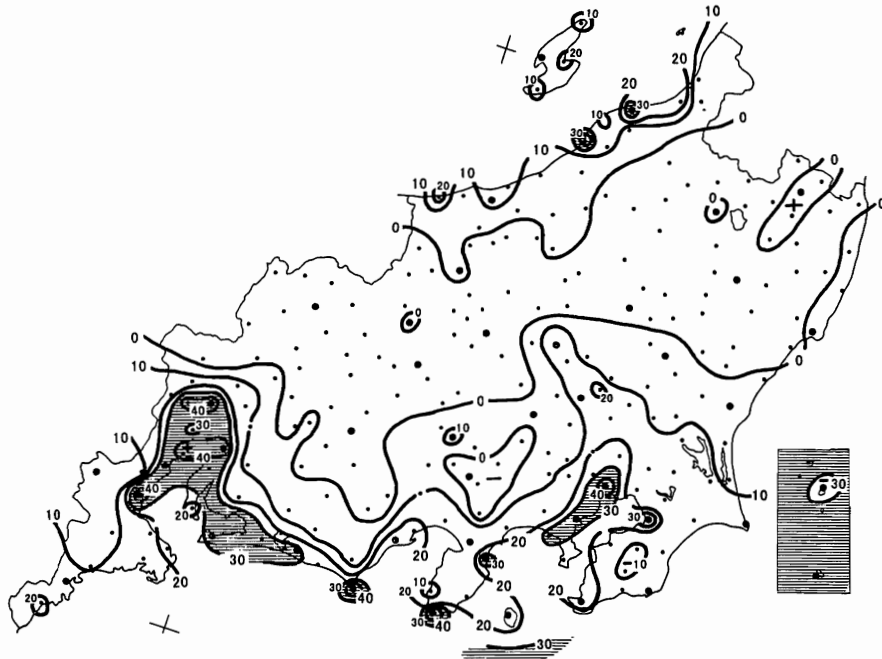


図16 暑夏年（1994年）における熱帯夜日数の分布

注）30日以上の地域に影をつけた。

が分布し、内陸に带状に「該当日無し」や1日以下の地域が広がる。

②30日以上の高い値が濃尾平野から静岡県西部に広がっており、岐阜・名古屋・津などの大都市圏で40日を超えている。

③太平洋岸に沿って30～40日の高い値が点在するが、中核都市や岬・半島の先端部である。

⑤日本海側でも海岸に沿って10日以上地域が見られるが、太平洋側の値と比べると小さい。

暑夏年（1994）における熱帯夜日数の年平均偏差を図17に示す。暑夏年でも熱帯夜日数に影響が出るのは、熱帯夜日数の大きい太平洋岸と日本海側の平野部だけで、内陸では広い範囲で偏差0となっている。

20日以上大きな偏差を示す地域は岐阜県南部から伊勢湾周辺域、静岡県の太平洋岸で、

夏日や真夏日日数の分布でも大きい値を示した地域と一致する。東京・千葉・横浜を含む東京湾岸でも20日を超える。

b) 冷夏年（1993年）

冷夏年になると、熱帯夜日数は調査地域からほとんど姿を消し、太平洋岸に沿って5日以下の地点が広がるだけとなる（図18）。これらの地点は、岐阜県南部から三重県・愛知県の伊勢湾岸の地域、伊豆半島、東京湾周辺部である。暑夏年には局地的に石廊崎や御前崎で40日を超え、大都市並の値を出しているが、冷夏年には1ないし0と極端に減少する。

調査地域における冷夏年の熱帯夜日数がほとんど0日になるということは、準平年値の分布パターン（図5）がそのまま冷夏年における熱帯夜日数の年平均偏差の分布パターンになる（図19）ということでもある。濃尾平野



図17 暑夏年（1994年）における熱帯夜日数の年平均偏差分布

注）20日以上の地域に影をつけた。

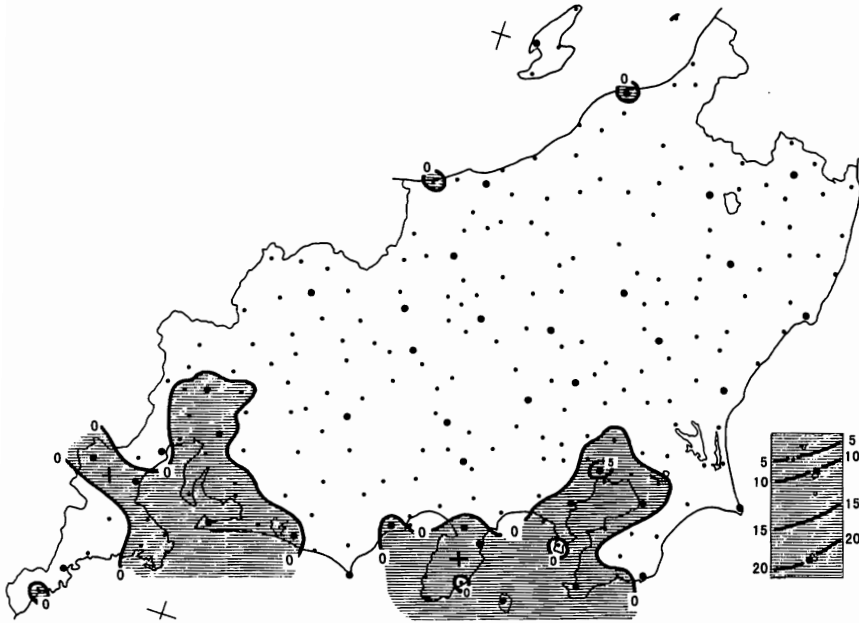


図18 冷夏年（1993年）における熱帯夜日数の分布

注）0日以上の地域に影をつけた。

と東京湾岸の横浜・東京・千葉に平年偏差10日以上の減少（負の偏差）域が見られる。東京は平年と比べ18日も熱帯夜日数が減少し、調査地域最大の減少日数を記録している。

6. 極端年における冬日・真冬日日数および平年偏差の分布

1) 冬日日数

a) 暖冬年（1989）

暖冬年の冬日日数の分布は、準平年値の分布パターン（図6）と似て、太平洋岸と日本海岸沿いに低い値が分布し、内陸の山間部で高い値が分布する（図20）。太平洋岸に沿って10日以下で、伊豆半島東岸や勝浦、新島以南では「該当日無し」となる。日本海沿岸でも30日前後の値が分布する。これに対し、内陸では100日を超え、山地では150日を超えてい

る。

暖冬年（1989）には、平年と比べて10～30日前後冬日日数が減少する（図21）。減少（負偏差）の大きいところは、関東平野の内陸で、埼玉県の久喜では40日も減少する。また、郡山盆地から会津盆地の地域、越後平野の内陸でも30日以上減少する。減少の度合いが少ないところは、太平洋岸の暖かい地域で準平年値が10日以下のところ（伊豆半島・伊豆諸島・三浦半島・三重県南部など）と、内陸山間部で準平年値の大きい山地で、暖冬でも影響を受けないところである。

b) 寒冬年（1984年）

寒冬年の冬日日数の分布パターン（図22）も準平年値の分布パターン（図6）とよく似ている。太平洋岸と日本海側で小さく、内陸の山間部で大きい。太平洋岸では石廊崎から伊



図19 冷夏年（1993年）における熱帯夜日数の平年偏差分布



図20 暖冬年（1989年）における冬日日数の分布

注）「該当無し」の地域に影をつけた。



図21 暖冬年（1989年）における冬日日数の年平均偏差分布

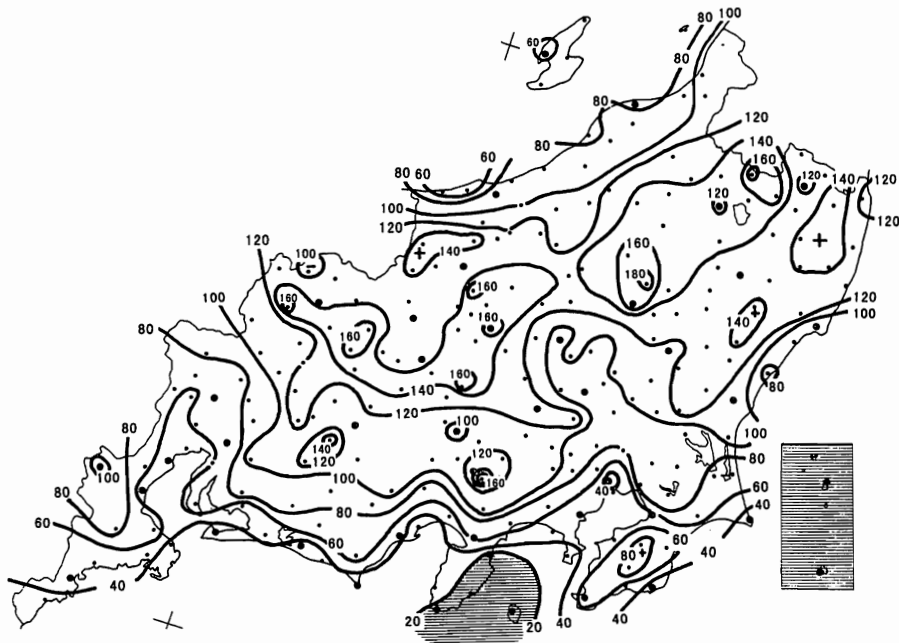


図22 寒冬年(1984年)における冬日日数の分布
注) 20日以下の地域に影をつけた。

豆諸島にかけて10日以下、千葉県から三重県にかけての太平洋岸に沿って20～30日台の値が見られる。内陸に向かって日数は増加し、関東地方の内陸で90日台、山間部で140～170日となる。日本海側の海岸平野で再び減少し、50～90日台となる。

寒冬年(1984)における冬日の年偏差(図23)は、関東地方の内陸部で高い正偏差(30日台)の分布を示し、暖冬年(1989)の分布パターンと似ている(ただし、逆符合)。暖冬年や寒冬年の大きな偏差は、関東平野中央部が暖冬年・寒冬年双方の影響を受けやすい地域であることを示している。このほか、寒冬年に冬日日数が比較的大きくなる地域としては、福島県の太平洋岸、濃尾平野、新潟県の日本海岸が挙げられる。

これに対し、寒冬年でも冬日日数の増加が

10日以下の地域は、伊豆半島・伊豆諸島と標高の高い山間地域である。

2) 真冬日日数

a) 暖冬年(1989年)

暖冬年(1989)における真冬日日数の分布を図24に示す。太平洋岸から内陸の脊梁山脈までの広い範囲で「該当日無し」である。また新潟県の海岸平野でも同じく「該当日無し」である。1日以上の地域は福島県から岐阜県北部の山間部に帯状に広がり、山岳地域では10～80日台の真冬日を記録している。

年偏差(図25)では、山間地域で10～20日の減少(負偏差)を示す。長野県の開田や野辺山では40日以上負偏差となっている。



図23 寒冬年（1984年）における冬日日数の平年偏差分布



図24 暖冬年（1989年）における真冬日日数の分布



図25 暖冬年（1989年）における真冬日日数の年平均偏差分布

b) 寒冬年（1984年）

寒冬年（1984）における真冬日日数の分布（図26）は、真冬日日数の準年平均値の分布パターン（図7）とよく似ており、脊梁山脈に沿って50～100日の値が分布し、太平洋岸と日本海岸に向かって減少している。太平洋岸では鹿島灘沿岸から伊勢湾にかけて広範囲に「該当日無し」が分布するが、日本海側では海岸平野でも10～20日台である。

この冬は記録的な寒さによって、栃木・茨城両県から東京湾にかけて真冬日日数（1日）が出現した。この真冬日日数の分布パターンの影響が準年平均値分布（図7）や暖冬年・寒冬年の年平均偏差分布（図25, 27）にも現れている。

図27は寒冬年における真冬日日数の年平均偏

差である。脊梁山脈に沿って20～30日台の正偏差域が福島県から岐阜県にかけて広がっている。寒冬年に真冬日日数が大幅に増加するのは、しきい値に近い温度分布を持つ内陸山地だけであった。

7. 考察

1) 暖候期

夏日・真夏日・熱帯夜日数の分布から判断して、高温・低温の地域が平年、暑夏年、冷夏年を通して決まった場所に出現する傾向がある。すなわち、Wigley et al. (1980) の言う、「原因は別でも現象として収斂する傾向がある」という点である。これらの場所は、日中の高温域としては①岐阜県南部から愛知県を経て静岡県西部に至る地域、②富士川流域



図26 寒冬年（1984年）における真冬日日数の分布



図27 寒冬年（1984年）における真冬日日数の年偏差分布

から甲府盆地一帯、③関東平野内陸部である。夜間の高温（熱帯夜）域としては、甲府盆地の代わりに横浜から千葉までの東京湾岸が加わる。

これらの地域はグローバルな温暖化に対してもおそらく正の反応を示すと思われるところであるが、とりわけ愛知県（特に岐阜・名古屋圏）は調査地域全体で最も高温を維持しやすい地域となって現れている。名古屋圏の夏の暑さはこれまでも度々指摘されており（安井 1966；長井ほか 1969；大和田 1980）、安井（1966）は中部日本で発達する局地高気圧や中部山岳地帯にできる熱的低気圧が濃尾平野の昇温に都合のよい局地循環を形成していると指摘し、長井他（1969）は風速の強弱や高気圧性沈降を高温の条件として挙げている。しかし、今回図示したような広域名古屋圏で高温域が形成される原因が十分理解されたとは言いがたい。

都市の日最低気温は一年を通して都市の人為的影響を受けており、気温の経年変化は都市化の影響を受けている（野口 1994）。従って、熱帯夜日数も当然都市の影響を受け、大都市で大きな値を示す。しかし、太平洋岸や日本海沿岸では同時に海の影響も受けて、内陸と比べて高い値が出ている。太平洋岸ではさらに緯度の影響も受け、南方ほど大きな数値となる。熱帯夜の規模を日数と面積で見ると、暑夏年には岐阜・名古屋圏が東京圏よりも遙かに大きく、ひと月に及ぶ熱帯夜が伊勢湾全体に広がって、温暖化によってここが昼間だけでなく夜間も暑さに悩まされる地域であることが推測できる。

これに対し、平年・暑夏年・冷夏年共に、夏日・真夏日・熱帯夜の各日数が常に小さい地

域は、①福島県から岐阜県に至る脊梁山脈（奥羽・越後・飛騨・木曾・赤石等の山脈）とその周辺部、②福島県から茨城県に至る海岸沿いの地域である。

①の理由は標高による低温であるが、熱帯夜については標高の他に海からの距離や都市の影響の有無が加わっている。②については夏の北東気流の影響が指摘されている（前島 1957；吉田 1989；吉田 1995）。

オホーツク海高気圧や北太平洋高気圧の発達が対照的だった暑夏年（1994）と冷夏年（1993）について、夏日日数の分布（図 8, 10）を比較すると、福島・茨城県太平洋岸の分布パターンは共に非常によく似ている。また、両地域の海岸線に沿って夏日日数を平均し、太平洋側と日本海側との差を取ると、ヤマセの吹かない暑夏年（1994）の方がかえって差が大きい（大平洋側の夏日日数が少ない）。このことはヤマセによる直接の影響以外に、低い夏の海面水温の影響が太平洋岸の夏日日数を低く抑える上で重要な役割を果たしている可能性を推測させる。

平年偏差で夏日日数を見ると、暑夏年（1994）には、夏日の平年偏差に特徴ある地域差は見い出せず、平年に見られる地域差がそのまま暑夏年（1994）でも表現されていることが分かる。一方、冷夏年（1993）には、東海地方や関東甲信地方で負の偏差（夏日の減り方）が小さく、気温の高い状態が維持されやすいのに対し、日本海沿いでは負の偏差が大きい。

真夏日日数は、暑夏年（1994）・冷夏年（1993）共に、平年偏差が福島・茨城の太平洋沿岸地帯で少ない。これは、この地域の夏の気温が低く、日最高気温 30℃のレベルからかなり隔

たっていて、暑夏・冷夏によって大きな影響を受けないことを示している。

2) 寒候期

暖候期の夏日(真夏日、熱帯夜も同様)日数分布パターンが、平年や暑夏年、冷夏年で類似していたのと同様に、寒候期の冬日日数分布にも、平年、暖冬年(1989)、寒冬年(1984)で似通った分布パターンが出現する傾向がある。

海岸から内陸に向かって冬日日数は増加するが、日本海側と比べ太平洋側の方が冬日日数は少なく、伊勢湾地方や東京湾から群馬県に向かう地域に日数の少ない比較的暖かい地域が広がっている。

伊豆半島と房総半島は東側と西側とで冬日日数の分布が非常に非対称で、平年値、暖冬年(1989)、寒冬年(1984)共に西側で冬日日数が多い。これは、この地方で冬に卓越する顕著な西寄りの風(河村 1966)の影響かと思われる。ところが、夏には逆に西側が夏日・真夏日日数共に多く、夏日・真夏日・冬日日数には、東岸・西岸で15~30日位の差がある。したがって、伊豆半島や房総半島の西側は東側と比べ夏暑く冬寒い。

冬日日数の平年偏差の分布を見ると、東京湾から関東地方内陸部に向かって暖冬年(1989)には30日以上(負偏差)が、また寒冬年(1984)には30日以上(正偏差)が生じている。すなわち、この地域は周辺地域と比べて、暖冬年には冬の減り方が大きく、寒冬年には冬の増え方が大きくなり、0℃をまたぐ夜間の気温変化に敏感な地域であることが分かる。

全体としては、気温の高く出やすいところ、

低く出やすいところは暑夏年・冷夏年、暖冬年・寒冬年を通して、同じパターンで出現しやすく、地球の温暖化という現象に対しても類似の温度パターンの出現が予想される。しかし、冬の関東平野内陸部や越後平野の一部のように、冬日日数の出方が暖冬年・寒冬年で大きく左右されるところも見られた。このような場所は日々の気温がしきい値(冬日など)の近くで変動しているところである。

参考文献

- Cohen, S. J. (1990):Bringing the Global Warming Issue Closer to Home:The Challenge of Regional Impact Studies. Bulletin American Meteorological Society, 71, 520-526.
- Crowley, T. J. (1990):Are There Any Satisfactory Geologic Analogs for a Future Greenhouse Warming? Journal of Climate, 3, 1282-1292.
- Handel, M. D. and Risbey, J. S. (1992) An Annotated Bibliography on the Greenhouse Effect and Climate Change. Climatic Change, 21, 97-255.
- 河村 武(1966):中部日本における冬の地上風系:特に冬の季節風に関連して、地理学評論, 39, 538-554.
- 気象庁編(1989):温室効果気体の増加に伴う気候変化、70p.
- 気象庁編(1993):地域気象観測(アメダス)準平年値表(1979~1990)、気象庁観測技術資料58号、243p.
- Lamb, P. J. (1987):On the Development of Regional Climatic Scenarios for Policy-

- oriented Climatic-impact Assessment. Bulletin American Meteorological Society, 68, 1116-1123.
- 前島郁雄 (1957): 気温の平年値について、地理学評論、30, 1043-1057.
- 松野太郎 (1989): 温室効果ガスの増加による気候変化の推定、科学、59, 583-592.
- 長井達夫, 田中勝夫, 牧野高吉, 清水互郎, 服部満夫 (1969): 名古屋周辺の夏の高温について、研究時報、21, 153-169.
- 日本気象協会編 (1985): 気象年鑑1985年版、大蔵省印刷局、186p.
- 日本気象協会編 (1990): 気象年鑑1990年版、大蔵省印刷局、212p.
- 日本気象協会編 (1994): 気象年鑑1994年版、大蔵省印刷局、277p.
- 日本気象協会編 (1995): 気象年鑑1995年版、大蔵省印刷局、274p.
- 日本農業気象学会編 (1994): 平成の大凶作、農林統計協会、234p.
- 野口泰生 (1994): 気象官署所在都市の温暖化と気温の永年変化における最暖・最寒値、国士舘大学文学部人文学会紀要、27, 35-58.
- 大和田道雄編 (1980): 名古屋の気候環境: 暑さ寒さの原因を探る、荘人社、181p.
- Pittock, A. B. and Salinger, M. J. (1982) Towards Regional Scenarios for a CO₂-warmed Earth. Climatic Change, 4, 23-40.
- 重原好次 (1991): 温室効果気体の増加に伴う気候変化、農業気象、47, 109-116.
- Wigley, T. M. L., Jones, P. D. and Kelly, P. M. (1980): Scenario for a Warm, High-CO₂ World. Nature, 283, 17-19.
- Williams, J. (1980): Anomalies in Temperature and Rainfall During Warm Arctic Seasons as a Guide to the Formulation of Climate Scenarios, Climatic Change, 2, 249-266.
- 安井春雄 (1966): 名古屋の酷暑について、天気、13, 59-65.
- 山本龍三郎 (1990): 地球温暖化の実態に関する研究の動向、天気、37, 289-305.
- 吉田洋一 (1989): 福島県における夏季気温の特性、研究時報別冊、41, 50-51.
- 吉田 隆 (1995): 亜寒帯海域の海況変動と東北地方の夏の低温との関係、ヤマセシンポジウム「'93年ヤマセ」とその周辺 Extended Abstract 集、69-72、東北大学理学部附属大気海洋変動観測研究センター、193p.

根室半島におけるアースハンモックの形成環境と分布形態

天井澤 暁 裕

1. はじめに

アースハンモックは、周氷河環境下において形成される構造土の一種で、マット状の密な植生に表面を覆われたドーム状の高まりである(岩田, 1981)。分布範囲は広く永久凍土地域から季節凍土地域までおよぶ(小疇ほか, 1974)。我が国においては、北海道や東北地方などのいくつかの地域でその分布が確認されている(山田, 1959; 澤口, 1987など)。

しかし、いずれの研究もその分布を報告しているものが多く、形成環境や分布形態に関する調査はほとんどおこなわれていない。

そこで、本研究ではこれらの問題点をふまえて、筆者が分布形態の異なるアースハンモックを確認した根室半島豊里において、形成環境についての若干の考察とそれにとまなう分布形態の違いを明らかにすることを目的とする。

2. アースハンモックの定義と研究史

1) アースハンモックの定義

アースハンモックは、構造土の一種で周氷河作用によって形成される微地形である。一般にその形態は、直径30~100cm、高さ30~70cmほどのドーム状をなし、表面はマット状の密な植生に覆われている。構成物質はシルト質の細粒物質からなることが多いが、礫を含むものもある(岩田 1981)。

アースハンモックは、平坦地や20°程度の斜面上にも形成され、斜面上では傾斜方向にのびる傾向がみられる。分布状態は、密集することや散在することもある。分布範囲は広く、高山から沖積地、極域の永久凍土地域から年平均気温4~6℃の季節凍土地域にまでおよんでいる。周氷河作用によって形成される地形のなかで、最も形成可能範囲の広い現象のひとつである(澤口 1987)。

アースハンモックの成因は、凍結進行時の凍結圧による未凍結物質の押し上げと繰り返し起こる不等凍上と考えられている(岩田, 1981)。また、牧草地においては、家畜の踏みならしにより形態が誇張されるという指摘もある。アースハンモックは、同様な土の高まりであるパルサやピングよりはるかに小型で、越年性の氷や凍土の核をもたない点において、成因的にもそれらとはまったく異なる(小疇ほか 1974)。また、北海道東部および北部の低層湿原にみられる谷地坊主とは形状こそ類似しているが、こちらはヒラギシスゲからなる植物遺体の隆起株であり、内部構造も異なる。

アースハンモックは、我が国において十勝坊主(田辺・山田 1958)、芝塚(トリカル[照田訳], 1963)、凍結坊主(小疇 1965)などの名称がある。

2) 日本におけるアースハンモックの研究史

日本におけるアースハンモックの研究は、田辺・山田(1958)、山田(1959)からはじまっ

た。田辺・山田 (1958) は、アースハンモックを十勝坊主と命名し、北海道・十勝地方の過湿型火山灰地に存在すると報告した。また、小疇 (1965) は、大雪山の構造土研究の中で、アースハンモックを凍結坊主と命名しその成因についても言及した。

1960年代までの研究は、日本におけるアースハンモックの存在報告と形態観察、それに形成プロセスの考察をくわえたものであった。1970年代になると、アースハンモックの形成環境についての研究がはじまる。沖田ほか (1979) は、釧路市郊外においてその形成環境を地形・土壌・分布・形態・植生・水分条件・気候の観点から調査をおこなった。沖田らは、地形に応じて水分環境が異なる数地域のアースハンモックの長径・短径・高さと分布密度を比較することにより、その形態・分布密度は水分条件によって変化するとした。

一方、実際にアースハンモックの形成に関係する冬季間の観察・実験を通じて得られたデータに基づいてその成因が論じられた例はほとんどなかった。そこで、澤口 (1987) は、北上山地中部一杯森周辺において冬季間の観察・実験データをもとに、アースハンモックの成因および形成・成長プロセスを明らかにした。

筆者が調査地を選んだ根室半島におけるアースハンモックの研究には、野川 (1963, 1980), 小疇ほか (1974) がある。しかし、依然として形成環境や分布形態について十分な調査はおこなわれていない。

3. 調査地域の概要

1) 地形

根室半島は北海道東部に位置し (図1)、全体的に平坦な幼年期状の地形をなしており、4段の海岸段丘に区分される (岡崎, 1979)。

根室半島は、鈴木ほか (1964) によって化石構造土が報告されて以来、アースハンモック・化石構造土・皿状谷・非対称谷などの周水河現象や周水河地形が数多く存在することが明らかになっている (野川, 1963, 1980; 小疇ほか, 1974)。

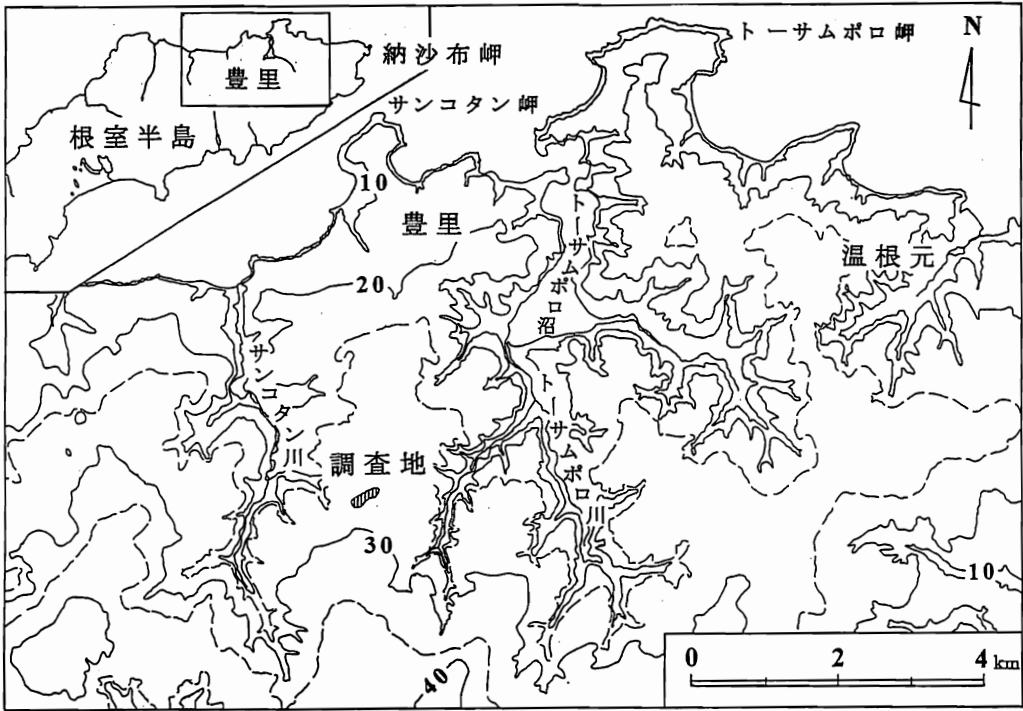
2) 地質

根室半島の地質は、白亜紀層 (根室層群) の上位に、第四紀の風連湖層、段丘堆積物および火山灰層が堆積している。段丘堆積物の上部にみられる火山灰層は、摩周火山を起源としており、上層から順に雌阿寒岳火山灰層 (Me-a), 矢臼別層 (ヒキウス火山灰層), 摩周岳火山灰層 f (Ma-f1, Ma-f3), 同g, h, i, j, (Ma-g, h, i, j) そして古期火山灰層となっている。またMa-fの年代は6.5~7.2千年前とされている (町田・新井, 1992)。また、これら火山灰の層厚は半島東部にいくほど薄くなる。

根室半島の土壌はおもに湿性クロボク土壌からなっており、半島東部や河川流域は低位泥炭土壌が卓越している。

3) 気候

根室の年平均気温は5.8℃, 年降水量は1072.3mmである。冬季の気温は北海道においては平均的で、2月 (最寒月) の平均気温は-5.4℃である。降雪量は少なく、積雪が50cmを超えることは希であり、気温が0℃以下



1 : 25000 「婦羅理」, 「納沙布」より作成

図1 調査地域の位置図

となりうる期間は、11月中旬から4月下旬までである（根室測候所，1979）。

4) 植生

森林は河川流域のケヤマハンノキを中心とした河畔林と開発を逃れたミズナラ・ダケカンバ林がわずかに残る程度である。根室半島の多くは、チモシーやオーチャードグラスなどを混播した牧草地となっている。また、牧草地に適さない湿地はほとんどそのままの状態であり、トーサンプORO沼周辺や河川流域ではヨシやスゲからなる低層湿原となり、台地上ではワタスゲやホロムイスゲからなる中高層湿原が形成されている（北海道庁生活環境部自然保護課，1981）。

4. 調査方法

根室半島におけるアースハンモックの形成環境と分布形態の違いを明らかにするため、アースハンモックの分布形態が異なる地域を選定する上で以下のような調査をおこなった。

1) 地形

異なった分布形態のアースハンモックが形成されている地域で地形の起伏の違いを比較するため、測量を実施した。

2) 分布形態・形状

アースハンモックの分布形態や形状の違いを比較するため、レベル機能を持つ測量機器でサンプル区域の測量をおこない、アースハ

ンモックの分布図を作成した。選定したサンプル区域は、10m×10mの正方形区域で、1. アースハンモックが散在して分布する地域―「散在地」、2. アースハンモックが密集して分布する地域―「密集地」、の二つの区域である。

3) 植生

上記の二つの区域において、アースハンモック上とその周辺の平坦地の植生状況を調査した。

4) 土壌

アースハンモックを構成する土層の特性を明らかにするために、アースハンモック頂部をとおるトレンチを掘削し、垂直断面の観察をおこなった。

また、断面観察をおこなった際に、土壌の粒度組成を調べるためサンプルを採取した。なお、採取したサンプルは細粒土壌であるため、粒度分析はエメリー管法を用いた。

5. 調査結果

1) 地形

調査地はほぼ平坦な海成段丘面上に位置しており、アースハンモックは、約160m×40mの範囲にわたって分布している(図2;写真1)。ここでは、全体的に南側に向かって非常に緩やかな傾斜がみとめられる。また、「散在地」と「密集地」との水平距離は、20mほどでその高低差は20cmほどである。この高低差は、徐々に下がっていくのではなく、凸地と凹地の変換線で15cmほど急に下がる。この変換線によって、二つの区域のアースハン

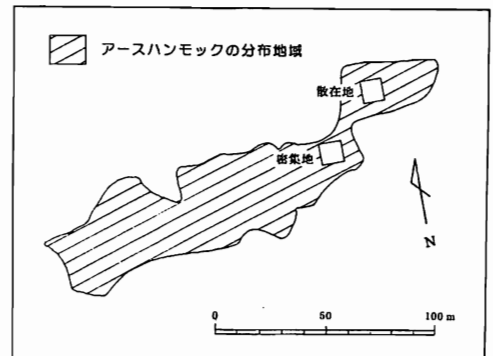


図2 調査地のアースハンモック分布図

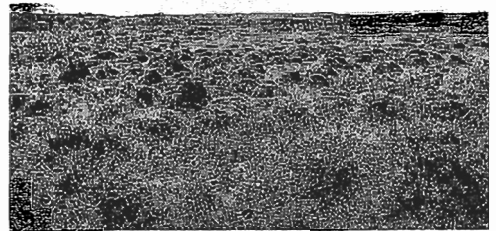


写真1

モックの分布形態や形状に大きな違いが生じている。

2) 分布形態・形状

調査地におけるアースハンモックの分布形態はさまざまである。この分布形態の差異は地形と密接な関係があり、平坦面から急に比高が下がる(10~15cmほど)ところや凹地では密集化や大型化の傾向がみられる。さらに、このようなところでは、降雨後5日ほどは冠水する。

一方、平坦面上ではアースハンモックは散在して分布し、大型のものはほとんど存在しない。また、調査のあいだ常に冠水が存在した湿地では、谷地坊主が分布している。この

野地坊主とアースハンモックの分布が変わるところでは、アースハンモックと谷地坊主が混ざり合って分布する漸移帯となるところもある。

① 「散在地」

この区域のアースハンモックは全体的に散在しており、100 m²の範囲内に43個分布している(図3)。よって、分布密度は2.3 m²に1個の割合となる。

② 「密集地」

この調査地のアースハンモックの大部分は密集して分布し、100 m²の範囲内に77個が分布しており(図4)、分布密度は1.3 m²に1個の割合となる。冠水する地域に形成されるアースハンモックは、「散在地」のものに比べてかなり大型である。

3) 植生

調査地は現在放牧がおこなわれており、チモシー、オーチャードグラスなどを主体とした牧草地である。調査区域の植生調査の結果「散在地」と「密集地」の植生は、大きく異なるといえる。「散在地」では牧草を主体とした植生で、他の植物はあまりみられない。一方、「密集地」では南側に中高層湿原があり、冠水がみられるほど湿性の度合いも高いため、自然草原植物や数種の中高層湿原植物が生育可能な環境となっている。

4) 土壌

a) アースハンモックと平坦地の垂直土壌断面

本調査地域のアースハンモックは、表層より4~6層の土層によって形成されており、その最下層部に摩周火山起源の火山灰である

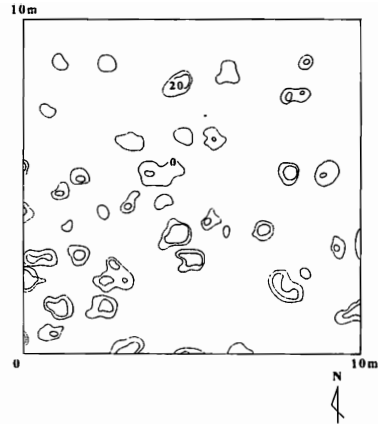


図3 「散在地」のアースハンモック分布図

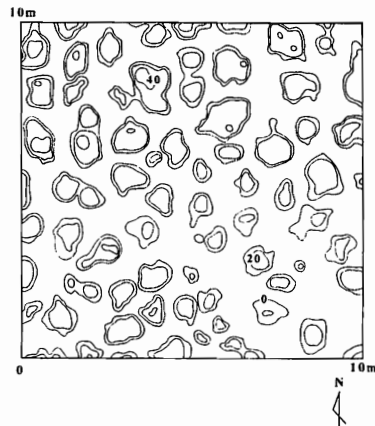
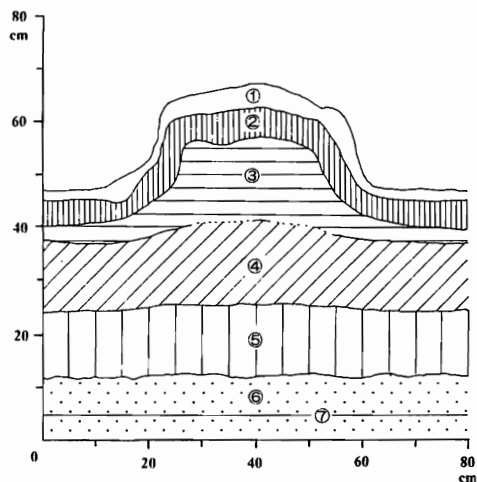


図4 「密集地」のアースハンモック分布図



① 根系マット ② 黒色腐食土層 ③ 暗褐色腐食土層
④ 黒褐色土層 ⑤ Ma-fl ⑥ Ma-ls ⑦ 地下水位

図5 アースハンモックの断面図

Ma-f1, Ma-f3が存在する(図5)。Ma-f3の層中には地下水位が存在し、この両火山灰層は断面観察時に多量の水分を含んでいることが肉眼で確認できる。また、アースハンモックと平坦地では土層の層厚に差異が認められ、アースハンモックでは澤口(1987)が報告したように腐食土層が厚くなり三日月状に盛り上がっている。また、アースハンモックを覆う根系マットは平坦地に比べて厚くなる傾向が見られ、平坦地の倍近い厚さになるものもみられる。

b) 粒度組成

アースハンモックと平坦地の土壌の粒度分析をおこなった結果、腐植土層はシルト、粘土を多く含む細粒な土壌である。このような傾向は、澤口(1987)にもみられる。また、Ma-f1・Ma-f3の両火山灰は腐植土層と異なり、細砂を多く含む粗粒な粒度組成である。

6. 考察

1) 地形とアースハンモックの分布形態との関連

今回調査した「散在地」と「密集地」のアースハンモックの分布形態や形状は大きく異なっている。さらに、「散在地」よりも地形的に高くなる場所では、アースハンモックの分布はみられない。これらのことから、アースハンモックと地形の起伏とは密接な関係があり、地表面の起伏の変化にともない分布形態や形状が大きく異なると考えられる。

また、この地形の起伏にともない水分条件も異なっている。「密集地」において降雨後冠水する場所では、アースハンモックは大型化しており、分布形態もより密集している。

「密集地」と水分状況が異なる「散在地」では、「密集地」のような大型のアースハンモックは存在せず、分布も密集していない。二つのサンプル地での100㎡あたりのアースハンモックの個数や分布密度も、2倍近くの隔たりがある。これらのことから、アースハンモックの分布形態と形状は水分条件との関連もあると考えられる。

2) 植生

また、植生は「散在地」と「密集地」では大きく異なるが、どちらも牧草を主体とした植生となっている。さらに、垂直土壌断面観察から、アースハンモックは平坦面より厚く密な根系マットに覆われていることが確認された。アースハンモックのみに限られたこの根系マットにより、アースハンモックの形状は維持されるものと考えられる。

3) 土壌

本調査地域の腐植土層はシルト、粘土を多く含む細粒土壌である。この土壌特性は、アースハンモックの成因とされている凍上(例えば、山田, 1959)に有利である。さらに、腐食土層下は保水性に優れると考えられるMa-f1, Ma-f3の火山灰層となっている。

これらのことから、本調査地域におけるアースハンモックの形成は、凍上に富んだ腐植土層と保水性に優れた火山灰層の土層構成に起因するものと考えられる。

7. まとめ

根室半島豊里に分布するアースハンモックの分布形態と形成環境について、異なった分

布形態である「散在地」と「密集地」の二つの区域を比較した結果、以下のことが明らかになった。

・アースハンモックは、主に海成段丘上の平坦地や凹地に分布する。

・アースハンモックは、地形の起伏に伴って分布形態や形状が異なり、凹地においてはアースハンモックの大型化や密集化が確認できる。

・地形の起伏にともなった水分状況の違いもアースハンモックの分布形態や形状に影響していると考えられる。

・アースハンモックは、平坦面よりも厚く密な根系マットで覆われている。

・本調査地域の土層構成は、アースハンモックの形成に適したものとなっている。

参考文献

- 岩田修二(1981):アースハンモック. 町田 貞・井口正男・貝塚爽平・佐藤 正・榎根 勇・小野有吾(編)「地形学辞典」, 6, 二宮書店.
- 岩田修二・藤井理行・樋口敬二(1976):ネパールヒマラヤの構造土. 地学雑誌, 85, 21-39.
- 岡崎由夫(1979):根室半島の地形について. 釧路市博物館館報, 259, 53-56
- 沖田良隆・斎藤万之助・赤沢 伝(1979):釧路市美濃のアースハンモック. 土木試験所月報, 316, 1-19.
- 小疇 尚(1965):大雪火山群の構造土. 地理学評論, 38, 179-199.
- 小疇 尚・野上道夫・岩田修二(1974):北海道の化石周氷河現象と古気候学的意義. 第四紀研究, 12, 177-191.
- 澤口晋一(1987):北上山地中部一杯森のアースハンモック-観察と実験-. 駿台史学, 74, 111-133.
- 鈴木秀雄・野上道夫・田淵 洋(1964):化石周氷河現象の観察. 第四紀研究, 3, 167-177
- 北海道庁生活環境部自然保護課(1981):「北海道自然保護計画」策定資料No 4 北海道の特定環境の概要Ⅱ-湿原・河川・草原-. 24.
- 田辺昇一・山田 忍(1958):火山灰土の基本断面形態について-土壤凍結地帯における火山灰性土の特性に関する研究(第1報)-. 日本土壤肥料学雑誌, 29, 375-379
- トリカル, J. [照田宥子訳](1963):「周氷河地形」. 259, 創造社.
- 根室測候所(1979):根室気象百年史. 55-59.
- 野川 潔(1963):根室半島の地形(その2). 地理学評論, 36, 35-36.
- 野川 潔(1980):根室半島の気候地形. 西村嘉助先生退官記念地理学論文集, 135-140.
- 町田 洋・新井房夫(1992):「火山灰アトラス」. 154-162, 東京大学出版会.
- 山田 忍(1959):野地坊主と十勝坊主について(北海道におけるPatterned Groundに関する研究第1報). 日本土壤肥料学雑誌, 30, 49-52.

衛星データを用いた石垣島轟川流域における赤土流出域の検出

—植生・土地被覆・表層地質などを考慮に入れた土壤環境評価—

中 島 亮

1. はじめに

1960年以降、沖縄島北部を中心とした南西諸島の島々で、土地利用形態の改変により、降雨時などに多量の赤土がサンゴ礁に流出している(岡本ほか 1992)。その赤土による海水の汚濁は、多くのサンゴを死滅させている。しかし、八重山諸島石垣島の一部では比較的狀態のよいサンゴ礁が存在していた(吉嶺 1991)。特に白保のリーフは、状態のよいサンゴの生息域として知られている。しかし、白保リーフに注ぐ轟川流域でも、赤土の流出が激しくなっている(WWF 1995)。

このような轟川流域で、土地改変の現状を知ることは土壤侵食の監視・予測・サンゴ礁に与える影響を知る上で重要である。しかし、そのためには、急激に変化する土地被覆を定期的に調査し、現状を的確に捉えなければならない。また、土地被覆・土壌・地形などから土壌流出の環境評価を行い、同時に予測することも重要である。

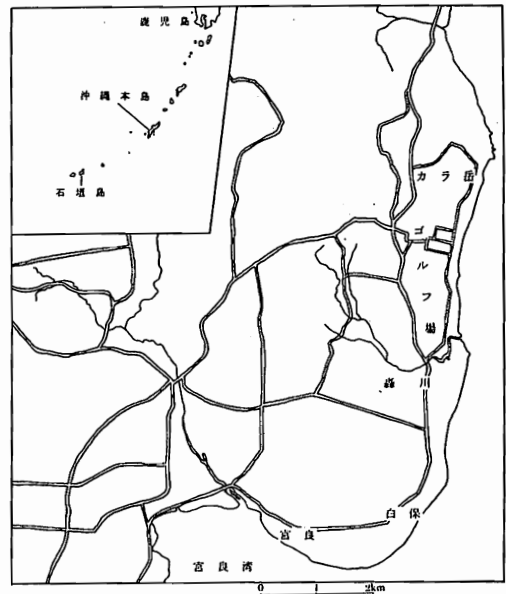
本研究の目的は、衛星データを使って赤土流出域を検出し、土地被覆・地質・地表保水力・地形などから轟川流域の環境評価することである。

2. 調査地域の概要

轟川は、カラ岳の西側にある丘陵地を源として、3本の支流が合流した後白保地区の北側を通り、東海岸に広がるサンゴ礁(裾礁型)の浅海域に注ぐ。河川全長3.1km、流域面積12.42km²の小河川である(図1)。

次に轟川流域の地質、植生と栽培作物に関して記載する。

①地質：地質は、トムル層を基盤とし、それをおおう琉球石灰岩と沖積層で構成される。



1 / 50000 地形図より作成

図1 調査地形図

分布状況は、トムル層が轟川上流域、琉球石灰岩がトムル層を覆って河川兩岸の台地を中心に分布する。沖積層は下流域の河川沿いから河口付近に分布する。これらの母岩は、トムル層地区が国頭マージ、琉球石灰岩地区が島尻マージ、沖積層が沖積土壌に区分される(沖縄県環境保全課 1994)。

②植生と栽培作物：植生を大別すると、樹林地・草地(牧草地/ゴルフ場)・サトウキビ・パイナップル・稲・雑草地となる。栽培作物は、サトウキビ・パイナップル・稲で、それぞれの収穫時期は大きく異なる。

サトウキビは、植え付けから収穫まで1年半かかり、3月収穫と9月収穫の2種類がある。パイナップルの収穫サイクルは6～8年である。植え付けから収穫まで2～3年・収穫可能期間が3年・畑を掘起して1～2年放置する。稲は基本的に2期作だが3期作のところもある。また、牧草地の収穫時期は決まっていない。梅雨期を迎える5月から7月にかけては、主作物のサトウキビの植え付け後で、半裸地または裸地状態の畑が多いため、流出の危険性が一番高い(沖縄県環境保全課 1994)。

3. 評価手法

1) 評価因子の設定

土壌環境評価は、評価の要素について設定が必要である。評価対象物は、降雨・土壌・地形・植生が挙げられる。本研究では、高橋・村井(1992)を参考に評価の尺度を評価因子と定義し、次の5つ項目を各評価因子に位置付けた。

①植生を中心とする土地被覆状況、②植生被

覆変化状況、③地表保水力、④表層地質、⑤地形

①～⑤の各評価因子に関するデータは、解析処理や処理後にメッシュをかけ解析する。沖縄県環境保全課(1994)のメッシュは100×100mだが、衛星データを使うため、TMの解像度(30×30m)に合わせやすい90×90mメッシュを作り解析する。この過程を図2に示した。

①植生を中心とする土地被覆状況

土地被覆状況は、作物管理係数の代用とする。理由は土地被覆状況が土壌流出に強い関連があり、植生の被覆状況は土壌流亡量を大きく左右するためである(灘岡・田村 1992)。

②植生被覆変化状況

土地被覆変化状況は保全係数の代用とする。USLE式の保全係数は、土壌侵食防止の人為的な対策効果に関する指数である(沖縄県環境保全課 1994)。しかし、流域内の畑で人為的な侵食防止を施しているところはほとんどない。そこで、複数年で植生率の低い地域は保全係数も低いと判断し代用した。

③地表保水力

地表保水力は、降雨係数の代用とする。この地域で降雨係数は、報告例がない(沖縄県環境保全課 1994)ため、降雨に対して、「どのくらい保水する能力があるのか」という視点から地表保水力を用いた。地表保水力は、NVI(Normalized Vegetation Index)と傾斜度(本研究では地形係数)から流出率を推定する式を使い $1 - (\text{流出率}) = \text{保水率}$ という保水力推定式を使う(高橋・村井 1992)。

④表層地層

土壌は、トムル層片岩地域は国頭マージ、琉球石灰岩地域は島尻マージ、沖積層グライ土

LANDSAT/TM Path-115 Row-43

1990.5.21 1992.7.13 1994.5.16



画像のきりだし
(527×393ピクセル)

画像のきりだし
<轟川流域>
(116×151ピクセル)

濃度変換/照度補正

1994年データ

NVI画像

$$(TM4-TM3)/(TM4+TM3) \times a + b$$

<分類用画像の作成>
バンド1・2・3・4・5を分割
NVI画像と合成

土地被覆分類図の作成

土地被覆状況メッシュ図

地表保水力推定式

$$S = 1 - (0.008 \times P - 0.142 \times Q + 0.165)$$

P=NVI Q=傾斜度

土地被覆状況メッシュ図

評価 0・1・2・3・4・5

土地被覆状況メッシュ図

評価 1・2・3・4・5

地表保水力メッシュ図

評価 1・2・3・4・5

地形メッシュ図

評価 1・2・3・4・5・6

表層地質メッシュ図

評価 1・2・3

沖縄県環境保全課 (1994)

土地利用現況図

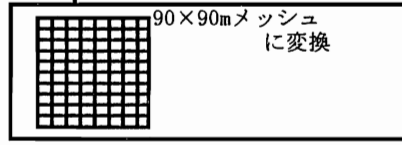
地形係数メッシュ図

表層地質図

分類画像の精度検証用
メッシュ図

地形メッシュ図

表層地質メッシュ図



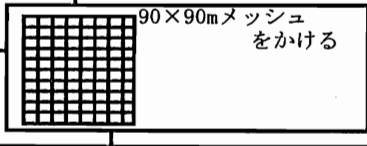
1990年・1992年・1994年

NVI画像

$$(TM4-TM3)/(TM4+TM3) \times a + b$$

合成

土地被覆状況メッシュ図



地表保水力メッシュ図

USLE式をもとにした土壤環境評価式

$$A = R \cdot K \cdot L \cdot S \cdot C \cdot P \quad (\text{表2参照})$$

総合評価メッシュ図

評価 1・2・3・4・5・6・7・8・9

← 高い
流出の危険性
→ 低い

図2 フローチャート

壤地域は沖積土壌の3つである。この中で国頭マージと島尻マージは、調査報告から国頭マージ=受食性、島尻マージ=耐食性が認められている。また、沖積土壌は有機含量が国頭マージより高いことから、少なくとも国頭マージより耐食性が高いとされている(沖縄県環境保全課 1994)。そのため受食性は、国頭マージ>沖積土壌>島尻マージとなる。

⑤地形

地形(USLE式では地形係数)は、斜面長係数(畑地面の斜面長(L))・斜面係数(勾配(S))の値を用いて、次式より算出することができる。

$$LS = (I / 20.0) 0.5 (68.19 \sin^2 \theta + 4.75 \theta + 0.068)$$

I = 斜面長 (m) θ = 勾配 (度)

この式から作成された地形係数メッシュ図(沖縄県環境保全課(1994))を編集して用いる。

2) 総合評価の手法

総合評価は、上記5つの評価因子から求める。総合評価に用いる計算式は、米国農務省の農地保全基準であるUSLE式から、日本に合わせて修正した土壌流亡式の係数を本研究の評価因子に当てはめ、土壌環境評価式として定義した。

4. 解析方法

1) 衛星データの前処理

①画像データの切り出しと幾何補正

まず前処理は、画像を轟川流域に沿って切り出す。1/25000の地形図と国土地理院発行の数値地図から得た経緯度を基準点に当て

はめ、94年の画像に幾何補正を施した。その他の画像は、94年の画像に合わせ、誤差1ピクセル内に幾何補正を行った。

②濃度変換/照度補正

衛星データの濃淡情報は、原画像だと対象物や観測機器の特性・観測条件などで、表示される画像の濃淡や明るさが衛星データごとで異なっていることが多い。また、同一地域・同一センサーでも、異なる時期に観測された画像は、輝度特性が大きく違っている。こういった場合、あるデータを基準としてその他のデータの標準偏差と平均値を基準に合わせる輝度補正を行って解析をより正確なものにした。

2) 植生を中心とした土地被覆分類

①土地被覆分類

土地被覆分類に、植生の被覆率に対応して増減する(灘岡・田村 1992) N V I (Normalized Vegetation Index)を用いる。N V Iは正規化植生指標と呼ばれ、植生とそれ以外の可視赤色領域と近赤外領域の差異関係から求められる。このN V Iは、植生の被覆が極端に密ではなくある程度被覆率が低いとき、植生の被覆状況に対応してN V Iが増減することが明らかになっている(灘岡・田村 1992)。土壌流出量は植生の被覆度合いが強いかかわっているとされている(灘岡・田村 1992)ため、N V Iをもちいることが有効であると判断した。

②カテゴリ設定

カテゴリ設定と評価設定は、対象地域の土地利用の特徴と土壌流亡量さらに時期的考慮も含められている。また、土地被覆分類で使用するデータの観測時期は5月であるため、

半裸地状態の地域（低植被地）が存在している。このため低植被地を一つのカテゴリーに設定する必要があり、グラントルースデータから算出したNVI値を用いる。

③分類作業と精度検証

分類作業（ポイントトレーニング）は、1クラスにつき100ポイントを目安としておこなう。また、分類には、各クラスの尤度を求め尤度最大のクラスにその画素を分類する最尤法を用いる。

検証方法は、土地利用現況図に90×90mメッシュをかけ、1ブロック内で一番占有しているカテゴリーをそのブロックの代表的土地利用とし、精度検証のためのメッシュ図を作成する。そして、作成された分類画像にも同じメッシュをかけ両者の比較から精度を求める。

3) 植被変化状況の解析

①NVI画像の作成

1990、1992、1994のそれぞれのNVI画像作成についてチャンネル間演算を次式によりおこなう。

$$NVI = (TM4 - TM3) / (TM4 + TM3) \times a + b$$

a = ゲイン b = オフセット

この式でaはコントラストに関する係数bは画像の明るさに関する係数である。

②画像合成と色彩表現

作成されたNVI画像は、合成して1990、1992、1994にRGBを割り当てて変化地を抽出する。画像の合成と色の割り当てによって抽出される植被変化状況画像は、3つの年の植被状態によって色彩が異なるため、どの色がどのような変化を表すかを分析する。

4) 地表保水力の解析

地表保水力は、保水力推定式（次式）によって表される（高橋・村井 1992）。

$$S = 1 - (0.008 \times P - 0.142 \times Q + 0.165)$$

$$S = \text{保水率} \quad P = NVI \quad Q = \text{傾斜度}$$

評価は、上記の式にPとQ値を代入して求められた値を5段階に分け、それを地表保水力の評価とした。そしてこの評価に色を割り当て地表保水力メッシュ図（90×90mメッシュ）を作成する。

5) 表層地質分類と地形係数

表層地質と地形係数は、既存のデータから編集して用いる。他の処理と同様に、90×90mメッシュをかけ1ブロック内で一番占有している図のカテゴリーをそのブロックの代表値として設定し、それぞれ色を割り当てた図を作成する。

5. グラントルースデータ

1) グラントルースデータの取得目的

グラントルースデータの取得目的は、土地被覆分類のカテゴリーである裸地・植生などを観測対象物として、その分光反射特性からNVIを算出することである。

2) 調査方法

現地での測定は、野外分光放射計を用いた。測定時には太陽に雲がかかっていない時を選び、時刻はLANDSATが本対象地を観測する頃である9:00から日が傾く前の15:00までの6時間の間で測定を行った。また、観測は1対象物につき10回測定した。この測定で得られた結果は、反射率を求める計算式を用いて

それぞれの対象物の反射率を算出する。

3) データ解析と土地被覆分類への適用

低植被地の分類作業の目安とするため、分光測定値をもとにNVIに相当する値を算出した。ここでは、衛星データから算出するNVIと同条件にするため、TM3(630nm~690nm)とTM4(760nm~900nm)がカバーする波長帯の範囲内に収まるデータをすべてピックアップした。そして、TM3とTM4に当たるものの平均値を求め、その結果をNVI式に当てはめて算出した。

6. 考察

1) 総合評価

USLE式と同様の式を用いた総合評価は、係数に評価因子(図3~7)の各評価をそのまま当てはめて、総合評価の値を90×90mメッシュのブロックごとで求めた。そして、評価分けにそれぞれ色を当てはめ、総合評価メッシュ図を作成した(図8)。また、総合評価の結果を視覚的に分かりやすくするため、評価に違い(土壌流出の危険性の違い)を3次元で表した(図9)。

2) 結果と考察

本研究の総合評価は、内田(1993)の結果と同様に北部の丘陵部の急傾斜地や植被率の低いところなどで土壌流出の危険性が高くなっている。また、年間土壌流出量が高い地域(沖縄県環境保全課1994)と本研究の土壌流出の可能性が高い地域との一致が見られ、結果の信頼性の高さを示している。

轟川は土地改変に伴い流路を直線的に変え

られている。また、河川の大部分で護岸工事が行われており、コンクリートなどで固められている。そのため、耕地からの土壌流出がすぐに河川に流出しやすい。こういった河川周辺にも土壌流出を防ぐ人為的対策が必要であることがわかる。

本研究が、周辺の環境(例えば本地域であればサンゴ礁のリーフ内環境など)を土壌流出の汚染を計る指標となるためには、土壌環境だけでなく海洋環境を含めた評価(土壌の堆積状況や生物などへの被害状況、海底地形や海流など)が必要である。土壌環境評価と海洋環境評価をあわせた総合環境評価を行うことでより多角的な評価を期待する。

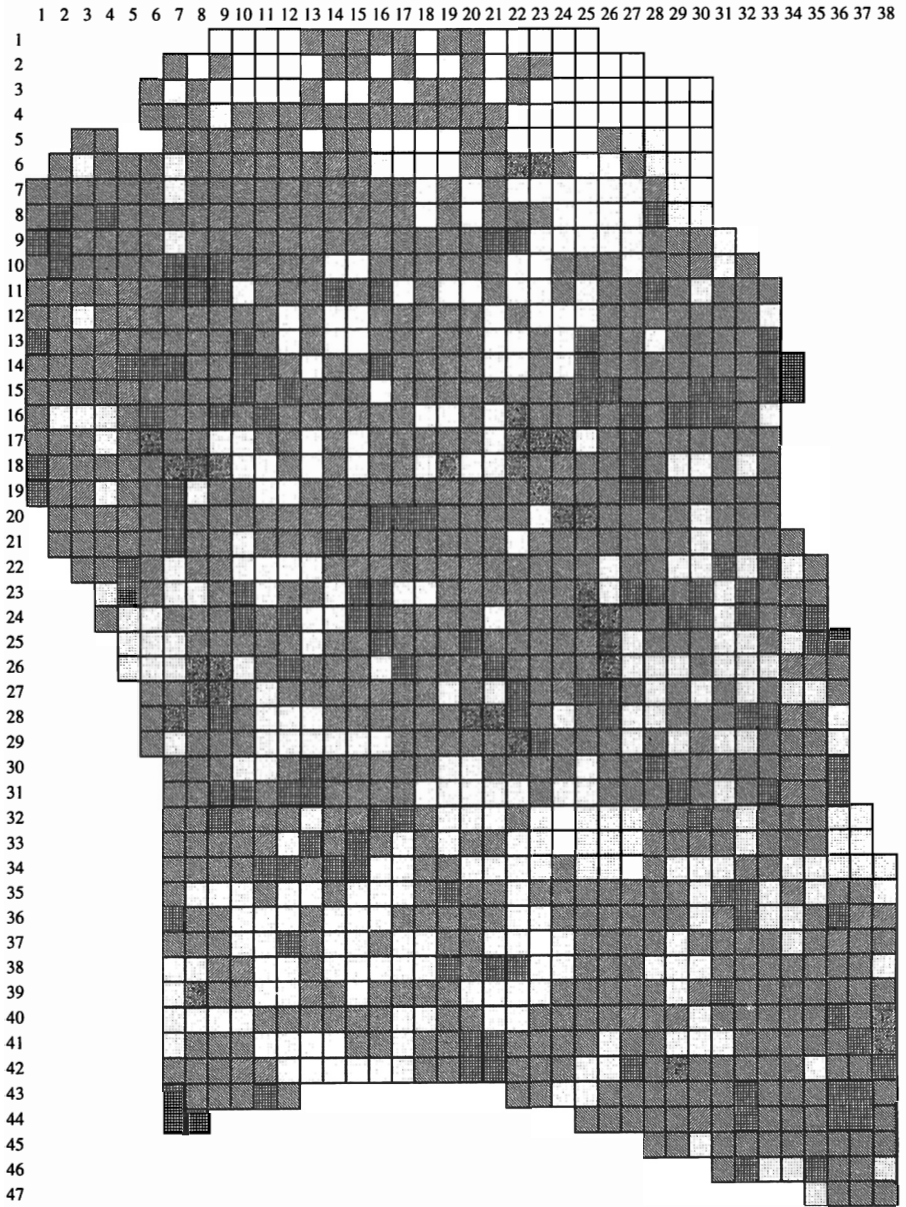
参考文献

- 内田論(1993): リモートセンシングによる土壌侵食地域評価手法の検討 日本写真測量学会年次学術講演会論文集, 143-148.
- 岡本勝男・山田一郎・今川俊明・福原道一(1992): ランドサットTMデータによる沖縄県北部サンゴ礁の赤土分布評価 地学雑誌, 101, 107-116.
- 沖縄県環境保健部環境保全課(1994): 平成5年度轟川流出実態調査報告書.
- 高橋直樹・村井俊治(1992): リモートセンシングを用いた環境評価手法に関する研究 日本写真測量学会年次月術講演会論文集 115-158.
- 灘岡和夫・田村英寿(1992): LANDSAT/TMデータに基づいた沖縄赤土流出問題の解析の試み 日本リモートセンシング学会誌 12, 3-19.
- 吉嶺全二(1991): 「沖縄 海は泣いている」

高文研.

WWF (1995): WWF ネイチャーシリーズ②

白保のサンゴ礁.



凡 例			
	評 価 5		評 価 2
	評 価 4		評 価 1
	評 価 3		評 価 0

图 3 土地被覆分類图

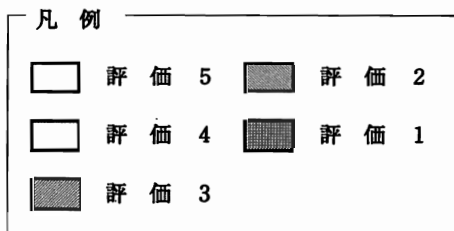
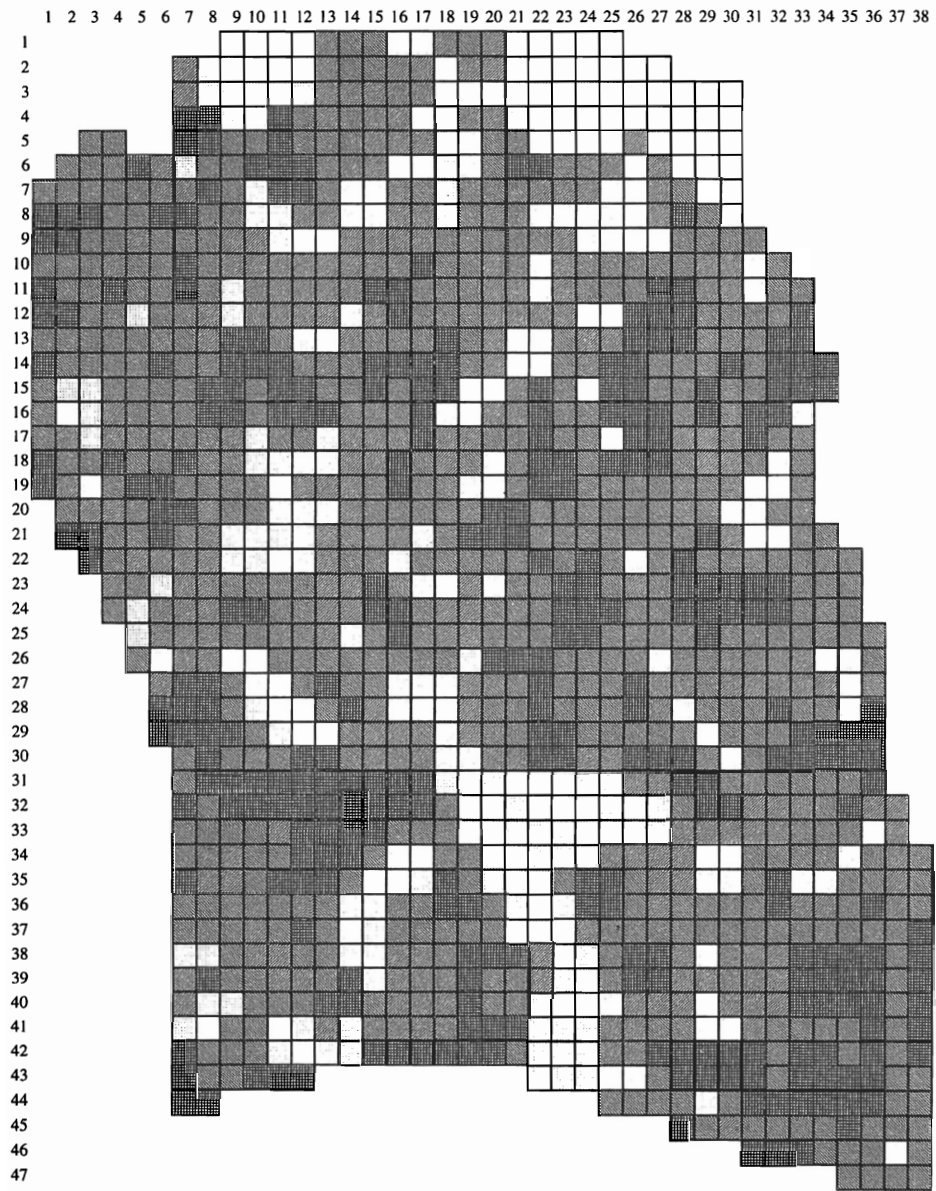


图 4 植被被覆变化状况图

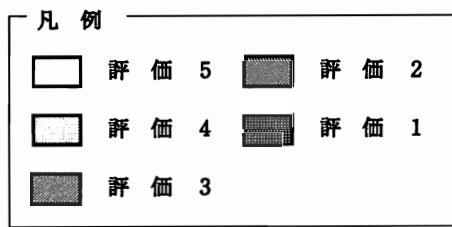
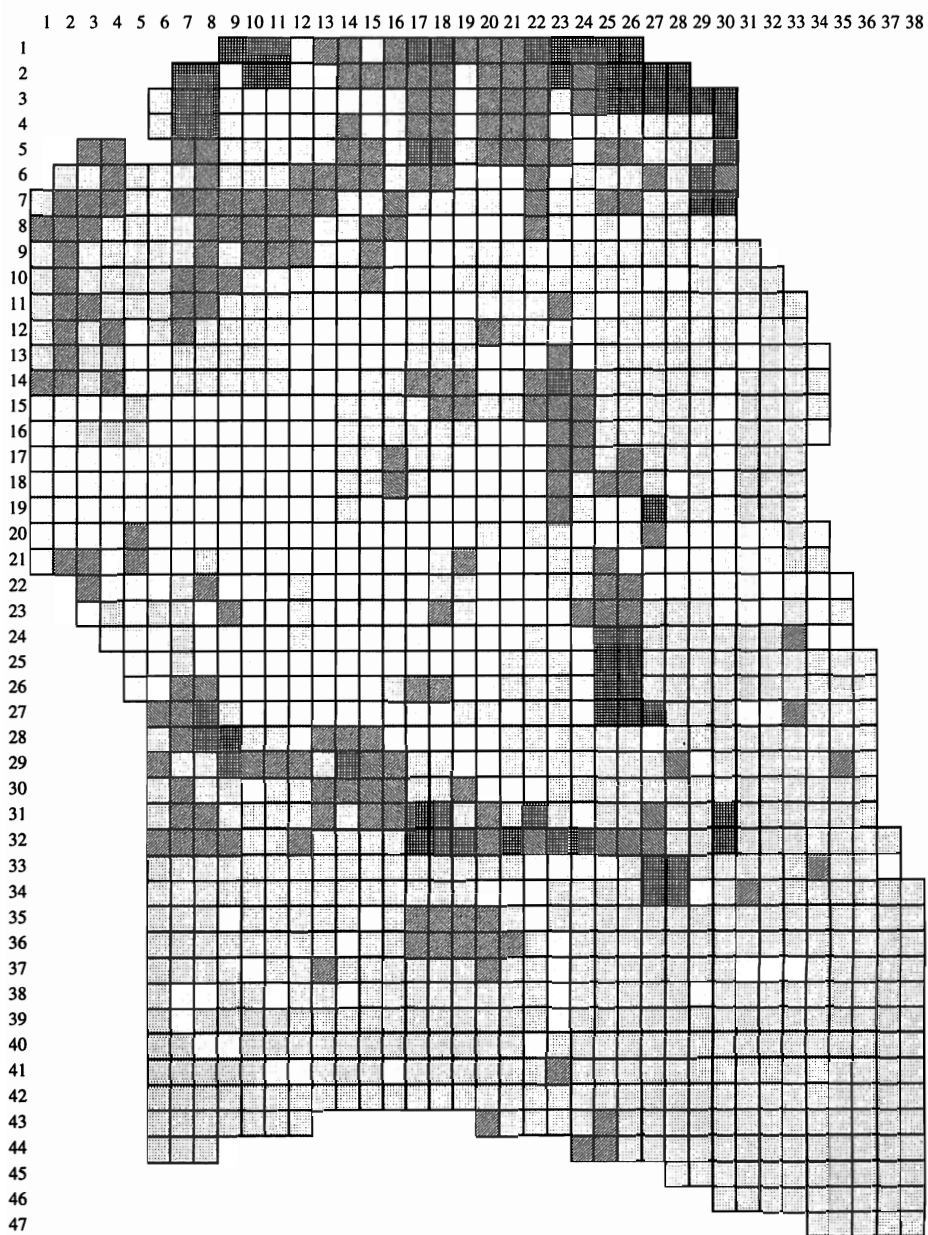


图 5 地表保水力图

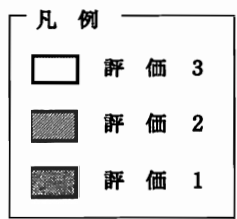
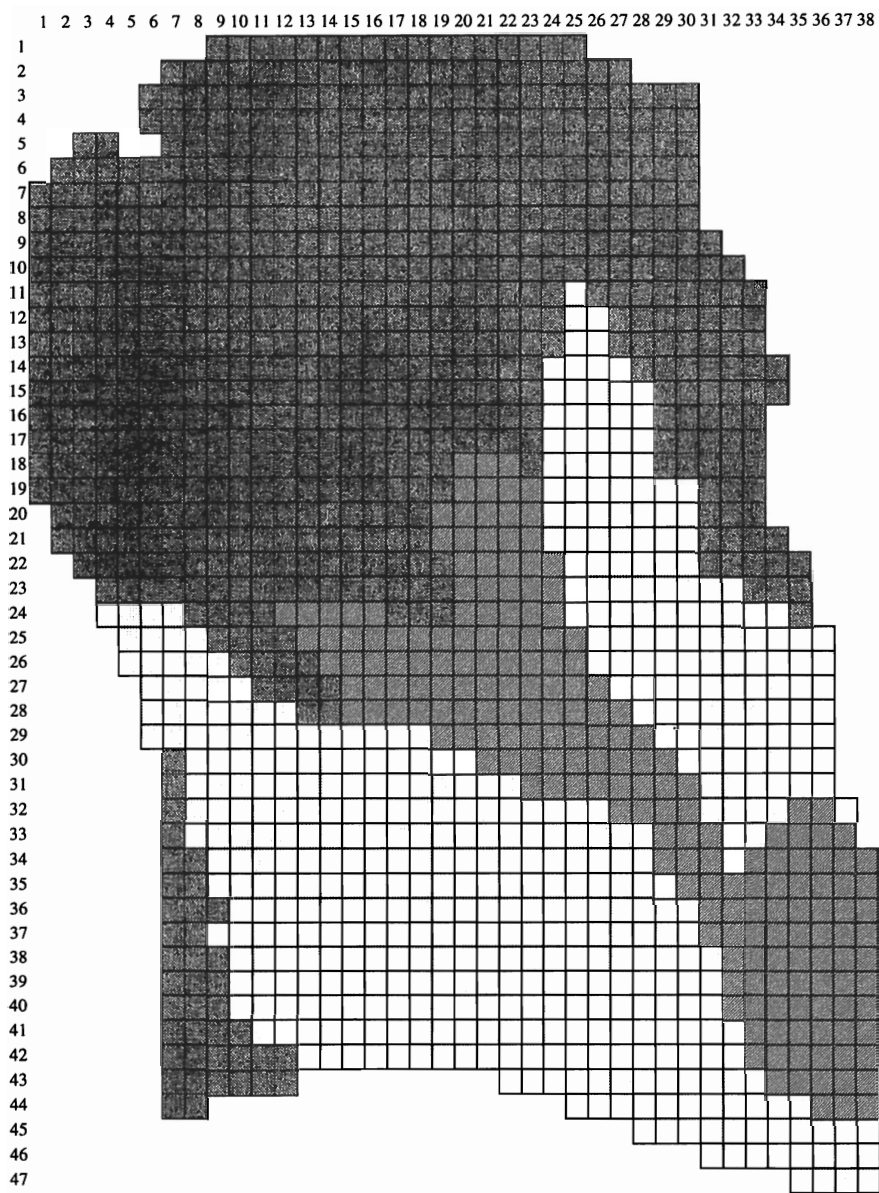


図 6 表層地層評価図

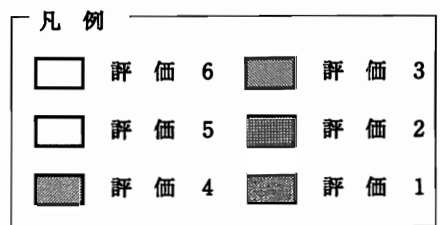
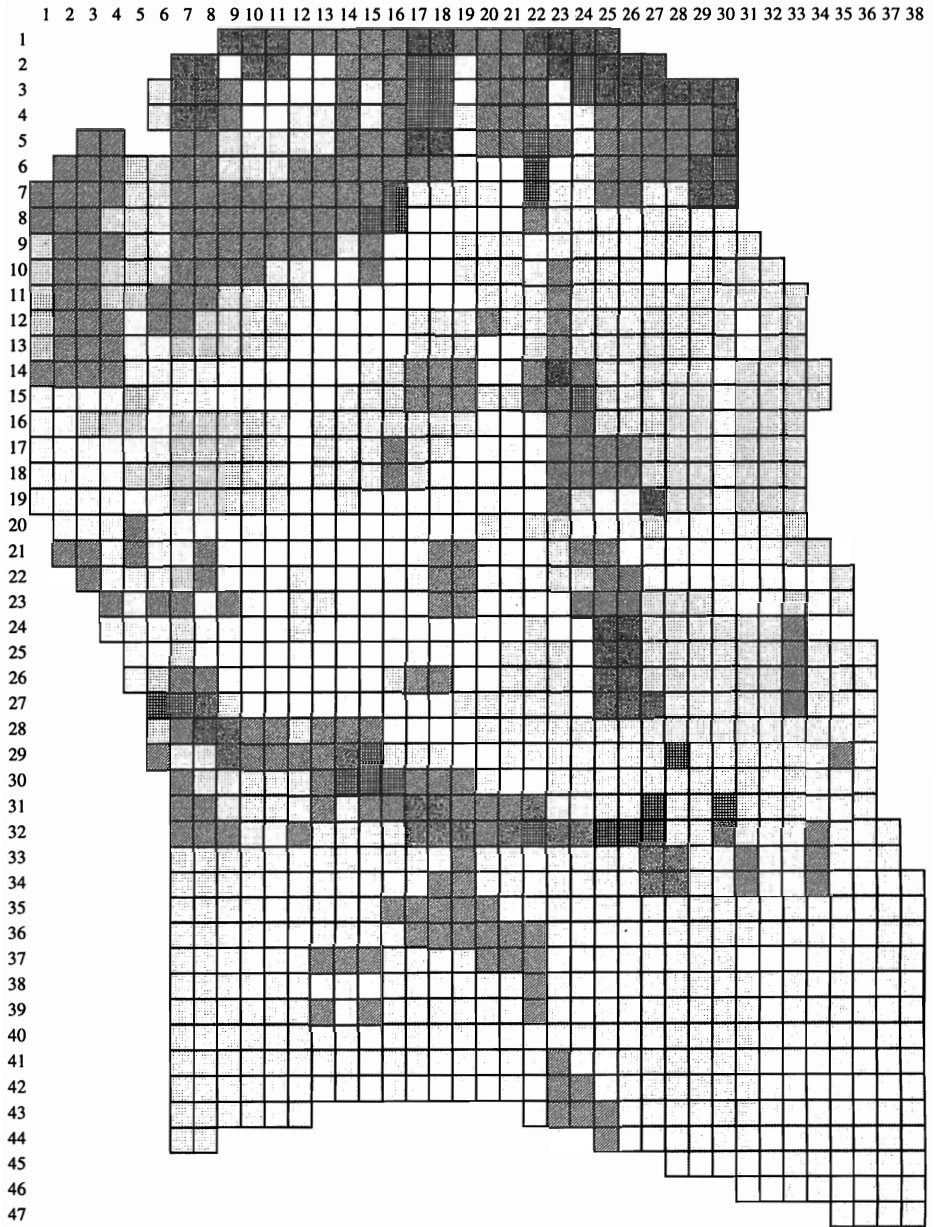


图 7 地形評價図

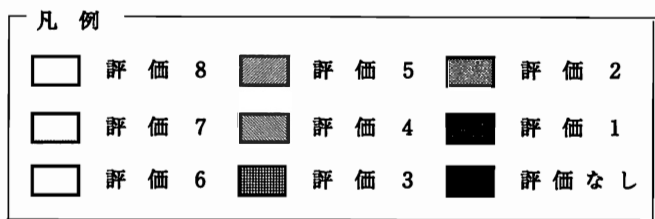
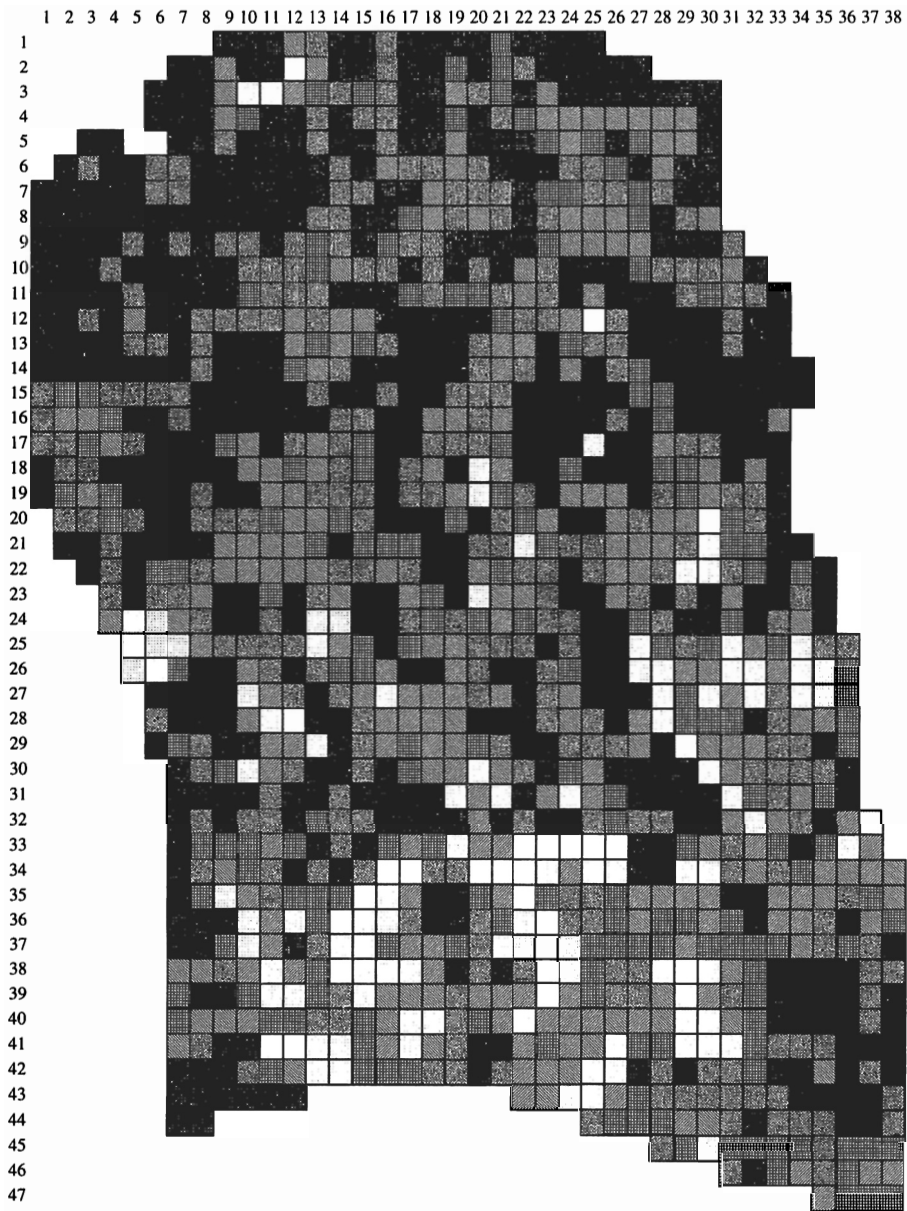


図 8 総合評価図

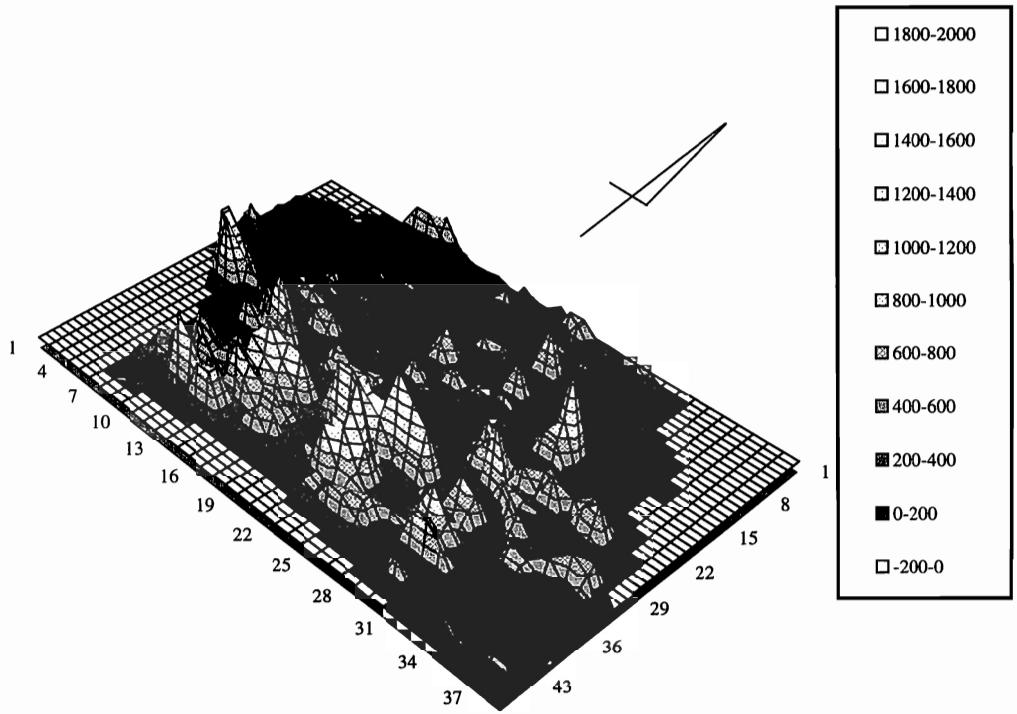


図9 総合評価図(3次元)

1996 年度 国士館大学地理学専攻 卒業論文題目一覧

- 1 二階堂順子 福島県相馬郡飯舘村における農産物を中心とした村づくり
- 2 富沢 昭文 高崎市中心部における都心機能の分布と集積過程
- 3 岡津 弘明 浜松市の中心商店街の業種構成と消費者の購買行動の変化
- 5 西崎 正典 東名高速横浜インターチェンジ周辺におけるヒートアイランドの実態と成因について
- 8 犬山 佳 相鉄いずみ野線 弥生台駅・緑園都市駅周辺の都市構造における共通点と相違点
- 10 本間健太郎 八王子市中心部における機能別の立地と変化について
- 11 小林 資 東京都江東区における内部河川の利用変化
- 12 佐藤健治郎 ランドサットTMデータの小地域内における土地被覆分類精度の検討
- 13 千野 岳 湖の資源管理—河口湖を例に—
- 14 永井 郷支 都市商業地区における地下街の性格—川崎地下街アゼリアを事例として—
- 15 青木 貴弘 高層建造物の立地・利用状況からみた都市中心部の地域差—新潟市中心部を事例として—
- 16 小平 順一 栃木県足利市における伝統的繊維産業の変容について
- 18 杉山 敦 心象風景を考慮した景観形成計画に関する研究—静岡県清水市の小中学校校歌詞からの考察—
- 19 植田 陽彦 伊豆三宅島における過去11年間の海岸変化
- 20 坂路 具嗣 大都市における大規模小売店舗の立地動向—千葉市を例に—
- 21 東方田正平 広島湾北部における海洋汚染について
- 22 合田 清通 神奈川県厚木市における中心市街地と郊外新市街地の土地利用変化
- 24 富岡 宣利 冬の季節風と屋敷林の配置との関係について—関東平野北部の農村地帯を例に—
- 25 池田 明大 埼玉県北東部における新しい農業の役割
- 26 稲野辺裕人 茨城県つくば市東部における土地利用変化の分析
- 27 矢部 英二 茨城県北部常陸太田市において夏季から秋季のヒートアイランド現象について
- 30 塩田 隆一 公団住宅における建替事業の現状と課題—東京都葛飾区を事例として—
- 31 天井澤暁裕 根室半島豊里におけるアースハンモックの形成環境と分布形態
- 33 本田 慎吾 東京西郊における鉄道駅空間とその類型化—西武池袋線沿線を例として—
- 35 布施 太郎 ダム建設における山村の変貌—神奈川県愛甲郡清川村を事例に—
- 37 中山伊知郎 長野県の冬期における南風の特徴について

- 40 中島 亮 衛星データを用いた石垣島轟川流域における赤土流出域の検出—植生・土地被覆・表層地質などを考慮に入れた土壤環境評価—
- 42 小野 敦 諏訪湖の結氷記録からみた冬の気温変動
- 45 合間 慎 東京都台東区におけるおこし製造業について—味の変化と伝播を中心に—
- 47 麻生 直人 九十九里沿岸地域における観光開発—千葉県白子町を例として—
- 48 山縣安紀子 茨城県日立市北部における岩石海岸の地形変化
- 50 中村 慎 伊豆半島における観光地の地域的展開
- 51 奥谷 剛治 新潟県三条市の地場産業の衰退に伴う地域産業の形成
- 52 堀口 智一 長野県茅野市における寒天生産から見た気象との関係について
- 53 籠宮 淳郎 区域別にみる下水処理施設の実態とそれに伴う河川水質の変動、埼玉県飯能市の事例
- 56 鈴木 麻子 メディアにおける海外特集記事の変遷について—女性誌に描かれた海外像—
- 57 深代 雅明 群馬県片品川中流域における河岸段丘形成—段丘形成過程と古湖水面変化の関係—
- 58 小野 守 農業振興における組織機能の役割—山形県西村山郡大江町の場合—
- 59 小堀 貴亮 伝統的町並み保全の現代的意味と方法に関する—考察—川越・旧城下町のケーススタディー
- 61 井元 成治 兵庫県南部地震に伴うバッドランドの地形変化—芦屋ロックガーデンでの例—
- 62 萩原 勇 高崎市の幹線道路、環状線の整備による都市の変容と効果—ロードサイドショップと市街地駐車場からの考察—
- 64 関口 貴則 小名浜における海霧の発生要因と海水について
- 65 福山 達也 横浜市における緑の保全対策の展開と新たな動向
- 66 前田 暢 鳥取県西部地域における希少生物保護とリゾート開発について
- 67 伊藤 宏峰 大規模小売店舗の動向からみた伊那市の商業構造
- 80 加藤 慎一 神奈川県厚木市鳶尾団地の気温分布について
- 81 斉藤 寛之 千葉県の通勤・通学圏とその構造

国土館大学地理学報告 編集担当者

国土館大学地理学会編集担当

指導教員：野口 泰生

学 生：高橋 省吾（2年） 佐藤 愛（3年）

増田 尚徳（4年） 西池 勇人（1年）

国土館大学地理学報告 No.6

1998年2月 1日印刷

1998年2月10日発行

編 集

発 行 国土館大学地理学会

会長 瀬戸 玲子

〒154 東京都世田谷区世田谷4-28-1

国土館大学地理学教室内

TEL 03(5481)3245

印 刷 内外地図株式会社

〒101 東京都千代田区神田小川町3-22

TEL 03(3291)0338

〈表紙写真の説明〉

強い上層逆転と貿易風下で発生した地形性の雲

(1987年4月28日 ホノルル市内で撮影)
