

霞ヶ浦におけるヨシ原の分布と低地の成り立ち

Mechanism and Process of Landforms in Associated with
Reed Community in Lake Kasumigaura

関 智弥*・池田 宏**

Tomoya SEKI* and Hiroshi IKEDA**

Abstract

Lake Kasumigaura is a coastal lake, the second largest lake in Japan. There is the lacustrine lowland with a width of 0.5 - 1.0 km, around Lake Kasumigaura. The lacustrine lowland consists of "Terrace", "Terrace" and "developing Lowland". It has been known that the lacustrine lowland formed at present, however the mechanisms and processes of formation have not been well understood. Thus, in this study, geomorphic characters and mechanism of developing lowland are revealed by distributions of reed community and grain size analysis and analysis of wave energy.

Developing lowland is low and flat topography, and its relative height is 0 - 0.5 m from mean water level. And its structure materials are mainly fine grains especially "very fine sand" and "silt". In addition, distributions of the developing lowland and reed community have close correlation. And these distributions are determined mainly by wave energy.

These results lead to the conclusion that developing lowland was formed with deposition of sands by the wave and capture of fine grains by reeds.

はじめに

「霞ヶ浦・北浦周辺地形分類図」(大矢ほか, 1986)によると, 霞ヶ浦の沿岸部には幅 0.5 ~ 1 km の湖岸平野(汀線~台地縁までの地形)が形成されており, その地形は主に 1984(昭和 59)年の「霞ヶ浦管内平面図(1:5,000)」と空中写真によって以下のように区分される;

湖岸段丘 : 標高 4 ~ 8 m Y.P. 4.8 ~ 8.8 m に断片的に分布する段丘面・湖水位

(海水準)の高かった時代(6,000 年前)に形成された。

湖岸段丘 : 標高 1.8 ~ 3 m Y.P. 2.6 ~ 3.8 m に連続して分布する段丘面・湖岸段丘より形成年代は新しい。

湖岸低地 : 段丘によりも低い所に広がる地形・現在形成されつつある低地であり, 霞ヶ浦全域に分布している。

このように, 霞ヶ浦における湖岸平野の地形はその形成が海進・海退時における堆積, あるいは

* 筑波大学第一学部自然科学類(現:筑波大学大学院)

** 筑波大学地球科学系

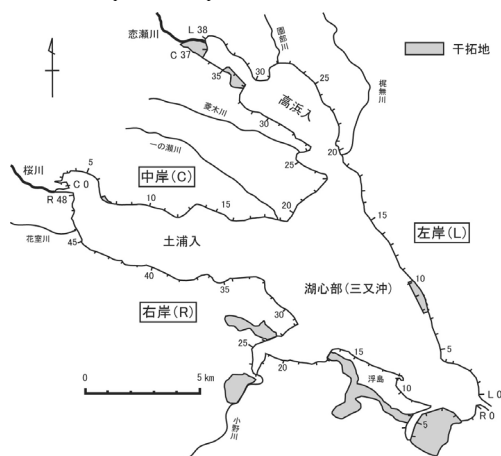
侵食作用によるものと考えられ、その形成年代が推定されている程度である。特に湖と接する一番低い面に存在する「湖岸低地」に関しては、「現成の地形である」と述べられている程度であり、その特徴や、地形形成プロセス・メカニズムについては明らかにされていない。

ところで、地形と植生は密接な関係があるとされている(菊地, 2001)。従って湖面に接し、低い面に存在する湖岸低地と、抽水(挺水)植物で湿地に群落を形成するヨシは、密接な関係があると考えられる。

そこで本研究では、「湖岸低地」に注目し、その形態・特徴を明らかにすると共に、湖岸植生である“ヨシ”の群落(ヨシ原)との関係に注目することによりその成り立ちを明らかにすることを目的とする。

霞ヶ浦の概要

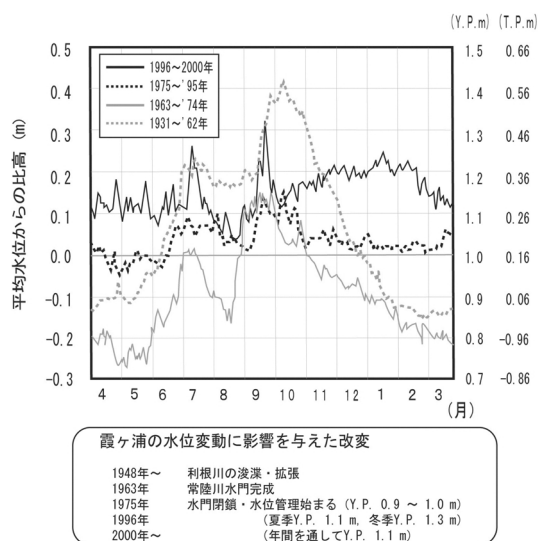
霞ヶ浦(西浦)は、茨城県南部に位置し、面積172 km²であり日本で第2位の広さを持つ。しかしながら平均水深は3.4 m、水深は最大でも7.3 m(人為的な掘削地を除く)で、面積のわりにきわめて浅い。また、50余りの中小河川が流入しており、これらの中でも桜川、恋瀬川などの比較的規模の大きな河川は霞ヶ浦へ注ぐ河口にデルタ地形を形成している(第1図)。



第1図 霞ヶ浦の概観

水害が深刻であった霞ヶ浦では、1948年より霞ヶ浦放水路事業が着手され、その後1963年には塩害防止の目的で河口堰が建設された。これらの改変により、霞ヶ浦の水位変動は大きく変化し、「霞ヶ浦環境モニタリング調査報告書」(国土交通省霞ヶ浦工事事務所, 2000)によると本来(1931~1962年)Y.P. 0.85 ~ 1.4 mで季節変動していた水位は、現在(1996~2000年)、水門による水位調整でY.P. 1.1 ~ Y.P. 1.3 mの間で細かく変動しているのみである(第2図)。湖岸堤に関しては、1960年代前半までは霞ヶ浦全周の3分の2が暫定の堤防が無堤の状態であったが、1971年から実施された霞ヶ浦開発事業によって湖岸堤が建設され、1996年にはほぼ全域で堤防が完成した。

なお、本研究では霞ヶ浦周辺地形の高さを「(平均水位からの)高さ“m” Y.P. m」と表した。「Y.P.」は、利根川や霞ヶ浦の水位や周辺地形を測量する際の基準となっており、霞ヶ浦の平均水位はおおよそ「Y.P. 1.0 m」(=「T.P. 0.16 m」)である。



第2図 霞ヶ浦における水位の季節変動の変化
「霞ヶ浦環境モニタリング調査報告書」(国土交通省霞ヶ浦工事事務所, 2000)を基に作成

霞ヶ浦の湖岸は、第 1 図に示すように左岸・中岸・右岸に分けられる。また、霞ヶ浦をその形状・位置から 3 分割し、桜川の流れ込む「土浦入」、恋瀬川の流れ込む「高浜入」、そして開けた「湖心部」とした。これらを組み合わせて、以後霞ヶ浦湖岸のある地域を示す時には、「土浦入の右岸」などと表記し、ある地点を示す時には“R15（右岸の 15 km 地点）”などと表記する。

調査方法

1. 湖岸低地の再定義とその形態

湖岸低地における大矢ら（1986）の区分は、1971 年から実施された霞ヶ浦開発事業以降の空中写真・地形図によって行われているため、築堤やほ場整備などの地形改変が進んでおり、自然状態の湖岸環境、地形を示しているとはいえない。そこで本研究ではより人為的な地形改変の影響がより少ない 1968（昭和 43）年の大縮尺地図（「霞ヶ浦平面図（1:2,500）」：国土交通省霞ヶ浦工事事務所）を用いて、霞ヶ浦全域から人為的な改変や極地的な影響の少ないと思われる計 6 地点選出し、岸・沖方向の詳細な断面図を作成した。そして、断面図による形状から主に標高に注目することにより湖岸低地を再定義した。また、断面図・平面図を用いてその形態・特徴を明らかにする。

2. 湖岸低地の構成物質

一般的に地形と地質は密接な関係があるとされている。そこで湖岸低地においても地質的特徴を調べることにした。しかし現在、湖岸低地の殆どは湖岸堤によって湖面と隔離され、水田や蓮田に農地化されており、その表層構成物質はすでに攪乱されている。従って、現在も攪乱されていないと思われる汀線付近の湖岸構成物質を調査し、湖岸低地の発達している湖岸と湖岸低地の存在しない湖岸で比較することで、湖岸低地の地質的特徴を探った。調査地点は、霞ヶ浦各地点（湖岸低地の

発達している湖岸：5 地点、湖岸低地の存在しない湖岸：5 地点、計 10 地点）の湖岸（汀線付近）である。それぞれの地点において、表層から 60 cm 程度まで掘ったピットによる構成物質の観察と、直径 5 cm・長さ 130 cm のパイプ打ち込みによる表層から - 1 m 程度までのコア採取をした。コアは観測した後、表層・中層・深層の代表的と思われる深度部分においてそれぞれ厚さ 10 cm 程度を持ち帰り、それを 110℃ で 24 時間乾燥させた後、篩によるスケールごとの粒度分析をおこなった。

3. 100 年前のヨシ原分布と湖岸低地の対応関係

湖岸低地とヨシ原の関係を探るために、霞ヶ浦全域において湿地（植生帯）と砂浜（無植生帯）の分布を地形図より調べ、湖岸低地の分布と比較をした。しかしながら、霞ヶ浦の湖岸部は人為的改変・影響を受け変動が激しい場であり、湖岸堤の先に現在わずかに存在する湿地・砂浜も本来の自然条件下における分布とは異なる可能性がある。そこで人為的な改変・影響が少ないと考えられる約 100 年前の湿地・砂浜の分布を旧版地形図により調べ、湖岸低地との対応を調べた。なお旧版地形図で「湿地」と記されている地点は、1883（明治 16）年前後につくられた迅速測図（1:20,000）では「葦（ヨシ）」と記されていることから、湿地ヨシ原であるといえる。

湿地（ヨシ原）・砂浜の分布を調べるために使用した地図は旧版地形図（1:50,000）、1903（明治 36）年“玉造”、1906（明治 39）年“佐原”、1918（大正 7）年“土浦”である。これらから地図中に記されている湖岸部の湿地（ヨシ原）と砂浜の分布を調べた。また、地図上の湖岸には湿地や砂浜の表記の無い地点も存在する。このような地点は 1:50,000 の地図では、湿地にも砂浜にも分類されない所であると考え、規模の小さなヨシ原、または規模の小さな砂浜という意味で「中間帯」とした。

なお、この分布調査において 1883 年の迅速測図（1:20,000）を用いなかったのは、1903～1918 年

の旧版地形図(1:50,000)とほぼ変わらない結果であったことに加えて、一部統一性が無いことを考慮すると、旧版地形図(1:50,000)の方が有用だと考えたためである。したがって本研究では1903～1918年の旧版地形図(1:50,000)を用いた。

4. 波浪条件とヨシ原分布との対応関係

1) 波浪によるヨシの繁茂限界

湖岸植生であるヨシの生育・繁茂条件については、底質・勾配といった条件と共に、波浪の強さがヨシの繁茂限界を決めると報告されている(西島ほか, 1997, 1998; 宇多ほか, 1997; 土木研究所水循環研究グループ, 2001)。そのため、100年前のヨシ原の分布は、霞ヶ浦各地点における波浪強度の影響を強く受けていると考えられる。そこで本研究では、霞ヶ浦全域の各地点第11図において、霞ヶ浦湖心観測所で観測された過去15年分の風速・風向データと、有効吹送距離から波浪エネルギー推算し、100年前の湖岸性状(植生状況)との対応を比較した。なお、本研究での新しい点は、15年間1時間毎の風のデータを用いる事により、より正確な風特性との対応を明らかにできること、また、霞ヶ浦本来の分布と思われる100年前の植生帯の分布との対応を比較したことである。

2) 使用したデータと計算式

各地点での波浪強度を評価するには、年間の積算波エネルギーフラックスを推算すればよい。この波エネルギーを推算するには、風速・風向とそれぞれの風向に対応した有効吹送距離より、各地点における波高を推算しなくてはならない。そこで、風速・風向については、霞ヶ浦の湖心観測所で測定された15年間(1985～1999年)1時間毎の風速・風向データを用い、有効吹送距離については(土木研究所水循環研究グループ, 2001)のデータを使用した。しかしながら、この有効吹送距離のデータは、現在の霞ヶ浦での値であり、本研究では100年前の霞ヶ浦での値で推算しなければならない。そこで大規模干拓により100年前と

現在で有効吹送距離が大きく異なる地点“* R2”, “* R5”, “L2”は、(土木研究所水循環研究グループ, 2001)の式(1)に従い新たに値を算出した。

$$Fe = \frac{\sum Xi \cdot \cos^2 \theta_i}{\sum \cos \theta_i} \quad \dots (1)$$

Fe : 有効吹送距離 (m)

i : 主方向からの角度

[$0^\circ \sim \pm 45^\circ$ (土木研究所水循環研究グループ, 2001より)]

Xi : 角度 i 方向における吹送距離 (m)

これら風速・風向、有効吹送距離の値と式(2)を用いることにより、各地点における波高頻度が推算できる。この式(2)は、湖心における波浪観測結果に対して求められた霞ヶ浦における回帰式であり、(宇多ほか, 1997)でその適用性が認められている。

$$gH_{1/3}/U^2 = 2.47 \times 10^{-3} (gFe/U^2)^{0.427} \dots (2)$$

$H_{1/3}$: 有義波高 (m), U : 風速 (m/s),

g : 重力加速度 (m/s^2), Fe : 有効吹送距離 (m)

年間の積算波エネルギーフラックスは、波高の値を用いて式(3)から推算することができる。ここで、植生の繁茂条件を左右するのは、強風で起こるような大きなエネルギーをもつ波であると考えられる(宇多ほか, 1997)。そこで本研究では風速10 m/s以上の風のみを使用し、推算した波高から波のエネルギーフラックスを算出し、それを湖岸に対する進入角度(45° までとした)によって重み付けをして積算し、それぞれの地点における年間の積算強風波エネルギーフラックス($kg \cdot m/s^2/year$)(以下 EF_{10} とし、その値(EF_{10} 値)を表すときは、単位と、 $\times 10^3$ を省略する)を推算した。

$$EF_{10} = \sum_{U=10} \frac{1}{8} \rho g \left[\frac{U^2}{g} \left\{ 2.47 \times 10^{-3} (g F_e / U^2)^{0.427} \right\} \right]^2$$

$$\times \cos \quad \times f(U) \div 15 \quad \dots (3)$$

：水の密度 (kg/m³)

：湖岸に対する波の進入角度 (0 ~ ±45°)

$f(U)$: 湖岸に対する進入角度が となる風向の U の 15 年間での観測回数

結果

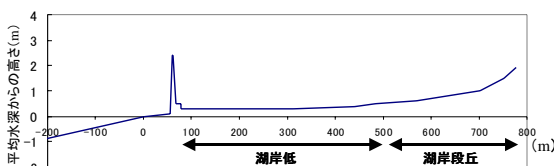
1. 湖岸低地の再定義とその形態

断面図より、水面上極わずかな高さまでに (平均水位からの高さ “0 ~ 0.5 m” Y.P. 1.0 ~ 1.5 m) 低く平坦な地形が幅広く特徴的に存在している地点第 3 図と、そのような高さの地形が存在しない地点第 4 図に分類できる。そこで本研究では、この平均水位からの高さ “0 ~ 0.5 m” Y.P. 1.0 ~ 1.5 m までの低く平坦な地形を「湖岸低地」と再定義した。この特徴的な地形は、大矢ら (1986) による湖岸低地と比べ、0.5 ~ 1.0 m 程低い高さまでの地形であり、霞ヶ浦全域に分布するわけではないことから、異なる分類の地形だと言える。

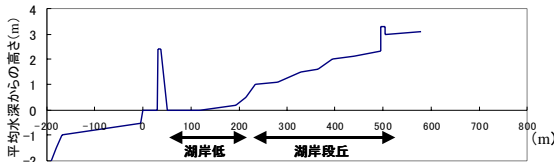
また、「湖岸低地の発達している湖岸」と「湖岸低地の存在しない湖岸」の特徴を断面図と平面図により判読すると以下のものであった。

「湖岸低地の発達している湖岸」第 3, 5 図では、平均水位からの高さ “0 ~ 0.5 m” Y.P. 1.0 ~ 1.5 m までに傾斜の殆ど無い (1/1000 程度) 平坦な湖岸低地が 100 ~ 300 m 程度 (広い所では 400 m 以上) の幅で存在する。その背後には、高さ “0.5 ~ 3.0 m” Y.P. 1.5 ~ 4.0 m 程度までの 4/1000 ~ 5/1000 程度に傾斜した湖岸段丘 (以下、「段丘」とする) が広がる。また、湖岸低地は主に水田や蓮田として利用されており、集落や畑などには利用されていない。

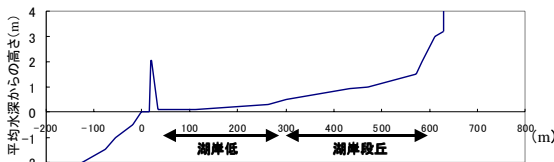
「湖岸低地の存在しない湖岸」第 4, 6 図では、低く平坦な湖岸低地が存在せず、傾斜 3/1000 ~ 5/1000 程度の段丘 が湖近くまで張り出している。また、この湖岸低地の存在しない湖岸には、湖岸に沿って段丘 の前縁 (湖との境界部) に、比高 1 m、幅 (岸 - 沖方向) 50 m 前後の浜堤と思われる微高地が部分的に点在している。この微高地は、主に集落や畑、針葉樹 (松) 林として利用されている。



R36.4 km地点断面図

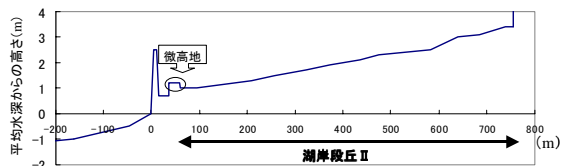


R39.1 km地点断面図

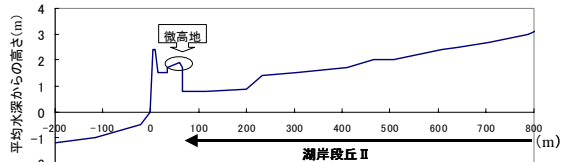


C9.4 km地点断面図

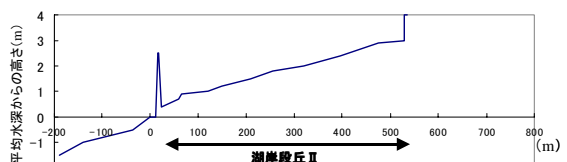
第 3 図 「湖岸低地の発達している湖岸」地形断面図
1968 年「霞ヶ浦平面図 (1 : 2,500)」より作成



L12.1 km地点断面図

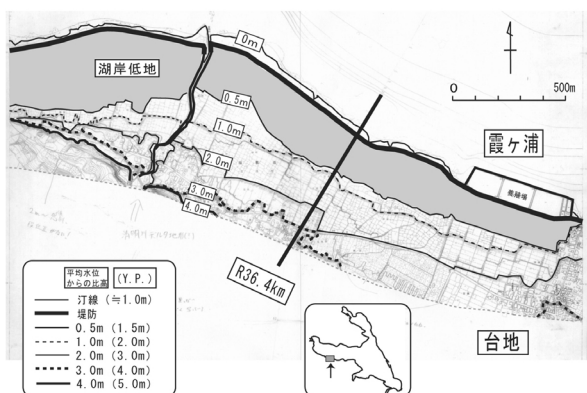


L15.4 km地点断面図

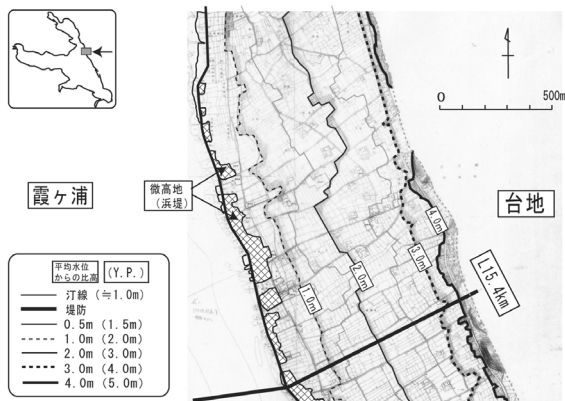


L20.0 km地点断面図

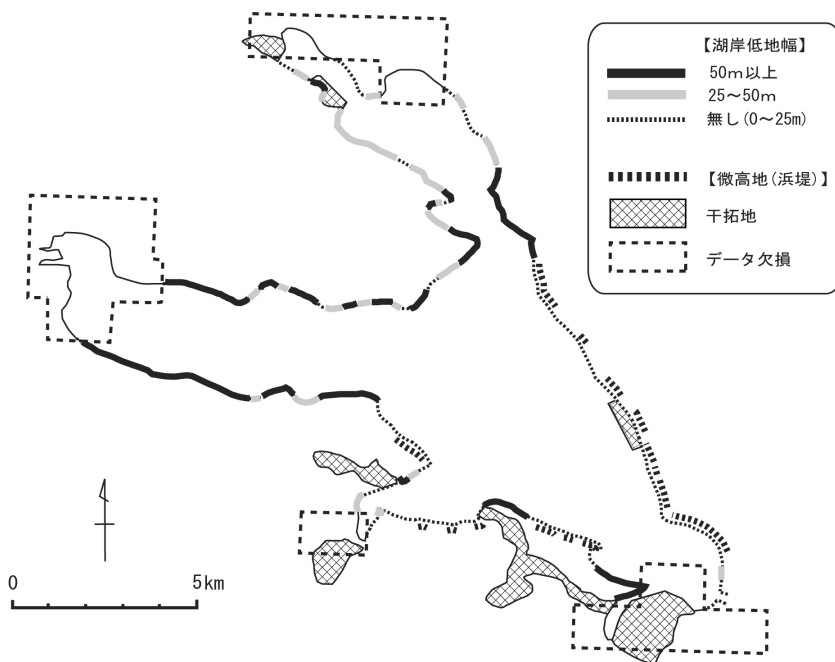
第 4 図 「湖岸低地の存在しない湖岸」地形断面図
1968 年「霞ヶ浦平面図 (1 : 2,500)」より作成



第5図 湖岸低地の発達している湖岸の概観
「霞ヶ浦平面図（1：2,500）」より作成した，右岸 40 Km
地点付近の概観



第6図 湖岸低地の存在しない湖岸の概観
1968 年「霞ヶ浦平面図（1：2,500）」より作成した，左
岸 16 Km 地点付近の概観



第7図 霞ヶ浦全域における湖岸低地の分布
1968 年平面図（1：2,500）から霞ヶ浦全域における湖岸低地の幅・分布，そして湖岸沿いに点在する微高地の分布を
示した．

2. 湖岸低地の分布

断面図により本研究で再定義した湖岸低地の分布を，霞ヶ浦全域において求める．1968（昭和 43）年の「霞ヶ浦（西浦）平面図（1:2,500）」を用いて，湖岸低地の幅（湖岸堤から高さ“0.5 m” Y.P. 1.5

m までの幅）を求め，その幅のより，「湖岸低地の良く発達した湖岸（幅 50 m 以上）」「湖岸低地の存在する湖岸（幅 25 ~ 50 m）」「湖岸低地の存在しない湖岸（幅 25 m 以下）」に分類し表した．なお，一部データ欠損があり，湖岸低地幅を示すこ

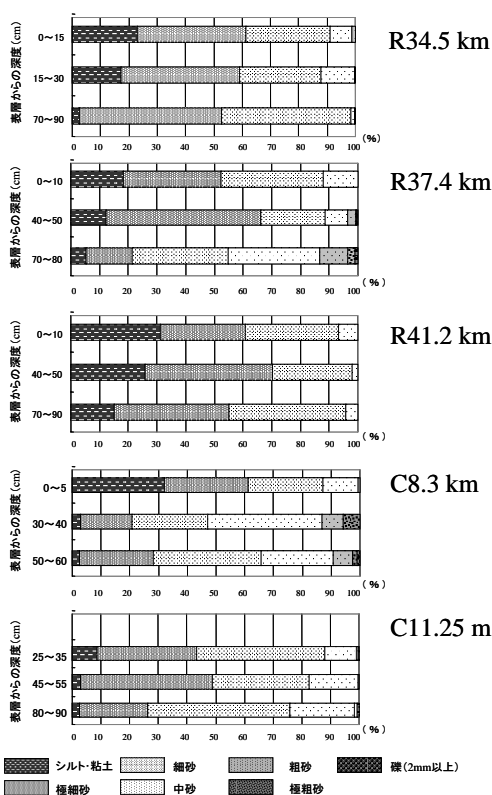
とが出来ない地域がある。

調査の結果、湖岸低地は、土浦入や高浜入など、霞ヶ浦全体での西～北にかけて分布しており、湖心部の東～南東にかけてはわずかしき存在しない（第7図）。以上より霞ヶ浦全域における湖岸低地の分布には地域性があることが分かる。また湖岸沿いの微高地（浜堤）は、「湖岸低地の存在しない湖岸」でのみ存在しており、それに伴い、湖心部の東～南にかけてのみ存在していることがわかる。

3. 湖岸低地の構成物質

1) 「湖岸低地の発達している湖岸」の構成物質

構成物質粒径の詳細は、第8図のとおりである。極細砂以下の細粒物質に注目すると、その含有率

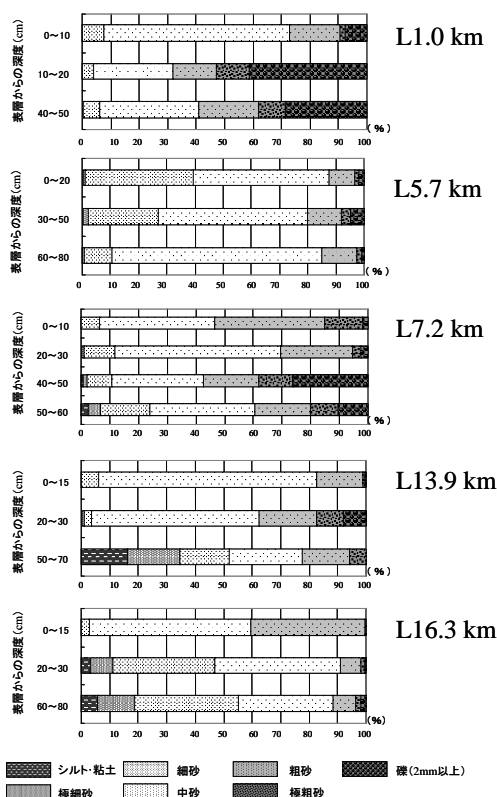


第8図 汀線付近の構成物質【湖岸低地の発達している湖岸】湖岸低地の発達している地点（計5地点）にて、各深度毎にサンプリングし、スケール毎の篩にて粒度分析した結果

は表層部（表層から深度10 cm程度まで）で約60%、深部で約40%と極めて高く、特に表層ではシルト・粘土を平均で26%も含む。しかし、細粒物質は深部ではその含有率が低くなる傾向があり、極細砂以下の細粒物質は表層では平均で59%あるのに対し、下部では39%となる。またこの傾向はシルト・粘土で顕著であり表層では平均26%であるのが、深部では8%とその含有率が減少する。また、粗砂以上の粗粒物質は、その含有率が表層・深部ともに5%以下であり、ほとんど含まれない。そして主要構成物質は“極細砂・細砂”であり、その含有率は表層・深部共に約70%に及ぶ。

2) 「湖岸低地の存在しない湖岸」の構成物質

構成物質粒径の詳細は、第9図のとおりである。極細砂以下の細粒物質は、表層部では0%、深部で



第9図 汀線付近の構成物質【湖岸低地の存在しない湖岸】湖岸低地の存在しない地点（計5地点）にて、各深度毎にサンプリングし、スケール毎の篩にて粒度分析した結果

2%とほとんど含まれていない(ただし; L13.9 km”地点と“L16.3 km”地点を除く)。その代わり、湖岸低地の存在しない湖岸では粗砂以上の粗粒物質が多く、表層・深部共に 30%程度含んでいる。そして、主要構成物質は中砂であり、その含有率は表層・深部共に 50%程度である。

以上より、「湖岸低地の発達している湖岸」と「湖岸低地の存在しない湖岸」での構成物質は簡単にまとめると、第 1 表のようになる。

第 1 表 湖岸低地の有無と汀線付近構成物質

	主要構成物質	シルト・粘土	細粒物質 (極細砂以下)	粗粒物質 (粗砂以上)
		5 ~ 30%		
湖岸低地有り	極細砂・細砂 (70%程度)	(表層に多く、深部では殆ど含まない)	20 ~ 60%	0 ~ 10%
湖岸低地無し	中砂 (50%程度)	ほぼ 0%	ほぼ 0%	20 ~ 50%

4. 100 年前のヨシ原の分布と湖岸低地との対応関係

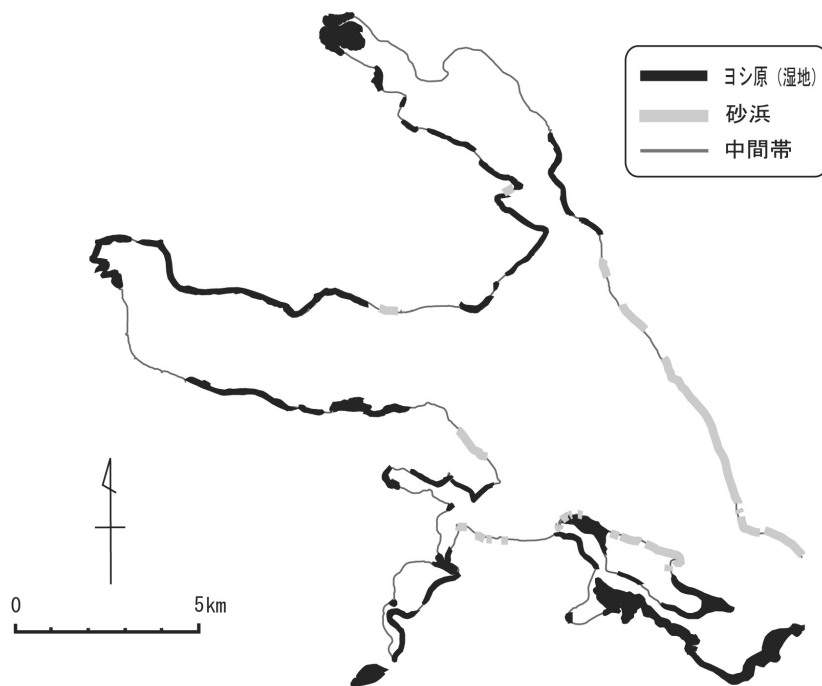
1) 100 年前のヨシ原・砂浜の分布

旧版地形図より判読した 100 年前のヨシ原(湿地)・砂浜の分布は第 10 図のとおりである。全体的に見るとヨシ原(湿地)は、霞ヶ浦全域には存在せず、以下のような地域に分布している。

桜川や恋瀬川などの中規模河川の河口におけるデルタ影響下の地域。

土浦入、高浜入南部の狭窄部や、湖心部の右岸に存在する今は干拓によって埋め立てられてしまった入り江部分などの湖の幅が狭くなっている地域。

浮島の東西に存在する砂州・砂嘴(R15 ~ 16, R8 ~ 10)の地域。ただ浮島西部の砂州・砂嘴である“西ノ州”(R15 ~ 16)では、州の内部はヨシ原となっているが、汀線は砂浜となっており特異地点だといえる。



第 10 図 100 年前の霞ヶ浦における湖岸性状

1 : 50,000 の旧版地形図(1903 年“玉造”, 1906 年“佐原”, 1918 年“土浦”)を使用して湖岸の湿地・砂浜の分布を示した。また、湿地、砂浜の記号がない地点は「中間帯」とした。

また、無植生帯でありヨシ原と対照的な存在だと考えられる砂浜は、主に湖心部の左岸や右岸に分布している。

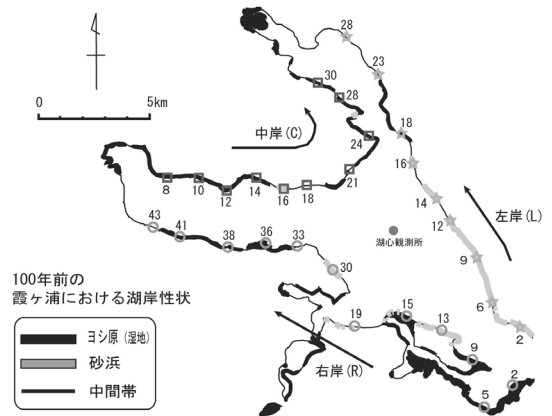
2) 100 年前のヨシ原・砂浜分布と湖岸低地分布の対応関係

湖岸低地の分布第7図と霞ヶ浦本来の湖岸植生分布である 100 年前のヨシ原・砂浜分布第 10 図を比較した結果、湖岸低地の発達している湖岸（土浦入・高浜入の湖岸）はヨシ原であり、湖岸低地の無く、湖岸沿いの微高地が存在する湖岸（湖心部の湖岸）は砂浜であったという対応関係が読み取れる。これらの結果より湖岸低地の有無と湖岸植生の有無には密接な対応関係があると考えられる。

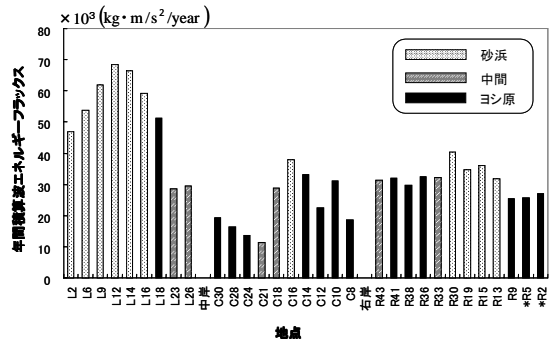
5. 波浪条件とヨシ原分布の対応関係

霞ヶ浦各地点において推算した年間積算強風波エネルギーフラックス値 (EF_{10} 値) は第 12 図のとおりである。ここで湖岸性状別に並べた第 13 図より、 EF_{10} 値と 100 年前の湖岸性状（ヨシ原・砂浜分布）の関係に注目すると、 EF_{10} の高い地点では砂浜であり、低い地点ではヨシ原、そしてその砂浜とヨシ原の変換値あたりに中間帯が存在しており、砂浜とヨシ原の境界 EF_{10} 値は 33 ~ 34 であることが分かる。なお、中間帯の C21 地点は台地が直接湖へ迫り出している地点であり、ヨシ原である L18 地点は梶無川によるデルタの影響を受けていると考えられる地点であり、これらを除いて考えると、その対応はさらに良いと言える。

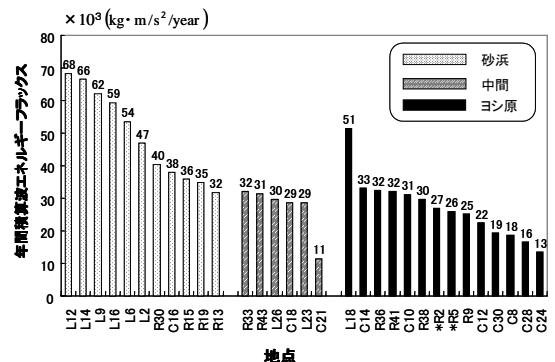
また、過去 15 年分の風データの分析により、霞ヶ浦における全風速の卓越風向は NNE ~ ENE である。しかし風速 10 m/s 以上、15 m/s 以上の強風に注目すると、その卓越風向は卓越する順に SW, NE, WNW ~ NW であり、全風速と強風では、その卓越風向はむしろ逆といった全く異なる結果となった（第 14 図）。この結果と霞ヶ浦の外形を考慮して考えると、有効吹送距離が長く、強風卓越風向（SW, NE, WNW ~ NW）の影響を受ける湖心部の左岸・右岸に波エネルギーが強いことが予想できる。



第 11 図 波浪エネルギー算出地点



第 12 図 各地点における年間波エネルギーフラックス（地点順）過去 15 年間（1985 ~ 1999 年）における風速・風向データと有効吹送距離から推算した、干拓以前の霞ヶ浦各地点での年間積算波エネルギーフラックスを地点順（左岸から半時計回り）に並べたグラフ



第 13 図 各地点における年間波エネルギーフラックス（湖岸性状順）過去 15 年間（85 ~ 99 年）における風速・風向データと有効吹送距離から推算した干拓以前の霞ヶ浦各地点での年間積算波エネルギーフラックスを湖岸性状別に並べたグラフ

湖岸低地の成り立ち

1. 湖岸低地の特徴と地形要因との対応

「湖岸低地の発達している湖岸」と「湖岸低地の存在しない湖岸」での、地形・地質・植生・波浪の対応は第2表のとおりである。そして、湖岸低地の形態・特徴をまとめると以下のとおりである。

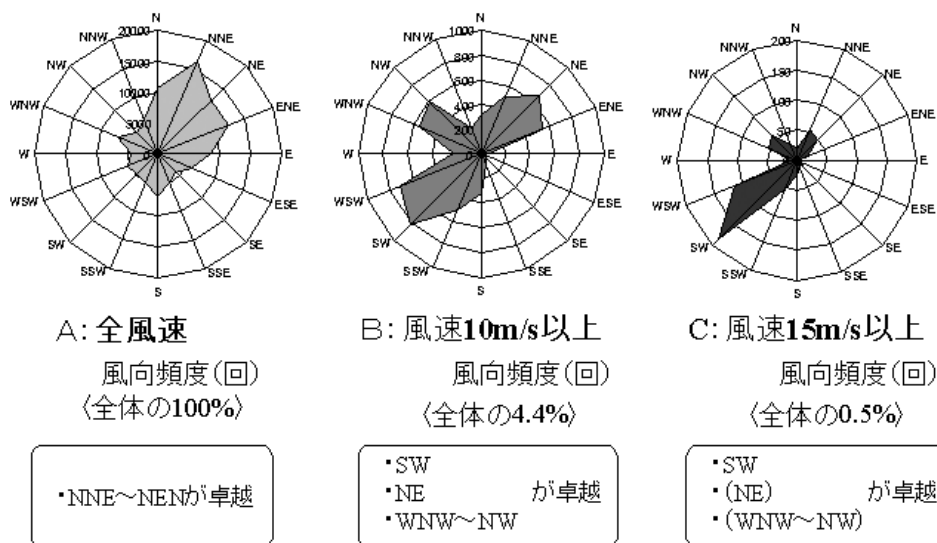
湖岸低地は平均水位から高さ“0～0.5m” Y.P. 1.0～1.5m までに存在する低く、傾斜の無い(1/1000程度)平坦な地形である。この湖岸低地は霞ヶ浦において全域に存在するわけではなく、霞ヶ浦の東～南東の地域には存在しないといった地域性を持って分布している。この分布は100年前の植生帯(ヨシ原)の分布とも一致している。また、これらの分布の地域性は、各地域における波浪の強さに対応しており、ヨシ原・湖岸低地が繁茂・存在する地域は年間の積算強風波エネルギーフラックスの値が33～34($\times 10^3$)以下の地域であった。そして、湖岸低地前面の構成物質は細粒物質(極

細砂以下)に富み、特に表層40cm程度まではシルト・粘土が10～30%と多く含まれていた。

2. 湖岸低地を構成する細粒物質とヨシの関係

1) ヨシによる細粒物質のトラップ

今回の調査から、ヨシの繁茂する湖岸低地には極細砂以下の細粒な物質が多く含まれ、シルト・粘土の含有率は表層ほど高く、深部になるとあまり含まれないことが分かった。しかし、これらの細粒物質が堆積できるのは波の営力の及ばないある一定深度以上の水深下か、ほとんど流れの無い静水域においてのみである。またそれらの細粒物質が表層(深度30～40cm程度まで)にのみ多いことを考慮すると、これらの細粒物質は密集したヨシ群落の流速減衰効果(静水効果)によって堆積したものだと考えられる。これは過去、霞ヶ浦において湖岸堤によってヨシ原が分断される以前は、数100m幅のヨシ原が広がっており、高水位時にヨシ原全体が水に浸かったことを考慮すると、



第14図 過去15年間における霞ヶ浦の全風速、強風風向特性

1985～1999年の湖心観測所における1時間毎の風速・風向データの解析により得られた全風速と強風(10 m/s以上、15 m/s以上)の風向特性

第2表 「湖岸低地発達湖岸」と「湖岸低地無し湖岸」での地形要因との対応関係

		湖岸低地発達湖岸	湖岸低地無し湖岸
地形的特徴	湖岸低地 Y.P.1 ~ 1.5 m	存在する	存在しない
	湖岸沿いの微高地 (浜堤)の存在	存在しない	おおまかに点在する (特に砂浜の分布と対応)
植生との対応	100年前の湖岸性状	ヨシ原(植生帯)	砂浜(無植生帯)
地質的特徴	構成物質の D_{50}	極細砂 ~ 細砂	中砂
	細粒物質 (極細砂以下)	20 ~ 60% (シルト・粘土は特に表層で多く深部ではわずか)	0 ~ 10% 程度
外力	年間の波エネルギー (EF_{10})	33 ~ 34 ($\times 10^3$) 以下	33 ~ 34 ($\times 10^3$) 以上

かつてのヨシ原であった湖岸低地においてヨシ原による細粒物質のトラップ現象が起こっていたと考えられる。

この静水効果によるヨシ原へのシルト・粘土の堆積については、山本(1996)が水理学的に検討しており、「デルタ河川の高水敷上の流れはヨシによって減速され、ヨシの中にはシルト・粘土が堆積する」としている。

2) ヨシによる湖岸の侵食防止効果

湖岸植生の中でも抽水植物にあたるヨシは、地下茎をのばして繁殖する性質から、通常水辺には密生した大群落を形成し、表層付近に根を密集して張り巡らせるため、ヨシの定着した土層は波などによる侵食されにくいといった効果がある。今回の構成物質の調査時にピットを掘った時にも、湖岸低地の発達した湖岸などのヨシが大群落を作っている地点において、特に表層 20cm 程度までにヨシの緻密なひげ根がスポンジ状に密集し、表層の土層を捕獲し、湖岸の肩を侵食から守っている様子を観測した。

また、ヨシの植生を模擬した模型実験により、水深が植生模型の高さより低い場合は、波の透過率は 0.25 ~ 0.55 であり波の反射率は 0.1 前後であるとしている(林ほか, 1998)。これにより波のエネルギーはヨシ原などの湖岸植生群によって大幅に

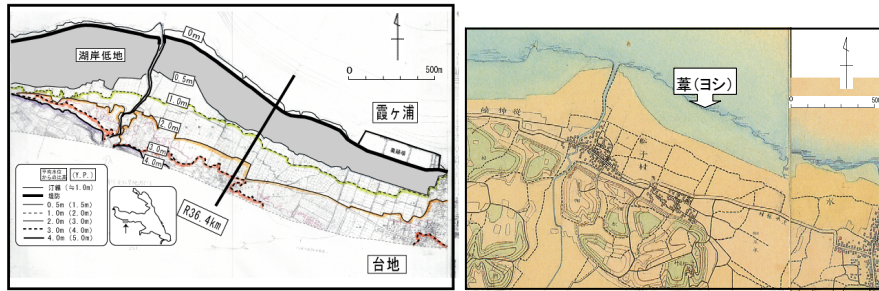
吸収され、反射波はほとんど起こらないといえる。これらの効果により、ヨシ原の前面は侵食されにくく、細粒な砂が堆積しやすい場だといえる。

3. 波浪条件によって決定されるヨシ原・湖岸低地の分布

年間積算波エネルギーフラックス(EF_{10})と、100年前のヨシ原・砂浜分布の比較結果より、霞ヶ浦本来のヨシ原の分布と、それに対応した湖岸低地の分布の地域性は、波浪条件によって決まっているといえる。しかし、ヨシ原・砂浜共にこの境界値付近の地点も多い。これはヨシの繁茂限界が波浪以外の事象にも左右されることを示すと共に、ヨシの繁茂過程において何らかのフィードバック効果があることを示唆する。

4. 湖岸低地と微高地の正体

平均水位から極わずかの高さに広がる湖岸低地は、100年前のヨシ原の分布と対応が良く、且つ、迅速測図と比較した結果、湖岸低地とヨシ原の幅は、ほぼ一致していた(第15図)。また高水位期には完全に水に浸かってしまう状況であった事を考慮すると、湖岸低地は水田化される以前は広大なヨシ原であったと考えられる。また、湖岸低地の無い湖岸にのみ存在する湖岸沿いの微高地は、



1968年 霞ヶ浦平面図(湖岸低地)

1883年 迅速測図(ヨシ原)

第 15 図 湖岸低地とヨシ原の分布幅対応

1968 年の「霞ヶ浦平面図 (1:2,500)」より区分した湖岸低地と、1883 年前後に作成された「迅速測図 (1:20,000)」におけるヨシ原を比較

100 年前の砂浜との対応関係と、その土地利用が住宅地や針葉樹（松）であることから、砂が暴浪時に打ち上げられて出来た浜堤だといえる。

5. 湖岸低地の成り立ち

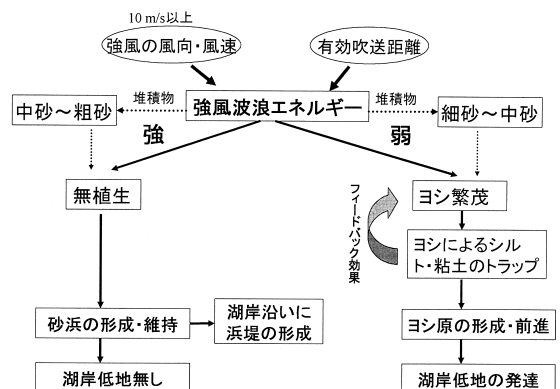
これまでの結果・考察を踏まえ、湖岸低地の成り立ちについて考察すると以下ようになる。

波の弱い地域では、細かい砂（細砂～中砂）が堆積しやすく、また波による侵食や砂の流動が少ないために、砂（細砂～中砂）の堆積がある程度水深まで進むとヨシが生育できる。一度ヨシが根付くと、ヨシの根によって底層の砂は固定され侵食されにくくなると共に、ヨシの消波効果によって、ヨシの好環境場となる。そしてこの正のフィードバック効果により繁茂したヨシ原では、高水位期の暴浪時に巻き上げられ浮遊している細粒物質（シルト・極細砂）は、ヨシの消波（静水）効果によってトラップされ、ヨシ原の中で堆積していく。そのため、この堆積は、高水位期の水位である高さ“0.4 m” Y.P. 1.4 m 以下程度まで続き、表層にシルト・粘土を多量に含む平坦な土地を形成する。また、消波効果により波エネルギーが吸収され反射波も無くなるため、ヨシ原の前面にも砂が堆積する。そして、春の低水位期に陸地化（浅水化）したヨシ原前面への堆

積物には、地下茎によってヨシが生え、ヨシ原は湖方向へと前進する結果、広い湖岸低地が形成されたと考えられる。

波の強い地域では、波による侵食や砂の流動が激しいため植生（ヨシ）は生育できない。そのため、無植生である砂浜として維持され、水位変動や暴風に対応して砂（中砂以上）が堆積・侵食を繰り返すため湖岸低地、あるいはそれに類似するような地形は形成・発達しない。また、高水位時における暴浪時の砂の打ち上げにより、湖岸沿いには比高 1 m 前後の浜堤を形成する。

以上の過程は第 16 図のようにまとめられる。



第 16 図 湖岸低地の形成過程

おわりに

謝 辞

本研究では湖岸低地の形態・特徴を明らかにすること、またヨシ原との関係に注目しながらその成り立ちを明らかにすることを試みた。主要な結論は以下のとおりである。

- (1) 湖岸低地は、平均水位からの比高“0 ~ 0.5 m” Y.P. 1 ~ 1.5 m までの低く平坦な地形であり、その分布には地域性がある。
- (2) 湖岸低地の有無と 100 年前のヨシ原・砂浜の分布はよい対応関係があり、それらは波浪強度（波エネルギー）と対応がよいことから、分布の地域性は主に波浪強度に支配されていると考えられる。
- (3) 湖岸低地は表層において極細砂以下の細粒物質を多く含むことから、現成の地形である湖岸低地は、波の弱い地域で、波による細粒な砂の堆積とそれに伴い繁茂したヨシによる細粒物質のトラップと維持の繰り返しによる前進によって形成されたと考えられる。また、波の強い地域では砂が堆積・侵食を繰り返しヨシの繁茂ができず砂浜として維持される。そのため湖岸低地は形成・発達しないが、高水位期の暴風によって砂が打ち上げられ湖岸沿いに比高 1 m 程度の浜堤を形成したと考えられる。

本研究で考察されたように、湖岸低地は湖岸植生であるヨシによって形成・維持された地形だと考えられる。従ってヨシ原の再生・復元をするにあたり、これまでのように波浪や地質条件のみならず、地形も考慮にいれ、ヨシ原が自然に再生・復元するような環境に戻す、または生み出す必要があるといえる。また地形を見ることで、人為的な改変以前に存在していたヨシ原や砂浜の分布状況が見えてくるといえる。これは湖の自然環境再生や復元の目標として重要な意味を持つと思われる。また霞ヶ浦だけでなく他の大規模な湖（特に海跡湖）でも同様な対応関係があると思われる。

本研究を進めるにあたり、国土交通省関東地方整備局霞ヶ浦工事事務所調査課の村岡基晴係長をはじめ、同事務所の方々には、平面図、風データをはじめとする様々な資料をお借りし、フィールド調査にもご協力頂きました。独立行政法人 土木研究所 水循環研究グループ河川生態チームの中村圭吾研究員には、湖岸植生と波浪に関して多くの助言やデータ・文献を提供していただきました。また、信州大学理学部物質循環学科の村越直美先生には、現地おける構成物質の見方、霞ヶ浦の歴史などを教わりました。

そして、筑波大学陸域環境研究センターの小松陽介先生（現、防災科学技術研究所 総合防災研究部門 特別研究員）には多くの助言をいただきました。また、目代邦康先生をはじめ、筑波大学地球科学系地形分野の先生にも多くのご指導をいただきました。

地球科学研究科の斎藤健一さんには、地図解析からフィールド調査まで細部にわたりアドバイスをいただき大変お世話になりました。そして、地形学ゼミの学生方には、フィールド調査をお手伝いいただきました。

ご協力いただいた皆様に、深く感謝いたします。

文献

- 池田 宏・小野有五・佐倉保夫・増田富士雄・松本栄次(1977): 筑波台地周辺低地の地形発達。 - 鬼怒川の流路変更と霞ヶ浦の成因 -。筑波の環境研究, 2, 104-113。
- 宇多高明・小菅 晋・岡本正一・伊藤正光(1997): 風浪の作用下での湖岸への植生の繁茂条件について。海岸工学論文集, 44, 1116-1120。
- 大矢雅彦・加藤泰彦・春山成子・平井幸弘・小林公治・井上洋一・忍澤成視(1986): 『3 万分の 1 霞ヶ浦・北浦周辺地形分類図』建設省関東

- 地方建設局霞ヶ浦工事事務所．
- 菊地多賀夫（2001）：『地形植生誌』東京大学出版会，220p．
- 国土交通省霞ヶ浦工事事務所（2000）：『平成 12 年度 霞ヶ浦環境モニタリング調査報告書』
- 坂本 清（1976）：『目で見えるふるさと 霞ヶ浦』崙書房，237p．
- 佐賀純一（1995）：『霞ヶ浦風土記』．常陽新聞社，522p．
- 土木研究所水循環研究グループ（2001）：『浮き消波実験施設周辺水域水理特性解析業務 報告書』
- 土木研究所水循環研究グループ（2002）：『湖沼における植生繁茂判定調査業務』
- 西畠照毅・宇多高明・中辻崇浩（1997）：湖岸植生の繁茂限界波高の算定 - 琵琶湖東岸を例として - ．海岸工学論文集，**44**，1111-1115．
- 西畠照毅・宇多高明・中辻崇浩（1998）：琵琶湖における湖岸植生の繁茂限界について．海岸工学論文集，**45**，1126-1130．
- 林建二郎・萩原運弘・上原正一・藤間功司・重村利幸（1998）：水辺植生の水理特性について．海岸工学論文集，**45**，1121-1125．
- 平井幸弘（1989）：日本における海跡湖の地形的特徴と地形発達．地理学評論，**62**，145-159．
- 平井幸弘（1993）：海跡湖の湖岸低地および沿岸帯における環境変化．地質学論集，**39**，117-128．
- 平井幸弘（1995）：『湖の環境学』古今書院，186p．
- 山本晃一（1996）：『日本の水制』山海堂，447p．
- （2003 年 6 月 25 日受付，2003 年 7 月 29 日受理）