

浅い山地湖沼における
大気－水－物質循環に関する研究

2007 年 1 月

豊田 政史

目 次

第 1 章	序論	1
1-1	研究の背景	1
1-2	日本の湖沼特性	3
1-3	本論文の目的と構成	6
第 2 章	諏訪湖の概要および既往の研究	9
2-1	概説	9
2-2	諏訪地方および諏訪湖の地形特性	9
2-3	諏訪地方における風の特徴	15
2-4	諏訪湖流出入河川の特徴	19
2-4-1	流出入河川水の物理指標	19
2-4-2	流出入河川水の栄養塩特性	20
2-5	諏訪湖の流動特性	21
2-6	諏訪湖の水質・底質および生物群集特性	26
2-6-1	水質・底質改善対策の歴史	26
2-6-2	水質・底質特性	28
2-6-3	生物群集特性	30

2-7	まとめ	33
第 3 章	湖周辺における大気流動特性	37
3-1	概説	37
3-2	大気流動モデルの概要	38
3-2-1	解析領域および解析メッシュ	40
3-2-2	パラメータの設定	41
3-3	弱風時の大気流動特性	46
3-3-1	初期・境界条件	46
3-3-2	解析結果	47
3-4	強風時の大気流動特性	53
3-4-1	初期・境界条件	53
3-4-2	解析結果	53
3-5	まとめ	57
第 4 章	湖上風に対する湖水流動の応答特性	59
4-1	概説	59
4-2	観測概要	60
4-3	観測結果	61
4-3-1	湖上風の観測結果	61

4-3-2	湖流の観測結果	63
4-4	湖上風の空間的な非一様性が湖流形成に与える影響	67
4-4-1	解析条件	67
4-4-2	解析結果	69
4-5	まとめ	72
第5章	湖内底質の性状および巻き上げ特性	74
5-1	概説	74
5-2	観測概要	75
5-3	観測結果	77
5-3-1	底質の粒径および含水比の平面分布	77
5-3-2	底質の巻き上げ特性	79
5-4	まとめ	84
第6章	水中懸濁物質の輸送特性	87
6-1	概説	87
6-2	懸濁物質輸送モデルの概要	88
6-2-1	基礎方程式	89
6-2-2	底質巻き上げおよび懸濁物質堆積のモデル化	92

6-2-3	基礎方程式の離散化	95
6-2-4	解析メッシュ	95
6-2-5	パラメータの設定	96
6-3	強風作用時における懸濁物質輸送特性	102
6-3-1	初期・境界条件	102
6-3-2	解析結果	103
6-4	洪水時における懸濁物質輸送特性	114
6-4-1	初期・境界条件	114
6-4-2	解析結果	115
6-5	まとめ	120
第7章	結論	124
	謝辞	128
	付録	130

第1章 序論

1-1 研究の背景

風光明媚な湖沼は、世界各国で観光地となっていることからわかるように、人々に大きな安らぎを与えるものである。多くの湖沼が人間だけでなく、水生植物や魚類・鳥類などさまざまな生物に利用されており、湖沼は多様な生態系の場となっているといえる。また、湖沼は、降雨や河川からの土砂の供給などにより、その形状を変化させる。そして、その流域に人間活動があると、生活排水・農業排水・工業排水などの人為的な負荷が湖沼に流入するため、栄養状態が変化していく。人間活動の進展にともない、都市圏の湖沼を中心に富栄養化が進行したため、多くの湖沼でさまざまな富栄養化対策が行われているのが現状である。

現在、日本の湖沼の水質に関しては、河川・海域と同様に「環境基準」が設けられている。湖沼の環境基準の達成率は、この30年間で35%~47%であり、河川・海域と比べて著しく低い値となっている（福島，2004）。しかし、環境基準というものは、基準の決定方法次第で達成率は変化するものである。さらに、現在の湖沼の水質指標であるCODはさまざまな問題点を有しているため、有機炭素等への改正が提案されており（福島ら，1997）、湖沼の水質管理手法については、さらなる検討が必要であるといわれている。

日本において、多くの湖沼で富栄養化が進んだため、1985年に湖沼水質保全特別措置法が制定され、琵琶湖・霞ヶ浦・釜房ダム・印旛沼・手賀沼・諏訪湖・野尻湖・中海・宍道湖・児島湖の10湖沼が指定湖沼とされた。そして、それらの各指定湖沼においては、水質保全計画が5年ごとに作成・実施されている。これらの成果は、2004年に総務省から提出された「湖沼の水環境行政に対する政策評価書」にまとめられている。その評価結果は、「水質汚濁の進行を抑制しているなど一定程度の効果は認められるが、政策目標である水質環境基準や湖沼水質保全計画の水質目標は大半の湖沼において未達成であるなど、総体として、期待される水質の改善効果が発現されているとは認められない。」となっている。その後、中央環境審議会から「湖沼環境保全制度の在り方について」の答申が出され、これを受けて湖沼法が2005年に改正された。このように現在、湖沼水質保全を巡る日本の環境行政は大きく動いている段階である（田淵，2005）。

福島（2004）は、ヨーロッパの湖沼における水質改善対策効果についてまとめた。ヨーロッパでは、湖沼水質改善、特にリン削減対策が30年ほど前から始まり、いくつかの湖沼では成果を上げていて、*oligotrophication*（貧栄養化）と呼ばれている。深い湖沼では小さくても大きくても、浄化傾向が明白である。また、小さな浅い湖沼では劇的な負荷削減により湖内全リン濃度も減少し、ほとんどの湖沼で浄化傾向にある。浅く大きな湖沼では、全リン濃度の減少がはっきりとみられない場合が多く、日本の霞ヶ浦・宍道湖・中海・琵琶湖南湖においても富栄養状態が明白に改善しないことと対応している。

上述のように、湖沼の富栄養状態を改善するために、さまざまな施策が行われている。しかし、一般に、富栄養化はアオコの発生や景観の悪化などの欠点がある反面、魚の生産量を増やすという利点をもつ。一方、水質浄化は、利水・景観上の利点はあるが、魚の生産量を減らし、透明度の増大にともなう水草の生育域の拡大が船の航行の障害になるなどの欠点をもつ。このように、富栄養化と水質浄化はそれぞれの利点・欠点をもつ。このため、われわれに求められていることは、湖沼の富栄養状態を解消することではなく、富栄養化でも水質浄化でも、人間の働きによって湖の生態系が変化する様子を予測し、それに基づいて多くの人々にとって望ましい湖の管理を行っていくことである（花里，2006）。それでは、湖沼の理想的な姿とはどのようなものであろうか。その答えはおそらく定まらない。たとえば、湖沼を漁業目的で使いたい場合は、魚が生育するためある程度の栄養が必要である。一方、レジャー目的で使いたい場合は、景観上の観点からみて、貧栄養であることが望ましい。結局は、利用目的に応じて、湖沼ごとの理想的な姿は異なってくると思われる。

それぞれの湖沼の理想的な姿をめざして、従来からの物理・化学・生物的な個々の検討のみではなく、湖の生態系の変化を広い視点でとらえるような研究が多くなされるようになってきた。奥宮ら（2001）は、ヤマトシジミが優占する宍道湖において、夜間の水面冷却により発生する自然対流の発生機構とそれにとともなう水質浄化機構について検討した。その結果、沿岸部に生息するヤマトシジミは直上水のみならず、熱対流によって沖合の水が供給されることによって植物プランクトンの供給を受け、湖沼全体の物質収支に関与していることを現地観測と数値実験の両方により明らかにした。鶴田ら（2002）は、小川原湖におけるヤマトシジミが多く生息する理由を、現地観測と数値シミュレーションにより、水理学的な観点から検討した。非定常で一様な風の場合と定常で

非一様な風の場合のもとでの湖流を計算し、ヤマトシジミの浮遊幼生が湖奥まで拡散される可能性を調べた結果、湖北東部で発生した幼生が湖内全域に拡散する可能性を示した。池永ら（2004）は、網走湖における青潮発生の原因を明らかにするために、準三次元モデルで数値解析を行った。この研究では、密度界面の変動に着目した解析が行われており、湖の長軸方向に 10m/s 以上の強風が 3～5 時間程度連吹すると青潮が発生するという結果を得ている。西田ら（2006）は、小川原湖の水質の実態について観測データをもとに明らかにするとともに、二枚貝を考慮した水質モデルを用いて、気象等の外部擾乱に対する湖の水質応答について解析した。その結果、循環期における風や塩水侵入の規模の違いにより、ブルーミング規模が変化することを示した。

1-2 日本の湖沼特性

本節では、日本の主な湖沼の地形・基本諸元（水深、面積など）および水質特性を概観する。

表 1.1 に、日本の主な湖沼の標高、湖面積、水深、肢節量および成因分類を示す（沖野（2002）、環境庁自然保護局（1993）より作成）。なお、表中において指定湖沼には色をつけてある。また、肢節量とは湖岸線延長を湖沼と同一面積を占める円の円周の長さで割ったものであり、湖沼の形（円形か湖岸線が入り組んでいるか）の指標となる。

表 1.1 日本の主な湖沼の物理諸元（色つきは指定湖沼）

湖沼名(都道府県名)	標高(m)	湖面積(km ²)	最大水深(m)	平均水深(m)	肢節量	成因分類
琵琶湖(滋賀)	86	674.4	103.6	41.2	2.0	断層湖
霞ヶ浦(茨城)	0	178.0	7.0	3.4	2.9	海跡湖
猪苗代湖(福島)	514	104.8	94.6	51.5	1.4	断層湖
中海(島根)	0	104.0	8.4	5.4	2.3	海跡湖
宍道湖(島根)	0	80.0	6.4	4.5	1.6	海跡湖
屈斜路湖(北海道)	121	79.5	117.0	28.4	1.8	カルデラ湖
北浦(茨城)	0	78.8	10.0	4.5	2.2	海跡湖
十和田湖(青森)	400	59.1	327.0	71.0	1.6	カルデラ湖
田沢湖(秋田)	249	25.7	423.0	280.0	1.1	カルデラ湖
諏訪湖(長野)	759	13.3	7.2	4.7	1.3	断層湖
印旛沼(千葉)	1	11.6	2.5	1.7	3.6	堰止湖
檜原湖(福島)	819	10.3	31.0	12.0	3.2	堰止湖
手賀沼(千葉)	3	6.5	3.8	0.9	4.0	堰止湖
野尻湖(長野)	654	3.9	37.5	20.8	2.0	不明

この表から、日本には猪苗代湖・十和田湖・諏訪湖のような山地部に位置する湖沼と、琵琶湖・霞ヶ浦・中海・宍道湖のような平地部に位置する湖沼があることがわかる。水深は、霞ヶ浦や中海・宍道湖などの海跡湖で小さく、十和田湖や田沢湖などのカルデラ湖で大きくなっている。また、断層湖に着目すると、琵琶湖および猪苗代湖の最大水深は約 100m と大きい、諏訪湖では約 7m と非常に小さい。諏訪湖の水深は生成当時に 100m を超えていたことがその湖底堆積物の層厚から推測されているが、その集水域に八ヶ岳火山があることから他の湖沼に比べて急激に土砂が堆積し、現状の湖盆形態になったと考えられている（沖野，2002）。次に、肢節量をみると、海跡湖で大きく、カルデラ湖・断層湖で小さくなっていることがわかる。このことは、海跡湖では湖岸線が入り組んでいるのに対して、カルデラ湖・断層湖では湖岸線が比較的単調であることを示している。

図 1.1 に指定湖沼の年平均水質（COD，T-N，T-P），表 1.2 に指定湖沼の水量・流域人口密度・下水道利用状況および湖水利用種別（田淵，2005 より引用）を示す。以下，これら 2 つの表をあわせてみていく。印旛沼・手賀沼および児島湖の水質が悪いことがわかる。これら 3 湖沼の滞留期間は短く水交換が良いようにみえるが，貯水量が小さいにもかかわらず，流域人口密度が 1000 人/km²を超えているために流域からの汚濁負荷量が大きくなり，水質汚濁が進行していると予想される。霞ヶ浦・諏訪湖・中海・宍道湖は，上記 3 湖沼に比べて水深がやや大きく（平均水深 4～5m 程度），流域人口密度がやや小さく（200～500 人/km²）なっており，汚濁の度合いが指定湖沼の中では中程度で

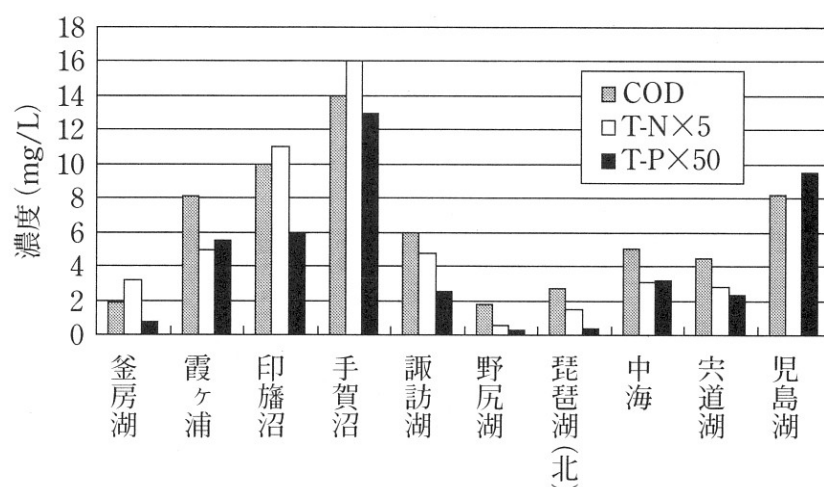


図 1.1 指定湖沼の年平均水質（平成 12 年度値，田淵（2005）より引用）

表 1.2 指定湖沼の下水道利用状況など（平成 13 年度値，田渕（2005）より引用）

湖沼名	水 量			人口密度 (人/km ²)	下水道	水利用		
	平均水深	貯水量	滞留期間		接続人口率	上水道	農 業	工 業
	(m)	(百万 m ³)	(年)		(%)			
霞ヶ浦	4.0	850	0.55	446	45	○	○	○
印旛沼	1.7	20	0.06	1482	71	○	○	○
手賀沼	0.9	5.6	0.03	3196	67	×	○	×
琵琶湖	41.2	27500	5.5	390	61	○	○	○
児島湖	1.8	26	0.04	1146	46	×	○	×
諏訪湖	4.7	63	0.11	344	86	×	×	×
釜房ダム	11.6	39	0.13	45	60	○	○	○
中海	5.4	521	0.4	269	42	×	×	×
穴道湖	4.5	366	0.3	213	54	×	×	×
野尻湖	21.0	96	2.02	6	62	○	○	×

下水道接続人口率とは下水道と農業集落排水、コミュニティプラントを利用している人口の全流域人口に対する割合

ある。野尻湖や琵琶湖北湖のような深い湖の水質は他の湖沼と比べてかなりよい。

図 1.2 に、水質保全計画実施期間ごとにおける生活系窒素比負荷量の動向を示す（田渕，2005 より引用）。諏訪湖では、比負荷量が他の指定湖沼に比べて低い値となっており、かつ水質保全計画のⅠ期からⅣ期にかけて順調に減少している。これは、表 1.2 に示すように、下水道の整備が進んだ（下水道接続率 86%は指定湖沼中で最も高い。）た

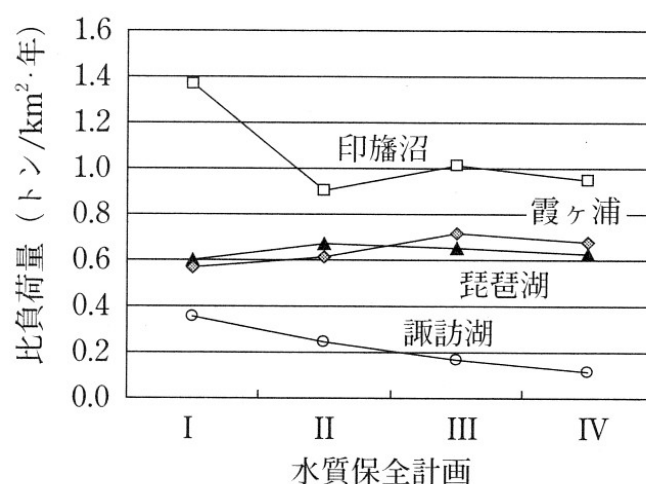


図 1.2 水質保全計画実施期間ごとにおける生活系窒素比負荷量の動向
（田渕（2005）より引用）

めと考えられており、比負荷量の減少にともなう水質も改善してきている（田淵，2005）。一方、他の湖沼においては、印旛沼でⅠ期からⅡ期にかけて減少した以外は、比負荷量の減少はみられない。

1-3 本論文の目的と構成

本論文では、指定湖沼の1つである浅い山地湖沼の諏訪湖を対象とした。1-2で述べたように、指定湖沼の中では諏訪湖の水質は改善されてきている部類であるが、長野県が目標として掲げている「泳げる諏訪湖」にはほど遠い。今後、さらなる水質改善とそれにとまなう生態系の変化を知り、望ましい湖の「すがた」（適切な水質・底質環境）を目指すには、1-1で述べたような広い視点から見た検討・研究は不可欠と考えられる。諏訪湖では、田中阿歌麿（1918）による「湖沼学上より見たる諏訪湖の研究」をはじめとして、現在までに水質・底質に関する化学・生物学的な研究は多くみられる（たとえば、花里（2001）、福島ら（2005））が、「水の動き」にとまなう物質循環に関する研究はあまり行われていない。そこで本論文では、「水の動き」にとまなう物質循環に加えて、浅い湖で「水の動き」に大きな影響を及ぼす風について検討を行い、諏訪湖における大気－水－物質循環に関して論じている。

長期的な物質循環を評価するには、ボックスモデルがよく用いられる。しかし、このモデルは湖水流動・水質の時空間的な非一様性を評価しにくいという欠点をもつ。また、一般に湖沼は地形が複雑で、気象条件等の外力が時空間的に変化するうえに、閉鎖性が強い水域のためにそこでの流動はさまざまである。しかしこれまでに、水域の地域特性を詳しく考慮した物質循環評価モデルは少なく、長期的な物質循環をよりの確に評価するにはそのようなモデルを構築することが望ましい。また一般に、年間の湖内物質循環に大きな影響を与えるのは、イベント時（強風時と洪水時）であり、そのようなときの湖内物質循環状況を把握することは大変重要である。以上のような背景のもとで、本論文では主にイベント時の大気流動、湖水流動および水中懸濁物質輸送状況について、現地観測と数値解析により詳細に検討している。

本論文の構成は以下の通りである。

第1章では、湖沼水質およびその改善対策の現状、および本論文の目的と構成について記す。

第1章 序論

第2章では、本論文で対象とする諏訪湖の概要について述べる。流動および水質・底質に加えて、それらに影響を及ぼす地形・風・流出入河川といった外的要因に関しての既往の知見をまとめ、これまでに明らかになっている事項および今後検討が必要な事項について整理する。

第3章では、諏訪湖周辺における大気流動特性について、数値シミュレーションにより検討する。ここでは、地域固有（通常数 km～100km スケール）の風である局地風（荒川，2000）のみの解析とそれよりスケールの大きい現象の影響で吹く一般風を含めた解析を行い、諏訪湖周辺における風の時空間特性について検討する。

第4章では、湖上風に対する湖水流動の応答特性を検討する。まず、現地観測結果に基づいて、弱風時と強風時の湖水流動特性を考察する。次に、現地観測で得られた湖上風の空間的な非一様性が湖水流動に及ぼす影響について、数値実験により確認する。

第5章では、湖内底質の性状および水中懸濁物質の挙動に関して、現地観測結果をもとに考察する。湖内底質性状（粒径・含水比）の空間的な分布を把握したあとに、湖内における水中懸濁物質輸送に影響を及ぼす要因の一つである底質の巻き上げ特性について検討する。

第6章では、第3章から第5章までの知見を総合して、水中懸濁物質輸送シミュレーションを行う。まず、平水時と洪水時における懸濁物質流出入状況を検討する。次に、水中懸濁物質輸送モデルの概要を示す。そして、風速の大きさ・湖上風の空間的な分布および河川流量の大きさの影響を考慮した数値実験を行い、それぞれの要因が水中懸濁物質輸送に及ぼす影響を検討する。

第7章では、以上の議論を総括して結論とする。

参考文献

- アーバンクボタ編集室（1997）：アーバンクボタ第36号 特集＝諏訪湖，pp.2-11.
- 荒川正一（2000）：局地風のいろいろ，成山堂書店，p.1.
- 池永均・向山公人・大島伸介・吉本健太郎・山田正（2004）：網走湖における青潮発生に関する現地観測と数値解析の比較，土木学会論文集 NO.775/II-69，pp.11-27.
- 沖野外輝夫（2002）：湖沼の生態学，共立出版，p.25.
- 奥宮英治・中村由行・中山恵介・井上徹教・石飛裕（2001）：湖沼の物質循環に及ぼす

第1章 序論

- 夜間の水面冷却の影響, 水工学論文集第 45 巻, pp.1147-1152.
- 環境庁自然保護局(1993): 第 4 回自然環境保全基礎調査湖沼調査報告書(全国版), 232p.
- 田中阿歌麿 (1918): 「湖沼学上より見たる諏訪湖の研究 (上・下)」, 岩波書店, 上巻 936p, 下巻 764p.
- 田淵俊雄 (2005): 湖の水質保全を考える, 技報堂出版, 187p.
- 鶴田泰士・石川忠晴・西田修三・成田舞・藤原広和 (2002): 小川原湖におけるヤマトシジミの繁殖環境について, 土木学会論文集 No.705/II-59, pp.175-187.
- 西田修三・鈴木誠二・中辻啓二 (2006): 外部擾乱に対する小川原湖の水質応答特性, 水工学論文集第 50 巻, pp.1333-1338.
- 花里孝幸 (2001): 近年の諏訪湖における生物群集の動態研究の意義, 陸水学雑誌第 62 巻, pp.123-126.
- 花里孝幸 (2006): 湖の浄化における下水処理場のはたらきと, 水質浄化に伴う生態系の変化 -浄化が進んだ諏訪湖を例として-, 月刊下水道第 29 巻, 第 3 号, pp.66-71.
- 福島武彦・相崎守弘・松重一夫・今井章雄 (1997): 湖沼の有機物指標, 水環境学会誌第 20 巻, pp.238-245.
- 福島武彦 (2004): 湖沼はきれいになったか ~今後の湖沼環境研究~, 水環境学会誌第 27 巻, pp.500-504.
- 福島武彦・川村修平・恩田裕一・今井章雄・松重一夫 (2005): 霞ヶ浦, 諏訪湖における底質長期変化と栄養塩収支, 水環境学会誌第 28 巻, pp.313-319.
- 藤井滋穂 (2004): 湖沼水質管理についての新たな視点 ~琵琶湖水質問題とモニタリングデータ活用~, 水環境学会誌第 27 巻, pp.505-508.

第2章 諏訪湖の概要および既往の研究

2-1 概説

閉鎖性水域の流動および水質・底質を評価するにあたっては、それらに影響を及ぼす地形・風・流出入河川などの外的要因を考慮する必要がある。本章では、本研究で対象とする諏訪湖の概要について、既往の研究結果にふれながら上記要因の特性ごとにわけて述べていく。

2-2 諏訪地方および諏訪湖の地形特性

諏訪地方は緯度・経度から見て日本のほぼ中央部に位置し、諏訪湖を盆底とした盆地地形となっており、その東側には八ヶ岳がそびえている。また、太平洋側からは天竜川沿い、および釜無川・富士川沿いに、日本海側からは姫川・犀川および高瀬川沿いに、それぞれ谷地形が諏訪地方周辺まで入り込んでいる。諏訪地方の標高コンターを図 2.1 に示す。この図から北西－南東方向に谷地形が発達していることがわかる。

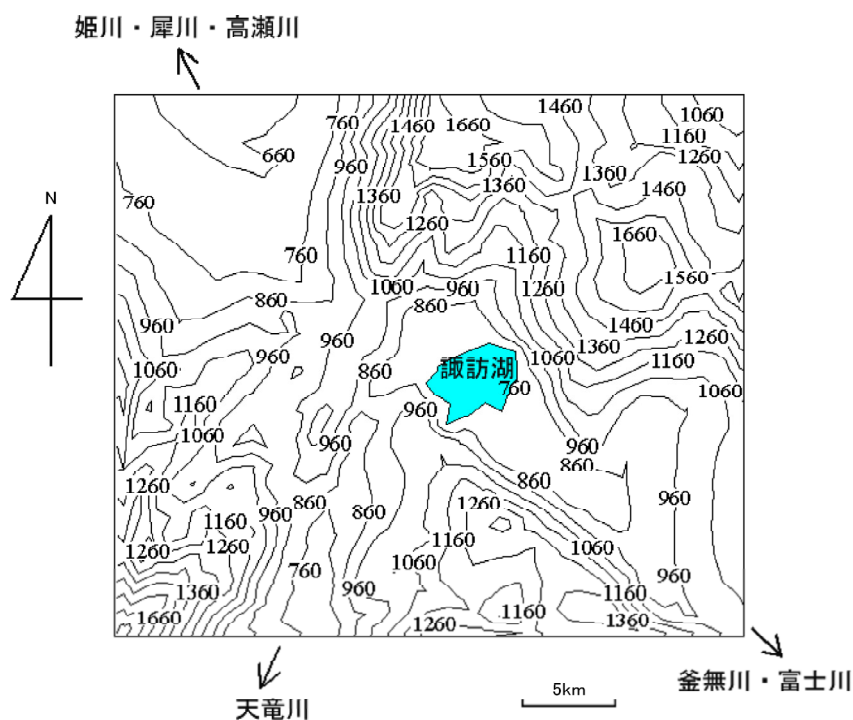


図 2.1 諏訪地方の標高コンター（数値の単位はメートル）

現在の諏訪湖に直接つながる水域の形成は約 13000 年前頃で、その後、水域の拡大・縮小という変遷を経て、現在の湖にいたっている（アーバンクボタ編集室，1997）。その成因は大きな断層による谷に水がたまってできたためとされている（窪田，1997）。

図 2.2 に諏訪湖の平面図を示す。なお、図中には、等深線および湖心の位置も示してある。湖心は北緯 36 度 03 分，東経 138 度 05 分にあり，湖の形は西方湖岸を底辺とみなせば，東方湖岸を頂点としてわずかに南方に傾斜した台形となっている。また，面積は 13.3km^2 ，最大水深は 7.2m，平均水深は 4.7m である。流域面積は 531km^2 であり，湖面面積の約 40 倍である。諏訪湖に流入する河川の数，一級河川 15，準用河川 2，普通河川等 14 の合計 31 となっている。流域面積でみると，上川が一番大きく 261km^2 ，ついで宮川 120km^2 ，砥川 72km^2 ，横河川 45km^2 となっており（沖野・細田，1997），これら 4 河川で諏訪湖全流域面積の約 9 割を占めている。また，流出河川は釜口水門より流出している天竜川のみとなっている。

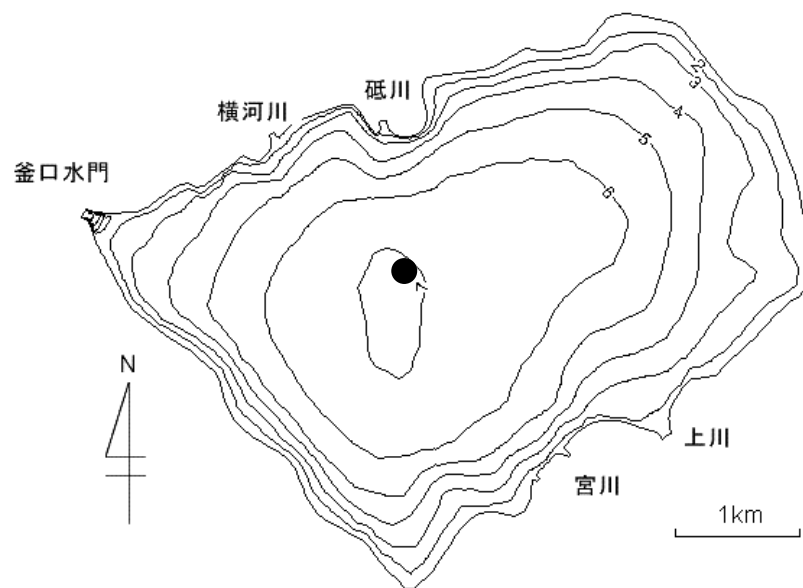


図 2.2 諏訪湖の平面図（図中の等深線の単位はメートル，●は湖心）

図 2.3 に諏訪湖流域図（沖野・細田，1997 より引用）を示す．流域の標高は，諏訪湖水面の 759m が最低，赤岳の 2899m が最高であり，その標高差は 2000m を超え，急傾斜地の多い地域といえる．次に，GIS を利用した土地利用区分結果（金谷，2003）を表 2.1 に示す．これによると，流域全体の 56%が森林，31%が荒地を含む農耕地と草地，9.6%が市街地や道路で占められている．また，霧ヶ峰を含む草地面積は 12%を占め，7.1%が農耕地である．農耕地のうちの約 70%が水田，残りが畑地となっている．各河川における流域の特徴としては，砥川・横河川では流域のほとんどを森林が占めており急傾斜地が多い．一方，上川・宮川流域には農耕地が多く，特に宮川上流域の原村では高原野菜の栽培が盛んであり，流域全域における畑地の多くを占めている．また，上川流域は，人口集中地である茅野市・諏訪市を含むことが特徴の一つといえる．

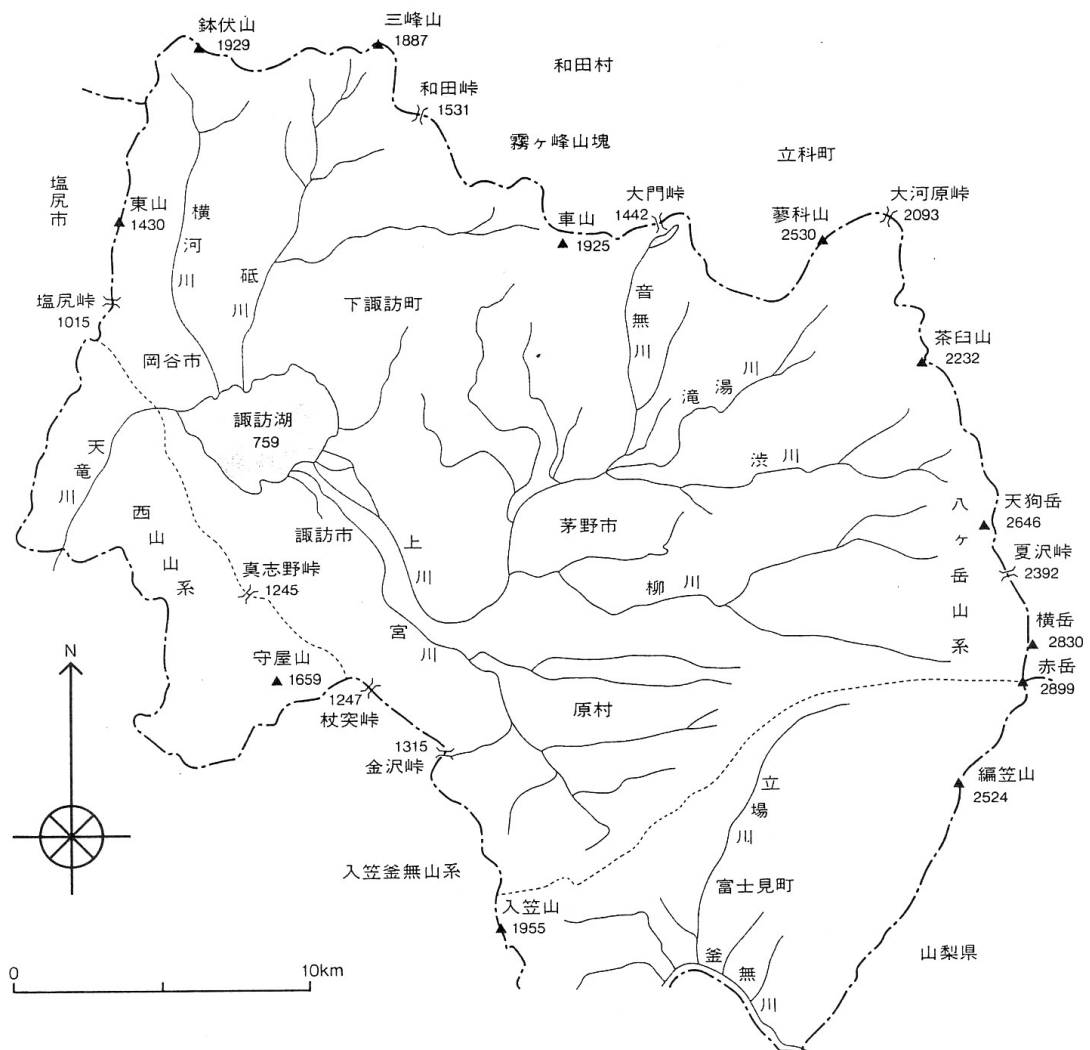


図 2.3 諏訪湖流域図（沖野・細田（1997）より引用）

表 2.1 諏訪湖流域の土地利用区分（金谷，2003）

土地利用	面積（km ² ）	面積構成比（%）
水域	14.00	2.67
市街地	28.52	5.43
交通用地	21.85	4.16
水田	27.83	5.30
畑地	9.58	1.83
草地	63.08	12.01
荒地	62.22	11.85
湿地	0.93	0.18
広葉樹	66.34	12.63
針葉樹	228.89	43.59
その他	1.90	0.63
総計	525.15	100.00

信州大学山岳科学総合研究所・沖野・花里（2005）によると，諏訪湖の堆積層は200mを超えるとされており，近年の堆積速度は湖心で2～3cm/yearである．この速度は多くの湖の100倍ほどになるので，他の湖に比較していかに諏訪湖が外部負荷の影響を受けているかがわかる．さらに，諏訪湖流域は，他の指定湖沼と比べて面源負荷が大きいのが特徴であり，その対策として植林が上がっている．また，**図 2.4(a)**，**(b)**に指定湖沼における自然負荷を除いた窒素およびリンの汚濁負荷量割合を示す．これらの図から，窒素については「農地系」，リンについては「市街地系」の負荷が多いことがわかる．（田淵，2005）．

第2章 諏訪湖の概要および既往の研究

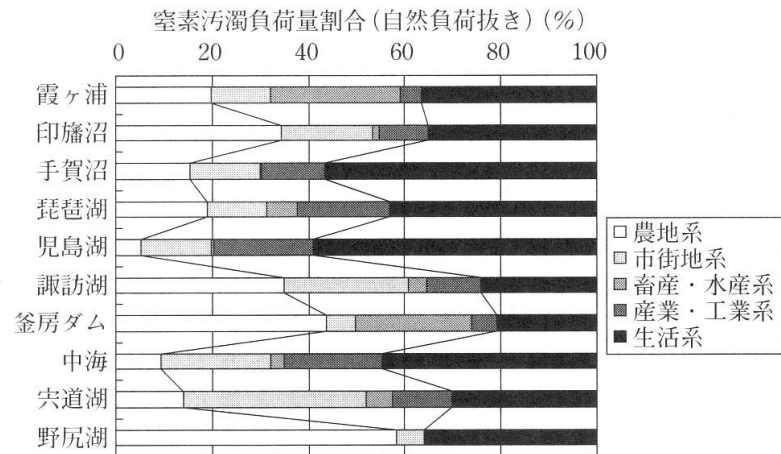


図 2.4(a) 指定湖沼における自然負荷を除いた窒素汚濁負荷量割合
(田渕 (2005) より引用)

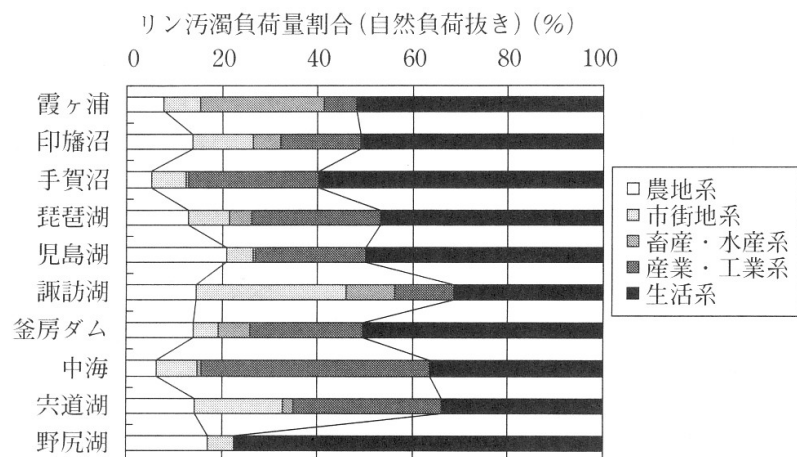


図 2.4(b) 指定湖沼における自然負荷を除いたリン汚濁負荷量割合
(田渕 (2005) より引用)

表 2.2 に日本の代表的な湖である霞ヶ浦および琵琶湖との基本的諸元比較表を示す（田淵（2005），宗宮（2000），琵琶湖研究所ホームページ，霞ヶ浦トレンドステーションホームページ）．この表から，諏訪湖は流域面積に対する湖面積の割合が他の湖に比べて著しく小さいといえる．なお，平均水深および最大水深は霞ヶ浦とほぼ同じである．

次に，**図 2.5** に諏訪湖の周辺地形を示す．湖の東側および西側に山が迫っており，北西－南東方向に開けた地形となっている．また，図中には次節で風の特性を検討する諏訪特別地域気象観測所と釜口水門の位置も示してある．

表 2.2 諏訪湖と日本の主要な湖との諸元比較表

	諏訪湖	霞ヶ浦	琵琶湖
湖面積(km ²)	13.3	220	670
流域面積(km ²)	531.2	2157	3174
平均水深(m)	4.7	4.0	41
最大水深(m)	7.2	7.0	104
湖面標高(m)	759	0.2	84
平均滞留日数(日)	39	201	2008（北湖） 15（南湖）

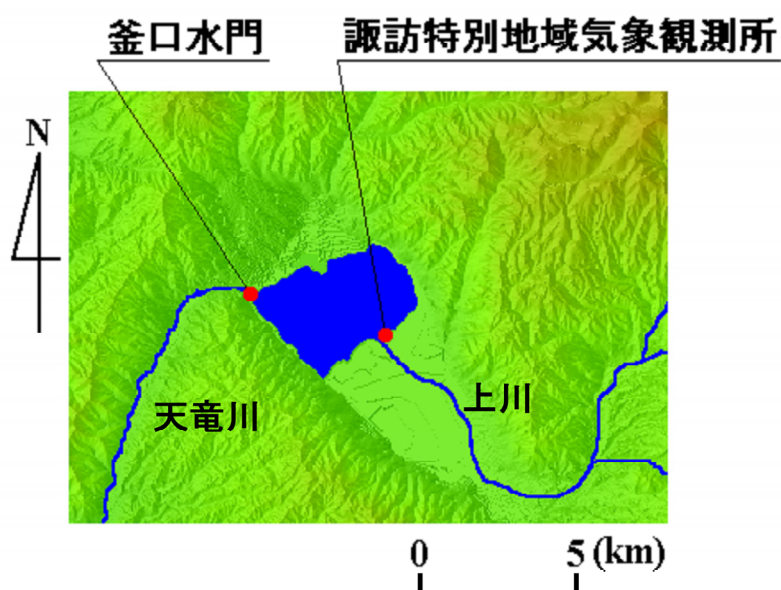


図 2.5 諏訪湖の周辺地形

2-3 諏訪地方における風の特徴

内陸県の長野県においては、局地的な風系循環（山谷風）と広域的な風系循環（海陸風）とが認められ、これらの現象は互いに複合して複雑な変化をする（長野県地方気象台，1987）。諏訪湖周辺における風は、これらの山谷風・海陸風に加えて湖陸風（吉野ら，1970）の影響を受けるため、さらに複雑であるといわれている。

風については、全国各地と同様に諏訪特別地域気象観測所（昔は諏訪測候所）において、風速および風向が観測されている。現在の諏訪特別地域気象観測所と昔の諏訪測候所はともに湖の南東部に位置するが、その場所は異なる。

現在から約 40 年前に分析された長野県諏訪湖浄化対策委員会（1968）による諏訪測候所で調べた 1964 年および 1965 年の風向頻度図から、以下のような知見が得られている。11 月からの冬季に北東から東北東の季節風にとまなう風が卓越し、2 月頃まで続く。3 月になると、北東の風は徐々に北向きに変化し、また南西の風も徐々に強まる。5 月になると、北と南西の風が卓越し、これが夏季の 9 月まで続く。10 月になると、北の風が北東から東北東に向きを変えはじめ、また南西の風は弱まりはじめる。一年を通じてみると、北から東北東と南西から西の風が卓越し、北西または南東の風はほとんど吹かない。風速は冬季に大きく夏季に小さくなるが、一年を通じてみると 2m/s ほどである。

萩庭（2005）は、諏訪特別地域気象観測所における 2000 年 1 月 1 日から 2004 年 12 月 31 日までにおける観測データをもとに、季節（3 ヶ月）ごとにデータの仕分けを行い、その傾向を調査した。その結果、以下のような知見が得られている。

春（3,4,5 月）：西北西と南南東または南東からの風の割合が 8：2 程度である。卓越風の平均風速は前者が約 4m/s、後者が約 3m/s 程度である。

夏（6,7,8 月）：南南東と西北西を中心として、ほぼ同程度の割合で風が吹いている。卓越風の平均風速についても両者ともに約 3m/s となっている。

秋（9,10,11 月）：台風の影響と思われる強風がいくつかみられたため、卓越風の風速が 6m/s を超えるデータが存在したが、それ以外では、主に西北西または北西と南南東から風の割合は 8：2 程度で、卓越風の平均風速は 3～4m/s 程度であり、春と同傾向である。

冬（12,1,2 月）：西北西からの風が多く、卓越風の平均風速は 3m/s 程度である。この

季節においては東からの風はほとんどない。

図 2.6 に、萩庭（2005）が整理した通年の風向頻度図を示す。この図から北西－南東方向の風が年間を通じて多くみられ、その中でも西北西からの風が卓越風になっていることがわかる。

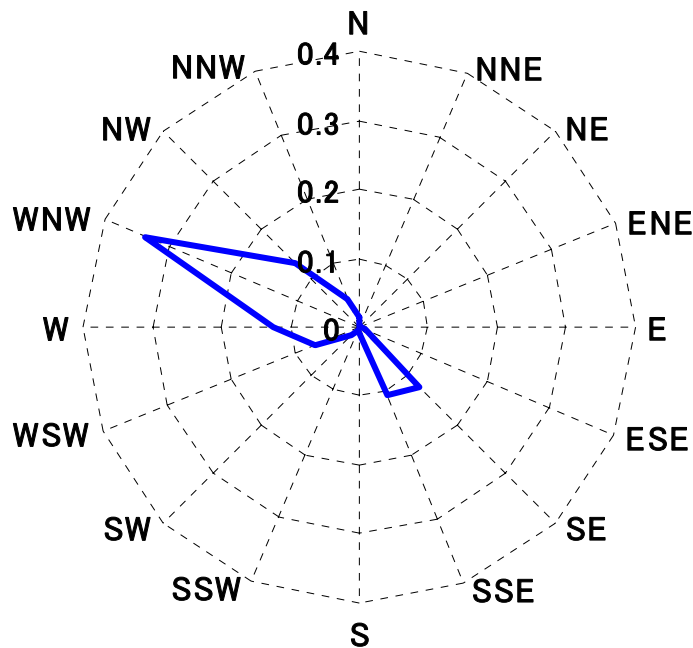


図 2.6 諏訪地方の風向頻度図（2000～2004 年）

これら 2 つの結果はかなり異なっている。現在の諏訪特別地域気象観測所は、湖のごく近傍にあり周辺建物の影響をうけにくいですが、昔の諏訪測候所が周辺建物の影響をうけている可能性がある。40 年間で周辺地形や風の特徴が大きく変化したということは考えにくいことから、萩庭（2005）の分析結果が諏訪地方の風の特徴を表していると考えるのが妥当であろう。

吉野ら（1970）は、諏訪湖周辺において北西－南東方向に直線上に配置した 6 地点において、風向・風速の同時観測を行った。その結果、諏訪湖の湖風について、以下の知見が得られている。①風速は平均すると 1.8m/s であり、9 時より 12 時の方が風力はやや強い。②湖風の出現割合は夏 9 時で 14%，夏 12 時で 24%と小さな値である。③湖風の循環系は湖南側と湖北側に対称的に形成されるものではなく、また必ずしも同時に形成されるものではない。

松浦（2005）は、2000年から2004年までの7月・8月の晴天日（計24日）における釜口水門と諏訪特別地域気象観測所の平均風速と風向の観測頻度のデータをもとに、局地風の時空間特性を検討している。ここで、7月・8月の晴天日を選んだのは、一般風の影響が小さく、山谷風や湖陸風の特徴がよく現れるためである。その結果として、両観測点における各時刻の卓越風向および平均風速をまとめたものを表2.3に示す。この表より、諏訪湖を挟んで対岸にある二つの観測点では風の様子が大きく異なっていることがわかる。この要因としては、晴天日における諏訪湖周辺の風が、諏訪湖も含めた地形の影響を強く受けていることが考えられる。

萩庭（2005）は、諏訪湖沿岸の2地点において風速・風向の観測を行い、他機関における諏訪湖沿岸の3地点の観測結果とあわせて比較することにより、諏訪湖周辺の風の特徴を検討している。その結果、風速が小さい（気温の日較差が大きい）ときには地点間で風向にばらつきがみられ、その傾向は湖陸風に対応しているのに対し、風速が大きい（気温の日較差が小さい）ときには全地点で北西方向からの風が観測されており、一般風の影響が大きいという結論を得ている。

また、諏訪地方において強風が吹く頻度については、2000年から2004年までの諏訪特別地域気象観測所における平均風速および最大風速（1日中の毎正時における風速の最大値）を検討した結果、平均風速が10m/sをこえる日はないが、最大風速が10m/sをこえる日は約10%存在することがわかっている。

表 2.3 釜口水門・諏訪特別地域気象観測所における
各時刻の卓越風向および平均風速 (m/s)
(松浦, 2004 より引用)

観測点 時刻	釜口水門		諏訪特別地域気象観測所	
	卓越風向	平均風速	卓越風向	平均風速
0 時	西 北北西	1 1～2	南南東～南	1～2
3 時	西	1	南東～南	1～2
6 時	西	1	南南東～南	1～2
9 時	東～東南東 西北西	1～2 1～2	北西～北	1～2
12 時	東南東 南	2～3 2～3	西 北西～西北西	3～4 2～3
15 時	南	2	南西～西	3～5
18 時	南 西～西北西	1～2 1～3	南東	4
21 時	南 西北西	1 1	南東～南南東 南南西～南西	2～3 1～2

2-4 諏訪湖流出入河川特性

流域からの影響を湖に伝えるものには河川水と地下水があるが、これまでの調査から諏訪湖の場合には地下水の湧出量は少なく、流入水量のほとんどを河川水が占めているといわれている（信州大学山岳科学総合研究所・沖野・花里，2005）。よって、湖の変化を知るためには流出入河川の水質特性を把握しておく必要があるといえる。

2-4-1 流出入河川水の物理指標

福島（2006）は、諏訪湖の流出入河川（2-2 で示した主要流入4河川と天竜川）に関して、2001～2003年における長野県による月1回の定期観測から年周変動を、2004年10月26、27日の集中観測から日周変動を検討し、以下のような結果を得ている。

(a) 水温

北側から流入する河川（横河川・砥川）の水温が南側から流入する河川（上川・宮川）と比べて1～2℃低い。また、流出河川である天竜川の水温は流入河川と比べて高い。

(b) 溶存酸素濃度（DO）

北側から流入する河川（横河川・砥川）のDOが南側から流入する河川（上川・宮川）と比べて高い。また、流出河川である天竜川のDOは流入河川と比べて変動幅が大きい。

(c) pH

北側から流入する河川同士（横河川・砥川）および南側から流入する河川同士（上川・宮川）で類似した変動傾向がみられる。また、宮川の方が上川よりもpHが大きい。また、流出河川である天竜川のpHは流入河川と比べてあまり差がないが、夏場を中心にアオコの発生に起因すると思われる9.0以上の値がみられることがある。

(d) 懸濁物質濃度（SS）

流入河川では砥川が最も大きく、次いで宮川、横河川、上川となっている。また、流出河川である天竜川のSSは、流入河川と比べて大きくなっている。

(e) 電気伝導度（COND）

流入河川では宮川が最も高く、次いで上川、砥川、横河川となっている。また、南側から流入する河川（上川・宮川）のCONDは北側から流入する河川（横河川・砥川）の2倍近くの値である。また、流出河川である天竜川のCONDは、日本における河川水の平均値を上回っている。

2-4-2 流出入河川水の栄養塩特性

水域において、栄養塩は適度に必要なものである。過剰になると、水質や DO が低下し、水生生物の多様性が低下する。戸田ら（2002）は、流出入河川について、窒素安定同位体比を用いて、窒素の起源を特定した。その結果、以下のことがわかった。

- ・ 宮川の窒素は主に肥料由来であり、天竜川では下流に行くと釜口水門の影響が小さくなる。
- ・ 山林を主とする横河川・砥川では窒素濃度は低く、水田や畑地を流下する川では窒素濃度が高い。
- ・ 上川上流では窒素安定同位体比が高くなっており、この原因として白樺湖の下水処理場からの排水の影響が考えられる。

戸田（2003）は、諏訪湖への主要流入 4 河川の中で、流域に広大な農耕地が存在し、窒素濃度が高く、諏訪湖への窒素負荷も最大であるとみられている宮川において、降水時も含む定期観測（週 1 回）を通年にわたり実施した。その結果、宮川安国寺橋における 2002 年 1 年間の窒素流下量は 276ton/year(756kg/day)、リンは 11.0ton/year(30.1kg/day) となった。また、1 年間の 1/6 程度（62 日間）の増水時に窒素では 51%、リンでは 83% が流下しており、降水時の栄養塩類の流出、特に懸濁態成分の流出が諏訪湖への栄養塩負荷に大きく寄与していることが判明した。

また、諏訪湖への窒素・リンの負荷量は、流域下水道の完成・稼働により、表 2.4（沖野・細田，1997 より引用）に示すように、1996 年現在で窒素・リンともに下水道完成前の約 30%に減少している。また、1991 年から 1996 年の間に、窒素・リンともに生活系と産業系の負荷が大幅に減少し、農地系・自然系（市街地を含む）の負荷比率が相対的に大きくなってきており、農地・市街地からの負荷削減対策が検討されている。

表 2.4 原単位法による諏訪湖への窒素およびリンの流入負荷量

（沖野・細田（1997）より引用）

		年間平均	5 ～ 10 月 (養殖含む)
沖野他 (1981)	N (kg/day)	4,226	4,776
	P (kg/day)	312.2	432.2

長野県 (1993)	年度		年間平均
	(1991)	N (kg/day)	1,635
		P (kg/day)	224.9
	(1996)	N (kg/day)	1,319
		P (kg/day)	111.0

2-5 諏訪湖の流動特性

流動特性を検討するにあたって調査する項目として、流速・流向および水位が考えられる。これまでの諏訪湖における流速・流向観測例として、

- 1) 昭和 41 年 5 月における木片移動調査（諏訪湖浄化対策委員会，1968）
 - 2) 昭和 44 年 6 月～8 月における浮子漂流調査と定点流速測定（諏訪建設事務所，1969）
 - 3) 昭和 50 年 7 月における浮子漂流調査（富所，1984）
- があげられる。

まず、1) の調査ではほとんどみるべき成果はない。次に、2) の調査目的が釜口水門の放流方式による流れの変化を調べるためであったので調査点や測定点が釜口水門付近に偏っていること、浮子漂流観測では流向のみしか求めていないこと、流速の測定結果のばらつきが激しいことなどの欠陥を有するが、2) の観測では以下のような結論を得ている。

- ① 湖水の流れは主として風による吹送が原因で起こる。
- ② 表面層（水面より水面下 1.0m まで）は風がごく短時間吹いてもただちに風下方向に流れ始める。中層（水面下 1.0m より水面下 3.0m まで）は多くの場合、表面層と同様に風下側に流れることが多いが、測定点によっては風下と直角方向に流れたり、風上に向かって流れることもある。底層（水面下 3.0m 以下）は多くの場合風上に向かって流れる。
- ③ 表面層の流速は風速の 2.6% 程度である。

さらに、3) の観測では全般的に浮子は風向に対し、時計回り方向にずれる傾向を示しており、また、2) の観測と同様に、流速は風速の 2～3% 程度の値を示している。ここで、浮子の風向に対する右旋はコリオリ力によるものと思われる。このことを確認するために、浮子漂流観測結果と数値解析による風成流（表層）の定常解との定性的比較が行われており、それらの一致が示されている（図 2.7 参照）。ただし、風速が 1.5m/s 程度と小さい場合は、湖の南西部分で両者の傾向が異なっており、その原因として風向の非一様性があげられている。

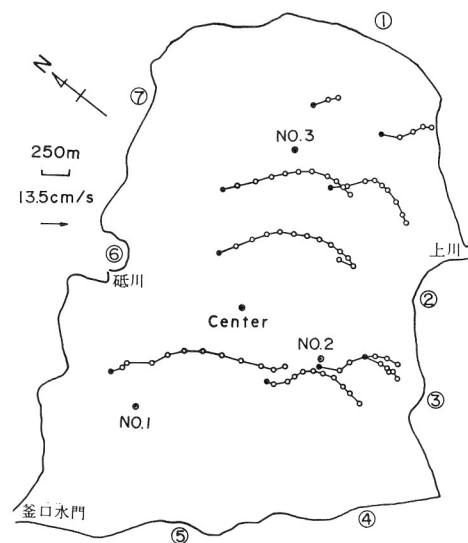
上記のほかに、富所（1984）は諏訪湖の風成流について、湖上に一様風が作用した場合の数値実験を行い、以下のような結論を得ている。

- ① 流れ場は、弱風時（風速 3m/s 程度）には線形性が強いが、強風時（風速 5m/s 以上）には非線形性の影響が出てくるようになる。
- ② 風速 3m/s 程度の風が 5 時間あまり吹くと、湖内の水温成層は破壊される。
- ③ 風速 3m/s 程度の風が吹いたとき、平均流速については、風向方向に湖を二分する形の大きな水平環流が生じていて、風向に沿う水深の小さい岸付近で順流、湖中央の水深の大きい部分で逆流となっている。この傾向は風速が大きくなっても変化しない（図 2.8）。
- ④ 風速 3m/s 程度の風が吹いたとき、水深の大きい湖中央部では、コリオリ力の影響でエクマンスパイラルがみられるが、岸付近では水平環流の影響がコリオリ力の影響を上回り、エクマンスパイラルはみられない。

また、長野県天竜川上流工事事務所（1995）は、水温成層が形成されたときの無風状態の流れ解析を行っている。この結果（図 2.9）から、諏訪湖の北東部においては流速が小さく流向の安定した滞留域が形成されるのに対し、西側では流向および流速が複雑な流れとなっていることがわかる。

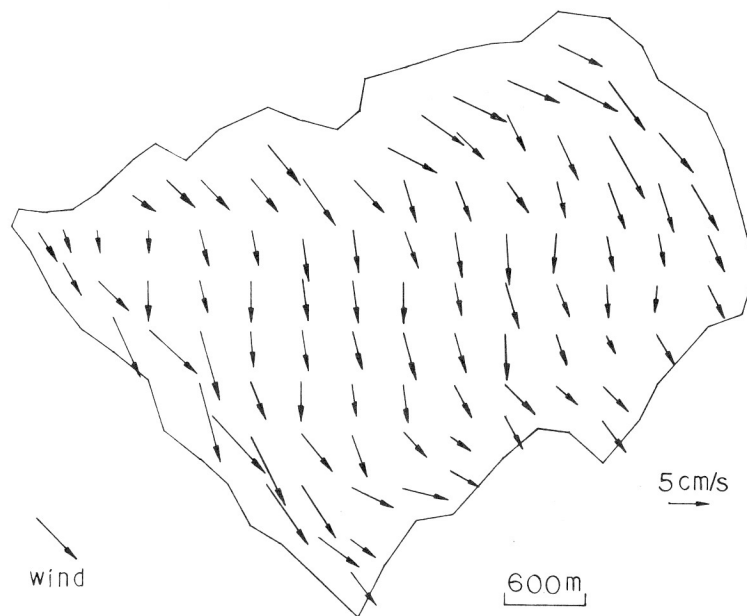
水位に関する観測例としては、富所（1984）によるセイシュの検討がある。上川河口と下諏訪町立博物館前において、容量式波高計を用いてセイシュの観測を行っており、西北西の風が数時間程度連吹したときの振幅として 1cm 以下という結果を得ている。また、観測結果を MEM により処理してスペクトルおよび卓越周期を求めた結果、周期は 1350 秒、760 秒、700 秒となっている。また、数値実験によりセイシュが湖の流動構造に及ぼす影響を検討し、以下の結果を得ている。

- ① 風速 3m/s、水平長 2km、水深 5m ほどの水域に発生するセイシュは流れに対してほとんど影響を持たない。
- ② 10m/s ほどの風が吹き始めたり止んだりするときに生じるセイシュに関しては、諏訪湖や野尻湖では最大で 4~5cm ほどの振幅のものが観測されている。このような風に応答するセイシュは、風の変化により直接起こるセイシュのように頻繁には起こらないが、それによる流速値は風成流と同程度となり、流れのパターンを一変させる可能性もある。



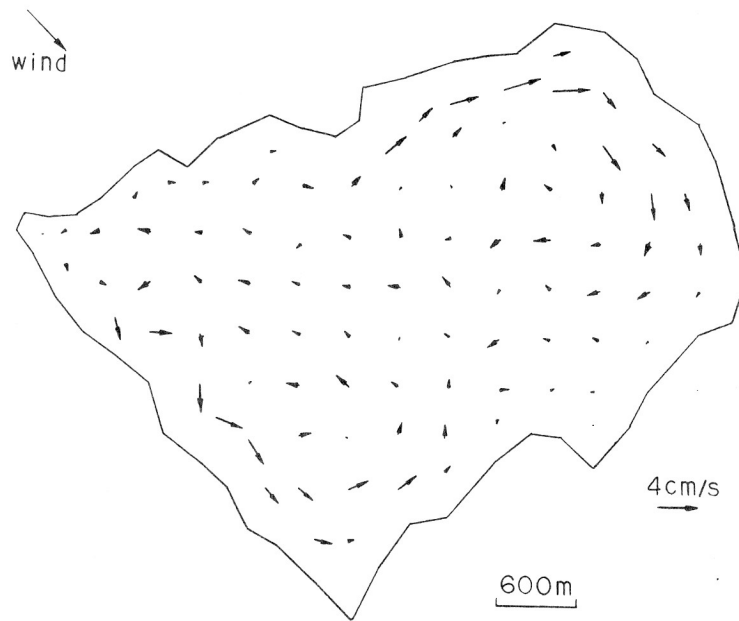
(a) 浮子漂流観測結果 (1975年7月14日)

(●: 開始地点, ○: 開始から10分ごとの位置)

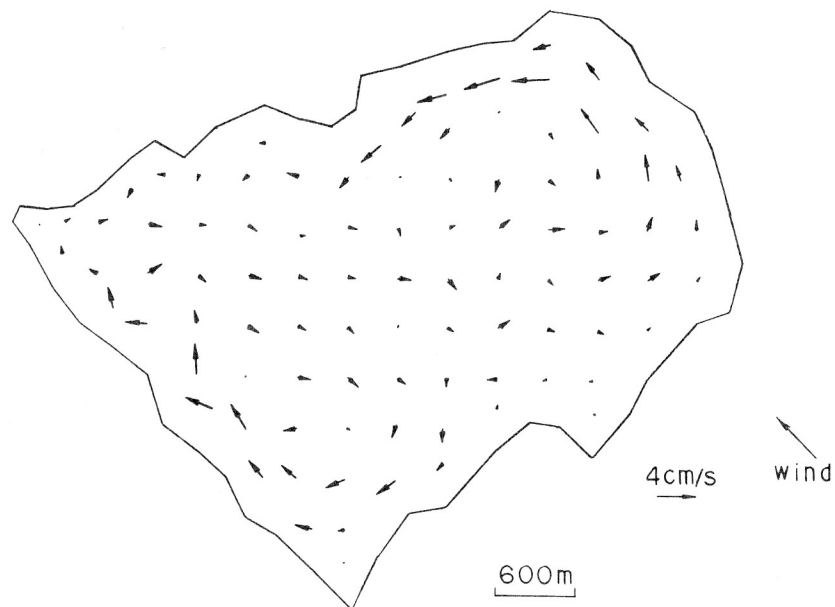


(b) 表層流速分布 (3m/sの北西風吹送時)

図 2.7 浮子漂流観測結果と数値解析結果の比較
(富所 (1984) より引用)



(a) 3m/s の北西風が吹いた場合



(b) 3m/s の南東風が吹いた場合

図 2.8 一様風が吹いた場合の平均流速分布
(富所 (1984) より引用)

第2章 諏訪湖の概要および既往の研究

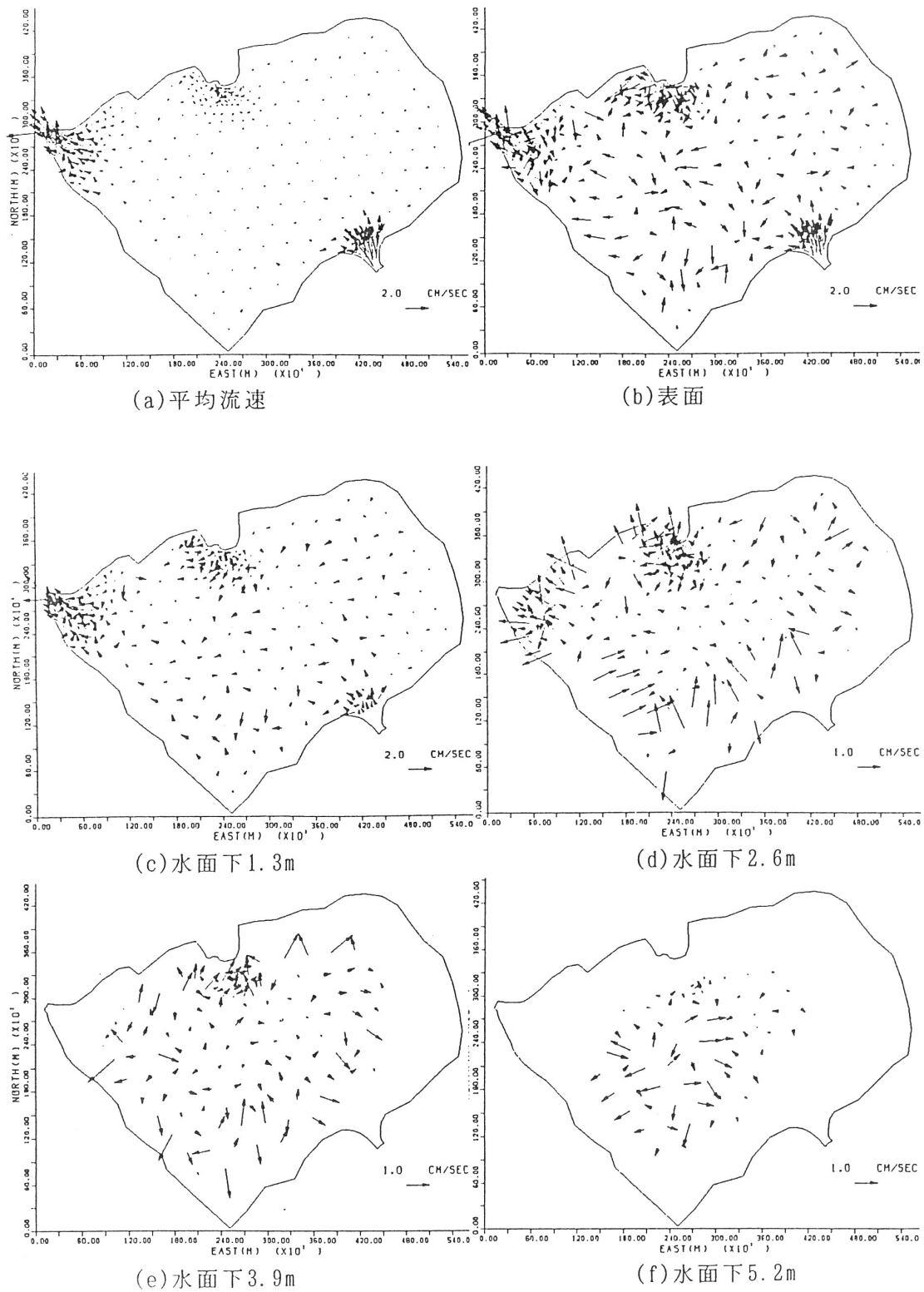


図 2.9 水温成層形成時の湖流分布（無風状態）
（長野県天竜川上流工事事務所（1995）より引用）

図 2.10 に、2003 年から 2005 年までの釜口水門において測定された湖水位を示す。なお、図中の水位基準（零尺）については、1944 年に決定したようであるが、その詳細な資料は残っていない。これら 3 年間に於いて、渇水期・洪水期で水位変動がみられるが、その変動幅はおおむね 20～40cm 程度となっている。



図 2.10 釜口水門における湖水位の変化

2-6 諏訪湖の水質・底質および生物群集特性

1 章で述べたように、諏訪湖の水質は改善傾向にある。本節では、諏訪湖の水質・底質改善対策の歴史とそれにもなう水質・底質特性および生物群集特性の変化について述べる。

2-6-1 水質・底質改善対策の歴史

諏訪湖は、日本での陸水研究の初期から調べられ、その後も多くの研究がなされてきた（花里，2001）。1960 年代および 1970 年代に富栄養化が著しく進み、毎年ひどいアオコの発生に悩まされるようになった（沖野，1990）。そのため、1965 年には「諏訪湖浄化対策委員会」が発足し、続いて 1969 年には「長野県諏訪湖公害防止協会」ができて流域下水道整備のための基礎調査が行われるようになった。そして、1970 年には「環境基準」、1971 年には「排水基準」が設定され、1973 年には水質汚濁防止法に基づき、上乘せ排水基準を定めた「長野県条例」が施行された（アーバンクボタ編集室，1997）。

そして、1979年に諏訪湖の南東岸に位置する豊田終末処理場の供用が開始され、下水道の普及率の向上が図られてきており、その率は現在95%を超えている(松沢, 2004)。供用開始当初の数年間には水質面での改善がみられたにもかかわらず、アオコの発生は続き、1985年以降は湖の水質の顕著な回復はみられていなかった(沖野・花里, 1997)が、1999年以降になってアオコの発生量が大きく減少し、透明度が大きく上昇傾向を示している。

終末処理場の処理水は、湖内に直接流入されておらず、処理場から湖底に沈められた放流管により、諏訪湖の流出口である釜口水門の直上200mの地点から水門に向けて湖内に放流されている。1994年に窒素とリンの上乗せ排出基準が定められたことをうけて、豊田終末処理場において本格的な高度処理が天竜川流域別下水道整備総合計画で位置づけられ(松沢, 2004)、2005年に全系列の高度処理施設が完成した。高度処理が行われる前の1994年では、処理場への流入下水量は約79,000ton/day、放流水の水質はCOD: 10mg/l, SS: 2mg/l, T-N: 15mg/l, T-P: 2.6mg/lであったが、2004年には、処理場への流入下水量は約111,000ton/day、放流水の水質はCOD: 5.4mg/l, SS: 1mg/l, T-N: 9.0mg/l, T-P: 0.5mg/lと報告されており、大幅に放流水の水質が改善されていることがわかる(長野県諏訪建設事務所(1994, 2004))。

諏訪湖における水質浄化事業として、下水道の普及のほかに、湖底からの栄養塩類(窒素・リン)の溶出を防止するため、浚渫が行われてきた。浚渫は2期に分けられて行われた。第1期工事(1969年度～1980年度)では、水深2.5mよりも小さい湖周浅瀬2.7km²が対象とされ、151万m³の底泥を浚渫し、事業を完了している。第2期工事(1981年度～)では、湖面全域の10.6km²を対象に約50cmの厚さで総量530万m³の浚渫を実施予定であった。2001年度までに、このうちの230万m³、5.8km²の浚渫(計画の浚渫量に対して55.9%、浚渫面積の63.9%)を終了していた。しかし、2003年度に浚渫により発生する泥の処分場所確保の困難さおよび浚渫効果の不明確さなどから、浚渫は中止となっている。以上の浚渫事業の概要を表2.5に示す。また、浚渫計画図を図2.11に示す。なお浚渫は、Ⅰ→Ⅱ→Ⅲ→Ⅳブロックの順で行われてきた。

表 2.5 浚渫事業の概要

浚渫計画	実施期間	事業内容	浚渫土砂量
第1期工事	昭和44年度～ 55年度	水深2.5mより浅い湖周辺部の浚渫を行うことにより、水生植物の枯死分解による汚濁防止と栄養塩類の溶出を抑制する。	151 万 m ³ 2.7km ²
第2期工事	昭和56年度～ (2003年度に 中止)	諏訪湖全域による底泥からの栄養塩類の溶出を抑えるため、窒素・リンを多く含む底泥を浚渫し除去する。(1期浚渫部分を除く中央部)	530 万 m ³ 10.6km ²

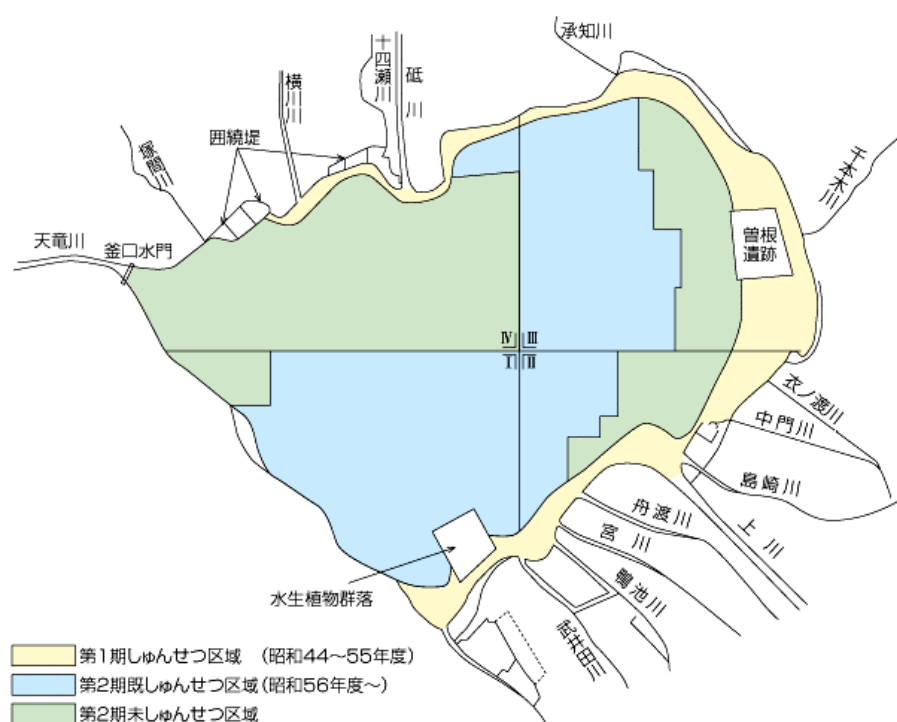


図 2.11 浚渫計画図

2-6-2 水質・底質特性

中村 (2001) は、諏訪湖湖心の 1977 年から 1996 年までの観測データをもとに、諏訪湖における溶存酸素と水温の年変動について考察した。得られた結果は以下のとおりである。

- ・ 湖表面水温は毎年冬期の 0℃から夏期の 30℃の間を変動している。冬期には湖表

面が凍結し、その期間のみ逆列成層が生じる。しかし、その他の期間は日成層しかみられず、諏訪湖は「冬季成層型」と分類される。

- ・ 溶存酸素量は、冬期には、表層から底層までほぼ一様な分布となっている。一方、夏期には、貧酸素水塊の形成と破壊が繰り返されている。
- ・ 貧酸素水塊と水温躍層の関係をみることにより、表層－底層間の水温差が2℃以上の躍層が形成されると貧酸素水塊の発生頻度が極端に上がる。
- ・ 諏訪地方の風速は、霞ヶ浦付近に比べて小さい。そのため、弱い風により躍層の形成される日が多く、強い風により全層混合される日が少ないことがわかった。そのため、底層での酸素消費が進み、諏訪湖は霞ヶ浦に比べて貧酸素水塊が形成されやすく、破壊されにくい特性をもつと考えられる。

また、武居（私信）によると、諏訪湖における表層と底層の水温差がここ数年拡大してきており、貧酸素水塊（3mg/l 以下）が長期間みられるようになってきたといわれている。

栄養塩については、信州大学山地水環境教育研究センター（前信州大学理学部附属諏訪臨湖実験所）の湖心での観測結果（沖野・花里（1997）、花里・小河原・宮原（2003））がある。全窒素については、調査開始の1977年から1980年代までは減少傾向を示していたが1990年代に入って増加傾向を示し、最近はやや横ばい状態である。一方、全リンについては、調査開始から一貫して減少傾向となっている。これらの結果からTN/TPをみると顕著な増大傾向となることが予想される。その中でも2001年のTN/TPは特に高く、最も低くなる夏でも20を超えていた。一般にTN/TPは、湖沼の植物プランクトン群集の種組成を決める重要な要因と考えられており、後述するようにTN/TPがおよそ20を超えるとアオコを作るミクロキスティスの発生量が低下することが経験的に知られている（Takamura et al.,1992）ことから、**2-6-1**で述べた1999年以降におけるアオコ発生量の減少には、このことが関わっている可能性がある。

また、柳町ら（2003）は、夏季に諏訪湖における水質観測を行い、衛星データから平面的な水質データを推定した。しかし、明確な結果は得られず、その後は基礎的なデータを蓄積しながら、諏訪湖の水質分布特性（SS, chl-a など）について主成分分析を用いて検討している（柳町ら、2004, 2005）。

底質については、長野県諏訪建設事務所（1999）が湖心で1991年度～1997年度に調査を実施した。その結果は、COD 40～60mg/g、強熱減量11～15%、全窒素3～6mg/g、

全リン 1.5~3mg/g となっている。物理性状については、表層の含水比が 200~500%程度、粒度組成はシルト・粘土質で、砂分は少ない。最大粒径は 0.85mm, 50%粒径 (d_{50}) は 0.00932mm である。

Ikenaka et al.(2005)は、諏訪湖底質を採取し、底質中に含まれるダイオキシン類を分析し、その起源を特定するためにクラスター分析を行った。その結果、ダイオキシンの種類によって、南側流入河川（上川・宮川）起源のものと北側流入河川（横河川、砥川）起源のものがあることがわかった。また、底質中に含まれるダイオキシン類および有機物の量は場所によってそれほど差がないが、釜口水門付近では著しく少ないことを明らかにした。

2-6-3 生物群集特性

諏訪湖の生物群集に関しては、植物プランクトン（特にアオコ）、動物プランクトン、底生生物（特にユスリカ）、魚類・貝類といった種類ごとにさまざまな研究が長年なされてきている。

(a) アオコについて（朴ら（2001）、沖野（2002）、沖野（2005）、鈴木（2006））

富栄養湖沼でしばしば問題となる植物プランクトンの代表であるアオコについては、諏訪湖では 1948 年に初めて発生報告があった。アオコとは、富栄養湖などで植物プランクトンが大量発生して、水面が緑色に着色される現象のことである。アオコの原因となる主な植物プランクトンは藍藻類であり、諏訪湖でみられるアオコは主にミクロキスティスと呼ばれる藍藻によって形成されている。このミクロキスティスの生理・生態的特性と発生水域の環境特性が複合してアオコが生じるといわれている。これまでの研究により、ミクロキスティスの発生している水域の環境特性について次のことがわかっている。①窒素・リンなどの栄養塩類濃度が高い。②N/P 比が小さい。③日成層が起きる。④窒素・リンなどの栄養塩類が河川を經由して、連続的に供給されている。⑤閉鎖性が強く、人為的な干渉度が高い水域である。⑥都市排水による有機物汚染がある。⑦平均水深が 10m 以下の湖沼に多く発生する。⑧発生する時期は夏季・高温期を中心とし、表面水温が 15℃以上になると増殖が目立つようになる。特に、浅い湖で底層水温が 20℃を超える年には、より高い現存量を観測することが多い。⑨ミクロキスティス発生初期の pH は 8 以上であることが多い。⑩発生量を左右する気象的要因としては、日照・降雨・風が最も直接的なものである。

アオコを形成する藍藻の中には肝臓毒あるいは神経毒として作用するいくつかの毒素が含まれており、諸外国においては以前からアオコを原因とする家畜や野生動物の斃死が報告されている。また、1996年2月にブラジルのカルアルにおいては、水源でのアオコ毒素の混入が原因で、50人以上の透析患者が死亡するという事件が発生している。アオコが発生すると、このような人畜の死亡に加えて、悪臭や景観上の問題も現れる。

そのため、アオコの発生機構に関する研究が多くなされてきた。それらの多くは、生物・化学的な視点のものである（笹尾ら（2001）、花里ら（2003）、本間ら（2005））のに対し、物理的な視点からの研究はまだ十分に行われていない。最近では、隔離水塊を用いた実験により、アオコの発生に対する物理環境の重要性が指摘される（焦ら（2000））など、物理的な視点からの研究が行われ始めている。近年の観測結果の分析から、年間降水量ではなく、一年間の雨の降り方がアオコ発生に影響を与えることがわかってきた。今後、アオコの発生条件を検討するにあたっては、気象条件の細かな変動をみていく必要があると思われる。

現在のところ、アオコ発生の防止対策としては、その発生原因となっている湖外から流入する栄養塩としての窒素およびリンの削減が基本である。諏訪湖においても、他の水域と同様、湖沼への負荷発生源への対策がもっとも主要なものとして行われており、適切な手段といえる。しかし、その効果は投資の割には上がっていない。その理由は、湖沼生態系が流入したものを一旦底泥中に蓄積し、再利用する機能を持っていることによる。しかし、諏訪湖においては、沿岸部の人工化による水生植物の欠損があるため、水生植物がもつ植物プランクトン抑制効果（①湖外から流入する栄養塩を沿岸域で吸収し、沖合へ直接流入させない。②水生植物から出される物質によるアレロパシー）が小さくなっているのが現状である。今後、アオコ発生をできるだけ防止するには、近年盛んに行われている沿岸域修復工事を行っていくことが望ましいといえる。

(b) 動物プランクトンについて（信州大学山岳科学研究所・沖野・花里（2005）、花里ら（2001））

動物プランクトンとは、他の生物を食べて生活しているプランクトンのことである。諏訪湖において最初に（1907年）動物プランクトンを観察したのは、田中阿歌磨博士であり、それ以降さまざまな研究者によって1996年までに観察された諏訪湖の動物プランクトン種は、ミジンコ類15種類、カイアシ類7種類、ワムシ類57種類となってい

る。

現在の諏訪湖は、前述のとおり、1999年からアオコの発生量が大きく減少し、透明度が大きく上昇した。一般には、藍藻類（ミクロキスティスなど）は群体を形成したり、毒素を生産したりして、物理的または化学的に動物プランクトンの摂食を阻害し、動物プランクトン群集に複雑な影響を与える（花里，1989）といわれている。このため、諏訪湖ではアオコの減少とともに、動物プランクトン群集の変化がみられることが予想されるが、その変化はまだ大きくないようである。この理由については、まだよくわかっておらず、今後の諏訪湖における生態系の変動を注意深く観察していくことが求められている。

(c) ユスリカについて（中里ら（2001），平林ら（2001），信州大学山岳科学研究所・沖野・花里（2005））

ユスリカとは、ハエ目ユスリカ科に属する昆虫の総称である。ユスリカ幼虫は、湖沼・ため池・水田・湿地・河川など少しでも水のある場所ならばどこにでも生息できる。ユスリカは、水底に堆積した水中の有機物を多量に食べ、成虫となって大気中に飛び出すことから、「水域の浄化者」としての役割が注目されている。しかし、その一方で、大気中に飛翔した成虫は、「不快害虫」（「洗濯物や家の壁が汚れる」や「食べ物に混入する」など）・「病害虫」（ユスリカが原因で引き起こされる喘息やアレルギー疾患）といったネガティブな評価もある。現在のユスリカの生息量は、近年におけるアオコの減少とともに激減しており、その値は1986年の1/70～1/130となっている。

富栄養状態にある日本の湖においては、いくつかの例外を除き、オオユスリカおよびアカムシユスリカが優占するユスリカ種となることが知られている。諏訪湖でもその傾向がみられてきたが、近年、沿岸帯においてクロユスリカの大量発生があった。クロユスリカについては、これまで池田湖・児島湖・野尻湖など中栄養から過栄養の範囲の湖沼で採集されているものの、霞ヶ浦や琵琶湖南湖で代表される他の富栄養湖における大量発生は報告されていない。クロユスリカが増加した原因は、湖の栄養状態の変化（栄養塩の減少）だけでなく、他の環境要因、たとえば浚渫や流入河川からの土砂の運搬等による底質環境（とくに堆積物組成）の変化とも大きく関わっていると考えられている。

(d) 魚類・貝類について（山本ら（2001），信州大学山岳科学研究所・沖野・花里（2005））

1946～1999年の漁業統計によると、諏訪湖の総漁獲量は1946年より1970年にかけて増加し、それ以降減少に転じ、1999年には1946年以降での最低漁獲量を記録してい

る。1970 年頃までの漁獲量上昇期には、貝類が漁獲量の 1/2～1/3 を占めていた年があり、魚類の中ではワカサギとフナが主要な漁獲物であった。1970 年以降では、漁獲物の大半がワカサギとなり、貝類の漁獲量は激減、フナも減産の一途をたどった。貝類の死滅については、底層の貧酸素水塊によるものではなく、水草帯が失われたことにより、貝類の生息域の底質環境が二次的に悪化した影響の方が大きいのではないかと考えられている。また、1970 年頃までは多様な魚種が漁獲されていたが、近年では、ワカサギ・フナ・コイ以外の魚種はほとんど採取されなくなっている。この主要な原因として、漁業者の高齢化や魚価の低廉化による漁獲意欲の減退が考えられるが、それだけでは説明できない状況があり、諏訪湖の湖沼環境が変化した（オオクチバスやブルーギルなどの外来魚種の増加など）ことの影響についてもあわせて検討する必要がある。

2-7 まとめ

諏訪湖の概要について、これまでさまざまな観点から述べてきた。本節では、現在の諏訪湖の状況を簡単にまとめる。

近年の水質浄化にともなって、アオコの発生が減っている。アオコを形成するミクロキスティスの減少にともなって、珪藻のアウラコセイラが一年中優占するようになった。しかし、動物プランクトン群集には大きな変化はみられていない。また、ユスリカの生息量は 1986 年の 1/70～1/130 と激減している。魚類・貝類も年々減少傾向であるが、これは漁業者の高齢化や魚価の低廉化による漁獲意欲の減退の影響を受ける漁獲高に基づく推定なので、確実にはいえるものではない。また、水草帯の面積は、1911 年で湖全体の 26.2% (3.80km²) だったのが 1976 年は 4.8% (0.64km²) と大幅に減少した。しかし、近年は分布面積を増やしており、コンクリート護岸のあるところでも水草が繁茂している。これは水質浄化にともなう透明度の回復によるものと考えられている。

このようにここ数年における水質浄化にともなう諏訪湖の生態系変化は顕著であり、この変化要因をきちんと解明するためには、前章でものべたように、本章で述べた多くの知見に加えてこれまであまり行われてこなかった「水の動き」のメカニズムを明らかにすることが不可欠となってくる。

参考文献

- アーバンクボタ編集室（1997）：アーバンクボタ第36号 特集＝諏訪湖，65p.
- 沖野外輝夫（1990）：諏訪湖～ミクロコスモスの生物～，八坂書房，204p.
- 沖野外輝夫・細田耕司（1997）：諏訪湖の集水域の概要，信州大学理学部附属諏訪臨湖実験所報告第10号，pp.1-6.
- 沖野外輝夫・花里孝幸（1997）：諏訪湖定期調査～20年間の結果～，信州大学理学部附属諏訪臨湖実験所報告第10号，pp.7-249.
- 沖野外輝夫（2002）：湖沼の生態学，共立出版，194p.
- 沖野外輝夫（2005）：諏訪湖月報～2005年4月～，月刊「水」2005年6月号，p.43.
- 霞ヶ浦トレンドステーションホームページ：<http://www-cger2.nies.go.jp/>
- 金谷篤志（2003）：GIS利用による流域における非特定汚染源負荷のモデリングに関する研究，信州大学大学院工学系研究科修士論文.
- 窪田文明（1997）：信州の湖紀行，郷土出版社，p.37.
- 笹尾敦子・松尾宏・田中義人（2001）：茶抽出液によるアオコ増殖抑制への効果，陸水学雑誌第62巻，pp.115-122.
- 焦春萌・熊谷道夫・早川和秀・辻村茂男・中島拓男・中野伸一・Jean-Jacques Frenette（2000）：物理環境とアオコの発生，滋賀県琵琶湖研究所 平成7年度～平成9年度特定研究 研究成果報告書，「アオコ発生機構に関連した隔離水塊実験」，pp.53-65.
- 信州大学山岳科学総合研究所・沖野外輝夫・花里孝幸（2005）：アオコの消えた諏訪湖，信濃毎日新聞社，319p.
- 鈴木雄介（2006）：諏訪湖におけるアオコ減少要因の検討，信州大学工学部社会開発工学科卒業論文.
- 宗宮功（2000）：琵琶湖－その環境と水質形成－，技報堂出版，p.1.
- 田淵俊雄（2005）：湖の水質保全を考える，－霞ヶ浦からの発信－，技報堂出版，187p.
- 戸田任重・山崎未月・沖野外輝夫（2002）：付着藻類の窒素安定同位体比からみた天竜川水系の窒素の起源，信州大学環境科学年報第24号，pp.127-130.
- 戸田任重（2003）：宮川における栄養塩流下量の推定，信州大学山岳科学総合研究所年報第1号，pp.12-13.
- 富所五郎（1984）：閉鎖水域における風成流の水理に関する基礎的研究，京都大学学位

論文, 164p.

中里亮治・平林公男・沖野外輝夫 (2001) : 諏訪湖におけるユスリカ研究 (1) 幼虫に関する知見を中心に, 陸水学雑誌第 62 巻, pp.127-137.

長野県諏訪建設事務所 (1969) : 諏訪湖微弱流調査報告書, 303p.

長野県諏訪建設事務所 (1994, 2004) : 諏訪湖流域下水道維持管理年報 (平成 6 年度, 平成 16 年度) 抜粋.

長野県諏訪建設事務所 (1999) : 既往調査結果について 平成 3 年度～平成 9 年度河川浄化事業浄化効果調査業務委託調査結果抜粋.

長野県諏訪湖浄化対策委員会 (1968) : 諏訪湖の浄化に関する研究, pp.139-141.

長野県天竜川上流工事事務所 (1995) : 天竜川上流部水質改善検討調査第 4 回委員会資料参考資料編, 247p.

長野地方気象台 (1987) : 長野県における日変化する風の地域特性について, 気象庁研究時報第 39 巻, 第 1 号, pp.13-26.

中村英恭 (2001) : 諏訪湖の DO (溶存酸素) 特性, 信州大学工学部社会開発工学科卒業論文.

萩庭康光 (2005) : 諏訪湖における風速・風向の観測, 信州大学工学部社会開発工学科卒業論文.

朴虎東・横山淳史・沖野外輝夫 (2001) : 諏訪湖におけるアオコ毒素 microcystin の動態, 陸水学雑誌第 62 巻, pp.229-248.

花里孝幸 (1989) : 富栄養湖におけるラン藻と動物プランクトンの相互関係, 陸水学雑誌第 50 巻, pp.53-67.

花里孝幸 (2001) : 近年の諏訪湖における生物群集の動態研究の意義, 陸水学雑誌第 62 巻, pp.123-126.

花里孝幸・荒川尚・佐久間昌孝・張光玟・沖野外輝夫 (2001) : 諏訪湖の動物プランクトン群集: 群集構造と生態系における役割, 陸水学雑誌第 62 巻, pp.151-167.

花里孝幸・小河原誠・宮原裕一 (2003) : 諏訪湖定期調査(1997～2001)の結果, 信州大学山地水環境教育研究センター研究報告第 1 号, pp.109-174.

平林公男・中里亮治・沖野外輝夫 (2001) : 諏訪湖におけるユスリカ研究 (2) 不快昆虫としての成虫とその防除対策に関する検討, 陸水学雑誌第 62 巻, pp.139-149.

琵琶湖研究所ホームページ : <http://www.lbri.go.jp/>

- 福島麻奈美（2006）：諏訪湖における流出入河川の水質特性，信州大学工学部社会開発工学科卒業論文．
- 本間隆満・朴虎東（2005）：諏訪湖における *Microcystis* 種組成および藍藻毒素 microcystin 濃度に及ぼす硝酸態窒素・リン酸態リン濃度の影響，水環境学会誌第 28 巻，pp.373-378.
- 松浦和也（2005）：諏訪湖の湖周および湖面上の風に関する研究，信州大学大学院工学系研究科社会開発工学専攻修士論文．
- 松沢克典（2004）：諏訪湖の水質改善に果した諏訪湖流域下水道の役割，河川 2004-11 月号，pp.85-88.
- 柳町晴美・高木直樹・花里孝幸・朴虎東（2003）：Landsat ETM+データと同時観測データによる 2002 年 9 月 2 日の諏訪湖の水質，信州大学環境科学年報第 25 巻，pp.21-28.
- 柳町晴美・花里孝幸・宮原裕一（2004）：2003 年夏季における諏訪湖の水質分布，信州大学環境科学年報第 26 巻，pp.55-67.
- 柳町晴美・花里孝幸・宮原裕一（2005）：2004 年夏季における諏訪湖の水質分布，信州大学環境科学年報第 27 巻，pp.17-30.
- 山本雅道・沖野外輝夫（2001）：諏訪湖の魚類群集～漁業統計からみた変遷～，陸水学雑誌第 62 巻，pp.249-259.
- 吉野正敏・漆原和子・大和田道雄（1970）：諏訪湖の湖風について，天気第 17 巻，第 2 号，pp.11-18.
- Ikenaka,Y., Eun,H., Watanabe,E., and Miyabara,Y.（2005）：Sources, Distribution, and Inflow Pattern of Dioxins in the Bottom Sediment of Lake Suwa, Japan, Bulletin of Environmental Contamination and Toxicology,Vol.75-5, pp.915－921.
- Takamura,N., Otsuki,A., Aizaki,M., Nojiri,Y. (1992)：phytoplankton species shift accompanied by transition from nitrogen dependence to phosphorus dependence of primary production in Lake Kasumigaura, Japan. Arch.Hydrobiol.,124,pp.129-148.

第3章 湖周辺における大気流動特性

3-1 概説

湖水流動構造に影響を与える因子の一つとして、湖面に作用する風があげられる。近年、湖水流動構造を考えるにあたり、風を単なる境界条件として考えるのではなく、湖周辺における局地風・海陸風特性などを検討し、風・流れ場および水質特性を一体で考える研究がみられるようになってきた（矢島ら（2002, 2004）、竹村ら（2004）など）。

湖と関連づけた大気流動の研究としては、Endoh et al.（1995）による琵琶湖の湖上および湖周における風の実測、奥村・遠藤（2003）による琵琶湖北湖におけるブイ式気象ステーションを用いた4年間の風向・風速の連続観測などがみられる。これらの研究では、大気流動と湖流形成の関連や湖の存在による気温の緩和作用などが検討されている。また、玉井・有光（2006）は、福井県嶺南地方においてドップラーゾード風速計による風向・風速観測を行い、琵琶湖周辺の広域的な大気流動特性を検討している。その結果、弱風、晴天日という必要条件を満足しなくても、若狭湾海風・琵琶湖湖風がともに発生すること、冷氣層（逆転層）の形成が海風あるいは琵琶湖湖風の発生要因になることを見出した。

大気流動に関しては、気象学の分野で詳細な数値シミュレーションは数多くなされてきている（たとえば、菊池（1975）、中山（2003）など）。これらの知見を用いて、湖周辺における大気流動特性を検討するために、玉井ら（2001）は、琵琶湖周辺 240km×320km における風の数値シミュレーションを行い、湖陸風特性の再現におおむね成功した。また、湖風発生時に、比良山地と鈴鹿山脈間の琵琶湖と近江盆地をあわせた空間に、反対方向に回転する二つの大規模な循環が生じるが、その循環は主として太平洋側と日本海側から流入する広域的な海風によって支配されているという結論を得ている。

本研究で対象とする諏訪湖周辺における風は、山谷風・海陸風に加えて湖陸風の影響を受けるため、さらに複雑であるといわれている。その詳細な流れ場についてはあまり明らかにされていないが、2-5 でのべたように萩庭（2005）が観測データをもとに諏訪湖周辺の大気流動特性を検討している。本章では、この大気流動特性の再現ならびにより詳細な把握を最終目標とした、諏訪湖を含む広範囲における大気流動解析を行い、その結果を検討する。

3-2 大気流動モデルの概要

本節では、大気流動モデルの概要を示す。ここでは、富所・越野（1990）が提案した Galerkin 有限要素法による大気流動モデルを用いた。この解析方法の最大の特徴は、メッシュ分割が水平方向のみ必要であり、鉛直方向にはそれぞれの独立点（節点）において、地上から鉛直軸原点までの大気の厚さとして取り込めば良く、三次元的なメッシュを切る必要がないという点である。このモデルでは、運動方程式、連続式および熱量の拡散式より、大気流動場および温位を求めている。ただし、本研究では、弱風時の解析において、水蒸気の蒸発散に起因した熱量の交換を取り入れるために、基礎方程式に水蒸気の拡散式を追加して、比湿を考慮した。これらの基礎式は以下の仮定のもとに導いた（Atkinson(1981), Onishi and Obara(1986)）。

- a) 鉛直方向には静力学平衡の仮定が成り立つ。
- b) 非圧縮性の連続式が成り立つ。
- c) 地球の曲率は考慮しない。
- d) 運動方程式・熱量の拡散式の輸送項には Boussinesq の近似が成り立つ。

解析に用いた基礎式は以下の通りである。

〔水平方向の運動方程式〕

$$\frac{\partial u}{\partial t} + L \cdot u + w \frac{\partial u}{\partial z} = -\bar{\theta} \frac{\partial \pi^*}{\partial x} + D \cdot u + f v \quad (3-1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + L \cdot v + w \frac{\partial v}{\partial z} = -\bar{\theta} \frac{\partial \pi^*}{\partial y} + D \cdot v - f u \quad (3-2)$$

〔鉛直方向の運動方程式〕

$$\frac{\partial \pi^*}{\partial z} = -\frac{g}{\bar{\theta}^2} (\bar{\theta} - \theta') \quad (3-3)$$

〔連続式〕

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (3-4)$$

〔熱量の拡散式〕

$$\frac{\partial \theta'}{\partial t} + L \cdot \theta' + w \frac{\partial \theta'}{\partial z} = D' \cdot \theta' \quad (3-5)$$

〔水蒸気の拡散式〕

$$\frac{\partial q'}{\partial t} + L \cdot q' + w \frac{\partial q'}{\partial z} = D'' \cdot q' \quad (3-6)$$

ただし,

$$L = u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y}$$

$$D = \frac{\partial}{\partial x} \left(A_h \frac{\partial}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(A_h \frac{\partial}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(A_v \frac{\partial}{\partial z} \right)$$

$$D' = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_h \frac{\partial}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_h \frac{\partial}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_v \frac{\partial}{\partial z} \right)$$

$$D'' = \frac{\partial}{\partial x} \left(W_h \frac{\partial}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(W_h \frac{\partial}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(W_v \frac{\partial}{\partial z} \right)$$

〔空気の状態方程式〕

$$P = \rho RT \quad (3-7)$$

ここに, u, v, w (m/s): x, y, z 方向の風速成分, T (K): 気温, ρ (kg/m³): 密度, ρ_w (kg/m³): 水蒸気の密度, P (hPa): 圧力, P_0 (hPa): 基準圧力 (=1000hPa), g (m/s²): 重力加速度, C_p (J/kg・K): 空気の定圧比熱 (=1004 J/kg・K), R (J/kg・K): 気体定数 (=287.0 J/kg・K), θ (K): 温位 ($\theta = T(P_0/P)^\kappa$, $\kappa = R/C_p$), π^* : Exner 関数 ($\pi^* = C_p(P/P_0)^\kappa = C_p(T/\theta)$), q (g/kg): 比湿 ($q = \rho_w/\rho$), t (s): 時間, f (sec⁻¹): コリオリ係数, A_h, A_v (m²/s): 水平, 鉛直方向の渦動粘性係数, K_h, K_v (m²/s): 水平, 鉛直方向の熱量の渦拡散係数, W_h, W_v (m²/s): 水平, 鉛直方向の水蒸気の渦拡散係数である.

また, 式 (3-5), 式 (3-6) においては, $\theta = \bar{\theta} + \theta'$, $q = \bar{q} + q'$ の関係があり, $\bar{\theta}$ (K), $\bar{q}$ (g/kg) は平均値, θ' (K), q' (g/kg) はそれからの偏差とする ($\bar{\theta} \gg \theta'$).

以上の基礎方程式に準三次元モデルを導入するにあたって, 新たな未知数 $\zeta(x, y)$ を導入する. $z = \zeta(x, y)$ は Exner 関数 π^* が一定な面であり, この面下で起こる風の収束・発散にしたがって上下する面である (図 3.1 参照).

また, 基礎式の離散化には, 空間変数に対しては余弦関数を用いた Galerkin 有限要素法を, 時間変数に対しては two-step Lax-Wendroff 法を用いた. なお, モデルの詳細については, 松浦 (2005) を参照されたい.

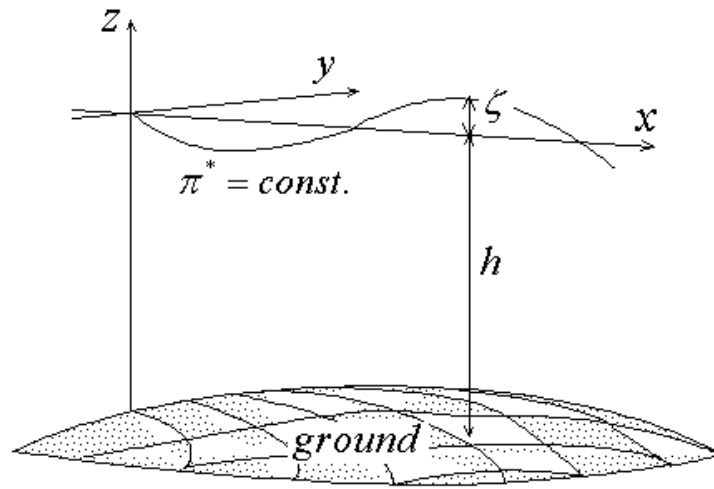


図 3.1 ζ の定義方法

3-2-1 解析領域および解析メッシュ

長野県には太平洋からの海風の進入が報告されている（荒川，2000）ため，解析を行うにあたり海の影響を考慮した領域を設定した．その結果，水平方向には諏訪湖を中心に東西 121km×南北 388km の海まで含んだ領域となった．鉛直方向に関しては，接地層の厚さを地上から 50m とし，大気境界層上端の高さを海面から 2500m とした（図 3.2 参照）．

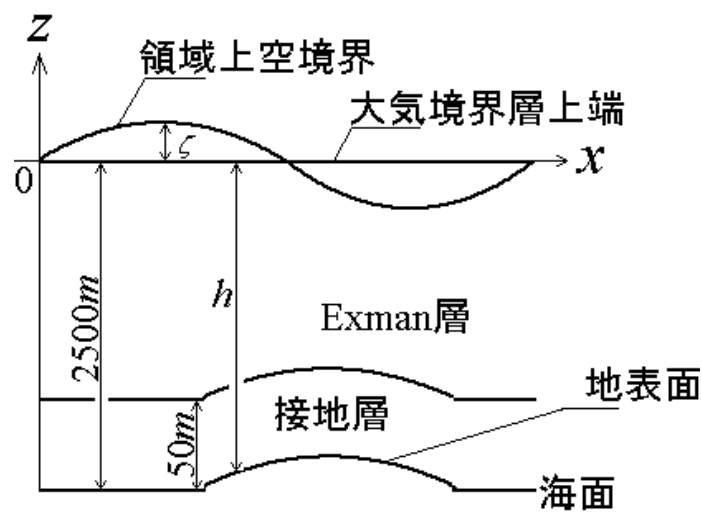


図 3.2 解析領域の鉛直方向模式図

また、解析メッシュにはネスティング手法を採用し、**図 3.3(a), (b)**に示すように領域境界から諏訪地方に向けて4段階でメッシュが細くなるように設定した。節点数は5000、要素数は9889である。**図 3.3(a), (b)**で示した解析メッシュを用いて表した標高コンターを、**図 3.4(a), (b)**に示す。

3-2-2 パラメータの設定

(a) 地表面の土地利用区分に基づいたパラメータ

本解析では、国土交通省発行の土地利用メッシュ 100mを用いて、解析領域を**表 3.1**に示す9つの土地利用に分類した。本解析において、土地利用によって異なるパラメータは、摩擦係数 C_m と蒸発効率 β である。**表 3.2**に、代表的な地表面状態における地表面粗度（近藤，2000）および蒸発効率（近藤，1994）の概略値を示す。**表 3.2**に基づいて、**表 3.1**に示した土地利用ごとの摩擦係数 C_m と蒸発効率 β を決定した。それらの値を**表 3.3**に示す。また、地上における摩擦係数 C_m は、バルク法（近藤，1994）によって算出した。

(b) 渦動粘性係数と熱量・水蒸気の拡散係数

水平渦動粘性係数 A_h は、リチャードソンの4/3乗則によって求めた。鉛直方向の渦動粘性係数 A_v (cm^2/s)については、接地層内では $A_v = 1.0 \times 10^4 \text{cm}^2/\text{s}$ とし、接地層より上空では以下に示すMcphersonの式で与えた（菊池，1975）。

$$A_v(z^*) = A_v(z_c^*) \cdot \exp\left\{-m \left(\frac{z^* - z_c^*}{z_e^*}\right)^2\right\} \quad (3-8)$$

ここに、 z^* (m)：地上からの高度。

z_c^* (m)：接地層上端の地上からの高度。本解析では $z_c^* = 50\text{m}$ とした。

z_e^* (m)：海面から大気境界層上端までの距離。本解析では $z_e^* = 2500\text{m}$ とした。

m ：1～10の範囲をとる定数。この値を変化させると、接地層より上空での A_v の分布が変化する。ここでは $m=3.0$ としている。

また、本解析では、熱量および水蒸気の渦拡散係数は、水平・鉛直方向ともに渦動粘性係数と同じ値とした。

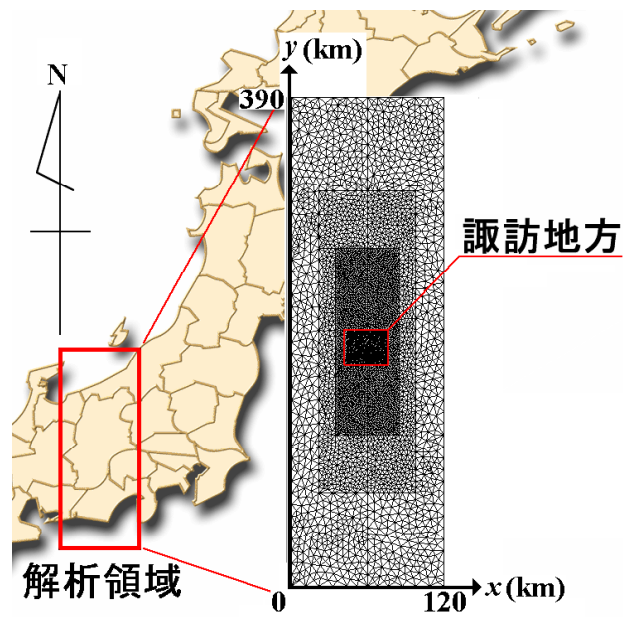


図 3.3(a) 解析領域および解析メッシュ

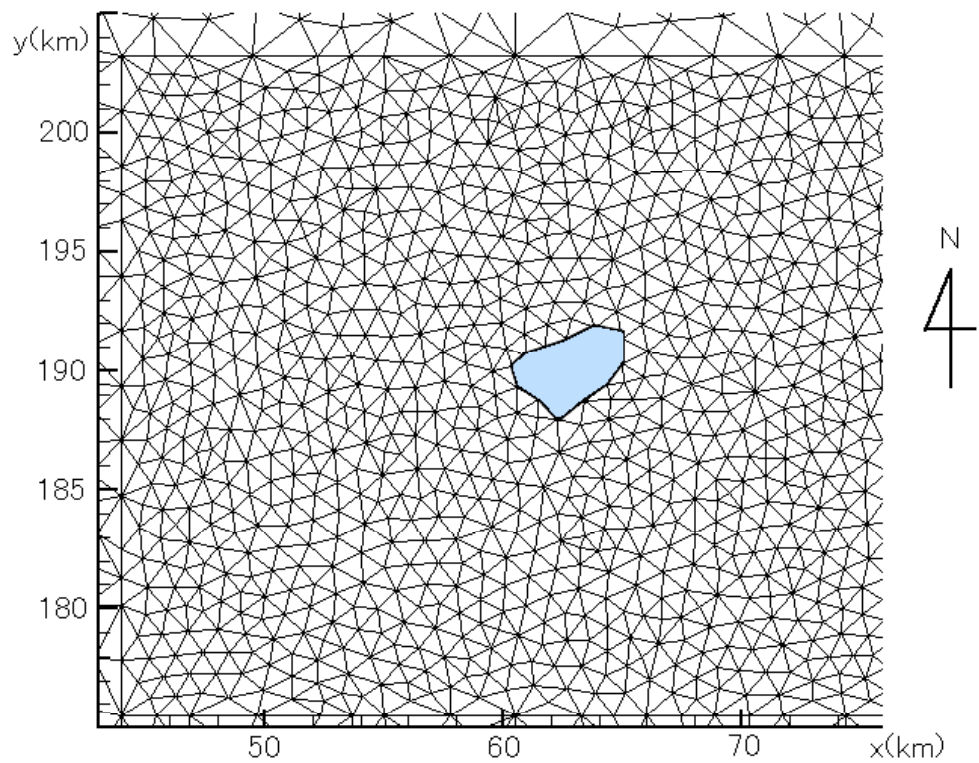


図 3.3(b) 諏訪地方の拡大図（図中の色つき部分が諏訪湖）

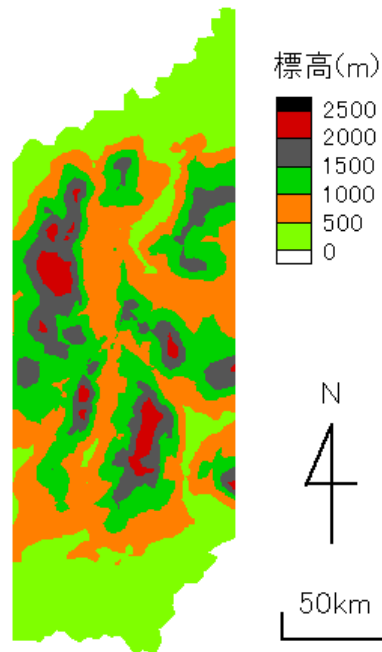


図 3.4(a) 解析領域の標高

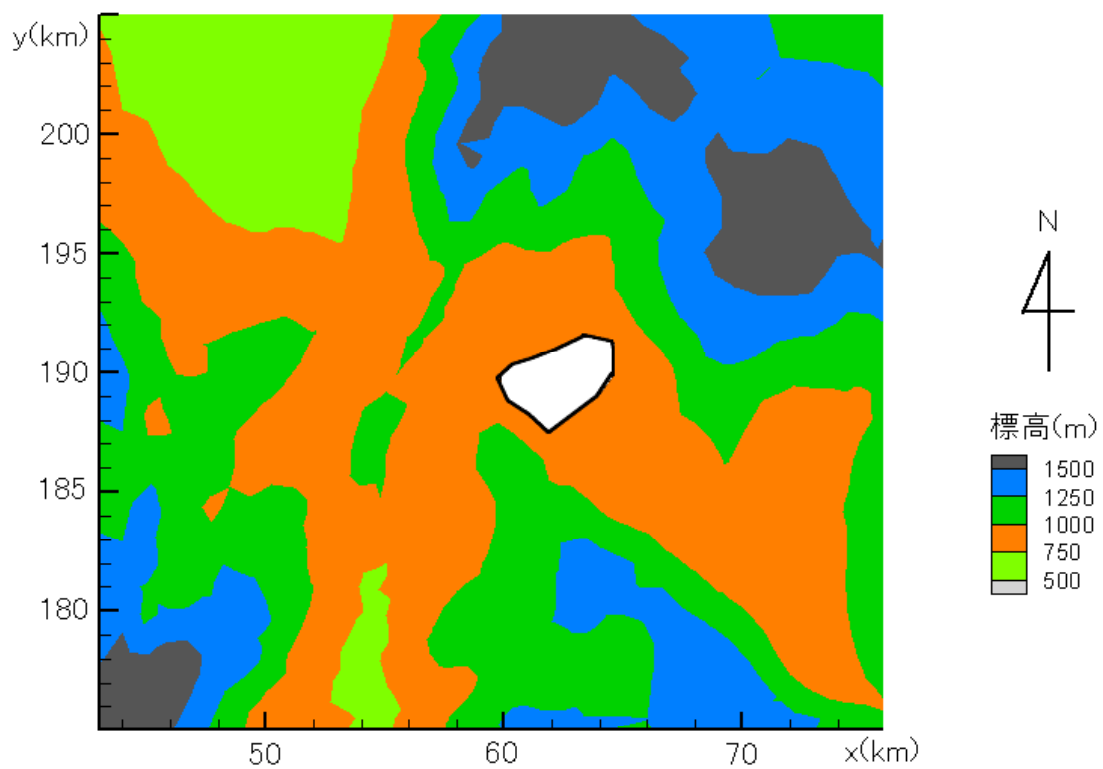


図 3.4(b) 諏訪地方の拡大図（図中の白抜き部分が諏訪湖）

表 3.1 本研究で用いた土地利用分類

	土地利用分類
1	田
2	その他農用地
3	水域
4	その他用地
5	森林
6	荒れ地
7	建物用地
8	海浜
9	幹線交通用地

表 3.2 代表的な地表面状態の地表面粗度 z_0^* と蒸発効率 β の概略値

地表面状態	地表面粗度 z_0^* (m)	蒸発効率 β (無次元数)
大都市	1~3	—————
森林	0.3~1	0.1~0.3
田園集落	0.2~0.5	—————
畑や草地 (草丈 1.0m)	0.1~0.3	0.2~0.4
畑や草地 (草丈 0.1m)	0.01~0.03	0.2~0.4
水田	0.01~0.05	0.5~0.8
海氷や積雪面	$10^{-4} \sim 10^{-2}$	—————
湖面や海面	$10^{-5} \sim 10^{-3}$	1.02

表 3.3 解析に用いた土地利用ごとの摩擦係数 C_m と蒸発効率 β

	土地利用状態	摩擦係数 C_m (無次元)	蒸発効率 β (無次元数)
1	田	0.00474	0.6
2	その他農用地	0.01045	0.3
3	水域	0.00121	1.02
4	その他用地	0.00414	0.2
5	森林	0.02263	0.3
6	荒れ地	0.00414	0.2
7	建物用地	0.03018	0
8	海浜	0.00189	0.1
9	幹線交通用地	0.00335	0

3-3 弱風時の大気流動特性

本節では、夏季の晴天日を想定し、一般風の影響を無視して地域固有（通常数 km～100km スケール）の風である局地風のみを考慮した解析を行い、諏訪湖周辺における弱風時の大気流動特性について検討する。

3-3-1 初期・境界条件

前節のモデルに以下の初期・境界条件を与えて計算を行った。ここでは、下記に示す初期条件の状態から 24 時間の前駆計算を行い、その状態からさらに 24 時間の計算を行うことにより、大気流動特性の時空間変化を検討した。なお、解析開始時刻は 6 時とした。

(a) 初期条件

- 1) 地表における水平風速 u, v

無風状態 ($u=v=0$) とした。

- 2) 大気境界層上端における水平風速 U', V'

無風状態 ($U'=V'=0$) とした。

- 3) 温位 θ

海面の温位を 297.9K とし、領域内での分布は鉛直方向のみ変化すると仮定し、以下のように設定した。

$$\theta = \bar{\theta} + \theta' = 303.2 + 5.3 \cos(B_p \cdot z') \quad (3-9)$$

- 4) 比湿 q

海面の比湿を 15.0 g/kg とし、領域内での分布は鉛直方向のみ変化すると仮定し、以下のように設定した。

$$q = \bar{q} + q' = 12.0 - 3.0 \cos(B_p \cdot z') \quad (3-10)$$

ただし、 $B_p = \frac{p-1}{d} \pi = \frac{p-1}{h+\zeta} \pi$, $z' = z - \zeta$ である (h, ζ の定義については、[図 3.1](#) 参照)。

(b) 境界条件

水平風速については、解析境界において、地表から大気境界層上端まですべて 0m/s とした。

解析領域内外における熱・水蒸気のやりとりに関してはバルク法によって求めた。地

表面の熱輸送については、地表面への温位の流入の時間変化を境界条件として正弦関数により図 3.5 のように与えた。この図では、夜間の地表面温位の低下幅は、水蒸気からの潜熱放出を考慮して昼間の上昇幅より小さく定めている。また、時間ごとに変化する領域上空境界面(2500m)の気温と、大気境界層より上層の面(3500m)における気温の勾配に鉛直渦拡散係数をかけた値を、上空境界から解析領域外へ流出させた。

水蒸気輸送については、以下の二つの条件を設定した。

- ・ 接地層大気が飽和したとき、水蒸気の領域への流入は 0 とする。
- ・ 時間ごとに変化する領域上空境界面(2500m)の比湿と、大気境界層より上層の面(3500m)における比湿の勾配に鉛直渦拡散係数をかけた値を、水蒸気の上空境界から解析領域外への流出量とする。

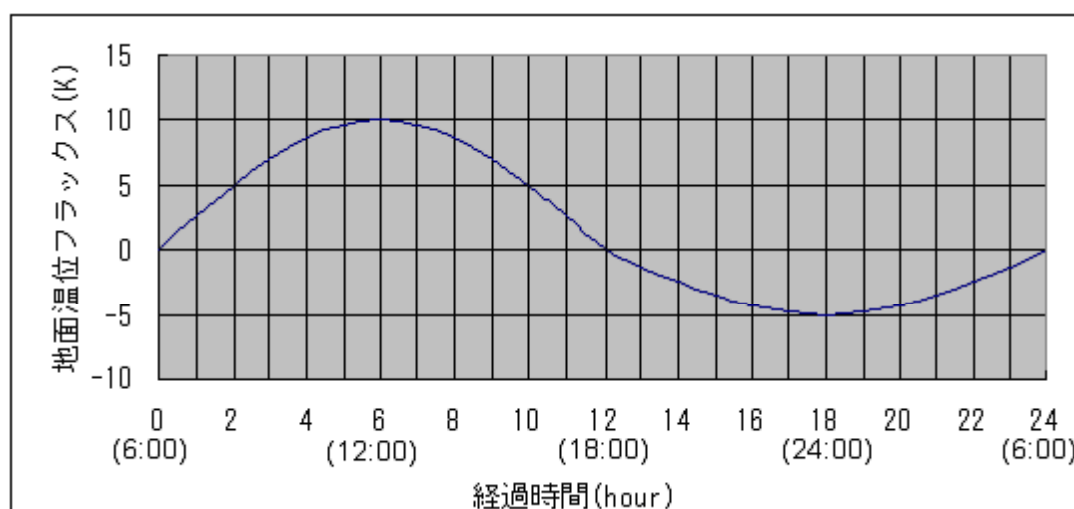


図 3.5 地表面に入射する温位フラックスの変化

3-3-2 解析結果

図 3.6 に地表面上の風速ベクトル図 (9 時) を示す。この図をみると、諏訪湖北東部で斜面を昇る谷風と天竜川を下る山風が存在することがわかる。その風速は 1~2m/s 程度である。長野地方気象台 (1988) によると、諏訪地方における山風から谷風への交替時刻は 7 時頃である。この解析結果においては、天竜川を下る山風の交替時刻が遅れている可能性がある。

図 3.7 に地表面上の風速ベクトル図 (15 時) を示す。この図において、天竜川を上

る谷風と松本平から塩尻峠への谷風（図中の囲み部分）が顕著にみられる．その風速は $1\sim 3\text{m/s}$ 程度である．また，図の南東部（諏訪湖の南東約 20km ）で谷に沿って諏訪湖に向かって吹く風を確認できる．次に，**図 3.8** に地表面上の風速ベクトル図（18 時）を示す．**図 3.7** でみられた図の南東部における諏訪湖に向かって吹く風（図中の囲み部分）の規模が大きくなっており，その風速は $3\sim 4\text{m/s}$ となっている．**図 3.9** に 15 時における太平洋から諏訪地方の風速ベクトル図を示す．この図によると，太平洋から諏訪地方へ風が吹いていることがわかる（図中の囲み部分）が，その風は連続的に諏訪地方へ吹き込んでいない．その理由としては，解析結果が海風と局地風の結合したものであり，海風が局地風に打ち消される部分と海風がそのまま現れる部分があることが考えられる．このことから，海風と局地風が結合した大規模海風が諏訪地方まで進入している可能性があるといえる．

図 3.10 に地表面上の風速ベクトル図（21 時）を示す．諏訪湖北西部および北東部で山風がみられる（図中の囲み部分）．その風速は $1\sim 2\text{m/s}$ 程度である．図の南東部における諏訪湖に向かって吹く風が弱まっているが存在している．このことは大規模海風の影響がこの時間帯においてもまだ残っている可能性を示している．

図 3.11 に地表面上の風速ベクトル図（3 時）を示す．21 時にみられた山風が強くなっており（図中の囲み部分），その風速は $3\sim 4\text{m/s}$ 程度である．また，天竜川を下る山風がみられるようになっている．

図 3.12 に 15 時，**図 3.13** に 3 時における諏訪湖周辺を拡大した地表面上の風速ベクトル図を示す．諏訪湖の北側と南側において，**図 3.12** では湖から陸に吹く風がみられるが，**図 3.13** では陸から湖に吹く風は**図 3.12** ほど顕著にみられず，特に湖の北側においてはその傾向はほとんどみられない．これは，諏訪湖の南側が北側に比べて陸風の風速が大きくなっているという萩庭（2005）の観測結果の傾向と一致している．諏訪湖は北西－南東方向に開けており，この方向の風は地形の影響を受けにくいことを考えると，これらの風は湖陸風であると推測される．また，その大きさは風速 $1\sim 2\text{m/s}$ 程度であり，これは吉野（1970），萩庭（2005）による観測結果の風速のオーダーと一致する．

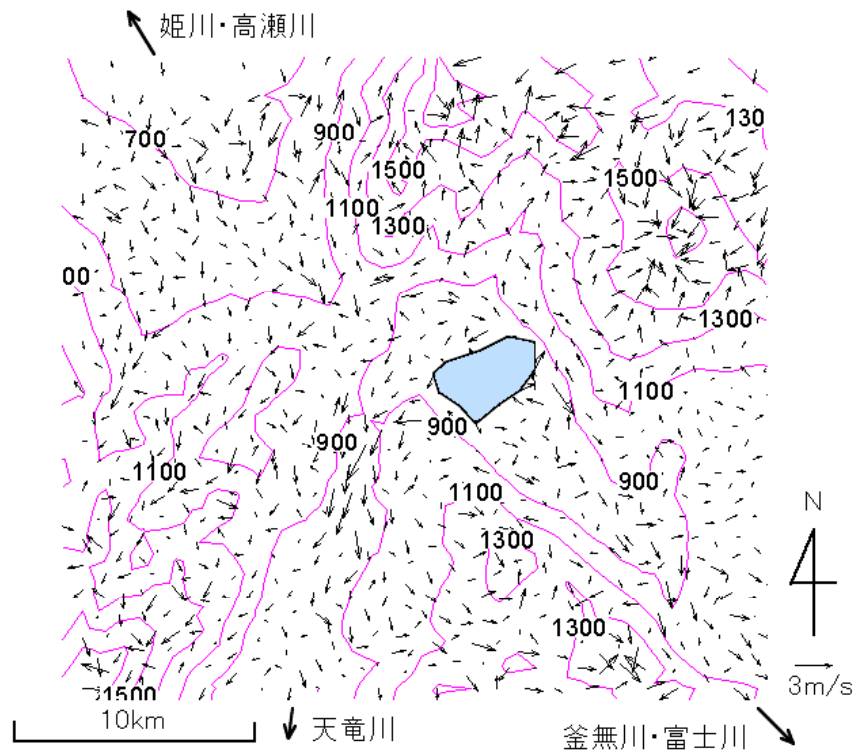


図 3.6 地表面上の風速ベクトル図（9 時，諏訪地方の拡大図）

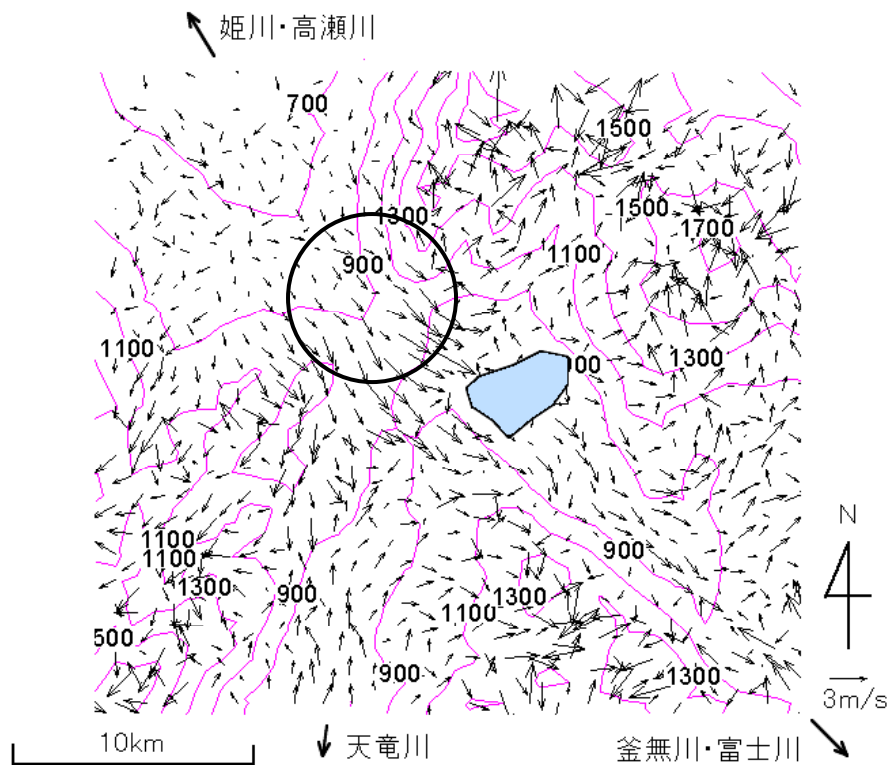


図 3.7 地表面上の風速ベクトル図（15 時，諏訪地方の拡大図）

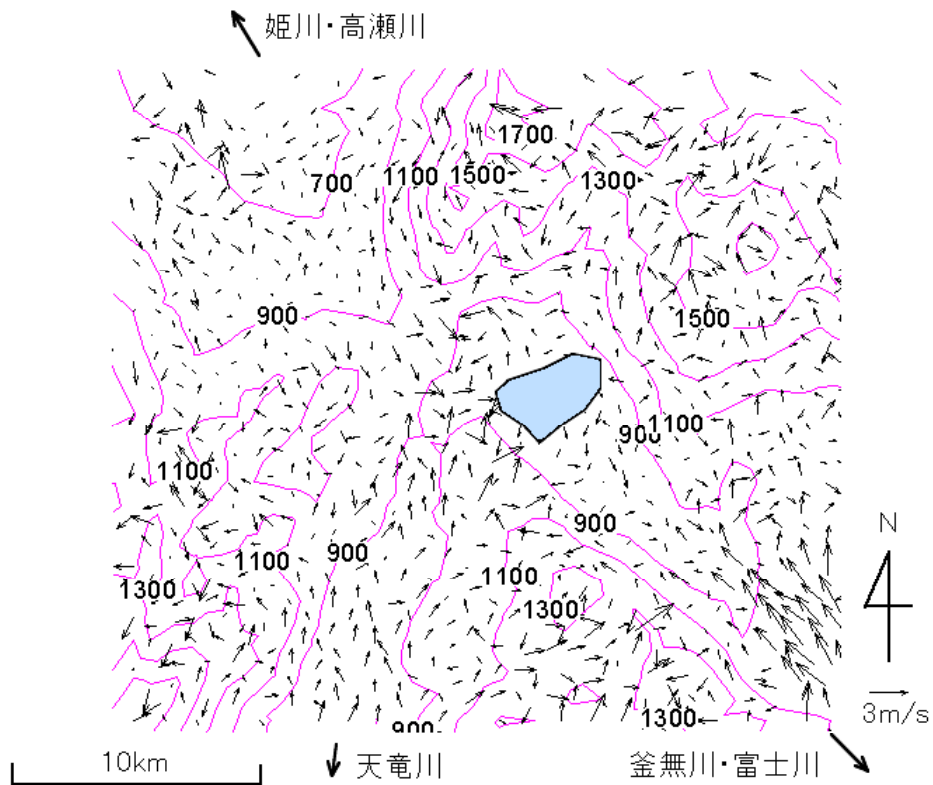


図 3.8 地表面上の風速ベクトル図（18 時，諏訪地方の拡大図）

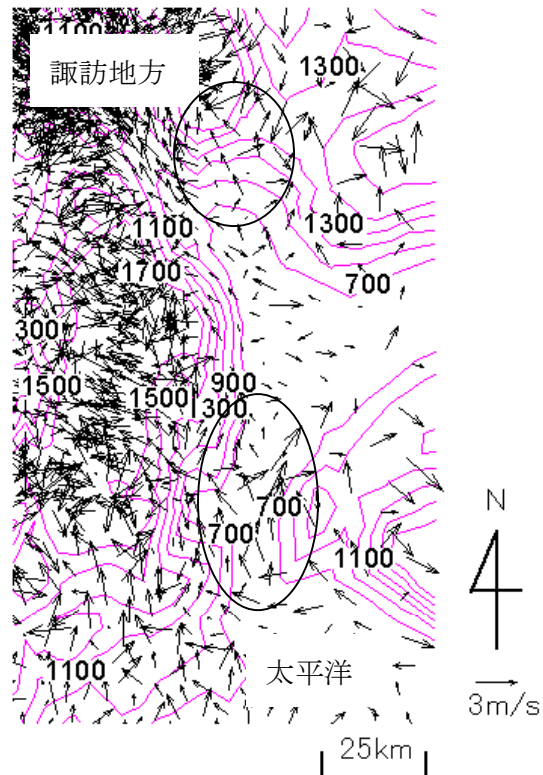


図 3.9 太平洋から諏訪地方への海風進入のようす

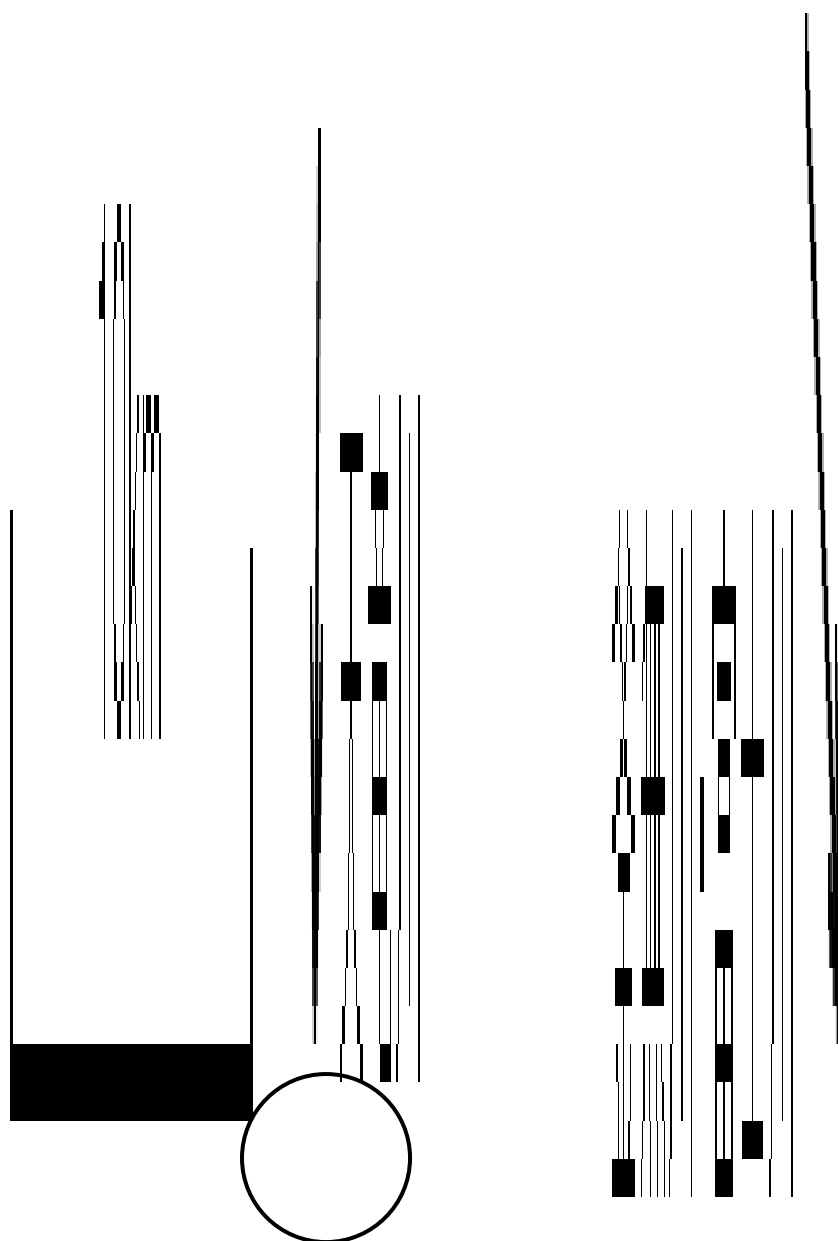


図 3.11 地表面上の風速ベクトル図（3 時，諏訪地方の拡大図）

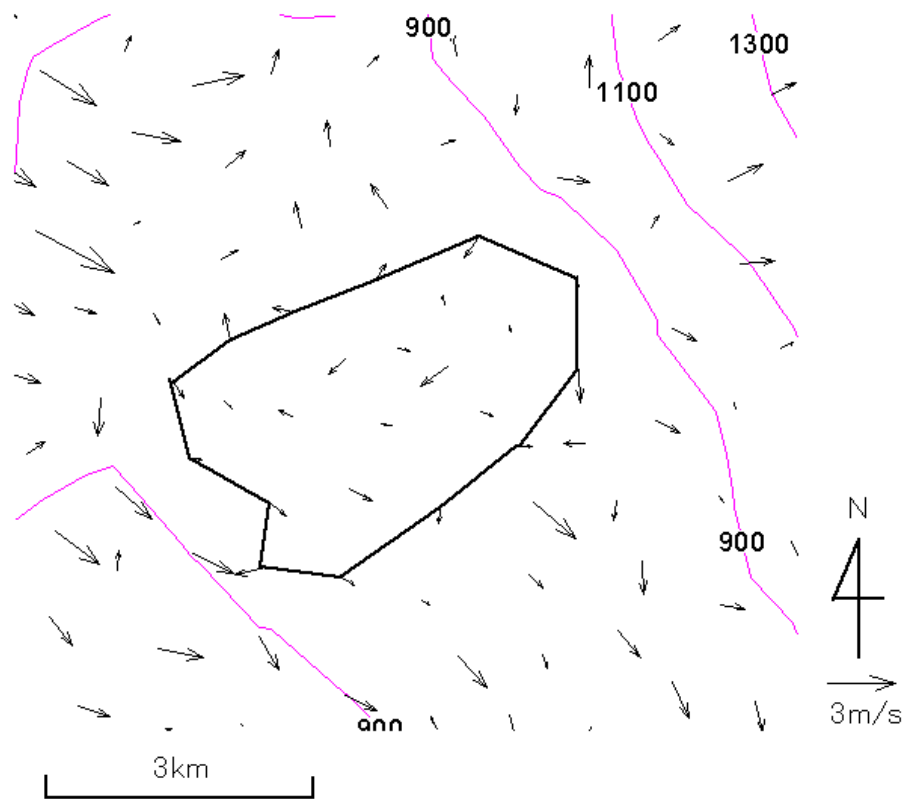


図 3.12 地表面上の風速ベクトル図（15 時，諏訪湖周辺の拡大図）

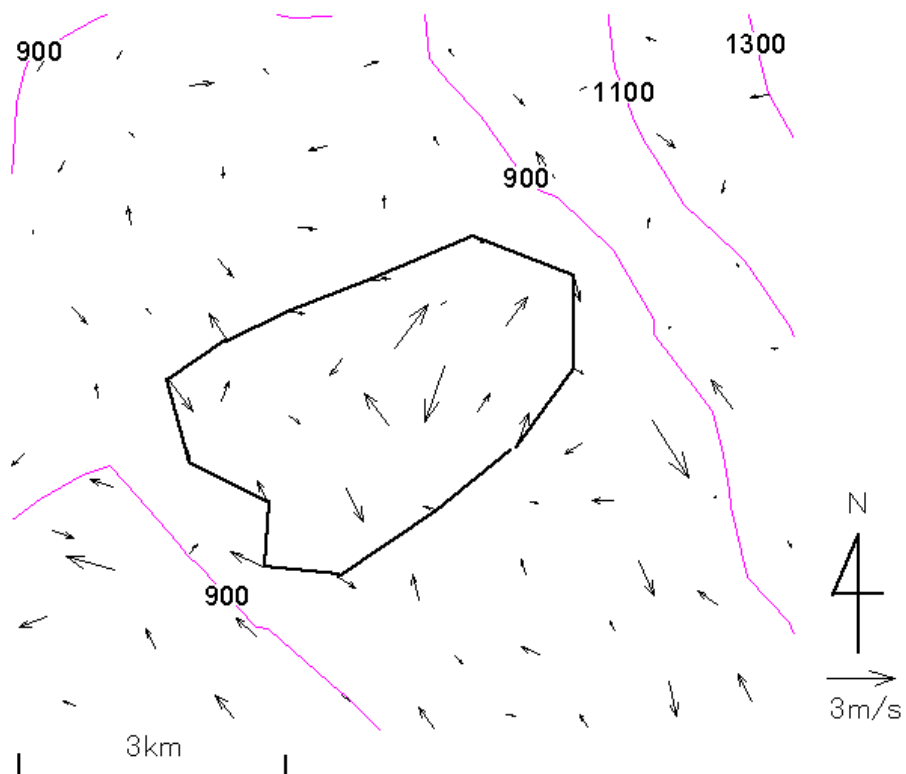


図 3.13 地表面上の風速ベクトル図（3 時，諏訪湖周辺の拡大図）

3-4 強風時の大気流動特性

諏訪湖周辺においては、**2-3** で示したように北西方向からの強風が吹くことが多い。本節では、北西方向からの強風時における諏訪湖上での大気流動特性について検討する。なお、この解析において温位および比湿に関しては、大気流動にあまり影響しないと考えて式(3-9)および式(3-10)の値を解析領域内で一定値として与えている。また、ここでは、諏訪湖上の風況を詳しくみるために、解析メッシュの節点数を6000、要素数を11817に増やしている。

3-4-1 初期・境界条件

(a) 初期条件

- 1) 地表における水平風速 u, v

無風状態 ($u=v=0$) とした。

- 2) 大気境界層上端における水平風速 U', V'

無風状態 ($U'=V'=0$) とした。

(b) 境界条件

水平風速については、余弦関数の和として、鉛直方向の風速分布を与えた。本解析では、北側・西側境界で北西の風を与え、南側・東側境界は自由境界とした。与えた風速は、case-1においては、大気境界層上端(標高2500m)で $u=11.4\text{m/s}$, $v=-11.4\text{m/s}$, 地表(標高0m)で $u=3.8\text{m/s}$, $v=-3.8\text{m/s}$ であり、case-2においては、大気境界層上端で $u=5.7\text{m/s}$, $v=-5.7\text{m/s}$, 地表で $u=1.9\text{m/s}$, $v=-1.9\text{m/s}$ である。

3-4-2 解析結果

前項の初期条件および境界条件のもとで、40時間解析を行った。解析結果には、時間ごとに若干のばらつきがみられたが、おおむね定常状態にいたった。**図3.14**に解析開始40時間後における地表面上のcase-1の風速ベクトル図(諏訪地方拡大図)を示す。この図から、諏訪湖上の風は谷地形の影響を受けており、他の領域と比べて北西-南東方向の風が卓越していることがわかる。次に、**図3.15**および**図3.16**に、case-1およびcase-2の解析開始40時間後における地表面上の風速ベクトル図(諏訪湖周辺拡大図)を示す。これらの図をみると、湖北東部における風速は、他の部分と比べて少し小さく

なっていることがわかる. このことを詳しくみるために, 図 3.17 および図 3.18 に case-1 および case-2 の諏訪湖北東部 10 節点とそれ以外の 41 節点における風速平均値の時間変化を比較したものをそれぞれ示す. case-2 において, 諏訪湖の北東部における風速がそれ以外の部分と比べて大きくなる 때가みられるが, 解析が安定し始める解析開始 20 時間後から 40 時間後までにおける諏訪湖の北東部における風速の平均値は, それ以外の部分の 89% (case-1), 93% (case-2) となっている. これは周辺地形の影響であると思われる.

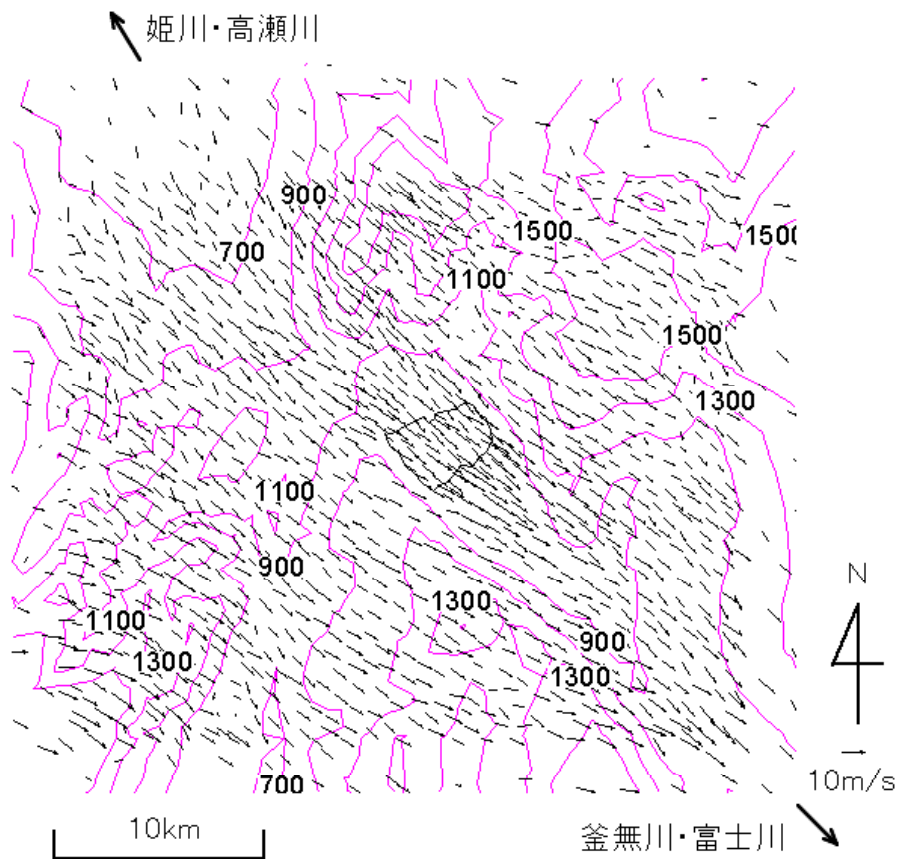


図 3.14 地表面上の風速ベクトル図 (case-1, 諏訪地方拡大図)

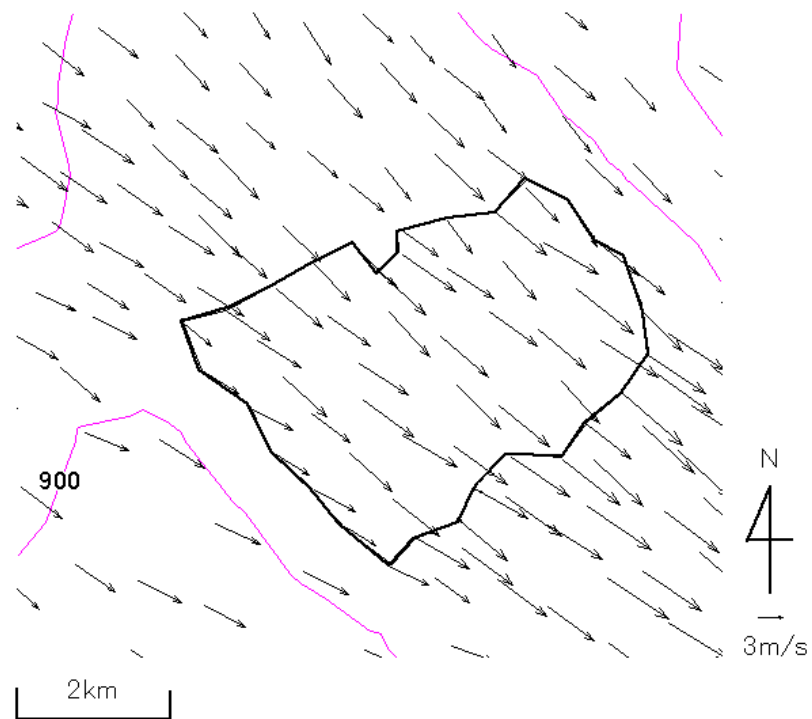


図 3.15 地表面上の風速ベクトル図 (case-1, 諏訪湖周辺拡大図)

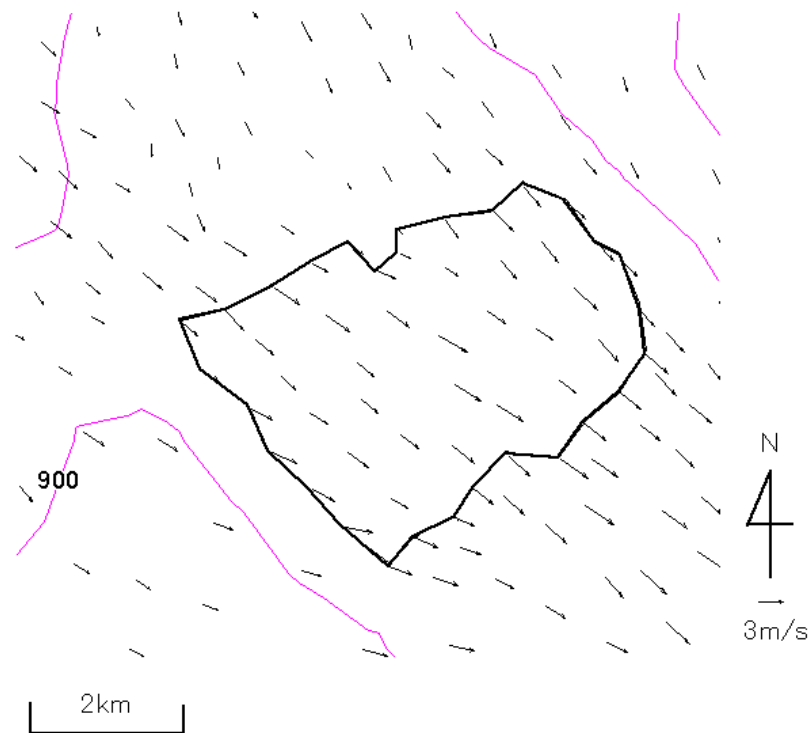


図 3.16 地表面上の風速ベクトル図 (case-2, 諏訪湖周辺拡大図)

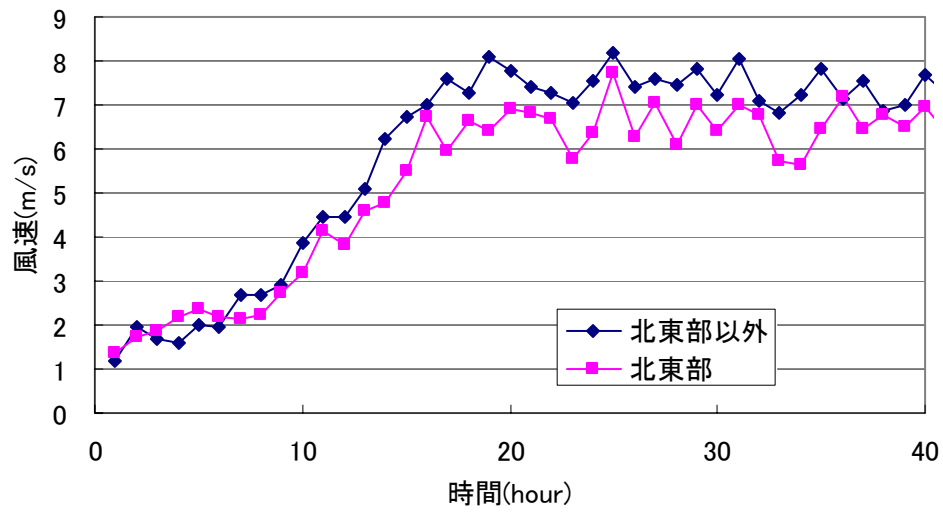


図 3.17 湖上風速の時間変化 (case-1)

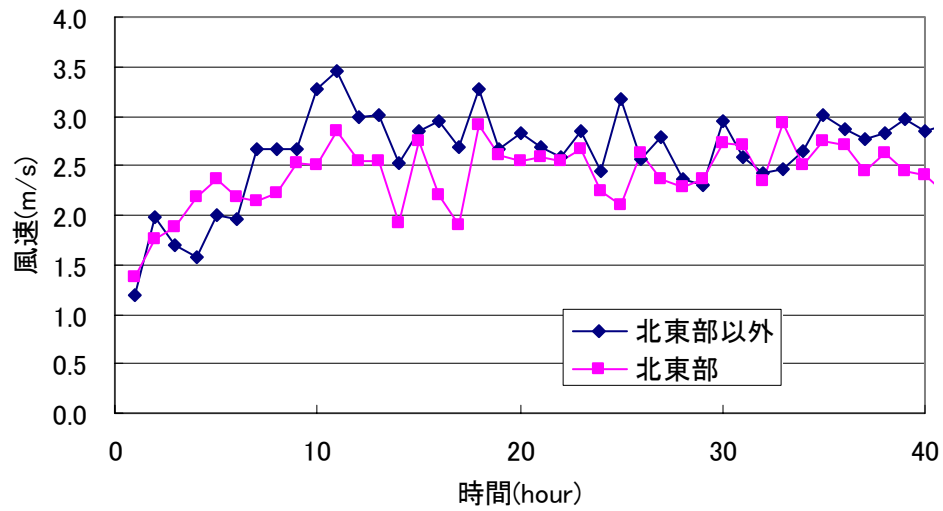


図 3.18 湖上風速の時間変化 (case-2)

3-5 まとめ

本章では、諏訪湖周辺における風の特徴を数値シミュレーションにより検討した。夏季の晴天日を想定した局地風のための解析とそれよりスケールの大きい現象の影響で吹く一般風を含めた解析を行った結果、それぞれ以下の知見を得た。

○局地風解析

- 1) 諏訪地方において、9時から15時までは谷風、21時から3時までは山風が吹く。
- 2) 15時から18時の間に、谷風と一緒に大規模海風が諏訪地方に進入する。
- 3) 諏訪湖周辺では、地形の影響を受けにくい北西－南東方向に湖風が現れるが、陸風は顕著に現れない。

○一般風を含めた解析

- 1) 諏訪地方の卓越風である北西からの強風時には、湖上風は地形の影響を受けて北東部で弱くなる。

参考文献

- 荒川正一（2000）：局地風のいろいろ，成山堂書店，pp.70-75.
- 奥村康昭・遠藤修一（2003）：ブイ式気象ステーションによる観測と琵琶湖北湖南部水域の気象特性，陸水学雑誌第64号，pp.103-112.
- 菊池秀雄（1975）：海陸風循環の数値シミュレーション，気象研究ノート第125号，pp.21-39.
- 近藤純正（1994）：水環境の気象学 ～地表面の水収支・熱収支～，朝倉書店，350p.
- 近藤純正（2000）：地表面に近い大気の科学，東京大学出版会，p.90.
- 竹村健・長谷川寛也・長谷川裕史・藤間聡（2004）：地下水流動および海陸風を考慮したウトナイ湖の水質拡散特性について，水工学論文集第48巻，pp.1417-1422.
- 玉井昌宏・石井義裕・磯野知信（2001）：琵琶湖湖上風の数値シミュレーション，水工学論文集第45巻，pp.1231-1236.
- 玉井昌宏・有光剛（2006）：福井県嶺南地方における山谷風の観測，水工学論文集第50巻，pp.481-486.
- 富所五郎・越野武一（1990）：局地風の三次元解析法，第11回風工学シンポジウム，pp.281-286.

長野地方気象台（1988）：信州の気候百年誌，pp.35-37.

中山昭彦（2003）：複雑地形上気流のシミュレーション例と今後の課題，ながれ第22巻，pp.397-403.

萩庭康光（2005）：諏訪湖における風速・風向の観測，信州大学工学部社会開発工学科卒業論文.

松浦和也（2005）：諏訪湖の湖周および湖面上の風に関する研究，信州大学大学院工学系研究科社会開発工学専攻修士論文.

矢島啓・檜谷治・道上正規・清水孝則（2002）：湖山池における成層時の内部波と流れに関する現地観測，水工学論文集第46号，pp.1001-1006.

矢島啓・石黒潤・Jorg IMBERGER（2004）：湖山池において海陸風が支配的な場で発生する内部波に関する研究，水工学論文集第48号，pp.1399-1404.

吉野正敏・漆原和子・大和田道雄（1970）：諏訪湖の湖風について，天気第17巻，第2号，pp.11-18.

Atkinson,B.W.(1981) : Meso-scale Atmospheric Circulation, ACADEMIC PRESS, pp.125-213.

Endoh, S., Watanabe, M., Nagata, H., Maruo, F., Kuwae, T., Iguchi, C. and Okumura, Y.
（1995）：Wind Fields over Lake Biwa and Their Effect on Water Circulation,
Jpn.J.Limnol.Vol.56,4,pp.269-278.

Onishi,G. and Obara,S.(1986) : Winter Land and Sea Breezes in Sagami Plain ;
2.Three-Dimensional Model, J.Meteor.Soc.Japan ,Vol.66,pp.55-62.

第4章 湖上風に対する湖水流動の応答特性

4-1 概説

湖内における物質循環過程を把握するためには、湖流に関する研究が不可欠であり、これまで数多くの研究が行われてきている。それらの研究は、湖流形成要因（風、河川流量、水深、内部波、水温など）ごとに検討されている（たとえば、Emery and Csanady (1973), 大本・矢北・福島 (2001), Akitomo et.al. (2004) など）が、本研究で対象とする諏訪湖のような浅い湖においては、風が湖流形成の大きな支配要因となる。吹送流に関する研究は、1970年代後半から1980年代に盛んに行われ、エクマンスパイラルやラングミュア循環および風応力の評価方法などに関する検討がなされてきた（余越・富所 (1978), 石川・鶴谷・富所・福島 (1986), 大久保・村本 (1986), 檜谷・道上・鈴木 (1988)）。その後は、湖上風の空間的な非一様性に着目した琵琶湖における Endoh et.al. (1995) や小川原湖における鶴田・石川 (1999) の研究がみられる程度になった。そのような研究は、内湾域においてもみられ、灘岡ら (1997), 梶原ら (2005), 中山ら (2005) によって行われている。Endoh et.al. (1995) は、湖上で3隻の船による風の定点観測を行い、その結果と線形二層モデルによる流れ場計算により、15年間の観測で得られた環流 (Endoh et.al., 1993) が湖上風の空間的な非一様性に起因する可能性を示した。鶴田・石川 (1999) は、風向風速計を取り付けた船を走行させて湖上風の現地観測を行い、湖内の風の分布特性は、湖沼周辺の地形の影響を強く受けていることを明らかにした。さらに、現地観測で得られた風の分布を湖流の数値計算に入力し、一様な代表風速を与えた場合と比べて、風によって誘起される湖流がかなり異なることを示した。

上述の2つの研究では、湖上風の空間的な非一様性が湖流形成に影響を及ぼすという結論を得ているが、検討に用いた風と湖流に関する観測データの同時性はない。そこで本章では、船に風向風速計と超音波ドップラー流速計を取り付け、風と湖流の同時観測を行い、湖上風の空間的な非一様性が湖流形成に与える影響について検討し、その結果を数値実験により確認する。

4-2 観測概要

図4.1に風および流速・流向の測線と測点、そして風速・風向の連続観測点である諏訪特別地域気象観測所の位置を示す。また、図中には等深線も示してある。現地観測は、2004年10月26日の11:00~14:00および27日の7:00~10:00に行った。測点については、諏訪湖全体を面的にとらえられるように、A、B、C測線上の計26点とし、両日ともB9~B1, C7~C1, A1~A10の順に1回ずつ、各測点において2分以上船を停止させた状態で行った。A-B-C測線の間隔は約1000m、測線上の測点間の距離は、河口部や湖岸近くを除いて約350mとした。観測項目は、風速・風向および流速・流向である。風速・風向については、RM YOUNG社製 ULTRASONIC ANEMOMETER をボートに固定し、各測点での観測時の方角調整は方位磁針を使用しながらボートの回転に合わせて手動で行った。サンプリング間隔は0.25sとし、1sごとにそれらの平均値を出力した。データの編集については、まず風向を各点でX（東向き正）とY（北向き正）の二次元ベクトルから16方位で算出し、その中で最も多いものを主風向とした。風速については、二次元ベクトルの和の平均値をその測点での風速とした。なお、風向風速計の水面からの高さは約2.5mである。流速・流向については、RD-Instruments社製 Work Horse ADCP 1200kHz-ZedHedを使用し、層厚25cm, サンプリング間隔11s, 測定精度0.28cm/s以下に設定した。

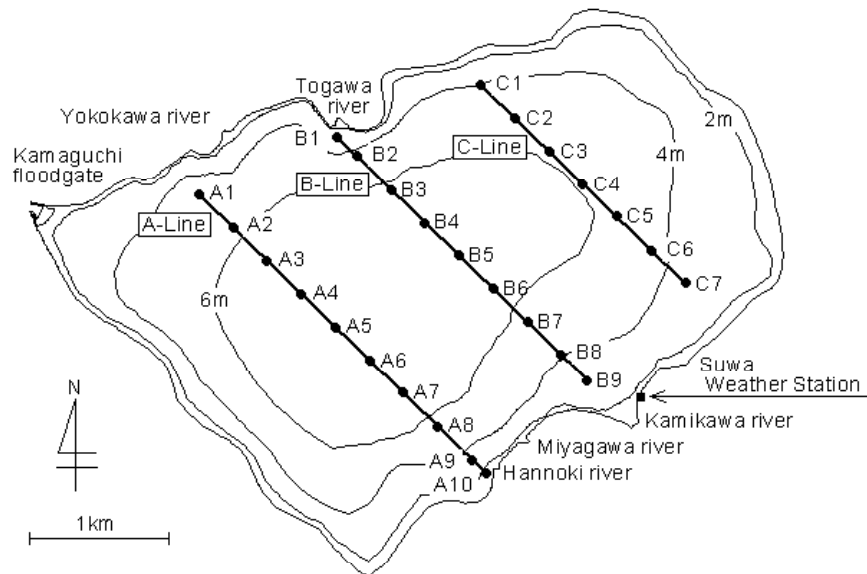


図4.1 測線および測点の場所

4-3 観測結果

4-3-1 湖上風の観測結果

図4.2に、10月26日および27日の諏訪特別地域気象観測所における風速・風向を示す。なお、点線で囲まれた矢印の範囲が観測時である。26日の観測時間中は南西の風から北西の風へ変化し、風速は1.4～3.2m/sと小さい。一方、27日は前夜から西北西の風速7m/s程度の風が連吹している。

図4.3に、26日の湖上での風の観測結果を示す。A測線では比較的風は弱く、B、C測線も含め南東に行くほど風は強くなるという傾向がみられた。風向は、A測線では西北西、B測線では西南西、C測線では北を示しており、特にB、C測線での傾向は明瞭である。しかし、図4.2をみると、観測時間中に風向が変化していることがわかる。そのため、上述の特徴が風の時間的な変化による可能性があり、この観測結果を湖上風の分布とはいえない。図4.4に、27日の湖上での風の観測結果を示す。A、B測線の大半で、図4.2に示した諏訪特別地域気象観測所の観測値と同様な5.0～8.0m/sの西北西から北西の風となっている。一方、C3～C5で約4.0m/sの北北東の風、C6、C7で約4.0m/sの北北西の風となっており、C測線では北風が吹いている傾向にあるといえる。また、26日と同様にB1、B2、C1、C2の4測点での風速が他の測点に比べてかなり小さくなっており、その差は約3～5m/sである。B1、B2とC1、C2の観測時刻が1時間弱ずれていることから、この差を一時的な風の弱まりによるものとは考えにくい。これらの傾向は、26日の観測結果と同様であり、湖周辺の地形の影響を受けている可能性が大きい。この観測時間中においては、風向の変化はなく、観測結果は西北西の強風時における湖上風の特徴を表していると思われる。

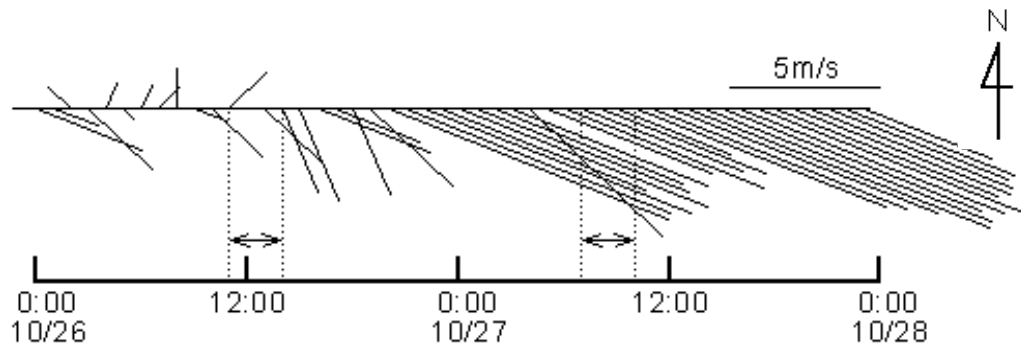


図4.2 観測期間中の風速および風向
(諏訪特別地域気象観測所)

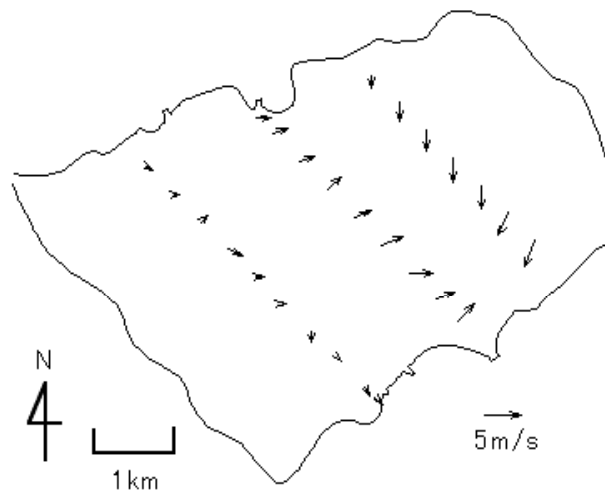


図 4.3 10月26日の湖上での風の観測結果

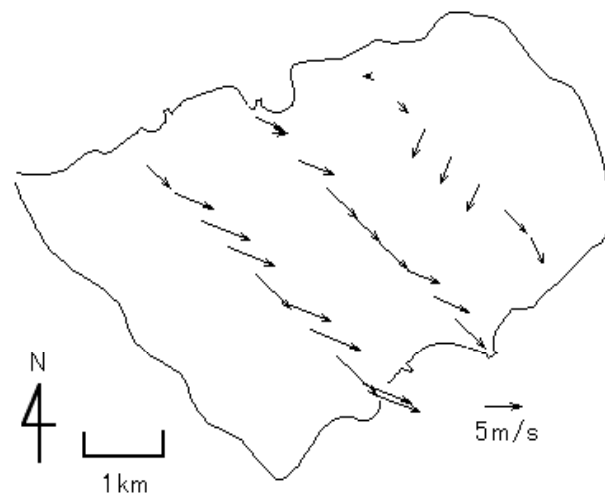


図 4.4 10月27日の湖上での風の観測結果

4-3-2 湖流の観測結果

湖流に影響を及ぼす要因として、風のほかに河川流量が考えられる。表4.1に、観測日および1994年4月～2000年3月の平均流量（長野県，1995～2001）を示す。宮川では平均流量に近いが、他の3河川では平均の3～5倍程度の流量である。

図4.5および図4.6に、10月26日および27日の水平方向流速観測結果を示す。ここで、(a)表層（水面下0.55m）、(b)中層（水面下約2.05m）、(c)底層（水面下4.05m）である。なお、図中の流速は各測点で計測したものの時間平均値を示している。

図4.5(a)をみると、A測線では2.5cm/s以下の小さな流速になっていることがわかる。また、B測線の北側では、B1を除いて、西から南向きに4.0cm/s程度、南側では南東から東向きに10.0cm/s程度の大きな流れが生じている。さらに、C測線では主に南西から南向きに4.0cm/s程度の流れが生じている。図4.3に示す風の観測結果とあわせて考えると、表層の流れは、B測線の北側を除いて、風向とほぼ同じ傾向にある。B測線の北側で風向と流向が一致しない理由としては、砥川からの河川水の影響あるいは、湖底地形に起因する流れの影響が考えられる。

また、図4.5(a)～(c)の全層を通して、明確ではないが、沖野（2002）がのべているように、湖の北東側で反時計回り、湖の南西側で時計回りの循環があるようにみえる。

図4.6(a)に示す表層の流速分布をみると、A1・A2・A9・A10を除く湖全体で反時計回りの水平循環流が形成されていることがわかる。この水平循環流は、図-5に示したA測線とB測線の西北西～北西の強風により、南東方向の吹送流が形成され、それを補うように相対的に風が弱い湖の北東側で北から西向きの流れが形成されたものと考えられる。図4.6(b)、図4.6(c)においても、流速は小さくなるが、表層と同じように反時計回りの水平循環流が形成されており、強風によるせん断応力の影響が水底まで及んでいることがわかる。これは、諏訪湖が浅い湖であるためと思われる。また、すべての図において、A1・A2・A9・A10において他の地点と比べて流速が小さくなっている、あるいは流向の傾向が異なっており、流出入河川あるいは湖岸形状の影響をうけていることが予想される。

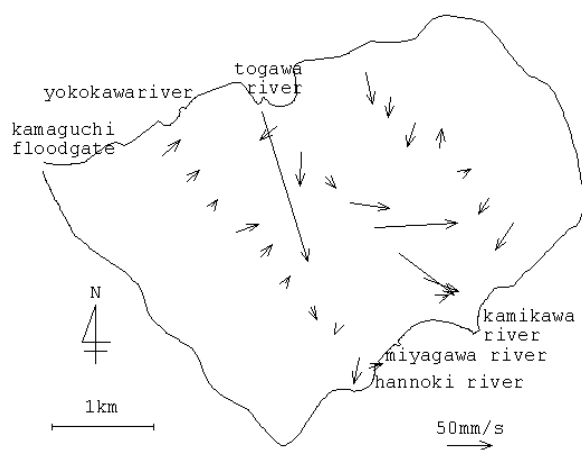
また、図4.5(a)・図4.6(a)より、砥川河口付近に位置するB1での流れは、26日は南方向に20.0cm/s程度であったが、27日には南西方向に5.0cm/s程度へと変化していることがわかる。ここには示さないが、水温・電気伝導度の観測結果とあわせて考えると、26日にみられる大きな流速は、低温の河川水が湖内底層に潜りこむ下層密度流に起因

することがわかっている（宮原ら，2005）．表 4.1 に示す砥川の流量には，26 日と 27 日で大きな差はみられない．したがって，26 日は河川水により砥川河口部から沖方向への流れが形成されたが，27 日は河川による流れが北西の強風に起因する水平循環流によって打ち消されたと考えられる．

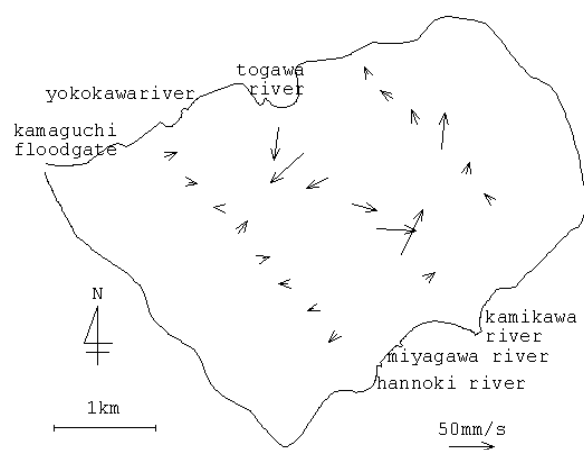
表 4.1 観測日と 1994 年 4 月～2000 年 3 月の平均河川流量（ m^3/s ）

	上川	宮川	砥川	横河川
10月26日	16.9	3.4	7.3	1.7
10月27日	15.6	2.8	6.5	1.4
平均値	5.6	3.0	2.4	0.3

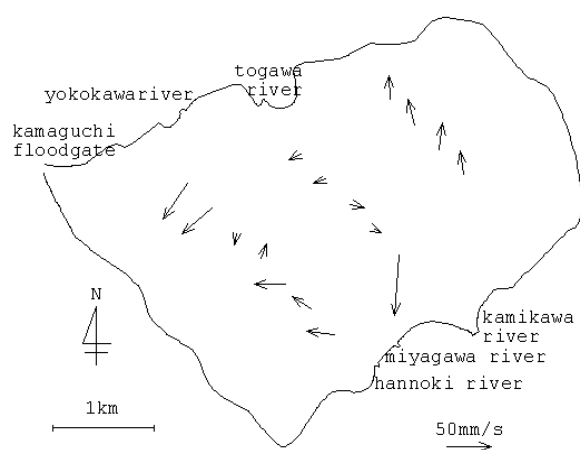
第4章 湖上風に対する湖水流動の応答特性



(a) 表層 (水面下 0.55m)



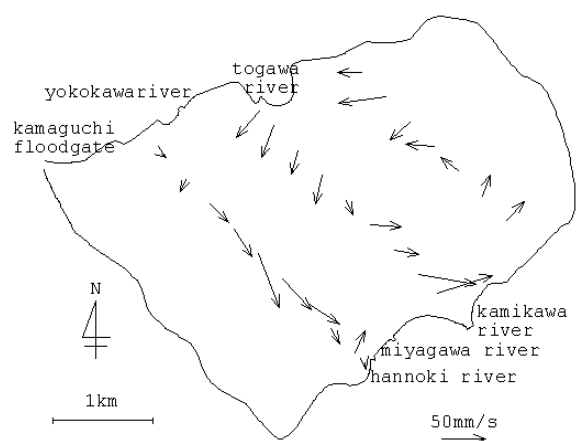
(b) 中層 (水面下 2.05m)



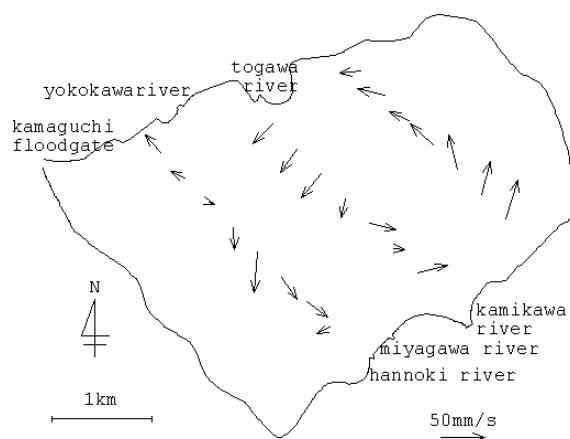
(c) 底層 (水面下 4.05m)

図 4.5 10月26日(11:00~14:00)の流速観測結果

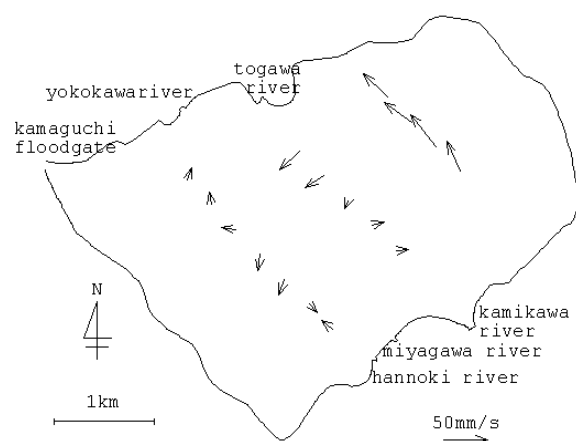
第4章 湖上風に対する湖水流動の応答特性



(a) 表層（水面下 0.55m）



(b) 中層（水面下 2.05m）



(c) 底層（水面下 4.05m）

図 4.6 10月27日(7:00~10:00)の流速観測結果

4-4 湖上風の空間的な非一様性が湖流形成に与える影響

前節の10月27日における観測結果の考察では、湖上風の空間的な非一様性が湖流形成に与える影響が大きいと推測した。天野ら(2002)や矢島ら(2004)は、POM (Princeton Ocean Model) や ELCOM (Estuary and Lake Computer Model)を用いて、湖流再現計算を行っているが、これらの計算において風応力を平面的に一様に与えていることにより再現性が低下することを報告している。石塚ら(2005)は、琵琶湖における種々の乱流モデルを用いた湖流計算を行い、どの乱流モデルが琵琶湖の湖流計算に適切であるかを検討した。しかし、今後の課題として、実際には風の空間変化にともなう渦度の供給や水深の変化にともなう渦度の生成によって、夏季の表層に複数の環流が形成されるため、湖上風の風速分布を与えた計算を行う必要があるとのべている。

本節では、数値実験(解析)により、湖上風の空間的な非一様性が湖流形成にどの程度影響を及ぼすかを検討し、前節の仮説を検証する。ここで、前章で行った大気流動解析結果に基づく湖上風を湖流計算の境界条件として用いられれば理想的であるが、前章の検討では現地観測結果の傾向を詳細に再現できなかった。そのため、ここでは風の現地観測結果の傾向に基づく湖上風を湖流計算の境界条件として簡易的に与えている。

4-4-1 解析条件

本研究では、風速 7m/s の西北西の風を湖上に一様に吹かせた場合(case-1)と、4-3-1の現地観測結果の特徴に基づいて、図 4.7 に示す領域Ⅰで風速 2m/s の西北西の風、領域Ⅱで風速 4m/s の北東の風、領域Ⅲで風速 4m/s の北の風、領域Ⅳで風速 7m/s の西北西の風を吹かせた場合(case-2)の比較を行う。本研究では、上述のような簡便な手法をとったが、鶴田・石川(1999)は、湖上風の空間的な非一様性を考慮した数値解析を行うにあたり、観測データを内外挿した風ベクトルを作成して湖流解析を行っており、今後はこのような方法による解析結果と比較する必要があると思われる。なお、湖流の解析には、鉛直方向の連続関数として直交な三角関数列を用い、水平方向の区分的多項式の積である変数分離型の近似関数を用いた有限要素法による準三次元モデル(富所, 1980)を用いた。このモデルの詳細については、6-2 および付録 2 を参照されたい。本解析条件では、風の影響が支配的であると考え、密度変化は考慮しなかった。まず、湖流解析に用いた解析メッシュを図 4.8 に示す。流量の変化が大きいと予測される流出・

流入河川の河口付近は細かいメッシュを配置しており、節点数は 4000、要素数は 7687 である。また、解析に考慮する流入河川は流域面積の大きい上川・宮川・砥川・横河川の 4 河川のみ、流出河川は天竜川（釜口水門）とした。ただし、宮川は諏訪湖に到達する直前で、宮川と半之木川の 2 本に分岐している。そこで本解析では、流量に関しては宮川の観測値を 2 で割ったものを宮川と半之木川の河口にそれぞれ与えた。解析において、流入河川の境界条件として表 4.1 に示す 10 月 27 日の流量観測値を与え、解析対象領域全体の初期条件として流速 0m/s を与えて定常解を求めた。これは、流速観測前 15 時間に 3~10m/s の西北西~北西の風が連吹していたので、再現計算として適当と考えたためである。

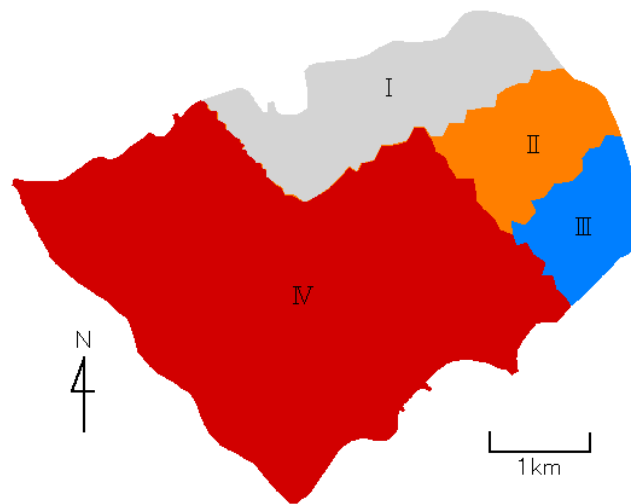


図 4.7 解析領域区分

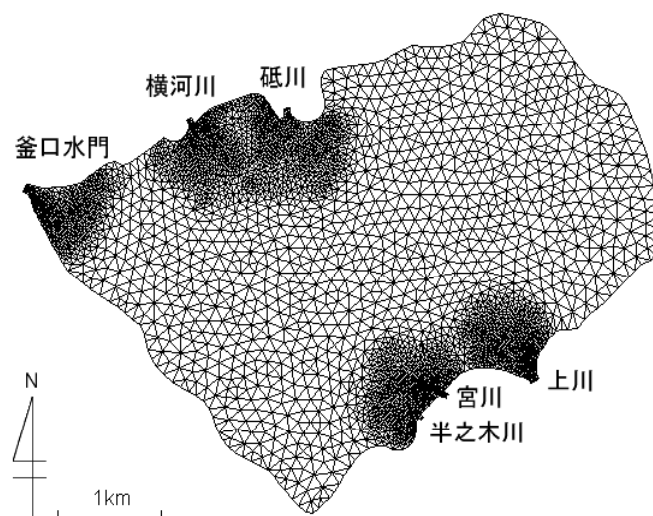


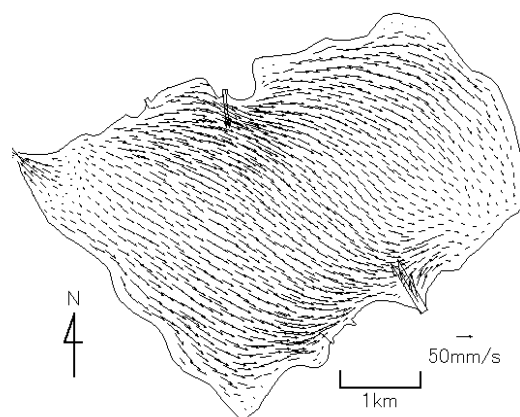
図 4.8 解析メッシュ（節点数 4000、要素数 7687）

4-4-2 解析結果

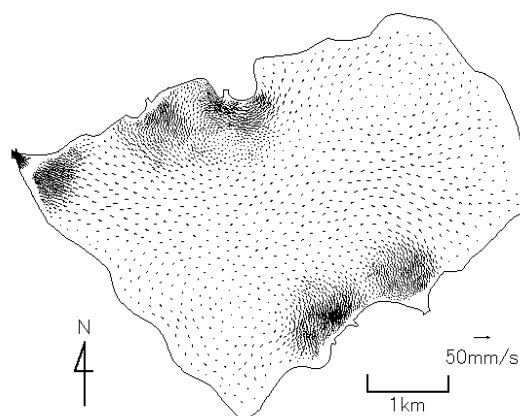
図4.9 にcase-1, 図4.10にcase-2の水平方向流速計算結果を示す. ここで, (a)表層(水面下0.55m), (b)中層(水面下約2.05m), (c)底層(水面下4.05m)である. なお, 流入河川の影響をみるために, 河川流量を表4.1に示す平水時流量とした解析も行ったが, 解析結果にはほとんど差がみられなかった.

図4.9(a)では, 湖の西部で一様風に呼応して南東方向, 湖の東部では湖岸地形に沿った南～東方向の流れが形成されている. 図4.9(b)では, 流れ場に明確な傾向はみられない. 図4.9(c)では, 湖全域で表層とは逆向きの西方向の流れがみられる. これらの流れは, 一様風によって生じた鉛直循環流によるものと思われる.

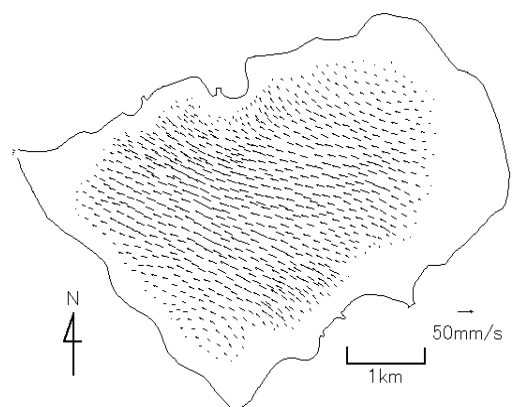
図4.10(a), (b)では, 図4.9(a), (b)とは異なり, 湖の東部で大きな水平循環流がみられる. これは, 図4.6(a), (b)の観測結果の傾向と一致している. また, 図4.10(c)においても, 湖の北東部で強い反時計回りの循環流が形成されており, 図4.6(c)の観測結果の傾向と一致している. また, 流速についても, 解析値と観測値はほぼ一致している. ただし, 上川・宮川沖の流れにおいては, 図4.6(c)と異なり北向きとなっており, 観測結果のような湖の東部における全層での水平循環はみられない. 以上の結果から, 湖上風の非一様性を考慮することにより, おおむね観測結果を再現できたといえる.



(a) 表層 (水面下 0.55m)

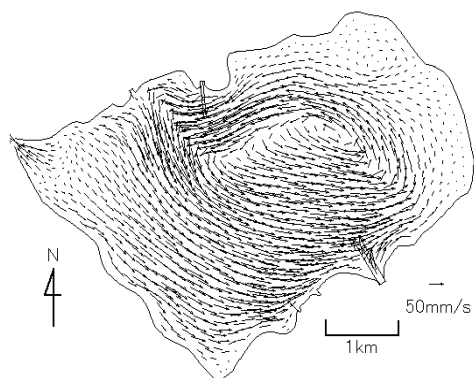


(b) 中層 (水面下 2.05m)

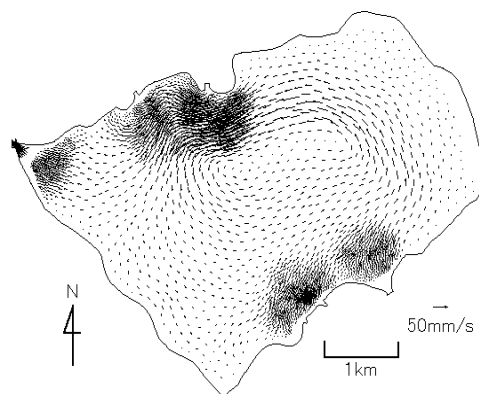


(c) 底層 (水面下 4.05m)

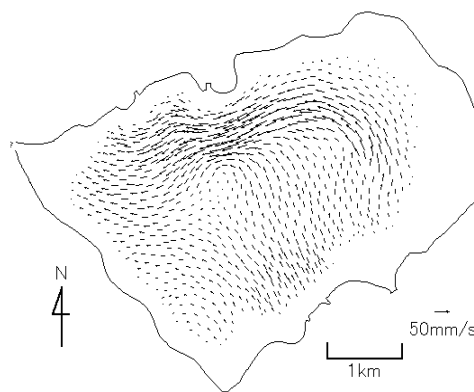
図 4.9 湖流解析結果 (一様風, case-1)



(a) 表層（水面下 0.55m）



(b) 中層（水面下 2.05m）



(c) 底層（水面下 4.05m）

図 4.10 湖流解析結果（風の分布を考慮，case-2）

4-5 まとめ

諏訪湖において、船に風向風速計と超音波ドップラー流速計を取り付け、風と湖流の同時観測を行った。その観測結果をもとに、湖上風の空間的な非一様性が湖流形成に与える影響について検討し、それを数値実験により確認した。本章で得られた結論は以下の通りである。

- ① 諏訪湖において、湖上風は空間的な非一様性が強い。これは、周辺地形の影響であると推測される。特に、諏訪湖周辺で西北西の強風が吹くときには、湖の北東部における風速はかなり小さく、湖の東部においては北風となる。このとき、湖の東部で反時計回りの水平循環流が生じ、弱風時に現れる河川水あるいは湖底地形に起因すると思われる流れはみられなくなる。
- ② 上述の強風時における現地観測結果に基づいて、湖上風の空間的な非一様性を考慮した湖流解析を行った。その結果、湖流観測で得られた反時計回りの水平循環流を再現することができた。このことから、湖上風の空間的な非一様性が湖流形成に大きな影響を及ぼすといえる。

参考文献

- 天野邦彦・安田佳哉・鈴木宏幸（2002）：浅い貯水池における表層底泥の巻き上げによる水質変化のモデリング，水工学論文集第46巻，pp.1085-1090.
- 石川忠晴・鶴谷広一・富所五郎・福島武彦（1986）：湖面に作用する風応力の検討(中間報告)，第30回水理講演会論文集，pp.763-768.
- 石塚瞳・北澤大輔・金野祥久(2005)：琵琶湖物理環境の数値計算における乱流モデルの比較検討，第19回数値流体力学シンポジウム，C2-4.
- 大久保賢治・村本嘉雄（1986）：琵琶湖南湖の湖流観測－流速・濁度の鉛直分布－，京都大学防災研究所年報第29号，B-2，pp.549-560.
- 大本照憲・矢北孝一・福島博文（2001）：湧水を伴う湖沼の水平対流と水質特性，水工学論文集第45巻，pp.1183-1188.
- 沖野外輝夫（2002）：湖沼の生態学，共立出版，pp.80-81.
- 梶原義範・中野拓治・富田友幸・竹内一浩・細田昌広・滝川清（2005）：3次元数値モ

- デルによる有明海の流況解析と気象条件等に対する応答特性について, 土木学会論文
集 No.789/II-71, pp.83-92.
- 鶴田泰士・石川忠晴 (1999) : 小川原湖における風速分布の現地観測, 水工学論文集第
43 巻, pp.1043-1048.
- 富所五郎 (1980) : FEM による浅水域における三次元流動解析, 第 27 回海岸工学講演
会論文集, pp.453-457.
- 長野県 : 水質測定結果 (平成 6 年度～平成 11 年度) .
- 中山恵介・芝口芳行・日向博文・石川忠晴 (2005) : 東京湾の湾奥における時計回りの
循環と収束現象の解明, 水工学論文集第 49 巻, pp.1297-1302.
- 灘岡和夫・二瓶泰雄・吉野忠和 (1997) : 東京湾における風系の時空間変動特性の実態
と湾内海水流動への影響について, 海岸工学論文集第 44 巻, pp.396-400.
- 西田修三・佐野俊幸・中辻啓二 (2001) : 汽水湖における流動構造と物質循環過程, 海
岸工学論文集第 48 巻, pp.1116-1120.
- 檜谷治・道上正規・鈴木幸一 (1988) : 湖山池における吹送流観測, 第 32 回水理講演会
論文集, pp.311-316.
- 宮原一道・寺沢和晃・豊田政史・富所五郎 (2005) : ADCP を用いた諏訪湖の流動観測,
平成 16 年度土木学会中部支部研究発表会講演概要集, II -41.
- 矢島啓・石黒潤・Jorg IMBERGER (2004) : 湖山池において海陸風が支配的な場で発生
する内部波に関する研究, 水工学論文集第 48 巻, pp.1399-1404.
- 余越正一郎・富所五郎 (1978) : 風による諏訪湖の流動特性, 土木学会論文報告集第 276
号, pp.53-63.
- Akitomo,K., Kurogi,M. and Kumagai,M. (2004) : Numerical study of a thermally induced gyre
system in lake Biwa, Limnology, Vol.5, No.2, pp.103-114.
- Emery, K. O. and Csanady, G. T. (1973) : Surface Circulation of Lakes and Nearly land-Locked
Seas, Proc.Nat. Acad. Sci. Vol.70, No.1, pp.93-97.
- Endoh, S. and Okumura, Y. (1993) : Gyre System in Lake Biwa Derived from Recent Current
Measurements, Jpn. J. Limnol., 54-3, pp.191-197.
- Endoh, S., Watanabe, M., Nagata, H., Maruo, F., Kawae, T., Iguchi, C., and Okumura, Y.
(1995) : Wind Fields over Lake Biwa and Their Effect on Water Circulation, Jpn. J. Limnol.,
56-4, pp. 269-278.

第5章 湖内底質の性状および巻き上げ特性

5-1 概説

諏訪湖の湖底には、窒素・リンなどの栄養塩を含んだ底質が堆積しており、長年続いている富栄養化の原因の一つになっている。また、近年話題になっている有害環境化学物質という観点でみると、Ikenaka et.al(2003)が諏訪湖底質中のダイオキシン類を測定しており、 31.4 ± 6.5 (pg-TEQ/g-乾燥泥) という結果を得ている。この値は、環境基準値 150 (pg-TEQ/g-乾燥泥) と比べると小さな値である。しかし、その起源の調査結果から、現在でも陸域の土壤中に蓄積されたダイオキシン類が出水時に土壤に付着して湖内へ流入・堆積し続けていることがわかっている。濃度は、環境基準値以下であるが、自然状態の10倍近い濃度であることを考える（沖野，2005）と、今後湖の生態系になんらかの影響を与える可能性があるといえる。

また、どのような種類（粒径や含水比など）の底質が空間的にどう分布しているか、そして懸濁物質に関して河川を通した流出入および湖内における移流拡散および沈降・巻き上げといった物質循環過程がどのようなになっているかは、湖ごとに異なっている。対象とする湖に応じた水質改善策を講じるにあたっては、湖ごとの底質の性状および物理特性を把握しておくことが重要となる。たとえば、徳永ら（2005）は、有明海の20地点における底質の環境調査を行い、粒径や底泥中の栄養塩含有量などの平面分布を得ている。この結果から、有明海北部に存在する反時計回りの恒流の影響で、西側に粒径の小さい土砂が堆積していると推測している。

浅い湖沼や貯水池においては、風などによる底泥の巻き上げが観測されることがある。底泥が巻き上がると、湖水の濁りが増加することで湖内の光環境が変化し藻類の増殖に影響を与えるほか、巻き上げられた底泥の栄養塩の脱着あるいは吸着は、湖水中の溶存態栄養塩濃度に影響し、このことも藻類の増殖に影響することから、浅い湖沼や貯水池の水質解析を行う上で、底泥の巻き上げを正確に把握することは非常に重要である（天野ら，2002）。

これまでに沿岸域や陸水域において、水底堆積物の移動に関する現地観測による研究が多くなされてきている。たとえば、沿岸域では、東京湾奥部で高波浪時の底面付近の濁度に注目した、風波の有義波高および有義周期から求めた波による底面せん断応力と

濁度上昇の関係を検討した研究（中川ら，2002a）や，広島湾で大潮・小潮の潮流変化を含む長期間にわたる濁度変動を示した研究（朱ら，1999）がある．また，陸水域では，霞ヶ浦において，底泥の巻き上げ現象を風向・風速・湖流・波浪および濁度の観測結果により考察した研究（Otsubo et.al.,1987）がある．また，底質の巻き上げ現象が湾内の底質・水質環境に及ぼす検討もいくつかなされている．中川（2001）は Baltimore 湾内における底質に及ぼす作用外力（波浪）と底質分布との関係について検討した．その結果，作用外力による底面せん断応力が大きい場所ほど含泥率が低くなっており，底質の巻き上げ頻度が大きいことを確認している．関ら（2006）は，霞ヶ浦における最近の濁度上昇が，植物プランクトンや流入濁質の増加によるものではなく，限界底面せん断応力が低下したことによる底質の巻き上げ頻度の増大に起因することを現地観測結果の解析と数値実験から得ている．

このように底質の巻き上げに関する研究は多くの水域を対象として存在するが，諏訪湖においては行われていない．そこで本章では，諏訪湖における底質の巻き上げに着目した観測結果を検討する．巻き上げ現象は，底質の粒径や含水比などの物性値に依存するため，まず，湖内 22 地点において採取した底質の分析結果をもとに，底質の粒径・含水比の平面分布を把握する．次に，懸濁物質の輸送と湖流・風波・流入河川の関係进行を明らかにする目的で，底面付近の流速および濁度の連続観測結果を考察し，諏訪湖における底質の巻き上げと外力との関係を検討する．なお，近年，底質の巻き上げ特性に関して，生物膜の影響や底泥のさまざまな物性値との関連を検討している研究がみられる（たとえば，角ら（2006），渡辺ら（2006）など）が，本研究では底質に作用する底面せん断応力のみで検討する．

5-2 観測概要

本研究では，**図 5.1** に示す地点 A～V の 22 地点の底質を採取し，分析を行った．なお，図中の地点名の横には，カッコ書きで水深を示してある．採取は，2003 年 6 月 17 日（地点 G～V の 16 地点）および 2004 年 9 月 21 日（地点 A～F の 6 地点）に行った．両観測日とも，直前 2 週間に大きな出水はなかった．本観測では，エクマンバージ採泥器を用い，表層 3～5cm の底質を採取した．また，分析は土の粒度試験方法（試験分類：物理試験，規格番号：1204）（地盤工学会，2001）に準じて行った．なお，試料の分散

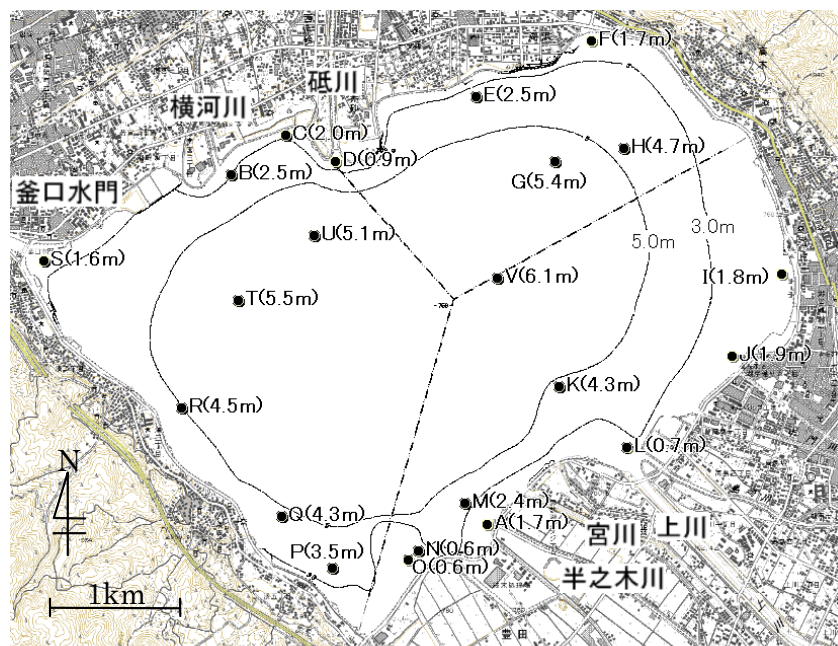


図 5.1 底質採取点（図中の実線は等深線）

を行うとき、試料に過酸化水素を入れると、沈降分析の段階で土粒子が綿毛化し、正確に分析できなかった。そのため、試料には分散剤のみを加えて分析を行った。

また、図 5.1 中の地点 A において、2004 年 9 月 21 日から 11 月 11 日までの 52 日間にわたり底面付近の流速および濁度の定点係留連続観測を実施した。この地点は水深が小さく（水深 1.7m）、諏訪湖の卓越風である北西の風を受けると吹送距離が大きくなるという特徴をもつ。また、この地点は半之木川の河口部に位置し、洪水時には河川より懸濁物質が大量に流入することが予想される。本観測では、小型メモリークロロフィル濁度計（アレック電子（株）製、compact-CLW）と小型メモリー流速計（アレック電子（株）製、compact-EM）を底面から約 30cm 上に設置し（図 5.2 参照）、測定時間間隔を 10 分（1 回の測定あたり時間間隔 0.5 秒、サンプル個数 20 個）に設定した。さらに、観測期間前後での底質の組成変化をみるために、観測開始時と終了時に、観測地点において底質を採取した。

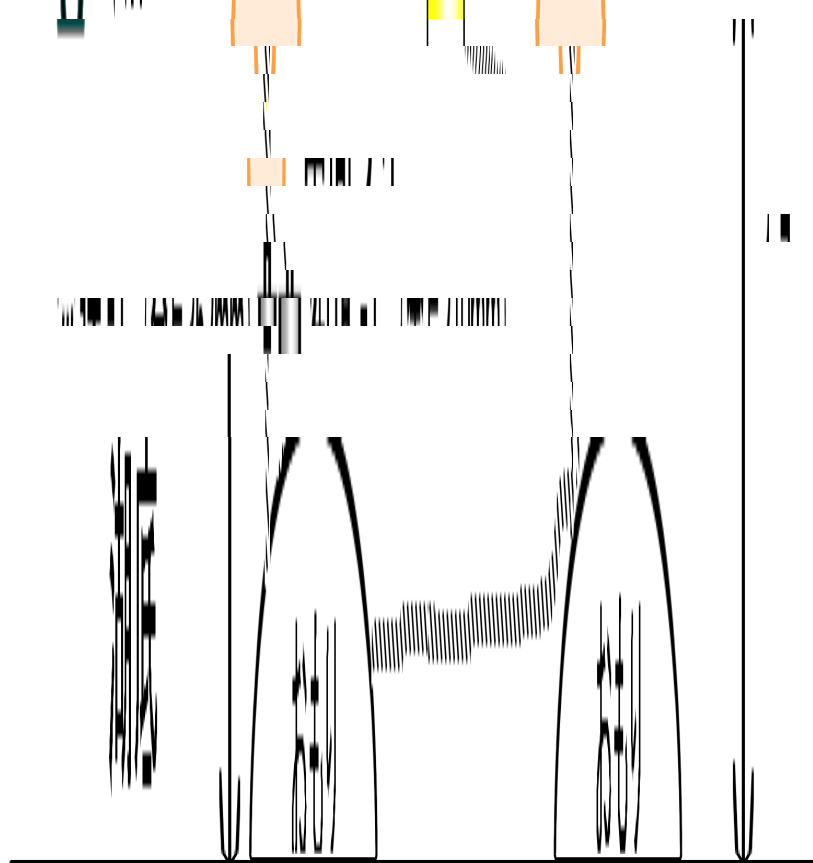


図 5.2 定点係留連続観測の方法

5-3 観測結果

5-3-1 底質の粒径および含水比の平面分布

表 5.1 に分析結果として、湖内 22 地点での 50%粒径・均等係数・含水比を示す。全体的に、沿岸部（浅い水域）の方が湖心部（深い水域）よりも粒径が大きくなっている。これは、沿岸部では波や流れによって底質が洗掘されていることを表している。沿岸部の中で特に、地点 D・K の粒径が大きい。これは、この 2 地点が流入河川の河口部に位置するため、洪水時に大きい流量の河川水が流入したときに、その流れによって細かい粒子が洗掘され、粗い粒子が残った結果と考えられる。また、上川河口部の地点 L の粒径が地点 K よりも小さい。ここには示さないが上川の流量データによると、底質採取前約 40 日間に大きな出水がなかった。このことを考慮すると、洪水時に河口部が洗掘されたのちに、平水時に河川から流入する懸濁物質が地点 K まで運ばれずに地点 L 付近に沈降していると推測できる。また、半之木川河口部の地点 A と M においても同様の現象が起こっていると考えられる。しかし、砥川河口部の地点 D では、その沖合いの地点 U と比べて粒径が大きい。また、地点 D の均等係数は小さい。これらより、地点 D では平水時でも河川から供給された微細粒子があまり堆積せず、仮に堆積しても、

表 5.1 各測点における底質の 50%粒径・均等係数・含水比

測点	水深(m)	50%粒径(mm)	均等係数	含水比(%)
A	1.7	0.040	51.33	155
B	2.5	0.047	9.42	158
C	2.0	0.043	10.41	200
D	0.9	0.191	2.16	57
E	2.5	0.092	13.70	155
F	1.7	0.052	9.81	263
G	5.4	0.005	3.39	486
H	4.7	0.013	13.56	409
I	1.8	0.030	33.72	198
J	1.9	0.017	16.42	176
K	4.3	0.192	2.23	54
L	0.7	0.032	6.55	371
M	2.4	0.062	54.95	197
N	0.6	0.328	3.57	39
O	0.6	0.327	3.07	38
P	3.5	0.004	6.19	434
Q	4.3	0.006	4.78	536
R	4.5	0.006	4.11	534
S	1.6	0.215	1.99	47
T	5.5	0.004	6.51	523
U	5.1	0.019	32.35	283
V	6.1	0.009	6.75	970

流れによって洗掘されていると予想される。また、地点 U において、均等係数が大きいことから粗い粒子が存在していることがわかり、この地点も洪水時に河川水の影響を受けていると考えられる。

釜口水門付近に位置する地点 S の粒径が大きい。釜口水門では流速が大きいため、細かい粒子は洗掘され湖外へ流出するが、粗い粒子は洗掘されず湖内に堆積していると考えられる。また、地点 N と O の粒径が他の地点と比べてかなり大きい。これは、両地点が波による洗掘の影響を受けやすい、あるいは観測地点よりも沖からの微細粒子が運ばれにくくなっていることを示している。さらに、湖の西側に位置する地点 P, Q, R, T の粒径が他の地点よりかなり小さい。武村（1991）による諏訪湖全域 106 地点における粒度分布調査においても、湖の西側で 8φ 以上の細粒堆積物がみられており、本観測結果と傾向が一致している。

図 5.3 に、底質の 50%粒径(y)と含水比(x)の関係を示す。図中には指数近似式と R^2 値（相関係数の二乗）も示している。これをみると、50%粒径が小さくなるほど含水比が大きくなっていることがわかる。また、表 5.1 において、特に地点D・K・N・O・Sの含水比が小さい。三角座標による土質分類をみると、湖内のほとんどの場所で底質がシルトであるのに対して、上述 5 地点の底質は砂であるといえる。

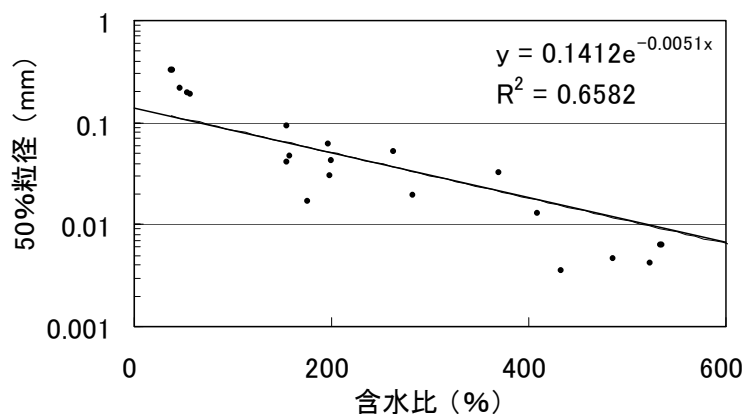


図 5.3 底質の 50%粒径と含水比の関係

5-3-2 底質の巻き上げ特性

本項では、5-2 で述べた底面付近の定点連続観測結果をもとに考察する。ここでは、10 分ごとの値（SS および流速：サンプル個数 20 個の平均，風速・風向：諏訪特別地域気象観測所のデータ）を用いて図化する。

図 5.4 に、観測期間（2005 年 9 月 21 日～11 月 11 日）における SS（底面+30cm）の時系列変動を示す。濁度から SS への換算については、さまざまな式が用いられている（横山（2002），中川（2002b）など）が、本研究では、濁度計による 11 月 11 日 9 時

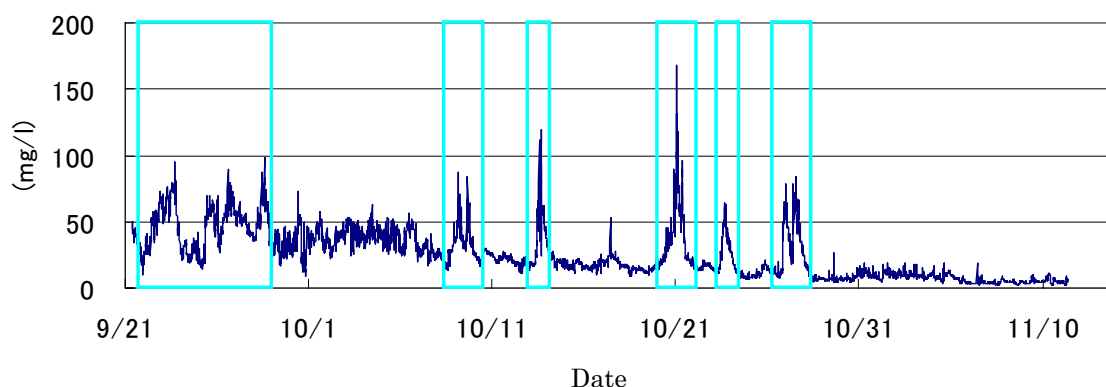


図 5.4 観測期間中の SS（底面+30cm）の時系列変動

10 分の濁度の観測値 (2.7ppm) と、同時刻に採取した湖水を濾過し、フィルター上の物質を乾燥させて求めた SS の値 (4.66mg/l) が比例関係にあると考え、

$$SS = 1.726T_b \quad (5-1)$$

を用いた。ここに、 T_b (ppm) : 濁度, SS (mg/l) : 懸濁物質濃度である。この換算は一点校正のため精度は低い。しかし、底泥の巻き上げに関する既往研究 (大坪ら (1985), 中川ら (2002b) など) では濁度ではなく SS で議論していることが多く、値の目安を知るためにこのような処理を行った。

図5.4をみると、観測期間中に SS が減少傾向にあることがわかる。これは、季節変動 (秋→冬) により、水温が低下することにもなう生物活性の減少によるものと推測される。また、四角で囲ってある期間に SS が大きく上昇していることがわかる。以下、これらの上昇について詳しく検討を行う。

(1) 洪水流による SS の上昇

図5.5に、10月8日から10日までの SS ・流速ベクトル・風速ベクトルおよびそれらの結果をもとに算定した流れによるせん断応力・波によるせん断応力を示す。なお、この図には宮川の流量もあわせて示してある。ただし、この宮川流量の観測地点は、半之木川と宮川の分岐点より上流である。また、流れによるせん断応力・波によるせん断応力の算定方法の詳細は、**6-2**を参照されたい。**図5.5**をみると、10月9日3時頃より半之木川から流出したと思われる北向きの流速の増加にともなって SS が上昇していることがわかる。このときの宮川流量は最大で約 $60\text{m}^3/\text{s}$ となっており、平水時の平均流量 $3.0\text{m}^3/\text{s}$ に比べてかなり大きな値を示している。また、 SS 上昇時の波によるせん断応力は、突発的に最大で $0.054\text{N}/\text{m}^2$ を示しているが、流れによるせん断応力に比較して小さく、この期間においては波が SS の上昇に与える影響は小さいといえる。したがってこの期間は、河川流量の増加による高濁度水塊の流入と、北向きの大きな流速による底質の巻き上げのどちらかにより、あるいは両方が複合的に影響し、 SS が上昇したと考えられる。

(2) 風波による SS の上昇

図5.6に、10月26日から28日までの SS ・流速ベクトル・風速ベクトルおよび流れによるせん断応力・波によるせん断応力を示す。なお、この図にも宮川の流量をあわせて示してある。10月26日19時から28日2時まで西北西の強風が吹き続けている。流速は最大

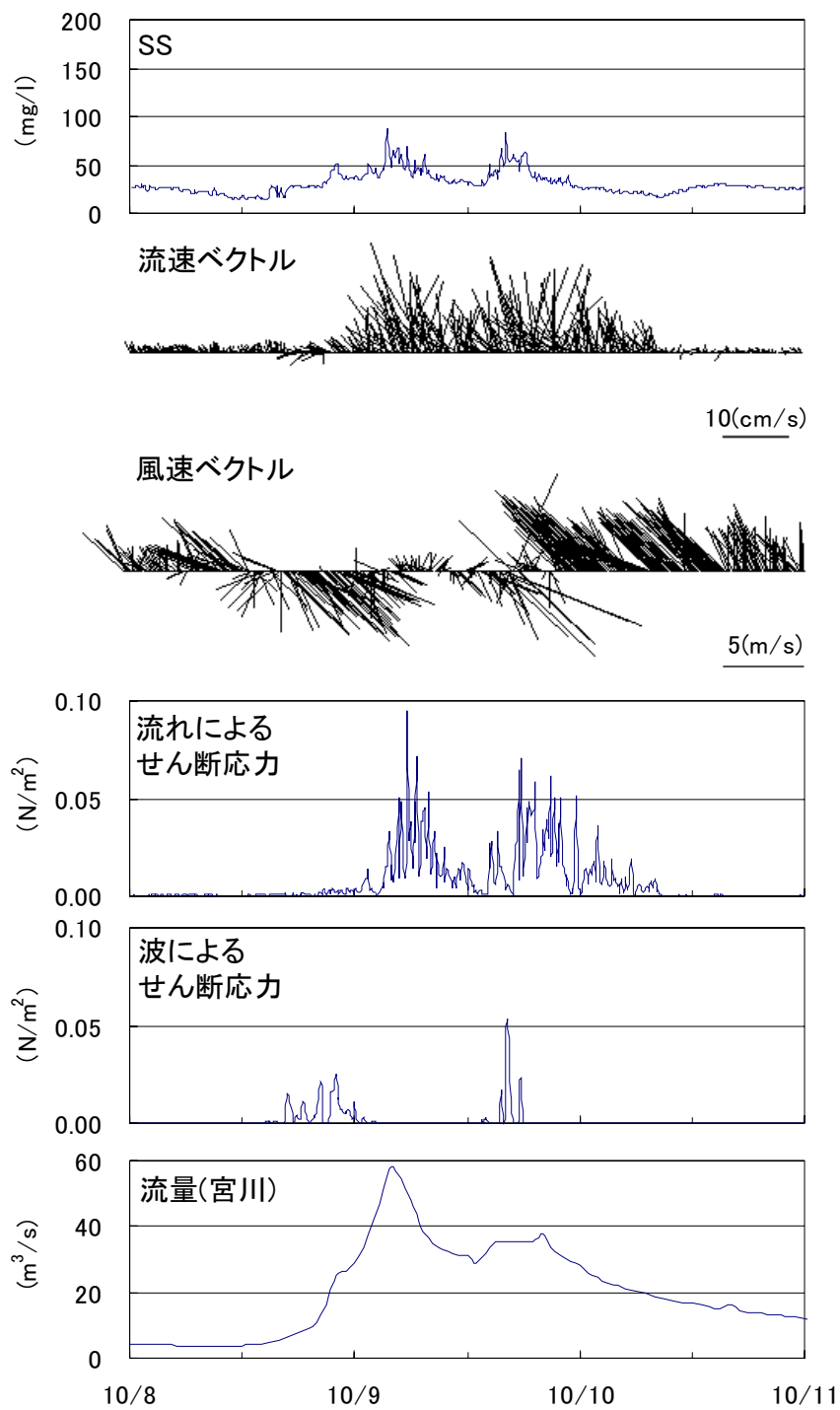


図 5.5 洪水流による SS の上昇 (10/8～10/10)

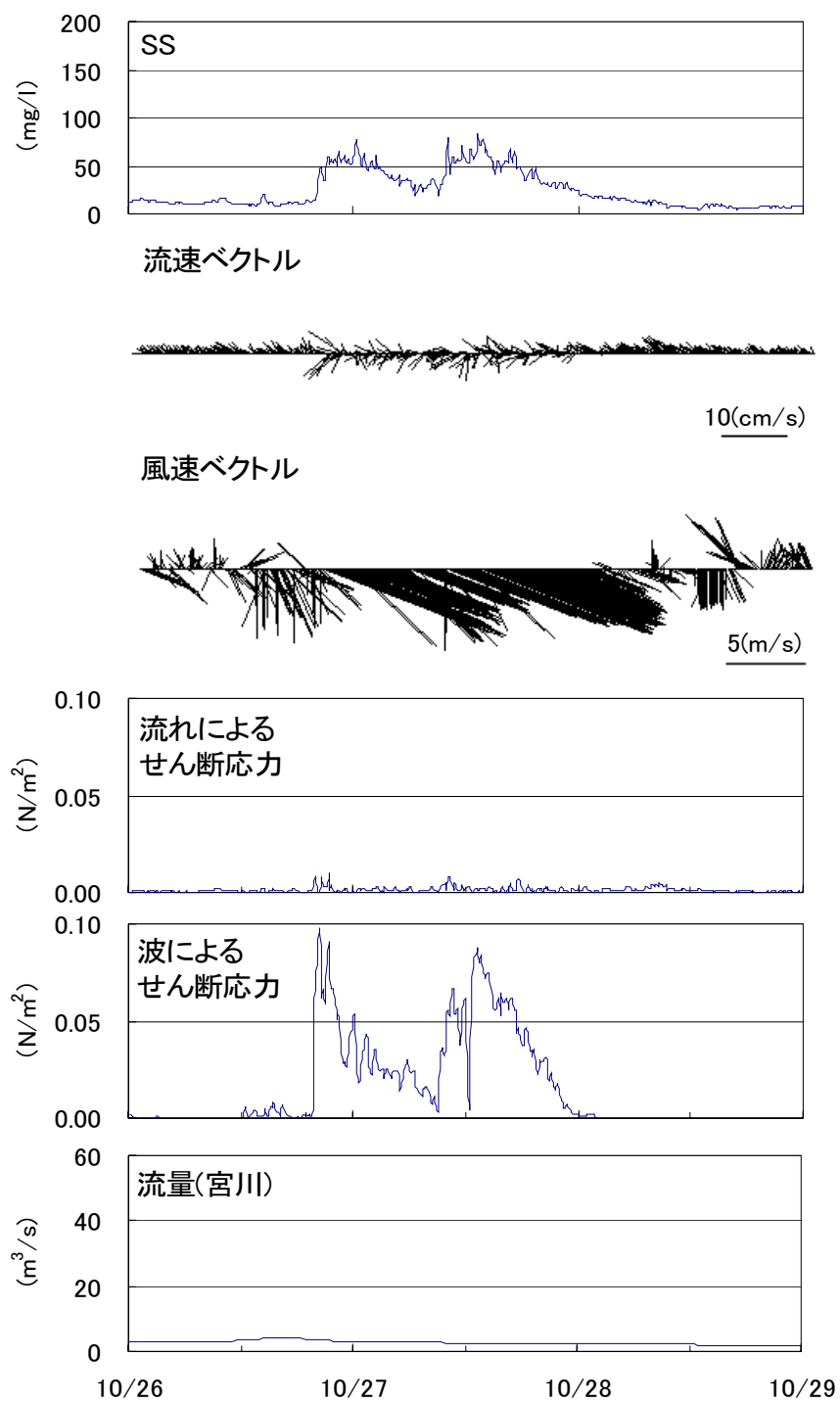


図 5.6 風波による SS の上昇 (10/26～10/28)

で6.3cm/sと比較的小さく、流れによるせん断応力は波によるせん断応力に比べてかなり小さい。したがって、風波による底質の巻き上げがSSの上昇の主な原因と考えられる。また、期間中のSSの上昇傾向をみると、波によるせん断応力と同様に、2つのピークがあることがわかる。このピーク時の風速はともに10m/s程度となっている。また、ここには示さないが、**図5.4**でみられる10月13日～14日および22日～23日のSSの上昇でも同様の傾向がみられた。さらに、観測期間中の最大値を示した10月20日～22日のSSの上昇は、洪水流と風波の両方の影響を受けていると推測された。

(3) 底質の限界底面せん断応力について

(1)、(2)の結果から底質の巻き上げは、洪水流と風波が主な原因であるといえる。しかし、本観測では洪水時における流入河川水のSS濃度を測定していないため、河川からの移流効果によるSS上昇の度合いはわからない。そこで、ここでは風波による底質の巻き上げが起こったと考えられる期間中における風波によるせん断応力とSSの関係を**図5.7**に示す。これをみると、せん断応力が0.01N/m²から0.1N/m²の間でSSが急激に上昇していることがわかる。したがって、今回の観測地点においては、この程度の外力が作用すると底質が巻き上がると考えられる。これは、これまでに提唱されている限界底面せん断応力（中川（2002a）、Maa et al. (1998)、Black et al. (2002)）にほぼ一致する値となった。

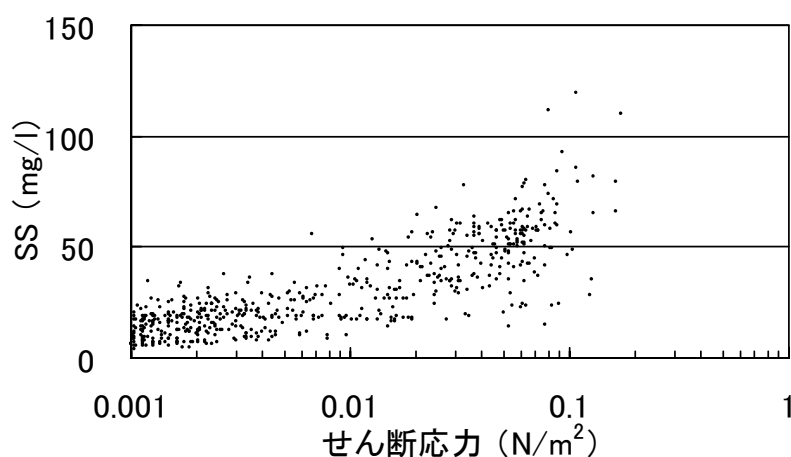


図 5.7 SS－底面せん断応力の関係
(風波による底質巻き上げ時)

(4) 観測期間中の底質組成の変化について

図5.8に、観測開始時（9月21日）と終了時（11月11日）の粒径加積曲線を示す。この図をみると、50%粒径および100%粒径はほぼ同じであるが、観測期間前後で、相対的に0.05mmより小さい粒子が減少し、0.05mmより大きな粒子が増加していることがわかる。これは、定点観測地点において観測期間中に、①洪水流や風波により、細かい粒子が巻き上がり他の場所に輸送されたこと、②洪水流により、河川から粗い粒子が輸送されてきたことによるものと考えられる。

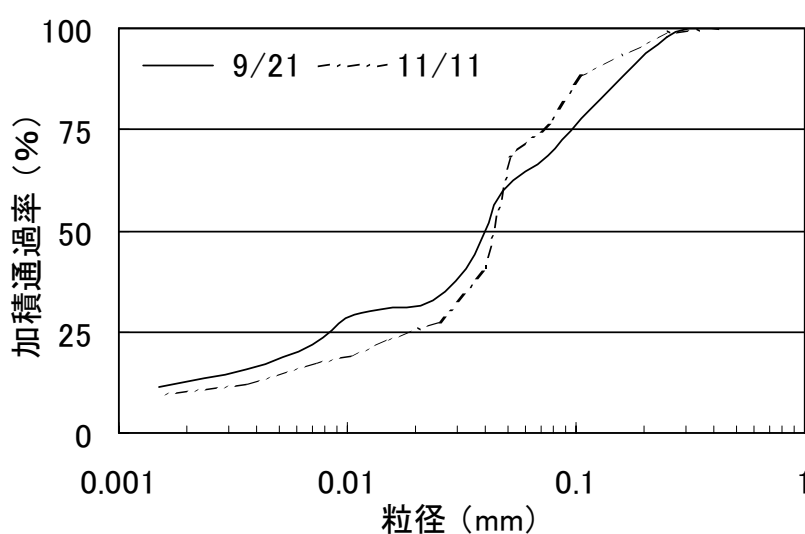


図 5.8 観測期間前後の粒径加積曲線

5-4 まとめ

本章では、まず、諏訪湖における底質粒径および含水比の平面分布を把握するために、湖内 22 地点における底質の粒度分析を行った結果、以下のことがわかった。

- ①河口部では、流出入河川水による洗掘の影響で粒径が大きい。また、河川ごとに河口部における底質の洗掘・堆積の傾向は異なる。
- ②湖内において、局所的な底質粒径の大小が存在した。これは、波や流れ場の影響によると考えられる。
- ③粒径が小さくなるほど含水比は大きくなる。洗掘の影響が大きい地点の底質は砂である。

次に、諏訪湖における懸濁物質輸送と湖流・風波・流入河川の関係をみるために、湖南東部の水深 1.7m 地点において、底面付近の流速および濁度の連続観測を行った結果、以下のことがわかった。

- ① 河川流量が大きいときには、河川からの高濃度懸濁物質流入の影響、あるいは洪水流による底質の巻き上げの影響を受けて、SS が上昇する。
- ② 吹送距離が大きくなる北西の風が 10m/s 程度の強さで吹くと、風波の影響により底質が巻き上がる。
- ③ 底質が巻き上がり始めるのは、底質に $0.01 \sim 0.10 \text{ N/m}^2$ 程度のせん断応力が作用したときである。

長年において、底質の堆積量を明らかにすることから物質収支を明らかにし、流域環境変化や湖沼水質の長期変化と比較するような研究が望まれてきている(福島, 2004)。本研究のデータは、武村(1991)とともに諏訪湖における底質組成や物性の数十年にわたる変化に関するモニタリングの基礎資料となりうるので、今後もこのような観測を定期的に行うことが望ましい。

参考文献

- 天野邦彦・安田佳哉・鈴木宏幸 (2002) : 浅い貯水池における表層底泥の巻き上げによる水質変化のモデリング, 水工学論文集第 46 巻, pp.1085-1090.
- 大坪国順・村岡浩爾 (1985) : 霞ヶ浦における底泥の再浮上に関する現地観測およびシミュレーション, 第 29 回水理講演会論文集, pp.353-358.
- 沖野外輝夫 (2005) : 諏訪湖月報 12 月/04, 月刊「水」2005 年 3 月号, p.43.
- 地盤工学会 (2001) : 土質試験の方法と解説—第一回改訂版—, pp.69-79.
- 朱小華・高杉由夫・橋本英資・安田秀一 (1999) : 広島湾における底層懸濁物質の濃度変動, 海岸工学論文集第 47 巻, pp.1076-1080.
- 角哲也・井口真生子・藤井智康 (2006) : 貯水池下流部に堆積した微細粒土砂の巻き上げ特性に関する実験的研究, 水工学論文集第 50 巻, pp.925-930.
- 関智弥・福島武彦・今井章雄・松重一夫 (2006) : 霞ヶ浦の濁度上昇と底泥巻き上げ現象, 土木学会論文集 No.811/VII-38, pp.149-161.
- 武村徹哉 (1991) : 諏訪湖湖底堆積物の粒度分布, 信州大学理学部地質学科卒業論文.

- 徳永貴久・宗孝士・松永信博・児玉真史（2005）：有明海北部海域の底泥環境調査，水工学論文集第49巻，pp.1363-1368.
- 中川康之（2001）：内湾域における泥質物の堆積と波浪による底面せん断応力との関係，港湾空港技術研究所報告第40巻，第3号，pp.3-16.
- 中川康之（2002a）：東京湾奥部での底泥巻き上げとその粒度分布特性について，海岸工学論文集第49巻，pp.1046-1050.
- 中川康之・今林章二・末次広児（2002b）：有明海の底泥輸送現象に関する現地データの解析，海岸工学論文集第49巻，pp.566-570.
- 福島武彦（2004）：湖沼はきれいになったか ～今後の湖沼環境研究～，水環境学会誌第27巻，pp.500-504.
- 福島武彦・川村修平・恩田裕一・今井章雄・松重一夫（2005）：霞ヶ浦，諏訪湖における底質長期変化と栄養塩収支，水環境学会誌第28巻，pp.313-319.
- 横山勝英（2002）：濁度計の粒径依存特性と現地使用方法に関する考察，土木学会論文集 No.698/II-58，pp.93-98.
- 渡辺亮一・山崎惟義・楠田哲也（2006）：回転円形水路における底泥の巻き上げに及ぼす生物膜の影響に関する実験的検討，水工学論文集第50巻，pp.1315-1320.
- Black, K.S., Tolhurst, T.J., Paterson, D.M., and Hagerthey, S.E. (2002) : Working with Natural Cohesive Sediments, Journal of Hydraulic Engineering , pp.2-9.
- Ikenaka, Y., Eun, H., Watanabe, E., and Miyabara, Y. (2003) : Congener profiles of PCDDs, PCDFs and coplanar-PCBs in sediment from lake Suwa in Japan, Organohalogen Compounds, Vol. 62, pp.69-72 .
- Maa, J.P.-Y, Sanford, L. and Halka, J.P. (1998) : Sediment resuspension characteristics in Baltimore Harbor, Maryland, Marine Geology, Vol.146, pp.137-145.
- Otsubo, K. and Muraoka, K. (1987) : Field Studies on Physical Properties of Sediment and Sediment Resuspension in lake Kasumigaura , Jpn.J.Limnol., Vol.48, S131-S138.

第6章 水中懸濁物質の輸送特性

6-1 概説

懸濁物質輸送に関する数値モデルは、河川および海岸の適正な管理を行うためのツールとして、河床変動や海浜変形などの分野で数多く作成されてきている。一方、湖や内湾などの閉鎖性水域においても、懸濁物質輸送解析は古くから行われているが（たとえば、Sheng and Lick (1979)、奥田ら (1986) など）、近年においては、さまざまな水環境問題を解決するためのツールとして、より詳細な現象を表現できる懸濁物質輸送モデルの構築が望まれており、さまざまなモデルが提案されるようになってきた。中川 (1998) は、内湾の沿岸域における底質の泥化現象について着目し、潮流による底質の輸送を現地観測と数値解析で検証している。梅田ら (2001) は、現地観測結果から、霞ヶ浦湖心部における底泥の浮上には、流れによるせん断乱れよりも、水面における風波による擾乱が支配的と推察し、三次元 $k-\varepsilon$ モデルの乱流パラメータと底泥巻き上げ率の現地観測結果との関係を検討し、濁度の時系列を再現している。稲垣ら (2001) は、南サンフランシスコ湾において、潮流・吹送流・風波を考慮できるモデルを作成し、湾内の土砂輸送機構を説明している。川西ら (2002) は、広島湾において、砂（非粘着性物質）と泥（粘着性物質）の性質が異なる2種類の土砂に分けて土砂輸送解析を行い、濁度や土砂堆積・侵食傾向の長期・短期変動を把握している。米山ら (2006) は、高濃度濁質進入現象の数値解析において、濁質濃度の移流拡散方程式にいくつかの改良を加えた精緻なモデルを構築している。

北村ら (2003) は、平水時と洪水時の諏訪湖流出入河川における懸濁物質流出入状況の比較・検討を行った。この研究においては、主要流入4河川（上川・宮川・砥川・横河川）と天竜川のSSの値に流量をかけることにより、懸濁物質流出入状況を簡易的に把握している。対象とした洪水は、1993年9月9日～10日に発生したものであり、降水量から求めたリターンピリオドは1.12年である。この洪水時の降水量は、1945年～2002年における日降水量の最大値の約1/3、連続降水量の最大値の約1/8となっている（公文・池中，2004）。一方、平水時のデータとしては、長野県水質測定結果（1994年4月～2001年3月）を用いている。それらを用いて平水時と洪水時における流量および懸濁物質の流出入状況を計算したものを表6.1に示す。この表から、流量に関しては、

表 6.1 平水時と洪水時における流量および懸濁物質の流出入状況

項目	平水時	洪水時
流入流量	1	5.8
流出流量	1	9.0
流入懸濁物質	1	100.4
流出懸濁物質	1	8.7

洪水時の平水時に対する割合が流入量より流出量の方が大きいにもかかわらず、懸濁物質質量に関しては、洪水時は平水時の約 100 倍の流入量であるのに対し、流出量は約 9 倍と小さくなっていることがわかる。このことから諏訪湖は、洪水時に大量に流入した懸濁物質が、平水時に徐々に流出あるいは沈降していく特性をもつといえる。このことは、宮原（2005）による 2003 年度の観測でも確かめられている。福島（2004）は、降雨時流入負荷の全負荷に占める割合は大きいですが、降雨時に流入する懸濁態成分は、沈降性が高いこと、生物利用可能性が低いことから湖沼水質形成にあまり影響しないと指摘している。しかし、浅い湖沼では底質の巻き上げが起こりやすいので、降雨時に流入する懸濁態成分の再懸濁の規模を考える必要がある。

本章では、稲垣らと同様に、風波の影響が底質の巻き上げに大きく作用すると考え、底質の巻き上げにおいて、流れに加えて簡易的に風波の影響を考慮した数値モデルによる解析を行う。ここでは、前章で検討した湖内底質の性状および巻き上げ特性を考慮したモデルを用いて、強風時および洪水時における諏訪湖内の水中懸濁物質輸送特性およびその規模を検討する。

6-2 懸濁物質輸送モデルの概要（宮原，2005）

本節では、懸濁物質輸送特性を把握するための数値モデルの概要を示す。ここでは懸濁物質による湖水の密度変化を考慮した湖流の基礎方程式と湖流および風波による底質の巻き上げを考慮した懸濁物質の移流拡散方程式とを連立させた一般的なものを用いた。ただし、底質の巻き上げに関しては、底質の粒径分布や含水比を考慮した巻き上げ特性の変化に着目したモデル化を行っている。

6-2-1 基礎方程式

基礎方程式は、Reynolds の運動方程式と連続の式で構成される湖流の基礎式に、懸濁物質の移流拡散方程式を連立させたものである。

〔Reynolds の運動方程式〕

$$\frac{\partial u}{\partial t} + L \cdot u = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + D \cdot u + f \cdot v \quad (6-1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + L \cdot v = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} + D \cdot v - f \cdot u \quad (6-2)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + L \cdot w = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} + D \cdot w - g \quad (6-3)$$

〔連続の式〕

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (6-4)$$

ただし、

$$L = u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + w \frac{\partial}{\partial z} \quad D = \frac{\partial}{\partial x} (A_h \frac{\partial}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (A_h \frac{\partial}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z} (A_v \frac{\partial}{\partial z})$$

ここに、**図 6.1** に示すように x 軸は東、 y 軸は北、 z 軸は鉛直上方を正として静水面を基準面とする。

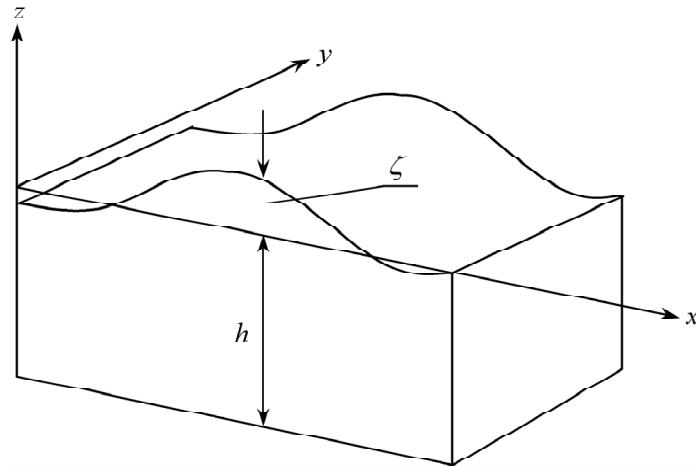


図 6.1 座標の定義

また、式中の記号は、次のように定義する．

u, v, w	(m/s)	: x, y, z 方向の流速成分
t	(s)	: 時間
ρ	(kg/m ³)	: 密度
P	(N/m ²)	: 圧力
g	(m/s ²)	: 重力加速度
A_h, A_v	(m ² /s)	: 水平、鉛直渦動粘性係数
f ($f = 2\omega \cdot \sin \phi$)	(1/s)	: コリオリ数 (ω ; 地球の回転角速度, ϕ ; 緯度)

〔移流拡散方程式〕

$$\frac{\partial c}{\partial t} + L \cdot c = D' \cdot c - \frac{\partial c}{\partial z} w_0 \quad (6-5)$$

ただし、

$$L = u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + w \frac{\partial}{\partial z} \quad D' = \frac{\partial}{\partial x} (D_h \frac{\partial}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (D_h \frac{\partial}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z} (D_v \frac{\partial}{\partial z})$$

ここに、

c	(kg/m ³)	: 懸濁物質濃度
D_h, D_v	(m ² /s)	: 水平、鉛直渦拡散係数
w_0	(m/s)	: 懸濁物質の沈降速度

次に、これらの基礎式を以下のように準三次元化する．

まず、鉛直方向の運動方程式 (6-3) において、鉛直流速は水平流速に比べて小さいと仮定すると、左辺第一項、第二項および右辺第二項は無視され次式となる．

$$g + \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} = 0 \quad (6-6)$$

また、未知変数 ζ (ζ は $x-y$ 面から自由水面までの高さ) を導入し、式 (6-6) を、 z 方向に $z = z$ から ζ の範囲で積分を行い、 $z = \zeta$ で $P = P_a = 0.0$ (P_a : 大気圧) とすると次式のようになり、圧力は静水圧分布となる．

$$P(z) = \int_z^\zeta \rho g \cdot dz \quad (6-7)$$

次に、式 (6-4) について、第三項を水底から水面まで z 方向に積分し、水面と水底

の運動学的条件を用いると、次式のようになる。

$$\begin{aligned} \int_{-h}^{\zeta} \frac{\partial w}{\partial z} \cdot dz &= w(\zeta) - w(-h) \\ &= \frac{\partial \zeta}{\partial t} + u(\zeta) \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v(\zeta) \frac{\partial \zeta}{\partial y} - \frac{\partial(-h)}{\partial t} - u(-h) \frac{\partial(-h)}{\partial x} - v(-h) \frac{\partial(-h)}{\partial y} \end{aligned} \quad (6-8)$$

残りの項についても同様に積分し、Leibnitz の定理を用いれば、

$$\begin{aligned} \int_{-h}^{\zeta} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \cdot dz &= \frac{\partial}{\partial x} \int_{-h}^{\zeta} u \cdot dz - u(\zeta) \frac{\partial \zeta}{\partial x} + u(-h) \frac{\partial(-h)}{\partial x} \\ &\quad + \frac{\partial}{\partial y} \int_{-h}^{\zeta} v \cdot dz - v(\zeta) \frac{\partial \zeta}{\partial y} + v(-h) \frac{\partial(-h)}{\partial y} \end{aligned} \quad (6-9)$$

を得る。さらに、式 (6-8) において、水底が時間的に変化しないという条件、つまり $\partial(-h)/\partial t = 0$ とすると、式 (6-8) および式 (6-9) から次式を得る。

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \int_{-h}^{\zeta} u \cdot dz + \frac{\partial}{\partial y} \int_{-h}^{\zeta} v \cdot dz = 0 \quad (6-10)$$

また、式 (6-4) を水底から $z = z$ の範囲で z 方向に積分し、前述と同様に水底の運動学的条件および Leibnitz の定理を用いると、次式が得られる。

$$w(z) = -\frac{\partial}{\partial x} \int_{-h}^z u \cdot dz - \frac{\partial}{\partial y} \int_{-h}^z v \cdot dz \quad (6-11)$$

したがって、式 (6-7)、式 (6-11) を式 (6-1)、式 (6-2) に代入すると、以下のようになる。

$$\frac{\partial u}{\partial t} + L' \cdot u - \left(\frac{\partial}{\partial x} \int_{-h}^z u \cdot dz + \frac{\partial}{\partial y} \int_{-h}^z v \cdot dz \right) \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial x} \int_{-h}^z \rho g \cdot dz + D \cdot u + f \cdot v \quad (6-12)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + L' \cdot v - \left(\frac{\partial}{\partial x} \int_{-h}^z u \cdot dz + \frac{\partial}{\partial y} \int_{-h}^z v \cdot dz \right) \frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial y} \int_{-h}^z \rho g \cdot dz + D \cdot v - f \cdot u \quad (6-13)$$

ここに、 $L' = u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y}$ とする。

式 (6-10)、(6-12)、(6-13) は、 u, v, ζ を未知量とする連立偏微分方程式で、連続成層状態を仮定した準三次元解析モデルの湖流の基礎式である。ここで、水の密度 ρ については、水の状態方程式にしたがう懸濁物質による密度変化を考慮している。そして、 z 方向の流速 w は、 u, v が既知量となれば式 (6-11) より求めることができる。

また、移流拡散方程式についても同様に、式(6-11)を用いて式(6-5)を書き換えると、次式ようになる。

$$\frac{\partial c}{\partial t} + L' \cdot c - \left(\frac{\partial}{\partial x} \int_{-h}^{\zeta} u \cdot dz + \frac{\partial}{\partial y} \int_{-h}^{\zeta} v \cdot dz \right) \frac{\partial c}{\partial z} = D' \cdot c - \frac{\partial c}{\partial z} w_0 \quad (6-14)$$

ここでは、式(6-14)を上で求めた湖流と連立させながら計算をすすめていく。

6-2-2 底質巻き上げおよび懸濁物質堆積のモデル化

本研究では、前項で述べた移流拡散方程式(6-14)に底質巻き上げと懸濁物質堆積の項を加えた解析を行う。関根ら(2003)は、粘着性土の浸食機構を力学的に理解し、その浸食速度の予測を目指して、実験的検討を行った。その結果、この浸食機構に影響を及ぼす支配因子として、「作用せん断力」、「粘土含有率」、「水含有率」、「水温」および「砂と粘土の粒径比」が重要であることを明らかにし、その影響についても定量的に明らかにしているが、本解析では、底質巻き上げについて、以下に示す底質輸送解析でよく用いられている浸食率の式を用いている。

〔浸食率の式〕(Leussen.W.and.J.Dronkers,1988)

$$Ero = M \left(\frac{\tau_b}{\tau_e} - 1 \right) \quad (6-15)$$

ここに、

Ero	(kg/m ² /s)	: 浸食率
τ_b	(N/m ²)	: 底面せん断応力
τ_e	(N/m ²)	: 限界底面せん断応力
M	(kg/m ² /s)	: 浸食速度定数

限界底面せん断応力 (τ_e) とは、浸食が発生する最小底面せん断応力のことである。

また、底面せん断応力 τ_b を引き起こす原因として湖流と風波が考えられる。Kumagai(1988)は、底質移動モデルにおける底面せん断応力の評価にあたって、これらを足しあわせると過大評価になると考え、大きい方のせん断応力を採用している。しかし、本解析では、底面せん断応力を、湖流による底面せん断応力と風波による底面せん断応力を足しあわせる一般的な方法を用いる。すなわち、

$$\tau_b = \tau_{b,c} + \tau_{b,w} \quad (6-16)$$

である。ここに、

$\tau_{b,c}$ (N/m²) : 湖流による底面せん断応力

$\tau_{b,w}$ (N/m²) : 風波による底面せん断応力

湖流による底面せん断応力については、以下の式を用いた (宇野木, 1993).

$$\tau_{b,c} = \rho C_f u_b^2 \quad (6-17)$$

ρ (kg/m³) : 水の密度

C_f : 海底摩擦係数 (0.0026)

u_b (m/s) : 海底近傍での流速

本解析では、 u_b の定義位置を底面から 30cm とした.

また、 $\tau_{b,w}$ を以下のように求める (田中・Thu, 1993).

$$\tau_{b,w} = \rho \frac{f_{cw}}{2} \hat{U}_w^2 \quad (6-18)$$

ここに、 $\hat{U}_w$ は波による流速振幅で、 f_{cw} は摩擦係数である.

$\hat{U}_w$ (m/s) は、微小振幅波理論より

$$\hat{U}_w = \frac{\pi H_{1/3}}{T_{1/3}} \frac{\cosh k(z+h)}{\sinh kh} \quad (6-19)$$

で表される. ここに、

k (1/m) : 波数

h (m) : 水深

$H_{1/3}$ (m) : 有義波高

$T_{1/3}$ (s) : 有義周期

k は波の分散関係式 $\sigma^2 - gh \tanh kh = 0$ より求められる. ここで $\sigma = 2\pi/T_{1/3}$ である.

また、 $H_{1/3}$ と $T_{1/3}$ は、井島 (1968) による浅水域に対する波浪推算の式で求められる.

$$\begin{aligned} gH_{1/3}/U_{10}^2 &= 0.30A \left[1 - \left\{ 1 + 0.004 \left(gF/U_{10}^2 \right)^{1/2} / A \right\}^{-2} \right] \\ gT_{1/3}/(2\pi U_{10}) &= 1.37B \left[1 - \left\{ 1 + 0.008 \left(gF/U_{10}^2 \right)^{1/3} / B \right\}^{-5} \right] \end{aligned} \quad (6-20)$$

ここに、

$$\begin{aligned} A &= \tanh \left\{ 0.578 \left(gh/U_{10}^2 \right)^{3/4} \right\} \\ B &= \tanh \left\{ 0.520 \left(gh/U_{10}^2 \right)^{3/8} \right\} \end{aligned} \quad (6-21)$$

g (m/s²) : 重力加速度

U_{10} (m/s) : 湖面上 10m での風速

F (m) : 吹送距離

また, f_{cw} については, 本解析では風波による底面せん断応力の算定に用いるので, 田中・Thu (1993) による波・流れ共存場の係数の式において流れがないものとして算出した.

次に, 懸濁物質堆積に関しては, 沈降に関する限界せん断応力を考慮する方法が提案されている (たとえば, 中川 (2003) など) が, 本解析では以下に示す最も基本的な堆積率の式を用いた.

[堆積率の式]

$$Dep = w_0 c_{bed} \quad (6-22)$$

ここに,

Dep (kg/m²/s) : 堆積率
 w_0 (m/s) : 懸濁物質の沈降速度
 c_{bed} (kg/m³) : 底面の懸濁物質濃度

また, 沈降速度 w_0 (m/s) はストークスの式より, 以下のように求めた.

$$w_0 = \frac{1}{18} \left(\frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right) \frac{gd^2}{\nu} \quad (6-23)$$

ここに,

ρ_s (kg/m³) : 土粒子の密度
 ρ (kg/m³) : 水の密度
 d (m) : 底質の粒径
 ν (m²/s) : 水の動粘性係数

以上のように求めた浸食率および堆積率を用いて, 底質の堆積 (浸食) 厚を求める.

[底質の堆積 (浸食) 速度]

$$z_s = \frac{Dep}{\rho_{s,D}} \left(1 + \frac{W_D}{100} \right) - \frac{Ero}{\rho_{s,E}} \left(1 + \frac{W_E}{100} \right) \quad (6-24)$$

ここに,

z_s (m/s) : 底質の堆積 (浸食) 速度
 W_D, W_E (%) : 沈降, 浸食する懸濁物質の含水比
 $\rho_{s,D}, \rho_{s,E}$ (kg/m³) : 沈降, 浸食する粒子の密度

であり, 式 (6-24) において, $z_s > 0.0$ のときは堆積を示し, $z_s < 0.0$ のときは浸食を示す.

また、式(6-14)は浸食率および堆積率を用いて、

$$\frac{\partial c}{\partial t} + L' \cdot c - \left(\frac{\partial}{\partial x} \int_{-h}^{\zeta} u \cdot dz + \frac{\partial}{\partial y} \int_{-h}^{\zeta} v \cdot dz \right) \frac{\partial c}{\partial z} = D' \cdot c - \frac{\partial c}{\partial z} w_0 + (Ero - Dep) \quad (6-25)$$

と書き換えられる。

6-2-3 基礎方程式の離散化

前項までに示した基礎方程式の離散化は以下のように行った。空間変数については、重みつき残差法的一种である Galerkin 有限要素法により離散化した。時間変数については、陽的時間差分法的一种である two-step Lax-Wendroff 法により離散化した。詳細は付録1を参照されたい。

6-2-4 解析メッシュ

解析に用いたメッシュを図6.2に示す。このメッシュは、図4.8と同様のものであり、節点数 4000、要素数 7687 である。

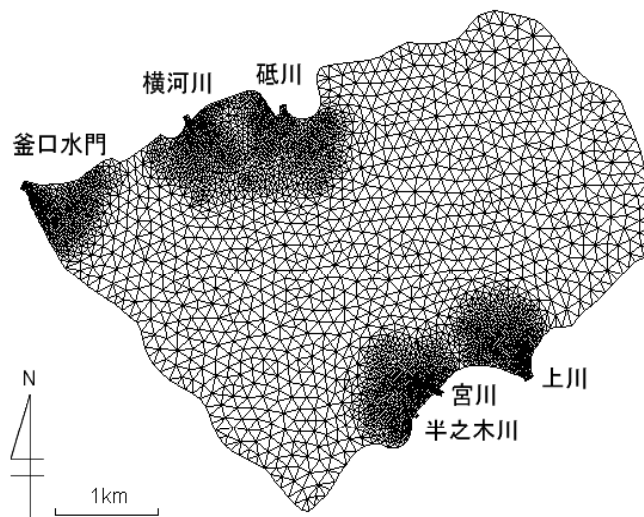


図 6.2 解析メッシュ（節点数 4000，要素数 7687）

6-2-5 パラメータの設定

ここでは、懸濁物質および底質に関するパラメータの設定方法について述べる。流れ場に関するパラメータに関しては、**付録2**を参照されたい。

(a) 底質粒径

本研究では、**5-3**で得られた21地点の底質粒径分布により求めた50%粒径を用いて、諏訪湖における底質粒径の平面分布のデータ化を行った。これにより、粒径の場所的変化を考慮することができるため、底質の巻き上げ特性に関して、より実現象に近似した結果を得ることができると考えられる。5章の考察で、河口部・釜口水門および諏訪湖南東岸を除いたものについては、水深が大きくなるにつれて粒径が小さくなることがわかった。また、河口付近においては、粒径は河口からの距離に依存する可能性がある。そこで、河川の影響が大きいと考えられる地点の50%粒径と河口からの距離の関係を**図6.3**に示す。図中には近似式と R^2 値も示している。

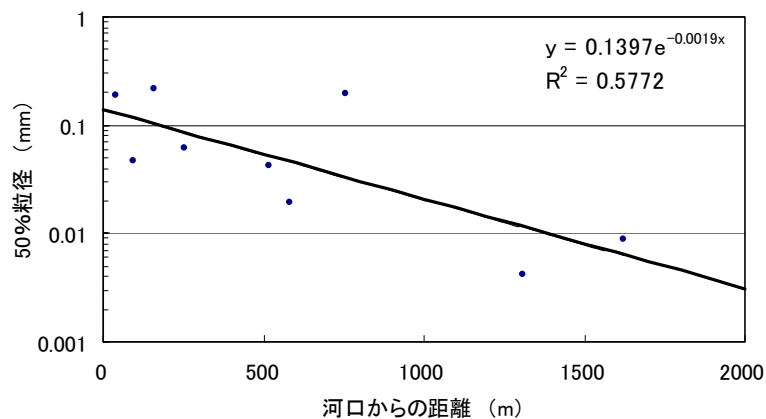


図 6.3 50%粒径と河口からの距離の関係

これをみると、河口からの距離が大きくなるにつれて粒径が小さくなるといえる。以上のことをふまえて、それぞれの場所ごとのデータを指数近似し、以下の式を得た。

$$\begin{aligned}
 \text{河口部} & : d = 0.1397 \cdot \exp(-0.0019x_1) \\
 \text{湖南東岸} & : d = 1.2157 \cdot \exp(-0.0084x_2) \\
 \text{上述部以外} & : d = 0.1015 \cdot \exp(-0.5063h)
 \end{aligned} \tag{6-26}$$

ここに、 d (mm) は粒径、 x_1 (m) は河口からの距離、 x_2 (m) は湖岸からの距離、 h (m) は水深である。上式を用いて底質粒径の平面分布を求めると、**図6.4**のようになる。本研究では、この粒径分布で懸濁物質輸送解析を行った。

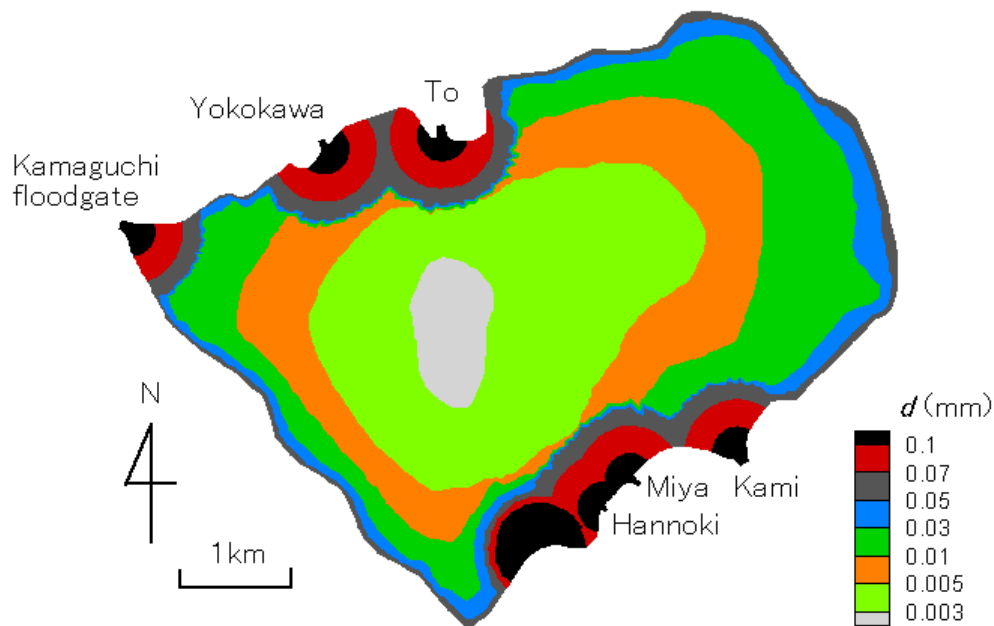


図 6.4 解析で用いる底質粒径の平面分布

(b) 底質の限界底面せん断応力

巻き上げに対する抵抗力は、粘着性を持つ底質では底泥粒子間に作用する物理・化学的結合力が支配的であり、厳密な評価は難しい（鶴谷ら，1990）．本研究では，前述の通り底質の巻き上げ条件として限界底面せん断応力の概念を導入する．限界底面せん断応力（ τ_e (N/m²)）とは，浸食が発生する最小底面せん断応力のことである．湖や内湾域における限界底面せん断応力については，室内実験や数値解析により多くの検討がなされており，代表的な値は以下のとおりである．

0.48～1.39	(N/m ²)	: Partheniades (San Francisco 湾) (1965)
0.10	(N/m ²)	: 大坪 (諏訪湖) (1983)
0.10	(N/m ²)	: Kumagai (琵琶湖) (1988)
0.05～0.11	(N/m ²)	: Maa et al. (Baltimore 湾) (1998)
0.10	(N/m ²)	: 中川 (有明海) (2003)
0.07	(N/m ²)	: 日比野ら (広島湾) (2005)

既往の内湾域（東京湾，広島湾，有明海）における現地観測によると，底面流速が 12cm/s 未満では底質巻き上げはなく（中川，2002a），15cm/s（朱ら，1999）あるいは 20cm/s（中川ら，2002b）をこえると底質の巻き上げが顕著になっている．これらの 3 つの流

速を式 (6-17) に代入すると、それぞれ 0.038, 0.059, 0.104 N/m²となる。

中川 (2003) は、底質の粒度組成の違いによる浸食特性を考慮するため、含泥率（底質中のシルトおよび粘土分の割合）が低くなるほど線形的に τ_e が大きくなる関係を用いている。本研究では、粒度組成は簡易的に中央粒径で表現できると考えて、**図 6.4** で得られた底泥粒径の平面分布を用いて、解析で用いる限界底面せん断応力の平面分布を以下のような手法で決定した。

まず、限界摩擦速度 u_{*c} (cm/s) の2乗を求める (岩垣, 1956)。しかし、この式は 0.06mm 以下の粒径については実験値がないため、小さい粒径に対しては信頼性が低いといえる。また、粒径がある程度小さくなると、限界底面せん断応力はほぼ一定になることも予想される。そこで、5章の観測地点において、粒径が 0.04mm で限界底面せん断応力が 0.01 ~ 0.10 N/m² 程度である (**5-3** 参照) ことから、本研究では、粒径の小さい底質の限界底面せん断応力の最小値を 0.05 N/m² とする。岩垣の式にこの条件を加えると、限界摩擦速度 u_{*c} (cm/s) の2乗は以下の式となる。

$$\begin{aligned} 0.0065 \leq d \leq 0.0565 & : u_{*c}^2 = 8.41 d^{11/32} \\ 0.0023 \leq d \leq 0.0065 & : u_{*c}^2 = 226 d \\ d \leq 0.0023 & : u_{*c}^2 = 0.50 \end{aligned} \quad (6-27)$$

ここに、 d (cm) は粒径である。これらをメートル単位に変換し、水の密度をかけて限界底面せん断応力を求めた。このようにして求めた底質粒径と限界底面せん断応力との関係を示したものを **図 6.5** に、底質の限界底面せん断応力の平面分布を **図 6.6** に示す。これは、前述の限界底面せん断応力のオーダーと一致している。

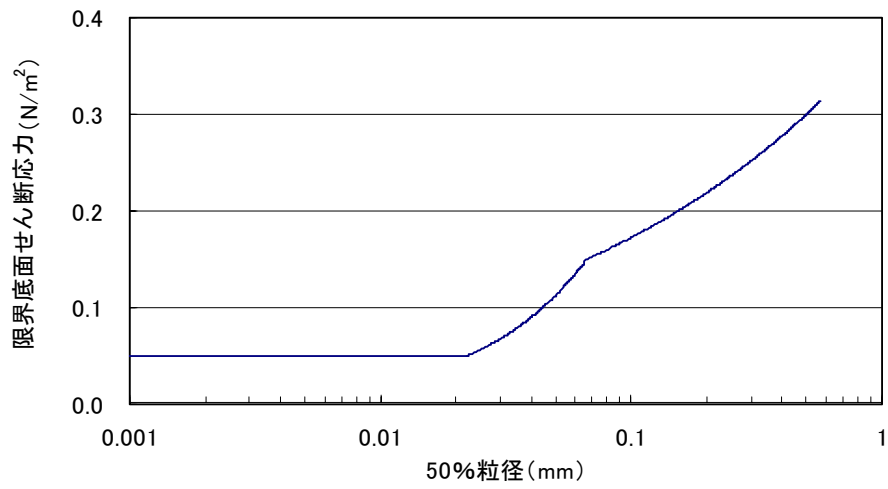


図 6.5 底質の粒径と限界底面せん断応力の関係

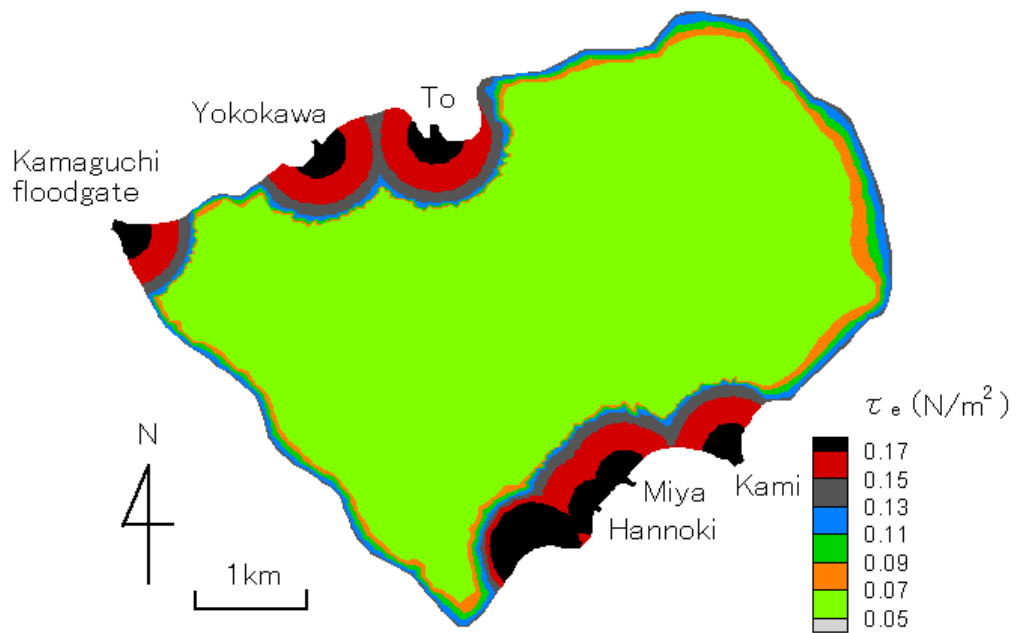


図 6.6 底質の限界底面せん断応力の平面分布

(c) 底質の浸食速度定数

浸食速度定数 (M ($\text{kg/m}^2/\text{min}$)) についても, 限界底面せん断応力と同様に, 室内実験や数値解析により多くの検討がなされており, それらの値は以下のようにかなりばらつきがある.

0.006~0.24	($\text{kg/m}^2/\text{min}$)	: W.van.Leussen.and.J.Dronkers (1988)
0.09	($\text{kg/m}^2/\text{min}$)	: Tsuruya et al. (1990)
1.2	($\text{kg/m}^2/\text{min}$)	: 中川 (1998)

これは, 底質を構成する鉱物組成や粒子構造のほか, 含泥率あるいは含水比等の堆積状態にも依存する. そのため, 対象とする底質特性を反映させた値を用いることが望ましい. 本モデルでは, 梅田ら (2003) の大型水路を用いた高含水比底泥の洗掘実験結果をもとに, 含水比 (見かけ密度) および限界底面せん断応力の関数として, 浸食速度定数を求める. 梅田らは, 浸食率 Ero について以下の式を提案した.

$$Ero = \alpha(\tau - \tau_e)^\beta (\rho - \rho_w)^{-\gamma} \quad (6-28)$$

上式の 3 つの定数は実験データから求めた値で, $\alpha = 9.2$ ($\text{mm} \cdot \text{min}^{-1} \text{m}^{-2.6} \text{s}^2 \cdot \text{kg}^{0.2}$), $\beta = 1.0$, $\gamma = 1.2$ である. ここに, 見かけ密度 ρ (kg/m^3) は,

$$\rho = \frac{\rho_w \rho_s (W_E + 100)}{\rho_s W_E + 100 \rho_w} \quad (6-29)$$

W_E (%) は含水比, ρ_s (kg/m^3) は土粒子の密度であり, 本研究では 2650kg/m^3 , ρ_w (kg/m^3) は水の密度であり, 本研究では 1000kg/m^3 とした. 式 (6-29) を式 (6-28) に代入し, 式 (6-15) と比較すると, 浸食速度定数は以下の式になる.

$$M = 1.33 \times 10^{-4} \cdot \tau_e (2.65 W_E + 100)^{0.2} (W_E + 100) \quad (6-30)$$

一方, 一般に底質粒径が小さくなるほど含水比が大きくなる. 表 5.1 で得られた含水比のデータを底質粒径で指数近似すると以下の式が得られた.

$$W_E = 383.57 \cdot \exp(-8.296d) \quad (6-31)$$

ここに, d (mm) は 50% 粒径である. (a) で得られた底質粒径の平面分布をもとに, 上式を用いて含水比の平面分布を求めると, 図 6.7 のようになる. そして, 式 (6-31) および (b) で得られた限界底面せん断応力を式 (6-30) に代入すると, 浸食速度定数の平面分布 (図 6.8) が得られる. この値はおおむね W.van.Leussen.and.J.Dronkers (1988) が提案している範囲内である.

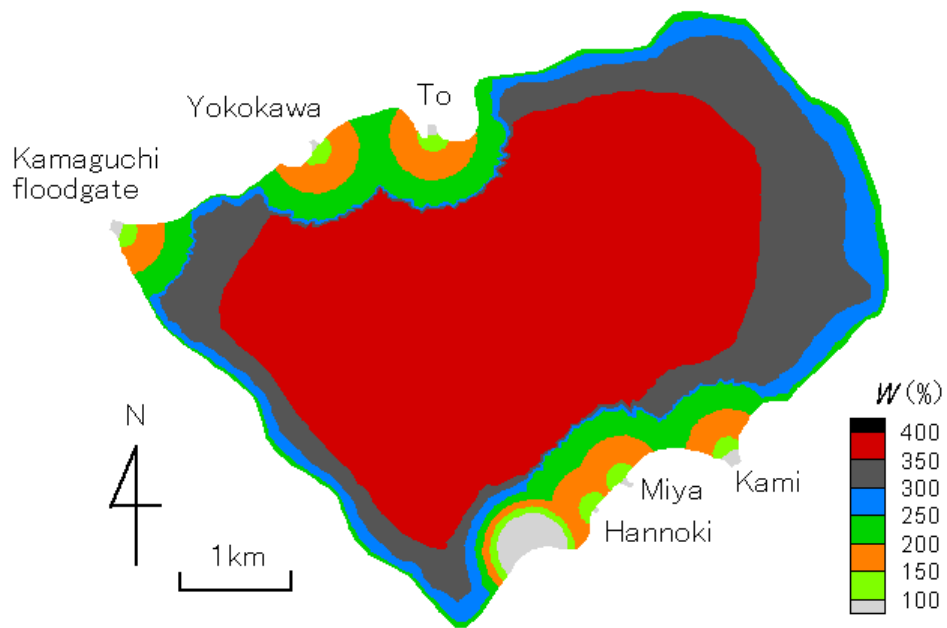


図 6.7 底質の含水比の平面分布

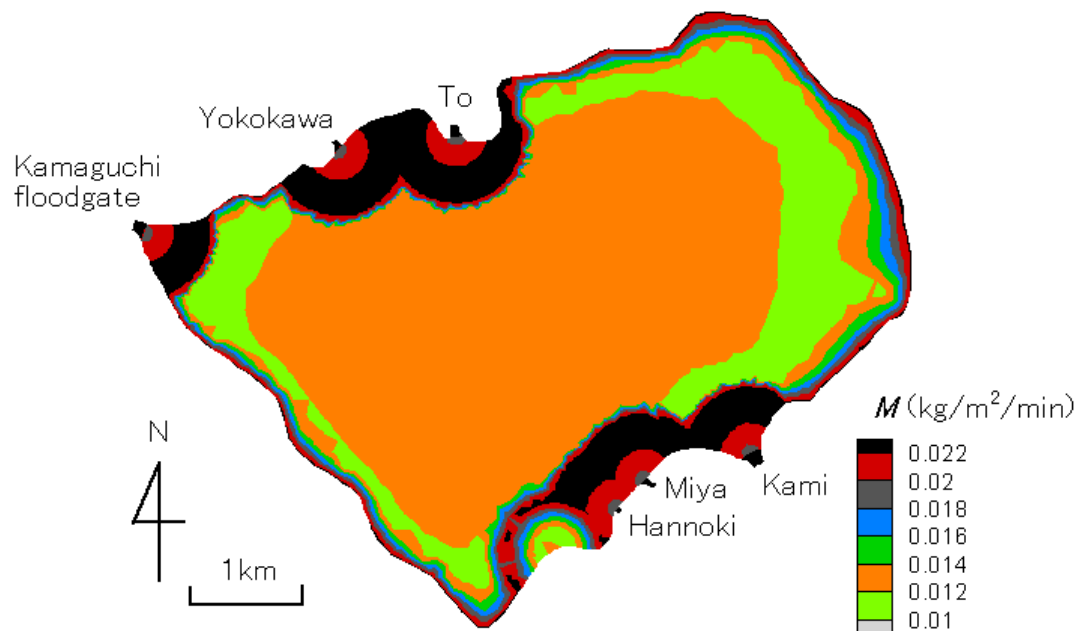


図 6.8 底質の浸食速度定数の平面分布

(d) 懸濁物質の沈降速度

懸濁物質の沈降特性は、粒径や含水比に応じて変化する（村上ら，1989）．特に出水時においては、流入水中に存在する懸濁物質粒径の範囲は大きい（川西ら，2006）．天野ら（2002）は、底質の巻き上げによる水質変化のモデリングの中で、巻き上げられる懸濁物の粒径を一定割合で2種類に分け、異なる沈降速度を与えて計算したが、巻き上がる懸濁物の粒径については、特に検討していない．本研究では底質巻き上げ特性を評価することに主眼をおいたため、流入水中に存在する懸濁物質の粒径を一定と考え、その沈降速度を一定値とした．平成11年度諏訪湖浚渫モニタリング調査（事前調査（粒度組成））（長野県諏訪建設事務所，2002）の結果によると、底質の中央粒径 $d_{50} = 9.32 \times 10^{-6} \text{ m}$ であったため、本解析では式（6-23）から沈降速度 $w_0 = 6.86 \times 10^{-5} \text{ m/s}$ を求め、この値を解析に用いた．

(e) 懸濁物質の含水比

河川より湖内へ流入し堆積する懸濁物質の含水比 W_D は、上述の調査結果（長野県諏訪建設事務所，2002）に基づいて、500（%）とした．

6-3 強風作用時における懸濁物質輸送特性

本節では、強風作用時の懸濁物質輸送特性について検討する．ここでは、4章で解析した一様風と非一様風の場合についての懸濁物質輸送解析を行い、それらの結果の違いを比較する．

6-3-1 初期・境界条件

流速の初期条件は湖内全域で 0 m/s とし、湖内 SS の初期条件は 1994 年 4 月～2001 年 3 月における湖内 SS の平均値を目安として 14.0 mg/l とした．また、流入河川の境界条件として、流量に関しては表 4.1 に示した 2004 年 10 月 27 日の流量観測値を、SS に関しては表 6.2 に示す 1994 年 4 月～2001 年 3 月における流入河川の平均値を与えた．釜口水門においては、流量に関しては流入河川流量の和を、SS に関しては湖内と同様と考慮して 14.0 mg/l を与えた．なお、4 章と同様に、流量に関しては宮川の観測値を 2 で割ったものを、SS に関しては宮川の観測値を宮川と半之木川の河口にそれぞれ与えている．本節では、計算開始 20 時間後の結果を示し、考察を行う．

表 6.2 流入河川における SS 濃度 (mg/l) の平均値

上川	宮川	砥川	横河川
3.7	5.3	8.5	4.9

6-3-2 解析結果

ここでは、表 6.3 に示す 4 ケースの解析結果を考察する（図 6.9 参照）。ここで、図 6.9 は図 4.7 と同じものである。まず、4-4 で流れ場の違いを確認した case-1（一様風）および case-2（風の分布を考慮）の解析結果を示す。次に、4 章の観測期間中における最大風速 11.1m/s が吹き続けた場合を想定した case-3（一様風）および case-4（風の分布を考慮）の解析結果を示す。ただし、case-2 および case-4 の解析における波の影響については、強風が一様に吹いている領域以外は小さいと考え、領域Ⅳの範囲のみ考慮した。ここで、波の推算は一様風の条件で行った。

表 6.3 解析条件

	case-1	case-2	case-3	case-4
領域Ⅰ	7.0m/s 西北西	2.0m/s 西北西	11.1m/s 西北西	3.2m/s 西北西
領域Ⅱ	7.0m/s 西北西	4.0m/s 北東	11.1m/s 西北西	6.4m/s 北東
領域Ⅲ	7.0m/s 西北西	4.0m/s 北	11.1m/s 西北西	6.4m/s 北
領域Ⅳ	7.0m/s 西北西	7.0m/s 西北西	11.1m/s 西北西	11.1m/s 西北西

流れの解析を行う前に、各節点における波の諸元（有義波高および有義周期）を求めた。図 6.10 に西北西の風が作用したときの吹送距離を示す。この吹送距離をもとに、式 (6-20) から有義波高と有義周期を計算した。図 6.11 および図 6.12 に一様風を仮定した case-1 における有義波高および有義周期の平面分布を示す。両図ともに、吹送距離の大きい南東岸において、波高および周期が大きくなっておりその最大値はそれぞれ約 25cm, 1.4s であった。また、風速を大きくした case-3 では、約 38cm, 1.7s であった。図 6.13 に case-1、図 6.14 に case-2 の洪水終了後（計算開始後 20 時間）における堆積厚（浸食厚）の平面分布を示す。以後、堆積厚（浸食厚）の図中では、堆積をプラス、浸食をマイナスで示す。これらの図の間にはほとんど差がみられず、全域で堆積傾向となっていることがわかる。このことから、風速 7m/s 程度では湖内全域において底質の巻き上げは起こらず、湖内において空間的にほぼ均一に懸濁物質が堆積するといえる。

図 6.15 に case-3、図 6.16 に case-4 の洪水終了後（計算開始後 20 時間）における堆積厚（浸食厚）の平面分布を示す。case-3 では、南東岸で 10mm 以上の激しい浸食が起

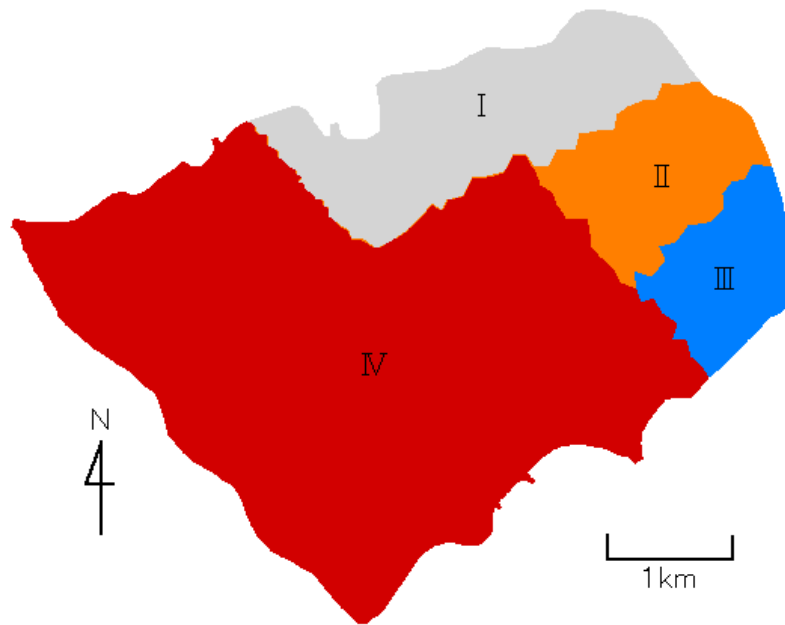


図 6.9 解析領域区分

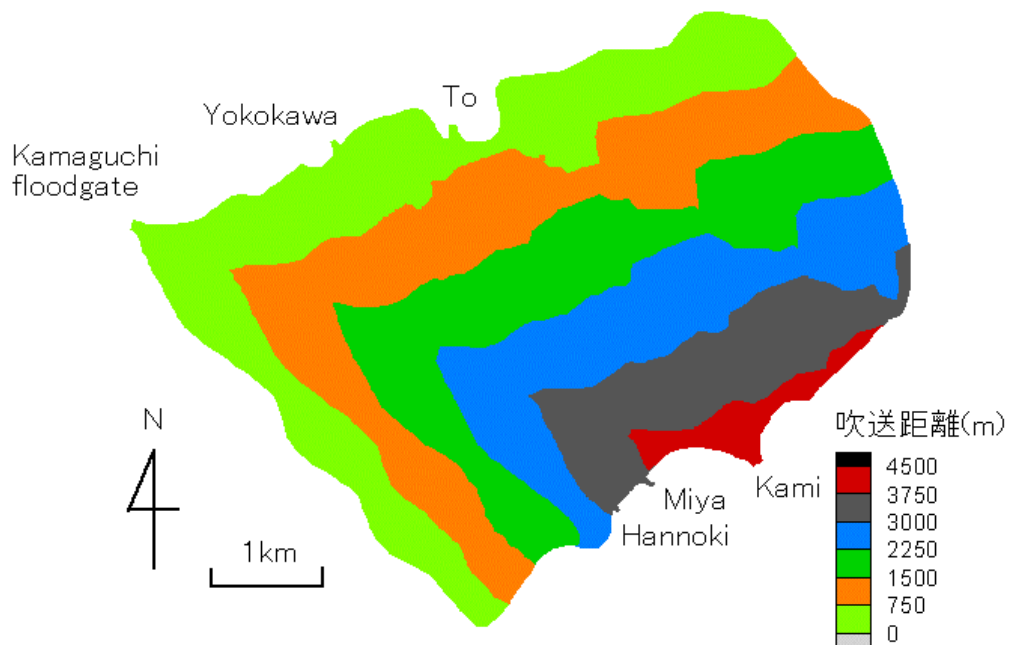


図 6.10 西北西の風が作用したときの吹送距離

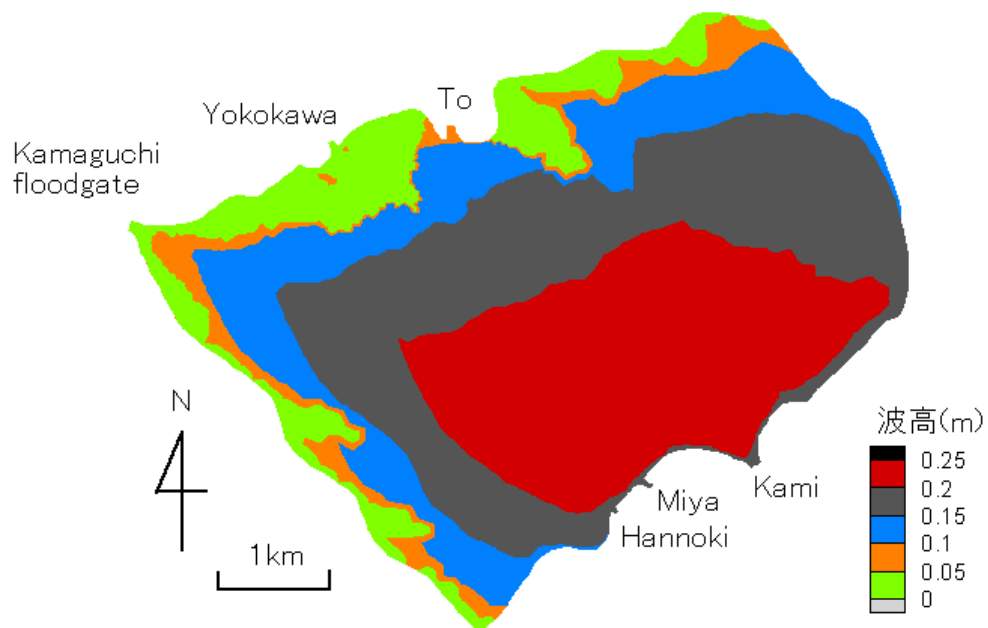


図 6.11 有義波高の平面分布（一様風，case-1）

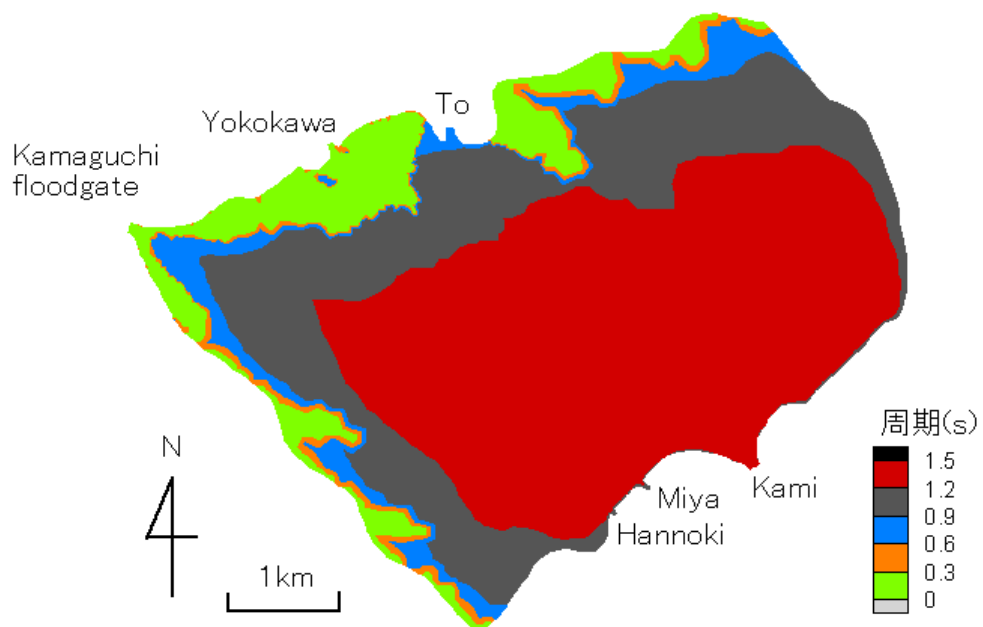


図 6.12 有義周期の平面分布（一様風，case-1）

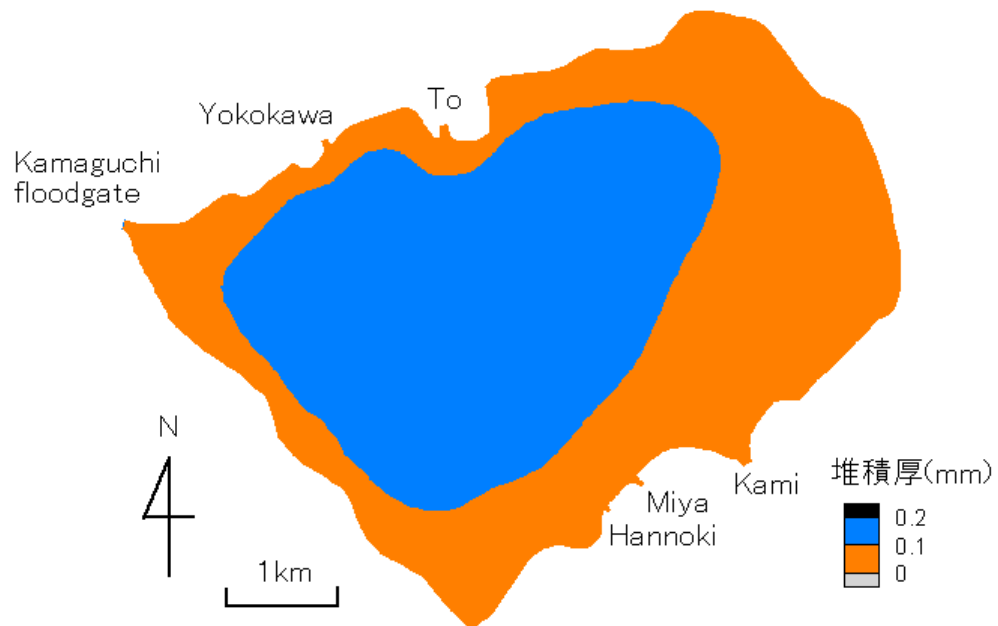


図 6.13 底質堆積厚の平面分布（一様風, case-1）
(+ : 堆積, - : 浸食)

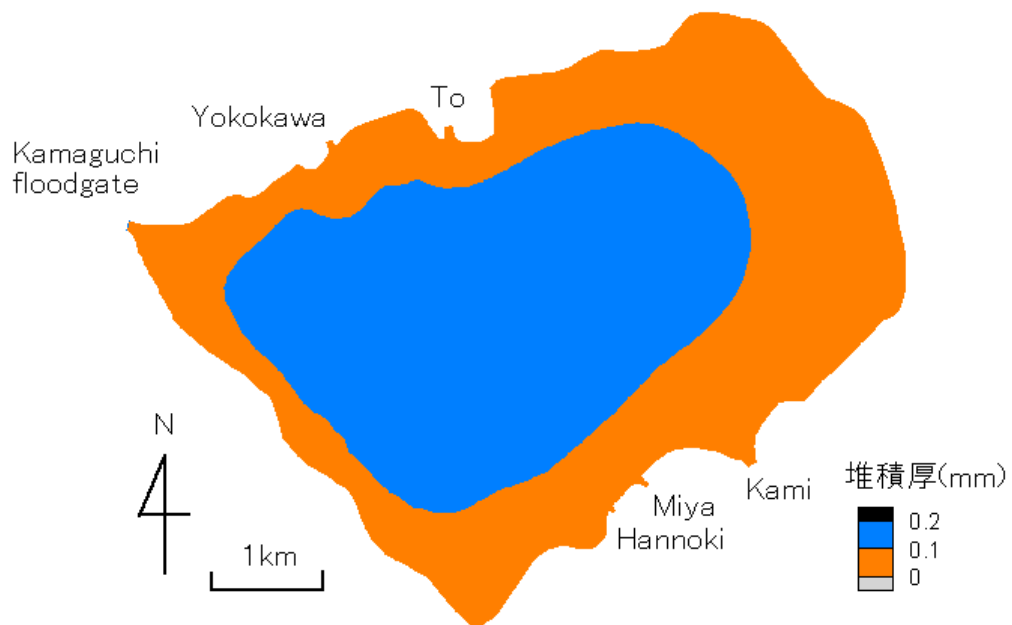


図 6.14 底質堆積厚の平面分布（風の分布を考慮, case-2）
(+ : 堆積, - : 浸食)

こっており、その少し沖合で 3mm 以上の堆積がみられる。一方、case-4 では、case-3 と同様に上川河口の左右岸で 10mm 以上の激しい浸食が起こっているのに加えて、湖北部で局所的に浸食がみられる。図 6.17 に case-3、図 6.18 に case-4 の洪水終了後（計算開始後 20 時間）における SS 分布（水深 0.55m）を示す。両ケースともに、吹送距離が大きい部分で SS が大きくなっていることがわかる。その値については、風上側では 100mg/l 以下であるが、上川河口の左右岸では 700mg/l 以上の値を示している。一方、case-4（図 6.16）でみられた湖北部の浸食域では、SS の値は 25mg/l 以下である。この区域では、解析時間中に SS の大きな上昇がみられる時間帯が存在したが、そのときの値でも 50mg/l 以下であった。なお、上川河口で SS の上昇がみられないのは、大きな底質粒径に起因して限界底面せん断応力が大きくなっていることが原因と考えられる。

図 6.19～図 6.22 に case-1～case-4 における (a) 湖流による底面せん断応力、(b) 波による底面せん断応力、(c) 全底面せん断応力を示す。case-1（図 6.19）および case-2（図 6.20）では、湖内全域において値が小さく、湖南東岸において波による底面せん断応力が 0.1N/m^2 程度であるのが最大である。図 6.19(c) および図 6.20(c) と図 6.6 を比較すると、湖内全域において底面せん断応力が限界底面せん断応力より小さいことがわかる。このことから、上述したように、これらのケースでは、底質の巻き上げは起こらず、湖内全域で堆積傾向になっていると考えられる。一方、case-3（図 6.21）では、case-1 と傾向は同じであるが、湖南東岸において波による底面せん断応力が 0.2N/m^2 程度となっている。この値は限界底面せん断応力より大きく、湖岸沿いで波による底質の巻き上げが起こっていることがわかる。case-4（図 6.22）では、湖北部で湖流による底面せん断応力が大きくなっている部分がみられ、波に加えて湖流によっても底質の巻き上げが起こっていることがわかる。しかし、図 6.18 からわかるように、波による巻き上げと比べるとその規模はきわめて小さい。

霞ヶ浦で行われている観測（Otsubo and Muraoka, 1987）では、水深 2～2.5m の地点において、風速が 6.0 m/s 以上になると底泥が浮上し始め、12.0m/s 以上になると SS 濃度が 200～300 mg/l に上昇しているという結果を得ている。本解析結果は、水深 2～2.5m 地点ではこれらの観測値と近い値を示した。また、5 章の観測では、風速 10m/s 程度のとき水深 1.7m 地点で底層の SS が 100mg/l 程度まで上昇している。本解析結果では、観測値と解析値はほぼ一致している。しかし、解析において SS 濃度が 700mg/l 以上となる場所がみられ（図 6.17、図 6.18 参照）、この値の妥当性については不明である。

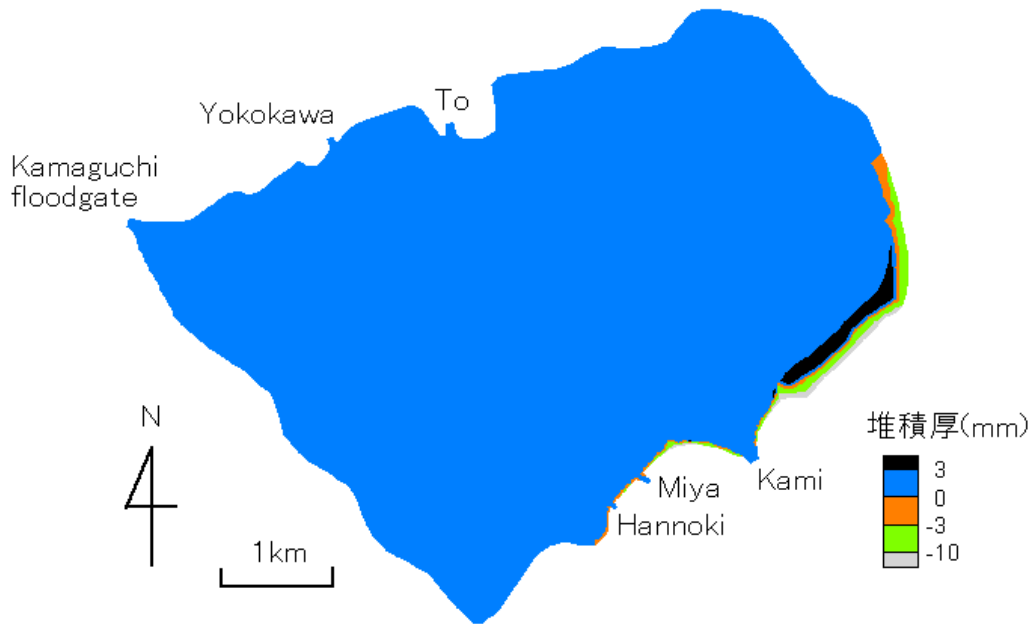


図 6.15 底質堆積厚の平面分布（一様風, case-3）

(+ : 堆積, - : 浸食)

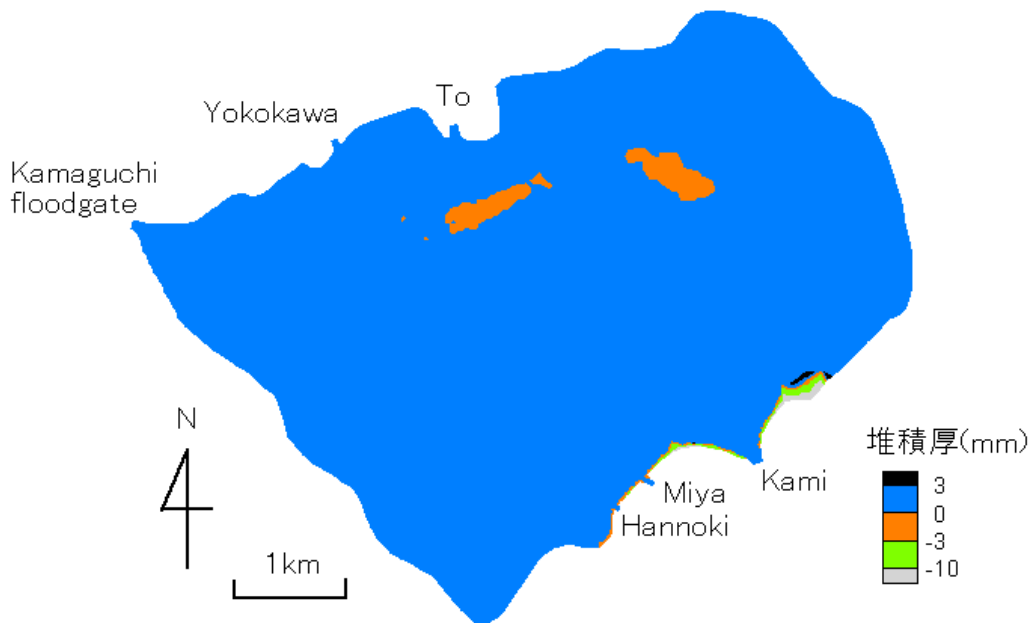


図 6.16 底質堆積厚の平面分布（風の分布を考慮, case-4）

(+ : 堆積, - : 浸食)

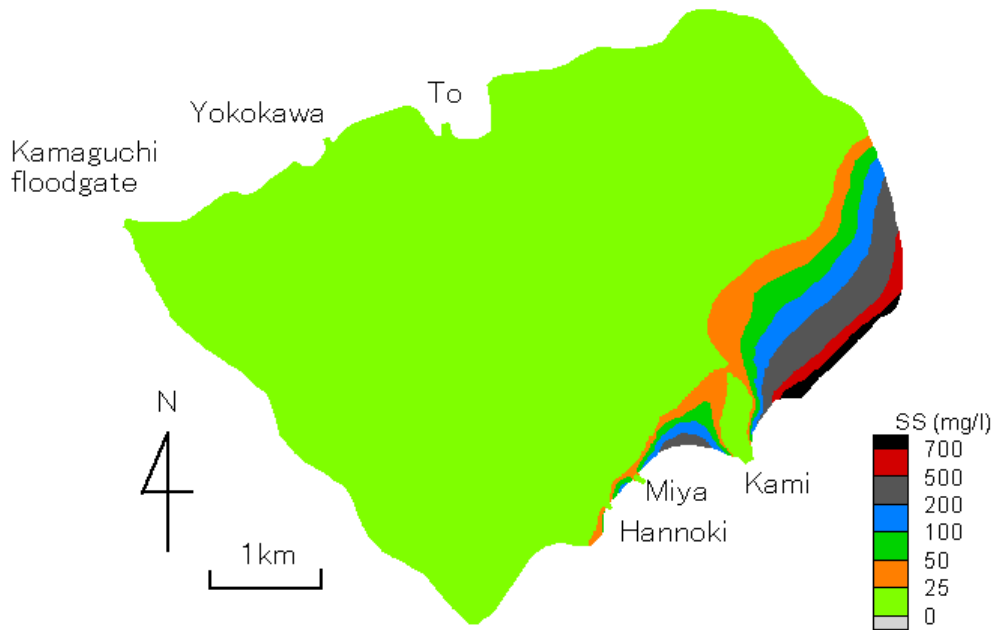


図 6.17 SS の平面分布（水深 0.55m，一様風，case-3）

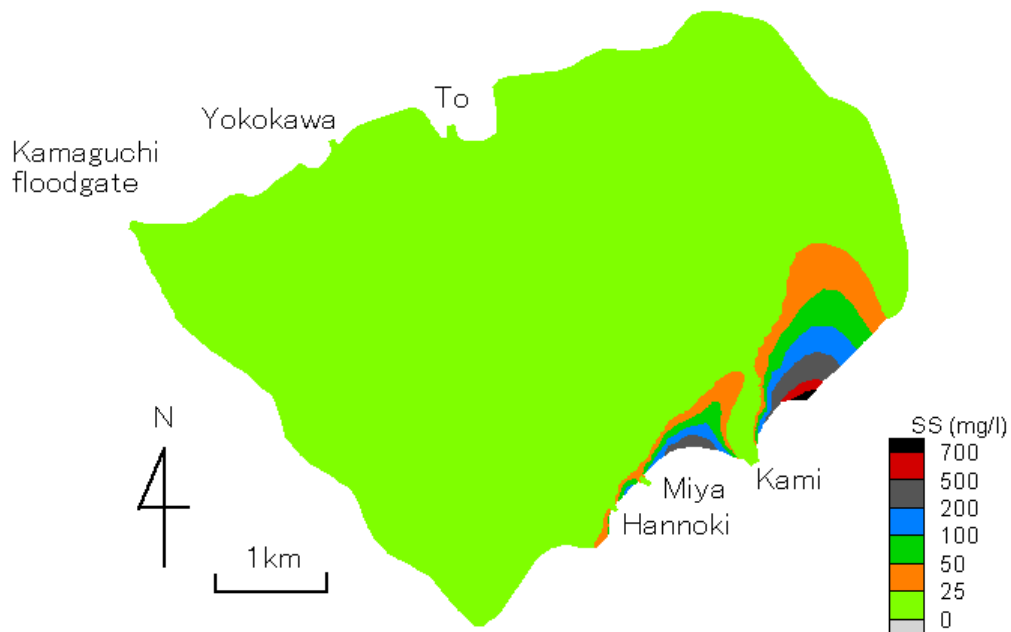
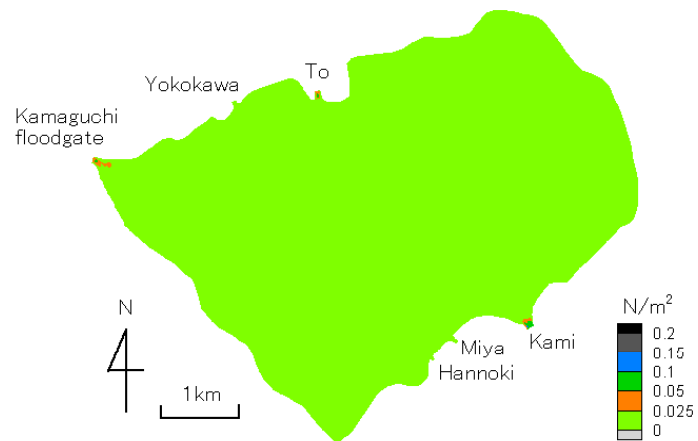
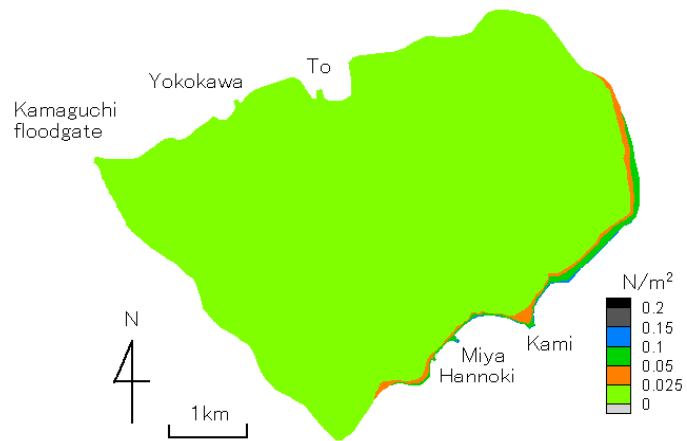


図 6.18 SS の平面分布（水深 0.55m，風の分布を考慮，case-4）

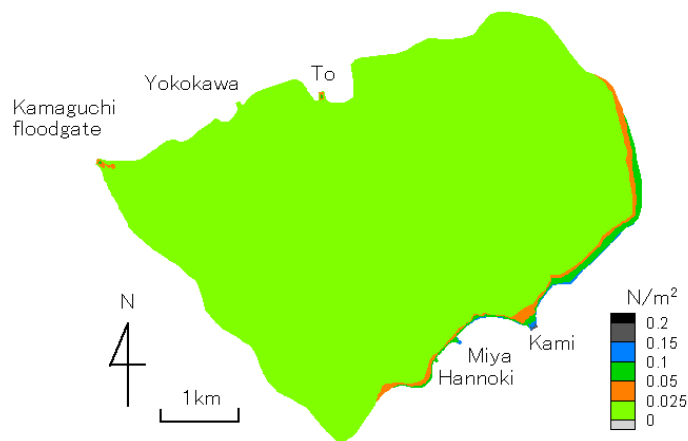
第6章 水中懸濁物質の輸送特性



(a) 湖流による底面せん断応力



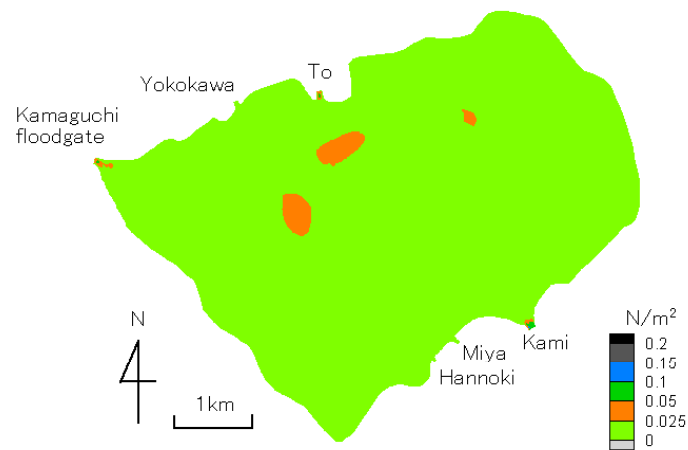
(b) 波による底面せん断応力



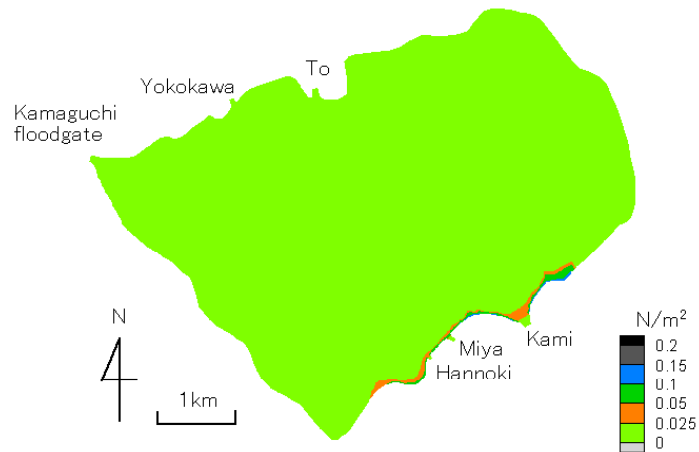
(c) 全底面せん断応力

図 6.19 せん断応力の平面分布（一様風，case-1）

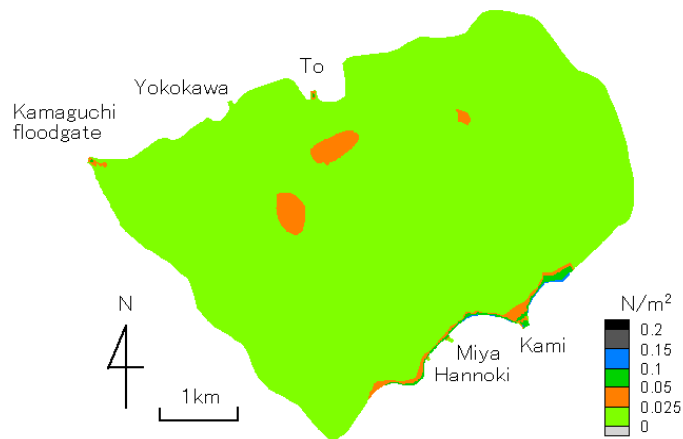
第6章 水中懸濁物質の輸送特性



(a) 湖流による底面せん断応力



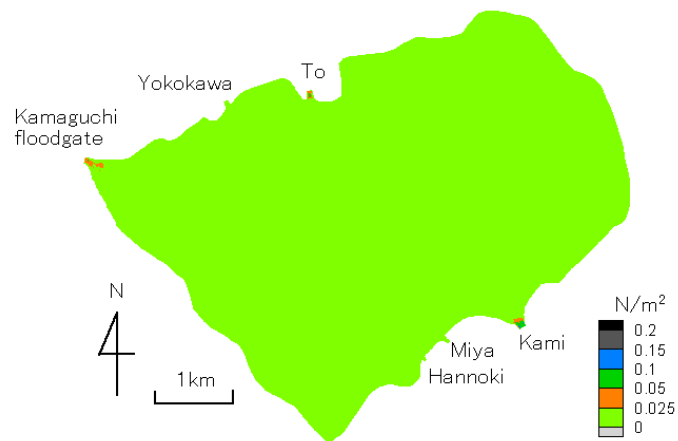
(b) 波による底面せん断応力



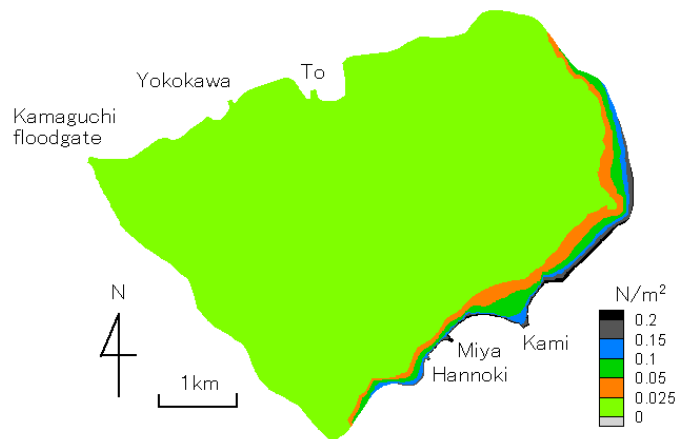
(c) 全底面せん断応力

図 6.20 せん断応力の平面分布（風の分布を考慮，case-2）

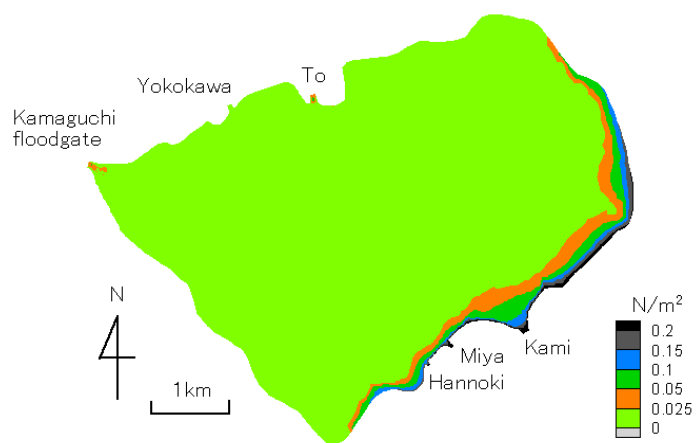
第6章 水中懸濁物質の輸送特性



(a) 湖流による底面せん断応力



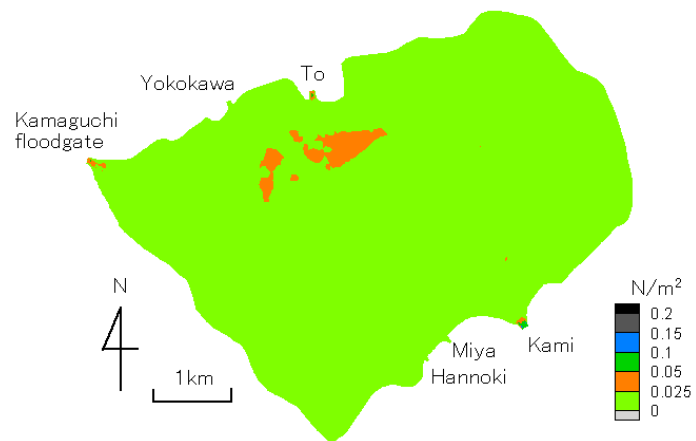
(b) 波による底面せん断応力



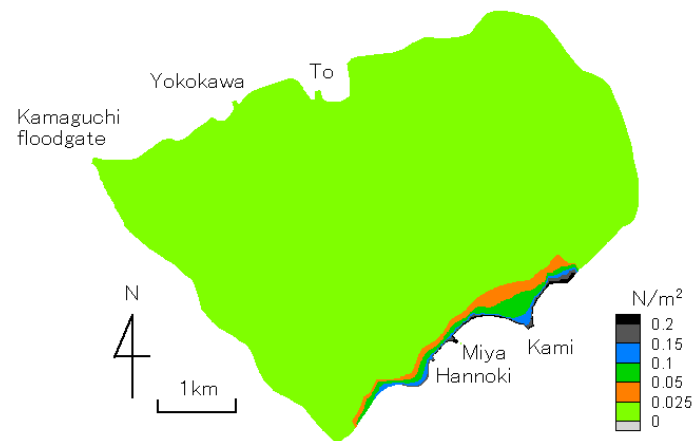
(c) 全底面せん断応力

図 6.21 せん断応力の平面分布 (一様風, case-3)

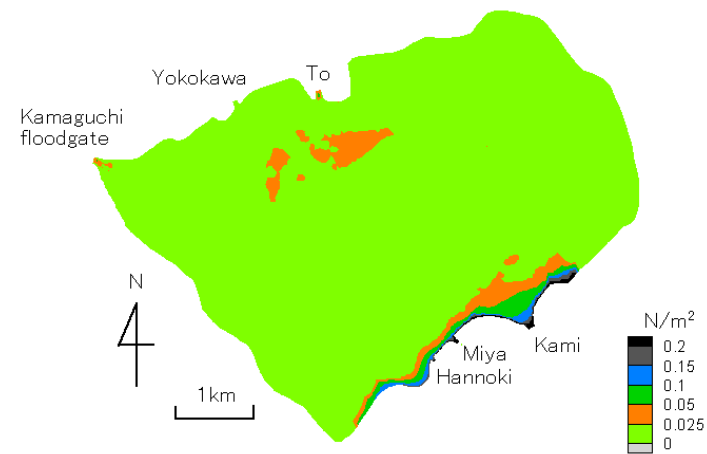
第6章 水中懸濁物質の輸送特性



(a) 湖流による底面せん断応力



(b) 波による底面せん断応力



(c) 全底面せん断応力

図 6.22 せん断応力の平面分布（風の分布を考慮，case-4）

6-4 洪水時における懸濁物質輸送特性

6-1 で述べたように、洪水は湖内懸濁物質循環の中で大きな役割を占めている。本節では、洪水時の懸濁物質輸送特性について上述の数値モデルを用いて検討する。

6-4-1 初期・境界条件

表 6.4 に、6-1 で述べた 1993 年 9 月 9 日～10 日に発生した洪水時の主要流入 4 河川および釜口水門における流量および SS の観測値を、図 6.23 に、洪水時の主要流入 4 河川における総流入流量および SS の値を示す。

表 6.4 洪水時の主要 4 河川および釜口水門における流量および SS の時間変化

観測時刻	流量(m^3/s)					SS(mg/l)				
	横河川	砥川	上川	宮川	釜口水門	横河川	砥川	上川	宮川	釜口水門
9/9 8:00	6.2	6.0	15.0	6.0	45.0	75.0	40.0	45.0	45.0	10.0
9/9 9:00	6.2	6.2	17.0	7.0	48.0	80.0	45.0	47.0	50.0	11.0
9/9 10:00	6.2	6.2	18.0	7.3	49.0	85.0	50.0	50.0	60.0	11.0
9/9 11:00	6.2	6.2	19.0	7.6	49.5	90.0	50.0	51.0	70.0	11.0
9/9 12:00	8.1	6.4	20.0	8.0	66.8	115.0	60.0	53.0	90.0	10.0
9/9 13:00	9.2	7.0	21.0	11.5	75.1	140.0	80.0	55.0	150.0	13.0
9/9 14:00	10.8	7.2	22.0	17.5	95.4	355.0	190.0	190.0	490.0	14.0
9/9 15:00	10.8	9.3	24.0	23.5	125.8	410.0	250.0	290.0	430.0	15.0
9/9 16:00	11.4	9.7	28.0	33.0	145.7	205.0	220.0	390.0	410.0	14.0
9/9 17:00	10.8	9.3	31.0	27.0	148.1	160.0	130.0	480.0	300.0	15.0
9/9 18:00	10.8	9.1	32.5	24.0	152.6	152.5	105.0	295.0	185.0	16.0
9/9 19:00	10.8	8.8	34.0	21.0	157.0	145.0	80.0	110.0	70.0	17.0
9/9 20:00	10.8	8.6	34.7	18.7	154.2	121.7	68.3	90.0	63.3	15.0
9/9 21:00	10.8	8.3	35.3	16.3	151.4	98.3	56.7	70.0	56.7	13.0
9/9 22:00	10.8	8.1	36.0	14.0	148.6	75.0	45.0	50.0	50.0	11.0
9/9 23:00	10.6	8.0	35.3	13.3	137.3	70.0	38.3	43.3	43.3	12.0
9/10 0:00	10.4	7.9	34.7	12.7	126.0	65.0	31.7	36.7	36.7	13.0
9/10 1:00	10.2	7.8	34.0	12.0	114.7	60.0	25.0	30.0	30.0	14.0
9/10 2:00	10.1	7.6	33.3	11.3	104.1	56.7	25.0	28.3	26.7	11.7
9/10 3:00	9.9	7.5	32.7	10.7	93.5	53.3	25.0	26.7	23.3	9.3
9/10 4:00	9.8	7.3	32.0	10.0	82.9	50.0	25.0	25.0	20.0	7.0

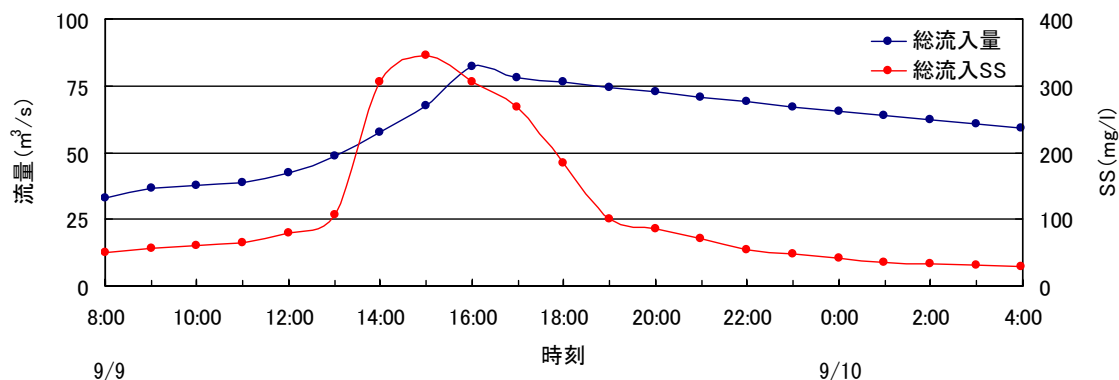


図 6.23 洪水時の主要 4 河川における総流入流量および SS

本解析では、**6-3**と同様に湖内流速の初期条件は 0m/s とし、湖内 SS の初期条件は 14.0mg/l とした。ただし、強風作用時の解析においては、流れ場のみの前駆計算（6 時間）を行った値を流速の初期条件としている。これらの初期条件を用いて、**表 6.4** の洪水データを境界条件として、解析を行った。なお、4 章と同様に、流量に関しては宮川の観測値を 2 で割ったものを宮川と半之木川の河口にそれぞれ与えた。本節では、まず、洪水の影響のみをみることを目的とした無風状態の解析を行い、次に、風により洪水流がどのように拡がっていくかをみることを目的とした強風作用時の解析を行う。これらの解析においては、境界（流出入河川部）で流速の不安定による底質の異常な巻き上げを防ぐために、各流出入河川の河口のごく近傍では、底質の巻き上げはないと仮定した。

6-4-2 解析結果

前項までの解析条件および入力データを用いて懸濁物質輸送解析を行った。以下に得られた結果とその考察を示す。

(a) 無風状態の解析結果

図 6.24 に洪水終了後（計算開始後 20 時間）の堆積厚を示す。この図をみると、釜口水門付近で 10.0mm 以上の顕著な浸食が広範囲にみられる以外は、最大 1.5mm 程度の堆積傾向にあることがわかる。また、その堆積範囲はそれぞれの河口からおおむね半径 $500\sim 1000\text{m}$ 程度となっている。次に、各流入河川河口部の浸食・堆積状況について詳しく検討するため、**図 6.25(a)** に上川・宮川・半之木川河口部、**図 6.25(b)** に砥川・横河川河口部の洪水終了後（計算開始後 20 時間）の堆積厚を示す。これらをみると、宮川・半之木川の河口のごく近傍では浸食されており、その大きさは 10.0mm 程度となっているが、上川・横河川・砥川の河口部では浸食されていないことがわかる。

図 6.26 に、計算開始 11 時間後（9/9 19:00）における半之木川河口部での SS の鉛直断面分布を示す。このときの宮川の SS および流量は、それぞれ 70mg/l 、 $21.0\text{m}^3/\text{s}$ である（**表 6.4** 参照）。この図をみると、河口から約 80m のところにおいて SS が下層で大きくなっていることがわかる。このとき、この範囲内の一節点における底面せん断応力は 0.23N/m^2 であり、限界底面せん断応力（ 0.19N/m^2 ）より大きい。したがって、この SS の上昇は、底質の巻き上げによるものであることがわかる。

本解析で対象とした洪水時においては、洪水流による底質の巻き上げが一部の流入河川河口部で生じること、釜口水門付近で大きな流出流量による速い流れに起因する底質

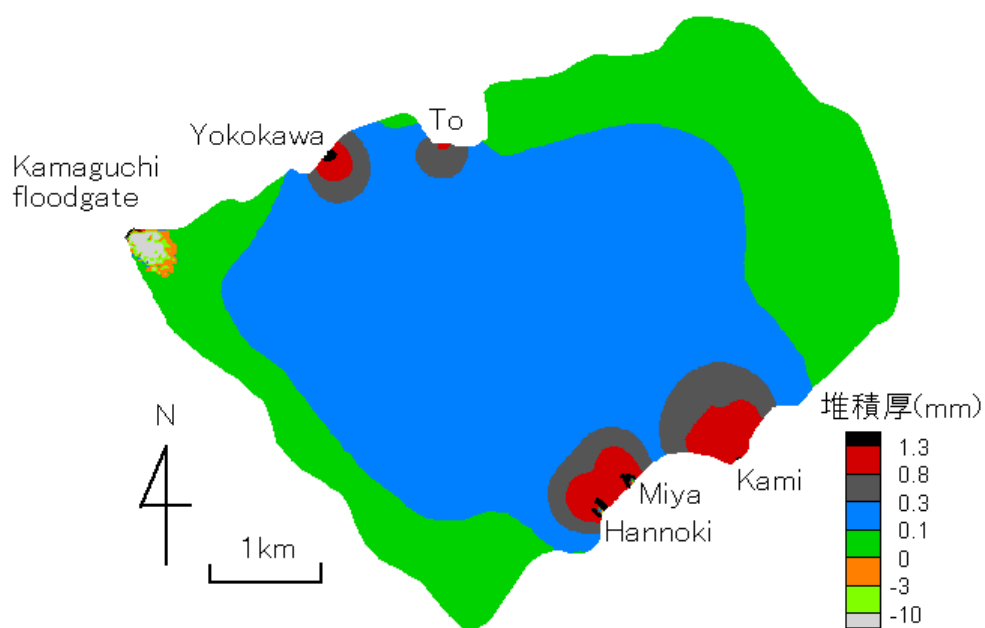


図 6.24 底質堆積厚の平面分布（洪水時無風）

(+ : 堆積, - : 浸食)

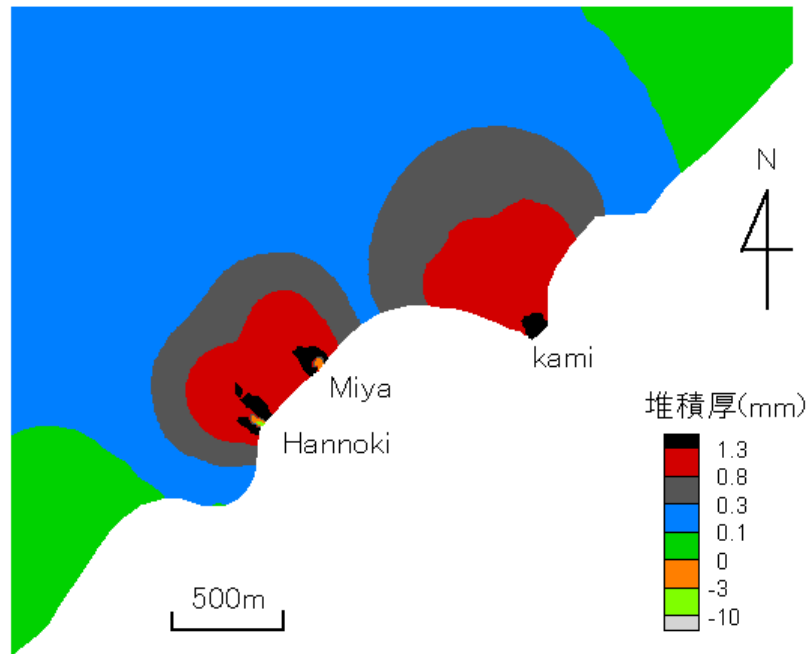


図 6.25 (a) 上川・宮川・半之木川河口における底質堆積厚の平面分布
(洪水時無風；+：堆積，－：浸食)

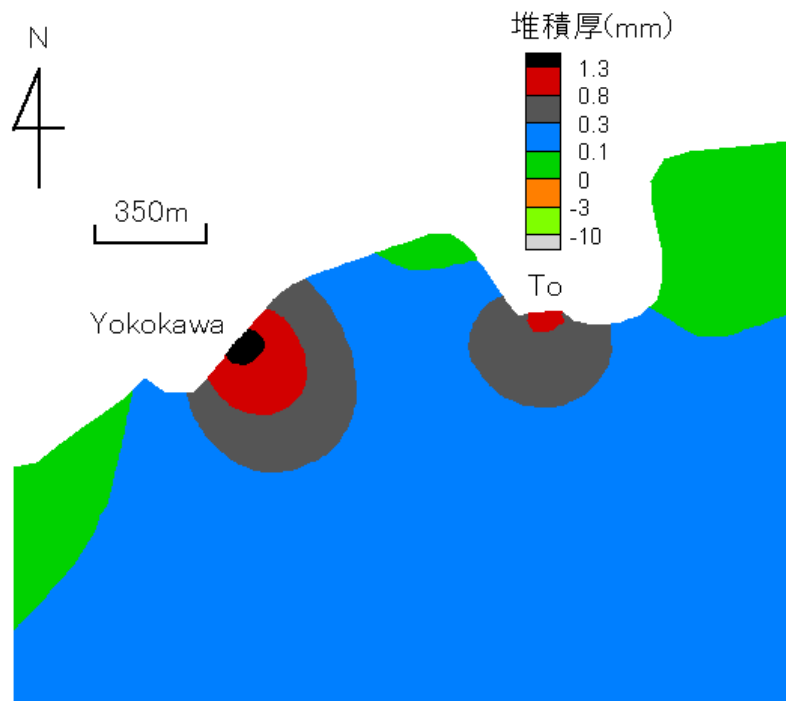


図 6.25 (b) 砥川・横河川河口における底質堆積厚の平面分布
(洪水時無風；+：堆積，－：浸食)

の巻き上げが起こることが確認された。5章の観測で得られた洪水流による底質巻き上げ時における宮川の流量は最大 $60 \text{ m}^3/\text{s}$ であり、本解析で与えた流量の約2倍である。このことから5章の観測時には河口部において、本解析結果より広範囲で底質の巻き上げが起こっていたことが予想される。

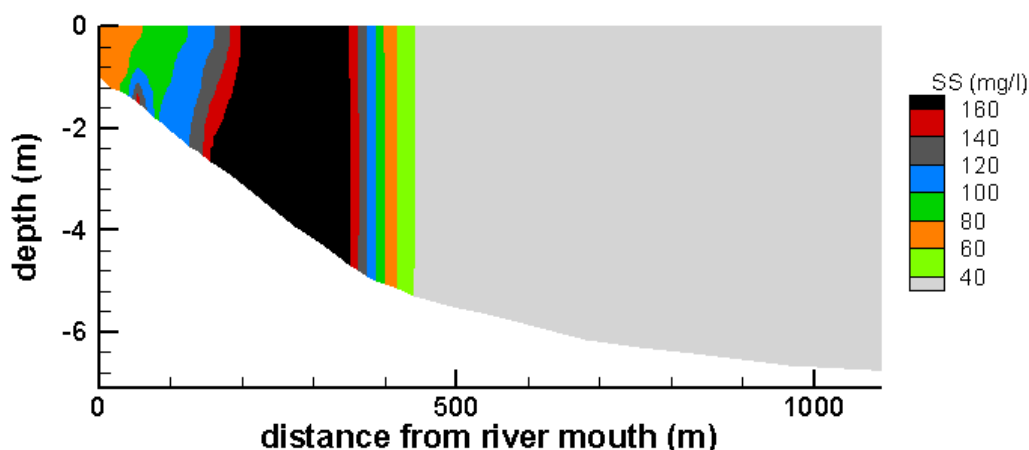


図 6.26 半之木川河口部における SS の鉛直断面分布

(b) 強風作用時の解析結果

ここでは、4章で解析に用いた空間的に非一様な風（表 6.3 の case-2）を解析時間中与え続けた結果を検討する。図 6.27 に、水深 2.05m における流速の平面分布を示す。この図から、特に南側河川（特に宮川および半之木川）から流入して沖合へ流れていく河川水の流向が、反時計回りの循環流の影響を受けて変化する様子がみてとれる。図 6.28 に、洪水終了後（計算開始後 20 時間）における堆積厚（浸食厚）の平面分布を示す。底質堆積状況は無風時（図 6.24）とほとんど変わらないが、循環流の影響をうけて、北側河川の河口部ではやや西よりに、南側河川の河口部ではやや東よりに底質が堆積している傾向がみられる。

諏訪湖においては、通商産業省工業技術院地質調査所（1993）が 1965 年から 1992 年間の湖底地形変化を調査し、上川から供給された懸濁物が反時計回りに移動し、堆積する様子を見出した。また、公文（私信）によると、陸上に起源を持つ C/N 比の高い物質が上川から北東方向に拡がっていることがわかっている。以上より、本解析で対象とした洪水よりも大きい洪水発生時には、4章で示した反時計回りの循環流によって、上川から供給された懸濁物が反時計回りに移動し堆積している可能性が示唆された。

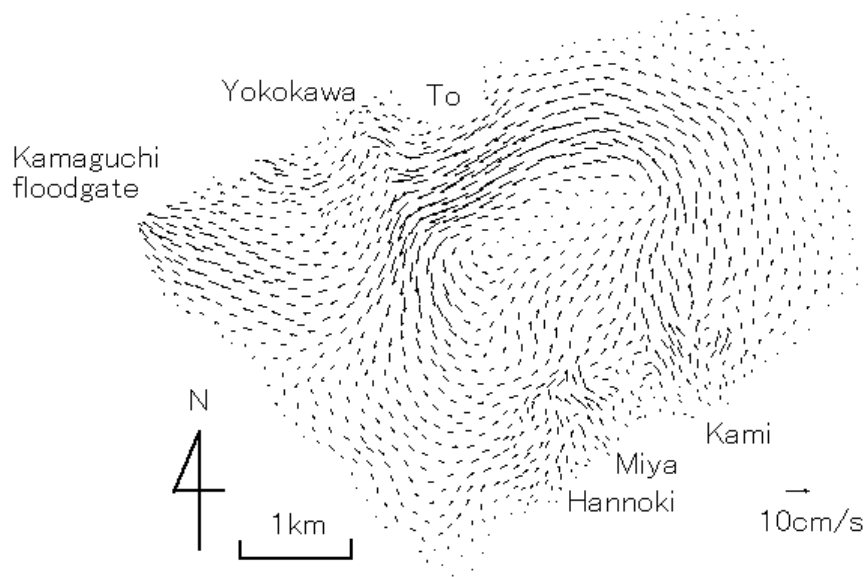


図 6.27 洪水・強風作用時における流速の平面分布（水深 2.05m）

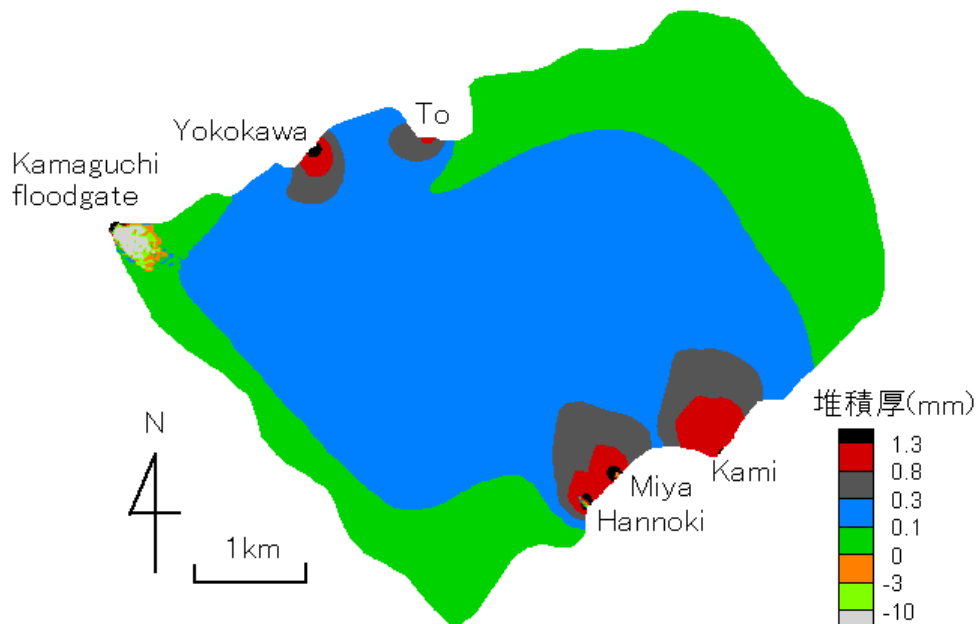


図 6.28 底質堆積厚の平面分布（洪水時，強風（case-2））

(+ : 堆積, - : 浸食)

6-5 まとめ

本章では、5章の観測で得られた湖内底質の性状および巻き上げ特性を考慮したモデルを用いて、強風時および洪水時における諏訪湖内の水中懸濁物質輸送特性を検討した。

強風時の解析結果から得られた結論は以下のとおりである。風速 7m/s 程度では湖内全域において底質の巻き上げは起こらず、湖内において空間的にほぼ均一に懸濁物質が堆積する。しかし、風速が 11m/s 程度まで大きくなると、風下側の浅場において波による底質の巻き上げが起こるようになる。このときに、4章の観測で得られた風の空間的な非一様性を考慮すると、湖流による底質の巻き上げが起こる可能性があるが、その巻き上げ量は波による風下側の湖岸付近における底質の巻き上げ量と比べるときわめて小さい。

洪水時の解析結果から得られた結論は以下のとおりである。洪水時には、一部の流入河川河口部において大きな流速によって浸食が生じ、巻き上げが生じる。また、流出河川である釜口水門付近では、顕著な巻き上げが広範囲にみられる。強風が同時に作用すると、洪水流の挙動は若干変化するが、底質堆積状況はあまり変化しない。

これらの結果から湖全体という視点でみると、強風時および洪水時における底質巻き上げの規模は小さいといえる。しかし、生態系上重要であるといわれている浅場の物質循環過程において、底質の巻き上げ現象は大きな役割を持っている可能性がある。

参考文献

- 天野邦彦・安田佳哉・鈴木宏幸（2002）：浅い貯水池における表層底泥の巻き上げによる水質変化のモデリング，水工学論文集第46巻，pp.1085-1090.
- 井島武士（1968）：波浪の数値予測，土木学会1968年度水工夏期研修会講義集A，pp.2-1-2-30.
- 稲垣聡・Stephen G.Monismith・Jeffery R.Koseff・Jemedy D.Bricker（2001）：南サンフランシスコ湾における底泥輸送解析，海岸工学論文集第48巻，pp.641-645.
- 岩垣雄一（1956）：限界掃流力に関する基礎的研究，土木学会論文集第49号，pp.1-21.
- 宇野木早苗（1993）：沿岸の海洋物理学，東海大学出版会，pp.58-59.
- 梅田信・長峯知徳・長広遙・石川忠晴・宇多高明（2001）：霞ヶ浦湖心部における底泥の巻き上げ過程に関する研究，水工学論文集第45巻，pp.1171-1176.
- 梅田信・高峰一・石川忠晴・大滝諭・市山誠（2003）：霞ヶ浦底泥の洗掘過程に関する実験的研究，土木学会論文集No.740/II-64，pp.63-73.
- 大坪国順（1983）：底泥の物性及び流送特性に関する実験的研究，国立公害研究所研究報告第42号，p.127.
- 奥田節夫・横山康二・西勝也・熊谷道夫（1986）：湖底堆積物の再移動に関する研究その1 観測の手法と観測例，京都大学防災研究所年報第29号，B-1，pp.341-353.
- 川西澄・森泰二・牛嶋健詞（2005）：広島湾北部海域における土砂輸送解析，水工学論文集第49巻，pp.1369-1373.
- 川西澄・荒木大志（2006）：感潮域における潮汐流と土砂輸送の数値解析，水工学論文集第50巻，pp.943-948.
- 北村聡・鈴木将之・豊田政史・富所五郎（2003）：諏訪湖における流入土砂に関する研究，土木学会第58回年次学術講演会講演概要集，II-205.
- 公文富士夫・池中良徳（2004）：湖底堆積物からみた諏訪湖における汚染物質の集積過程，第14回環境地質学シンポジウム論文集，pp.323-328.
- 朱小華・高杉由夫・橋本英資・安田秀一（1999）：広島湾における底層懸濁物質の濃度変動，海岸工学論文集第47巻，pp.1076-1080.
- 関根正人・西森研一郎・藤尾健太・片桐康博（2003）：粘着性土の浸食進行過程と浸食速度式に関する考察，水工学論文集第47巻，pp.541-546.

- 田中仁・Thu.A (1993) : 全ての flow regime に適用可能な波・流れ共存場抵抗則, 土木学会論文集 No.467/II-23, pp.93-102.
- 通商産業省工業技術院地質調査所 (1993) : 湖沼汚染底質の浄化手法に関する研究, 平成4年度国立機関公害防止等試験研究成果報告書, 20p.
- 鶴谷広一・江口秀二・佐々木豊喜 (1990) : 流れおよび波による底泥の巻き上げ限界, 港湾技術研究所資料 No.674,13p.
- 中井正則・有田正光・田原定憲 (1998) : 負の浮力を持って斜面上に表面放出される三次元密度噴流の流動に関する実験的考察, 水工学論文集第46巻, pp.1217-1222.
- 中川康之 (1998) : 内湾域における泥質物の堆積過程に関する研究, 港湾技術研究所報告第37巻, 第4号, pp.113-133.
- 中川康之 (2002a) : 東京湾奥部での底泥巻き上げとその粒度分布特性について, 海岸工学論文集第49巻, pp.1046-1050.
- 中川康之・今林章二・末次広児 (2002b) : 有明海の底泥輸送現象に関する現地データの解析, 海岸工学論文集第49巻, pp.566-570.
- 中川康之 (2003) : 有明海における底泥輸送現象のモデル化, 港湾技術研究所報告第42巻, 第4号, pp.25-42.
- 長野県諏訪建設事務所 (2002) : 諏訪湖浚渫に関するモニタリング調査報告書, p.26.
- 日比野忠史・村上和男・松本英雄 (2005) : 底泥内での間隙水の動きと浮泥層の形成機構, 海岸工学論文集第52巻, pp.961-965.
- 福島武彦 (2004) : 湖沼はきれいになったか ～今後の湖沼環境研究～, 水環境学会誌第27巻, pp.500-504.
- 宮原一道 (2005) : 諏訪湖における懸濁物質輸送に関する研究, 信州大学大学院工学系研究科修士論文.
- 宮原裕一 (2005) : 諏訪湖における水中懸濁物質の変動に関する研究, 信州大学環境科学年報第27号, pp.31-37.
- 村上和男・菅沼史典・佐々木均 (1989) : 円形回転水路による底泥の巻き上がりと沈降に関する実験的研究, 港湾技術研究所報告第28巻, 第1号, pp.43-76.
- 米山望・田中伸和・後藤孝臣・本多毅 (2006) : 放水路内高濃度濁質進入現象の数値解析, 水工学論文集第50巻, pp.733-738.
- Kumagai.M. (1988) : Predictive Model for Resuspension and Deposition of Bottom Sediment

- in a lake, Jpn.J.Limnol.,Vol.49,No.3,pp.185-200.
- Leussen.W. and J.Dronkers (1988) : Physical Processes in Estuaries, pp.13-14.
- Maa, J.P.-Y, Sanford, L. and Halka, J.P. (1998): Sediment resuspension characteristics in Baltimore Harbor, Maryland, Marine Geology, Vol.146, pp.137-145.
- Otsubo.K. and Muraoka.K. (1987) :Field Studies on Physical Properties of Sediment and Sediment Resuspension in lake Kasumigaura ,Jpn.J.Limnol.,Vol.48,S131-S138.
- Partheniades,E.(1965) : Erosion and deposiotion of cohesive soils, Journal of the HYDRAULICS DIVISION Proceedings of A.S.C.E, pp.105-139.
- Sheng,Y.P. and W.Lick (1979) : The Transport and resuspension of Sediments in a shallow lake, Journal of geophysical research,Vol.84, pp.1809-1826.
- Tsuruya,H., Murakami,K. and Irie.I. (1990) : Mathematical Modeling of Mud Transport in Ports with a Multi-Layered Model -Application to Kumamoto Port-, REPORT OF THE PORT AND HARBOUR RESEARCH INSTITUTE, Vol.29, No.1, pp.3-51.

第7章 結論

本論文では、浅い山地湖沼の諏訪湖を対象として、「水の動き」に大きな影響を及ぼす風について検討を行い、それが湖水流動および水中懸濁物質輸送に及ぼす影響を現地観測と数値解析より明らかにした。得られた成果を以下のようにまとめ、結論とする。

第 1 章では、日本の湖沼水質およびその改善対策効果の現状について述べ、湖沼水質管理のために、個々の現象の検討のみではなく、湖の生態系の変化を幅広い視点でとらえるような研究が行われはじめていることを論じた。

第 2 章では、本研究で対象とする諏訪湖の概要を、既往の研究結果に基づいて、地形・風・流出入河川・流動および水質・底質の要因ごとに分けて示した。そして、近年における水質浄化にともなう諏訪湖の生態系変化要因をきちんと解明するためには、「水の動き」のメカニズムを明らかにすることが不可欠であることを述べた。

第 3 章では、諏訪湖を含む広範囲における大気流動解析を行い、その結果を検討した。まず、夏季の晴天日を想定した局地風解析（弱風時の解析）を行った。その結果、諏訪地方における山谷風・湖陸風特性をある程度表現できた。また、諏訪地方に大規模海風が進入している可能性が示唆された。次に、一般風を含めた強風時の解析を行った結果、地形の影響により諏訪湖における湖上風は空間的な非一様性をもつことがわかった。

第 4 章では、船に風向風速計と超音波ドップラー流速計を取り付け、風と湖流の同時観測を行った結果に基づいて、湖上風の空間的な非一様性が湖流形成に与える影響について検討し、それを数値実験により確認した。その結果、諏訪湖周辺で西北西の強風が吹くときには、湖の北東部における風速はかなり小さく、湖の東部においては北風となることがわかった。このとき、湖上風の空間的な非一様性の影響を受けて、湖の東部で反時計回りの水平循環流が生じることが明らかになった。また、この現地観測結果に基づいて、湖上風の空間的な非一様性を考慮した西北西の強風時における湖流解析を行い、湖流観測で得られた反時計回りの水平循環流を再現することができた。このことから、湖上風の空間的な非一様性が湖流形成に大きな影響を及ぼすことを確認した。

第 5 章では、諏訪湖における底質の巻き上げに着目した観測結果を検討した。まず、湖内 22 地点において採取した底質の分析結果をもとに、底質の粒径・含水比の平面分布を把握した。その結果、河口部では流出入河川水による洗掘の影響をうけており、河川ごとに河口部における底質の洗掘・堆積の傾向が異なること、洗掘の影響が大きい地

点の底質は砂であること、含水比の大小は粒径分布に依存することがわかった。次に、水中懸濁物質の輸送と湖流・風波・流入河川の間係を明らかにする目的で、底面付近の流速および濁度の連続観測結果を考察し、諏訪湖における底質の巻き上げと外力との間係を検討した。その結果、強風時ならびに洪水時には、底質の巻き上げや河川からの高濃度懸濁物質流入の影響をうけて、SS が上昇することが明らかになった。また、底質が巻き上がり始めるせん断応力の大きさは既往の研究と同程度であることがわかった。

第6章では、**第5章**で明らかにした湖内底質の性状および巻き上げ特性を考慮した数値モデルを用いて、強風時および洪水時における諏訪湖内の水中懸濁物質輸送特性およびその規模を検討した。まず、強風時の解析結果から、諏訪湖においては風速が 11m/s 程度まで大きくなると、風下側の浅場において波による底質の巻き上げが起こることがわかった。このときに、**第4章**の観測で得られた風の空間的な非一様性を考慮すると、湖流による底質の巻き上げが起こる可能性があるが、その巻き上げ量は波による風下側の浅場における底質の巻き上げ量と比べるときわめて小さいという結果を得た。次に、洪水時の解析結果から、流出入河川河口部において大きな流速によって、巻き上げが生じることが確認できた。洪水時に強風を同時に作用させた解析を行った結果、無風時と比べて洪水流の挙動に若干の変化がみられるが、底質堆積状況はあまり変化しないことがわかった。これらのことから、強風時および洪水時における底質巻き上げの規模は湖全体でみると小さいといえる。しかし、生態系上重要であるといわれている浅場の物質循環過程において、底質の巻き上げ現象は大きな役割を持っている可能性がある。

本論文では、年間の湖内物質循環に大きな影響を与えると思われるイベント時（強風時と洪水時）の湖内物質循環状況についておおまかに把握できた。今後、得られた知見を強風や洪水の発生頻度とあわせて考えることにより、年間の湖内物質循環状況の検討が可能になると思われる。しかし、本論文では、強風については、諏訪地方の卓越風である北西方向の風が作用したときの検討しか行っていない。そのため今後、さまざまな方向から風が吹いたときの湖上風分布を知り、それらの分布のもとでの湖水流動および湖内物質循環特性を明らかにしていくことが必要である。しかし、湖上風分布を観測することは困難であるうえに労力がかかるため、大気流動解析モデルの精度を向上し、さまざまな方向からの風の条件下における湖上風分布を推定できるようになることが望まれる。

最後に今後の課題および展望を以下にまとめる。

- ・ 諏訪湖は水質浄化にともなって水生植物が増加してきており、今後も増大することが予想されている。今後、湖内物質循環を考えていくにあたっては、天野ら（2005）が行っているような水生植物が水質に与える影響の解析を行う必要がある。また、これに加えて、沿岸と沖合の物質循環系に占める役割の定量的な評価が望まれる。
- ・ 福島ら（2005）は、諏訪湖において放射性核種の鉛直分布から底質堆積速度を推測し、20年前に比べて速度が小さくなっている可能性を示している。また、公文（2004）による湖底堆積物調査結果によると、1961年に発生した洪水をはじめとする大洪水時には、河川からの洪水流が湖心まで到達していることが推測されている。今後は、過去の洪水データを分析し、本モデルを用いてその検証を行い、洪水時の土砂流入状況の把握を行うことが望ましい。
- ・ 霞ヶ浦においては、地下水由来の湖への流入負荷量は河川由来と同オーダー程度であり、湖の水質に支配的な影響を及ぼす（中山・渡辺，2005）という結果が得られており、今後諏訪湖の水質を考えるにあたり、地下水が水質に及ぼす影響のオーダーを確認する必要がある。

序論でも述べたように、望ましい湖の「すがた」は湖ごとに異なるし、時代背景によっても異なる。平塚ら（2006）は、1950年代までの広大な沈水植物帯を維持していた日本の多くの湖沼の自然環境と、そこで暮らす人々の生活の在り方全体を含めて、かつての日本に存在していた文化を、「里湖」文化と呼び、この頃の湖沼生態系を目標とすべきであると述べている。しかし、現在と50年前とでは、生活様式がかなり異なるので、「昔」のすがたに戻すのではなく、「現在」という時代に応じた望ましい湖のすがたをめざす必要がある。今後も、諏訪湖の生態系は変化し続けていくことは明らかである。諏訪湖の望ましいすがたを模索しながら、学生たちと研究を行っていき、湖水流動・湖内物質輸送特性に関する基礎的な知見を増やしていきたい。そして、それらが人々の生活の一助となれば幸いである。

参考文献

- 天野邦彦・時岡利和・対馬孝治（2005）：浅い湖沼の水質への水生植物の影響解析，水工学論文集第 49 巻，pp.1219-1224.
- 公文富士夫（2004）：諏訪湖の堆積作用とイベント堆積物の意義，日本陸水学会甲信越支部会報第 30 号，pp.7-8.
- 中山忠暢・渡辺正孝（2005）：霞ヶ浦流域での地下水が水・物質収支に及ぼす影響の再評価，水工学論文集第 49 巻，pp.1231-1236.
- 平塚純一・山室真澄・石飛裕（2006）：里湖モク採り物語，生物研究社，141p.
- 福島武彦・川村修平・恩田裕一・今井章雄・松重一夫（2005）：霞ヶ浦，諏訪湖における底質長期変化と栄養塩収支，水環境学会誌第 28 巻，pp.313-319.

謝辞

本研究を進めるにあたり、終始懇切丁寧なご指導を賜った京都大学防災研究所教授 高山知司先生に心より謝意を表します。先生には、本研究の方向性および意義に関する数多くの提言をいただきました。また、大学院学生時代には就職活動でお世話になり、転職後も暖かく見守っていただいたことを深く感謝しております。

本研究をとりまとめるにあたり、適切なご指摘・ご助言をいただいた京都大学大学院工学研究科教授 酒井哲郎先生、ならびに京都大学防災研究所教授 戸田圭一先生に深く感謝いたします。とくに戸田先生には、大学院学生時代から現在に至るまで、研究面・生活面で多大なる御指導をいただけてきました。重ねてお礼申し上げます。

学力試問委員を引き受けてくださった京都大学大学院工学研究科教授 細田尚先生、ならびに京都大学防災研究所教授 中川一先生に感謝いたします。加えて両先生には、学部学生時代から現在に至るまでいくつかの場面で激励の言葉をいただいたことに礼申し上げます。

本研究の現地観測にあたっては、信州大学山岳科学総合研究所教授 花里孝幸先生、同助教授 宮原裕一先生、ならびに同博士課程 池中良徳氏をはじめとする学生のみなさまに多大なる協力をいただきました。悪天候の中、船を操縦してくれたおかげでいいデータを得ることができました。観測時だけでなく、普段から諏訪湖に関するさまざまな知見のご教示をいただけてきました。心より感謝いたします。また、現地観測のきっかけを与えてくださり、観測時・データ解析時には協力をいただいた株式会社エス・イー・エイ 疋田真氏、降矢利勝氏に感謝いたします。

本研究を進める中で、(株) ハイドロソフト技術研究所 木村彰宏氏、井口真生子女史には、貴重な助言ならびに議論の場をいただきました。心より感謝いたします。

学生時代には数多くの叱咤・激励を、社会人になってからはずっと暖かく見守っていただいた京都大学名誉教授 井上和也先生に深く感謝いたします。先生には、研究者としての心構えを教えていただいただけでなく、人間として育てていただいた部分が大きいと感じております。

本研究のきっかけを与えてくださった信州大学工学部教授 富所五郎先生に深甚なる謝意を表します。私が信州大学に赴任してから、とにかく自由にやらせてくれた陰で、研究面はもちろん、あらゆる面で支えになってくれたことをありがたく感じております。

謝辞

本研究は、信州大学工学部社会開発工学科富所研究室の卒業生および学生の諸兄と私が地道に研究してきた成果の結集であります。絶大なる支援をいただいたみなさまに心より感謝します。その中でも、日本技術開発株式会社 北村聡氏、大東設計コンサルタント 宮原一道氏に負うところがかなり大きいと感じております。二人は有能な上に人間的に尊敬できる人物で、私はこれまでずっと頼りっぱなしでした。心よりお礼申し上げます。信州大学大学院 福島麻奈美さんには、図面作成等で協力してもらったばかりでなく、私の論文作成中にたくさんの活力をもらいました。どうもありがとう。

学生時代・運輸省港湾技術研究所時代にお世話になった方々、信州大学の教職員および学生はじめ、これまでの私の生活を支えてくださったまわりのみなさまに深く感謝します。

みなさまと出会えたことに幸せを感じています。今後ともよろしくお願いします。

最後に、これまで私の好き放題に人生を歩ませてくれて、あらゆる面で支えとなってくれた父 豊田英一、母 幸子、妹 玲子に心から感謝します。

付録

1 基礎方程式の離散化

1-1 空間変数に対する離散化

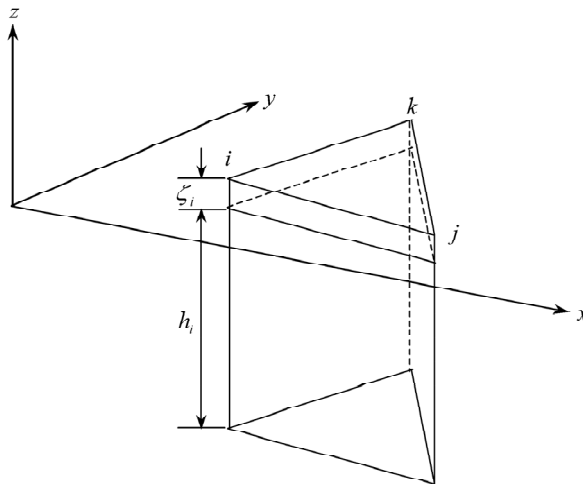
(a) 近似関数

湖流および移流拡散方程式 (6-12), (6-13), (6-25) において未知量 u, v, c は x, y, z の従属変数である。本研究では、形状関数として水平方向の区分多項式 N_i (三角形一次要素) と鉛直方向の余弦関数の積を用いて解析領域内における近似を行う。また、未知量 ζ は x, y の従属変数であるので、形状関数として水平方向の区分多項式 N_i により近似する。総和規約にしたがい記述すると、式 (1) のようになる。

$$\begin{aligned}
 u &= N_i \cos(A_p z') u_{pi} \\
 v &= N_i \cos(A_p z') v_{pi} \\
 c &= N_i \cos(B_{p'} z') c_{p'i} \\
 \zeta &= N_i \zeta_i
 \end{aligned}
 \quad
 \begin{aligned}
 A_p &= \frac{2p-1}{2h'} \pi, \quad B_{p'} = \frac{p'-1}{h'} \pi \\
 (i &= i, j, k), (p = 1, 2, \dots, m), (p' = 1, 2, \dots, m')
 \end{aligned}
 \tag{1}$$

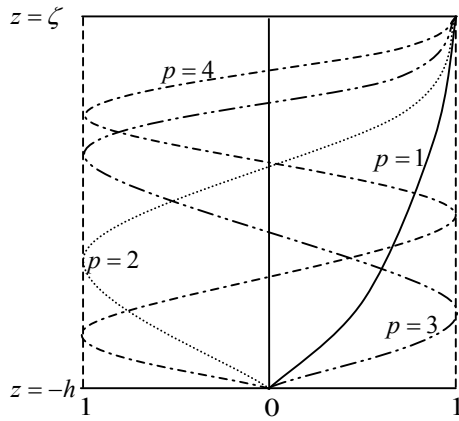
ここで、 c における形状関数が u および v と違うのは、 c の値を水底でゼロにさせないためである。

また、単一要素の場合の解析領域を付録図 1 に示す。これは、水平方向に底面 (三角形)、鉛直方向に高さを与える三角柱要素である。

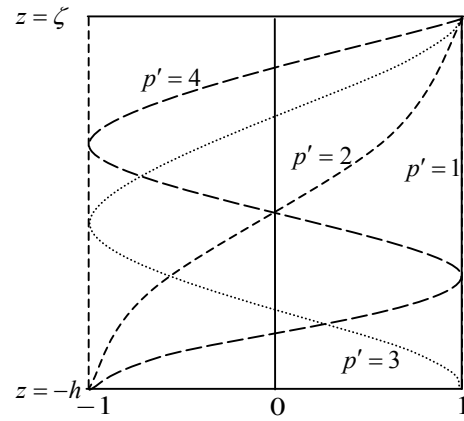


付録図 1 単一要素の解析領域

式(1)において、 $h'=h+\zeta, z'=z-\zeta$ であり、 m は流速に関する鉛直方向の余弦関数の展開項数、 m' はSSに関する鉛直方向の余弦関数の展開項数、 u_{pi}, v_{pi}, c_{pi} は展開項 p 、節点 i の値、 ζ_i は節点 i の値である。 m, m' を大きくすることにより、鉛直方向の未知量の近似度を上げることができる。また、この近似関数は直交関数であり、後に示す質量行列において流速成分の展開項ごとの絡み合い（Coupling）がない。このため、時間積分法として陽解法を用いる時には展開関数ごとに連立方程式を解けばよく、計算機容量や計算時間の面で非常に有利となる。付録図2(a)、(b)に余弦関数による流速とSSの鉛直方向フーリエ級数展開の概略図をそれぞれ示す。この図では、展開項数を4としている。



(a) 流速



(b) SS

付録図2 鉛直方向フーリエ級数展開の概略図

また、水平方向の三角形一次要素 N_i は

$$N_i = a_i + b_i x + c_i y \quad (2)$$

であり、 a_i, b_i, c_i の各係数は、各節点 i, j, k の (x, y) 座標値を $(x_i, y_i), (x_j, y_j), (x_k, y_k)$

とし、三角形要素の面積を S とすると、

$$\begin{aligned} a_i &= (x_j y_k - x_k y_j) / 2S \\ b_i &= (y_j - y_k) / 2S \\ c_i &= (x_k - x_j) / 2S \end{aligned} \quad (3)$$

と表される。また、添え字は循環的に変化させるものとする。

(b) 離散化方程式

Galerkin 有限要素法の手法にしたがい、湖流の基礎方程式に近似関数 (1) を代入し、重み関数 ω をかけ、重み関数の定義域内で積分を行う。ここで、重み関数 ω は次式にしたがう。

$$\begin{aligned} \text{式 (6-12), (6-13) には, } \quad \omega &= N_i \cos(A_p z') \\ \text{式 (6-25) には, } \quad \omega &= N_i \cos(B_p z') \\ \text{式 (6-10) には, } \quad \omega &= N_i \end{aligned} \quad (4)$$

また、積分は以下のように行う。

$$\int_s \int_{-h}^{\zeta} \omega R dz ds = 0 \quad (5)$$

ここで、 R とは、基礎方程式に式 (1) を代入したときに生じる残差と呼ばれる誤差関数である。

次に、式 (5) の積分を湖流の基礎方程式 (6-12)・(6-13)、連続の式 (6-10) および移流拡散方程式 (6-25) に用いて得られた、単一要素における離散化方程式 (要素方程式) を示す。

$$\begin{aligned} M_{pqij} \cdot \dot{u}_{qj} + (RX_{pqrijk} \cdot u_{qj} + RY_{pqrijk} \cdot v_{qj}) \cdot u_{rk} \\ = PX_{pij} \cdot \zeta_j + E1X_{pr'ijk} \cdot \zeta_j \cdot c_{r'k} + F1X_{pq'ij} \cdot c_{q'j} \\ + (A_h K_{pqij} + A_{vrk} KZ_{pqrijk}) \cdot u_{qj} + C_{pqij} \cdot v_{qj} + FX_{pi} \end{aligned} \quad (6)$$

$$\begin{aligned} M_{pqij} \cdot \dot{v}_{qj} + (RX_{pqrijk} \cdot u_{qj} + RY_{pqrijk} \cdot v_{qj}) \cdot v_{rk} \\ = PY_{pij} \cdot \zeta_j + E1Y_{pr'ijk} \cdot \zeta_j \cdot c_{r'k} + F1Y_{pq'ij} \cdot c_{q'j} \\ + (A_h K_{pqij} + A_{vrk} KZ_{pqrijk}) \cdot v_{qj} - C_{pqij} \cdot u_{qj} + FY_{pi} \end{aligned} \quad (7)$$

$$M_{ij} \cdot \dot{\zeta}_j + CX_{qij} \cdot u_{qj} + CY_{qij} \cdot v_{qj} = 0 \quad (8)$$

$$\begin{aligned} M'_{p'q'ij} \cdot \dot{c}_{q'j} + (RX'_{p'q'rijk} \cdot u_{rj} + RY'_{p'q'rijk} \cdot v_{rj}) \cdot c_{q'k} \\ = (D_h K'_{p'q'ij} + D_{vrk} KZ'_{p'q'r'ijk}) \cdot c_{q'j} + W1_{p'i} + W2_{p'q'ij} \cdot c_{q'j} \\ (p = 1, 2, \dots, m) \quad (p' = 1, 2, \dots, m') \\ (q = 1, 2, \dots, m) \quad (q' = 1, 2, \dots, m') \end{aligned} \quad (9)$$

$$(r=1,2,\dots,m) \quad (r'=1,2,\dots,m')$$

$$(j=i,j,k), (k=i,j,k)$$

ここに，各式における下添え字 p, i などは **(a)** と同様の定義とする．また，

$\dot{u}_{qj}, \dot{v}_{qj}, \dot{\zeta}_j, \dot{c}_{q'j}$ の上付き $(\dot{})$ は時間微分を表す．各係数は，以下のとおりである．

$$M_{pqij} = C_a \int_s \frac{1}{2} N_i N_j h' ds \quad (10)$$

$$\begin{aligned} RX_{pqrijk} = & \int_s N_i N_j \frac{\partial N_k}{\partial x} \frac{1}{2} \left\{ \frac{A_p}{A_p^2 - (A_q + A_r)^2} + \frac{A_p}{(A_q + A_r)^2 - A_p^2} \right\} (-1)^{p+q+r-1} ds \\ & + \int_s N_i \left(\frac{\partial N_j}{\partial x} + \frac{N_j}{h'} \frac{\partial h'}{\partial x} \right) \frac{N_k A_r}{A_q} \left[\frac{1}{2} \left\{ \frac{A_p}{A_p^2 - (A_q + A_r)^2} + \frac{A_p}{(A_q + A_r)^2 - A_p^2} \right\} (-1)^{p+q+r-1} \right. \\ & \left. + \left(\frac{A_r}{A_r^2 - A_p^2} (-1)^q - \frac{A_p}{A_r^2 - A_p^2} (-1)^{p+q+r} \right) C_c + \frac{(-1)^q}{2A_p} C_e \right] ds \end{aligned} \quad (11)$$

$$PX_{pij} = -g \int_s N_i \frac{\partial N_j}{\partial x} \frac{(-1)^{p+1}}{A_p} \cdot ds \quad (12)$$

$$El_{pr'ijk} = g \cdot B_a \cdot \int_s \frac{N_i}{A_p} \left(N_j \frac{\partial N_k}{\partial x} + \frac{\partial N_j}{\partial x} N_k \right) (-1)^{p+1} ds \quad (13)$$

$$\begin{aligned} Fl_{pq'ij} = & g \cdot B_a \cdot C_f \int_s N_i \frac{\partial N_j}{\partial x} \left\{ \frac{h}{A_p} (-1)^{p+1} - \frac{1}{A_p^2} \right\} ds \\ & + g \cdot B_a \cdot C_g \int_s \left[N_i \frac{\partial N_j}{\partial x} \frac{1}{B_{q'}^2 - A_p^2} + \frac{N_i N_j}{h'} \frac{\partial h'}{\partial x} \left\{ \frac{-h' A_p}{A_p^2 - B_{q'}^2} (-1)^{p+q'} \right. \right. \\ & \left. \left. + \frac{2B_{q'}^2}{(B_{q'}^2 - A_p^2)^2} \right\} \right] ds \end{aligned} \quad (14)$$

$$\begin{aligned} K_{pqij} = & -C_a \int_s \left[\frac{h'}{2} \left(\frac{\partial N_i}{\partial x} \frac{\partial N_j}{\partial x} + \frac{\partial N_i}{\partial y} \frac{\partial N_j}{\partial y} \right) + \left(\frac{\partial N_i}{\partial x} N_j + N_i \frac{\partial N_j}{\partial x} \right) \frac{1}{4} \frac{\partial h'}{\partial x} \right. \\ & \left. + \left(\frac{\partial N_i}{\partial y} N_j + N_i \frac{\partial N_j}{\partial y} \right) \frac{1}{4} \frac{\partial h'}{\partial y} + N_i N_j \left\{ \left(\frac{\partial h'}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial h'}{\partial y} \right)^2 \right\} \left(\frac{h' A_p^2}{6} + \frac{1}{4h'} \right) \right] ds \end{aligned} \quad (15)$$

$$\begin{aligned}
 & -C_b \int_s \left[\left\{ \left(\frac{\partial N_i}{\partial x} N_j - N_i \frac{\partial N_j}{\partial x} \right) \frac{\partial h'}{\partial x} + \left(\frac{\partial N_i}{\partial y} N_j - N_i \frac{\partial N_j}{\partial y} \right) \frac{\partial h'}{\partial y} \right\} \frac{A_p A_q}{A_p^2 - A_q^2} \right. \\
 & \left. + N_i N_j \left\{ \left(\frac{\partial h'}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial h'}{\partial y} \right)^2 \right\} \frac{2A_p A_q (A_p^2 + A_q^2)}{h' (A_p^2 - A_q^2)^2} \right] (-1)^{p+q} ds
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 KZ_{pqrij k} = & - \int_s N_i N_j N_k A_p A_q \frac{h'}{4} (C_1 + C_2 - C_3) \cdot ds \\
 & \left(\begin{array}{ll} -q + p + r = 1; C_1 = 1.0 & -q + p + r \neq 1; C_1 = 0.0 \\ q - p + r = 1; C_2 = 1.0 & q - p + r \neq 1; C_2 = 0.0 \\ q + p - r = 1; C_3 = 1.0 & q + p - r \neq 1; C_3 = 0.0 \end{array} \right) \quad (16)
 \end{aligned}$$

$$C_{pqij} = C_a \cdot f \int_s \frac{1}{2} N_i N_j h' \cdot ds \quad (17)$$

$$FX_{pi} = \int_s N_i \tau_{px} \cdot ds \quad (18)$$

$$M_{ij} = \int_s N_i N_j \cdot ds \quad (19)$$

$$CX_{qij} = - \int_s N_i \left\{ \left(\frac{\partial N_j}{\partial x} + \frac{N_j}{h'} \frac{\partial h'}{\partial x} \right) \cdot \frac{(-1)^{q+1}}{A_q} \right\} \cdot ds \quad (20)$$

$$M'_{p'q'ij} = \int_s C_d N_i N_j h' \cdot ds \quad (21)$$

$$\begin{aligned}
 RX'_{p'q'rijk} = & \int_s N_i \frac{\partial N_j}{\partial x} N_k \frac{1}{2} \left\{ \frac{A_r - B_{q'}}{B_{p'}^2 - (B_{q'} - A_r)^2} - \frac{A_r + B_{q'}}{(B_{q'} + A_r)^2 - B_{p'}^2} \right\} (-1)^{p'+q'+r} ds \\
 & + \int_s N_i N_j \left(\frac{\partial N_k}{\partial x} + \frac{N_k}{h'} \frac{\partial h'}{\partial x} \right) \frac{B_{q'}}{A_r} \left[\frac{1}{2} \left\{ \frac{A_r - B_{q'}}{B_{p'}^2 - (B_{q'} - A_r)^2} \right. \right. \\
 & \left. \left. - \frac{A_r + B_{q'}}{(B_{q'} + A_r)^2 - B_{p'}^2} \right\} (-1)^{p'+q'+r} + C_h \left\{ (-1)^r - (-1)^{p'+q'+r} \right\} \frac{B_{q'}}{B_{q'}^2 - B_{p'}^2} \right] ds \quad (22)
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 K'_{p'q'ij} = & -\int_s C_i C_k \left[\left(\frac{\partial N_i}{\partial x} \frac{\partial N_j}{\partial x} + \frac{\partial N_i}{\partial y} \frac{\partial N_j}{\partial y} \right) \frac{h'}{2} - \left(\frac{\partial N_i}{\partial x} N_j + N_i \frac{\partial N_j}{\partial x} \right) \frac{1}{4} \frac{\partial h'}{\partial x} \right. \\
 & \left. - \left(\frac{\partial N_i}{\partial y} N_j + N_i \frac{\partial N_j}{\partial y} \right) \frac{1}{4} \frac{\partial h'}{\partial y} + N_i N_j \left\{ \left(\frac{\partial h'}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial h'}{\partial y} \right)^2 \right\} \left(\frac{h' B_p^2}{6} - \frac{1}{4h'} \right) \right] ds \\
 & - C_i C_l \int_s \frac{\partial N_i}{\partial x} \frac{\partial N_j}{\partial x} h' + \frac{\partial N_i}{\partial y} \frac{\partial N_j}{\partial y} h' ds \\
 & - \int_s C_j \left[\left(\frac{\partial N_i}{\partial x} N_j \frac{\partial h'}{\partial x} + \frac{\partial N_i}{\partial y} N_j \frac{\partial h'}{\partial y} \right) \frac{B_{q'}^2}{B_{p'}^2 - B_{q'}^2} - \left(N_i \frac{\partial N_j}{\partial x} \frac{\partial h'}{\partial x} \right. \right. \\
 & \left. \left. + N_i \frac{\partial N_j}{\partial y} \frac{\partial h'}{\partial y} \right) \frac{B_{p'}^2}{B_{p'}^2 - B_{q'}^2} + N_i N_j \left\{ \left(\frac{\partial h'}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial h'}{\partial y} \right)^2 \right\} \frac{4 B_{p'}^2 B_{q'}^2}{h' (B_{p'}^2 - B_{q'}^2)^2} \right] (-1)^{p'+q'} ds
 \end{aligned} \tag{23}$$

$$\begin{aligned}
 KZ'_{p'q'r'ijk} = & -\int_s N_i N_j N_k B_p B_q \frac{h'}{4} (C_1 + C_2 - C_3) \cdot ds \\
 & \left(\begin{array}{ll} -q' + p' + r' = 1; C_1 = 1.0 & -q' + p' + r' \neq 1; C_1 = 0.0 \\ q' - p' + r' = 1; C_2 = 1.0 & q' - p' + r' \neq 1; C_2 = 0.0 \\ q' + p' - r' = 1; C_3 = 1.0 & q' + p' - r' \neq 1; C_3 = 0.0 \end{array} \right)
 \end{aligned} \tag{24}$$

$$W1_{p'i} = \int_s N_i \cos B_p h' (Ero - Dep) ds \tag{25}$$

$$W2_{p'q'ij} = \int_s N_i N_j \frac{B_{p'}^2 \{1 - (-1)^{p'+q'}\}}{B_{p'}^2 - B_{q'}^2} w_0 ds \tag{26}$$

ここに,

$$\left[\begin{array}{ll} p = q: & C_a = 1.0, C_b = 0.0 \quad p \neq q: \quad C_a = 0.0, C_b = 1.0 \\ p = r: & C_e = 1.0, C_c = 0.0 \quad p \neq r: \quad C_e = 0.0, C_c = 1.0 \\ q' = 1: & C_f = 1.0, C_g = 0.0 \quad q' \neq 1: \quad C_f = 0.0, C_g = 1.0 \\ p' = q' = 1: & C_d = 1.0, \quad p' = q' > 1: \quad C_d = 0.5, \quad p' \neq q': C_d = 0.0 \\ p' = q': & C_h = 0.0, C_i = 1.0, C_j = 0.0 \\ p' \neq q': & C_h = 1.0, C_i = 0.0, C_j = 1.0 \\ p' = 1: & C_k = 0.0, C_l = 1.0 \quad p' \neq 1: \quad C_k = 1.0, C_l = 0.0 \end{array} \right]$$

$$B_a = \frac{1}{\rho} - \frac{1}{\rho_s} \tag{27}$$

ここに、 ρ : 水の密度、 ρ_s : 土粒子の密度である。また、式 (25) における ($Ero - Dep$) は、底面における底質の洗掘率 (Ero) - 堆積率 (Dep) としたものである。 Ero と Dep については **6-2-2** にしたがう。 $RY_{pqrijk}, PY_{pijk}, E1Y_{pr'ijk}, F1Y_{pq'ij}, FY_{pi}, CY_{qij}, RY'_{p'q'rijk}$ は、 $RX_{pqrijk}, PX_{pijk}, E1X_{pr'ijk}, F1X_{pq'ij}, FX_{pi}, CX_{qij}, RX'_{p'q'rijk}$ における x を y におきかえた式で表される。

また、要素方程式 (6) ~ (9) におけるそれぞれの係数の計算において、面積積分および線積分を行わなければならない。これらの積分には以下の式を用いる。

$$\begin{aligned} \iint_s N_i^a N_j^b N_k^c \cdot ds &= \frac{a!b!c!}{(a+b+c+2)!} 2S \\ \int_l N_i^a N_j^b dl &= \frac{a!b!}{(a+b+1)!} L \end{aligned} \quad (28)$$

ここに、 a, b, c は自然数、 S は要素面積、 L は要素長、 $!$ は階乗を表す。

1-2 時間変数に対する離散化

前節で得られた要素方程式は、時間微分項とその他の項に分けることができる。よって、時間微分項以外は全て右辺に移項してから、要素全体について重ねあわせると、

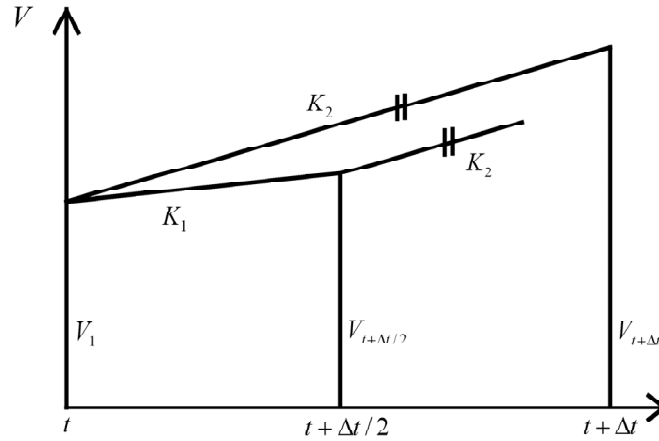
$$M \frac{dV}{dt} = F(V) \quad (29)$$

と表せる。ここに、 M は質量マトリックス、 V は $u_{pi}, v_{pi}, \zeta_i, c_{pi}$ の未知量による列ベクトル、 F は時間微分項以外の係数による列ベクトルである。式 (29) は、連立一次常微分方程式であり、本研究では、連立一次常微分方程式の時間解法として、two-step Lax-Wendroff法を用いる。この解法は、以下の2段階よりなる (**付録図 3**)。

$$\begin{aligned} K_1 &= M^{-1} \cdot F(V_t) \quad , \quad V_{t+\Delta t/2} = V_t + K_1 \cdot \Delta t/2 \\ K_2 &= M^{-1} \cdot F(V_{t+\Delta t/2}) \quad , \quad V_{t+\Delta t} = V_t + K_2 \cdot \Delta t \end{aligned} \quad (30)$$

ここに、 Δt は時間刻み幅、 V_t は時刻 t における V の値を示し、 $F(V_t)$ は V_t を用いて計算した F を示す。また、 $V_{t+\Delta t/2}$ は、次の時間ステップでの傾き F を計算するために求めた一時的な値である。なお、本解析では M^{-1} の計算にあたり、行列の集中化を用いている。

上式を与えられた境界条件のもとで step-by-step に解けば、すべての時刻における未知量の値が決定でき、方程式が解けたことになる。



付録図3 two-step Lax-Wendroff 法の説明図

2 風によるせん断応力，渦動粘性係数および渦拡散係数の評価方法

2-1 風によるせん断応力

水面に作用する風によるせん断応力 τ_0 は，次式で表される．

$$\tau_0 = \rho_a \cdot C_f \cdot U_{10}^2 \quad (31)$$

ここで，

$$\begin{array}{lll} \rho_a & (\text{kg/m}^3) & : \text{空気の密度} \\ U_{10} & (\text{m/s}) & : \text{水面上 10 (m)における風速} \end{array}$$

C_f は，風の水面摩擦係数であり，さまざまな値が提案されている．Cioffi.F. et.al (2005) は 0.00619 を，光易(1983)は 0.001 を提案しているが，本研究では以下に示す Webb(1970) の式を用いた．

$$C_f = (1.0 + 0.07U_{10}) \times 10^{-3} \quad (32)$$

2-2 渦動粘性係数および渦拡散係数

鉛直渦動粘性係数 A_v (cm^2/s) は，成層の安定度を表すパラメータであるリチャードソン数の関数とし，次式で表す．

$$A_v = A_{v_0} (1 + \beta R_i)^\alpha \quad (33)$$

ここで R_i はリチャードソン数であり，

$$R_i = -\frac{g}{\rho} \frac{(\partial \rho / \partial z)}{(\partial u / \partial z)^2} \quad (34)$$

で定義される．

上式中の係数の値については，実験や観測結果に基づいてさまざまな値が提案されているが，本研究では，Webb (1970) の提案する $\alpha = -1$ ， $\beta = 5.2$ を用いた．また，式 (33) において， A_{v_0} は中立時の渦動粘性係数であり，本研究では， $0.01(\text{m}^2/\text{s})$ とした．ただし，**6-3** において， 11.1m/s の強風時の解析を行うと流れ場が不安定になったので， 7.0m/s の解析時の値の $1.6 (= 11.1/7.0)$ 倍の $0.016(\text{m}^2/\text{s})$ とした．これは，富所 (1984) の「風成流の鉛直渦動粘性係数は風速にほぼ比例する」という知見によるものである．

また，水平渦動粘性係数 A_h (cm^2/s) は，リチャードソンの $4/3$ 乗則にしたがい次式により求めた．

$$A_h = C_6 L^{4/3} \quad (35)$$

ここで， L (cm) はメッシュ幅であり，1つの要素を正三角形と近似し，三角形の面積を $1/2$ 乗することより L を求めた．また， C_6 は $0.01 \sim 0.09$ である (玉井，1980) といわれているが，ここでは， 0.01 を用いた．

鉛直渦拡散係数については鉛直渦動粘性係数を 1.6 倍した値を，水平渦拡散係数については水平渦動粘性係数と同じ値を用いた．

参考文献

- 玉井信行 (1980) : 密度流の水理，技報堂出版，pp.44-46.
- 富所五郎 (1984) : 閉鎖水域における風成流の水理に関する基礎的研究，京都大学学位論文，p.24.
- 光易恒 (1983) : 海面に及ぼす風の応力，水工学シリーズ 83-B-1，土木学会水理委員会．
- Cioffi, F., Gallerano, F. and Napoli, E. (2005) : Three-dimensional numerical simulation of wind-driven flows in closed channels and basins, Journal of Hydraulic Research, Vol.43, No.3, pp.290-301.
- Webb E. K. (1970) : Profile relationships, the log-liner range and extension to strong stability, Quarterly J. Royal Meteorological Society, Vol.6, pp.67-90.