

日本各地の沿岸性汽水湖沼における 完新世後半の塩分変動

鹿島 薫¹

Salinity changes during the Late Holocene at coastal brackish lakes in Japan

Kaoru Kashima¹

Abstract: To confirm the influence by the global climatic changes and sea level fluctuations to lake environment, we obtained undisturbed vertical core sections of sediments using drilling equipments at several brackish lagoons in Japan. The diatom-inferred salinity reconstruction for these brackish lagoons provides an excellent example of long-term salinity measurements during the Holocene.

At Lake Hamana and Lake Kasumigaura, a series of environmental oscillations with 700–1200 years intervals between fresh water, brackish to marine episodes followed after the eruption of Akahoya Ash (6300 y. BP). They have presumably varied substantially due to sea level fluctuations within the Late Holocene.

On the other hand, at Lake Shinji, a very closed tidal flat, where diatom valves are rarely preserved in sediments, continued for thousands of years after the eruption of Akahoya Ash (6300 y. BP).

Key words: brackish lake, diatom, environmental change, Holocene, salinity

はじめに

宍道湖・中海に代表される沿岸性汽水湖沼は、周囲を陸地で囲まれ、外海とは幅の狭い水道でつながりを持つ。一般に水深が浅く、太陽エネルギーを利用する上で有利であること、陸域からの豊富な有機物や栄養塩類の供給があることから、高い生物生産性を維持している場でもある。さらに、陸域から海域への移行部にあるため、潮汐による外海との物質交換、湖水の塩水成層など複雑な水利的条件を呈し

ている。生態学的に見ても、多くの汽水固有種が分布するなど、特色のある場ともなっている(國井ほか, 1993)。

地史的には、日本の汽水湖沼のほとんどが海跡湖に属し、かつて海域であったものが湖沼となったものである。宍道湖・中海も、約1万年前以降の縄文海進によって形成された古宍道湾・古中海湾が、その後、砂州の発達や河川による埋積で海域から切り離されていく過程が復元されている(徳岡ほか, 1990)。汽水湖はその多くが最近2万年以内に形成

¹ 九州大学大学院理学研究院地球惑星学専攻 Department of Earth and Planetary Sciences, Faculty of Sciences, Kyushu University
6-10-1 Hakozaiki, Fukuoka 812-8581, Japan
E-mail: kashima@geo.kyushu-u.ac.jp

されたものであり、その地史的な時間は内陸湖沼に比べて短い。しかし、汽水湖沼は外部からのわずかな影響によって、その環境を大きく変動させてきたことが知られている(國井ほか, 1993)。例えば、海水準変動や潮汐変動などの海域からの影響、河川からの堆積物・栄養塩の供給量の変動、気象変動そして人間による自然改変が湖沼の環境を大きく変動させてきたと推定される。

このような汽水湖沼の環境変動史から、その地域の人間活動の解明、さらには地球規模の地球環境の変動の解明など、環境変動についての多くの重要な情報を読みとることが期待され、これまでも堆積学的、古生物学的そして地球化学的手法を用いて、様々な研究がなされてきた(例えば、徳岡ほか, 1990)。著者は1980年代より、日本各地の汽水湖沼において、珪藻を指標としての環境変動の復元について研究を進めてきた。その結果、汽水湖沼の珪藻類には独特の生態学的特徴があり、それが環境変動の議論に極めて効果的であることが明らかとなった。

本稿では、筆者がこれまで関わってきた湖沼および内湾における研究成果より、その議論の根拠となってきた、汽水湖沼における珪藻の生態学的特徴と珪藻殻の堆積過程についての知見、及び最近6000年間の湖水環境、特に塩分変動に関わる知見を報告する。

古環境指標としての珪藻

珪藻は、単細胞の藻類の一つであり、塩分、pH、栄養塩、水深、乾湿などの変動を示す環境指標として知られている。また、珪藻の殻は堆積物中で保存されやすいことから、過去の環境変動の指標としても用いられることが多い(鹿島 1986, 1993)。湖沼堆積物は、一般に珪藻化石に富んでおり、珪藻を用いた古環境解析に適している。例えば、浜名湖の場合、湖底堆積物 1 mg あたりの珪藻個体数は最大で 10 万個体を超しており、この場合堆積物のほとんどが珪藻の遺骸からなると言っても過言ではない(鹿島, 1988)。日本においても湖沼堆積物の珪藻化石群集については、内陸湖沼や沿岸汽水湖沼を中心にこれまで研究がなされてきたが、その数は十分とは言えない。しかし、近年、珪藻の生態と珪藻殻の堆積過程については、多くの新しい研究が報告されており(例えば安藤, 1990; 鹿島, 1986, 1989; 小杉, 1988)、その結果珪藻から復元される古環境の精度を大きく向上させることが可能となった。

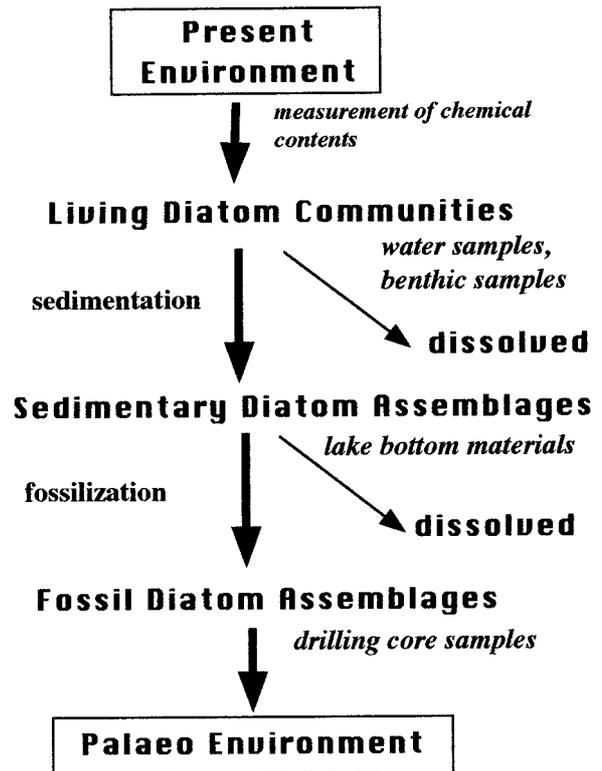


図1 珪藻を指標とした古環境復元のための研究フローチャート。

Fig.1 The flowchart for the paleo-environmental reconstruction using diatoms.

通常、珪藻を用いた古環境の復元には、図1で示した過程を経る。この場合、水域生息する現生の珪藻群集は、死後、湖底に堆積して遺骸群集となり、さらに堆積物中で化石群集へと推移し、その過程で、生産された珪藻殻は溶解、破壊、運搬、混合を受けてゆく。それまでの研究では、これらの過程をきちんと分離しておかなかったため、古環境指標としての珪藻の特徴を十分に明らかにできなかった。そこで、次に筆者がこれまで研究を進めてきた宍道湖・中海を例にとって、汽水湖沼における現生珪藻群集、珪藻遺骸群集、珪藻化石群集の特徴をまとめる。

宍道湖・中海における現生・遺骸・化石珪藻群集の特徴

(1) 水質変化と現生珪藻群集の変動

日本海に面した宍道湖・中海は、大橋川と境水道によって海域とつながっている汽水湖沼である(図2, 3)。周囲を陸地で囲まれている宍道湖・中海では、降水時には多くの河川水が流入し、その表層部の塩分は低下する。また、渇水時には河川水の流入

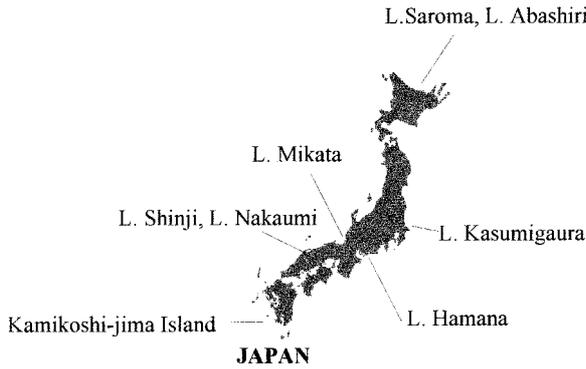


図2 本研究の調査地域.
Fig.2 The research lakes of this study.

が減り塩分が上昇することが知られている。淡水化工事の完了する前の1970~1980年代の記録を見ても、宍道湖湖心部の表層水の塩分は、塩素濃度で0.5~6パーミルと10倍以上の変動を見せている(秋山1975~1985)(図3)。

しかし、同時期の湖水中の珪藻群集にはむしろ変動が小さく、全期間を通じて *Cyclotella caspia*, *Diploneis pseudovalis*, *Chaetoceros* sp. *Skeletonema costatum* が優占していることが分かる(図3)。塩分低下期には *Skeletonema costatum* が増加する傾向は見られるものの、優占する群集が大きく入れ替わることはない。また、湖水の塩分がかなり低下しているにも関わらず、*Aulacoseira granulata* などの淡水生珪藻が多く産出することはなかった(図3)。

(2) 湖底表層堆積物中の珪藻遺骸群集の変動

淡水化工事のほぼ完了する1983-1986年における湖底表層堆積物中の珪藻遺骸群集の分布では、宍道湖では湖の中心部分で堆積物1mgあたり10⁶個を超える珪藻遺骸を確認できた。湖岸付近では珪藻数が減少するがこれは堆積物の粒径が大きくなることと関係している(図4)。

これに対して、中海では湖東南部の米子湾で珪藻

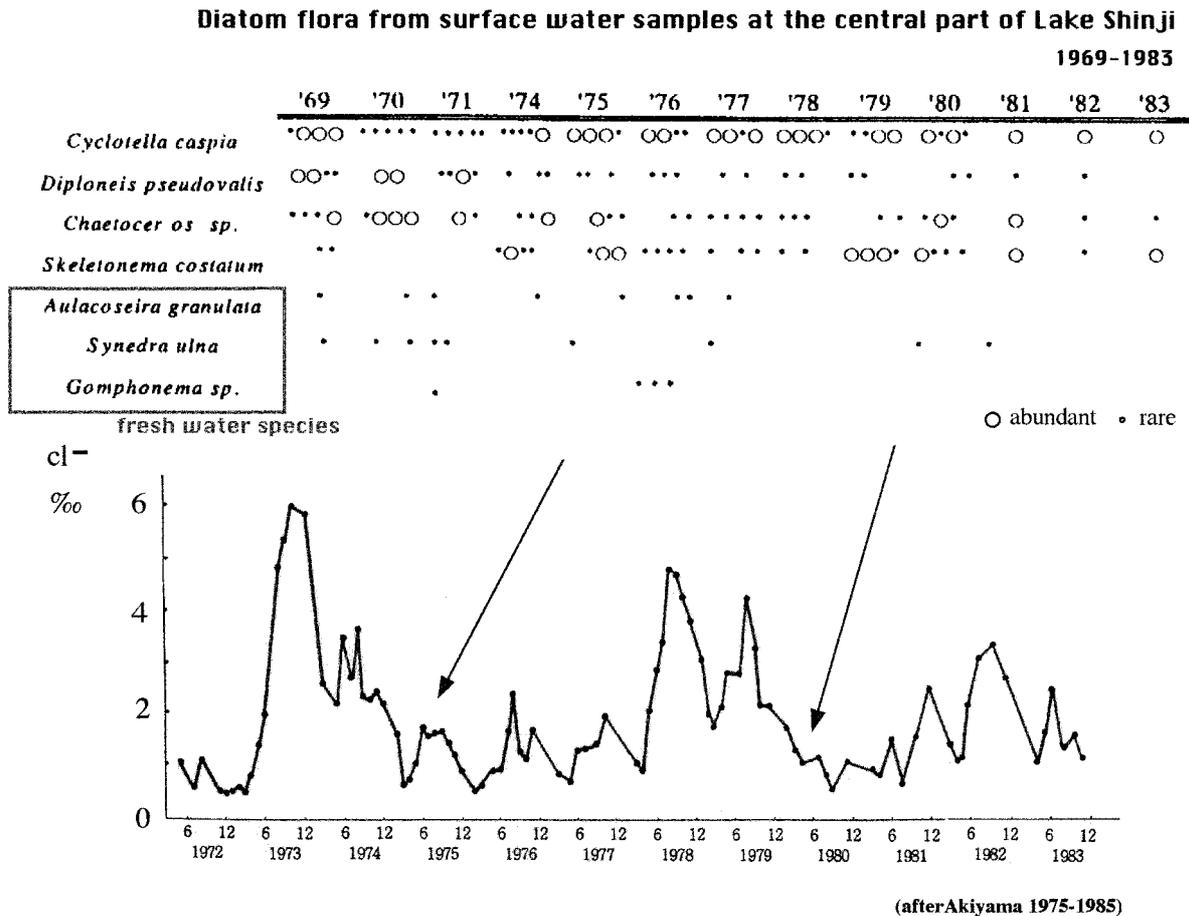


図3 宍道湖湖心における表層水中の珪藻群集の変動と湖水の塩分変動(秋山1975-1985を改変).
Fig.3 The diatom floras and lake salinity from surface water samples at the central part of Lake Shinji (after Akiyama, 1975-1985).

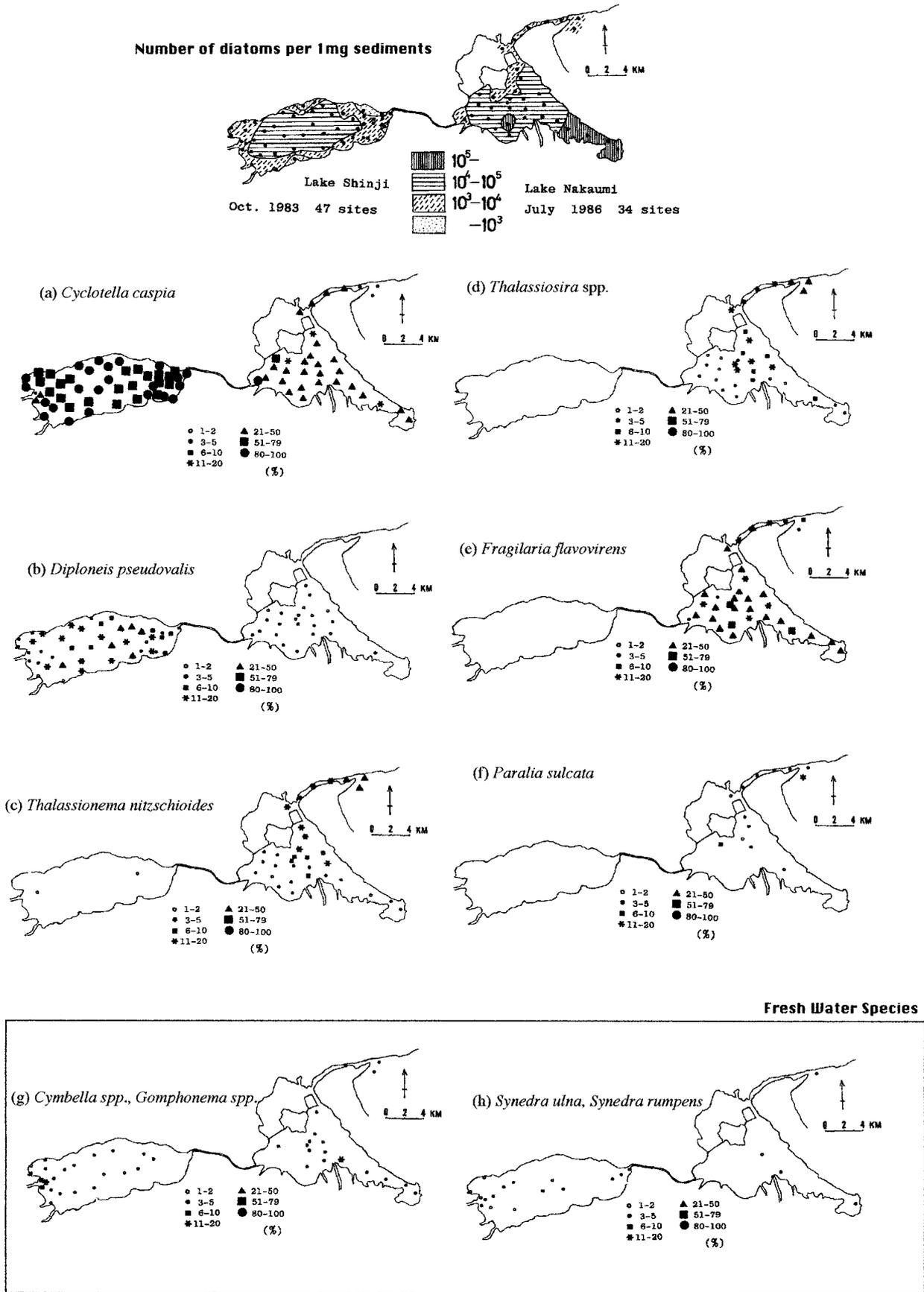


図4 宍道湖・中海における湖底表層堆積物中の珪藻遺骸群集 (鹿島, 1993, 1994).
Fig.4 Diatom assemblages from surface sediments at Lake Shinji and Lake Nakaumi (Kashima, 1993, 1994).

数の増加が認められた (図 4).

珪藻遺骸群集の構成については、宍道湖と中海で大きな相違が見られる。宍道湖では、湖のほぼ全域で *Cyclotella caspia* が優占し、全珪藻遺骸数の 80% 以上を占めている。そして *Diploneis pseudovalis* が随伴して産出している (図 4)。湖水中からはこれら 2 種のほかに、*Chaetoceros* sp. *Skeletonema costatum* が産出したが、この 2 種は殻の構造が弱く、表層堆積物中に遺骸として保存されていないことを示す (図 3)。このため、見かけ上、珪藻遺骸の分布では、*Cyclotella caspia* が 1 種、卓越した分布を示すようになる。

一方、中海では *Cyclotella caspia*, *Diploneis pseudovalis* に加えて、*Thalassionema nitzschioides*, *Thalassiosira* spp., *Fragilaria flavovirens*, *Paralia sulcata* が産出している。このように、両湖沼間では、珪藻遺骸群集の構成、特に産出する珪藻の種数に大きな差異が見られた。珪藻遺骸で見ると、宍道湖では種の多様性が極端に減少し、*Cyclotella caspia* が一種多産するようになる (図 4)。

宍道湖・中海の湖底から淡水生の珪藻殻も産出する。塩分低下期においても、淡水生種が湖水中に多産する事がないことから (図 3)、これらは流域の河

川から流入した異地性の珪藻殻と判断される。淡水生珪藻殻は、宍道湖では斐伊川河口、中海では飯梨川河口に多く分布しているが、その範囲は河口 2 km 以内に留まり、またその全珪藻殻数に占める割合は 10% 以下である。両湖沼のその他の地点では、産出する淡水生種の割合は 1~2% 以下に留まっている (図 4)。

両湖沼では、降水時に大量の河川水が湖内に流入しており、それに伴って多くの淡水生珪藻遺骸が湖内に流入していることが予想された。しかし、珪藻遺骸の分布で見ると淡水生種の影響は小さく、しかも分布が河口域などに限定されていることが分かる (図 4)。これは、湖内での珪藻殻の生産が極めて大きく、そのため相対的に異地性殻の割合が小さくなっていることを示している。

(3) ボーリングコア試料中の珪藻化石群集の変動

宍道湖・中海ではこれまでに多数のボーリングコア試料が古環境復元を目的として掘削されてきた (徳岡ほか, 1990)。ここでは、これらの中から、宍道湖の湖心で掘削された SJ 96 及び SJ 89-1 コアを取りあげ、珪藻化石群集の変動を論じる (図 5)。SJ 96 は湖底堆積物基底までの掘削コア試料である。そ

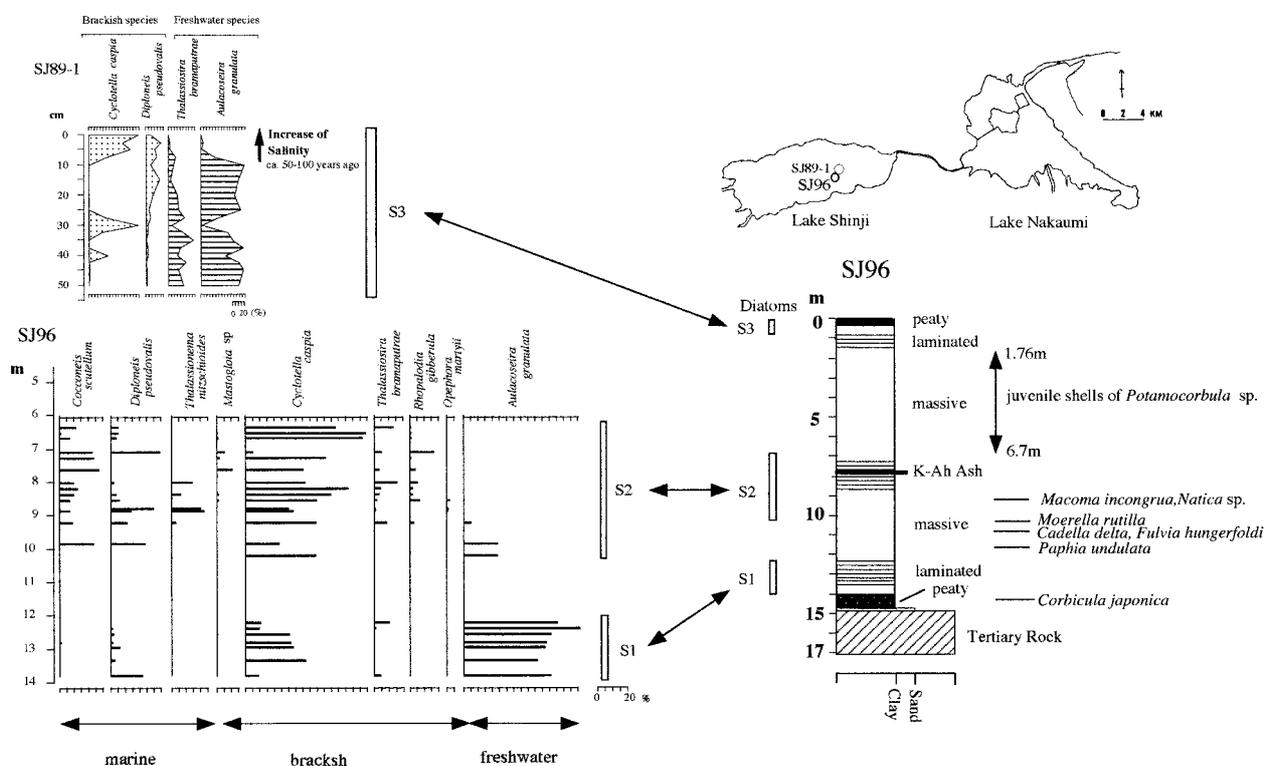


図 5 宍道湖湖心における湖底堆積物中の珪藻化石群集の変化 (鹿島, 1994; 森田ほか, 1998)。

Fig.5 Diatom fossil assemblages from lake sediment cores at the central part of Lake Shinji (Kashima, 1994; Morita et al., 1998).

の最上部 1 m は掘削時の攪乱が見られたため、近接して採取されていた SJ 89-1 コアを用いて解析した。

宍道湖湖心では、湖底下約 15 m で基底の第三紀層に達する。堆積物はおおむね均一な粘土層からなるが、基底付近では泥炭質に、また途中いくつかの層準でラミナの発達が見られる（高安・出雲古代景観復元チーム，1998）。珪藻化石は、S 1～S 3 の 3 層準で多く産出した。S 1 は基底直上に位置し、淡水生の *Aulacoseira granulata* と現在の宍道湖で優占する *Cyclotella caspia* が混じって産出する。S 2 はアカホヤ火山灰層を挟む層準であり、*Cyclotella caspia* 加えて、*Thalassiosira nitzschioides*, *Cocconeis scutellum*, *Diploneis pseudovalis* が産出した。S 3 は最上部に位置し、*Aulacoseira granulata* が優占する淡水環境から、*Cyclotella caspia* が優占する汽水環境への推移が確認された（鹿島，1994; Kashima *et al.* 1997; 森田ほか，1998）（図 5）。

以上のように、宍道湖では、断片的ながら海進期の堆積環境（S 1）、縄文海進頂期の内湾的堆積環境（S 2）、そして閉塞された淡水～汽水環境（S 3）が珪藻化石群集から復元され、同湖沼が地史的に海跡湖としての特徴を持つことを示しており、徳岡ほか（1990）による古地理図と調和している。

しかし、以下の 2 点が宍道湖の環境変動の特徴的な現象として確認された。第 1 に、アカホヤ堆積時以降、約 5 m の層準にわたって、ヌマコダキガイの幼貝のみが多産する層準が見られ（高安・出雲古代景観復元チーム，1998）、その間は珪藻化石の産出が認められなかった（Kashima *et al.* 1997; 森田ほか，1998）。貝群集から見て、極めて閉塞された干潟状の環境が推測されるが、珪藻化石が保存されない堆積環境が継続していたことになる。

第 2 には、最近 50～100 年ほど前から、わずかであるが湖水の塩分が上昇し、それまでの淡水環境から汽水環境へと変化している。これは、近代以降の人為による地形改変の影響と考えられてきた（例えば、徳岡ほか，1990）。しかし近年、地球の温暖化に伴う海水準の上昇が指摘されており、それとの関係についても、他湖沼との比較を含め、検討が必要となっている（Kashima, in press）。

汽水域の珪藻類の生態学的・堆積学的特徴について

宍道湖・中海における研究より、汽水域における珪藻類の分布の特徴として、以下の 2 点が明らかと

なった。第 1 は、宍道湖のように海域から遠く離れ塩分の低い湖沼では、湖底に堆積する珪藻遺骸の多様性が減少し、*Cyclotella caspia* が 1 種優占するようになる。第 2 には、周辺から多くの河川水が流入しているのにも関わらず、淡水生珪藻殻の分布は河口域など限定された範囲に限られており、その割合も小さい。

以上のような特徴が宍道湖・中海に限定されたものであるのか、それとも日本各地の汽水湖沼に共通する特徴であるかを確認するため、他の汽水湖沼における表層堆積物中の珪藻遺骸の分布を検討した。考察に用いた試料は、浜名湖（鹿島，1988）、三方湖（鹿島，未発表）、サロマ湖（鹿島，1996）、網走湖（鹿島，1996）、上甌島汽水性湖沼群（鹿島 1989, 1993）である。これらの湖は、それぞれ太平洋、日本海、オホーツク海、東シナ海に面している。

宍道湖・中海のように相隣接した湖沼で異なる塩分環境を呈する湖沼である、サロマ湖・網走湖では、宍道湖・中海とほぼ似た珪藻遺骸群集の分布が認められた（図 6）。極めて閉塞された汽水湖沼である網走湖では、網走川の河口地域を除くと、*Cyclotella caspia* が 1 種で全珪藻殻数の 80% 以上を占めており、その状態は宍道湖と類似している。これに対して、海水との湖水の交換の大きいサロマ湖では *Thalassiosira nitzschioides* など約 6 種が分布を分け合っている（図 6）。サロマ湖における多産種の構成は、*Thalassiosira nitzschioides* など中海と共通するものも見られたが、*Fragilaria flavovirens* のようにサロマ湖で産出しない種も認められた。しかし、塩分上昇に伴い産出する珪藻遺骸の多様性が増加するという特徴は中海と共通している。

ほぼ同様の現象は、東シナ海に位置する上甌島汽水性湖沼群でも確認された。塩分の低い貝池、鉾崎池では *Cyclotella caspia* が一種で優占するのに対し、塩分の高いなまこ池では *Cyclotella caspia* に加えて、*Thalassiosira nitzschioides*, *Paralia sulcata* などが多く産出するようになる（図 7）。

これに対し、浜名湖では *Cyclotella caspia* の割合は大きいものの、宍道湖や網走湖のように 1 種のみが多産する状態は見られず、*Thalassionema nitzschioides*, *Thalassiosira* spp., *Fragilaria flavovirens* など約 5 種の珪藻で分布を分け合っている（図 8）。浜名湖の北西部は猪鼻湖と呼ばれ狭窄部で区切られているが、珪藻遺骸で見るとむしろ中海に近い分布となっている。これは狭窄部の水深が大きく、湖水の交換が頻繁であることによるものと考えられる。

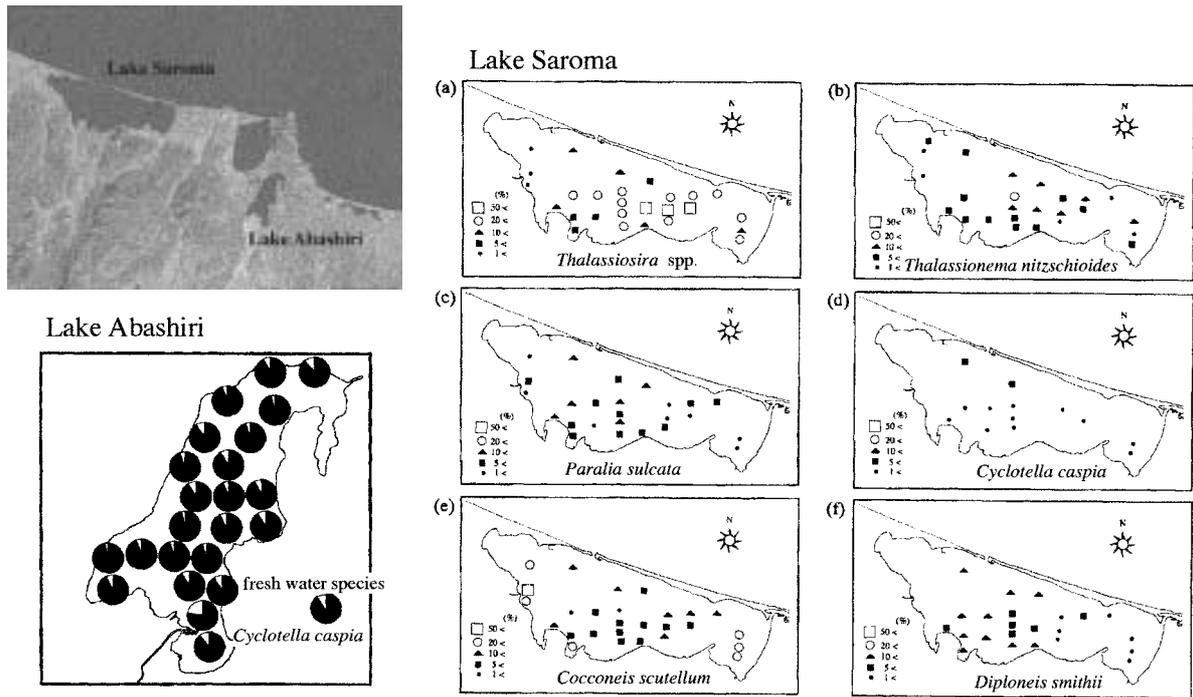


図6 網走湖・サロマ湖における湖底表層堆積物中の珪藻遺骸群集 (鹿島, 1996).

Fig.6 Diatom assemblages from surface sediments at Lake Abashiri and Lake Saroma, northern Japan (Kashima, 1996).

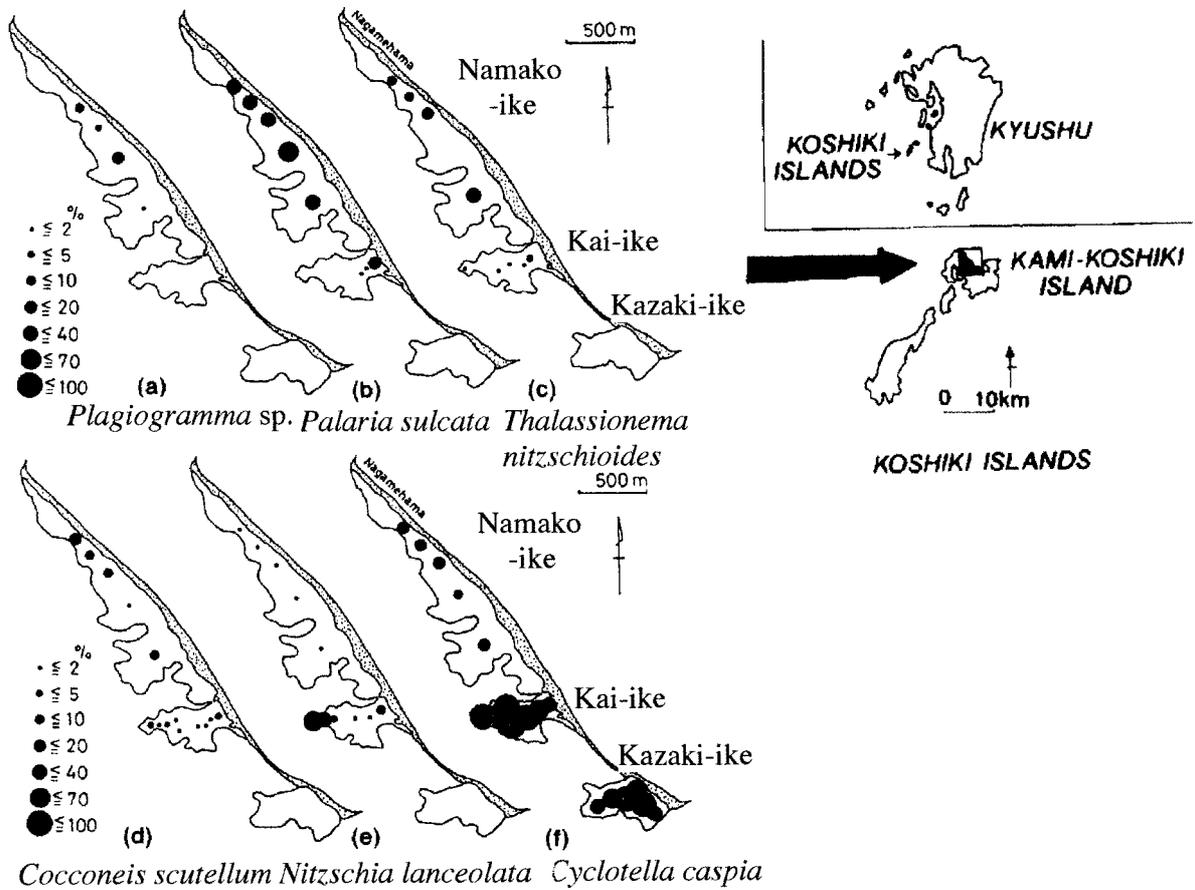


図7 上甕島汽水性湖沼群における湖底表層堆積物中の珪藻遺骸群集 (鹿島, 1989, 1993).

Fig.7 Diatom assemblages from surface sediments at brackish lakes in Kamikoshi Island, south-west Japan (Kashima, 1989, 1993).

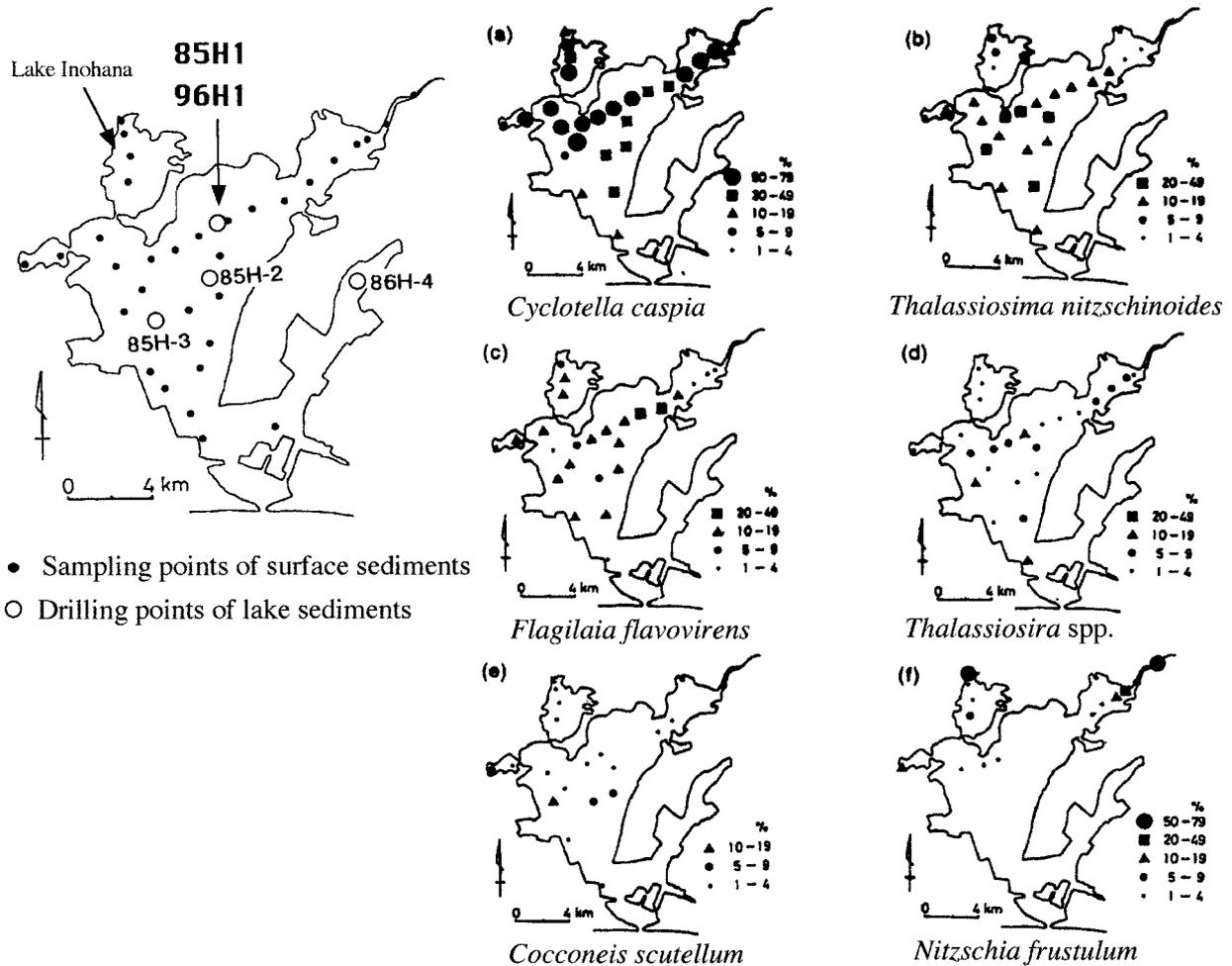


図8 浜名湖湖底表層堆積物中の珪藻遺骸群集 (鹿島, 1988).

Fig.8 Diatom assemblages from surface sediments at Lake Hamana, central Japan (Kashima, 1988).

以上のように、宍道湖のように海域から遠く離れ塩分の低い湖沼では、湖底に堆積する珪藻遺骸の多様性が減少し、*Cyclotella caspia* が1種優占するようになる現象が、日本各地の汽水湖沼で、接する海域の違いには関係なく確認された。

次に、汽水湖内への淡水珪藻遺骸の流入について考察を加える。汽水湖内への淡水珪藻殻の流入堆積は一般に小さい。網走湖では、湖の南端部に網走川が形成したデルタ地形が発達しているが、最もデルタに近い試料採取地点でも淡水珪藻殻の全珪藻殻に占める割合は25%に過ぎない(図6)。サロマ湖(図6)や浜名湖(図8)では、湖底表層からの淡水珪藻の産出は極めて小さく、全珪藻数の1%以下となる。浜名湖の場合は、やや塩分を含む河口感潮域に特徴的に分布する *Nitzschia frustulum* が、湖の北端部の都田川河口に見られたが、その分布も河口2~4 km 以内に限定されている(図8f)。湖の規模

の小さい上甌島汽水性湖沼群(図7)(鹿島1989, 1993)においても、淡水珪藻遺骸の割合はとても小さいことが確認されている。このように、宍道湖・中海と同様に、多くの河川水の流入があるにもかかわらず、湖内での珪藻殻の生産が大きく、その結果淡水珪藻遺骸の割合が相対的に小さくなる現象は、他の多くの湖に共通した現象であることが確認された。

これらの湖沼に対して、三方湖では多くの淡水珪藻遺骸が湖内から産出している。三方湖は、三方五湖と呼ばれる複数の湖沼が連なる湖沼群の最も内陸側に位置している。湖底表層からは、*Cyclotella caspia* に混じって多くの淡水珪藻種が産出したが、その割合は、流入河川の河口部に位置する湖の南東部で60~70%に、最も海域に近い北西部で30~40%に達する(図9)。*Cyclotella caspia* の遺骸が多くの淡水珪藻種と混じって産出するのは、三方湖の特異な

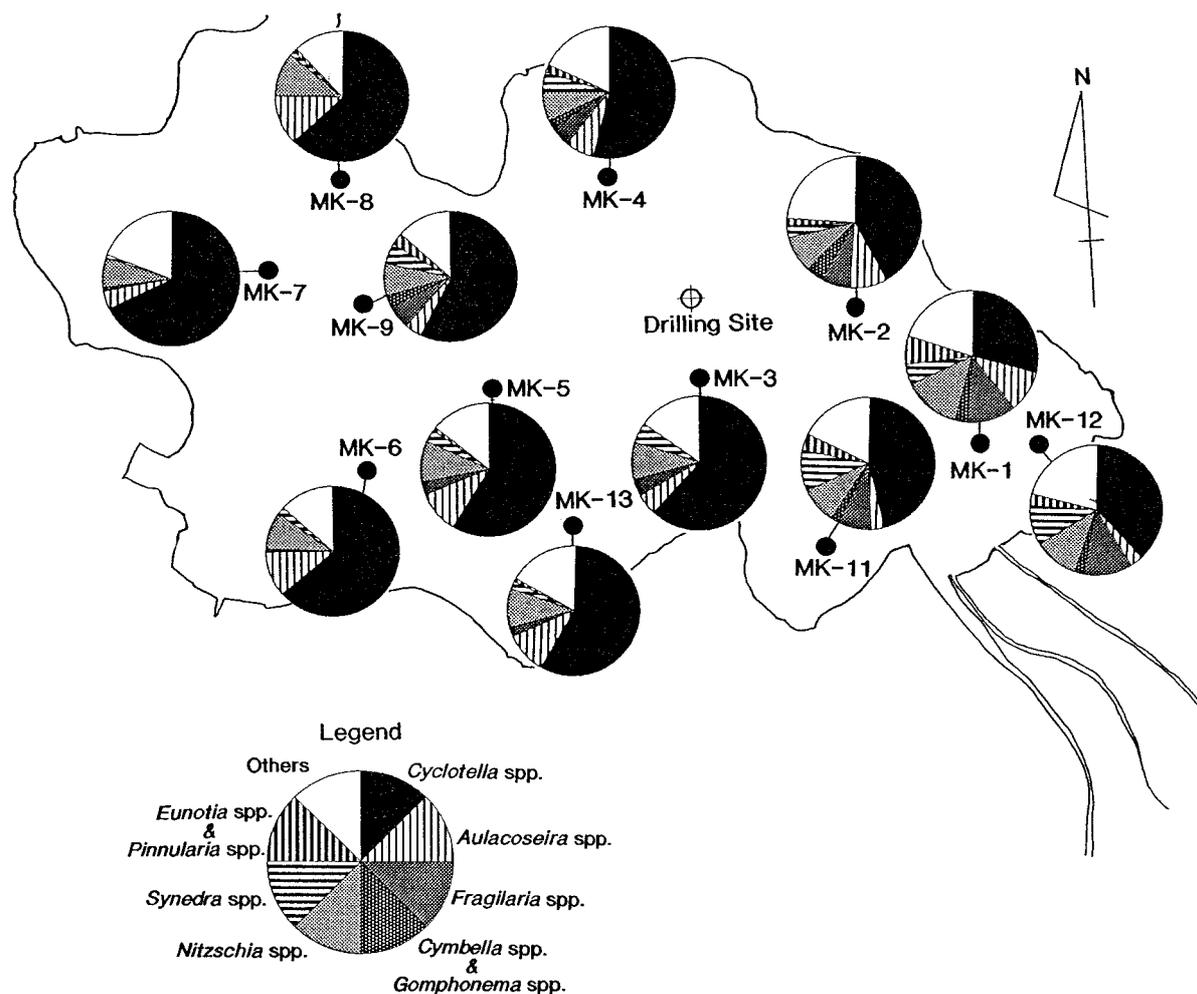


図9 三方湖湖底表層堆積物中の珪藻遺骸群集。
Fig.9 Diatom assemblages from surface sediments at Lake Mikata, central Japan.

堆積環境によるものと思われるが、さらなる観測が必要とされている。

珪藻化石群集を指標とした汽水湖沼における古環境変動

宍道湖におけるボーリングコア試料中の珪藻化石群集の推移から、完新世における湖水の環境変動、特に湖水の塩分の変動が復元された(図5)。その結果、アカホヤ火山灰堆積時以降、閉塞された堆積環境が形成されたこと。最近50年ほど前から、わずかであるが湖水の塩分上昇が始まっていることなどの特徴が認められた。

そこで、以上の2点に焦点を絞りながら、日本各地の汽水湖沼におけるボーリングコア試料中の珪藻化石群集の変遷について、以下、検討を加える。ここで用いたのは、湖底堆積物基底部までの試料が得

られた、浜名湖、霞ヶ浦、三方湖、さらに湖底堆積物浅層部の試料が得られた網走湖、サロマ湖である。

(1) 浜名湖

アカホヤ堆積時以降の塩分変動が最も顕著に現れたのは浜名湖である。浜名湖では、アカホヤ堆積時以降H1からH6までの6つの珪藻帯を設定することができた(鹿島, 1988; 本田・鹿島, 1997; Kashima *et al.*, 1997; 森田ほか, 1998)。H1では *Cyclotella caspia*, *Thalassionema nitzschioides*, *Thalassiosira* spp. などが多く産出しており、現在の浜名湖・中海の湖底遺骸群集の構成と類似した群集となる。ただし、H1の中でも *Cyclotella caspia* の割合に変動が見られ、深度13.0 m付近で、*Cyclotella caspia* が大きくなっている。これは現在の浜名湖の湖奥部の状態と類似している。

H2では *Cyclotella caspia* が優占的に産出してお

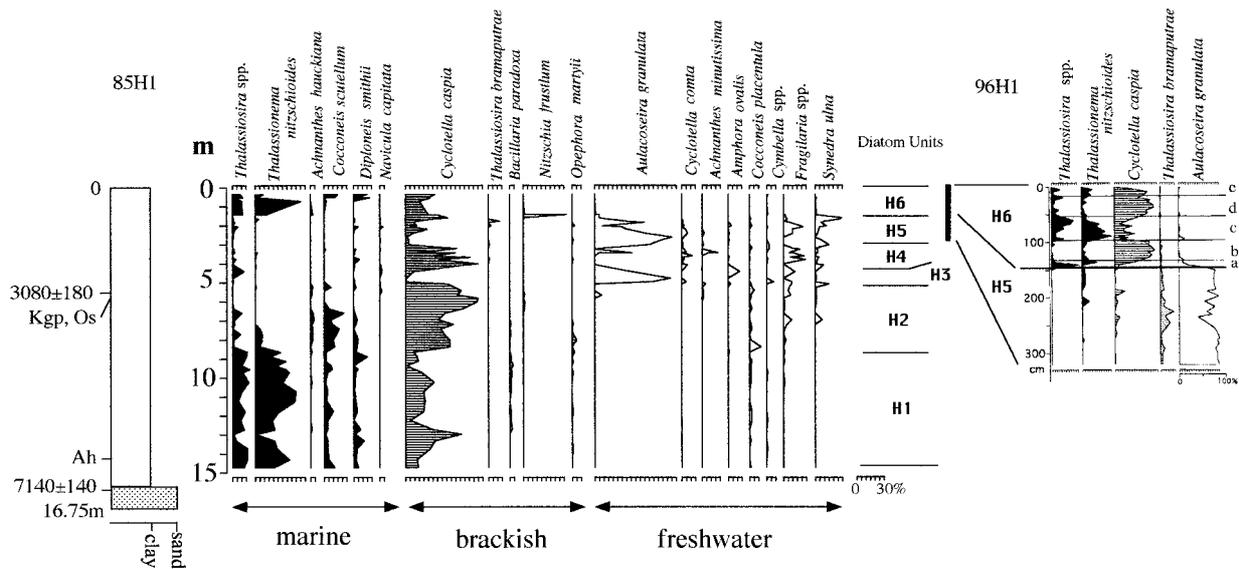


図 10 浜名湖湖心における湖底堆積物中の珪藻化石群集の変化 (Kashima et al., 1997; 森田ほか, 1998).

Fig.10 Diatom fossil assemblages from lake sediment cores at the central part of Lake Hamana (Kashima, 1997; Morita et al., 1998).

り、H2の上半部ではその割合が80%に達している。これは、現在の宍道湖の湖底遺骸群集の構成と類似しており、H1からH2にかけて、湖の閉塞が強まり、湖水表層の塩分が低下したことを示している。H3では、*Aulacoseira granulata*をはじめとする淡水生種が多く産出する。汽水湖沼では、どのように周囲から河川水などに混じって淡水生珪藻遺骸が流入・堆積しても、それが優占することがないことが、前項の考察より判断されるため、H3においては浜名湖は海域から完全に切り離されて、淡水湖沼となったことが判断される。その後、再び汽水化(H4)と淡水化(H5)をくり返した後、*Cyclotella caspia*, *Thalassionema nitzschioides*, *Thalassiosira* spp.などが混じり合って産出する、海水との交換の大きい汽水環境(H6)へと変化した(図10)。96H1の解析により、H6はさらにa-eまで5つに分帯され、その中では*Cyclotella caspia*と*Thalassionema nitzschioides*, *Thalassiosira* spp.の割合が、周期的に変動した(図10)。これは塩分の変動が近年まで続いていることを示しており、最近の50~100年では*Cyclotella caspia*の割合が減少し*Thalassionema nitzschioides*, *Thalassiosira* spp.の割合が増加する塩分上昇傾向が認められた。

^{14}C 年代測定、火山灰などを基に、その間の堆積速度を一定として、浜名湖の淡水化時期を推定すると、H2の開始は4500 y.BP、H3は3000~2400 y. BP、H5は1600~500 y.BPとなる。

(2) 霞ヶ浦

霞ヶ浦の湖心近くで掘削されたKB3コアについて解析を加えた(齊藤ほか, 1990)。このコアは、深度約40mで湖底堆積物の基底に達し、その ^{14}C 年代は9920±230 y.BPである。アカホヤ火山灰ほかの火山灰層を、コア中に挟在している(図11)。

珪藻化石群集は、大きく三分され、最下部(深度35m以深)の汽水-淡水層準、中部(深度1.5~35m)の内湾-汽水層準、最上部(深度1.5m以浅)の淡水層準に区分される。中部(深度1.5~35m)の内湾-汽水層準では、*Cyclotella caspia*, *Thalassiosira* spp., *Thalassionema nitzschioides*などが混じり合って産出しており、その群集構成は現在の中海や浜名湖に近い。このことから、霞ヶ浦では、海水との湖水の交換が大きい汽水環境が、完新世において長期間継続していたことを示している。しかし、アカホヤ火山灰堆積以降3回(K1~K3)*Cyclotella caspia*の割合が増加する層準が見られた(図11)。現在の浜名湖では、湖口付近に比べて、湖奥では*Cyclotella caspia*の割合が大きくなる傾向が認められており、K1~K3までの変動は、湖の閉塞が一時的に進んだことを示している。しかし、浜名湖のように、湖沼の淡水化や、*Cyclotella caspia*が一種で優占するような強度の閉塞環境を呈することはなかった。火山灰層を鍵層として、各時期の堆積年代を推定すると、K1は4500~5300 y.BP、K2は2100~3000 y.BP、K3は1300 y.BPとなる。これらを浜名湖の珪藻化

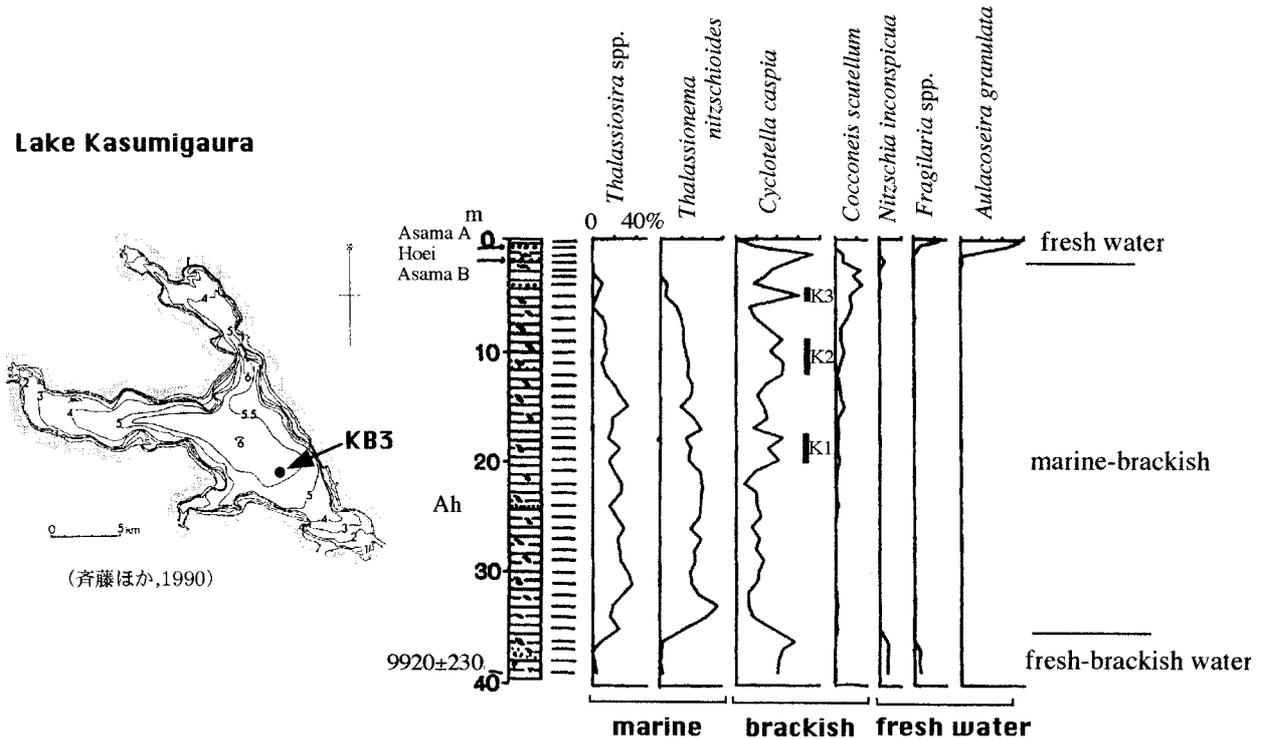


図 11 霞ヶ浦湖心における湖底堆積物中の珪藻化石群集の変化。

Fig.11 Diatom fossil assemblages from the lake sediment core at the central part of Lake Kasumigaura.

石群集分帯と対比すると、K1は浜名湖で汽水化が始まるH2の下限に、K2は淡水化するH3に、K3はH5にほぼ対比される。このことは、浜名湖で見つかった塩分変動・湖水の淡水化に代表される環境変動は、珪藻化石群集の変動の様式は異なるものの、霞ヶ浦でも現れているものと考察される。

(3) 三方湖

三方湖の湖底堆積物は、その基底が70m以深にも達し、またその堆積年代は8万年前以前にさかのぼる。これは、三方湖の起源が、他の湖のような海潟湖ではなく、三方湖の東部を区切る断層活動による構造湖であることによる。

珪藻化石群集の変化も、他の湖沼とは大きく異なり、淡水生種のみが産出する堆積環境が継続した。Cyclotella caspiaをはじめとする汽水性種は、湖底堆積物最上部1m以浅のみで産出した。

(4) 網走湖・サロマ湖

両湖沼では、湖底表層部のみの試料が得られた。網走湖では、下位よりAulacoseira granulataなどの淡水生種が優占する層準が、湖底下40cmの層準でCyclotella caspiaの優占する汽水層準へと変化して

いる。火山灰層編年より、網走湖の汽水化50-70年ほど前より顕著になったと推定された(鹿島, 1996)(図12)。

これに対して、サロマ湖では淡水種はコア試料中からほとんど産出せず、珪藻群集の変化は海水～汽水性のParalia sulcata, Diploneis smithiiの現象と、海水生のThalassiosira spp., Thalassionema nitzschioidesの増加という形で示されている。堆積物の²¹⁰Pb年代などより、この変化は1930年頃生じたことが推定された(鹿島・松本, 1986; 鹿島, 1996)(図12)。

日本各地の沿岸性汽水湖沼における淡水化・低塩分化層準と最近の塩分上昇

日本各地の沿岸性汽水湖沼の湖底堆積物層の珪藻化石の分析より、これらの湖が完新世、特にアカホヤ火山灰堆積時以降、大きな環境変動を経てきたことが明らかとなった。これらの環境変動を塩分変動に絞って整理すると、図13のようにまとめられる。

コア試料から産出する珪藻化石群集の構成から、各地点における堆積環境の変動を、現生の珪藻遺骸の分布特性に基づいて、以下のように整理した。

A：内湾環境：Thalassiosira spp., Thalassionema

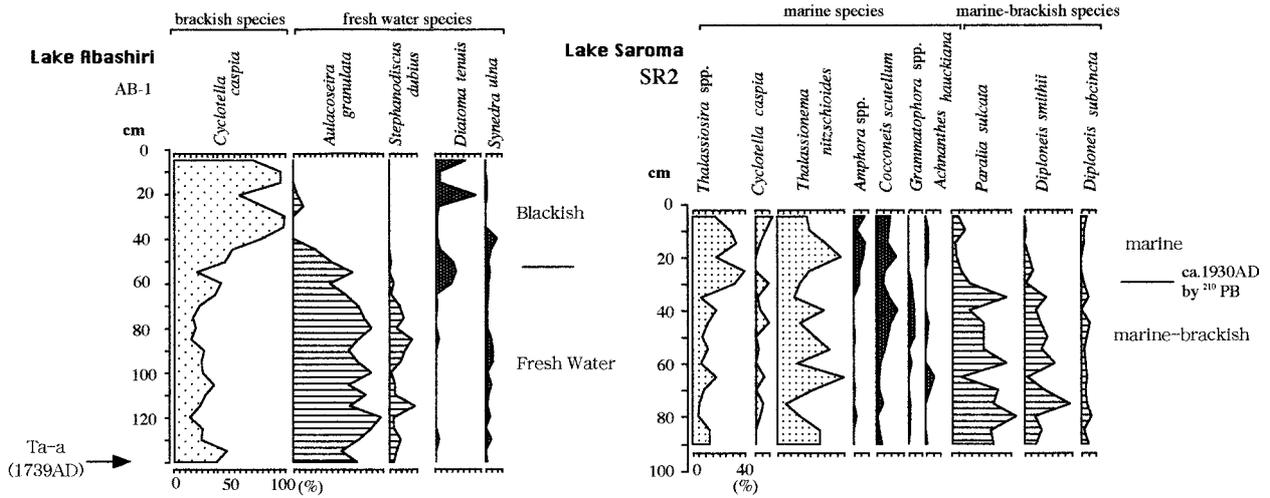


図 12 網走湖・サロマ湖における湖底堆積物中の珪藻化石群集の変化 (鹿島, 1996).

Fig.12 Diatom fossil assemblages from lake sediment cores at Lake Abashiri and Lake Saroma (Kashima, 1996).

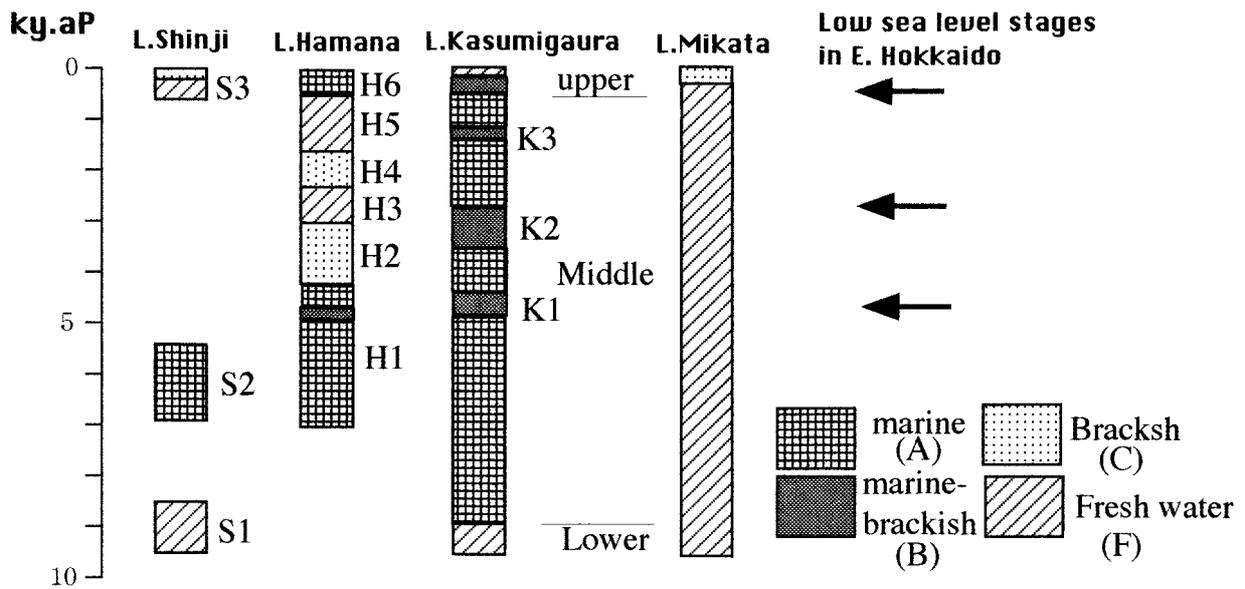


図 13 完新世における日本各地の沿岸性汽水湖沼の塩分変動。

Fig.13 Salinity fluctuations during the Holocene at brackish lakes in Japan.

nitzschioides, *Cyclotella caspia* などが混じり合って産出する。外海との湖水の交換の大きい汽水湖の湖心から湖口部。現在の浜名湖, 中海など。

B: 内湾～汽水環境: *Thalassiosira* spp., *Thalassionema nitzschioides*, *Cyclotella caspia* などが混じり合って産出するが, *Cyclotella caspia* の構成比が大きくなる。外海との湖水の交換の大きい汽水湖の湖心から湖奥部。現在の浜名湖, 中海など。

B': 内湾～汽水環境: 基本的な珪藻群集の特徴は B と同じであるが, *Paralia sulcata* の割合が特に

大きくなる。現在のなまこ池 (上甕島汽水性湖沼群)。

C: 閉塞された汽水環境: *Cyclotella caspia* が一種で優占的に産出する。現在の宍道湖, 網走湖, 貝池, 鉾崎池 (上甕島汽水性湖沼群)。

F: 淡水環境: 淡水生種が優占的に産出する。現在の浜名湖, 網走湖などの珪藻遺骸の分布より, 周囲を陸域で囲まれていても, 湖水表面が完全に淡水化しない限り, 淡水生珪藻遺骸が優占する事はない。

以上の分類を用いて, 汽水湖沼の塩分変動をまと

めると、以下のような傾向が認められた。

(1) 日本の多くの汽水湖沼は、海潟湖であり、その基底部には海進初期の淡水環境 F が確認され、その後の海進に伴って、内湾環境 A が形成された。ただし、三方湖は断層活動に伴う構造湖であり、完新世になっても、最近まで淡水環境 F が継続していた。

(2) 完新世後半、特にアカホヤ火山灰堆積時以降の塩分変動には、各湖沼で差異が見られる。最も顕著な汽水化・淡水化が生じたのは浜名湖であり、2度の淡水化期が確認された。これに対して、霞ヶ浦では内湾環境 A が継続していたが、アカホヤ火山灰堆積時以降3回、内湾～汽水環境 B が形成され、湖水の塩分の変動が生じたことが確認された。両湖沼における塩分低下期は、北海道東部の湿原地域で確認された海水準低下期 (Sakaguchi *et al.*, 1986) と強い相関が見られた。

宍道湖では、アカホヤ火山灰降下期以降、極めて閉塞された干潟のような環境が形成された。このため、珪藻化石は堆積物中に保存されず、溶解してしまったものと考えられる。しかし、この点についてはさらに検討が必要である。

(3) 最近 50～100 年は、各汽水湖沼で塩分の上昇が顕著である。その珪藻群集へのあられ方は各湖で相違が見られるが、これまでに塩分の上昇が確認された湖沼は以下の通りである。宍道湖 (F→C)、浜名湖 (B→A)、三方湖 (F→C)、網走湖 (F→C)、サロマ湖 (B→A)。これに対して、霞ヶ浦では淡水化が見られた。

これらの現象は、これまで各湖の近代以降の人為による地形改変の影響と考えられることが多かった(例えば、徳岡ほか, 1990)。しかし、近年、地球の温暖化に伴う海水準の上昇が指摘されており、それとの関係についても、検討が必要となる (Kashima, in press)。

謝 辞

本研究をまとまるにあたり、宍道湖中海における研究の機会とご助言をいただいた、徳岡隆夫教授、高安克美教授をはじめとする、島根大学汽水湖沼研究センター、総合理工学部の方々に厚くお礼を申し上げます。

文 献

- 秋山 優 (1975～1985) 中海・宍道湖水系における植物プランクトンおよび着生藻類の推移ならびにその生態学的研究 (I)～(X), 中海・宍道湖の水質保全に関する調査報告書 (第1報)～(第10報), 島根県環境保健部。
- 安藤一男 (1990) 淡水生珪藻による環境指標種群の設定と古環境への応用, 東北地理, **42**, 73-88.
- 本田秀一・鹿島 薫 (1997) 湖底堆積物から見た浜名湖の最近 1000 年間の古環境変遷. LAGUNA (汽水湖沼研究), **4**: 69-76.
- 池谷仙之・和田秀樹・阿久津 浩・高橋 実 (1990) 浜名湖の起源と地史的変遷, 地質学論集, **36**: 129-150.
- 鹿島 薫 (1986) 沖積層中の珪藻遺骸群集の推移と完新世の古環境変遷. 地理学評論, **59**(ser.A): 383-403.
- 鹿島 薫 (1988) 珪藻分析から復原された浜名湖の完新世における古環境変遷. 細屑性堆積物の研究, **5**: 95-107.
- 鹿島 薫 (1989) 鹿児島県上甕島汽水性湖将軍における珪藻の分布特性と珪藻からの体積仮定. 日本ベントス研究会誌, **35/36**: 29-40.
- 鹿島 薫 (1993) 汽水湖沼における現生および化石珪藻群集, 地質学論集, **39**: 7-14.
- 鹿島 薫 (1994) 中海・宍道湖における現生および化石珪藻群集に関する最近の話題. LAGUNA (汽水湖沼研究), **1**: 37-43.
- 鹿島 薫 (1996) 網走湖・サロマ湖の湖底堆積物から得られた珪藻遺骸群集. LAGUNA (汽水湖沼研究), **3**: 33-39.
- Kashima (in press) An attempt of diatom assemblages from brackish lagoons as an indicator for a long-term monitoring of the global sea level rise, Proceedings of APN/LOICCOZ Meeting.
- Kashima K., Honda S. and Morita H. (1997) Paleoenvironmental changes of Lake Hamana, a semi-enclosed brackish lake at the central Japan, during the last 6000 years presumed by the diatom assemblages from core samples of lake deposits, Diatom, **13**: 187-193.
- 鹿島 薫・松本英二 (1986) サロマ湖コア試料中の珪藻遺骸群集と過去 200 年間の環境変遷. 第四紀学会予稿集, **16**: 68-69.
- 鹿島 薫・中海宍道湖自然史研究会 (1990) 中海・

- 宍道湖の自然史研究－その 14. 宍道湖より得られた柱状試料の珪藻分析－. 島根大学地質学研究報告, **9**: 159-161.
- 小杉正人 (1988) 珪藻の環境指標群の設定と古環境復元への応用, 第四紀研究, **27**: 1-20.
- 森田英之・鹿島 薫・高安克巳 (1998) 湖底堆積物の珪藻遺骸群集から復元された浜名湖・宍道湖の過去 10000 年間の古環境変遷, LAGUNA (汽水域研究), **5**: 38-47.
- 國井秀伸・高安克巳・橋谷 博・中村幹雄・中尾 繁 (1993) 汽水湖生態系の特性と日本における研究の現状, 日本生態学会誌, **43**: 195-209.
- 齊藤文紀・井内美郎・横田節哉 (1990) 霞ヶ浦の地史: 海水準変動に影響された沿岸湖沼環境変遷史, 地質学論集, **36**: 103-118.
- Sakaguchi, Y., Kashima, K. and Matsubara, A. (1985) : Holocene Marine Deposits in Hokkaido and their Sedimentary Environment. Bull. Dep. Geogr. Univ. Tokyo, **17**: 1-17.
- 高安克巳・出雲古代景観復元チーム (1998) コア SJ 96 の概要と宍道湖の古環境変遷, LAGUNA (汽水域研究), **5**: 1-13.
- 徳岡隆夫・大西郁夫・高安克巳・三梨 昂 (1990) 中海・宍道湖の地史と環境変化, 地質学論集, **36**: 15-34.