

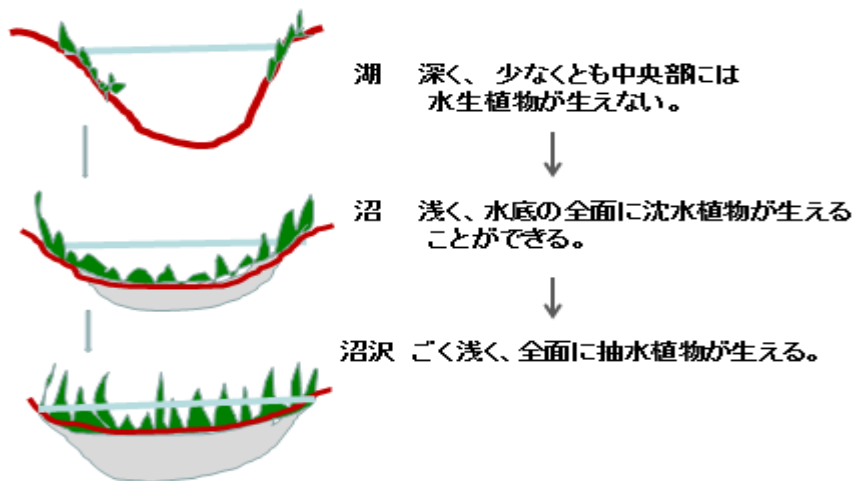
§ 3 湖としての霞ヶ浦

3.1 湖とは

霞ヶ浦は「湖」です。湖沼学の先駆者フランソワ・フォレル（1841-1912）によると、湖とは「水をたたえる地表の凹地で、八方を陸に囲まれ、海とは直接のつながりを持たないもの」です。この定義では大はカスピ海から小は雨上がりの水溜まりまでが湖沼となるいっぽう、いまの浜名湖は湖沼でなく海湾となります。

陸水（陸にある水）を陸水、地下水、地表水に分けます。地表水は流水または静水のかたちをとり、流水が移動する経路は河川となります。流水が地表の凹地に流れ込むと、みかけの流れを止めて静水となります。静水が滞留する凹地が「湖沼」で、水が滞留する凹地を「湖盆」（こぼん）と呼びます。

湖・沼・沼沢 湖沼学は湖沼を湖（みずうみ）・沼（ぬま）・沼沢（しょうたく）に分けます。湖は植物が侵入できないほどの深い水底を持つもの、沼は浅くて水底の全面に水生植物（沈水植物）の生育が可能なもの、沼沢はごく浅く、抽水植物が全面に繁茂するものです。水田は人造の沼沢です。



池は人造の静水域です。明治政府が地租改正の際に作製した「地所名称区別細目」（1876）には「湖は陸地の一ヶ所に水が滞留した天造のもので深く広い、沼は湖に似るが浅く底は泥質。池は灌漑（貯水や温水化）、養魚、水禽の飼育、水草の栽培のため平地を掘り、あるいは谷を堰き止めて作った人造のもの」（意識）とあります。

固有の地名に湖と沼の区別は当てはまりません。奥日光の「菅沼」は最大水深74m、会津の「沼沢沼」（今は沼沢湖ともいう）は最大水深92mの深い湖です。観光地となる白樺湖（長野県）・りんどう湖（栃木県）・一碧湖（静岡県）などは農業用の溜池です。近年は、たとえば「狸沼」から「田貫湖」へ（静岡県）など、湖に改称する池沼が増えています。

「みずうみ」 「みずうみ」は水海で、広い水面を古くは「み」、「うみ」といったようです。『日本三代実録』（901年成立）の富士貞観噴火（864年）に関する記事に「本栖海（もとのうみ）」・「河口海（かわくちのうみ）」とあり、源実朝（金槐和歌集、1213年ころ成立）は芦ノ湖を「箱根の水海（みうみ）」と詠んでいます。古くは個々の湖を他と区別するには「〇〇のうみ」とするのがふつうで、「すわこ」とか「びわこ」という呼び名が一般化したのは明治以降と思われます。

淡水の海が淡海（あわうみ→あうみ→おおみ、対語は潮海）です。古い時代に淡海といえば琵琶湖のことで、畿内に近いことから近淡海（ちかつおおみ）ともいったようです。淡海に「江」（大川の意味）の字をあてて近江（おおみ）の国名が生まれました。近江国と対をなす遠江国（とおつおおみ→とおとおみ）は浜名湖（古代は淡水湖）に由来するといいますが（一説に国府が置かれた磐田に近い大之浦ともいう）。奈良時代の小貝川沿い（現下妻市）にあった湖（いまは水田）が『万葉集』に「鳥羽淡海」（とばのおおみ）と詠まれ、『風土記』に「騰波江」（とばのえ）とあるので、「淡海」も「江」もほぼ同

じ意味に使われたのでしょう。「江」の湾入部が「入江」（いりえ）で、「水門」（みなと）を出た舟が山影に入らず、いつまでも見えているような入江が「浦」（うら）のようです。地形学では湾の中の小湾を「浦」と呼びます（漁業集落を浦ということがあります）。

奈良時代の文書に「安是湖」（銚子河口とその付近に比定される地名）が見えます。「安是湖」は「あぜのみなと」と読み、「湖」は「水門」、河口の意味だそうです（『角川地名大辞典・茨城県』による）。

3.2 湖盆の成因

湖盆のでき方はさまざまです。陸水学の泰斗ハッチンソン（1957）によると、湖盆の成因はおおまかに、断層など地質構造・火山活動・地すべり・氷河の活動・地層の溶解・河川の作用・風の作用・海岸地形の変化・植物性有機物の堆積・動物の行動・隕石の落下の11に分けることができます。わが国で使われる湖の成因に関するおもな用語につきのものがああります。

潟湖（せきこ・かたこ） 海岸砂丘や砂洲の発達で海から切り離された浅い水域を「潟湖」（ラグーン）と呼びます。八郎潟・サロマ湖・河北潟・浜名湖がその例です。霞ヶ浦もラグーンとされることがあります。ラグーン（ラテン語で池）は浅い水域のことで、家畜のし尿貯めもラグーンと呼びます。

海跡湖（かいせきこ） 潟湖のほか、さまざまな要因で海から切り離されてできた湖沼を「海跡湖」と総称します。霞ヶ浦の成因には海側での砂洲の発達、地盤の隆起と沈降、河川の運搬土砂による湾口の閉塞などが複雑に絡むので、西浦・北浦・外浪逆浦を海跡湖とするのが妥当でしょう。牛久沼（古名は太田沼）、印旛沼（古名は印旛浦）、涸沼（古名は藤間江）も海跡湖で、どれも溺れ谷の谷口が閉塞してできた細長く浅い湖です。

構造湖（こうぞうこ） 地殻運動（断層や褶曲など）が作った凹地に水をたたえるものを「構造湖」と呼びます。カスピ海（世界最大の湖、面積は37万7000km³で日本の面積とほぼ同じ）は地中海や黒海とともにテチス海の一部でしたが、大陸移動で550万年前に海から切り離され、陸に閉じ込められた構造湖です。琵琶湖は柳ヶ瀬断層と琵琶湖西岸断層帯に挟まれて落ち込んだ近江盆地の構造湖、諏訪湖は中央構造線と糸魚川―静岡構造線（糸静線）の交点付近にできた断層湖、仁科三湖（青木湖・木崎湖・中綱湖）も糸静線の構造谷にある湖です。バイカル湖やタンガニイカ湖も構造線上の断層湖です。

砂丘間湖（さきゅうかんこ） 並列する砂丘の谷間にできる小さな湖が「砂丘間湖」で、新潟市の海岸付近や西津軽屏風山付近などに砂丘間湖群があります。1960年代まで、鹿島灘沿岸の砂丘地帯にも小さな砂丘間湖が点在していました。

堰き止め湖（せきとめこ） 「堰き止め湖」は溶岩流、地すべり、堆積土砂などが川を堰き止めて作った湖です。印旛沼・手賀沼・牛久沼は海跡湖ですが、川の運搬土砂による谷口の堰き止めで沼ができたので堰き止め湖ともいえます。864年噴出の青木ヶ原溶岩流は「せのうみ」という大きな湖の中央部を堰き止めて西湖と精進湖に分けました。津軽十二湖は1704年（宝永元年）の地震による山崩れが谷を堰き止めたもの、檜原湖や小野川湖は明治21年（1888年）7月15日の磐梯山爆裂噴火が長瀬川をせき止めたもの、上高地の大正池は大正4年（1915年）6月6日の焼岳大噴火で火砕流が梓川を堰き止めたもの、秦野市の震生湖は大正12年（1923年）9月1日の関東大地震に伴う地滑りが押切川をせき止めたものです。

火口湖（かこうこ） 「火口湖」は活動を停止した火口に水が溜まったもので、蔵王の御釜や草津白根の湯釜、霧島山の大浪池などがこれです。火山の上部が陥没（かんぼつ）してできたカルデラに水をたたえた「カルデラ湖」（火口原湖を含む）も火口湖の一種で、芦ノ湖・摩周湖・洞爺湖・榛名湖・十和田湖・猪苗代湖など多くの例があります。

マール 地下を上昇してきたマグマが地表に出る以前に地下水と接触し、激しい水蒸気爆発を起こしてできた地形が「マール」で、地図上では円形に見えます。秋田県の一ノ目潟、鹿児島県の住吉池がその例で、伊豆大島の波浮港もマールだといえます。

河跡湖（かせきこ） 川から切り離された旧河道の一部が湖として残るものが「河跡湖」で、蛇行跡の三日月湖がその代表例ですが、多くは埋め立てられました。龍ヶ崎市の長沖中沼（水深13m）は1910年の小貝川決壊でできた「落堀」（おっぼり、出水の掘削跡に水がたまったもの）です。

溶蝕湖（ようしょくこ） 「溶蝕湖」は石灰岩などの基岩を水が溶かしてできた凹地（ドリーネ）の水溜まりで、南大東島の瓢箪池、大池などがこれです。秋吉台（山口県）などの石灰岩地帯に地底の溶蝕湖があります。

氷食湖（ひょうしょくこ、氷河湖） 氷河が岩盤を削って作った谷にできる湖が氷食湖で、氷河が運んだ堆石（モレーン）が土手となって堰き止めるものが多いようです。氷食湖は北米大陸（五大湖・モレーン湖など）やアルプス地方（レマン湖など）に多く分布します。氷河が発達しなかった我が国に例は少なく、木曾駒ヶ岳の濃ヶ池が氷食湖の例とされています。

生物による堰き止め 繁茂したミズゴケなどが水をせき止めて作った浅い「池塘」（ちとう）が山地や寒冷地に分布します（尾瀬ヶ原など）。東京の三宝寺池（石神井公園）や井ノ頭池は、ヨシなどが湧泉を堰き止めたものだそうです。我が国に動物がせき止めた例はありませんが、アメリカにはビーバーがつくるダムがあります。

人造湖（じんぞうこ） 人が掘り込み、堰止め、締め切りなどで作るものは、ふつう池と呼ばれます。その意味では海湾を仕切った児島湖、諫早湾調整池も池です。近代工法で築造したダム（堰）による貯水池をダム湖と呼んでいます。採掘跡や核実験跡の水溜まりも人造湖の一種といえます。

霞ヶ浦3湖は でき方がちがう

西浦：浸食谷に湛水



北浦：陥没谷に湛水

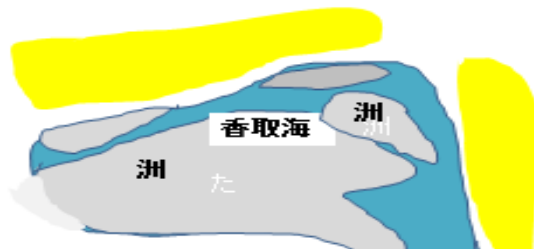


香取海

洲

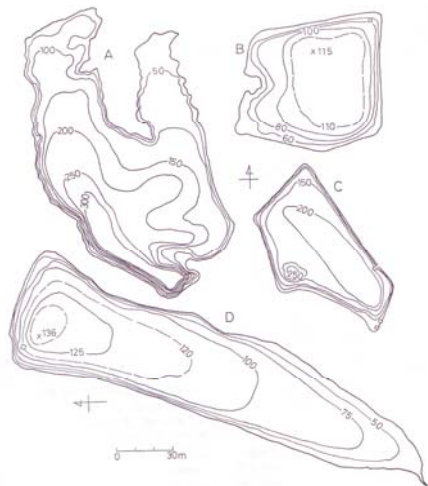
洲

外浪逆浦：河川堆積物の埋め残し



3.3 湖の地形

湖盆図 湖のかたちを知るには湖盆図（こぼんず）を手にする必要があります。湖盆図は等深線（水面下の等高線）で湖盆の形を示した地図です。小さな湖の湖盆図は平板測量と測深を行い自作する必要がありますが、わが国のおもな湖沼については国土地理院が「湖沼図」（1万分1湖底地形図に底質や植生分布、工作物などを描き加えてある）を作成しています。霞ヶ浦の湖沼図は12面に分かれ、日本地図センターに発注して入手することができます（受注生産）。茨城県内では西浦、北浦、外浪逆浦のほか牛久沼と潤沼の湖沼図が作られています。



自作した湖盆図の例
つくば市に分布する池沼の
等深線図（原図）

湖の部位 たいていの湖には流れ込む川と流れ出る川があります（摩周湖には両方とも無い）。おもな流入河川が注ぐ部分を湖の「湖頭」、おもな流出河川が流れ出る部分を「湖尾」（湖尻）といいます。西浦の湖尾は牛堀、湖頭は土浦と高浜のふたつです。湖盆の中心（たいていは最深部）を湖心と呼び、西浦の湖心は三叉沖です。土浦入（西入）・高浜入（東入）・古渡入（ふっとり、また江戸崎入、大山入）のような細長い湾入部を「肢節」（しせつ）といいます。

河川や湖沼の右岸・左岸は、下流に向いたときの左右で決めます。北浦では行方台地側が右岸、鹿島台地側が左岸です。西浦では稲敷台地側が右岸、行方台地～新治台地側が左岸ですが、土浦入と高浜入の間に島半島が突出するので、国交省は湖尾から土浦入桜川河口までを右岸、高浜入恋瀬川河口までを左岸、島半島の部分を中岸としています。

湖底地形の区分 湖岸から湖底へと続く地形は、つぎのように区分することが多いようです。

- A 汀帯（みぎわたい、なぎさたい）、表沿岸帯（ひょうえんがんたい）
 - A1 乾汀帯（かんていたい）

波の飛沫が届くが大洪水でなければ冠水しない陸岸域。
西浦では Y.P. +1.6m 以上の湖岸微高地が相当し、ススキなど中生植物が生える。
 - A2 湿汀帯（しつていたい）、上部沿岸帯（じょうぶえんがんたい）

まれに冠水する陸岸域。
西浦では Y.P. +1.3m～+1.5m が相当し、オギ、ミソハギなどの湿生植物が生える。
- B 沿岸帯（えんがんたい）
 - B1 真沿岸帯（しんえんがんたい）

水位が高いと冠水し、低いと裸出して波の影響を強く受ける区域。
西浦では Y.P. +1.1m～+1.3m 程度が相当し、砂浜またはヨシ原となる。
 - B2 沿岸帯（えんがんたい）

つねに冠水する浅い湖底域。上部に抽水植物、中部に浮葉植物が、下部に沈水植物が生える。
西浦では Y.P. 1.1m～0.8m に抽水植物が分布し、浮葉植物はわずかで、沈水植物はほとんどない（1960年代まで沈水植物は Y.P. -1.5m 程度まで生えていた）。
 - B3 下部沿岸帯（かぶえんがんたい）

沿岸帯の下方に続く湖底。光が不足して一般の植物は生えないが、弱光で生活できるシャジクモが生えることがあり、日光湯の湖では水深 7m ほどのところにシャジクモ帯があった。
- C 亜沿岸帯（あえんがんたい）

沿岸帯と深底帯との移行帯。水草は生えない。
- D 深底帯（しんていたい）

細粒の堆積物に覆われる深い湖底。細菌と底生動物の世界となり、陸の影響を受けることが少ない。霞ヶ浦は浅いので深底帯を欠き、湖心まで亜沿岸帯が続くと考えられる。

(付) 沖帯（おきたい）

水層を沿岸帯・沖帯に区分することがある。沿岸帯は湖岸に近くて浅く、陸域の影響を強く受ける水層。沖帯は深く湖としての独立性が強く、植物プランクトンが光合成を営む層の下に暗い深層がある水層で、沖帯の湖底が深底帯。霞ヶ浦に沖帯はないと考えてよい。

底質による湖底の区分 湖底は底質でも分けます。フォレルによる区分は岩盤区（コンクリートを含む）・堆石区・砂質区・泥質区・腐泥区です。西浦の湖岸はおもに砂質、湖底は砂泥質、入り江は泥質で一部は腐泥質ということになるでしょう。堆石区はないといってよく、岩盤区（硬い地層が裸出する）はわずかに存在します。湖底堆積物の起源はプランクトンや付着性藻類などの遺骸、河川や風が運び込んだ有機物と砂・シルト・粘土、溶存物質から化学変化で沈殿したカルシウムや鉄などです。湖底が乱されなければ、こうした物質は早く堆積したものを下にして層状に積もり、湖の歴史を記録します。

3.4 湖の特殊地形

水をたたえる湖盆は波の作用や流入物の堆積で形を変え、やがて原型を失って特殊な地形ができます。湖沼にできるおもな特殊地形は以下のものです。

浜（はま） 浜は砂・泥・貝殻・有機堆積物（植物遺骸）など波や風で動く堆積物がつもる水と陸との境界域です（動かない岩がつくる境界域は磯（いそ））。浜の上端は暴風時に冠水するか水しぶきが届くとどく上限、下端は波の力で砂や泥が動く水面下の下限ですが、水面下を除外して、浜の下限を

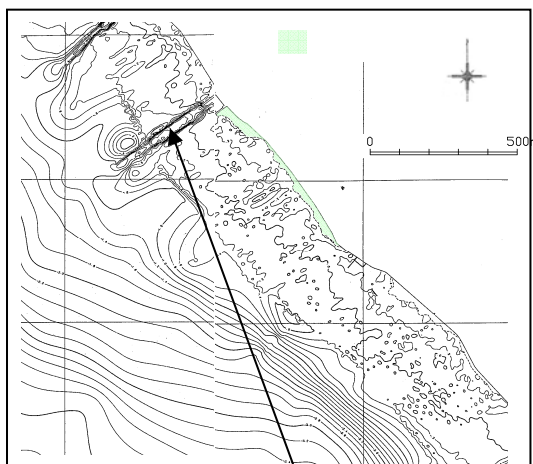
波が砕ける線とすることもあります。浜を「後浜」（高水時の汀線より高い陸岸）・「前浜」（高水時の汀線より低い陸岸）・「沖浜」（水面下の部分）に分けます。浜では寄せ波がものを堆積するいっぽう引き波が底を削り、波に削られて移動した砂礫は波の力が弱まる沖側の水底に堆積します。このため浜の断面は原則として下にえぐれた曲線となります。波が沖側に砂礫を堆積させて作る高まりをバーム（汀段）と呼びます。

波に運ばれた粒子は大きなものほど早く沈むので、浜は陸に近いほど粗粒、沖に向けて細粒となります。霞ヶ浦の浜は一部が粗砂、ほとんどが細砂（シルトが混じる）です。風や波で動きやすい粗砂の浜は砂浜となりますが、シルト、粘土の多い浜は植生が覆います。

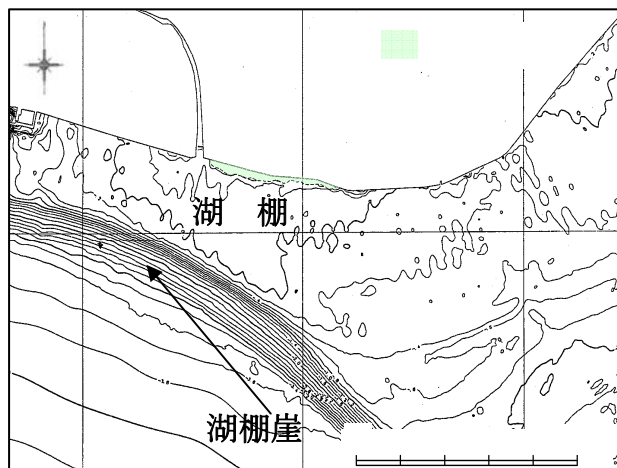
浜や湖底をつくる粒子の類別（国際土壌学会式）

名称	粒径
礫	2mm 以上
粗砂	2mm～0.2mm
細砂	0.2mm～0.02mm
シルト	0.02mm～0.002mm（シルトは泥の粒子と考えてよい）
粘土	0.002mm 以下

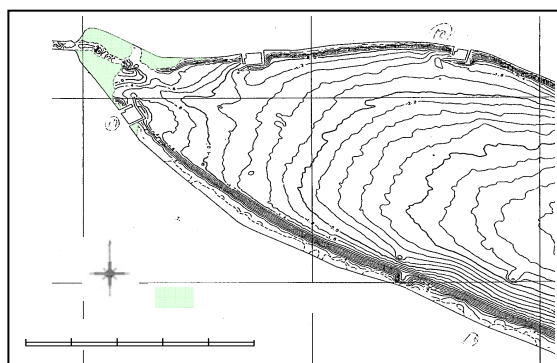
湖棚（こほう・こだな） 浜から運ばれた砂が湖岸に沿う水底に堆積するので、浜の先には遠浅の緩斜面ができ、これを「湖棚」と呼びます。湖棚は砂礫質の浜の先の水位が大きく変動せず、波や湖流が強い緩傾斜地形で発達し、入り江の奥や急傾斜湖岸には発達しません。西浦の湖棚は河川流入部と湖尾を除く水深0.5mから2m程度、場所によっては4mのところまで伸び、2段になっている場所もあります。湖棚の幅は広いところで200mから1km、底質はおもに細砂です。湖棚が発達する遠浅の岸边に船は近づけないので、霞ヶ浦には定期船が沖に停まり、はしけに乗り換えて上陸する場所も多くありました。現在は湖棚を浚渫して航路を確保しています。



左上 湖棚を掘り込む航路（荒宿）



右上 よく発達した湖棚崖（志戸崎）



左 河口付近のなだらかな湖底（蔵川河口）

等深線の間隔は 20cm
青色は植生の分布域

（水機構資料）

湖棚崖（こほうがい） 湖棚の外縁（沖側）は浜から供給される堆積物が急に減るので急斜面となります。この急斜面が「湖棚崖」です。西浦の湖棚崖は高さ1m～3mです。西浦の湖岸低地には、標高1～

2mと2~5mのところは2段（美浦村や旧桜川村では3段）の段差が見られ、水田と畑の境になったりしています。この地形は「湖岸（湖成）段丘」と呼ばれ、過去の湖棚崖が陸化してできたものとされています。

湖底平原（こていへいげん） 湖棚崖の沖に続く緩斜面が湖底平原で、湖盆の原型にあった凹凸は堆積物が埋めてしまうため、きわめて平坦です。西浦の湖底平原は泥質で、勾配は1/500以下です。

浜堤（ひんてい・はまてい） 波と風の力で打ち上げられた砂礫が陸岸に積もって、水際に湖岸に沿う土手ができることがあります。この土手が「浜堤」で、西浦では比高1mほどの浜堤が各所に見られます。妙岐の鼻とその西側に発達した浜堤が見られますが、海湾時代のなごりかもしれません。

自然堤防（しぜんていぼう） 自然堤防は洪水が運んだ大量の土砂が浅場に堆積してつくった微高地です。桜川低地には自然堤防の上に成立した集落が多くあります。自然堤防の陸側は泥深い湿地（後背湿地）となり、「昔は田下駄を履いて田植えをした」というような水田が残っています。

三角州（さんかくす） 緩傾斜地を流れる河川は河口付近で分派し、流れの周囲に運搬土砂を堆積させます。湖（海）側からの浸食が強いと堆積物は沖に向けて運ばれますが、弱ければ堆積物が残って三角州を形成します。多くの分流の堆積物が横につながったものが円弧状三角州、堆積が流れのまわりだけに積もったものが鳥趾状三角州、湖側の浸食がかなり強く堆積物が本流のまわりだけに残るものがカスプ状（尖状）三角州です。かつての霞ヶ浦には桜川、恋瀬川、巴川などの河口に三角州が見られましたが、現在は築堤と河川改修で分からなくなっています（明治初期測量の迅速図にはかなりの三角州が認められます）。

砂嘴（さし） 湖流が運んだ砂が堆積してできる嘴（くちばし）状にとがった地形が「砂嘴」で、先端は下流の陸側に曲がります。浮島の和田岬がその例です（海岸の例は静岡県三保松原）。琵琶湖には発達した砂嘴が砂州となって、湾入部を閉塞してしまった箇所が多数あり、砂州で本湖から切り離された水面を「内湖」と呼んでいます。



浮島の砂嘴 和田岬（広報広聴課資料）

滞（みお） 瀬戸の速い流れが砂泥の浅瀬を溝状に掘り込んだ地形が「滞」です。河口付近の滞は小舟の通路となります。滞の位置を示す又の字形の標識（大阪市のマーク）が「みおつくし」（滞の串）です。霞ヶ浦では河川改修で浅瀬がなくなり、滞が見られなくなりました。

海釜（かいふ） 早い潮流が海底を掘り込んで作る円形、楕円形または三日月形のへこみが海釜です。霞ヶ浦には水道（狭い水路）に海釜が形成され、鱒川の中央部は水深7m以上に掘れています。また、高浜入の出口付近（霞ヶ浦大橋の南東）に水深7m余の掘れ込み凹地があり、自然地形としての西浦に最深点になっています。

高浜入奥部

手前から 浜～堤防～氾濫原～湖岸段丘
～台地～筑波山塊 (広報広聴課資料)



3.5 湖の形などの指標

湖面標高 (こめんひょうこう) 湖が平水位 (高水でも濁水でもない水位) のときの湖面の標高が「湖面標高」です。自然湖沼としての霞ヶ浦の湖面標高は T. P. +0.16m (Y. P. +1.0m) で、サロマ湖・宍道湖・浜名湖・小河原湖・網走湖・厚岸湖なども海拔ゼロメートルの海跡湖です。印旛沼の湖面標高は 3m、琵琶湖は 86m、中禅寺湖は 1269m で、我が国で湖面標高が最も高い湖沼は木曾御嶽山の二の池 (2905m、その上に一の池があるが、一の池は湿原状態で通常は水が溜まらず二の池に流れ込む) とされています。イスラエルのガリラヤ湖 (ティベリアス湖) の湖面標高は海拔マイナス 213m です。

・**霞ヶ浦の水位と海面との関係** 常陸川水門の敷高は Y. P. -3.30m (T. P. -4.16m) で、常に海面下となる高さです (利根川河床はこれより低い)。水門下流側の水位は潮汐の影響を受けて上下し、潮汐表をみると銚子港の年間の潮位変動は T. P. -1.0m ~ +0.5m (Y. P. -0.16m ~ +1.34m) 程度です。水門上流側の湖水位は Y. P. +1.1m ~ +1.3m (T. P. +0.26m ~ +0.46m) 程度に調節されますから、潮位が高いときの霞ヶ浦湖面は海側より低くなります。

湖岸線長 (こがんせんちょう) 湖岸線 (陸と水が交わる線) は一般に洪水や濁水でないとき (平水時) の水ぎわとし (現在の霞ヶ浦では湖岸堤の堤脚を湖岸線としています)、湖岸線の長さは湖盆図

から求めます。天然湖沼の湖岸線はフラクタル構造を示して、凹凸を拡大すると小さな凹凸が見つかり、それを拡大するとさらに小さな凹凸が入れ子になっているので、湖岸線の長さは使用する図の縮尺で違ってきます。霞ヶ浦でも実際の水際線はかなり複雑です。

霞ヶ浦の湖岸線長は約 250km（湖盆別には西浦約 120km、北浦約 75km、常陸利根川約 55km）で我が国最長です。琵琶湖の湖岸線長は 235.2km、猪苗代湖は 50.4km、印旛沼は 43.5km、諏訪湖は 17km です。

湖面積（こめんせき） 湖面積は湖岸線が囲む水域の面積で湖盆図から求めます。琵琶湖（面積 670.5 km²、開発以前は内湖を含めて 716.3km²）はわが国最大の湖ですが、世界の淡水湖としては 129 番目の広さだそうです。西浦はいま琵琶湖に次ぐ我が国第 2 の広い湖（面積 172km²）ですが、かつては八郎潟（220km²）が我が国第 2 の湖でした。八郎潟は 1977 年に干拓が完了し、現在は日本 18 番目の広さを持つ八郎湖（八郎潟調整池など）として残っています。北浦の湖面積は 36k m²（我が国 15 番目）、外浪逆浦は 8k m²（同 38 番目）で、「霞ヶ浦」としての湖面積は 220km² です。湖面積は猪苗代湖で 103.9 km²、諏訪湖で 13.3 km²、印旛沼で 11.6 km² とされています。世界最大の淡水湖であるスペリオール湖の面積は 83300km²（北海道は付属島嶼を含めて 83456km²）です。

肢節量（しせつりょう） 肢節量は湖岸線の屈曲の度合いを示す指標で、湖岸線長が湖と同面積の円の円周の何倍に相当するかを表します（湖岸線長を L、湖面積を S とすると、肢節量=0.28L/√S）。肢節量は諏訪湖で 1.3、猪苗代湖で 1.4、琵琶湖で 2.6、印旛沼で 3.6（開発以前は 5.2）ですが、霞ヶ浦は 4.8 で、霞ヶ浦の湖岸線が極めて屈曲に富むことを示しています。ただし、湖盆別に計算すると西浦 3.0、北浦 3.2 で印旛沼に及びません。湖岸線が屈曲に富むと陸の影響を強く受けます。

水位（すいゐ） ある日ある時、ある場所での湖面の高さが湖水位です。日本海側の湖は融雪の影響を受けて春に高く夏に低い水位を、太平洋側の湖は台風と冬の晴天の影響を受けて秋に高く春に低い水位を示す傾向にあります。湖の水位は水の出入りや風の吹き寄せで刻々変化し、広い湖では同時刻でも場所による差ができます。

・霞ヶ浦の水位 国交省が公表する「霞ヶ浦の水位」は特定点の観測水位でなく、出島量水標（志戸崎地先）の観測値で西浦を、白浜量水標（白浜地先）で北浦を、賀量水標（外浪逆浦左岸賀地先）で常陸利根川を代表させ、3湖の湖面積比を係数として、

$$\text{霞ヶ浦の水位} = 0.78 \times \text{出島水位} + 0.16 \times \text{白浜水位} + 0.06 \times \text{賀水位}$$

という式から算出した加重平均水位です。霞ヶ浦の水位は湖の管理方法によって変わり、つぎの 6 期に分けて考える必要があります。



霞ヶ浦水位の変遷（霞河川・水機構資料）

- 第 1 期（1950 年ころまで） 自然湖沼の時代で太平洋側型の季節変動を示し、平水位は Y. P. 1.0m、変動幅は洪水時と大渇水期を除いて YP+0.5m~+1.6m 程度でした。
- 第 2 期（1950~1975 年） 常陸利根川の浚渫拡幅工事で水位が少しずつ低下し、水位の変動幅もやや縮まった時期です。
- 第 3 期（1975~1995 年） 水門操作で目標水位を Y. P. +1.00m とする水位調節がはじまり、水位変動幅が小さくなりました。

第4期（1996～2000年） 目標水位を夏期 Y.P. +1.10m、夏期以外 Y.P. +1.30m とする水位調節で、夏低冬高という自然でない水位の季節変動となりました。

第5期（2001～2004年） 目標水位を通年 Y.P. +1.10m とする水位管理が行われ、湖水位は通年ほぼ一定となりました。

第6期（2005年～現在） 目標水位は通年 Y.P. +1.10m ですが、冬期（3月末まで）のある時点で Y.P. +1.30m に達するような水位管理が行われて冬高型の水位変動が復活しました。

1975年以降の霞ヶ浦では水門操作で水位を調節していますが、湖が満水でも潮汐の影響を受ける利根川の水位が湖より低い時しか水門を開放できないこと、渇水でも水は補給できないこともあって、実際の水位は必ずしも目標どおりでなく、YP+2.22m（2004年10月）の高水位や YP+0.72m（2001年8月）の低水位を記録しています。

治水面で論議される統計上の水位につきのものがあります。

- 平水位 年間185日以上はこれを下回らない水位
- 平均水位 過去10年程度にわたる水位記録の平均
- 既往最高水位 記録上最高の水位、霞ヶ浦では Y.P. +3.34m
- 既往最低水位 記録上最低の水位、霞ヶ浦では Y.P. +0.56m

水防上の水位につきのものがあります。

- 計画高水位 治水計画が想定する最高水位、霞ヶ浦では Y.P. +2.85m
- 水防団待機水位 指定水位、霞ヶ浦では Y.P. +1.5m
- 氾濫要注意水位 警戒水位、霞ヶ浦では Y.P. +2.1m
- 氾濫危険水位 危険水位、霞ヶ浦では Y.P. +2.5m

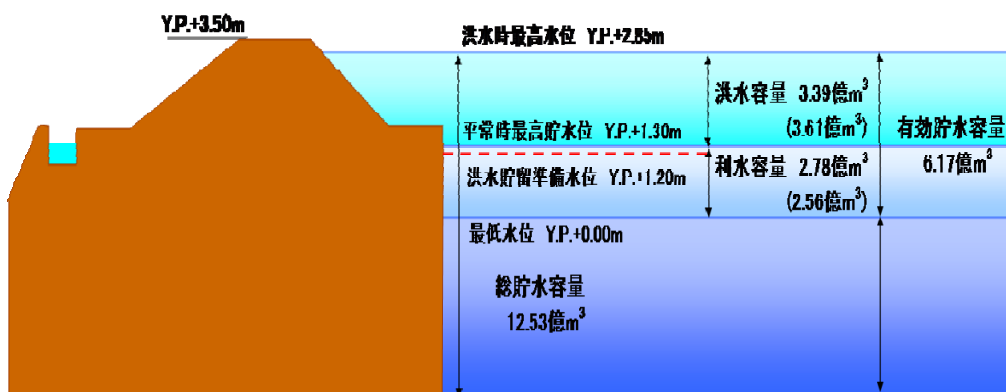
利水面から霞ヶ浦に定められている水位につきのものがあります。

- 利用上限水位 利水目的でこれ以上水位を上昇させ貯水しない、Y.P. +1.30m
- 夏期制限水位 出水に備えて夏期はこれ以上水位を上昇させない、Y.P. +1.20m
- 利用下限水位 利水目的でこれ以下に水位を下げない、Y.P. ±0m

最大水深（さいだいすいしん） 「最大水深」は平水時における最深点の水深で、霞ヶ浦は7mとされていますが、実際には水深10mを超す人造の凹所が各所にあります。我が国で最も深い湖は田沢湖で423.5m、そのほか最大水深が100mを超す湖は支笏湖（363m）・十和田湖（327m）・池田湖（233m）・摩周湖（211.5m）・洞爺湖（180m）・中禅寺湖（163m）・屈斜路湖（117m）・琵琶湖（103.6m）です。世界最深とされるバイカル湖の最大水深は1741m、これに次ぐタンガニイカ湖は1435mです。猪苗代湖は94.6m、諏訪湖は7.2m、印旛沼は2.5mです。

湖容量（こようりょう） 満水のときの貯水容量が湖容量で、湖を等深線に沿って輪切りにしたと仮定し、そのときできる立体図形の容積を合計して求めます（輪切りの仕方で多少の差を生じます）。

霞ヶ浦の湖容量（水位 YP+1.1m のとき）は約8.7億 m³です。容量の大きい我が国の湖は①琵琶湖 275億 m³、②支笏湖 209億 m³、③洞爺湖 82億 m³、④田沢湖 72、⑤猪苗代湖 54億 m³、⑥十和田湖 42億 m³、⑦屈斜路湖 22.5億 m³、⑧池田湖 13.6億 m³、⑨サロマ湖 13億 m³とされており、霞ヶ浦は10番目です。湖容量は諏訪湖で0.63億 m³、印旛沼 0.28億 m³、瀬沼 0.2億 m³、手賀沼 0.056億 m³です。淡水1m³の重さは約1トンなので、湖容量をトン単位で言うことがあります。



（ ）は洪水貯留のため洪水貯留準備期間の洪水容量と利水容量を示す。

霞ヶ浦の容量配分 （水機構資料）

霞ヶ浦の貯水量は水位 Y.P. ±0m のとき 6.36 億 m³ で、これは湖の維持に必要とされる水量です。利用上限水位 (Y.P. +1.3m) まで水位を高めると貯水量は 12.53 億 m³ となり、これから維持容量を差し引いた 6.17 億 m³ が利水可能な最大水量 (有効貯水容量) となります。利用上限水位から計画高水位までの間の容量は 3.39 億 m³ (夏期 3.61 億 m³) で、これは出水に備え平時は空けておく治水容量です。霞ヶ浦が出水のとき利根川も増水の可能性が高いので、利根川の水が引くまで霞ヶ浦の出水分を霞ヶ浦に貯めておく必要があるのです。

平均水深 (へいきんすいしん) 「平均水深」は湖容量を湖面積で割った値で、霞ヶ浦 4m、琵琶湖 41.2m、猪苗代湖 51.5m、諏訪湖 4.7m、印旛沼 1.7m とされています。我が国で平均水深が最大の湖は田沢湖 (280.0m) で、支笏湖 (265.4m) がこれに続きます。

滞留時間 (たいりゅうじかん) 水の 1 分子が湖に入ってから出てゆくまでの時間を湖水の滞留時間と呼びます。滞留時間は湖の形や湖水の密度、粘度などが関係する複雑なものなので、一般には貯水量を流出量 (または流入量) で割った値を求めて「平均滞留時間」と呼んでいます。霞ヶ浦は貯水量が 8.7 億 m³、流入水量が年間 16 億 m³ なので、平均滞留時間は 0.54 年 (約 200 日) となりますが、霞ヶ浦の水が 200 日で全部入れ替わるわけではありません。平均滞留時間は池田湖で 53 年、琵琶湖で 5.5 年、猪苗代湖で 3.7 年、諏訪湖で 0.11 年、印旛沼で 0.06 年 (22 日) とされています。タンガニカ湖は 440 年、世界湖沼の平均は 17 年です。湖の平均滞留時間は湖への流入量や降水量、湖からの蒸発量によって変化します。

湖水の回転率 (こすいのかいてんりつ) 平均滞留時間の逆数 (水の入れ替わり率) を「湖水の回転率」と呼びます。回転率は霞ヶ浦で年に約 2 回、諏訪湖で 9 回、琵琶湖で 0.2 回となります。

3.4 湖の変化

湖の老化 侵食や堆積によって進む湖盆地形の変化をつぎの 5 段階に分けることができます。

青年期	まだ堆積が進まず湖盆の原型が残る段階
壮年期	湖棚や湖底平原が形成されるが、湖盆の全体が堆積物に覆われてはいない段階
老年期	湖棚崖が堆積物で埋まり、湖底の全体がなだらかとなった段階
沼	湖底平原は浅くなって湖棚は埋まり、湖面の全体に植物が繁茂する段階
沼沢	浅化が全体的に進んで水面の全体が抽水植物に覆われ、沈水植物は衰退する段階

霞ヶ浦は壮年期から老年期に向かう段階のように見えます。比較的早くから沼沢化したところは干拓され、沼状の湾入部も埋め立てられて、いまはほとんど残っていません。

植生帯の発達 湖で堆積が進みはじめると浅い湖底に植物が生えます。植物は水流を弱めて泥土を沈積させ、そこにまた植物が進出して、やがて植生帯となります。我が国植物生態学の先駆者である中野治房 (1915) によると、湖岸植生帯の発達段階はつぎの 5 段階に分けられます。

1. ヨシは疎生、点在するだけ (例: 田沢湖)
2. ヨシはやや多いが集合しない (例: 十和田湖)
3. ヨシ・マコモは多いが大群落にはなっていない (例: 野尻湖)
4. ヨシ・マコモ・オモダカが局部に大きな群落を作る (例: 諏訪湖)
5. 全岸でヨシ・マコモ・オモダカが繁茂する (例: 霞ヶ浦)

西浦は植生帯が発達した湖として知られてきましたが、いまは植生の衰退が甚だしく、保全の必要が叫ばれています。

堆積速度 岩滓や土砂、植物の遺骸などが湖底に堆積して湖の浅化、陸化が進みます。堆積速度には地形、地質、土地利用や気候、植生、水質、滞留時間などが関係しますが、多くの湖で年間 0.2~1.0mm 程度という数値が報告されています。納谷らの研究 (Naya, T. et al. 2007, J. Paleolimnol. 17, 547-63) によると、北浦の平均堆積速度は 1970 年以降の新生堆積物 (湖底から 0~36cm の堆積層) で年に 11.7mm、その下の圧密を受けた江戸後期の堆積物 (40~54cm 層) で年に 0.94mm となっています。宇都宮 (1979、国立公害研究所報告 6, 7-21) は、西浦における過去 1 万年間の平均堆積速度として年 1.96mm、1948 年~60 年の平均として年 19.19mm という値を報告し、およそ 780 年後に西浦は沼沢化するとしています。

堆積速度は 1 年間に湖底 1cm² あたり何ミリグラムの物質が沈積するかで示すことがあり、西浦については 39~100mg という数値があります。サロマ湖は 160~520mg、中海は 40~740mg、浜名湖は 170mg と、海跡湖の堆積速度は琵琶湖の 31~39mg などよりかなり大きくなっています。バイカル湖の堆積速度は 3~52mg です (環境年表平成 21.22 年、国立天文台編、丸善)。



浅化が進み陸地化する湖岸（土浦市 波紋を描くのはカイツブリ）（原図）

湖の遷移 人間の影響が及ばない山地に新しい湖ができたとします。できたばかりの湖に生物はほとんどいませんが、やがて風が運びこんだ単細胞藻類などが棲みつくと、その死骸が蓄積し、死骸をエサとする原生動物や昆虫の幼虫などが生活するようになります。周辺から流れ込む栄養分や土砂が蓄積して植物プランクトンが増え堆積が進むと、有機物をエサとする小動物が増え、堆積物上に沈水植物が定着します。湖に住み始める動植物は、風に運ばれてきたか、自分で飛来したか、流れ込んだか、水鳥や獣に付着して運び込まれたものです。

流入土砂の蓄積で湖棚が発達すると、湖底に浮葉植物や湿生植物、抽水植物が茂るようになり、植物プランクトンも豊富になります。植物遺骸の堆積は湖の浅化を早め、やがて湖は沼を経て沼沢へと移ります。沼沢が浅化すれば湿地となり、灌木が進出して陸化が進み、やがて湿生林が形成されるでしょう。湖がたどるこうした変化は後戻りできない（土地や気候などの外部条件が変化しなくても進む）変化で、これを「湿性遷移」と呼びます。湿性遷移とは、湖の浅化にともない、おもな植物群落はプランクトン群落→沈水植物群落→抽水植物群落→湿生草本植物群落→湿生林と移り変わる現象です。

湖の遷移は氷河が削った跡の凹地など、過去の堆積物がない場合はごく貧栄養の湖から出発しますが、山崩れの跡や旧河道など過去の蓄積を引き継ぐ場合は、ある程度富栄養な状態から出発します。また、人間の行為（耕作、牧畜、林業、水位調節、養殖業、都市排水など）は遷移の進行を早めます。

陸上の植物群落が最も安定な（持続性の高い）群落へと自発的に変化する現象を「生態遷移」と呼びます。陸上植物群落の生態遷移（乾性遷移）は植物群落自体が土壌や湿度や光などの条件を変え、その結果として植物社会が一定の方向に変化してゆく現象です。いっぽう、湖で進む湿生遷移では水の運搬作用、堆積作用に負う部分が極めて大きく、湿生遷移と乾性遷移を同列に並べることはできません。

古代湖 バイカル湖は世界最古の湖で、およそ 3000 万年の歴史を持つといわれます。わが国で最も古い湖は琵琶湖で 40 万年以上（水域としての連続性を考えると 300 万年以上）の歴史を持ちます。古猪苗代湖の成立は 9 万年ほど前とされ、諏訪湖も誕生から数十万年を経ている（堆積で小さくなった）と考えられています。霞ヶ浦の歴史は、水域としての連続性を考えてせいぜい 1 万年、海湾としての性質を脱してからは長く見て 500 年でしょう。

10 万年を越える歴史を持つ湖を「古代湖」といいます。100 万年の歴史を持つビクトリア湖が「ダーウィンの箱庭」と呼ばれるように、古代湖は他から隔離されたまま長年月を経ているので、固有の生物種が進化したり、すでに他で消滅した種が生き残ったりする機会が多いのです。タンガニカ湖には 170 種類に及ぶ固有のシクリッド（カワスズメ科の魚）が住んでいて「進化の実験室」と呼ばれます。琵琶湖だけに棲む生物は魚類で 13 種類、貝類で 20 種類といわれます。霞ヶ浦には、他で見つかっていない植物が 1 種類だけあります。■