

びわ湖の生いたち

稲井 信雄 (元 所 員)

1. ま え が き

地質ニュース近畿特集(267号)にローカル的な地質情報を記述したが、今回その一部としてびわ湖をとりあげた。海をもたない県といわれる滋賀県に海とよびたいほどの広さをもつ湖沼。びわ湖は緑の山なみをめぐらし、水面には夢想の雲を浮かべる天恵の自然景観とそれを彩どるゆたかな文化を保存するわが国最初の国定公園として指定された。このびわ湖は堅田～守山にかけられたびわ湖大橋の地点で大きくくびれ、これを境として北湖と南湖にわけられている。北湖は今なお湖としての性格を備えているが、南湖はすでに沼のような状態にある。湖沼科学的な面からみてもまことに貴重な価値をもっているといえよう。さらに湖の推定年齢は500万年以上といわれ、湖周辺の山々や湖岸段丘が示す複雑な地形や地質、氷河時代から湖中に住みついたといわれる生物の遺存種、びわ湖だけに住む生物、さらにナウマン象の化石が物語る日本列島の成因など、数多くの学術的研究の宝庫として注目されている(写真1、2)。

このように自然に恵まれたびわ湖は詩の国、絵の国として、うたい、画かれながらも、びわ湖総合開発事業として洪水調節、砂防ダム、電源開発、地すべりなどの治山治水、水環境の問題に及ぶにいたった。1976年

11月近畿6府県が一体となって「琵琶湖淀川環境会議」がびわ湖々上において開催された。琵琶湖淀川の水をとりまく総合的な水環境の問題について、関係府県の各知事市長などが広く意見を交換し、豊かな人間環境づくりをすすめようとした。このようにびわ湖は行政的にも大きく近畿全域の問題として瞩目されるようになった。そこで果してその総合開発事業はびわ湖にまつわる「保全」を約束してくれるだろうか。何か味けない人工湖へとかりたてられてゆくような気がしてならない。このような不安を最小限にとどめるためには行政的な処置も必要であるが、それ以上にびわ湖そのものの姿を知ることにあると考える。

筆者はいまびわ湖を身近かにみているので、地域地質の一環としてびわ湖を知るためには、まずびわ湖の自然とその生いたちをさぐり、これを書いてみるのが一番理解し易いことと考えて、ここにペンを取った次第である。

そこでその内容がまとまりのない断片的なものであっても、要はこの一片がびわ湖の過去から現在へ、現在から未来へと移り変って行く姿の一駒として写し出されれば幸いである。そしてびわ湖の自然に興味をもって読んで下さる方々に多少なりと参考になればと願っている。

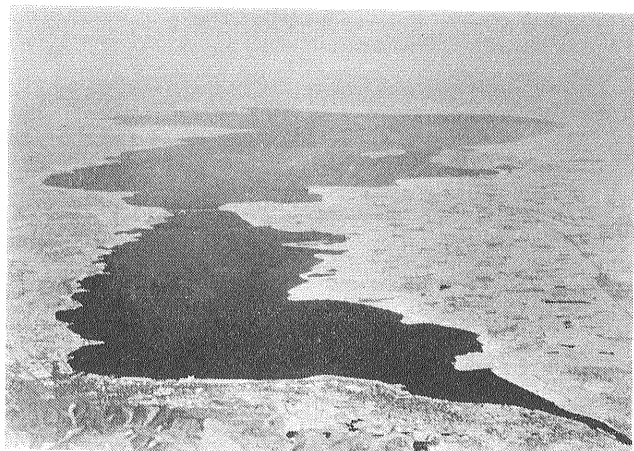


写真1 びわ湖の姿 (滋賀県観光連盟資料より)

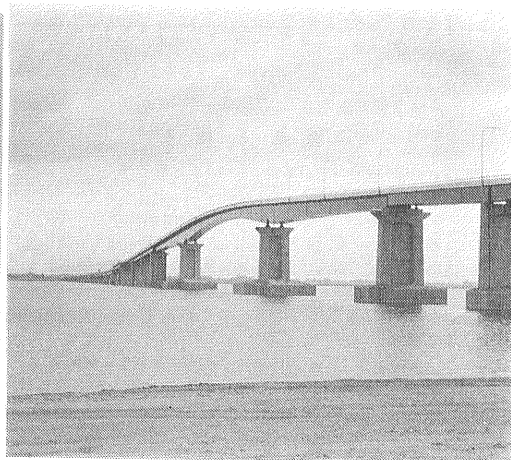


写真2 堅田～守山間に架せられた びわ湖大橋

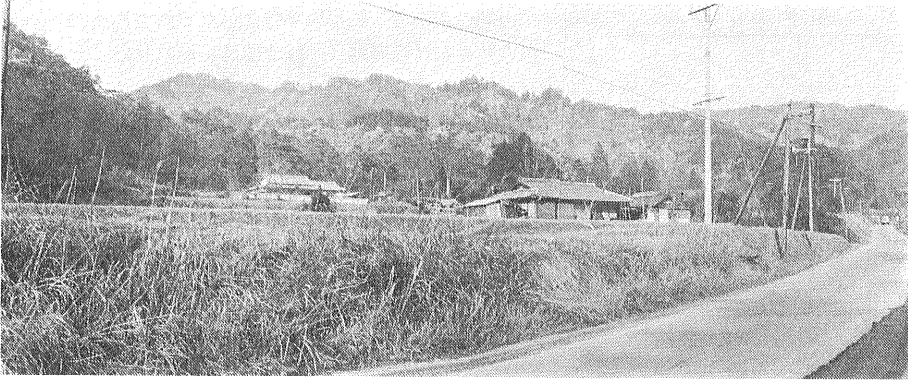


写真3
琵琶湖南部信楽地区に分布する花崗岩のハゲ山 大戸川東方桐生辻付近

2. びわ湖の姿

地学的概況

日本最大の湖であるびわ湖の生いたちは 日本の湖のなかでもっとも古く 遠く第三紀末の鮮新世にさかのぼるといわれている。この歴史をさぐるためには びわ湖周辺の地層のなりたちをしらべる必要がある。なぜならば びわ湖周辺の丘陵地や段丘地域には 昔のびわ湖の湖底や 昔のびわ湖に注いでいた河川底に堆積した土砂が地層となって広く分布し これが各地に崖となって点在している。これらの崖は昔のびわ湖の生いたちを知る絶好な材料を提供してくれる。

びわ湖に注ぐおもな河川 安曇川 姉川 愛知川 野洲川などのもつ三角州はもっとも典型的な堆砂の地形を示している。延びてゆく堆砂のために びわ湖は過去数十万年の間にその面積を縮小していった。後背地の山地は それぞれ違った岩質や独自の構造運動をもち またびわ湖内には いくつかの島がある。それらがびわ湖の堆積盆地の地質をより複雑なものにしている。たとえば びわ湖が西におしよせられて ひずんだ形をしているのは おそらく古期岩類 即ち古生層におよぶ構造運動に求めることが出来るだろうし さらに他の原因は南東に偏在する花崗岩類によるものだろう。花崗岩類は古生層の岩類より風化に対して抵抗が少なく そのため多量の流出土砂を押し出し 陸地を構成する力が大きい。 点在する島は盆地内に堆積する土砂を比較的 不規則な形にするばかりか 地形の変化とともに ひずませる原因ともなっている (写真3)。

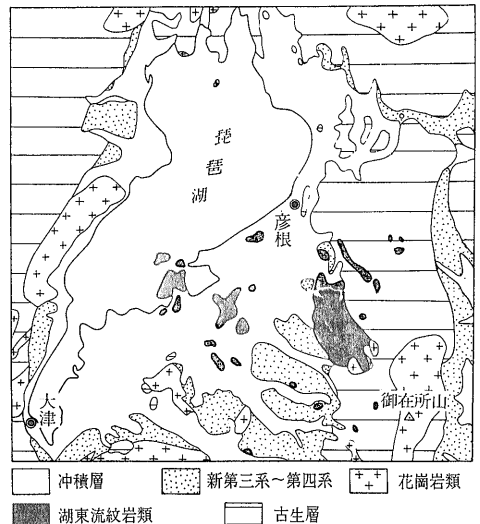
びわ湖の自然地理

びわ湖は東経136°がその西部を通り 北緯35°が南端をかすめる。本州中央部の西で最もせまい位置にある。湖としては日本で最も古く そして最大の面積をもつ淡水湖である。理科年表によれば 水面は海拔高度85m

湖岸線の長さ 188km 面積 674.4km²となっている。面積はこのほか さまざまな数値が発表されており 近畿地方建設局では元大阪土木出張所が算出した資料により 684.69km²を採用している。これは滋賀県の3万分の1の実測図から求めた値である。水理の目的からはびわ湖の面積を その周囲に せまい水路でつながっている内湖の面積 32.49km²を加えたものを使用するのが妥当なので 717.18km²としている。湖岸線の長さも 240kmを採用しているが これらの値は水位によって実際はすぐ変化する。

湖の周りの地質

湖の水を供給し続ける山々 その水を運ぶ河川や地下水を通す湖岸平野は一体どのような地質からなっているだろうか。次の図はその状態を地質図として描いたものである (第1図)。



第1図 琵琶湖周辺の地質図 (「彦根東部地域の地質」1976)

第1表 地質系統總括

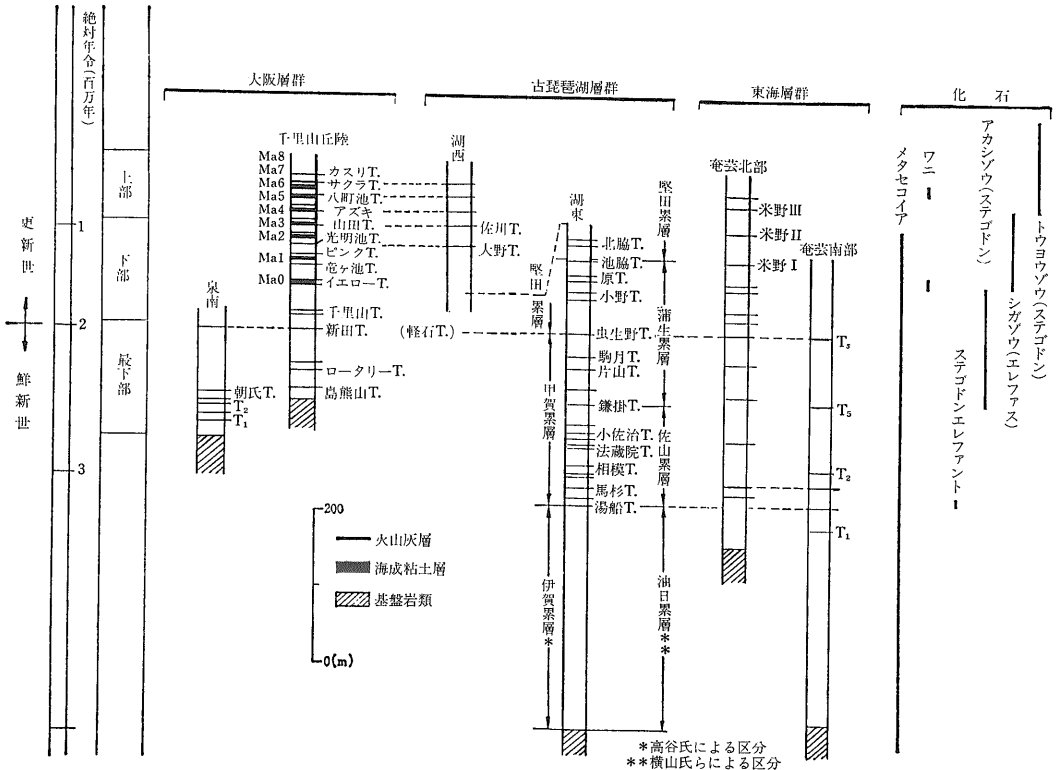
現世統	沖積層		
更新統	崩積礫層		
	残丘および扇状地堆積層		
	高位礫層	北又礫層・信楽礫層	
鮮新統	古琵琶湖層群	堅田累層	貴生川砂泥互層
		甲賀累層	小佐治泥岩層 神泥岩層 上馬杉泥岩層
		伊賀累層	永谷砂泥互層 伊賀粘土層
	曾爾層群		
中新統	鮎河層群		
基礎岩類	古生層・傾家コンプレックス・花崗質岩類		

(地質調査所報告第231号より)

湖をとりまく高い山地は大部分が古生層で その一部主として南部に花崗岩類が分布している。これらに対し湖をとりまく低い山地や平坦部は新生代の地層が発達している。

山地の麓から湖岸の平野にいたる間の標高200~300 mの緩やかな丘陵地は 緩く北側に傾斜した 古琵琶湖層群という未固結の礫 砂 シルト 粘土が互層状に積み重なった地層である。この地層については 湖東 湖南 湖西で 学術的研究のみならず 地域開発や 琵琶湖総合開発計画によって 広く調査が進められている。なかでも伊賀一近江盆地を含めて構成している地層の層序については 近藤(1968)が次の表の如くとりまとめている(第1表)。また市原等は(1964) 火山灰層や化石をふくめて第1表の如く 横山(1973)は第2表の如く層序について説明している(第2図 第2表)。

古琵琶湖層群は一般にゆるやかに傾斜しているが ところによっては 急傾斜したり 断層のために切られたりしている。これは後述する六甲変動による地殻運動によるものであろう。ところが古琵琶湖層群堆積後の地層はあまり激しい運動を受けることがなく 段丘層や沖積層として 堆積面をそのまま保存している。この新しい地層については 琵琶湖再開発調査によって土質的にも調査研究が進められているので びわ湖の生いたちの項で 調査の成果を加えながら説明してみたい。



第2図

地質柱状図(市原実 亀井船夫 1970)

第2表 琵琶湖の自然史

放射年代	地質年代	古琵琶湖層群の累層区分	琵琶湖の変遷	自然景観	その他
万年100	第四紀更新世		現在の琵琶湖時代	現在とほぼ同じ	
		堅田累層	現琵琶湖盆形成期	現琵琶湖地域に現在よりはるかに大きい湖盆があった	六甲変動最盛期 琵琶湖盆の縮小
200	古琵琶湖層群	蒲生累層	現琵琶湖盆発生期	現琵琶湖地域が沈降しはじめる 蒲生・佐山地域に立派な湖ができた	蒲生・佐山湖降化 (鈴鹿山脈の隆起) 古瀬田川の形成
		佐山累層	古期湖盆時代(蒲生・佐山湖時代)	現琵琶湖地域はまだ浸食地域であったと思われる	現琵琶湖湖水位 古水溜の運転
300	第三紀新世	伊賀・油口累層	古期湖盆発生期(伊賀湖時代)	山地と盆地の対立がはじまり蒲生・佐山地域に湖が発生し伊賀地方は平地となって降化した	
		高が原累層	湖の発生以前	地形は比較的平坦でどこどこに小さな湖盆があった 陶土層が堆積	
400	鮮世				
500					

〔日本地質学会第81回(1975) 巡検案内書より〕

3. 研究略史

京都大学の故中村新太郎教授は 昭和4年頃 びわ湖湖西 湖南地域の丘陵地を構成している砂礫や粘土からなる地層を調べ 古琵琶湖層となづけた。古琵琶湖層は現在では古琵琶湖層群とよばれている。昭和8年頃大阪市立大学池辺教授(現在 大阪市立大学 名誉教授)は湖東の土山や甲賀地域の段丘層の古琵琶湖層群更に第三紀中新統の鮎河層群を調査してこれをまとめた。

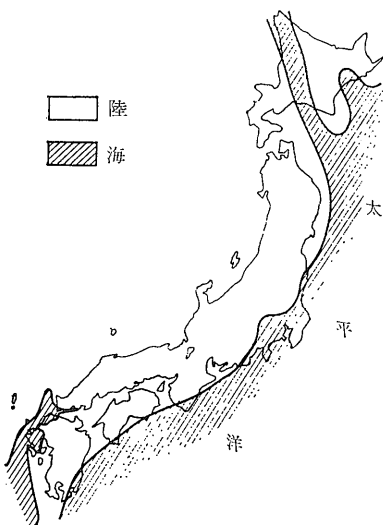
戦争中から終戦頃までは びわ湖周辺の新しい時代の地質について 余り関心もたれていなかったが 戦後 亜炭を求めて調査が行なわれるようになった。しかし

いずれも断片的な調査に過ぎなかった。昭和30年頃から 第四紀に関する研究者の努力によって調査研究は進展したが 何分にも びわ湖周辺の砂礫 粘土の分布が広大な地域であること 鍵層の決定 鍵層の追跡がむづかしいことから調査は敬遠され勝のようだった。

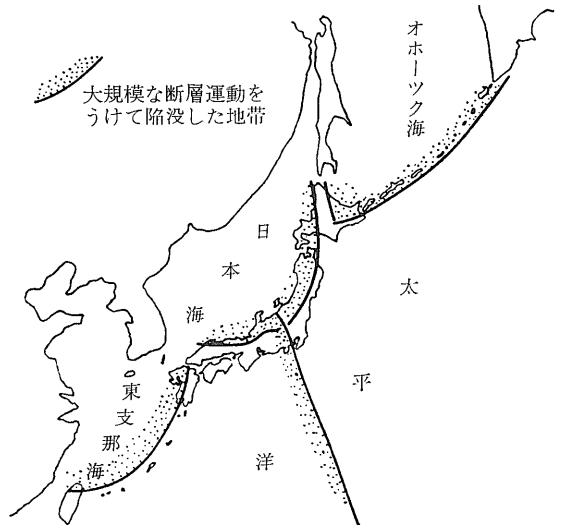
昭和35年頃 高谷好一博士(当時京都大学大学院)が 精力的に広い範囲の調査を行ない その成果を京都大学紀要に発表している。これに前後して 京都大学亀井教授 石田教授 大阪市大市原教授 滋賀大学立川教授 立命館大学横山教授 その他の地質研究者によって 古琵琶湖層群や 沖積層について 各種研究成果が発表されるように至った。

筆者は最近学術会報977-1 (No. 734号)で 京都大学助教授堀江博士の「琵琶湖ボーリングによる地球年代的的研究」と題する論文を拝見した。この論文は 琵琶湖の特性として 明治以来 今村明恒 小藤文次郎 小川琢治 大森房吉その他多くの諸博士が 本地域の各分野における研究の重要性を論述され 以来 生物学的分野からも また地球の規模で襲来した氷期(氷河時代)の影響を受けながら 自然環境変遷の証跡が 約500万年以上絶えることがなく積り続け これが堆積物中にそっくり残されており 重力異常の存在や その他の資料から判断して 2,000m程の厚さの堆積物が存在していることが考えられると述べている。

そして著者が研究対象としている 野洲川三角洲上で 掘さくされた深層ボーリングのコアを研究テーマとして その研究成果を中心として日本科学者の主導のもとに 国際学術交流のチャンネルを作り 遠隔な各国とも研究



第3図 中国準平原の形成 (古第三紀7000~4000万年前 (立川正久))



第4図 日本列島の原形の形成(市原実 1964)

情報の交換を密にして 相互の学問的刺激を促進しようとしている。そしてやがては湖底をより深層まで掘り抜いて 500 万年にわたる堆積の記録をそっくりとりあげて びわ湖初期の海洋時代から淡水時代にまたがる記録を研究しようとする計画が検討されていると報じている。これはびわ湖堆積研究の最近の動行とみてよいだろう。

4. びわ湖の生いたち

びわ湖の誕生

びわ湖の誕生を理解するためには 第三紀中新世からさらに第三紀の初めにまでさかのぼって 中国準平原の形成 日本列島の原形の形成 瀬戸内海の誕生にまでたちいたらなければならない。これらについては市原

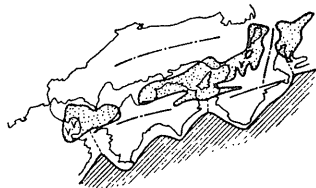
がきわめて解明しやすく図解をしている(1964; びわ湖の生いたち: 科学の実験15)

以下市原の図をおかりして 多少土質的な面を加えながら説明を進めたい。

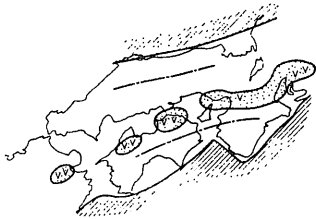
新世代中新世にはいと 六甲山南部と鈴鹿山地付近にかけて湖を生じた。そしてこの東西に長い堆積盆地は急速に拡がり 岡山県津山から美濃東部にまたがる海へと発展する。ちょうど現在の瀬戸内海に似た東西に長い内海である。しかしこの海の寿命は比較的短かく海は後退し 近畿は再び陸地と化した。そしてこうした中新世の内海はあきらかに次に来る鮮新世堆積盆地の前ぶれであった。古い堆積盆地をあたかも反復するかの如く ほぼそれに似た地点に 数ヶ所湖を生ずるよう



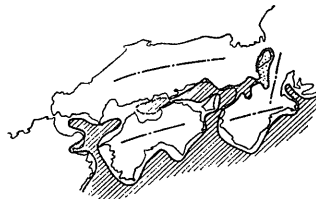
第5図 第1瀬戸内海の形成 (第三紀中新世のころ 2500 万年前)



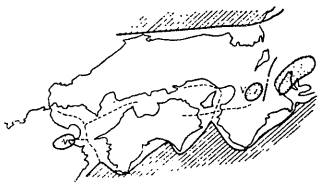
第8図 琵琶湖の誕生 (第三紀鮮新世のおわり 500~100 万年前)



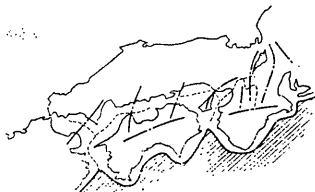
第6図 湖沼時代 (第三紀中新世のおわり 200 万年前)



第9図 第2瀬戸内海の時代 (第四紀前期 100 ~50 万年前)

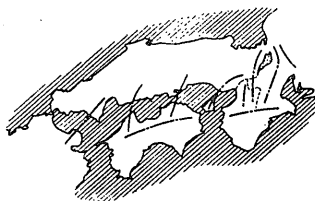


第7図 乾陸時代 (第三紀鮮新世のはじめ 1500 万年前)



第10図 六甲変動の最盛期とそれに続く古琵琶湖面の形成時代 (第四紀中期 50~30 万年前)

陸
 海
 湖沼
 河川
 火山
 褶曲帯



第11図 現在の琵琶湖

第5図~第11図
(市原 実 1964)

になった。一つは現在の淡路島から大阪平野 他の一つは伊賀 上野盆地 そして 最後のものは伊勢である (図3~11参照)。

びわ湖誕生はおそらくこのときをもってすることが出来るだろう。誕生直後の湖は 花崗岩類の基盤の上に出来た水たまりのようなくぼみであり 礫と 時には亜炭を堆積するような環境をもっていたようである。

当時すでに流出口をもっていたか否かは不明であるが少なくとも現在の宇治川ぞいのものは存在しかなかったと考えられる。とにかく 生れたばかりの湖は主として南方の伊賀方面に現在するものとは異なった形で存在していたのである。

びわ湖の北進

びわ湖はやがて膨張と北進を始めた。そして堆積環境も砂と粘土を交えるようになった。生物の遺骸も現生種の貝化石などを含め 湖が現在のものの直接の先祖であることを暗示しているようである。さらに地層中に比較的豊富に発見される藍鉄鉱は 現在のびわ湖で生成されているものと同じである。この藍鉄鉱の出来方は今のところ推定に過ぎないが 湖の貝類などの動物の死骸から溶けだした リン が水中および土の中の鉄と化合して 水に溶けないリン酸第一鉄の沈澱となり それが 砂や礫のすき間を埋めて出来たものと考えられる。いずれにしても誕生後膨張して北進したびわ湖は鮮新世

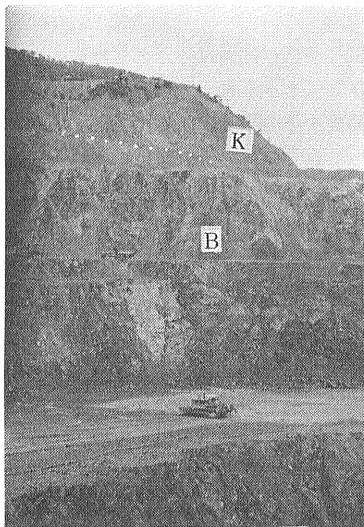
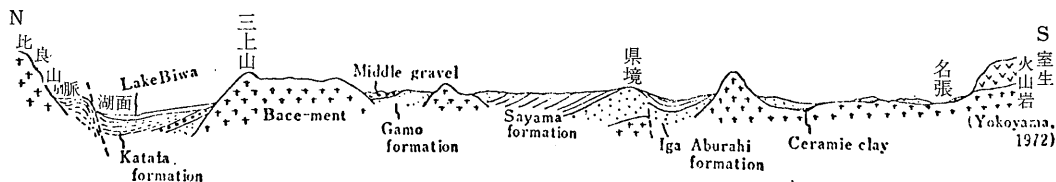
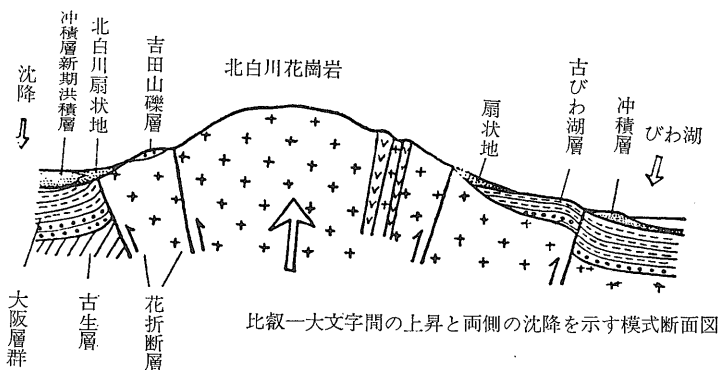


写真4
喜撰山ロックフィル
ダム土砂採掘現場
(1968)
ダムサイトより 500
m南麓において古生
層の岩石と古琵琶湖
層群の砂質粘土が同
一箇所で採掘できた
(建設工事中の写真)

K: 古琵琶湖層群
B: 基盤岩

後半に 誕生後亜炭を堆積させた浅いくぼみではなく 現在のものにかなり似たものになって来たのである。ただ当時の水域は少なくとも現在のものの2倍以上ある大きいものであった。この湖に堆積した地層は地質学的に古琵琶湖層群とよばれ 甲賀地区 蒲生地区から堅田地区などの丘陵地として残されている (写真4)。こうして膨張したびわ湖は鮮新世後半を通じて 数百米の地層を その湖底に堆積させたのである。



第12図 比叡一大文字間の上昇と両側の沈降を示す模式断面図 琵琶湖北断面 (縮尺推定) (比叡山 その自然と人文)

びわ湖の縮少

古琵琶湖層群と同じ時代の地層は 京都盆地や大阪平野の周囲にある丘などにもみられ これを大阪層群とよんでいる。なお鈴鹿山系の東麓にある地層は東海層群といわれている。これらは何れも鮮新世～洪積世にかけて急激な地殻変動の影響を受けた証拠が見出される。びわ湖堆積盆地においても同じような地史があるとすれば ここでも同時代に急激な環境の変化があったことが推定される。結果的には それはびわ湖の縮少というかたちであられるようになった。

構造運動以前の膨張期のびわ湖は いわば平坦な四囲の高い地形をもった大規模な湛水域であった。当時の近畿地方の古地理を考えると 次のことが想像される。すなわち びわ湖湛水域の西側に他の大きな湖（大阪層群堆積盆地）が存在し びわ湖はおそらくこの湖と連絡をもっていたものであろう。ただ二つの湖は両方とも現在のものよりはるかに大きく 起伏の少ない地形にとりかこまれ 豊かな水域であったのである。ところが第四紀初頃における集中的な地殻変動はまさにこのありさまを急変する。それはみごとに南北性の断層をもって始まる。比良山や鈴鹿山系を隆起させたのはこの時期だろうと 推定されている（第12図）。この褶曲運動はいわゆる六甲変動とよばれていて 変動の最盛期に断層が形成されたのである。ゆたかな平面的なびわ湖は四囲を急な山でとりかこまれ この時期に 現在の地形の原形が出来たのである。また同時に 西側瀬戸内海に相当する水域の連絡口も一本の河に縮少されて 完全な湖盆に独立したのはこの時期である。かくしてびわ湖は四囲の隆起 沈降とともに縮少の運命をたどるのである。縮少に向うときの堆積物は 古琵琶湖層群の最上部に砂礫を主体とする地層として残っている。

びわ湖の堆積期

集中的な基盤運動は四囲の山地を隆起させ これに対応して びわ湖の流出口 宇治川が現在の流路をとるようになったのもこの時期である。即ち瀬田から郷之口をへて宇治にいたる 古宇治川は六甲変動による山地の隆起よりも河川の下刻のほうがまさっていたため 現在みられるような山脈を横切って流れる宇治川になった。やがて縮少運動も極をこすと再び水位が上昇し平穏な時期をむかえた。この平穏な時期を段丘堆積期とよぶ。段丘堆積期の初期に びわ湖は現在より数十米高い水位をもって一時停滞した。湛水面積は現在の面積の約2倍に達したと考える。こうして構造運動をともなわない単純な流出口の洗掘（先行谷）によって徐々に水位を低下させて行くのである。この単純な洗掘という事実は 段丘堆積という事実を残して 現在のびわ湖のまったく前身を示すものである。

段丘堆積期の比較的初期にあたる最高水位時代には 安曇川 姉川 愛知川 野洲川などの大きい河川はすでに現在に近い位置に生まれており 広い氾らん原を当時の河川敷や河口にばらまいていた。それは現在の水位より60～80mも高い位置と推定される。

地史的にはこの時期は洪積世に入っており びわ湖は漸次現在の水位の方向に進んでいた。結果的には礫層を散在させる河川敷や三角州をともなう河口は漸次現在のびわ湖へ移動していく。かくして古い地形の上に薄い礫層を連続に敷設して びわ湖はその湛水面積を縮少することになる。現在愛知川や野洲川などの上流河川沿いにみごとな段丘礫層がみられるのはこうした機構で形成されたのである（写真5）。かくして洪積世に入ると 後背地から供給される多量の掃流土砂と 流出口の洗掘は プラスに相関して びわ湖の堆砂を成長させるのである。

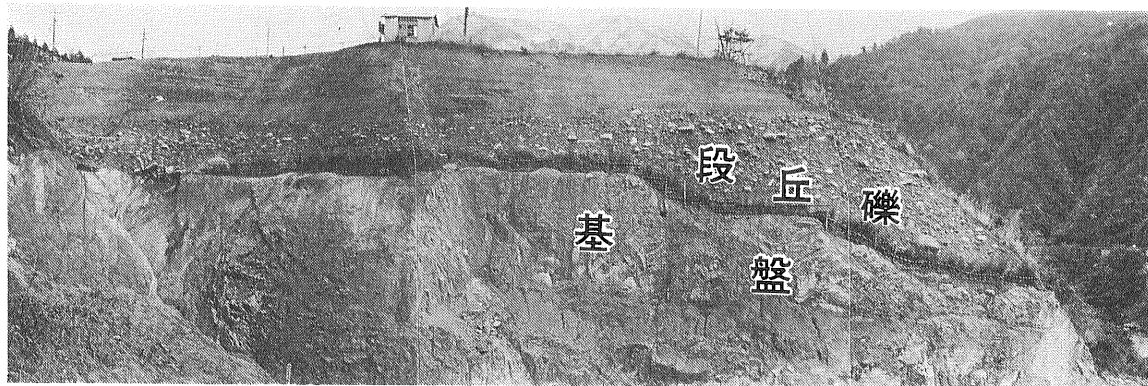


写真5

愛知川ダム付近の段丘面（ダム建設工事中に撮影したもの 1965）

この段丘礫層の特徴としては赤褐色を呈した薄層である。即ち上位より1~2mは小礫混りのシルト その下位4~5mの礫層からなっている。上位のシルトはしばしば欠け 礫のみになることがある。礫径は平均2~4cm 最大15~20cmでやや角ばっており 周辺の基盤岩の礫が大半を占めている。マトリックスとしての粘土分は古琵琶湖層群のそれより少なく 河川沿いの沖積層のものに比べるとおおい。このマトリックスは堆積と同時に出来たものではなく 堆積後陸化中に一種のラテリチゼーション(紅土化作用)を受け 構成物質の分離により 二次的に生じたものであると考えられている。

段丘礫層は台地の上では浅い地下水の通路になっている。台地にある野井戸は多くこの礫層と 下位の古琵琶湖層群との境界で掘止めになっている。

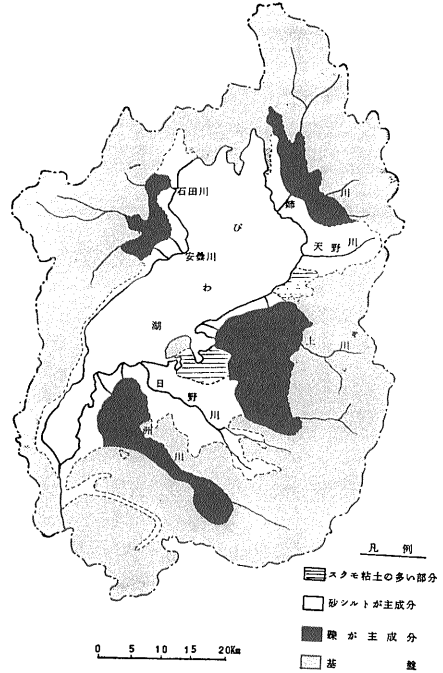
びわ湖の沖積期

河岸段丘や三角州は連続的に進行したものではない。あるときは水位は上昇し 谷が溺れ またあるときは降下して砂州が広がった。この運動もリズムカルなものではなく 停滞中には広いなだらかな三角州や河川敷が生じ 急激な水位降下期には傾斜の急な三角州ができた。こうして湛水面積を縮小する方向をとりながら 何段かの段丘を生ずるようになった。この段丘のうちもっとも新しいものが 現在のびわ湖の周辺に隣接するものであり これが沖積層とよばれるものである。

沖積世に入ってからの特徴は同じような堆積機構をもちながら 前の段丘時期とはかなり異なる堆積物の組成をもっている。即ち堆積物の構成要素が複雑である。このことは礫の生成されるべき山地と掃流距離が長くなった先端部ではその粒度に差を生ずるようになる。

何れにしてもその堆積構造が地形に左右されて 小さい規模で複雑になっている。そして段丘堆積期の後を受けて 湛水面積を縮小しつつある。

沖積層の正確な基底をおさえることはむずかしいことと思うが 本質的には段丘礫層と同様の堆積機構をもつ



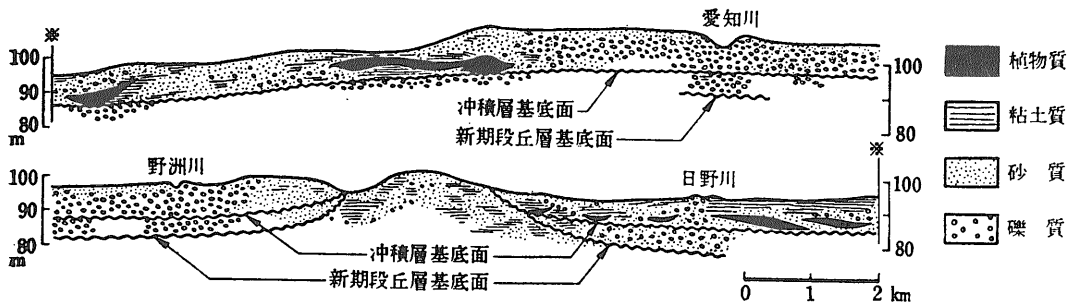
第13図 湖周辺の土質(近畿地方建設局 1966)

ており 内陸部ではおそらく10~20m位ではなかろうか。場所によって異なることは無論いえる。

土質状態は段丘礫層よりはるかに複雑である。例えば 東海道新幹線工事調査や野洲川改修工事その他の調査データから次の三つに区分することができる(第13図)。

i 礫が主要素をなす部分

礫は安曇川 姉川 愛知川 野知川その他の河口をのぞく河川沿岸に分布する。層厚は10~20m 現河川氾らん原として堆積したものである。直径20cmを越す巨礫をもち いわゆる玉石をなす。何れにしてもマトリックス以外は細粒度分が少なく 浅層地下水が存在する。この礫層は河川ぞいの堆積物であるが 河口まで存在するものではない。野洲川を始め その他の大き



第14図 新東海道線ぞいの表層部地質断面図(市原実 1964)

い河川の河口部では細粒の砂 粘土を主とする 堆積物に移り変わっている。

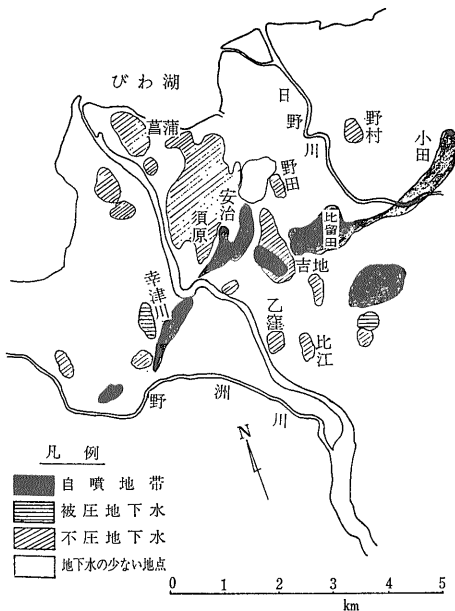
ii スクモ 粘土の多い部分

スクモ 粘土の多いところは米原 瀬田付近に分布する。 主要な河川より少し離れ 流れのないところに堆積したもののである(土質図参照)。 スクモは大小さまざまなレンズ状を呈し 厚さ5m 横への拡がり数100mに達するものがある。 粘土の層も同様な拡がりがあるが それより大型のものもある。 これらは砂や礫とかみ合って複雑な構成をしている場合が多い。 スクモ粘土はN=1~2のものが多く 地学的には排水 載荷などの先行荷重を受けていない。 したがって 地下水位の降下にもなって圧密は かなりあるものと予想される。 植物遺体の集合体であるスクモは 特にめだつた挙動をするであろう。 粒度が存在せず ふつう灼熱減量など特殊な方法で試験されるような物質である。

iii 砂 シルト 細礫が主要部をなすもの

標記は 玉石地帯 スクモ 粘土地帯をのぞいた他の大部分に存在する。 沖積層の一般的な土質構成といえる(国鉄新幹線ぞいの土質断面図 第14図)。 野洲川河川敷改修計画調査資料をみると 砂礫層中ではしばしば逃水現象が記録されている。 場所によっては地下水がかなり流れているとみることが出来る。

以上の分類は びわ湖成生過程における形態の模式的



第15図 野洲川河口地区 地下水概相図(近畿地方建設局 1966)

なものであり 三者はお互いに交錯し または漸移している。 全体としては 比較的透水性のよい一層をなし 下位の古琵琶湖層群を ほぼ平坦におおっているとみることが出来るだろう。

水の流出

今までのべた地層構成から水の流出は 不透水性の古琵琶湖層群をおおっている。 新しい地層(段丘礫層を含む)の薄層中に浸透しているといえる。 そして透水性の厚さは 湖水域に近くなるほど厚くなる傾向にある。 しかし これは原則的なもので これを通す流出機構の実際は そう簡単なものではない。 たとえば 上位の透水層にしても それは河川ぞいと そうでないところでは 透水係数に最低1けたの違いは出てくるだろう。 そして下位の不透水層も完全なK=0ではない。 何%かは この層中にも浸透しているはずである。 そのうえ 湖岸に近づくと透水層と不透水層との境界が不明なところがある(第15図)。

すなわち湖岸より 2~3 km 程度内陸にはいったところでは 浅層地下水の大部分は河川沿いの玉石層中を流下している。 このことは不透水層の古琵琶湖層群と透水層の沖積層ということより 河川敷玉石層という極めて透水性の大きい メクラ暗渠を考えたほうが 現実に適している。 しかし湖岸部ではメクラ暗渠の性格が不明瞭なものになる場合があるので いつも適用されるとは限らない それは湖岸部で 構成物質の粒度が小さくなり Kが激減しているからでもある。 水はある幅をもった直線的な流出経路をとらないで 扇状にまたは横方向にも浸透して行く。 いいかえれば 集水域の水ははじめ玉石層という狭いメクラ暗渠を流れ 湖岸から数 km の地点に達すると メクラ暗渠の目がつぶれはじめ 透水しにくくなり四周へ拡散してゆく。 このことは主要河川の下流部では 大概の場合豊富な被圧地下水が得られることから証明される。 典型的な三角州ならびに ドツコイシヨ(自噴井戸)地帯が発達しているのは 大きい河川にはよくその例をみるが 中でも野洲川河口付近が顕著である。 ドツコイシヨ地帯は 東海道本線と河口との中間部で(自噴井戸)三角州の土質構成のうち 暗渠構造をなすのがちょうどこの部分なのである。 愛知川 姉川 安曇川その他の河川流域においても大体同様な水況を呈している。

5. 貧栄養湖と富栄養湖

理科年表「日本のおもな湖沼」の中に びわ湖の湖沼型Oというのがあつた。 Oとは貧栄養湖のことである。 比較的新しくできた火口湖が例外なく貧栄養湖であるよ

うに 湖の出発当時はおそらくどれも貧栄養湖であつたろう。それがまわりの土砂や栄養塩の流入 湖内における生物遺骸の堆積などによって 次第に浅くなり 富栄養湖に変わってゆく。これが進むと湖は沼沢となり 最終的には陸上の生物群集におおわれるようになる。ところが長い地質年代を経て変化して来た 日本で一番古いといわれている びわ湖は未だ貧栄養湖である。それはなぜだろうか。

貧栄養湖から富栄養湖へという変遷はそんなに時間がかかるのだろうか。他の湖の例をみると そうも いきれない。びわ湖全体が今でも徐々に沈降を進行しているので 堆積によって浅くなる速度が追いつけないのだと考えるふしもある。累進効果が高く さらに基礎生産速度にくらべて 分解速度が大きい場合には 少なくとも生物の遺骸の埋積速度は小さく とくに有機物の堆積は少ない。こうした条件のもとでは いわゆる富栄養化は進みにくいではなからうか。

生物学者は貧栄養湖と富栄養湖を次のように定義づけている。即ち湖の形 大きさ 深さ 水の色 生物の種類等々 湖を典型的に分けてゆくと 貧栄養湖は水があい色ないし緑色で 比較的生物が少なく 底泥付近にも酸素があるため ナガスネユスリカが住んでいる。

富栄養湖は水が 緑色ないし黄色で 比較的生物が多く 底泥付近では酸素が欠乏しているため その要求が少ないオオユスリカが住んでいる。

この観点からみると びわ湖の北湖 つまり大きくて深く部分は貧栄養湖。南湖 小さくて浅い部分は富栄養湖ということになる。

実際植物プランクトンの生産速度 即ち単位時間あたり 太陽エネルギーを固定して無機物から有機物を作り出す速度は 南湖では比較的高く 北湖では低い。南湖が 沼のような性格になって来たと言われるのも このためであろう。びわ湖の複雑な構成の一部が ここにもうかがわれる。これに加えて汚染という問題があるが ここでは触れないことにする。

このように生物学的分類からみても びわ湖の生いたちは単純なものではない。

6. 火成時代から氷河期へ

びわ湖の生いたちの過程において 古琵琶湖層群の堆積が始まった頃から 地殻の変動が激しくなり 瀬戸内海や山陰地方では盛んに火山活動が活発になった。それにつれて、噴火によって放出された大量の火山灰は びわ湖周辺にも 水によって運ばれたり また空から直接湖面に降下して やがて湖底に沈んで 火山灰層と

して堆積することになる。古琵琶湖層群やその上位の沖積層中に火山灰の薄層が数十枚狭在していることは こうしたことに原因がある。

古琵琶湖層群の次の時代である高位段丘ができる頃から 現在までの経緯はよくわからないながらも 一応氷河期の変遷に伴う地層の変化ということが推定される。その頃から第1間氷期という時代に入り 氷河が解けたため 海面が現在より約60mも高くなった。したがって びわ湖面も現在より高くなったにちがいない。この間にできた地層は第2氷期が訪れると 湖面の底下と 地盤の傾動によって陸上に姿を出し 浸食作用を受けて 第1湖段となっていた。同様のことが その後2回ほどくりかえされたので それより低位の段丘が二つ出現した。さらに次の新しい段丘が 沖積層として生れているが この段丘はなお湖中であって見ることは出来ない。現在は約1万年前に終わった第4氷期の後の後氷期とよばれる時代に相当し 気候は暖かく また海面や湖面は高くなっている。

単に水面の上昇だけではなく 湖盆の沈降も その原因と考えられているが 水深約2m前後の沖積層面上には 湖底遺跡が水没したまま残っている。これは 後氷期に入ってから間もなく この地域に住んでいた 縄文 弥生時代の人たちが湖辺で生活をした跡である。

したがって 現在の湖面は約1万年ほどの間に 陸に対して相対的に2mまたはそれ以上高くなっていることがうなずける。

7. あとがき

びわ湖の誕生からその生いたちを その周辺の地層について地質時代という 時の流れを追って 変化と性質をのべてきたが また不十分で 今後の解明をまっところが多い。しかし びわ湖は長い間厳しい自然の洗礼を受けた結果 今日国定公園1号の指定を受けるにふさわしい 美しい現在の姿になり得たのだと いうことができる。

おわりに数ある参考書の中から主な資料を書いておく。なお本稿をまとめるにあたって 御支援と御便宜を賜った地質調査所の各位に厚く御礼を申し上げる。

参 考 文 献

- 高谷好一(1963):古琵琶湖層群の層序と古琵琶湖の古地理
京都大学理学部紀要 B.30
市原 実(1964):琵琶湖の生いたち 科学の実験 15-8
滋賀大学湖沼研究所編(1974):びわ湖 1.自然をさぐる
横山卓雄他2(1975):巡検案内書「近畿地方の鮮新更新統」
(日本地質学会 第81回総会)